

Analyse konvektiver Niederschlagssysteme  
mit einem C-Band Dopplerradar  
in orographisch gegliedertem Gelände

Zur Erlangung des akademischen Grades eines  
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN  
vonder Fakultät für Physik der Universität Karlsruhe (TH)  
genehmigte

DISSERTATION

von

Dipl.-Met. Ronald Hanesen  
aus Dortmund

Tag der mündlichen Prüfung 27. November 1998

Referent Prof. Dr. Klaus D. Beheng

Korreferent Prof. Dr. Franz Fiedler



## Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Übersicht über verschiedene konvektive Niederschlagssysteme	3
2.1	Kaltfronten	4
2.2	Einzelzellen-Gewitter	4
2.3	Multi- und Superzellen-Gewitter	5
2.4	Gewitterlinien (squall lines) und mesoskalige konvektive Systeme	7
2.5	Besonderheiten von konvektiven Niederschlagssystemen	8
2.5.1	Zellteilung (stormsplitting)	8
2.5.2	Tornados	9
2.5.3	Starke Abwindzonen (downbursts) und Böenfronten	10
3	Niederschlagsmessung mit einem C-Band Dopplerradar	11
3.1	Grundlagen der Radarmeteorologie	11
3.2	Fehler bei der Niederschlagsmessung mit Radar und deren Korrektur	16
3.2.1	Das Helle Band	19
3.2.2	Abschattung des Radarstrahls an orographischen Hindernissen	26
4	Unterscheidung zwischen konvektiven und stratiformen Niederschlägen	38
4.1	Ein Algorithmus zur Klassifizierung von Niederschlägen anhand von Radardaten	39
4.2	Resultate des Algorithmus zur Klassifizierung von Niederschlägen	43
5	Summen stratiformer und konvektiver Niederschläge	51
5.1	Analyse der Niederschlagssummen in Bezug auf Jahreszeit und Niederschlagstyp	52
5.2	Analyse der Niederschlagssummen in Bezug auf Windrichtung und Niederschlagstyp	62
5.3	Zugbahnen starker Gewitterzellen	71
6	Analyse besonderer Einzelfälle	75
6.1	Die Zellteilungen vom 22.7.1995 und vom 17.5.1996	75
6.2	Analyse des Tornados vom 9.9.1995	82

7 Zusammenfassung	105
Danksagung	110
Literaturverzeichnis	111
Symbolverzeichnis	115
Anhang	117

# 1 Einleitung

Niederschlag ist einerseits räumlich und zeitlich sehr variabel und andererseits eine große Größe. Die quantitative Erfassung von Niederschlag ist unerlässlich, wenn man die thermodynamischen und hydrodynamischen Prozesse der Atmosphäre verstehen und ihren Zustand vorhersagen möchte. Die Niederschlagsmenge regelt in ganz entscheidender Weise die Fähigkeit einer Bodenoberfläche, Wasser für die Verdunstung bereit zu stellen, welche einen wesentlichen Beitrag zur Energiebilanz des Bodens und damit zum Antrieb der atmosphärischen Zirkulation liefert. Aber nicht nur bei meteorologischen Fragestellungen kommt der möglichst flächendeckenden exakten Messung von Niederschlägen große Bedeutung zu. Um Abflussberechnungen für Einzugsgebiete von der Größe beispielsweise eines Straßenabschnitts bis hin zu großen Teilen eines Landes durchführen zu können, benötigen Hydrologen neben genauen Informationen über den Bodenzustand vor allem detaillierte Niederschlagsangaben. Viele Wirtschaftszweige einer modernen Industrienation sind auf zuverlässige Auskünfte über Niederschlag angewiesen. Dabei ist es eine Selbstverständlichkeit, daß Niederschläge nicht nur von großem Nutzen sind, sondern auch erhebliche Schäden anrichten können.

Fällt viel Regen in sehr kurzer Zeit, so kann der Boden den Niederschlag meist nicht vollständig aufnehmen. Das oberflächennah abfließende Wasser kann dann zu Überschwemmungen mit großen Schäden führen, oder es kann zu Erdstößen aufgrund völlig durchweichter Erdmassen kommen. Das Ausmaß einer Überschwemmung hängt stark vom Regentyp ab. Stratiforme, d.h. horizontal gleichförmig verteilte und meist längere andauernde Niederschläge können Überschwemmungen verursachen, die in der Regel große Einzugsgebiete betreffen, so daß es zu Hochwasser an großen Flüssen kommt. Die Rheinhochwasser vom Dezember 1993 und Januar 1995 sind Beispiele hierfür.

Konvektive Niederschläge, z.B. Schauer und Gewitter, dauern selten länger als einige Stunden. Ihre Niederschlagsintensitäten sind aber meist um ein Vielfaches höher als bei stratiformen Niederschlägen, so daß es zu regional begrenzten Überschwemmungen kommen kann. Ein Beispiel ist die verheerende Flutkatastrophe von Brig im September 1993 (z.B. Benoit und Desgagné, 1996).

Um die Gefahr von Überschwemmungen zu erkennen, ist neben operationellen Wettervorhersagemodellen ein hinreichend dichtes Netz von Niederschlagsmessstationen erforderlich. Dieses muß um so dichter werden und Daten mit einer um so feineren zeitlichen Auflösung liefern, je kleinräumiger und intensiver die Niederschläge sind. Will man in großen Gebieten starke konvektive Niederschläge zuverlässiger erfassen, so ist die Fernerkundung mit einem Niederschlagsradar fast unumgänglich. Ein solches Radar liefert Informationen über die Intensität von Niederschlägen mit einer räumlichen Auflösung von z.T. Bruchteilen eines Quadratkilometers und einer zeitlichen Auflösung von wenigen Minuten. Darüber hinaus kann die vertikale Struktur der Niederschlagssysteme erforscht werden, was mit Bodenstationen allein nicht möglich wäre. Ein dopplerefähiges Niederschlagsradar kann neben der Intensität von Niederschlägen auch die radiale Bewegungskomponente der Hydrometeore erfassen, woraus dreidimensionale Windfelder abgeleitet werden können. Das ermöglicht die Untersuchung der dynamischen Struktur von Niederschlagssystemen. Aus diesen Gründen ist die Radarmeteorologie etwa seit dem Zweiten Weltkrieg ein unverzichtbares Forschungsgebiet im Rahmen der allgemeinen Meteorologie geworden (Atlas, 1990).

Die Tatsache, daß extreme Niederschlagsereignisse massive ökonomische und Personenschäden verursachen können, hebt die Bedeutung radarmeteorologischer Untersuchungen hervor.

Neben Überschwemmungen können Schäden vor allem bei konvektiven Niederschlägen auch durch Blitzschlag, Hagel und starke Windböen oder Tornados verursacht werden. Nacheinem einzigen Hagelgewitter im Münchener Raum am 12. Juli 1984 mußten die Versicherungen für Schäden von insgesamt rund eineinhalb Milliarden Mark aufkommen (Münchner Rück, 1984). Die rechtzeitige Erkennung und sichere Vorhersage der Entwicklung von starken konvektiven Niederschlagssystemen ist daher eine wichtige Maßnahme bei dem Ziel, die durch sie verursachten Schäden zu minimieren.

Die Entstehung und Entwicklung von konvektiven Niederschlagssystemen wird durch die thermische und dynamische Schichtung der Atmosphäre bestimmt. Je labiler die Atmosphäre geschichtet ist, umso stärkere Vertikalbewegungen sind im Falle eines Gewitters zu erwarten. Bei gleichzeitiger starker Windscherung, d.h. Drehung und Geschwindigkeitsänderung des Horizontalwindes mit der Höhe, können langlebige konvektive Zellen mit starken Windböen am Boden und Hagelschlag entstehen (z.B. Weisman und Klemp, 1986). Die auslösenden Umgebungsbedingungen und das regionale Windfeld wiederum werden durch die Orographie wesentlich und auf vielfältige Weise beeinflusst. Die Hang- und Bergwindzirkulation kann beispielsweise konvektive Niederschlagssysteme auslösen. Durch Kanalisierungseffekte kann eine Windscherung verstärkt oder abgeschwächt werden (z.B. Adria und Fiedler, 1991).

Die vorliegende Dissertation hat das Ziel, den Einfluß der Orographie auf die Entwicklung konvektiver Niederschlagssysteme zu untersuchen. Zu diesem Zweck werden im zweiten Kapitel zunächst verschiedene Arten konvektiver Niederschlagssysteme kurz vorgestellt und der mögliche Einfluß der Orographie auf ihre Entwicklung diskutiert. Das dritte Kapitel behandelt die Niederschlagsmessung mit einem C-Band Dopplerradar, deren wichtigste Grundlagen zusammengefaßt werden. Der Schwerpunkt dieses Kapitels betrifft die Korrektur von Fehlern, die bei der Niederschlagsmessung mit einem Radar auftreten. Hierbei werden im besonderen neu entwickelte Algorithmen zur Korrektur von Effekten durch das sogenannte Helle Band und durch Abschattung der Radarstrahlung an orographischen Hindernissen erläutert.

Kapitel 4 befaßt sich mit Verfahren, konvektive von stratiformen Niederschlägen zu unterscheiden. Dazu wird ein neuer Algorithmus, der die Einteilung von Niederschlagsereignissen in die Typen stratiform, schwach konvektiv und stark konvektiv auf der Grundlage von Radarmessungen vornimmt, vorgestellt und seine Wirkung diskutiert. Mit Hilfe dieses Algorithmus wird es möglich, flächenhafte Verteilungen von Niederschlagssummen, die einerseits aus Radardaten abgeleitet und andererseits aus Messungen an Bodenstationen gewonnen wurden, getrennt für die drei Typen stratiform, schwach konvektiv und stark konvektiv zu berechnen. Die Verteilung der Niederschlagssummen wird außerdem im Hinblick auf die Jahreszeit, die Hauptwindrichtung und den Einfluß der Orographie untersucht. Ein weiterer Schwerpunkt dieses Kapitels ist den Zugbahnen besonders starker konvektiver Zellen gewidmet.

Das sechste Kapitel befaßt sich mit der detaillierten Analyse einzelner konvektiver Niederschlagsereignisse. Dazu werden Messungen des C-Band Radars sowie von Radiosondenaufstiegen und Bodenstationen verwendet. Es werden zwei Fälle von Trennung einer einzelnen konvektiven Zelle in zwei neue, deutlich unterschiedliche Zugbahnen aufweisende Zellen betrachtet. In einer weiteren Fallstudie werden die Bedingungen untersucht, die am 9. September 1995 zu einem schwachen Tornado am Ostrand des mittleren Oberrheingraben führten. Schließlich werden zwei Ereignisse analysiert, bei denen Gewitter zu Böenfronten führten und diese während mehrerer Stunden den Gewittern weit voraus liefen.

## 2 Übersicht über verschiedene konvektive Niederschlagssysteme

Dieses Kapitel gibt einen kurzen Überblick über verschiedene Arten von konvektiven Niederschlagssystemen und zeigt auf, inwieweit die Orographie einen Einfluß auf deren Entwicklung nehmen kann.

Konvektive Niederschläge entstehen bei feuchter labiler Schichtung der Atmosphäre. Eine solche Schichtung kann thermisch induziert sein oder durch eine höhenabhängige Advektion von Luftmassen unterschiedlicher Temperatur und Feuchte hervorgerufen werden. Großräumige Hebungsprozesse in der Atmosphäre, die häufig an Luftmassengrenzen oder im Bereich von Tiefdruckgebieten anzutreffen sind, ermöglichen die verstärkte Auslösung konvektiver Niederschläge. Orographische Hindernisse können die Auslösung und Entwicklung konvektiver Niederschläge in vielfältiger Weise beeinflussen. Abb. 2.1 zeigt schematische einige Prozesse.

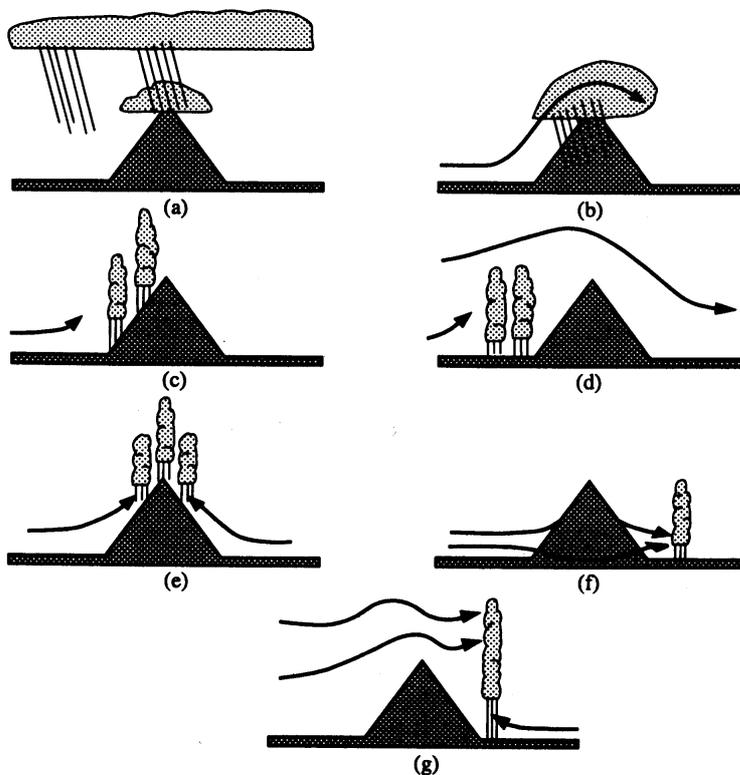


Abb. 2.1: Mechanismen orographisch bedingter Niederschläge: (a) und (b) Verstärkung im Luv und über den Gebirgskämmen bei stratiformen Niederschlägen; (c) Auslösung von Konvektion am Luvhang und (d) im Luv vor dem Gebirge; (e) thermisch bedingte Auslösung im Gebirge; (f) Konvektion im Lee bei Konvergenz umströmender Luftmassen; (g) Verstärkung konvektiver Aktivität im Lee eines Gebirges; aus Houze (1993).

Während stratiforme Niederschläge meist durch verstärkte Kondensation feuchter Luftmassen beim Überströmen eines Gebirges intensiviert werden (Abb. 2.1 a und b), ist der Einfluß der Orographie auf die Entwicklung konvektiver Niederschläge komplexer. Werden labil geschichtete Luftmassen gegenein in ein Gebirge geführt, so können durch verstärkte Hebungsprozesse konvektive Niederschläge im Luv des Gebirges ausgelöst oder intensiviert werden (vgl. Abb. 2.1 c und d). An geneigten Hängen werden Luftmassen häufig infolge starker Sonneneinstrahlung zu verstärkter aufwärts gerichteter Bewegung gezwungen und damit konvektive Niederschläge ausgelöst (Abb. 2.1 e). Luftmassen können in einem Gebirge umströmen und im Lee eine Konvergenzzone bilden, die zu vermehrter konvektiver Aktivität führt (Abb. 2.1 f). Große Gebirgsgänge bewirken zuweilen die Bildung einer Leezyklone, wenn der Gebirgsgang in der unteren Troposphäre großräumig von Luftmassen umströmt wird und in der mittleren Troposphäre von einem Trog überquert wird. So kommt es im mittleren Westen der USA im Leeder Rocky

Mountainssowie in der Po-Ebene im Leeder Alpen in den Sommermonaten häufig zu starken Gewittern. Solche Prozesse sind in Abb. 2.1 gedeutet.

Auf die Entwicklung von konvektiven Niederschlagssystemen hat die vertikale Windscherung entscheidenden Einfluß. Eine starke Drehung und Geschwindigkeitsänderung des Horizontalwindes mit der Höhe bei gleichzeitiger Labilität kann zur Ausbildung von langlebigen starken konvektiven Zellen – sogenannten Superzellen – Gewittern, die im Abschnitt 2.3 näher erläutert werden – führen. Die Windscherung und damit auch die Entstehung und Entwicklung von Gewittern wird meist durch die Geländestruktur beeinflusst. Eine großräumige ebene und homogene Geländeoberfläche setzt einer bereits vorhandenen Windscherung weniger Widerstand entgegen als beispielsweise eine hügelige Mittelgebirgslandschaft. Auf der anderen Seite können Kanalisierungseffekte in großen Tälern die Windscherung begünstigen (vgl. Adrian und Fiedler, 1991). So ist es nicht verwunderlich, daß sowohl in orographisch gegliedertem Gelände als auch in großen Ebenen bevorzugte und weniger bevorzugte Gebiete konvektiver Aktivität gefunden werden (Pühringer, 1973; Fuchs, 1981; Schiesser et al., 1997; Dotzek et al., 1998).

### 2.1 Kaltfronten

Kaltfronten sind typische Erscheinungsformen von Luftmassengrenzen in außertropischen Tiefdruckgebieten. Sie haben eine mehr oder weniger ausgeprägte Linienartige Struktur, so daß eine gewisse von kleinräumigen Fluktuationen überlagerte Homogenität der meteorologischen Feldgrößen entlang der Front anzutreffen ist. Eine Kaltfront ist meist durch intensive konvektive Aktivität geprägt, die zu Gewittern und Starkniederschlag führen kann. Neben der eigentlichen Kaltfront findet man häufig parallel zur Front weitläufige Niederschlagsbänder entlang bodennaher Konvergenzlinien (z. B. Hobbs und Persson, 1982; Hase-Straub et al., 1997). Starke Konvektion mit Gewittern tritt vor allem im Sommer an sogenannten Ana-Kaltfronten (oder Kaltfronten erster Art) auf, wo sich kalte Luft unter die feuchtere Luft des Warmluftsektors schiebt und starke Vertikalbewegungen auslöst. Dagegen herrschen bei Kaltfronten zweiter Art (oder Kata-Kaltfronten) frontrückseitig großräumige schwache Absinkbewegungen vor, so daß es meist nur zu schwachen Niederschlägen kommt. Aufgrund der mit Absinken verbundenen adiabatischen Erwärmung fällt der Temperaturrückgang beim Durchzug einer Kata-Kaltfront meist viel geringer aus als bei Ana-Kaltfronten (Kurz, 1990). Große Gebirge wie die Alpen stellen für schwache Kaltfronten häufig ein unüberwindbares Hindernis dar. Mittelgebirge können dagegen meist überströmt werden, wobei die Niederschläge im Luv des Gebirges durch verstärkte Hebungsprozesse intensiver und im Leede des Gebirges vermindert ausfallen (vgl. Abb. 2.1 c und d).

### 2.2 Einzelzellen-Gewitter

Während sich an Kaltfronten meist eine Reihe von konvektiven Zellen bildet, ist, unabhängig von Fronten, bei labiler Schichtung der Atmosphäre auch die Bildung lokaler Gewitter möglich. Hierbei kann z. B. eine kleinräumige bodennahe Überhitzung eine lokal begrenzte Vertikalbewegung der Luft auslösen. Wenn diese aufsteigende Warmluft das Kondensationsniveau erreicht, kann – unter ständiger diabatischer Erwärmung auf Grund von Kondensationsprozessen –

sen – rasch einen Aufwindschlauch erzeugt werden, der bis in die obere Troposphäre reicht. Die dabei sich bildenden Niederschlagsteilchen wachsen durch Koagulationsprozesse an und fallen zu Boden, sobald sie vom Aufwind nicht mehr getragen werden können. Beim Herunterfallen übertragen sie abwärtsgerichteten Impuls auf die sie umgebende Luft. Die daraus resultierende abwärts gerichtete Beschleunigung kann durch Abkühlung der Luft infolge von Schmelzen oder Verdunstung von Niederschlag verstärkt werden und dadurch starke Abwinde auslösen.

Eine konvektive Niederschlagszelle kann nur dann über einen längeren Zeitraum existieren, wenn die Zufuhr feucht warmer bodennaher Luft aufrechterhalten bleibt. Bei schwacher vertikaler Windscherung in der Umgebung der Zelle wird diese Zufuhr durch Eindringen trockenerer Umgebungsluft in die Wolke oder durch kühle Abwinde in Bodennähe meist nach kurzer Zeit unterbrochen. Das Gewitter (oder der Schauer, wenn keine elektrischen Entladungen stattfanden) fällt dann rasch zusammen. Man spricht in diesem Fall von einem Einzelzellen-Gewitter, da es nur eine kurzlebige Aufwindzone enthält. Aufgrund ihrer kurzen Lebensdauer führen diese Gewitter nur selten zu extremen Wettererscheinungen wie Hagel oder Sturmböen. Da eine schwache vertikale Windscherung meist mit schwachen Winden in allen Höhen der Troposphäre einhergeht, verlagern sich die Einzelzellen-Gewitter nur wenig.

Einzelzellen-Gewitter werden bevorzugt über dem Gebirge ausgelöst, weil dort durch verstärkte Einstrahlung an geneigten Hängen oder durch die Hang- und Bergwindzirkulation Vertikalbewegungen in der Atmosphäre begünstigt werden (vgl. Abb. 2.1e). Daher führen diese konvektiven Niederschlagssysteme in der Regel zu verstärkten Niederschlägen über den Gebirgen.

### 2.3 Multi- und Superzellen-Gewitter

Hat sich in einer labil geschichteten Luftmasse eine konvektive Niederschlagszelle gebildet, so hängt es hauptsächlich vom Vertikalprofil des horizontalen Windes in der Umgebung dieser Zelle ab, ob es bei einer Einzelzelle bleibt oder ob sich daraus ein Multizellen- oder ein Superzellen-Gewitter bildet.

Von einem Multizellen-Gewitter spricht man, wenn sich – ausgelöst meist durch Konvergenz an der Böenlinie der Abwinde – eine neue konvektive Zelle in unmittelbarer Nähe der ersten bildet, bevor diese zerfällt. Dieser Prozeß kann mehrere Stunden dauern, wobei sich nach und nach immer neue Zellen bilden und wieder zerfallen. Oft sind viele Zellen in unterschiedlichem Entwicklungsstadium gleichzeitig vorhanden. Multizellentrifft man häufig an, wenn die Windgeschwindigkeit mit der Höhe zunimmt, die Windrichtung aber im wesentlichen konstant bleibt (Weisman und Klemp, 1986). Durch die ständige Entwicklung neuer Zellen können Multizellen-Gewitter größere Flächen überdecken und zu starken Niederschlägen mit Überflutungen führen.

Starke Niederschläge, großer Hagel und Sturmböen sind häufig die Folge von Superzellen-Gewittern. Sie zeichnen sich durch einen langlebigen rotierenden Aufwindbereich – eine sogenannte Meso- oder Mesozyklone – und meist zwei Zonen starker Abwinde aus (vgl. Abb. 2.2a). Am Fuße des rotierenden Aufwindes kann sich ein Tornado bilden. Superzellen werden meist dann beobachtet, wenn das Hodogramm mit zunehmender Höhe nach rechts dreht und die Verlagerung des Gewitters rechts vom Hodogramm liegt (vgl. Abb. 2.2b).

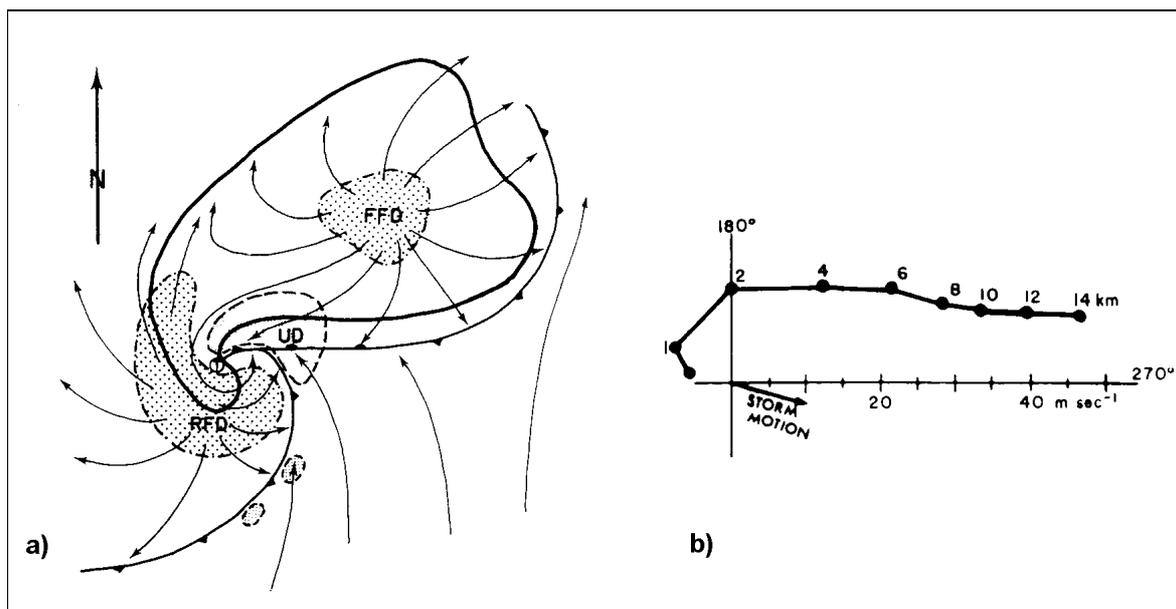


Abb. 2.2: a) Aufsicht auf die bodennahen Strömungsverhältnisse eines Superzellen-Gewitters. UD = Aufwindregion, FFD = vorderseitige Abwindregion, RFD = rückseitige Abwindregion. Die dicke geschlossene Liniemarkiert die Niederschlagszone im Radarecho. b) Höhenprofil in der Umgebung eines starken Superzellen-Gewitters. Die Zahlen entsprechen der Höhe in Kilometern. Der mit 'storm motion' bezeichnete Vektor gibt Richtung und Geschwindigkeit der Verlagerung der Superzelle an (aus: Weisman und Klemp, 1986).

Da die Labilität der Atmosphäre und die vertikale Windscherung einen großen Einfluß auf die Entstehung und Entwicklung konvektiver Niederschlagszellen haben, werden verschiedene Parameter verwendet, die diese Größen charakterisieren. Die am häufigsten gebrauchten Parameter sind (vgl. Weisman und Klemp, 1986; Droegemeier et al., 1993; Brookset al., 1994):

- konvektive potentielle Auftriebsenergie CAPE (convective available potential energy)

$$CAPE = g \int_{NFK}^{NNA} \frac{\theta_v(z) - \bar{\theta}_v(z)}{\bar{\theta}_v(z)} dz. \quad (2.1)$$

Sie gibt eine Obergrenze für die potentielle Energie durch Auftriebskräfte an, welche für ein Luftpaket verfügbar wird, das vom Niveau der freien Konvektion (NFK) bis zum Niveau des neutralen Auftriebs (NNA) aufsteigt.  $\theta_v(z)$  ist die virtuelle potentielle Temperatur des aufsteigenden Luftpakets und  $\bar{\theta}_v(z)$  diejenige der Umgebung in der Höhe  $z$ ;  $g$  ist die Schwerkraftbeschleunigung. Der Parameter CAPE hängt stark von den bodennahen  $\theta_v$ -Werten ab. Typische Werte von CAPE liegen bei starker Konvektion zwischen 1000 und 2000 J/kg; in den USA wurden auch schon Werte über 5000 J/kg beobachtet (Bluestein, 1993). Bei schwacher Konvektion werden entsprechend kleinere Werte erreicht.

- Volumen-Richardsonzahl  $Ri_v$

$$Ri_v = 2 \frac{CAPE}{(\mathbf{v}_u - \mathbf{v}_m)^2}. \quad (2.2)$$

Sie erlaubt eine Abschätzung, ob die Entwicklung eines konvektiven Niederschlagssystems mehr durch thermodynamische oder durch hydrodynamische Prozesse bestimmt wird. Ist der thermodynamische Antrieb groß, d.h. CAPE ist hoch, und ist gleichzeitig die Differenz zwischen dem Windvektor  $\mathbf{v}_u$  in unteren und demjenigen  $\mathbf{v}_m$  in mittleren Troposphärenschichten gering, so erreicht  $Ri_v$  große Werte. In diesen Umgebungsbedingungen entstehen häufig Ein-

zelzellen- oder Multizellen-Gewitter. Tritt der hydrodynamische Antrieb bei ausreichender Labilität in den Vordergrund, so wird – bei weiterhin relativ hoher CAPE – die Differenz  $v_u - v_m$  ebenfalls sehr groß und damit  $Ri_v$  klein. In diesem Fall entstehen häufig Superzellen-Gewitter (vgl. Abb. 15.18 in Weisman und Klemp, 1986).

- (Gewitter-) Sturm-relative Helizität SRH

$$SRH = - \int_0^H \mathbf{k} \cdot (\mathbf{v}(z) - \mathbf{c}) \times \frac{\partial \mathbf{v}(z)}{\partial z} dz. \quad (2.3)$$

Hierbei ist  $\mathbf{k}$  der vertikale Einheitsvektor,  $\mathbf{v}(z)$  der höhenabhängige Vektor des Horizontalwindes in der Umgebung des Gewitters und  $\mathbf{c}$  dessen Verlagerungsvektor.  $H$  ist diejenige Höhe unterhalb etwa 3 km, bei der SRH betragsmäßig am größten wird. In einem Hodogramm entspricht SRH der Fläche, die von einem Vektor überstiegen wird, der vom Verlagerungsvektor des Gewitters auf die mit zunehmender Höhe variierenden Windvektoren zeigt. Im Falle eines rechts drehenden Hodographen und eines Verlagerungsvektors des Gewitters, der rechts vom Windhodographen liegt (vgl. Abb. 2.2b), nimmt SRH große positive Werte an. Superzellen entstehen also hauptsächlich dann, wenn sowohl CAPE als auch die Helizität SRH betragsmäßig große Werte annehmen. Bei der Analyse von nordamerikanischen Tornados fand Brooks et al. (1994) heraus, daß Tornados umso stärker werden, je größer das Produkt aus dem Betrag von SRH und CAPE ist. Die Intensität von Superzellen kann somit durch die Orographie verstärkt werden, wenn diese die vertikale Windscherung und Helizität begünstigt. Werden dagegen Scherung und Helizität durch eine orographisch induzierte kleinräumige Zirkulation verringert, so kann dies zur Auflösung von Superzellen-Gewittern führen.

## 2.4 Gewitterlinien (squall lines) und mesoskalige konvektive Systeme

Gewitterlinien (squall lines) entstehen meist an Luftmassengrenzen oder Konvergenzlinien. Sie können aber auch durch Böenfronten ausgelöst werden. Ihre Erscheinungsform ähnelt sommerlichen starken Kaltfronten, die mit kräftiger Konvektion einhergehen. Bei einer Kaltfront mit kräftigen Gewittern kommt es aber in der Regel zu einer deutlichen und nachhaltigen Abkühlung in der unteren und mittleren Troposphäre, während der mit dem Durchzug einer Gewitterlinie verbundene Temperaturrückgang häufig nur von kurzer Dauer ist. Starke Gewitterzellentretene zuweilen nahe beieinander in linienhafter Anordnung auf, gefolgt oder nachlaufend einer Zone stratiformer Niederschläge. Man spricht dann auch von einem mesoskaligen konvektiven System (MCS, mesoscale convective system).

Dabei gibt es prinzipiell nur geringe Unterschiede zwischen einem großen Multizellen-Gewitter, einer weit ausgedehnten Gewitterlinie und einem kleinen mesoskaligen konvektiven System. Chappell (1986) nennt jedes Multizellen-Gewitter oder jede Gruppe von Zellen, die eine gewisse Organisation ihrer Zirkulation vermuten lassen (z. B. Gewitterlinien), ein mesoskaliges konvektives System. Zuweilen wird die horizontale Ausdehnung eines konvektiven Niederschlagssystems als Unterscheidungsmerkmal herangezogen: Schiesser et al. (1997) sprechen von einem MCS, wenn „eine geschlossene Radarkontur von 25 dB(Z) oder [eine Niederschlagsintensität von mehr als] 1 mm/h eine Ausdehnung von mindestens 100 km erreicht“. Ein besonders großes mesoskaliges konvektives System nennt man auch mesoskaligen konvektiven Komplex (MCC). Maddox et al. (1986) verlangen dafür, daß im Infrarot-Satellitenbild ein Wolkenschirm erkennbar sein muß, dessen  $-32^\circ\text{C}$ -Fläche 6 Stunden lang mindestens  $100000\text{ km}^2$  und dessen  $-52^\circ\text{C}$ -Fläche mindestens  $50000\text{ km}^2$  groß ist.

## 2.5 Besonderheiten von konvektiven Niederschlagsystemen

Konvektive Niederschlagsysteme zeichnen sich durch eine komplexe thermo- und hydrodynamische und mikrophysikalische Struktur aus. Sie zeigen eine Fülle interessanter meteorologischer Phänomene (z. B. Blitze, Bildung von Hagel), auf deren Details im Rahmen dieser Dissertation nicht näher eingegangen werden kann. Drei besondere Phänomene, die in Mitteleuropa im Zusammenhang mit konvektiven Niederschlagsystemen relativ selten auftreten und nur schwer zu dokumentieren sind – wobei sich die Messungen mit einem Dopplerradar als sehr hilfreich erwiesen haben –, sollen dennoch kurz erläutert werden. Detaillierte Beschreibungen dieser und weiterer Erscheinungsformen finden man z. B. in Houze (1993) und in Bluestein (1993).

### 2.5.1 Zelleilung (stormsplitting)

Besonders gut mit einem Niederschlagsradar kann man zuweilen beobachten, daß sich eine neu entstandene Gewitterzelle in zwei Zellen aufteilt, die dann unterschiedliche Zugbahnen einschlagen, wobei die Verlagerung jeweils einer der Zellen nach rechts und die der anderen nach links von der Verlagerung der ursprünglichen Zelle gerichtet ist. Man spricht daher von einer Zelleilung von Gewitterzellen ist in der Regel eine starke Windscherung. Trägt man den Verlagerungsvektor der ursprünglichen sowie der beiden neu entstandenen Zellen in ein Hodogramm ein, so kommt man meist zu dem Ergebnis, daß der Verlagerungsvektor der ursprünglichen Zelle nahe beim Hodographen des Horizontalwindes liegt, derjenige der rechtsziehenden Zelle rechts und der Verlagerungsvektor der linksziehenden Zelle links vom Windhodogramm liegt.

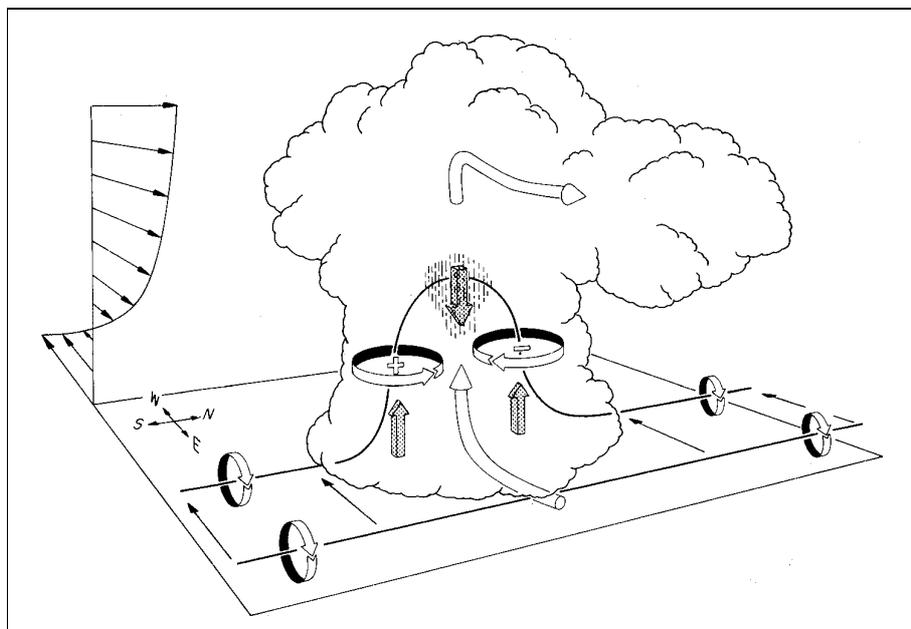


Abb. 2.3: Schematische Darstellung der Zirkulation in einer konvektiven Zelle bei starker vertikaler Windscherung in deren Umgebung. Diese Scherung ist für die Ausbildung eines Rotationspaares im Aufwindschlauch (durch + und - angedeutet) verantwortlich (aus Bluestein, 1993).

Diese Eigenart liefert einen Hinweis auf den Vorgang bei starker Scherung ein Aufwindschlauch mit hoher Scherung in eine horizontale Scherung gekippt werden ('twisting'). Dadurch können sich im Aufwindbereich zwei benachbarte Rotationen einstellen, von denen die eine zyklonal und die andere antizyklonal ist (vgl. Abb. 2.3). Diese Rotationspaar transportiert in großer Menge trockene Umgebungsluft in die Aufwindregion und sorgt damit für eine Teilung des Aufwindschlauchs. Die beiden neu entstandenen Zellen driftet nun nach rechts und nach links von der ursprünglichen Bewegungsrichtung ab, wobei die rechtsziehende zyklonal und die linksziehende antizyklonal rotiert.

Für die weitere Entwicklung der neu entstandenen Gewitterzellen ist die Helizität relativ zur jeweiligen Bewegungsrichtung (SRH, Gl. (2.3)) von großer Bedeutung: ein zyklonal rotierender Aufwind wird durch große Werte der SRH begünstigt, ein antizyklonal rotierender Aufwind durch betragsmäßig große negative Werte. Ist die Bewegungsrichtung der linksziehenden Zelle betragsmäßig rasch zerfallen. Bei mit der Höhe stark zunehmendem Wind ist dies meist der Fall. Dann kann sich die rechtsziehende Zelle, deren Verlagerungsvektor weit rechts vom Wind hodographen liegt und somit eine besonders große relative Helizität aufweist, zu einer intensiven Superzelle entwickeln (Weisman und Klemp, 1986; Droegemeier et al., 1993).

## 2.5.2 Tornados

Zu den konvektiven Niederschlagssystemen, die große Schäden verursachen können, zählen die Superzellen-Gewitter. Sie sind die Erscheinungsform konvektiver Niederschlagssysteme mit der am stärksten entwickelten Organisation ihrer internen Zirkulation. Diese ist durch einen rotierenden Aufwindschlauch und Zonen starker Abwinde mit intensiven Niederschlägen gekennzeichnet (vgl. Abschnitt 2.3). In seltenen Fällen intensiviert sich die Rotation am Fuß des Aufwindschlauchs, so daß sich ein starker kleinräumiger Wirbel aus der Wolke heraus bis zum Boden hinaus bilden kann. Aufgrund des verringerten Luftdrucks im Wirbelzentrum und damit verbundener Abkühlung der Luft kann es zu Kondensation kommen, so daß eine aus der Wolke heraus nach unten wachsende Schlauch sichtbar wird. Dieses Phänomen nennt man Tornado. Die Windgeschwindigkeiten in diesem Wirbel können über 100 m/s erreichen und zu katastrophalen Schäden führen, meist sind sie aber viel geringer. Tornados treten besonders oft in den USA auf; dort sind sie auch meist stärker als in Mitteleuropa, wo man nur selten Tornados beobachten kann. Nach Untersuchungen von Fuchs (1981) und Dotzek et al. (1998) ist in Deutschland durchschnittlich mit zwei bis fünf Tornados pro Jahr zu rechnen.

Die genauen Prozesse, die zur Ausdehnung der Rotation bis zum Erdboden hin führen, sind immer noch Gegenstand intensiver Forschung. In jedem Falle geht die Bildung eines Tornados mit einer Streckung eines vertikal rotierenden Wirbels einher, wobei es wegen der Drehimpulserhaltung zu einer starken Zunahme der Rotation kommt. Neben großen azimuthalen Komponenten des Windes in einem solchen Wirbel zeichnet sich die Strömung meist in Bodennähe durch eine radial auf das Wirbelzentrum zu gerichtete Bewegung und wegen der damit verbundenen Konvergenz durch eine starke aufwärtsgerichtete Vertikalbewegung aus (z.B. Houze, 1993). Bei sehr großem Verhältnis zwischen der azimuthalen und der radialen Komponente der Strömung, von Fujita (1981) als 'swirl ratio' bezeichnet, können sich innerhalb des Tornados mehrere kleine, aber sehr heftige Wirbel ('suction vortices') bilden, die um das gemeinsame Zentrum kreisen. Zwischen diesen kleinen Wirbeln werden auch abwärtsgerichtete Vertikalbewegungen beobachtet (Fujita, 1981).



### 3 Niederschlagsmessung mit einem C-Band Dopplerradar

Wie schon in der Einleitung erwähnt, ist die flächendeckende quantitative Erfassung von Niederschlägen eine wichtige Aufgabe meteorologischer Tätigkeit und die Verbesserung der Meßgeräte ein wichtiges Forschungsziel. Weit verbreitet sind klassische Bodenmeßgeräte nach Hellmann (Grundmann, 1957): Das durch eine 200 cm<sup>2</sup> große ebene Auffangfläche fallende Regenwasser wird mit einem Trichter gesammelt und in einem Behälter gespeichert. Mit diesen Geräten realisiert man eine grobe zeitliche Auflösung der Niederschlagsmessung, die nur zu bestimmten Terminen, häufig nur einmal täglich, abgelesen und geleert werden. Daher wurden auch sogenannte Ombrometer entwickelt: Diese im übrigen mit dem Regenschirm nach Hellmann baugleichen Geräte erfassen die gesammelte Wassermenge mittels einer Wippe, eines Tropfenzählers oder einer Schreibtrommel mit hoher zeitlicher Auflösung. Obwohl zahlreiche technische Vorkehrungen zum Schutz vor Verdunstung oder vor Verlusten durch Spritzwasser getroffen werden, können diese Verluste bei den genannten Instrumenten nicht ausgeschlossen werden. Außerdem kann durch Wind einfluß ein großer Teil des Niederschlags an der Auffangfläche vorbeigeweht werden. Kumm (1983) fand bei Vergleichsmessungen mit windgeschützten Geräten im Sommer im Mittel 5 Prozent und im Winter etwa 10 Prozent höhere Niederschlagssummen als bei den herkömmlichen ungeschützten Geräten. Bei Schneefall lagen die Unterschiede z.T. weit über 20 Prozent. Darüber hinaus kann eine 200 cm<sup>2</sup> große Meßfläche nicht immer als für ein größeres Meßgebiet repräsentativ angesehen werden.

Als Alternative bietet sich der Einsatz eines Niederschlagsradars an. Damit kann die Niederschlagsintensität in einem mehrere Tausend Quadratkilometer großen Gebiet um das Radar herum räumlich und zeitlich hoch aufgelöst in guter Näherung bestimmt werden. Darüber hinaus liefern dopplerrfähige Radargeräte Informationen über die radiale Bewegungskomponente der Niederschlagsteilchen, woraus man Informationen über den Strömungszustand der Atmosphäre erhält.

Im ersten Abschnitt dieses Kapitels werden die wichtigsten Grundlagen der Niederschlagsmessung mit einem Radargerät dargestellt. Der zweite Abschnitt dient der Beschreibung von Algorithmen, mit denen zwei bedeutenden Fehlerquellen bei der Ableitung von Niederschlagsintensitäten aus gemessenen Radardaten korrigiert werden können.

#### 3.1 Grundlagender Radarmeteorologie

Das grundlegende Funktionsprinzip eines Niederschlagsradars besteht darin, aus der Charakteristik der von einem solchen Gerät ausgesendeten und empfangenen elektromagnetischen Strahlung quantitative Informationen über die Eigenschaften von Niederschlagsteilchen zu erhalten. Aus der Amplitude der empfangenen Strahlung kann die Intensität des Niederschlages abgeleitet werden. Dopplerrfähige Radargeräte können auch die Phasenverschiebung der Strahlung messen, woraus sich Informationen über den Strömungszustand der Atmosphäre ermitteln lassen. Außerdem gibt es Geräte, die die Änderung der Polarisierung messen, was Hinweise auf die Form und den Aggregatzustand der Hydrometeore liefert. Einen detaillierten Überblick der historischen Entwicklung der Radarmeteorologie findet man in zahlreichen Artikeln des von Atlas (1990) herausgegebenen Bandes.

In diesem Abschnitt werden die wichtigsten Gleichungen erläutert, die der Bestimmung der Niederschlagsintensität aus Messungen mit einem Radar dienen. Für eingehende Untersuchungen und Details sei auf die zahlreichen einschlägigen Lehrbücher verwiesen (z.B. Battan, 1973; Doviak und Zrnic, 1984; Rinehart, 1991; Sauvageot, 1992).

Bei einem gepulsten Niederschlagsradar wird das untersuchende System, das viele Streuteilchen enthält, mit einem kurzzeitigen Puls elektromagnetischer Strahlung (oder kurz: Radarstrahlung) „beleuchtet“. Dies sogenannte Radargleichung stellt dann einen Zusammenhang zwischen der ausgesendeten Leistung  $P_t$  und der empfangenen Leistung  $P_r$  her (nach Sauvageot, 1992):

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 L^2}{(4\pi)^3} \frac{c\tau}{2} \frac{\eta}{r^2} \int_{\Omega} f^4(\theta, \phi) d\Omega \quad (3.1)$$

Dabei ist  $G$  der sogenannte Antennengewinn, der das Verhältnis der Strahlungsintensität durch die Bündelung der Antenne relativ zu einer isotropen Abstrahlung beschreibt,  $\lambda$  ist die Wellenlänge der Radarstrahlung,  $1-L$  ist der auf einfachem Weg zwischen der Antenne und den Streuteilchen durch Extinktion (auch als Dämpfung bezeichnet) verlorene Anteil der Strahlung,  $c$  ist die Lichtgeschwindigkeit und  $\tau$  die Pulsdauer.  $\eta$  ist der volumenspezifische Rückstreuquerschnitt der Streuteilchen und wird auch Radarreflektivität genannt.  $r$  ist die Entfernung der Streuteilchen vom Radar, welche sich aus der Zeit seit der Aussendung des Pulses ergibt.  $f^2(\theta, \phi)$  ist die normierte Intensität der Radarstrahlung bei einem Azimutwinkel  $\theta$  und dem Zenitwinkel  $\phi$ . Diese Winkel werden üblicherweise relativ zur Strahlmitte angegeben, so daß gilt:  $f^2(0,0)=1$ . Das Integral auf der rechten Seite von Gl. (3.1) erstreckt sich über den ganzen Raumwinkel  $\Omega$  des Pulsvolumens, wobei eine homogene Verteilung der Streuteilchen angenommen wird.

Bei kugelförmigen Wassertropfen mit einem Durchmesser  $D \ll \lambda$  kann der Rückstreuquerschnitt  $\sigma$  der einzelnen Tröpfchen mit der Rayleigh-Näherung berechnet werden. Dann gilt für die Radarreflektivität

$$\eta = \int_0^{D_{\max}} \sigma(D) n(D) dD \approx \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int_0^{D_{\max}} D^6 n(D) dD \quad (3.2)$$

wobei  $D_{\max}$  der maximale Durchmesser der Wassertropfen ist;  $n(D)$  ist die Größenverteilung der Wassertropfen und  $|K|^2$  der Dielektrizitätsfaktor ( $|K|^2 \approx 0,93$  für Wasser und  $|K|^2 \approx 0,18$  für Eis).

Gl. (3.2) in Kombination mit Gl. (3.1) legt die Definition des Radarreflektivitätsfaktors  $Z$  nahe:

$$Z = \int_0^{D_{\max}} n^2(D) D^6 dD \quad (3.3)$$

Der Radarreflektivitätsfaktor wird meist abgekürzt Reflektivität genannt, was im folgenden auch in dieser Arbeit geschieht.

Die Reflektivität  $Z$  der Hydrometeore ist zu unterscheiden von der gemessenen Reflektivität  $Z_m$ , die aus der empfangenen Leistung  $P_r$  und der Entfernung  $r$  nach Gl. (3.1) berechnet werden kann:

$$Z_m = P_r \frac{1}{C} r^2 \quad (3.4)$$

wobei  $C$  die Radarkonstante ist:

$$C = |K|^2 \frac{\pi^5 P_t G^2 L^2 \lambda^2 c \tau}{\lambda^4 (4\pi)^3 2} \int_{\Omega} f^4(\theta, \phi) d\Omega. \quad (3.5)$$

Die Radarkonstante ist im wesentlichen eine gerätespezifische Größe. Bei der Berechnung der gemessenen Reflektivität  $Z_m$  anhand Gl. (3.4) wird in der Regel der Dielektrizitätsfaktor von Wasser benutzt und die Dämpfung vernachlässigt (d.h.  $L=1$ ). Daraus können allerdings Probleme entstehen: Bei Schnee weicht beispielsweise die tatsächliche Reflektivität im Sinne von Gl. (3.3) von der gemessenen Reflektivität  $Z_m$  ab, weil zu einem von einem falschen Dielektrizitätsfaktor ausgegangen wird und zum anderen Schneeflocken häufig von so komplexer Form sind, daß die Rayleigh-Näherung oft eine unzureichende Beschreibung ihrer Rückstreuungsschnitte ist. Bei starker Dämpfung ist  $C$  nach Gl. (3.5) zu groß, wenn man  $L=1$  annimmt, und damit die gemessene Reflektivität zu klein.

Werte der Reflektivität erstrecken sich über mehrere Größenordnungen. Daher wird sie meist als logarithmisches Maß angegeben:

$$DBZ = 10 \log_{10} \left( \frac{Z}{\text{mm}^6 \text{m}^{-3}} \right) \quad (3.6)$$

Die dimensionslose Größe DBZ wird in dieser Arbeit ebenfalls Reflektivität genannt. Die Aussage, daß die Reflektivität  $1000 \text{mm}^6 \text{m}^{-3}$  betrage, ist synonym mit der Aussage, die Reflektivität betrage  $30 \text{dB}_z$ . Gemeint ist jeweils:  $Z = 1000 \text{mm}^6 \text{m}^{-3} \Leftrightarrow DBZ = 30 = 30 \text{dB}_z$ .

Daß die so ermittelte gemessene Reflektivität  $Z_m$  nicht mit der tatsächlichen Reflektivität  $Z$  übereinstimmen muß, ist einleuchtend, wenn man die einschränkenden Voraussetzungen bedenkt, unter denen Gl. (3.2) bestimmt wurde. Auf Ursachen für Unterschiede zwischen  $Z$  und  $Z_m$  wird im Abschnitt 3.2 näher eingegangen.

Unter der Annahme, daß die gemessene und die tatsächliche Reflektivität übereinstimmen, kann man aus ihr Rückschlüsse auf die Niederschlagsintensität  $R$  schließen. Diese ist definiert als

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D^3 v(D) n(D) dD, \quad (3.7)$$

wobei  $v(D)$  die Fallgeschwindigkeit eines Tropfens des Durchmessers  $D$  ist. Um aus der Reflektivität  $Z$  die Niederschlagsrate  $R$  berechnen zu können, muß also neben der Fallgeschwindigkeit auch die Tropfengrößenverteilung  $n(D)$  bekannt sein. Dies ist natürlich nur selten der Fall. Zahlreiche Messungen von Tropfenspektren haben aber ergeben, daß die Verteilung meist die Form einer Exponentialfunktion hat:  $n(D) = N_0 e^{-\Lambda D}$  (z.B. Marshall und Palmer, 1948). Formuliert man die Tropfenfallgeschwindigkeit in der Form  $v(D) = v_0 \cdot (D/D_0)^P$ , so folgt für Reflektivität und Niederschlagsintensität

$$Z = 6! N_0 \Lambda^{-7}, \quad (3.7a)$$

$$R = \frac{\pi}{6} \frac{v_0}{D_0^P} N_0 \Gamma(4+P) \Lambda^{-4-P}, \quad (3.7b)$$

wobei  $\Gamma$  die Gammafunktion ist.

Marshall und Palmer (1948) fanden

$$\Lambda = 4,1 \text{mm}^{-1} (R/\text{mm} \cdot \text{h}^{-1})^{-0,21}$$

<sup>1</sup> Um anzudeuten, daß mit 'Reflektivität' das logarithmische Maß gemeint ist, wird bei der dimensionslosen Größe DBZ gelegentlich die „Einheit“  $\text{dB}_z$  angegeben.

Maß gemeint ist, wird bei der dimensionslosen

sowie  $N_0 = 8000 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ ,

womit aus Gl. (3.7a)

$$Z = 296 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3} (\text{R/mm} \cdot \text{h}^{-1})^{1,47} \quad (3.8)$$

folgt.

Dieses eingesetzt in Gl. (3.7b) ergibt für das Fallgeschwindigkeitsgesetz einen Exponenten von  $P=0,76$  und  $v_0=3,34 \text{ m/s}$  für  $D_0=1 \text{ mm}$ . Man erhält damit ein Fallgeschwindigkeitsgesetz, das nahezu identisch mit demjenigen von Liu und Orville (1969) ist; sie fanden  $P=0,8$  und  $v_0=3,35 \text{ m/s}$  für  $D_0=1 \text{ mm}$ . Bei sehr großen Regentropfen mit Durchmesser ab etwa  $4 \text{ mm}$  führen diese Beziehungen zu überhöhten Fallgeschwindigkeiten. Dann liefert die Beziehung von Atlas et al. (1973) bessere Werte. Sie ermittelten ein Fallgeschwindigkeitsgesetz der Form  $v(D) = v_0 - v_1 \cdot e^{-(0,6D/\text{mm})}$  mit  $v_0=9,65 \text{ m/s}$  und  $v_1=10,3 \text{ m/s}$ . Diese Beziehung gilt aber nicht für kleine Tropfen.

In der Radarmeteorologie ist es üblich geworden, einen Zusammenhang zwischen der Reflektivität  $Z$  und der Niederschlagsrate  $R$  mit einer  $Z$ - $R$ -Beziehung der Form  $Z = a \cdot R^b$  auszudrücken (vgl. Gl. (3.8)), wobei die Reflektivität  $Z$  in  $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$  und die Niederschlagsrate  $R$  in  $\text{mm h}^{-1}$  angegeben werden. Bei Battan (1973) findet man über hundert verschiedene  $Z$ - $R$ -Beziehungen. Bei der Anwendung solcher Beziehungen ist stets zu berücksichtigen, daß die Wahl einer bestimmten  $Z$ - $R$ -Beziehung implizit die Annahme eines bestimmten Tropfenspektrums und eines bestimmten Fallgeschwindigkeitsgesetzes voraussetzt. Durch Abweichen der tatsächlichen Situation von diesen Annahmen können beträchtliche Fehler bei der Bestimmung der Niederschlagsintensität entstehen.

Ein anderer Weg,  $Z$ - $R$ -Beziehungen zu berechnen, ist die gleichzeitige Bestimmung der Reflektivität  $Z$  und der Niederschlagsrate  $R$  mit Meßgeräten, die Informationen über die Tropfengrößenverteilung liefern (z.B. Disdrometer). Aus einer statistischen Analyse der gewonnenen Meßwerte lassen sich dann empirische  $Z$ - $R$ -Beziehungen ableiten.

Die Bestimmung der Reflektivität mit Hilfe eines Niederschlagsradars und die nachfolgende Ableitung der Niederschlagsintensität liefert eine Vielzahl von Daten, die den Zustand der Atmosphäre beschreiben. Neben der Reflektivität können Dopplerrfähige Radargeräte aus der Phasenverschiebung der elektromagnetischen Wellen aufeinanderfolgender Pulse die radiale Bewegungskomponente der Streuteilchen erfassen. Hat sich ein Streuteilchen zwischen zwei Pulsen mit dem zeitlichen Abstand  $\Delta t$  um den Betrag  $\Delta r$  vom Radar weiter entfernt<sup>2</sup>, so beträgt die Phasenverschiebung  $\Delta\phi = 2 \cdot 2\pi \Delta r / \lambda$ . Die radiale Geschwindigkeitskomponente des Teilchens  $v_r$  (auch Dopplergeschwindigkeit genannt) läßt sich als  $v_r$  aus der Phasenverschiebung zwischen zwei Pulsen bestimmen:

$$v_r = \frac{\Delta r}{\Delta t} = \frac{\lambda}{4\pi} \frac{\Delta\phi}{\Delta t} = \frac{\lambda}{4\pi} \Delta\phi f_p, \quad (3.9)$$

wobei  $f_p = \Delta t^{-1}$  die Pulswiederholrate ist. Da die Phasenverschiebung betragsmäßig nicht größer als  $\pi$  werden darf, um die Geschwindigkeit eindeutig zu ermitteln, werden Geschwindigkeiten, die betragsmäßig größer als die sogenannte Nyquistgeschwindigkeit  $v_{Ny} = \lambda f_p / 4$  sind, in das Intervall  $[-v_{Ny}, +v_{Ny}]$  gefaltet (sog. 'aliasing' oder 'folding'). Dieses Intervalle eindeutig bestimmbarer Dopplergeschwindigkeit läßt sich vergrößern, wenn eine wechselnde Pulswiederholrate verwendet wird. Bezüglich der Einzelheiten dieses Verfahrens sei auf die genannten Lehrbücher verwiesen.

<sup>2</sup>Für den Fall, daß sich ein Streuteilchen auf das Radar zubewegt, gilt eine analoge Beziehung, wobei dann  $\Delta\phi$  negativ ist.

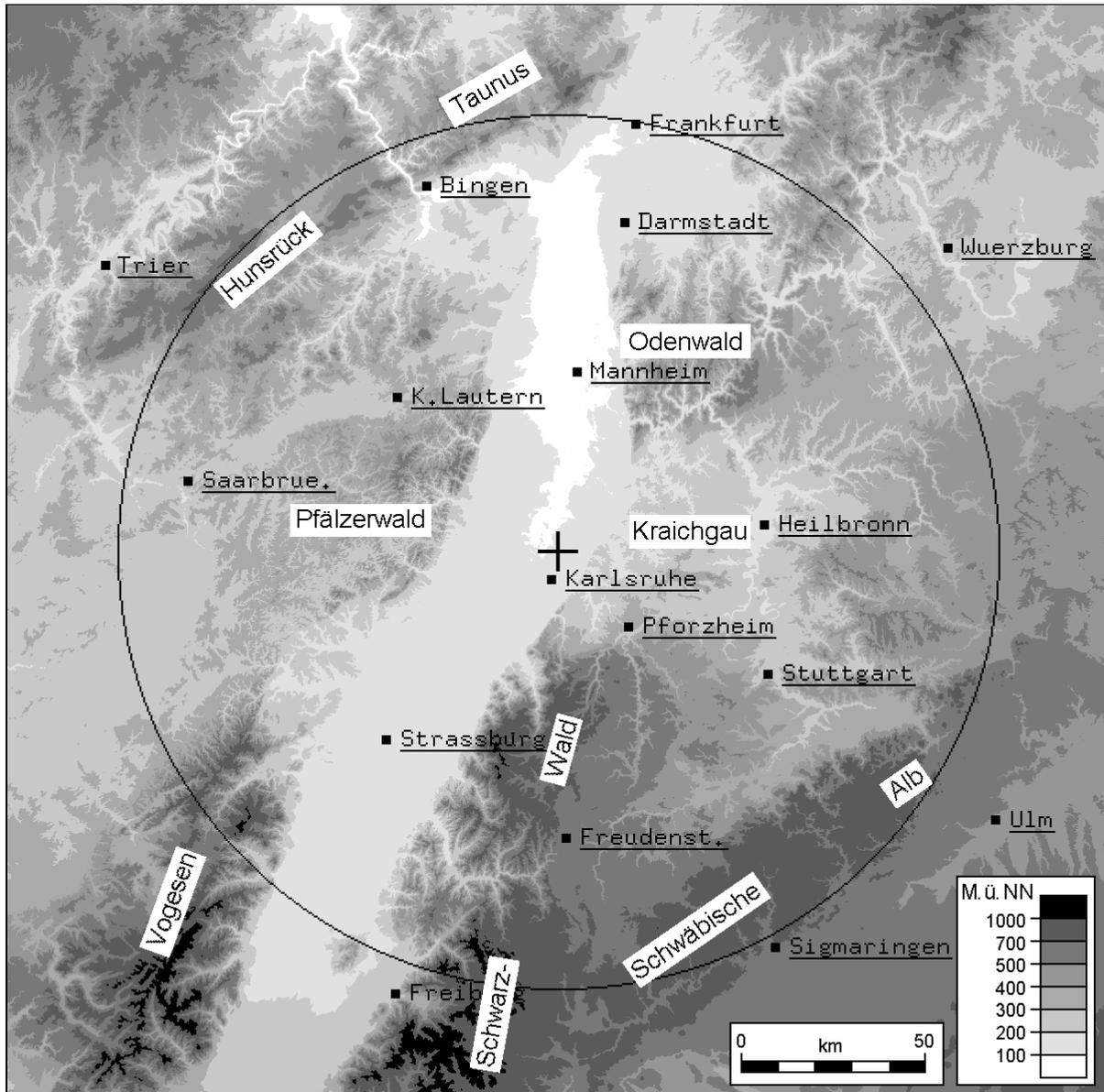


Abb.3.1: Orographie in der Umgebung des Radarstandorts (der mit einem Kreuz gekennzeichnet ist). Eingezeichnet sind auch mehrere größere Städte und die Namen einiger Gebirge, für die meisten Auswertungen der Radardaten erfolgen bis zu dieser Entfernung.

Das Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) betreibt seit 1993 ein C-Band Dopplerradar auf dem Dach des Institutsgebäudes im Forschungszentrum Karlsruhe. Abb.3.1 zeigt einen 300 × 300 km<sup>2</sup> großen Ausschnitt der Orographie um den Radarstandort. Die wichtigsten technischen Daten des IMK-Radar sind in Tab.3.1 zusammengestellt. Mit diesem Radar werden ständig Reflektivitäts- und Dopplergeschwindigkeitsdaten aufgenommen und archiviert. In zehnminütigem Rhythmus werden folgende Daten aufgenommen:

- Volumen-Scan: Reflektivität und Dopplergeschwindigkeit mit einer radialen Auflösung von 500 m bis in eine Entfernung von 120 km in 14 verschiedenen Elevationen (Höhenwinkeln) zwischen 0,4 und 30,0 Grad;
- Übersichts-Scan: Reflektivität mit einer radialen Auflösung von 1 km bis in eine Entfernung von 360 km bei einer Elevation von 1,0 Grad;

Das Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) betreibt seit 1993 ein C-Band Dopplerradar auf dem Dach des Institutsgebäudes im Forschungszentrum Karlsruhe. Abb.3.1 zeigt einen 300 × 300 km<sup>2</sup> großen Ausschnitt der Orographie um den Radarstandort. Die wichtigsten technischen Daten des IMK-Radar sind in Tab.3.1 zusammengestellt. Mit diesem Radar werden ständig Reflektivitäts- und Dopplergeschwindigkeitsdaten aufgenommen und archiviert. In zehnminütigem Rhythmus werden folgende Daten aufgenommen:

- Volumen-Scan: Reflektivität und Dopplergeschwindigkeit mit einer radialen Auflösung von 500 m bis in eine Entfernung von 120 km in 14 verschiedenen Elevationen (Höhenwinkeln) zwischen 0,4 und 30,0 Grad;
- Übersichts-Scan: Reflektivität mit einer radialen Auflösung von 1 km bis in eine Entfernung von 360 km bei einer Elevation von 1,0 Grad;

<sup>3</sup> Von C-Band spricht man bei einer Wellenlänge von etwa 5 cm; S-Band bei ca. 10 cm, X-Band bei ca. 3 cm und K-Band bei ca. 1 cm Wellenlänge.

- Niederschlags-Scan: Reflektivität mit einer radialen Auflösung von 500m bis in eine Entfernung von 120km in 4 verschiedenen Elevationen zwischen 0,4 und 3,0 Grad.

Tab.3.1: Wichtige technische Daten des IMK-Dopplerradars

Typ:	C-Band Doppler Radar METEOR 360 AC
Hersteller:	Gematronik GmbH, Neuss
Frequenz:	5,62 GHz
Pulsleistung:	255 kW
Pulsdauer:	0,8 bzw. 2,0 $\mu$ s
Pulswiederholrate:	200–1200 Hz
Meßbereich:	max. 400 km (Entfernung) –31,5 bis +95 dB <sub>Z</sub> (Reflektivität) –48 bis +48 m/s (radiale Geschwindigkeit)
Auflösung:	1° (azimutal); 125 m bzw. 300 m (radial)

Der Volumen-Scan liefert je etwa  $10^6$  Werte der Reflektivität und der Dopplergeschwindigkeit, der Übersichts-Scan etwa  $10^5$  Reflektivitätsdaten und der Niederschlags-Scan etwa  $3 \cdot 10^5$  Reflektivitätsdaten. Mit Hilfe der Daten des Volumen-Scans kann die dreidimensionale dynamische Struktur von Niederschlagssystemen untersucht werden. Außerdem werden Vertikalprofile des Horizontalwindes nach der VVP-Methode (volume velocity processing, Waldteufel und Corbin, 1979) berechnet. Aus den Reflektivitätsdaten wird ferner mit Hilfe von Z-R-Beziehungen die Niederschlagsintensität auf einer geländefolgenden Fläche in 1,5 km Höhe über Grund berechnet. Diese Höhe wurde gewählt, um die Beeinträchtigung der Daten durch Bodenechos so gering wie möglich zu erhalten und einen möglichst großen Meßbereich berücksichtigen zu können, bei dem die Höhe der tiefsten Elevation noch nicht aufgrund der Erdkrümmung die Höhe der geländefolgenden Fläche übersteigt. Weitere Details dazu findet man bei Gysin (1995). Auf die Frage der Variabilität von Reflektivität und Niederschlagsintensität in den untersten 1,5 km über Grund wird im 4. Kapitel näher eingegangen. Aus den Daten des Niederschlags-Scans, welcher jeweils ca. 5 Minuten nach dem Volumen-Scan beginnt, wird gleichfalls die Niederschlagsintensität abgeleitet. Der Übersichts-Scan dient hauptsächlich zur Information über die synoptische Situation (z.B. frühzeitige Erkennung von heranziehenden Gewittern).

### 3.2 Fehler bei der Niederschlagsmessung mit Radar und deren Korrektur

Bei der Ableitung von Niederschlagsintensitäten aus mit einem Radar gemessenen Reflektivitätsdaten können drei prinzipielle Fehlerquellen auftreten, wobei ein korrekt kalibriertes Radar vorausgesetzt wird:

1. Radarechos werden fälschlicherweise als Niederschlag interpretiert, obwohl sie von anderen Streukörpern verursacht sind.
2. Die registrierten Daten stammen zwar von Niederschlagsteilchen, sind aber aus unterschiedlichen Gründen (viel) zu klein.
3. Die verwendete Z-R-Beziehung (vgl. Abschn. 3.1) ist ungeeignet.

Zu der ersten Fehlerquelle gehören z.B. Bodenechos (englisch 'ground clutter'), die häufig die größten Reflektivitätswerte überhaupt liefern können. Sie entstehen, wenn Teile der ausgesendeten Radarstrahlung den Boden bzw. dessen Bewuchs treffen und von diesem reflektiert wer-

den. Sie sind dann besonders groß, wenn bei kleinen Elevationswinkeln der Antenne die Hauptkeule<sup>4</sup> der Strahlung den Boden trifft, können aber auch bei größeren Elevationen durch Reflexionen der Nebenkeulen an Bodenhindernissen zu fehlerhaft berechneten Niederschlagsintensitäten führen. Die Verminderung von Bodenechos ist ein aktuelles Forschungsgebiet. Beim IMK-Radar wird ein sogenannter Dopplerfilter variabler Stärke verwendet, der eine große Teil der Radarechos unterdrückt, die eine radiale Geschwindigkeit sehr nahe bei Null aufweisen. Da sich zwar der Erdboden selbst nicht bewegt, aber dessen Bewuchs meist in leichter Bewegung ist, wirkt solch ein Dopplerfilter in der Regel nur unvollständig. Das Filterband muß sehr schmal gewählt werden, das sich Niederschlagsteilchen auch senkrecht zum Radarstrahl bewegen können, also eine Dopplergeschwindigkeit von Null aufweisen. In diesem Fall wird durch einen Dopplerfilter ein Teil des Niederschlagsechos eliminiert – zumeist aber nur ein geringer Teil, da das Geschwindigkeitsspektrum von Niederschlagsechos aufgrund der atmosphärischen Turbulenz oder unterschiedlicher Fallgeschwindigkeiten viel breiter ist als das verwendete Filterband.

Bodenechos können auch mit Hilfe einer sogenannten ‘clutter map’ herausgefiltert werden: Anhand der Analyse von Reflektivitätsdaten, die bei trockener Witterung aufgenommen wurden, können die Regionen erfaßt werden, die meist von Bodenechos betroffen sind. Bei weiteren Messungen werden dann alle Daten dieser Regionen eliminiert. Dieses Verfahren birgt aber die Gefahr, daß ein unnötig großer Teil der Meßwerte ignoriert wird. Außerdem können im Falle anomaler Strahlausbreitung, beispielsweise durch verstärkte Brechung an einer bodennahen Inversion, noch orographische Hindernisse Bodenechos verursachen, die im Normalfall wegen der Erdkrümmung nicht direkt vom Radar erfaßt werden können. Diese als Anaprop-Echos (von ‘**anomal propagation**’) bezeichneten Reflexionen können nur schwerlich mit Hilfe einer ‘clutter map’, wohl aber mit einem Dopplerfilter unterdrückt werden.

Neben Bodenechos treten – beim C-Band Radar des IMK hauptsächlich in den Sommermonaten – Echos von Insekten, Vögeln, Staub oder turbulente Fluktuationen des atmosphärischen Brechungsindex auf. Diese Echos sind in der Regel schwächer als Niederschlagsechos. Sie erreichen beim IMK-Radar selten Reflektivitäten über 10 dB<sub>Z</sub>, was nach Gl. (3.8) einer Niederschlagsintensität von 0,1 mm/h entspricht. Daher können sie bei der Bestimmung von Niederschlagsmengen meist vernachlässigt werden. Hinsichtlich der turbulenten Fluktuationen bietet sich aber die Möglichkeit, die dynamische Struktur der atmosphärischen Grenzschicht zu untersuchen.

Zur zweiten Fehlerquelle bei der Ableitung von Niederschlagsdaten aus Messungen der Reflektivität zählen zumeist die Verluste durch Dämpfung der Radarstrahlung. Die Dämpfung durch atmosphärische Hindernisse vollständig oder teilweise abgeschattete Radarstrahlung. Die Dämpfung kann bei Kenntnis der Tropfen- oder Eisteilchen-Größenverteilung prinzipiell berechnet werden. Unter der Annahme, daß die Größenverteilung der Niederschlagsteilchen durch die in Abschnitt 3.1 erwähnte Exponentialfunktion beschrieben werden kann, erhält man Korrekturformeln, die die Dämpfung als Funktion der Niederschlagsintensität ausdrücken (z.B. Battan, 1973; Doviak und Zrnica, 1984). Bei einem C-Band Radar liefert diese Formeln für Regenraten unter 10 mm/h, entsprechend Reflektivitäten unter 40 dB<sub>Z</sub>, Dämpfungskoeffizienten von unter 1 dB/km. In diesem Falle kann eine signifikante Dämpfung ausgeschlossen werden. Starke Dämpfung tritt meist bei Niederschlägen auf, die hinter starken konvektiven Zellen liegen. In diesen Fällen führen aber die oben erwähnten Korrekturformeln selten zum Erfolg, da

<sup>4</sup>Die Intensitätsverteilung der Radarstrahlung zeigt neben dem Hauptmaximum, das auch Hauptkeule genannt wird, mit zunehmendem Abstand von der Strahlmitte zahlreiche viel schwächere Nebenmaxima. Diese nennt man Nebenkeulen. Der Begriff Keule wird verwendet, da die Intensitätsverteilung in einem Polar diagramm die Form von Keulen hat (vgl. Sauvageot, 1992).

die Annahmen, unter denen sie abgeleitet wurden, nicht Wertewerdend daher kaum entscheidend verbessert. Betrachtet sich eine andere Möglichkeit der Korrektur an: gemessenen WertesindalleumetwadenselbenFaktor z von Reflektivitätswerten, die in gleicher Entfernung (wobei bei der einen Dämpfung auftritt, Korrekturherangezogen werden (Fernandez-Duran und Anorographischen Hindernissen wird der Radarstrahl geschattet. Dann sind die Messungen aus Strahlvolumen Hindernis liegen, meist viel zu klein. Ist der abgegebene diese Meßwerte durch Messungen aus höheren, nicht an den, wobei die Korrektur anhand eines ausgewählten kann. Große Probleme bereitet dabei die Wahl eines Aber auch teilweise abgeschattete Strahlen führen zu Streuvolumen z. B. hinter einem Berg nur halb so groß Hälfte von diesem Berg abgeschattet wurde, so ist die Reflektivitätswert um etwa 3 dB zu klein. Mit der Möglichkeit der Abschnitt 3.2.2. Es sei erwähnt, daß auch gefülltes Streuvolumen zu falschen Meßwerten führen kann auf wird im folgenden nicht näher eingegangen.

Auch wenn bei der Messung der Reflektivität keine kann dennoch die daraus abgeleitete Niederschlags in Z-R-Beziehung gewählt wurde (vgl. Gl. (3.8)). Z-R-Be andere Parameterwerte als solche für Regen, da die keitsgesetze ebenso wie der Dielektrizitätsfaktor ( Regens sind (vgl. Gunn und East, 1954; Gunn und Marshall Z-R-Beziehungen verwendet (wobei  $R$  in  $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$  eingesetzt wird und  $Z$  in  $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$  resultiert):

$$Z = 300R^{1.5} \quad \text{für Regen sowie}$$

$$Z = 1800R^{2.2} \quad \text{für Schnee.}$$

Die erste Formel orientiert sich an der in Gl. (3.8) (1948) gefundenen Beziehung. Sie ist durch mehrjährige Forschungszentrum Karlsruhe als sehr geeignet bestätigt. Die Formel für Schneestamm von Gunn und East (1954) In den Wintermonaten liegt im Oberrheingraben die Zone Tropfen schmelzen – die Schmelzschicht –, meist zwischen 10 bis 100 m Höhe. In dieser Schmelzschicht treten mikrophysikalische bis 10 dB erhöhte Reflektivität führen: Eiskristalle und Schneeflocken werden beim Schmelzen zunächst von einem dünnen Wasserfilm überzogen. Dader Dielektrizitätsfaktor von Wasser wesentlich größer als der von Eis ist, steigt die Reflektivität deutlich an. Wenn die Schneeflocken dann zu Regentropfen geschmolzen sind, hat sich ihr Durchmesser verringert und ihre Fallgeschwindigkeit erhöht, was zu einer ebenso deutlichen Abnahme der Reflektivität führt. Somit ist die Schmelzschicht als Zone erhöhter Reflektivität (englisch: 'bright band') bezeichnet wird<sup>5</sup>. Bei stratiformen Niederschlägen wachsen in den darüberliegenden Schichten die Eiskristalle im Fallend durch Deposition von Wasserdampf und von unterkühlten Wassertröpfchen rasch an und bilden

nicht mehr erfüllt sind. Die gemessenen in nur wenigen dieser starken Zellen Die von Streuteilchen hinter der Zelle geklein. Dieser Faktor kann durch Analyse von Radar bei benachbarten Azimuten bei der anderen nicht) ermittelt und zur Upton, 1998). häufig teilweise oder vollständig abgeschattet, die hinter solchem orographischen geschattete Teile des Strahls zu groß, so müssen abgeschatteten Elevationen ersetzt werden. Vertikalprofil der Reflektivität erfolgen geeigneten Profils. u verringerten Reflektivitätsdaten. Ist das ß wie theoretisch möglich, da die untere er in diesem Streuvolumen gemessene Reflektivität, diese Fehler zu korrigieren, befaßt ohne Abschattung ein nicht homogenes Ergebnis (z. B. Doviak und Zrnic, 1984). Hier-

er bisher erläuterten Fehler vorliegen, so Intensität falsch sein, wenn eine ungeeignete Beziehung für Schnee haben wesentlich Größenverteilungen und Fallgeschwindigkeit (Gl. (3.2)) sehr verschieden von denen des Marshall, 1958). Am IMK werden folgende

Zone, in der Schneeflocken zu Regentropfen etwaa einem und zwei Kilometern ische Prozesse auf, die zu einer um etwa 5 bis 10 dB erhöhten Reflektivität führen. Dader Dielektrizitätsfaktor von Wasser wesentlich größer als der von Eis ist, steigt die Reflektivität deutlich an. Wenn die Schneeflocken dann zu Regentropfen geschmolzen sind, hat sich ihr Durchmesser verringert und ihre Fallgeschwindigkeit erhöht, was zu einer ebenso deutlichen Abnahme der Reflektivität führt. Somit ist die Schmelzschicht als Zone erhöhter Reflektivität (englisch: 'bright band') bezeichnet wird<sup>5</sup>. Bei stratiformen Niederschlägen wachsen in den darüberliegenden Schichten die Eiskristalle im Fallend durch Deposition von Wasserdampf und von unterkühlten Wassertröpfchen rasch an und bilden

<sup>5</sup> Diese Bezeichnung stammt noch aus der Frühzeit der Radarmeteorologie, als bei einem Vertikalschnitt sich eine Zone erhöhter Reflektivität auf den damaligen Analogbildschirmen tatsächlich als helles Band abzeichnete.

aus. Deshalb nimmt in dieser Schicht die Reflektivität bei konvektiven Niederschlägen hingegen sind die Eiskompakter als Schneeflocken. Dadurch ändert sich bei ihrer Fallgeschwindigkeit nur wenig. Bei konvektiven signifikantes Helle Band zu beobachten.

Da die Niederschlagsrate für eine geländefolgende Schicht in 1,5 km Höhe berechnet wird, werden diese Daten in den Wintermonaten mit zumeist Helle Band zuweilen erheblich beeinflusst (vgl. Gysi, 1995). In diesem Fall ist es sinnvoll, die überhöhten Werte des Hellen Bandes zu korrigieren und die Reflektivitätswerte durch eine Vertikalprofil-Korrektur an die entsprechenden Werte unterhalb des Hellen Bandes anzupassen, um in der ganzen Fläche einheitlich mit der Z-R-Beziehung für Regen die Niederschlagsrate ableiten zu können. Dieses Verfahren wird im folgenden Abschnitt 3.2.1 erläutert.

tät meist rasch mit zunehmender Höhe absteilchen (Graupel oder Hagel) meist viel im Schmelzvorgang ihr Volumen und Niederschlägen ist somit nur selten ein

chicht in 1,5 km Höhe berechnet wird, stratiformen Niederschlägen durch das (Gysi, 1995). In diesem Fall ist es sinnvoll, die überhöhten Werte des Hellen Bandes zu korrigieren und die Reflektivitätswerte durch eine Vertikalprofil-Korrektur an die entsprechenden Werte unterhalb des Hellen Bandes anzupassen, um in der ganzen Fläche einheitlich mit der Z-R-Beziehung für Regen die Niederschlagsrate ableiten zu können. Dieses Verfahren wird im folgenden Abschnitt 3.2.1 erläutert.

### 3.2.1 Das Helle Band

Abb. 3.2 zeigt einen typischen Vertikalschnitt durch Niederschlag. Das Helle Band ist hier als horizontale Zone erhöhter Reflektivität ( $DBZ > 44$ ) erkennbar. Man sieht außerdem das Helle Band, also im Regen, nahezu konstant ist, aber rasch abnimmt. Um bei einer solchen Situation die Niederschlagsrate auf einer geländefolgenden Fläche, die sich wegen der unterschiedlichen

h die Schmelzschicht eines stratiformen talangeordnete dunkle Zone erhöhter Reflektivität unterhalb des oberhalb dagegen (im Schnee) mit der Höhe Niederschlagsrate auf einer geländefolgenden Fläche abwechselnd oberhalb, in

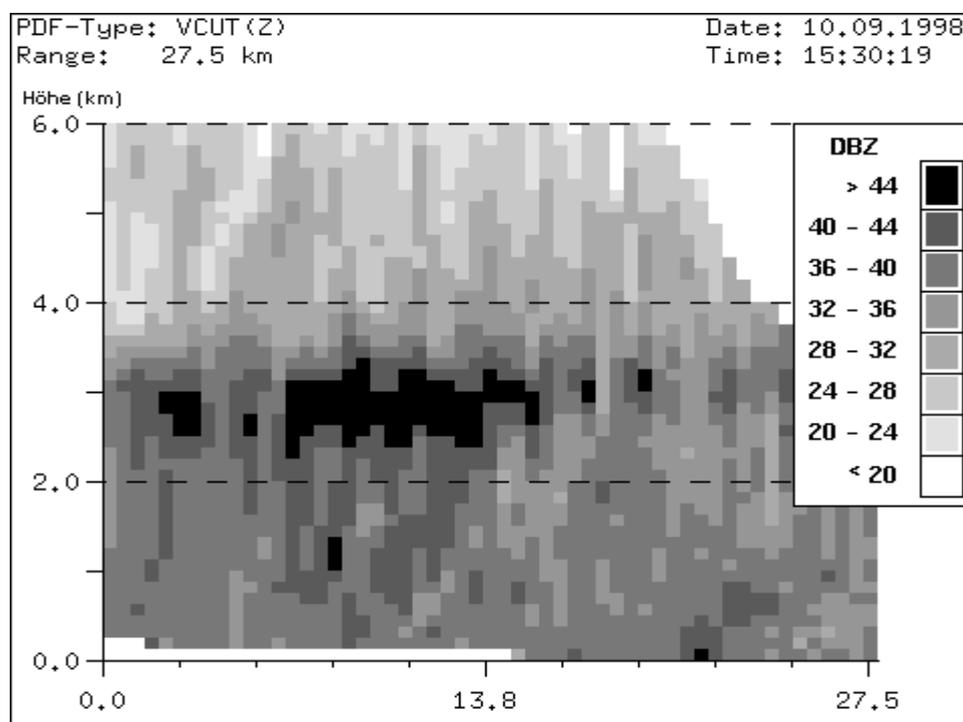


Abb. 3.2: Vertikalschnitt der Reflektivität (in dB Z) durch ein stratiformes Niederschlagsgebiet. In etwa 3 km Höhe ist die Schmelzschicht als horizontal orientierte Zone erhöhter Reflektivität zu erkennen.

oder unterhalb der Schmelzschicht befinden kann<sup>6</sup>, mit einer einheitlichen Z-R-Beziehung für Regenberechnung zu können, muss die überhöhten Werte der Schmelzschicht vermindert und diejenigen der darüberliegenden Schneeschicht angehoben werden. Ein entsprechender Algorithmus wurde im Rahmen dieser Arbeit entwickelt und bereits veröffentlicht (Gysi et al., 1997). Seine Funktionsweise und Resultate werden im folgenden erläutert.

Ziel des Algorithmus ist es, in den gemessenen Reflektivitätsdaten 'Helles Band'-Signaturen zu finden und die gemessenen Reflektivitätsdaten entsprechend der Reflektivitätsdaten auf das Vorhandensein eines hellen Bandes hin werden die längs eines Radarstrahls gemessenen Reflektivitätsdaten zuerst in mehreren Schritten analysiert (vgl. auch Abb. 3.3 und 3.4):

- 1) Wenn in dem betrachteten Radarstrahl ein Helles Band vorliegt, sollte das Reflektivitätsmaximum innerhalb der Schmelzschicht liegen. Daher wird zunächst längs eines Radarstrahls das Reflektivitätsmaximum  $DBZ_M$  gesucht (bei  $M$  in Abb. 3.3). Es muß einen unteren Grenzwert von  $15\text{ dB}$  überschreiten, da die Echos andernfalls nicht von Niederschlag, sondern z. B. von Klarluftechos stammen können. Eine Vorgabe der Höhe der Schmelzschicht beispielsweise anhand einer unabhängigen Messung der Höhe der Nullgradgrenze ist bei diesem Algorithmus nicht nötig, allerdings sollte das Reflektivitätsmaximum innerhalb eines bestimmten Höhenbereichs liegen (z. B. im Frühjahr zwischen  $0,5$  und  $3,0\text{ km}$  über NN). Bei Nichterreichen dieser Kriterien wird gefolgert, daß in den Reflektivitätsdaten des betrachteten Radarstrahls kein Helles Band vorliegt.

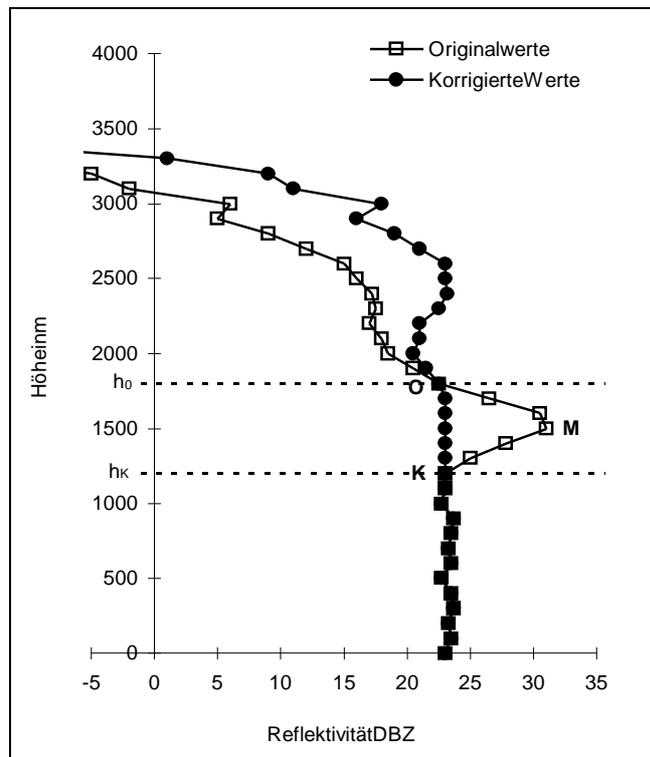


Abb. 3.3: Schematische Darstellung der Funktionsweise des Algorithmus zur Erkennung von 'Helles Band'-Signaturen sowie der anschließenden Datenkorrektur anhand eines typischen Vertikalprofils der Reflektivität. Die Höhe der gefundenen Signatur ist durch das Reflektivitätsmaximum ( $M$ ) gegeben, die Untergrenze liegt bei  $K$  (in Höhe der unteren gestrichelten Linie). Die Amplitude der gefundenen Signatur ist  $DBZ_M - DBZ_K$ , die Dicke ist durch die Höhendifferenz  $h_0 - h_K$  zwischen Oberrand und Untergrenze (jeweils durch gestrichelte Linien angedeutet) gegeben. Die korrigierten Daten werden durch Reduktion der Werte innerhalb und Erhöhung der Werte oberhalb der Signatur errechnet (Einzelheiten im Text).

<sup>6</sup> Bei der Umrechnung der in einem Polarkoordinatensystem aufgenommenen Reflektivitätsdaten auf ein kartesisches Gitter wird der Wert eines Gitterpunkts durch Interpolation der Werte aus den beiden benachbarten Elevationen errechnet. Von diesen Elevationen können beide, nur eine oder gar keine vom Hellen Band beeinflusst sein. Dies führt in einer horizontalen Fläche zu konzentrischen Kreisen abwechselnd erhöhter und verminderter Reflektivität. Details zu diesem Problem finden man bei Gysi (1995).

2) Im nächsten Schritt wird die Untergrenze der Schmelzschicht gesucht. Dazu wird unterhalb der Höhe des Maximums die Höhe  $h_K$  (des Punktes **K** in Abb. 3.3) gesucht, unterhalb der das Reflektivitätsprofil nahezu konstant sein muß, d.h. die Variation einen Grenzwert von 3dB nicht überschreiten darf.

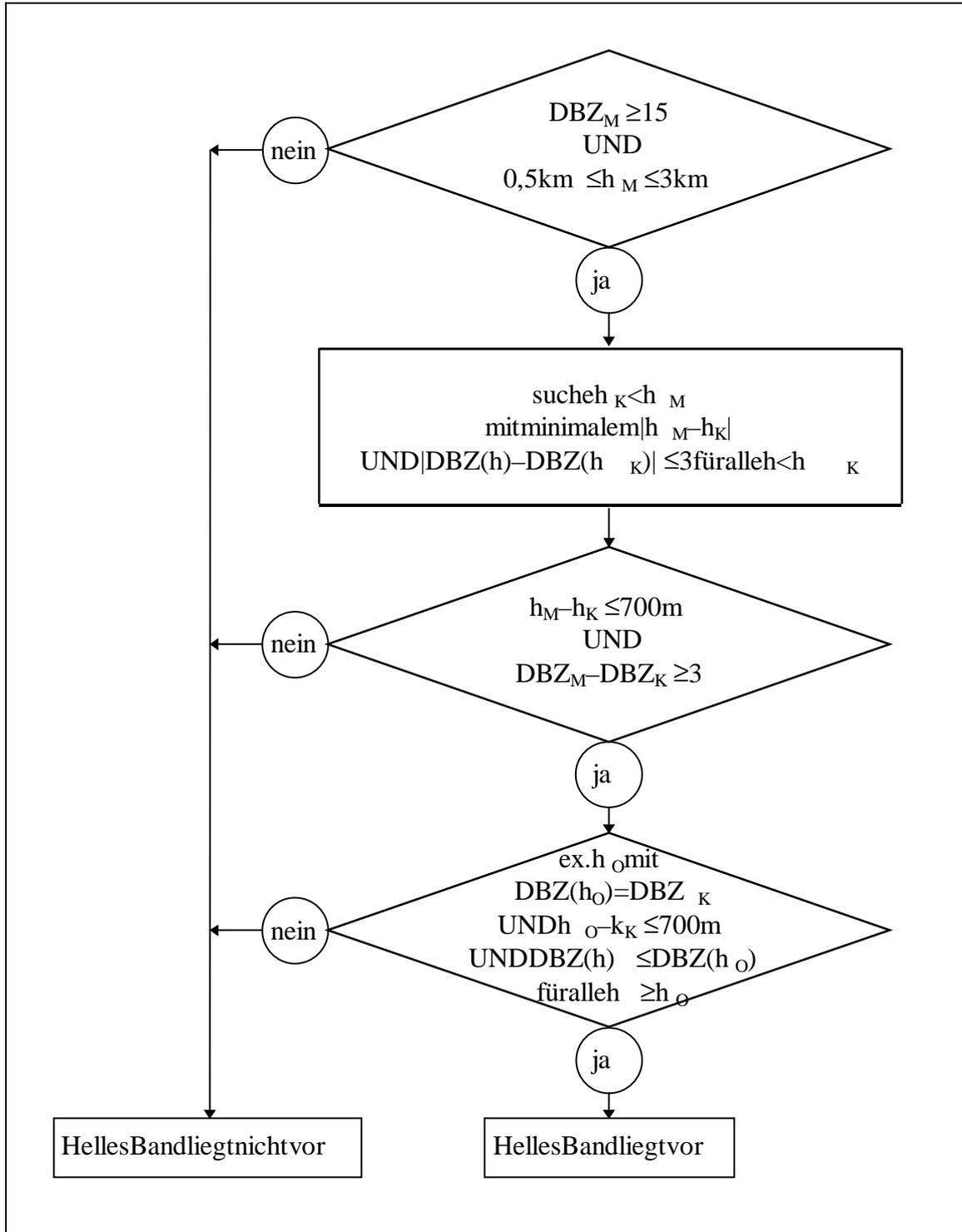


Abb. 3.4: Flußdiagramm des Algorithmus zur Analyse, ob ein Helles Band vorliegt. Die einzelnen Größen werden im Text erläutert.

- 3) Durch den Punkt **K** mit der Höhe  $h_K$  und der Reflektivität  $DMZ_K = DBZ(h_K)$  werden die Amplitude und eine untere Grenze für die Dicke, d.h. vertikale Mächtigkeit des Hellen Bandes, in diesem Strahl definiert. Während die Amplitude einen gewissen Mindestwert erreichen muß, d.h.  $DBZ_M - DBZ_K \geq 3\text{dB}$ , darf die Dicke des Hellen Bandes einen Wert von 700m nicht überschreiten, da die Schmelzschicht üblicherweise sehr flach ist.
- 4) Sind alle bisher genannten Kriterien erfüllt, so muß in einem vierten Schritt die Obergrenze des Hellen Bandes gefunden werden. Sie wird dort genommen, wo die Reflektivität oberhalb des Maximums auf den Wert  $DBZ_K$  des Punktes **K** erreicht und diesen Wert auch in noch größeren Höhen nicht mehr übersteigt. Diese Höhe ist durch den Punkt **O** und die obere gestrichelte Linie in Abb. 3.3 angedeutet. Die Höhendifferenz  $h_O - h_K$  entspricht der Dicke des Hellen Bandes; sie darf einen Wert von 700m nicht überschreiten.

Wenn diese Kriterien alle erfüllt werden, so liegt die Signature eines Hellen Bandes mit der Höhe  $h_M$ , der Dicke  $h_O - h_K$  und der Amplitude  $DBZ_M - DBZ_K$  vor.

Die angegebenen Grenzwerte, die bei der Erläuterung der Vorgehensweise genannt wurden, entsprechen den üblichen charakteristischen Eigenschaften eines Hellen Bandes. Es kann aber nötig werden, sie einer besonderen meteorologischen Situation anzupassen. Beispielsweise sollte für die Höhe des Hellen Bandes (also des Punktes **M**) im Winter ein anderes Intervall vorgegeben werden als im Sommer, da im Winter wegen der niedrigeren Temperaturen die Schmelzschicht niedriger liegt als im Sommer. Die verwendeten Kriterien sind insgesamt sehr restriktiv gehalten. Somit werden zwar möglicherweise einige Signaturen verworfen, andererseits ist dadurch aber fast sichergestellt, daß alle gefundenen Signaturen auch tatsächlich ein Helles Band zugrundeliegt.

Diese Analysen werden jeweils längs eines Radarstrahls durchgeführt, d.h. die Reflektivitätswerte aller in einem Strahl liegenden Distanzzellen werden untersucht. Bei einem Elevationswinkel  $\epsilon$  der Antenne und einer Länge  $\Delta r$  der Distanzzellen erhält man für die Höhenkoordinate  $h$  äquidistante Schritte mit  $\Delta h = \Delta r \cdot \sin(\epsilon)$ . Aufgrund dieser äquidistanten Höhenschritte wird die Struktur des Algorithmus relativ einfach und die Rechenzeit sehr kurz. Allerdings bedeutet die Analyse anhand der Werte eines Radarstrahls mit zunehmender Höhe auch eine Zunahme der Entfernung vom Radar, d.h. keine Analyse eines Vertikalprofils an einer festen horizontalen Koordinate.

Würde man die Analysen anhand der Reflektivitätsdaten vornehmen, die an einer festen Horizontalen Koordinate (d.h. Radialdistanz vom Radar und Azimutwinkel) jeweils in allen verfügbaren Elevationen gemessen wurden, so wären die Höhenschritte nicht mehr äquidistant. Dies würde die Rechenzeit erheblich verlängern. Man hätte dann zwar den Vorteil, daß mit Zunahme der Höhe sich die Horizontalkoordinaten nicht mehr ändern, allerdings vergeht zwischen der Aufnahme der Daten in der ersten und in der letzten Elevation eine Zeit von etwa 4 Minuten. Bei den üblicherweise hohen Windgeschwindigkeiten winterlicher stratiformer Niederschläge bedeutet dies eine horizontale Verlagerung der Niederschlagsgebiete von mehreren Kilometern innerhalb der genannten Zeit.

Die beschriebenen Analysen werden für alle 360 Azimutrichtungen jener sieben Elevationen des Volumen-Scan durchgeführt, die zwischen  $6,0^\circ$  und  $20,0^\circ$  liegen. Bei größeren Elevationswinkeln als  $20^\circ$  würde die äquidistanten Höhenschritte zu groß, und bei kleineren Winkeln als  $6^\circ$  sich die mit der Zunahme der Höhe einhergehende Zunahme der Entfernung vom Radar zu übereinander zu großen Bereichen strecken. Somit können in den Daten eines Volumen-Scans maximal  $7 \cdot 360 = 2520$  Signaturen des Hellen Bandes vorliegen, d.h. man erhält bis zu 2520 verschiedene Werte für maximale Reflektivität, Amplitude, Höhe und Dicke eines Hellen Bandes. Aus diesen Werten werden jeweils Mittelwert und Streuung errechnet, so daß man die endgültigen

tigen charakteristischen Daten des Hellen Bandes er hält. Auch diese Werte müssen mit der mikrophysikalischen Struktur der Schmelzschicht in Einklang stehen. In einem zweiten Teil des Algorithmus wird nun zur Korrektur der Reflektivitätsdaten folgendermaßen verfahren:

- Zunächst werden in jedem einzelnen Strahl, in dem die überhöhten Reflektivitätsdaten inner halb der Schmelzschicht korrigiert, indem für das ganze Höhenintervall der jeweiligen Signatur des Hellen Bandes der an der Untergrenze gefundene Reflektivitätswert  $DBZ_K$  gesetzt wird. Anschließend werden die Werte oberhalb des Hellen Bandes erhöht, und zwar meinen linear mit der Höhe oberhalb des Hellen Bandes zunehmenden Betrag mit einer Änderung von +6dB/km. Dieser Wert entspricht dem Betrag, mit dem die Reflektivität üblicherweise oberhalb des Hellen Bandes mit zunehmender Höhe abnimmt. Die Reflektivitätswerte aus Schichten unterhalb des Hellen Bandes, wo der Niederschlag in flüssiger Form fällt, werden nicht verändert. Die Berechnung der korrigierten Reflektivitätswerte  $DBZ_{Kor}(h)$ , die in Abb. 3.3 ebenfalls schematisch gedeutet sind, aus den unkorrigierten Werten  $DBZ(h)$  läßt sich folgendermaßen zusammenfassen:

$$DBZ_{Kor}(h) = \begin{cases} DBZ(h) & \text{für } h < h_K \\ DBZ(h_K) & \text{für } h_K \leq h \leq h_O \\ DBZ(h) + 6 \text{ dB/km} \cdot (h - h_O) & \text{für } h > h_O \end{cases}$$

- Beiden Reflektivitätsdaten aus den Elevationen kleiner als 6° bzw. größer als 20° können, wie zuvor bereits erläutert, keine Analysen auf Signaturen eines Hellen Bandes vorgenommen werden. Dennoch können diese Daten durch ein Helles Band beeinflusst sein und werden daher auch korrigiert. Als Basis der Korrekturschritte, die nachfolgend erläutert werden, dienen die zuvor errechneten Mittelwerte  $H_O$  und  $H_K$  von Ober- und Untergrenze des Hellen Bandes sowie dessen mittlere Reflektivitätsamplitude:
- i) Die Reflektivitätsdaten aus Höhen unterhalb des Hellen Bandes, also mit  $h < H_K$ , bleiben unverändert.
  - ii) Die Reflektivitätsdaten aus Höhen oberhalb des Hellen Bandes, also mit  $h > H_O$ , werden in einem linear mit der Höhe zunehmenden Betrag korrigiert, d.h.

$$DBZ_{Kor}(h) = DBZ(h) + 6 \text{ dB/km} \cdot (h - H_O).$$

- iii) Die Reflektivitätsdaten, welche aus der Höhe der Schmelzschicht stammen (d.h.  $H_K \leq h \leq H_O$ ), werden um den Betrag einer Dreiecksfunktion  $F_D(h)$  verringert:

$$DBZ_{Kor}(h) = DBZ(h) - F_D(h) \quad \text{mit } F_D(h) = DBZ_D \cdot f(h).$$

Die normierte Funktion  $f(h)$  hat Nullstellen an Obergrenze und Untergrenze des Hellen Bandes, d.h.  $f(H_K) = f(H_O) = 0$ ; ihr Maximum erreicht sie in der Mitte der Schmelzschicht, d.h.  $f(\frac{1}{2}(H_K + H_O)) = 1$ .

Die Amplitude  $DBZ_D$  der Dreiecksfunktion  $F_D$  ist die mittlere Amplitude des Hellen Bandes, multipliziert mit dem Quotienten aus der Anzahl der gefundenen 'Helles Band'-Signaturen und den insgesamt möglichen. Dieser liegt zwischen Null und Eins und bewirkt, daß im Falle eines nur lückenhaft ausgeprägten Hellen Bandes die gemessenen Werte nicht zu stark reduziert werden.

Die Wirkung dieses Korrekturalgorithmus zeigt die Abbildungen 3.5 und 3.6. Dort sind Niederschlagssummen aus dem Zeitraum vom 25.2.97, 7:00 Uhr, bis zum 26.2.97, 7:00 Uhr MEZ, dargestellt. Im Beobachtungsgebiet des Radars kam es zu dieser Zeit bei starker südwestlicher bis westlicher Anströmung zu langanhaltenden intensiven Niederschlägen, die meist einen stratiformen Charakter aufwiesen. Innerhalb von nur 24 Stunden fielen verbreitet über

50 mm Niederschlag; an einigen Bodenstationen im Schwarzwald wurden sogar bis zu 130 mm registriert. Die aus den Reflektivitätsdaten abgeleiteten Niederschlagsintensitäten wurden zeitlich integriert, und zwar zum einen unter Verwendung der mit dem beschriebenen Algorithmus ermittelten Niederschlagssummen wurden mit den entsprechenden Bodenwerten verglichen. Abb. 3.5a) zeigt die aus den unkorrigierten Radardaten ermittelten Niederschlagssummen, Abb. 3.5b) die aus den korrigierten Daten ermittelten Niederschlagssummenverteilung der Abb. 3.5c) wurde aus den gemessenen Niederschlagsmengen berechnet. Bei der aus den unkorrigierten Radardaten ermittelten Summenverteilung erkennt man die für das Auftreten eines Hellen Bandes typischen konzentrischen Ringe abwechselnd höherer und geringerer Niederschlagssummen. Sie entstehen durch die Umrechnung der polaren Reflektivitätsdaten auf ein kartesisches Gitter und sind wegen der über lange Zeit in etwa 1500 bis 2000 m Höhe liegenden Hellen Bandes besonders ausgeprägt. Bei einem Vergleich dieser Summenverteilung mit den am Boden gemessenen Summen sieht man, daß die Radardaten in der Nähe des Radarstandorts wesentlich größere Niederschlagssummen ergeben. In großer Entfernung liefern die Radardaten teilweise erhebliche

kleine Niederschlagssummen, wie man

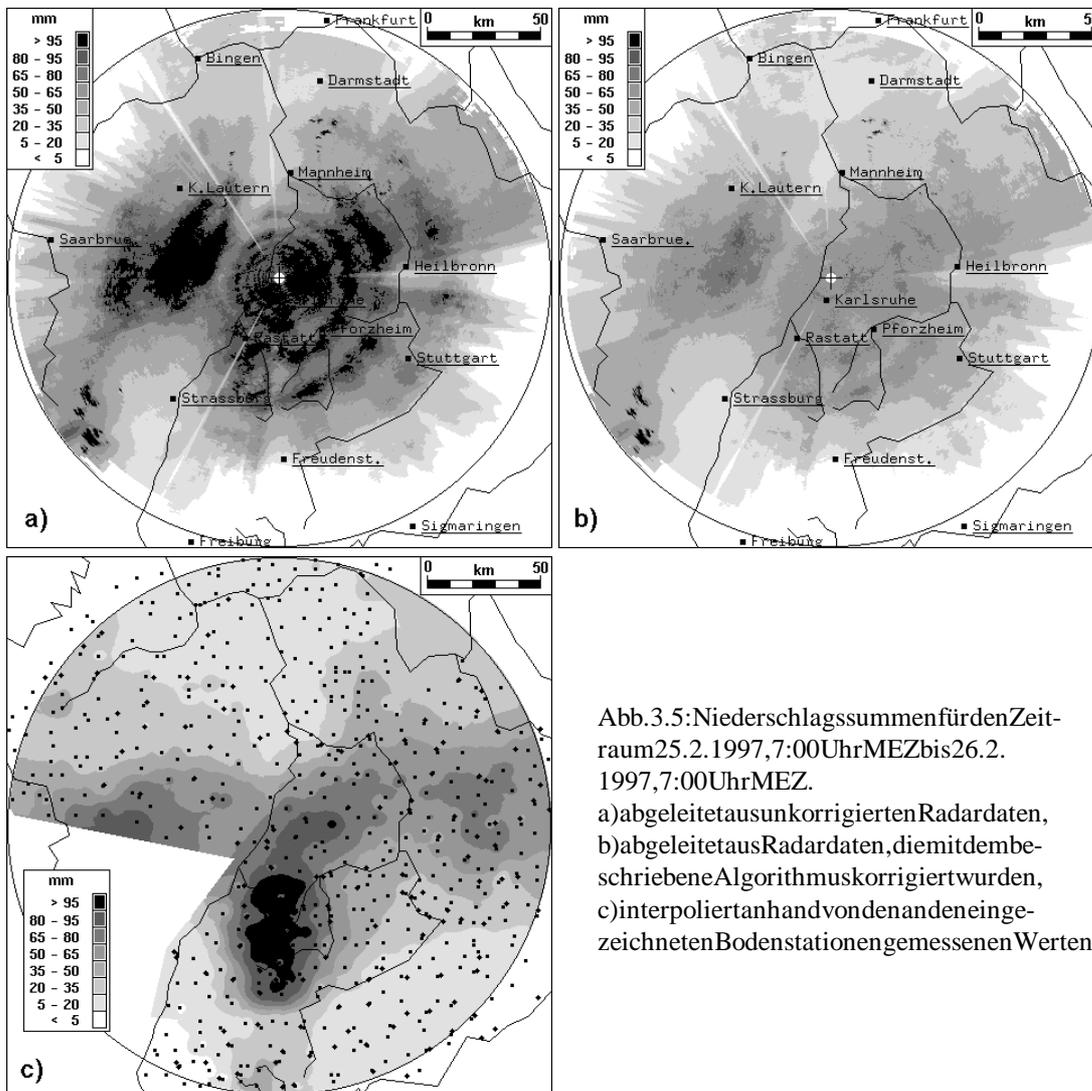


Abb. 3.5: Niederschlagssummen für den Zeitraum 25.2.1997, 7:00 Uhr MEZ bis 26.2.1997, 7:00 Uhr MEZ.  
 a) abgeleitet aus unkorrigierten Radardaten,  
 b) abgeleitet aus Radardaten, die mit dem beschriebenen Algorithmus korrigiert wurden,  
 c) interpoliert anhand von den an den eingezeichneten Bodenstationen gemessenen Werten.

<sup>7</sup> Aus Frankreich liegen keine Niederschlagsdaten vor, weshalb dieser Ausschnitt ausgespart bleibt.

insbesondere im linken oberen und im rechten unteren in diesen Regionen führt die Abschattung des Radars Pfälzerwald und Schwarzwald zu erheblichen Verlusten und damit zu Unterschätzungen der Niederschlagsmenge. Ein Algorithmus zur Korrektur dieses Effekts wird im folgenden Abschnitt 3.2.2 vorgestellt.

Die Verteilung der aus den korrigierten Radardaten (Abb. 3.5b) zeigt eine wesentlich bessere Übereinstimmung mit den Bodendaten. Die an den Bodenstationen gemessenen hohen Niederschlagssummen sowie im Pfälzer Wald südlich von Kaiserslautern werden gegeben wie die verminderten Summen im Lee des Pfälzer Waldes südwestlich von Mannheim und Frankfurt sowie im Oberrheingraben südlich von Straßburg. Die an den Bodenstationen gemessenen extrem hohen Niederschlagssummen im nördlichen und mittleren Schwarzwald werden, hauptsächlich aufgrund der korrigierten Radardaten nur unzureichend wiedergegeben, ebenso die in großer Entfernung vom

Teil der Abb. 3.5a erkennt. Vorwiegend durch anorographischen Hindernissen wie bei der Messung der Radarreflektivität. Ein Algorithmus zur Korrektur dieses Effekts wird im folgenden Abschnitt 3.2.2 vorgestellt.

gewonnenen Niederschlagssummen in unmittelbarer Nähe des Radars werden von den Radardaten ebenso gut wiedergegeben wie die verminderten Summen im Lee des Pfälzer Waldes südwestlich von Mannheim und Frankfurt sowie im Oberrheingraben südlich von Straßburg. Die an den Bodenstationen gemessenen extrem hohen Niederschlagssummen im nördlichen und mittleren Schwarzwald werden, hauptsächlich aufgrund der korrigierten Radardaten nur unzureichend wiedergegeben, ebenso die in großer Entfernung vom

Die in Abb. 3.5 gezeigten Verteilungen der Niederschlagssummen verdeutlichen bereits die Wirkung des beschriebenen Algorithmus zur Korrektur von Effekten des Hellen Bandes. Um diese Wirkung zu quantifizieren, sind in Abb. 3.6 die aus den Radardaten abgeleiteten Niederschlagssummen gegen die zugehörigen Bodenstationen aufgetragen, und zwar a) für die unkorrigierten und b) für die korrigierten Werte. Man erkennt, daß im Falle der unkorrigierten Radardaten zahlreiche Niederschlagssummen wesentlich größer sind als die zugehörigen Bodenwerte, insbesondere bei Distanzen unterhalb 60 km vom Radar (ausgefüllte Rauten). Hier haben die Effekte des Hellen Bandes zu überhöhten Niederschlagssummen geführt, vgl. auch Abb. 3.5a. Insbesondere bei weit entfernten Stationen (offene Rauten) fallen die aus unkorrigierten Radardaten gewonnenen Niederschlagssummen, verglichen mit den Bodenwerten, teilweise erheblich zu klein aus. Dies liegt hauptsächlich an Abschattungseffekten des Radarstrahls an orographischen Hindernissen, die beim Vergleich der Abbildung 3.5a mit 3.5b bereits sichtbar werden.

Die in Abb. 3.5 gezeigten Verteilungen der Niederschlagssummen verdeutlichen bereits die Wirkung des beschriebenen Algorithmus zur Korrektur von Effekten des Hellen Bandes. Um diese Wirkung zu quantifizieren, sind in Abb. 3.6 die aus den Radardaten abgeleiteten Niederschlagssummen gegen die zugehörigen Bodenstationen aufgetragen, und zwar a) für die unkorrigierten und b) für die korrigierten Werte. Man erkennt, daß im Falle der unkorrigierten Radardaten zahlreiche Niederschlagssummen wesentlich größer sind als die zugehörigen Bodenwerte, insbesondere bei Distanzen unterhalb 60 km vom Radar (ausgefüllte Rauten). Hier haben die Effekte des Hellen Bandes zu überhöhten Niederschlagssummen geführt, vgl. auch Abb. 3.5a. Insbesondere bei weit entfernten Stationen (offene Rauten) fallen die aus unkorrigierten Radardaten gewonnenen Niederschlagssummen, verglichen mit den Bodenwerten, teilweise erheblich zu klein aus. Dies liegt hauptsächlich an Abschattungseffekten des Radarstrahls an orographischen Hindernissen, die beim Vergleich der Abbildung 3.5a mit 3.5b bereits sichtbar werden.

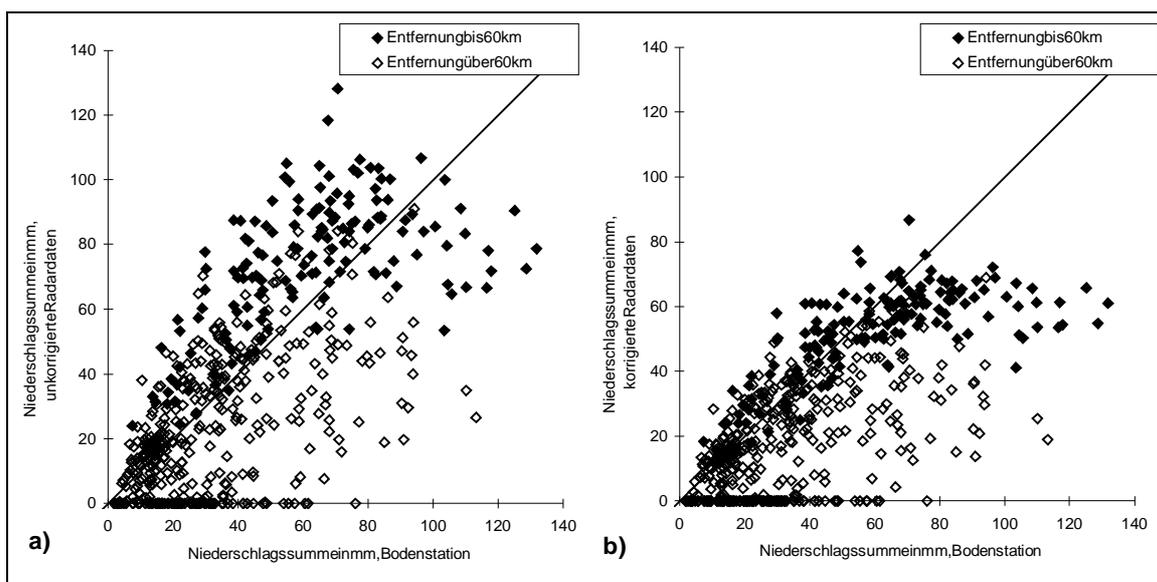


Abb. 3.6: Streudiagramm der Niederschlagssummen vom 25.2.1997, 7:00 Uhr bis 26.2.1997, 7:00 Uhr, die aus den Radardaten abgeleitet wurden, gegen die zugehörigen Bodenwerte. Links unkorrigierte Radardaten, rechts korrigiert mit dem beschriebenen Algorithmus; jeweils für unterschiedliche Entfernungen vom Radarstandort.

In Abb. 3.6b, wo die aus korrigierten Radardaten abzugehörigen Bodenwerte aufgetragen sind, erkennt man die Winkelhalbierende, d.h. eine wesentlich geringere Abschattungseffekte fallen jedoch weiterh Summen zu gering aus. Das gilt vor allem für die we und Stationen mit sehr großen Niederschlagssummen (in nördlichen und mittleren Schwarzwald liegen (vgl.

geleiteten Niederschlagssumme gegen die keine stärkere Konzentration der Symbole bessere Übereinstimmung der Daten. Auf in einige aus den Radardaten ermittelten it entfernten Stationen (offene Rauten) über etwa 80mm), die zum größten Teil .Abb. 3.5c).

Der beschriebene Algorithmus ist ein geeignetes Hilfsmittel, um bei der Berechnung von Niederschlagsintensitäten aus mit einem Radar gemessenen Reflektivitätsdaten die störenden Effekte eines Hellen Bandes deutlich zu reduzieren. Der Algorithmus erfordert wenig Rechenzeit und kann daher online, d.h. im Routinebetrieb des Radars eingesetzt werden. Die Vorgabe individueller Charakteristika eines Hellen Bandes (z.B. der Höhe der Nullgradgrenze) ist nicht erforderlich.

Statistik von dessen charakteristischen Größen durch den Algorithmus bereitgestellt. Darüber hinaus werden in diesem Falle die Reflektivitätsdaten korrigiert. Daraus resultiert eine entscheidende Verbesserung der Niederschlagsdaten, wie anhand der Abbildungen 3.5 und 3.6 deutlich wurde.

Wenn ein helles Band vorliegt, wird eine umfassende Statistik von dessen charakteristischen Größen durch den Algorithmus bereitgestellt. Darüber hinaus werden in diesem Falle die Reflektivitätsdaten korrigiert. Daraus resultiert eine entscheidende Verbesserung der Niederschlagsdaten, wie anhand der Abbildungen 3.5 und 3.6 deutlich wurde.

### 3.2.2 Abschattung des Radarstrahls an orographischen Hindernissen

Insbesondere an orographischen Hindernissen wie Gebirgszügen kann ein Radarstrahl teilweise oder auch vollständig abgeschattet werden. Dadurch fallen die Reflektivitätswerte, welche bei einem abgeschatteten Radarstrahl hinter dem orographischen Hindernis gemessen werden, teilweise erheblich zu klein aus. Dieses Problem verdeutlicht Abb. 3.7, die die Höhe des Horizonts um das IMK-Radar als Funktion der Azimutrichtung zeigt. Um quantitative Niederschlagsmessungen mit einem Radar durchführen zu können, muß dieser Abschattungseffekt korrigiert werden.

Insbesondere an orographischen Hindernissen wie Gebirgszügen kann ein Radarstrahl teilweise oder auch vollständig abgeschattet werden. Dadurch fallen die Reflektivitätswerte, welche bei einem abgeschatteten Radarstrahl hinter dem orographischen Hindernis gemessen werden, teilweise erheblich zu klein aus. Dieses Problem verdeutlicht Abb. 3.7, die die Höhe des Horizonts um das IMK-Radar als Funktion der Azimutrichtung zeigt. Um quantitative Niederschlagsmessungen mit einem Radar durchführen zu können, muß dieser Abschattungseffekt korrigiert werden.

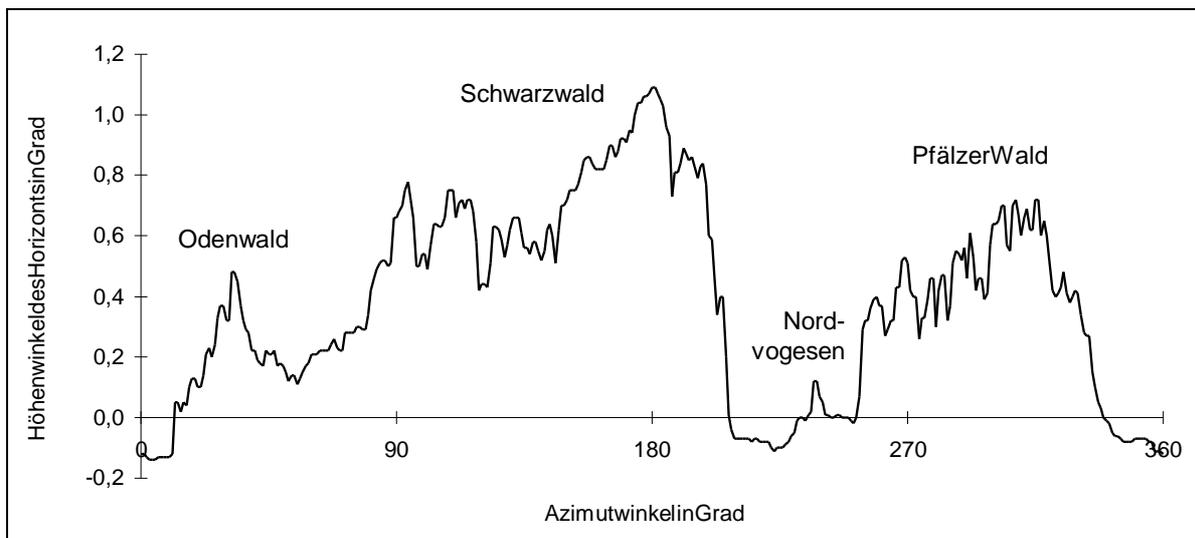


Abb. 3.7: Höhenwinkel des Horizonts um das IMK-Radar als Funktion der Azimutrichtung; berechnet aus hochaufgelösten Orographiedaten. Eine Azimutrichtung von 0° entspricht Nord, 90° entspricht Ost usw.

Bisher ist es häufig üblich, Abschattungseffekte an Niederschlagsradar und an Bodenstationen gemessenen (z.B. Joss und Waldvogel, 1990; Galli, 1998) oder reflektivitätsdaten durch Werte zu ersetzen, die durch vertikaler Reflektivitätsprofile errechnet wurden (genannten Verfahren bleibt aber eine mögliche Teilabschnitt). Die Korrektur anhand langjähriger Mittelwerte von  $N$  die individuelle meteorologische Situation, was im kann.

Auch die vom Hersteller des IMK-Radars mitgelieferte Möglichkeit, die Abschattung der Radarstrahlung an sichtigen. Dort wird bei der Berechnung der Niederschlagsstrahl vollständig abgeschattet angesehen, wenn graphisches Hindernis; eine Extrapolation ungestört. Wenn die Strahlmitte höher ist als ein orographisch reflektivitätsdaten als völlig unbeeinflusst betrachtet. Diese Betrachtungsweise ist stark vereinfacht, denn oder weniger großer Teil des Strahls von einem anderen Teil geht über dieses hinweg. In diesem Abschnitt berechnen und die gemessenen Reflektivitätswerte (Hannesen und Löffler-Mang, 1998).

hand langjähriger Mittelwerte der mit einem Niederschlagssummen zu korrigieren. Von Abschattungseffekten beeinflusste Reih Extrapolation ungestörter Daten anhand (z.B. Germann, 1998). Bei den zuletzt geschattung des Radarstrahls unbetrachtet. Niederschlagssummen berücksichtigt nicht Einzelfall zu erheblichen Fehlern führen

Software bietet nur eine unzureichende orographischen Hindernissen zu berücksichtigen. chlagsintensität (vgl. Abschn. 3.1) der die Strahlmitte niedriger liegt als ein oder Werte erfolgt in diesem Fall aber nicht. es Hindernis, werden die gemessenen Re-

in der Realität wird häufig nur ein mehr graphischen Hindernis abgeschattet und der hchnitt wird gezeigt, wie man diese Teile tsprechend korrigieren kann (vgl. auch

Setzt man die Gln. (3.3) und (3.2) in (3.1) ein, so kann man die Radargleichung folgendermaßen beschreiben:

$$P_r = \frac{C'}{r^2} Z \int_{\Omega} f^4(\theta, \phi) d\Omega, \text{ mit } C' = \frac{P_t G^2 \lambda^2 L^2}{(4\pi)^3} \frac{c\tau}{2} \frac{\eta\pi^5}{\lambda^4} |K|^2. \quad (3.10)$$

In dieser Form der Radargleichung wird vorausgesetzt, daß die Streuteilchen das gesamte Meßvolumen homogen ausfüllen. Bezüglich des Integrals wird unter Vernachlässigung der Nebenkeulen meist eine angenommene:

daß die Streuteilchen das gesamte Meßvolumen homogen ausfüllen. Bezüglich des Integrals auf der rechten Seite von Gl. (3.10) eine gaußförmige Intensitätsverteilung

$$f^2(\theta, \phi) = \exp\left[-\left(\frac{\theta^2}{\theta_e^2} + \frac{\phi^2}{\phi_e^2}\right)\right], \quad (3.11)$$

sodaß

$$\begin{aligned} \int_{\Omega} f^4(\theta, \phi) d\Omega &= \int_{-\pi}^{\pi} d\theta \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \exp\left[-2\left(\frac{\theta^2}{\theta_e^2} + \frac{\phi^2}{\phi_e^2}\right)\right] \cos(\phi) d\phi \\ &\approx \int_{-\infty}^{\infty} \exp\left(-2\frac{\theta^2}{\theta_e^2}\right) d\theta \int_{-\infty}^{\infty} \exp\left(-2\frac{\phi^2}{\phi_e^2}\right) d\phi \\ &= \frac{\pi}{2} \theta_e \phi_e. \end{aligned} \quad (3.12)$$

Die Vernachlässigung der Nebenkeulen durch (3.11) bewirkt nach Sauvageot (1992) einen Fehler von weniger als 0,2 dB und ist daher zulässig. Noch viel kleiner ist bei üblichen Radargeräten mit  $\phi_e, \theta_e < 1^\circ$  der Fehler, der in Gl. (3.12) durch den Übergang der Integrationsgrenzen ins Unendliche gemacht wird.

Mit Gl. (3.12) erhält Gl. (3.10) die Form

$$P_r = \frac{\pi}{2} \theta_e \phi_e \frac{C'}{r^2} Z, \quad (3.13)$$

wobei auch hier eine homogene Verteilung der Streuteilchen im betrachteten Meßvolumen vorausgesetzt wird. Tritt jedoch eine teilweise Abschattung des Radarstrahls an einem orographischen Hindernis auf, so ist bei dahinter liegendem Meßvolumen nur der über dieses Hindernis hinwegstreichende Teil des Radarstrahls mit Streuteilchen ausgefüllt. Um diesen Effekt zu erfassen, wird eine allgemeinere Form der Radargleichung (3.10) unter Berücksichtigung der Annahme (3.11) und der Näherung (3.12) verwendet:

$$P_r = \frac{C'}{r^2} \int_{-\pi-\pi/2}^{\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} Z(\phi, \theta) \exp \left[ -2 \left( \frac{\theta^2}{\theta_e^2} + \frac{\phi^2}{\phi_e^2} \right) \right] \cos(\phi) d\phi d\theta. \quad (3.14)$$

Analog zu Gl. (3.4) folgt daraus

$$\begin{aligned} Z_m = P_r \frac{1}{C'} r^2 &= \frac{r^2}{C} \frac{C'}{r^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} Z(\phi, \theta) \exp \left[ -2 \left( \frac{\theta^2}{\theta_e^2} + \frac{\phi^2}{\phi_e^2} \right) \right] d\phi d\theta \\ &= \frac{2}{\pi \theta_e \phi_e} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} Z(\phi, \theta) \exp \left[ -2 \left( \frac{\theta^2}{\theta_e^2} + \frac{\phi^2}{\phi_e^2} \right) \right] d\phi d\theta \end{aligned} \quad (3.15)$$

Für die weiteren Schritte soll vorausgesetzt werden, daß die Intensitätsverteilung rotations-symmetrisch ist (d.h.  $\phi_e = \theta_e$ ) und die 3dB-Keulbreite  $\phi_{-3}$  betrage. Gl. (3.11) liefert dann folgenden Zusammenhang zwischen  $\phi_e$  und  $\phi_{-3}$ :

$$10^{-0.3} = \exp \left[ - \left( \frac{\phi_{-3} / 2}{\phi_e} \right)^2 \right].$$

Wird diese Gleichung nach  $\phi_e$  und dann nach  $\phi_0 = \phi_e / \sqrt{2}$  aufgelöst, so resultiert daraus

$$\phi_0 = \frac{1}{\sqrt{2}} \phi_e = \frac{1}{2\sqrt{2}} (0.3 \ln 10)^{-0.5} \phi_{-3} \approx 0.43 \phi_{-3}, \quad (3.16)$$

womit sich Gl. (3.15) vereinfacht:

$$Z_m = \frac{1}{\pi \phi_0^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} Z(\phi, \theta) \exp \left( - \frac{\phi^2 + \theta^2}{\phi_0^2} \right) d\phi d\theta. \quad (3.17)$$

Eine weitere Vereinfachung dieser Gleichung erhält man mit der Annahme horizontaler Homogenität der Streuteilchen und somit der Reflektivitätsvariationen seien aber erlaubt. Damit ist  $Z$  nur noch eine Funktion des Zenitwinkels  $\phi$ , und das Doppelintegral von Gl. (3.17) wird auf eine einfache Integral reduziert.

Mit Hilfe dieser zusätzlichen Annahmen kann nun die Situation eines teilweise abgeschatteten Radarstrahls betrachtet werden. Die Abschattung durch ein orographisches Hindernis reicht bis zu einem Zenitwinkel  $\phi_s$  (relativ zur Strahlmitte). Aus Gl. (3.17) folgt dann

$$Z_m = \frac{1}{\sqrt{\pi} \phi_0} \int_{\phi_s}^{\infty} Z(\phi) \exp \left( - \frac{\phi^2}{\phi_0^2} \right) d\phi \quad (3.18)$$

In einem ersten Schritt werde die Reflektivität im ganzen Pulsvolumen, d.h. sowohl horizontal als auch vertikal konstant angesehen, so daß Gl. (3.18) eine wesentlich vereinfachte Form annimmt:

$$Z_m = Z \frac{1}{\sqrt{\pi} \phi_0} \int_{\phi_s}^{\infty} \exp\left(-\frac{\phi^2}{\phi_0^2}\right) d\phi = Z \left[ 1 - \frac{1}{\sqrt{\pi} \phi_0} \int_{-\infty}^{\phi_s} \exp\left(-\frac{\phi^2}{\phi_0^2}\right) d\phi \right]$$

$$= Z [1 - \text{erf}(\phi_s / \phi_0)], \tag{3.19}$$

wobei

$$\text{erf}(x) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^x \exp(-t^2) dt$$

die Fehlerfunktion ist.

Wird das logarithmische Maß der Reflektivität benutzt, so erhält man den tatsächlichen Wert  $Z_m$  mit

$$\text{DBZ} = \text{DBZ}_m + \Delta\text{DBZ}; \quad \Delta\text{DBZ} = -10 \log_{10}[1 - \text{erf}(\phi_s / \phi_0)]. \tag{3.20}$$

Abb. 3.8 zeigt den Korrekturterm  $\Delta\text{DBZ}$  als Funktion des Abschattungswinkels  $\phi_s$ , berechnet für das IMK-Radar mit einer 3dB-Keulbreite von  $0,98^\circ$ , die gemeinhin als Strahldurchmesser aufgefaßt wird. In diesem Sinne streicht ein Radarstrahl vollständig über das orographische Hindernis hinweg, wenn seine Achse das Hindernis um mindestens den halben Durchmesser überragt. Dann gilt für das IMK-Radar  $\phi_s \approx -0,5^\circ$ . Der geringe Wert des Korrekturterms  $\Delta\text{DBZ}$  von etwa 0,3dB bei diesem Abschattungswinkel legt, daß die Betrachtung eines solchen Radarstrahls als vollständig über das Hindernis hinwegstreichend in guter Näherung gerechtfertigt ist.

Wenn genau die Hälfte des Strahls abgeschattet ist, d.h. für  $\phi_s = 0$ , wird  $\Delta\text{DBZ}$  zu +3dB. Bei noch größeren Abschattungswinkeln, wenn also  $\phi_s$  positiv wird, nimmt der Korrekturterm rasch zu. Hieraus wird bereits ersichtlich, daß die Berechnung des Abschattungswinkels mit großer Sorgfalt zu geschehen hat. Auf die daraus folgenden Konsequenzen wird am Schluß dieses Abschnitts nochmals ausführlicher eingegangen.

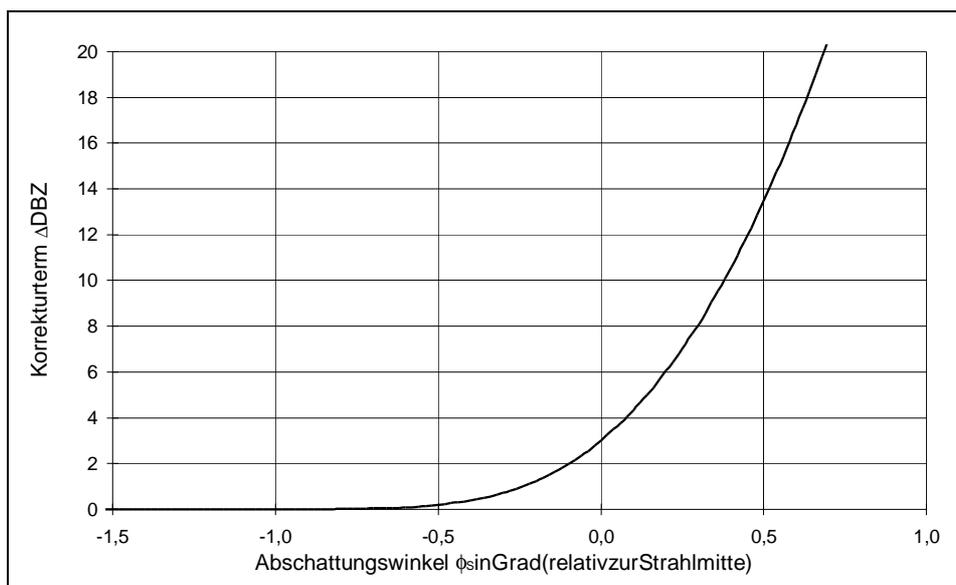


Abb. 3.8: Korrekturterm  $\Delta\text{DBZ}$  als Funktion des Abschattungswinkels  $\phi_s$ .

Neben dem einfachen Fall mit der Annahme konstanter Reflektivität im Pulsvolumen wird auch der weitergehende Fall betrachtet, daß sich die Reflektivität (logarithmische Werte) linear mit der Höhe ändert, d.h.

$$DBZ(z) = DBZ_0 + \Gamma_Z(z - z_0) \text{ mit } \Gamma_Z = \text{const.} \quad (3.21)$$

Hierbei ist  $DBZ_0$  die Reflektivität in der Höhe  $z_0$  der Strahlmitte.

Bei geringen Elevationswinkeln des Radarstrahls (weniger als etwa  $5^\circ$ ) kann die Höhendifferenz  $z - z_0$  aus dem Zenitwinkel  $\phi$  (relativ zur Strahlmitte) und der Entfernung  $r$  vereinfacht berechnet werden:

$$z - z_0 = r \phi.$$

Dann liefert Gl.(3.21)

$$DBZ(\phi) = DBZ_0 + r \Gamma_Z \phi. \quad (3.22)$$

Beginnend mit Gl.(3.18) erhält man daraus die gemessene Reflektivität  $Z_m$  (bei einem Abschattungswinkel  $\phi_s$  relativ zur Strahlmitte) mit

$$\begin{aligned} Z_m &= \frac{1}{\sqrt{\pi} \phi_0 \phi_s} \int_{\phi_s}^{\infty} Z(\phi) \exp\left(-\frac{\phi^2}{\phi_0^2}\right) d\phi = \frac{1}{\sqrt{\pi} \phi_0 \phi_s} \int_{\phi_s}^{\infty} 10^{(DBZ_0 + \Gamma_Z r \phi)/10} \exp\left(-\frac{\phi^2}{\phi_0^2}\right) d\phi \\ &= 10^{DBZ_0/10} \frac{1}{\sqrt{\pi} \phi_0 \phi_s} \int_{\phi_s}^{\infty} 10^{(\Gamma_Z r \phi)/10} \exp\left(-\frac{\phi^2}{\phi_0^2}\right) d\phi \\ &= Z_0 \frac{1}{\sqrt{\pi} \phi_0 \phi_s} \int_{\phi_s}^{\infty} \exp\left(c \Gamma_Z r \phi - \frac{\phi^2}{\phi_0^2}\right) d\phi \end{aligned} \quad (3.23)$$

mit  $c = 1/10 \ln 10$ . Weiterhin ist mit  $\phi_1 = 1/2 c \Gamma_Z r \phi_0^2$

$$c \Gamma_Z r \phi - \frac{\phi^2}{\phi_0^2} = \frac{2\phi\phi_1 - \phi^2}{\phi_0^2} = -\frac{(\phi - \phi_1)^2}{\phi_0^2} + \frac{\phi_1^2}{\phi_0^2} = -\frac{(\phi - \phi_1)^2}{\phi_0^2} + (1/2 c \Gamma_Z r \phi_0)^2$$

und damit

$$\begin{aligned} Z_m &= Z_0 \exp\left[\left(\frac{1}{2} c \Gamma_Z r \phi_0\right)^2\right] \frac{1}{\sqrt{\pi} \phi_0 \phi_s} \int_{\phi_s}^{\infty} \exp\left(-\frac{(\phi - \phi_1)^2}{\phi_0^2}\right) d\phi \\ &= Z_0 \exp\left[\left(\frac{1}{2} c \Gamma_Z r \phi_0\right)^2\right] \frac{1}{\sqrt{\pi} \phi_0} \int_{\phi_s - \phi_1}^{\infty} \exp\left(-\frac{\phi^2}{\phi_0^2}\right) d\phi \\ &= Z_0 \exp\left[\left(\frac{1}{2} c \Gamma_Z r \phi_0\right)^2\right] \{1 - \text{erf}\left[\frac{\phi_s - \phi_1}{\phi_0}\right]\}. \end{aligned} \quad (3.24)$$

Damit kann die tatsächliche Reflektivität  $DBZ$  aus den gemessenen  $DBZ_m$  berechnet werden:

$$DBZ = DBZ_m + \Delta DBZ_G + \Delta DBZ_S$$

mit

$$\begin{aligned} \Delta DBZ_G &= -10 \log_{10} \left\{ \exp\left[\left(\frac{1}{2} c \Gamma_Z r \phi_0\right)^2\right] \right\} \\ &= -10 \left(\frac{1}{2} c \Gamma_Z r \phi_0\right)^2 \log_{10} e \\ &= -c \left(\frac{1}{2} \Gamma_Z r \phi_0\right)^2 \quad ; \end{aligned}$$

$$\Delta \text{DBZ}_S = -10 \log_{10} \{ 1 - \text{erf}[(\phi_S - \phi_1) / \phi_0] \} \quad ;$$

$$\phi_1 = \frac{1}{2} c \Gamma_Z r \phi_0^2$$

sowie  $c = \frac{1}{10} \ln 10 = 1 / (10 \log_{10} e)$  . (3.25)

Der Korrekturterm  $\Delta \text{DBZ}_S$  ist derselbe wie im Falle vertikalkonstanter Reflektivität, außer daß bei der Fehlerfunktion anstelle von  $\phi_S$  ein kleinerer Wert  $\phi_S - \phi_1$  verwendet werden muß. Dennoch ist  $\Delta \text{DBZ}_S$  stets positiv, d.h. dieser Korrekturterm bewirkt immer eine Erhöhung der Reflektivität. Es sei darauf hingewiesen, daß beim Grenzübergang  $\Gamma_Z \rightarrow 0$  der Winkel  $\phi_1$  verschwindet und mandenselben Korrekturterm wie für vertikalkonstante Reflektivität erhält. Der Korrekturterm  $\Delta \text{DBZ}_G$  wird durch den Vertikalgradienten der Reflektivität verursacht und ist stets negativ. Für  $\phi_S \rightarrow -\infty$ , d.h. bei einem nicht abgeschatteten Radarstrahl, verschwindet der Korrekturterm  $\Delta \text{DBZ}_S$ ,  $\Delta \text{DBZ}_G$  hingegen bleibt erhalten. Das bedeutet, daß die Reflektivität in Strahlmitte stets kleiner ist als die gemessene, sofern ein konstanter Vertikalgradient vorliegt.  $\Delta \text{DBZ}_G$  hängt nicht vom Vorzeichen des Gradienten ab, d.h. es spielt keine Rolle, ob die Reflektivität mit der Höhe zu- oder abnimmt.

Die Wirkung des vorgestellten Algorithmus wurde anhand von Berechnungen der Niederschlagsintensität aus den mit dem IMK-Radar gemessenen Reflektivitätsdaten getestet. In den Abbildungen 3.9 bis 3.11 werden Resultate dieser Berechnungen dargestellt.

Abb. 3.9 zeigt mehrere Streudiagramme, in denen Niederschlagssummen, die aus den Radardaten berechnet wurden, gegen Bodenmessungen aufgetragen sind. Die Bodenmessungen stammen vom Ombrometermeßnetz Baden-Württemberg, das vom Deutschen Wetterdienst und der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg betrieben wird. Die gezeigten Niederschlagssummen stammen aus dem relativ kurzen Zeitraum vom 23. Juni 1997, 9:30 Uhr, bis zum 24. Juni 97, 10:00 Uhr MESZ, als zahlreiche schauerartige Niederschläge durch das Beobachtungsgebiet zogen.

Im ersten Fall (Abb. 3.9a) wurden die Niederschlagssummen aus Radardaten ohne die Abschattungskorrektur ermittelt. Sie zeigen eine gute Übereinstimmung mit den entsprechenden Bodenwerten für Stationen in einer Entfernung bis zu 60 km vom Radar (ausgefüllte Rauten). In großer Entfernung vom Radar (Kreuze in Abb. 3.9) sind die Niederschlagssummen hingegen meist viel zu klein. Für Abb. 3.9b wurden die aus Radardaten abgeleiteten Niederschlagssummen mit der Abschattungskorrektur berechnet, die vertikalkonstante Reflektivität voraussetzt. Die Daten für die nahe beim Radar gelegenen Stationen sind meist nicht verändert, da keine Abschattung vorliegt. Dagegen stimmen die aus Radardaten abgeleiteten Summen bei großen Entfernungen vom Radar besser mit den Bodenwerten überein. Eine weitere Verbesserung erhält man, wenn man die Radardaten einer Abschattungskorrektur mit variablem Vertikalprofil unterzieht.

Zu den in Abb. 3.9c gezeigten Werten führte eine Korrektur der Reflektivitätsdaten anhand eines Profils der folgenden Form: konstante Reflektivität bis in 2 km Höhe, konstanter Reflektivitätsgradient von  $-6 \text{ dB/km}$  oberhalb von 3 km Höhe und ein dazwischen linear von 0 auf  $-6 \text{ dB/km}$  abnehmender Gradient. Dieses charakteristische Profil wurde aufgrund der Analyse von zahlreichen Reflektivitätsprofilen sommerlicher Niederschläge gewählt.<sup>8</sup> Die Abweichungen zwischen Radar- und Bodenmessung sind jetzt vielfach in einer Größenordnung von etwa 10 Prozent und lassen sich damit nicht mehr alleine auf Fehler bei der Bestimmung der Niederschlagsintensität aus Radardaten zurückführen. Es muß vielmehr davon ausgegangen

<sup>8</sup> In Kap. 4, das von der Unterscheidung stratiformer von konvektiven Niederschlägen handelt, werden auch Analysen der Vertikalstruktur von Reflektivitätsfeldern präsentiert.

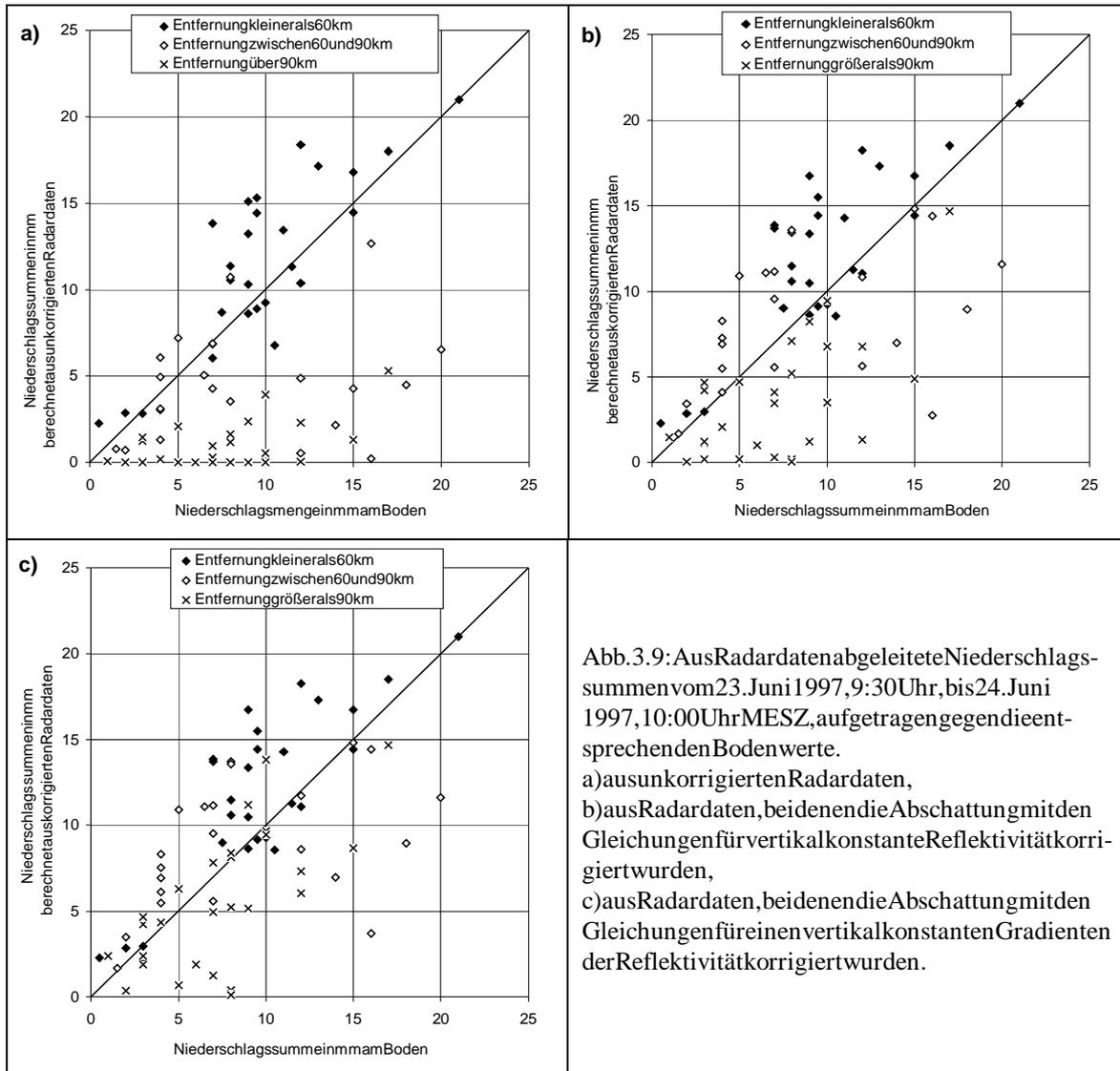


Abb. 3.9: Aus Radardaten abgeleitete Niederschlagssummen vom 23. Juni 1997, 9:30 Uhr, bis 24. Juni 1997, 10:00 Uhr MESZ, aufgetragen gegen die entsprechenden Bodenwerte.  
 a) aus unkorrigierten Radardaten,  
 b) aus Radardaten, bei denen die Abschattung mit den Gleichungen für vertikalkonstante Reflektivität korrigiert wurden,  
 c) aus Radardaten, bei denen die Abschattung mit den Gleichungen für einen vertikalkonstanten Gradienten der Reflektivität korrigiert wurden.

werden, daß auch die zu Beginn dieses Kapitels erwähnten Fehler, die bei der Niederschlagsmessung mit bodengestützten Geräten auftreten können, einen Teil der verbliebenen Unterschiede verursachen.

hnten Fehler, die bei der Niederschlagsmessung mit bodengestützten Geräten auftreten können, einen Teil der verbliebenen Unterschiede verursachen.

Daß der Algorithmus auch bei aus Radardaten abgeleiteten Niederschlagssummen längerer Zeiträume eine erhebliche Verbesserung bewirkt, zeigen die Abbildungen 3.10 und 3.11. In Abb. 3.10 sind die Niederschlagssummen des gesamten Monats August 1997 flächenhaft dargestellt, und zwar (a) abgeleitet aus Radardaten ohne Abschattungskorrektur, (b) abgeleitet aus Radardaten mit Abschattungskorrektur und (c) durch Interpolation der an den eingezeichneten Stationen vorgenommenen Bodenmessungen. Jeweils in der Nähe des Radars stimmen die aus den Radardaten abgeleiteten Niederschlagssummen gut mit den Bodenmessungen überein. Bei großen Entfernungen liefern die Radardaten jedoch erheblich zu kleine Niederschlagsmengen, sofern die Abschattungseffekte nicht korrigiert werden. Bei Berücksichtigung der Abschattungskorrektur erhält man eine wesentlich bessere Übereinstimmung.

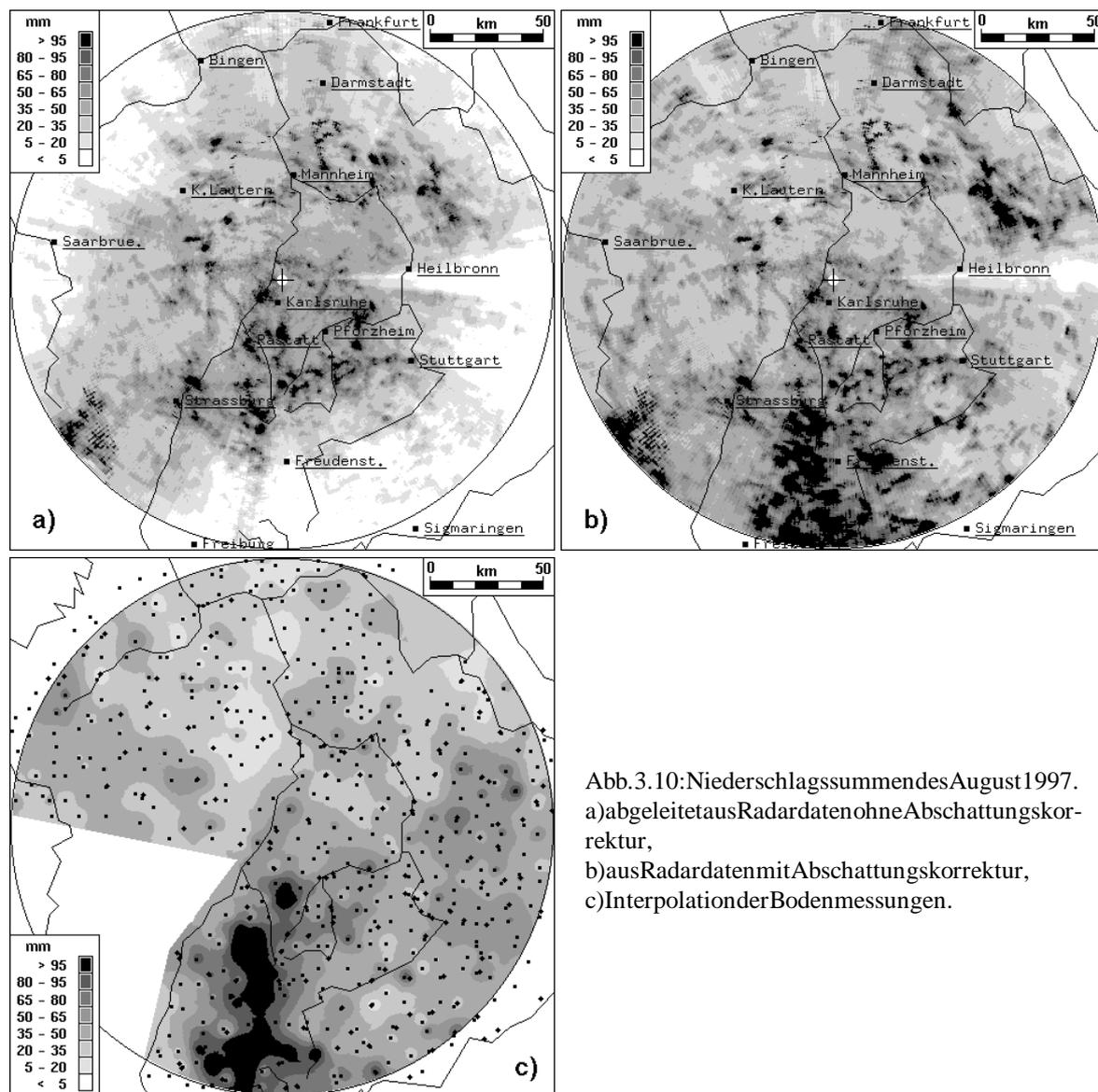


Abb.3.10: Niederschlagssummes des August 1997. a) abgeleitet aus Radardaten ohne Abschattungskorrektur, b) aus Radardaten mit Abschattungskorrektur, c) Interpolation der Bodenmessungen.

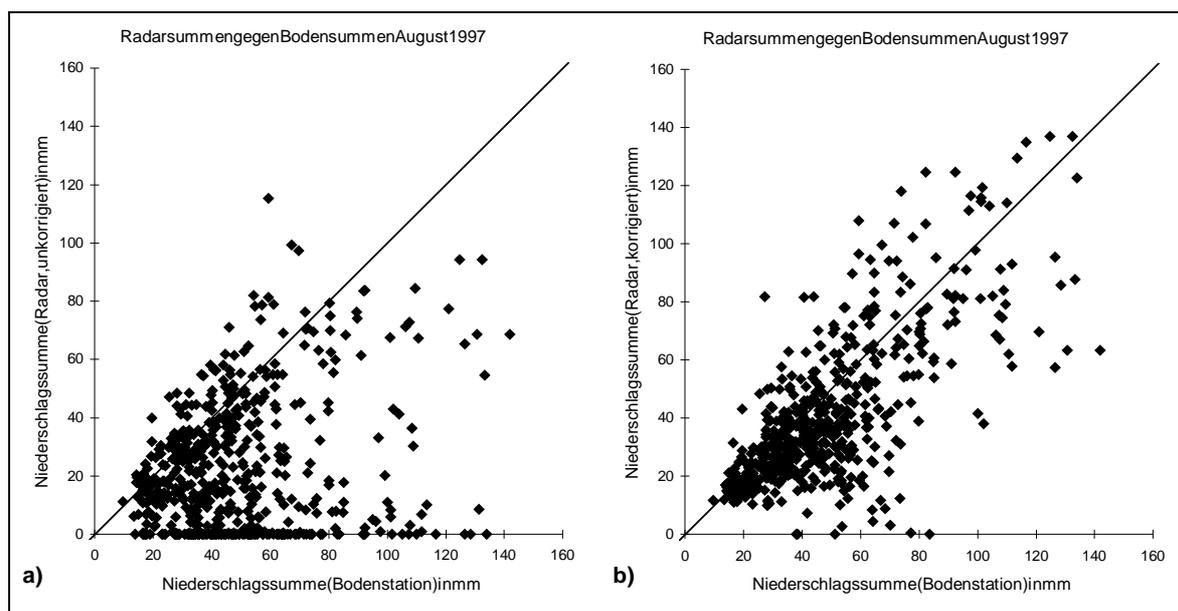


Abb.3.11: Vergleich der aus Radardaten abgeleiteten Niederschlagssummes des Monats August 1997 mit den entsprechenden Bodenmessungen, a) ohne und b) mit Abschattungskorrektur.

Das zeigt sich auch anhand der Abb. 3.11, in der die aus Radardaten gewonnenen Niederschlagssummen dieses Monats mit denen der entsprechenden Bodenstationen als Streudiagramme verglichen werden. Die Radardaten wurden im ersten Fall nicht korrigiert (Abb. 3.11a, entsprechend Abb. 3.10a), und für Abb. 3.11b der Abschattungskorrektur unterzogen. Im Unterschied zum vorher präsentierten Vergleich (vgl. Abb. 3.9) wurde hier bei der Abschattungskorrektur die Reflektivität bis in eine Höhe von 3 km als konstant unterhalb 4 km mit einem Gradienten von  $-6$  dB/km abnehmend angesehen, da im August 1997 die Niederschläge meist aus starken konvektiven Zellen fielen. Man erkennt auch hier wieder an der Konzentration der Symbole um die Winkelhalbierende in Abb. 3.11b die wesentlich bessere Übereinstimmung zwischen korrigierten Radar-Niederschlagsdaten und Bodenmessungen als im Falle unkorrigierter Radardaten.

Zu dem hier präsentierten Algorithmus zur Korrektur teilweise abgeschatteter Radarstrahlen sind noch einige Anmerkungen zu machen:

- 1) Wenn ein zu korrigierendes Strahlvolumen Boden enthält, kann die mit der Korrektur verbundene Anhebung der Reflektivität zu großen Fehlern führen. Daher wird für jedes Strahlvolumen neben dem Abschattungswinkel  $\phi_S$  auch der Bodenwinkel  $\phi_B$  berechnet, d. h. derjenige Winkel, unter dem der Boden vom Radar aus 'gesehen' würde, wenn keine orographischen Hindernisse dazwischen lägen (vgl. Abb. 3.12). In Regionen, wo die Bodenoberfläche direkt von Radar aus 'gesehen' werden kann, sind diese beiden Winkel identisch. Hinter orographischen Hindernissen ist dagegen der Bodenwinkel stets kleiner als der Abschattungswinkel, und bei normaler Strahlausbreitung können in diesem Fall keine Bodenechos auftreten. Um die unbeabsichtigte Anhebung von Bodenechos auszuschließen, wird die Abschattungskorrektur nur dann durchgeführt, wenn der Abschattungswinkel den Bodenwinkel um einen Betrag von  $0,1^\circ$  übersteigt. Im Falle anomaler Strahlausbreitung können Bodenechos allerdings auch dort auftreten, wo der Bodenwinkel kleiner als der Abschattungswinkel ist, d. h. wo der direkte Radarstrahl oder Nebenkeulen den Boden unter normalen Bedingungen nicht erreichen können. Daher sollte von der Anwendung des Korrekturalgorithmus abgesehen werden, wenn anomale Strahlausbreitung vermutet wird. Dies ist besonders bei bodennahen Temperaturinversionen der Fall, die vor allem in klaren Sommernächten auftreten. Glücklicherweise gibt es dann aber nur selten Niederschläge durch vereinzelte Wärmegewitter.

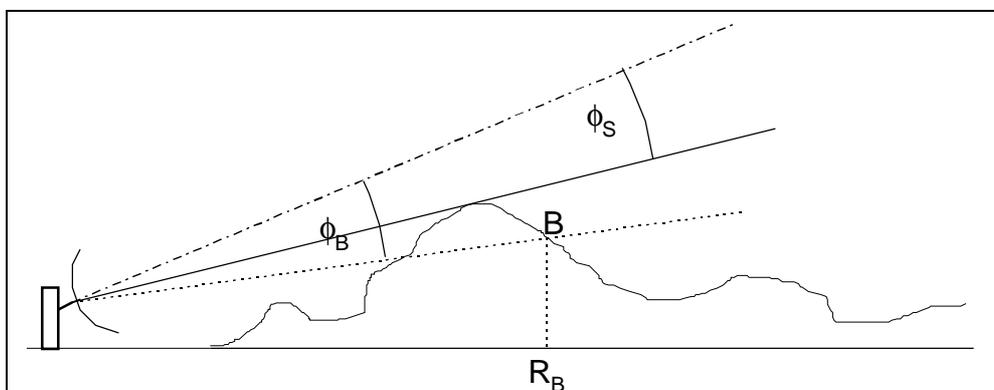


Abb. 3.12: Schematische Darstellung des Abschattungswinkels  $\phi_S$ , gültig für die Distanz  $R_B$  vom Radar, und des Bodenwinkels  $\phi_B$ , unter dem in der Entfernung von  $R_B$  das Radar bei B den Boden 'sehen' könnte. Die strichpunktierte Linie gibt die Strahlachse an.  $\phi_S$  und  $\phi_B$  sind in diesem Beispiel negativ.

- 2) Wie aus Abb. 3.8 hervorgeht, hängt der Korrekturterm  $\Delta DBZ$  stark vom Abschattungswinkel  $\phi_s$  ab, wenn dieser positiv ist, d. h. wenn mehr als die Hälfte des Strahls abgeschattet ist. Eine Ungenauigkeit von nur  $0,1^\circ$  führt bei einem Abschattungswinkel von  $+0,5^\circ$  zu einer Ungenauigkeit der Reflektivität von 3 dB und damit zu etwa 50% in der Niederschlagsrate. Daher muß der Abschattungswinkel sehr sorgfältig berechnet werden. Für die gezeigten Vergleiche wurden Orographiedaten mit einer horizontalen Auflösung von 100 m und einer vertikalen Auflösung von 1 m verwendet. Außerdem wurde bei Abschattungswinkeln über  $+0,1^\circ$  der gemessene Reflektivitätswert eines Strahlvolumens durch denjenigen der nächsthöheren Elevation ersetzt (der zuvor ggf. schon einer Abschattungskorrektur unterzogen wurde), wobei eine Extrapolation anhand des jeweils für die Abschattungskorrektur zugrundeliegenden Vertikalprofils vorgenommen wurde. Bei Abschattungswinkeln zwischen  $-0,3^\circ$  und  $+0,1^\circ$  wurde ein gewichtetes Mittel aus korrigiertem und unkorrigiertem Wert verwendet.
- 3) Die bei der Abschattungskorrektur zugrunde gelegten vertikalen Reflektivitätsprofile können als klimatologische Mittelwerte interpretiert werden. Ihre Auswahl erfolgte anhand der Analyse mehrere tausend Vertikalprofile, die im Rahmen der Unterscheidung stratiformer von konvektiven Niederschlägen durchgeführt wurden (Einzelheiten hierzu folgen im 4. Kapitel). Sie wurden jeweils für den ganzen Analysezeitraum unverändert gelassen. Durch Berücksichtigung zeitlich und räumlich variabler vertikaler Reflektivitätsprofile können noch weitere Verbesserungen erreicht werden. Zu solchen Maßnahmen gehören:
- Für jeden Radar datensatz Berücksichtigung eines anderen Vertikalprofils, das aus einem klimatologischen Mittelwert und aus der Analyse der jeweiligen aktuellen Daten gewonnen wird;
  - Korrektur einer Aufnahme anhand verschiedener Vertikalprofile für verschiedene Niederschlagstypen (vgl. Germann, 1998);
  - Einbeziehung von Messungen, die mit Disdrometern und einem vertikal zeigenden FMCW-Radar durchgeführt wurden (Kunz, 1998; Löffler-Mangetal., 1998).
- Außerdem sollte der Algorithmus zur Korrektur von Strahlabschattungen mit dem zuvor erläuterten Verfahren kombiniert werden, das eine Korrektur der Effekte des hellen Bandes erlaubt.

Der hier präsentierte Algorithmus bietet erstmals die Möglichkeit, eine teilweise Abschattung des Radarstrahls an orographischen Hindernissen quantitativ zu erfassen und die gemessenen Reflektivitätsdaten entsprechend zu korrigieren. Die Korrekturen führen zu einer erheblich besseren Übereinstimmung der aus den Radardaten abgeleiteten Niederschlagsmengen mit Werten, die an Bodenstationen gemessen wurden. Dies gilt sowohl für kurzzeitige Niederschlagsereignisse als auch für Regensumme eines längeren Zeitraums.

Der Korrekturalgorithmus kann, ebenso wie das zuvor dargelegte Verfahren zur Korrektur von Effekten des Hellen Bandes, online eingesetzt werden, da er nur wenig Rechenzeit benötigt. Die Verknüpfung dieser beiden Algorithmen und die Einbeziehung räumlich und zeitlich variabler Vertikalprofile der Reflektivität, die aus Messungen verschiedener Geräte abgeleitet werden können, in den Abschattungskorrekturalgorithmus ist für die Zukunft geplant. Dann werden weitere Verbesserungen der aus Radardaten berechneten Niederschlagsintensitäten erwartet.

Ein zusätzlicher Vorteil der in diesem Abschnitt abgeleiteten Gleichungen zur Berechnung des abgeschatteten Teils eines Radarstrahls ist die sich bietende Möglichkeit, eventuelle Abweichungen der tatsächlichen Elevation der Radarantenne vom nominellen Wert zu erfassen. Bei zahlreichen starken konvektiven Zellen ist die Reflektivität vertikal über mehrere Kilometer

nahezu konstant. Kann man solche eine Zelle hinter einem orographischen Hindernis beobachten, so muß bei geringen Elevationen ein Teil des Radarstrahls abgeschattet sein. Mit einer RHI-Aufnahme (range height indicator) können die Elevationswinkel bei gleichbleibendem Azimut in sehr kleiner Schrittweite (meist  $0,1^\circ$ ) von der Antenne durchlaufen werden. Die gemessenen Reflektivitätswerte müßten dann zum Boden hin in dem Maße abnehmen, wie der Korrekturterm  $\Delta\text{DBZ}$  aus Gl.(3.20) in Abb.3.8 mit zunehmenden Abschattungswinkel zunimmt. Wenn die Elevation genau gleich dem Abschattungswinkel ist, müßte die Abnahme der Reflektivität 3dB gegenüber den Wert der (ungestörten) höheren Elevation betragen. Um dies zu demonstrieren, wurden im Sommer 1997 mehrere RHI-Aufnahmen durch konvektive Zellen vorgenommen. Abb.3.13 zeigt gemessene Reflektivitäten einer Schauerzelle in ca. 90km Entfernung vom Radar (schwarze Punkte). Aus dem Abschattungswinkel von  $0,47^\circ$  (bezüglich der Horizontalen) müßte sich bei vertikaler konstanter Reflektivität von 35dB das tatsächliche Profil ergeben. Die gemessenen Werte nehmen in den unteren Elevationen jedoch viel schneller zum Boden hin ab. Vergrößert man aber den Abschattungswinkel um  $0,5^\circ$ , was gleichbedeutend mit der Annahme ist, daß die tatsächlichen Elevationen um  $0,5^\circ$  kleiner sind als die nominellen, so erhält man eine wesentlich bessere Übereinstimmung des zu erwartenden Profils mit den gemessenen Werten. Aufgrund des gezeigten Ergebnisses und weiterer Messungen wurde ein um etwa  $0,4^\circ$  bis  $0,5^\circ$  Azimutswinkel unabhängig vom Azimut vermutet. Bei den weiteren Messungen (vgl. Abb.3.9 bis 3.11) wurde diese Abweichung berücksichtigt.

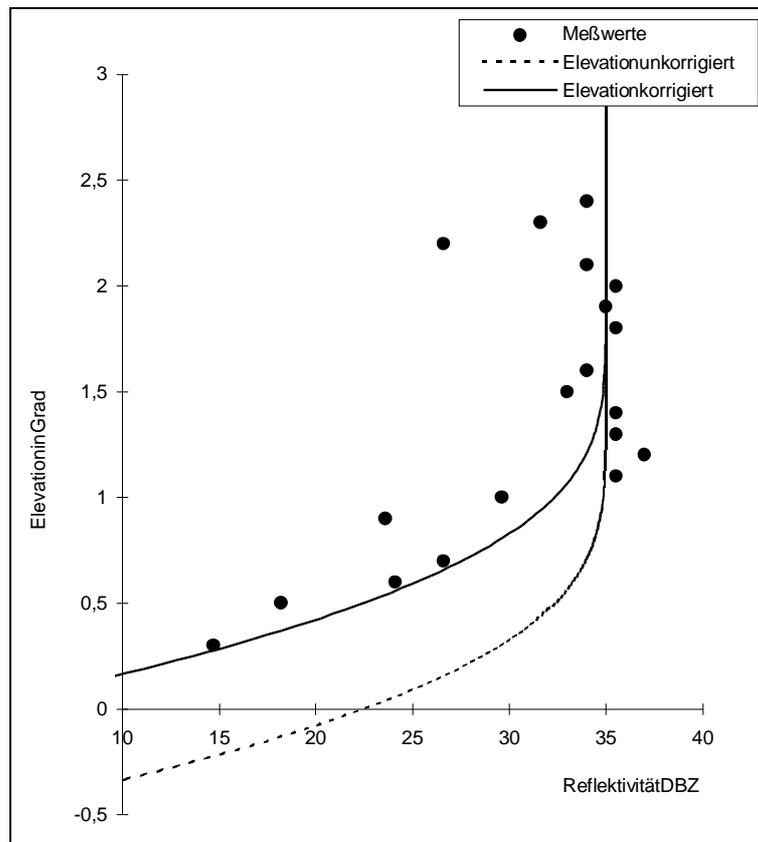


Abb.3.13: Vertikalprofil der Reflektivität einer Schauerzelle in 90km Entfernung vom Radar. Die Punkte stellen die mit einer RHI-Aufnahme gemessenen Daten dar, die beiden Kurven entsprechen sich aus theoretischen Betrachtungen (siehe Text). Die Elevation von  $0^\circ$  entspricht 1,0km über NN, die Elevation von  $3^\circ$  entspricht 5,5km Höhe.

Daß diese vermutete Abweichung des nominellen Elevationswinkels vom tatsächlichen Wert, die erst anhand der in diesem Abschnitt vorgestellten neuen Gleichungen zur Berechnung des abgeschatteten Teils eines Radarstrahls gefunden werden konnte, tatsächlich vorliegt, wurde einige Monate später belegt. Im Rahmen eines Programms zur Messung der Radom-Dämpfung (Löffler-Mang und Gysi, 1998) wurde ein kontinuierlich abstrahlender Mikrowellensender auf einem nahe beim Radar gelegenen Mast montiert und vom Radar die Intensität des Senders gemessen. Die größte gemessene Intensität stellte sich bei einem nominellen Elevationswinkel der Radarantenne ein, der um etwa  $0,4^\circ$  bis  $0,5^\circ$  größer war als der sich aus den geometrischen Abmessungen ergebende Winkel.

## 4 Unterscheidung zwischen konvektiven und stratiformen Niederschlägen

Ein wesentliches Aufgabengebiet dieser Arbeit, die sich mit Untersuchungen zum Einfluß der Orographie auf die Entwicklung konvektiver Niederschlagssysteme befaßt, ist die Analyse von flächenhaften, längerfristigen Summenkonvektiver Niederschläge. Solche Summenverteilungen liegen bis jetzt noch nicht vor. Zwar kann in Mitteleuropa mit einer gewissen Berechtigung die Verteilung sommerlicher Niederschläge als repräsentativ für die Verteilung konvektiver Niederschläge angesehen werden, doch fallen im Sommer konvektiven Wolken. Analog gilt dies für Niederschläge im Winter, die zwar oft, aber eben nicht immer aus stratiformen Niederschlagssystemen stammen. Um also Summenverteilungen konvektiver Niederschläge erstellen und dann den Einfluß der Orographie auf diese Verteilungen untersuchen zu können, müssen zunächst konvektive Niederschläge von stratiformen unterschieden werden. Als sinnvollstes Kriterium könnte hierbei der Betrag des Vertikalwindes dienen. Bei stratiformen Niederschlägen sind Vertikalbewegungen sehr schwach: Houze (1993) gibt als obere Grenze  $|w| < v_{\text{Eis}}$  an (wobei  $v_{\text{Eis}}$  die Fallgeschwindigkeit eisförmiger Niederschlagsteilchen ist,  $v_{\text{Eis}} \approx 1-3 \text{ m/s}$ ). Konvektive Niederschläge entstehend dagegen in Wolken mit starken Vertikalwinden,  $|w|$  beträgt meist einigem/s, in stratiformen Gewittern auch weit über 10 m/s. Vertikalwinde sind jedoch nur schwer zu erfassen; eine kontinuierliche flächendeckende Messung ist kaum möglich. Verbunden mit der Stärke von Vertikalbewegungen ist die Form der Wolken, die somit eine andere Unterscheidungsmöglichkeit bietet. Konvektive Niederschläge besitzen eine relativ mächtige Vertikalausdehnung (Wolkengattungen 'Cumulus' und 'Cumulonimbus' mit Unterarten). Dagegen fallen stratiforme Niederschläge überwiegend aus Schichtwolken (Gattung 'Stratus'). Beobachtungen der räumlichen Verteilung der Wolkenform sind jedoch auch nicht kontinuierlich an allen Orten möglich. Ferner ist zu bedenken, daß es eine Reihe von Mischformen gibt, die sich nicht eindeutig in einer der beiden Gattungen einordnen lassen. So ist beispielsweise der Wolkentyp „Stratocumulus“ einer der am häufigsten von den synoptischen Stationen des Deutschen Wetterdienstes gemeldeten Wolkentypen; er besitzt Merkmale beider Gattungen.

Die bis jetzt genannten charakteristischen Merkmale, anhand derer konvektive von stratiformen Niederschlägen unterschieden werden können, sind in der Praxis eher schwer zugänglich. Hingegen bietet sich die Möglichkeit, diese Unterscheidung anhand der Intensität und der horizontalen Ausdehnung der Niederschläge vorzunehmen. Stratiforme Niederschläge sind horizontal in der Regel über große Flächen ausgedehnt und ziemlich homogen in ihrer Intensität, die mit meist weniger als 10 mm/h recht gering ist. Konvektive Niederschläge haben eine extrem variable Intensität, die in kleinräumigem Maßstab kurzzeitig mehrere 100 mm/h, in ganz seltenen Fällen sogar über 1000 mm/h betragen kann. Oftreichend die Wolkenkonvektiver Niederschläge auch höher als die von stratiformen Niederschlägen.

Neben der Niederschlagsintensität unterscheiden sich konvektive von stratiformen Niederschlägen auch durch ihre Tropfenspektren. Stratiforme Niederschläge weisen meist eine große Anzahl kleiner Tropfen und fast gar keine großen Tropfen auf, während konvektive Niederschläge bedeutend mehr große Tropfen enthalten. Näher kommt man die Spektren durch eine Exponentialfunktion der Form  $n(D) = N_0 e^{-\Lambda D}$  an, so findet man bei stratiformen Niederschlägen in der Regel große Werte des Achsenabschnitts  $N_0$  und der Steigung  $\Lambda$ , bei konvektiven Niederschlägen dagegen meist kleinere Werte. Diese Regel ist allerdings nicht immer gültig, denn Waldvogel (1974) fand heraus, daß sich  $N_0$  und  $\Lambda$  während eines einzelnen Niederschlags-

ereignisses teilweise sprunghaft ändern. Dies führt  
Niederschlagsbildung zurück. Ebenfalls anhand der m  
spektren unterscheiden Tokai und Short (1996) strat  
Sienähertendie Spektrendurch Gammafunktionen der  
die Unterscheidung anhand gewisser Grenzwerte der P  
tails wird hiernicht weiter eingegangen).

Obwohl die Tropfenspektren zur Unterscheidung strat  
geeignet sind, muß auf diese Möglichkeit verzichtet  
che Messungen von Tropfenspektren bis jetzt nicht v  
lung in stratiforme und konvektive Niederschläge au  
schlagsintensität zurückgegriffen werden, die mit e  
zeitlicher Auflösung möglich ist. Im Rahmen dieser  
mus entwickelt, der im Abschnitt 4.1 erläutert wird  
den im Abschnitt 4.2 vorgestellt.

er auf unterschiedliche Prozesse bei der  
it Disdrometern gemessenen Tropfen-  
iforme von konvektiven Niederschlägen.

Formn(D)=N<sub>0</sub>D<sup>n</sup>e<sup>-AD</sup> an und nahmen  
arameter N<sub>0</sub>, n und Λ vor (auf die De-  
iforme von konvektiven Niederschlägen  
werden, da flächendeckende kontinuierli-  
erfügbar sind. Somit muß zur Unterteil-  
die Erfassung der Verteilung der Nieder-  
inem Radargerät in hoher räumlicher und  
Arbeit wurde ein entsprechender Algorith-  
Einige Resultate dieses Algorithmus wer-

#### 4.1 Ein Algorithmus zur Klassifizierung von Niederschlägen anhand von Radardaten

Die Unterscheidung zwischen stratiformen und konvek  
tiven Niederschlägen kann anhand von  
Messungen der Radarreflektivität vorgenommen werden  
. Eine sehr einfache Unterscheidung  
berücksichtigt lediglich die Intensität. Islam et al.  
l. (1996) bezeichnen alle Niederschläge als  
stratiform, deren Reflektivität geringer als 40 dB  
z ist (entsprechend ca. 10 mm/h). Bei einer  
Reflektivität über 40 dB<sub>z</sub> werden die Niederschläge als konvektiv klassifizie  
rt. Dies ist aber  
nicht sinnvoll, da es durchaus konvektive Niedersch  
läge mit einer geringeren Intensität geben  
kann. Auch weisen stratiforme Niederschläge in der  
Schmelzschicht oft Reflektivitäten über  
40 dB<sub>z</sub> auf (vgl. Abb. 3.2).

Da die Werte der Niederschlagsintensität bzw. der R  
zwischen stratiformen und konvektiven Niederschläge  
und vertikale Verteilung der Reflektivität auf jede  
n Fall berücksichtigt werden. Ansätze hierzu  
findet man bei Churchill und Houze (1984) und Stein  
er et al. (1995), die in der horizontalen  
Verteilung der Reflektivität nach konvektiven Zentr  
ima, die einen gewissen Grenzwert überschreiten un  
bungsreflektivität. Horizontale kreisförmige Fläche  
vektive Region definiert, wobei die Größe dieser Fl  
mums abhängt. Die übrigen Niederschläge werden als  
weise erfordert jedoch einen aufwendigen Suchalgori  
ven Zentren festlegen muß. Darüber hinaus wird mit  
vektiven Niederschlagssystemen nicht tatsächlicher f  
vorgegeben.

Einen weiterführenden Weg stellen Rosenfeld et al.  
faßte Gebiet in mehrere Sektoren auf und ermittelte  
nämlich die maximale Niederschlagsintensität, der m  
der Flächenanteil mit einem Hellen Band innerhalb  
nach den Festlegungen von Rosenfeld et al. (1995) d  
Reflektivität deren Maximalwert innerhalb eines Hö  
1,5 km oberhalb und unterhalb der Nullgradgrenze er  
werdend dann als stratiform klassifiziert, wenn dess

eflektivität allein nicht ausreichen, um  
nzu unterscheiden, sollte die horizontale  
Verteilung der Reflektivität auf jede  
n Fall berücksichtigt werden. Ansätze hierzu  
findet man bei Churchill und Houze (1984) und Stein  
er et al. (1995), die in der horizontalen  
Verteilung der Reflektivität nach konvektiven Zentr  
ima, die einen gewissen Grenzwert überschreiten un  
bungsreflektivität. Horizontale kreisförmige Fläche  
vektive Region definiert, wobei die Größe dieser Fl  
mums abhängt. Die übrigen Niederschläge werden als  
weise erfordert jedoch einen aufwendigen Suchalgori  
ven Zentren festlegen muß. Darüber hinaus wird mit  
vektiven Niederschlagssystemen nicht tatsächlicher f  
vorgegeben.

(1995) vor. Sie teilen das vom Radar er-  
verschiedene Parameter für diese Sektoren,  
ittlere radiale Reflektivitätsgradient und  
ines jeden Sektors. Ein helles Band liegt  
ann vor, wenn bei einem Vertikalprofil der  
enintervalls liegt, das sich bis jewei  
streckt. Die Niederschläge eines Sektors  
en Flächenanteil mit einem Hellen Band grö-

Berals 0,6 ist. Ist dieser Flächenanteil kleiner als 0,4, so werden die Niederschläge des Sektors als konvektiv festgelegt. Eine Schwäche dieses Verfahrens ist die Tatsache, daß die Höhe der Nullgradgrenze vorgegeben werden muß, um den Flächenanteil mit einem Hellen Band zu berechnen. Desweiteren scheint diese Berechnung fragwürdig, da auch konvektive Niederschläge in dem genannten Höhenintervall die größten Reflektivitätswerte aufweisen können. Außerdem sollten auch die übrigen Parameter (radiale Reflektivitätsgradienten und maximale Niederschlagsintensität) bei der Einteilung der Niederschläge berücksichtigt werden.

In der vorliegenden Arbeit wird auf das Konzept von es wird aber aus den genannten Gründen erweitert. An derer Sektoren nicht mehr vorgenommen. Dies hat bei den Arbeit die Resultate dieser Methode auch anhand summen beurteilt werden sollen, die zu einem aus Radar Bodenstationen gemessen wurden. Hierbei ist vor allem schlagsdaten in Betracht zu ziehen. Während die Radar wenigen Minuten aufgenommen werden, liegen die Nieder stationen nur in wesentlich schlechterer zeitlicher Auflösung IMK-Radars (d.h. bis zu einer Entfernung von 120 km des Deutschen Wetterdienstes, die jedoch nur einmal werden. Darüber hinaus gibt es ca. 200 weitere Stationen Landesanstalten für Umweltschutz der Länder Baden sowie der Gesellschaft für Umweltmessungen und Umwelterhebungen (UMEG) betrieben werden und die Niederschlagsmengen mit einer zeitlichen liefern. Die meisten dieser Stationen haben jedoch tionellen Betrieb aufgenommen, so daß sie für Vergleiche nicht verfügbar sind.

Somit stehen routinemäßige Niederschlagsdaten der B Verfügung. Aus diesen Daten kann grundsätzlich nicht oder konvektiver Niederschlag an einem Tag an einer der Radarstationen die entsprechenden Informationen mit sung zur Verfügung stehen. Daher wird im Rahmen der Radarstationen vorgenommen. Zunächst erfolgt unter Verwendung jeden Volumen-Scans die Festlegung, ob die jeweils stratiform, schwach konvektiv oder stark konvektiv nicht möglich ist. Man erhält dann einen zeitlichen typen. Anhand dieses zeitlichen Verlaufs wird nun in Zeitraum von beispielsweise mehreren Stunden oder e schlagssummen dieses Zeitraumes aus überwiegend strativen Niederschlägen gefallen sind oder obsolchei eindeutig festlegbaren Niederschlagstyps der einzel wechselnden Niederschlagstyps nicht möglich ist.

Wie bereits erwähnt, zeichnen sich stratiforme Nieder horizontale Verteilung aus, wobei in den Reflektiv Band zu beobachten ist. Konvektive Niederschlagssysteme gering ausgedehnt, erstrecken sich aber häufig ver zeigen selten ein helles Band, es werden jedoch sehr Zusammenhänge werden durch das in Abb. 4.1 wiederge

Rosenfeld et al. (1995) zurückgegriffen; llerdings wird die Betrachtung verschiedener Grund darin, daß in der vorliegen eines Vergleichs von Niederschlagsadardaten abgeleitet und zu anderen an em die zeitliche Auflösung der Nieder ardaten in einem zeitlichen Abstand von erschlagsdaten der meisten Bodensta flösung vor. Im Beobachtungsgebiet des ) gibt es ca. 350 Niederschlagsstationen täglich (gegen 7 Uhr MEZ) abgelesen ionen, die vom Deutschen Wetterdienst, en-Württemberg und Rheinland-Pfalz werden und die Niederschlagsmengen mit einer zeitlichen liefern. Die meisten dieser Stationen haben jedoch tionellen Betrieb aufgenommen, so daß sie für Vergleiche mit Radarstationen aus früheren Jahren

odenstationen nur als Tagessummen zur t abgeleitet werden, wieviel stratiformer Station gefallen ist, selbst wenn aufgrund hoher räumlicher und zeitlicher Auflös er Arbeit eine globale Analyse der Ra dardaten vorgenommen. Zunächst erfolgt unter Verwendung aller Reflektivitätswerte eines arindetektieren Niederschläge einheitlich sind oder eine einheitliche Klassifizierung Verlauf der so festgelegten Niederschlags n einem zweiten Schritt für eine längeren inem Tag entschieden, ob die Nieder atiformen, schwach oder stark konvek- ne Klassifizierung aufgrund des häufig nicht nen Radarstationen oder aufgrund zu oft

erschläge durch eine relativ einheitliche tatsdaten häufig ein ausgeprägtes helles teme sind dagegen horizontal meist nur tikal bis in große Höhen. Ihre Radarstation r hohe Reflektivitäten beobachtet. Diese gebene Schema dargestellt.

	maximale Reflektivität	horizontale Gradienten der Reflektivität	vertikale Gradienten der Reflektivität	helles Band
konvektiv	groß	groß	klein	nicht vorhanden
↑ ↓				
stratiform	klein	klein	groß	vorhanden

Abb. 4.1: Schematische Darstellung der Zusammenhänge zwischen maximaler Reflektivität, horizontalen und vertikalen Reflektivitätsgradienten und der Ausprägung eines Hellbandes bei stratiformen und konvektiven Niederschlägen.

Dieses Schema deutet ein wichtiges Resultat an, das zu erwarten ist: Zwischen den genannten Parametern wird eine große radiale Reflektivitätsgradienten, wenn die Reflektivität und umgekehrt. Aufgrund dieser Zusammenhänge kann eine Klassifizierung des Niederschlagsstyps anhand der genannten Parameter vorgenommen werden. Deshalb werden die Reflektivitätsdaten jedes Volumenscans (mit meist 14 bis 120 km Entfernung; vgl. Abschnitt 3.1) folgendermaßen

1) Zunächst wird die maximale gemessene Reflektivität ermittelt, wobei die Elevationen unterhalb  $2,5^\circ$  unberücksichtigt bleiben, um störende Bodenechos auszuschließen.

2) Um die horizontale Verteilung der Niederschläge zu analysieren, wird bei einer geringen, aber von Bodenechos weitgehend freien Elevation (typischerweise etwa  $2^\circ - 3^\circ$ ) der mittlere radiale Reflektivitätsgradient bestimmt. Um kleinräumige Fluktuationen und evtl. vorhandenes Rauschen bei der Datenaufnahme herauszufiltern, werden zur Berechnung des mittleren Gradienten nicht die Beträge der Reflektivitätsdifferenzen benachbarter, sondern um 5 km entfernt liegender Distanzzellen verwendet. Außerdem muß mindestens eine der Distanzzellen eindeutig Niederschlag, d.h. eine Reflektivität von mindestens 15 dB<sub>Z</sub> (entsprechend ca. 0,2 mm/h) aufweisen. Auf diese Weise werden Bodenechos eliminiert. Neben der Bildung des mittleren radialen Gradienten besteht zwar auch die Möglichkeit, azimutale Gradienten zu berechnen. Dies führt jedoch zu Problemen, weil die Richtung nicht äquidistant sind, was die Rechenzeit erheblich verlängert, und da es zweitens bei der Bildung eines azimutalen Gradienten bei Dämpfungslücken hinter starken Niederschlagszellen im Vergleich zu benachbarten ungedämpften Radarstrahlen auch in horizontal gleichförmigen stratiformen Niederschlägen zu unrealistisch großen Reflektivitätsdifferenzen kommen kann.

3) Um die vertikale Struktur der Niederschläge zu analysieren, wird die mittlere Differenz der Reflektivität zwischen 4 und 2 km einerseits und zwischen 7 und 2 km Höhe andererseits berechnet. Die Höhe der unteren Fläche wurde nicht tiefer gewählt, um einen Einfluß von Bodenechos möglichst zu vermeiden. Es werden nur solche Höhen Reflektivitätsdifferenzen herangezogen, bei denen in dieser Höhe Niederschlag fällt, d.h. die Reflektivität mindestens 15 dB<sub>Z</sub> beträgt. Bei konvektiven Niederschlägen, die sich vertikal meist höher erstrecken als stratiforme Niederschläge, sollte die Differenz zwischen 4 und 2 km gering sein, bei starker Kon-

nach der Analyse der Radardaten zu erwarten ist: Zwischen den genannten Parametern wird eine gewisse Korrelation erwartet, z.B. Reflektivität große Maximalwerte erreicht, wenn die Reflektivität große Maximalwerte erreicht, und umgekehrt. Aufgrund dieser Zusammenhänge kann eine Klassifizierung des Niederschlagsstyps anhand der genannten Parameter vorgenommen werden. Deshalb werden die Reflektivitätsdaten jedes Volumenscans (mit meist 14 bis 120 km Entfernung; vgl. Abschnitt 3.1) folgendermaßen

ermittelt, wobei die Elevationen unterhalb  $2,5^\circ$  unberücksichtigt bleiben, um störende Bodenechos auszuschließen.

Um die horizontale Verteilung der Niederschläge zu analysieren, wird bei einer geringen, aber von Bodenechos weitgehend freien Elevation (typischerweise etwa  $2^\circ - 3^\circ$ ) der mittlere radiale Reflektivitätsgradient bestimmt. Um kleinräumige Fluktuationen und evtl. vorhandenes Rauschen bei der Datenaufnahme herauszufiltern, werden zur Berechnung des mittleren Gradienten nicht die Beträge der Reflektivitätsdifferenzen benachbarter, sondern um 5 km entfernt liegender Distanzzellen verwendet. Außerdem muß mindestens eine der Distanzzellen eindeutig Niederschlag, d.h. eine Reflektivität von mindestens 15 dB<sub>Z</sub> (entsprechend ca. 0,2 mm/h) aufweisen. Auf diese Weise werden Bodenechos eliminiert. Neben der Bildung des mittleren radialen Gradienten besteht zwar auch die Möglichkeit, azimutale Gradienten zu berechnen. Dies führt jedoch zu Problemen, weil die Richtung nicht äquidistant sind, was die Rechenzeit erheblich verlängert, und da es zweitens bei der Bildung eines azimutalen Gradienten bei Dämpfungslücken hinter starken Niederschlagszellen im Vergleich zu benachbarten ungedämpften Radarstrahlen auch in horizontal gleichförmigen stratiformen Niederschlägen zu unrealistisch großen Reflektivitätsdifferenzen kommen kann.

Um die vertikale Struktur der Niederschläge zu analysieren, wird die mittlere Differenz der Reflektivität zwischen 4 und 2 km einerseits und zwischen 7 und 2 km Höhe andererseits berechnet. Die Höhe der unteren Fläche wurde nicht tiefer gewählt, um einen Einfluß von Bodenechos möglichst zu vermeiden. Es werden nur solche Höhen Reflektivitätsdifferenzen herangezogen, bei denen in dieser Höhe Niederschlag fällt, d.h. die Reflektivität mindestens 15 dB<sub>Z</sub> beträgt. Bei konvektiven Niederschlägen, die sich vertikal meist höher erstrecken als stratiforme Niederschläge, sollte die Differenz zwischen 4 und 2 km gering sein, bei starker Kon-

vektion auch die zwischen 7 und 2 km Höhe. Hingegen ist bei stratiformen Niederschlägen insbesondere in 7 km Höhe ein wesentlich kleinerer Wert als in 2 km Höhe zu erwarten.

4) Schließlich werden die Reflektivitätsdaten auf die Ausbildung eines Hellen Bandes hin untersucht. Dazu wird der im dritten Kapitel beschriebene Algorithmus zur Erkennung von 'Hellem Band'-Signaturen verwendet, wobei man neben der Anzahl der gefundenen Signaturen auch mittlere Höhe, Dicke und Amplitude des Hellen Bandes sowie deren Streuung erhält.

Zwischen den für jeden Volumen-Scan ermittelten Größen maximale Reflektivität, mittlerer Radialgradient der Reflektivität, mittlere Reflektivitätsdifferenz zwischen 4 und 2 bzw. zwischen 7 und 2 km Höhe sowie der Anzahl der gefundenen Signaturen eines Hellen Bandes solltendie beider Erläuterung des in Abb. 4.1 gezeigten Schemas bereits angedeuteten Korrelation bestehen. Ergebnisse entsprechender Auswertungen werden im folgenden Abschnitt 4.2 gezeigt.

Anhand der so berechneten Größen wird die aus einem jeweiligen Datensatz abgeleitete Niederschlagsverteilung nun in eine der drei Klassen stratiform, schwach konvektiv oder stark konvektiv eingeteilt:

- Die Niederschläge sind stark konvektiv, wenn die maximale gemessene Reflektivität über  $58 \text{ dB}_z$  (entsprechende einer Niederschlagsrate von ca.  $150 \text{ mm/h}$ ) liegt.
- Sie sind schwach konvektiv, wenn die maximale gemessene Reflektivität zwischen  $50$  und  $58 \text{ dB}_z$  ( $\hat{=} \text{ca. } 50\text{--}150 \text{ mm/h}$ ) liegt.
- Liegt die maximale gemessene Reflektivität unter  $50 \text{ dB}_z$ , so sind die Niederschläge entweder stratiform oder schwach konvektiv.<sup>9</sup>

Für den letzten Fall, der die überwältigende Mehrheit der Radardatensätze betrifft, wird aus den oben genannten berechneten Größen ein Konvektivitätsindex berechnet, der Werte zwischen  $0$  und  $1$  annimmt, wobei kleine Werte stratiformen und große Werte konvektiven Niederschlägen entsprechen. Gleichzeitig wird ein Qualitätsparameter berechnet, der besagt, wie aussagekräftig der Konvektivitätsindex ist. Dieser Parameter hängt hauptsächlich von der Zahl der Niederschlagsechos ab: je mehr Niederschlagsechos in einem Datensatz vorhanden sind, umso zuverlässiger ist der Konvektivitätsindex. Liegt der Qualitätsparameter über einer gewissen Grenze, so wird der Konvektivitätsindex als aussagekräftig angesehen und die Niederschläge dieser Aufnahme entweder als stratiform oder konvektiv klassifiziert. Im anderen Fall werden die Niederschläge als nicht klassifizierbar eingestuft. Die Gleichungen zur Berechnung des Konvektivitätsindex und des Qualitätsparameters sind im Anhang zu finden.

Somit ist eine Möglichkeit geschaffen worden, um die Niederschläge eines Radardatensatzes, d.h. von einem Zeitpunkt, zu klassifizieren. Aus den zuvor genannten Gründen muß diese Einteilung aber auch für Tagessummen von Niederschlägen durchführbar sein. Hierzu werden die Klassifizierungen der einzelnen Datensätze in einem so lichen längeren Zeitraums berücksichtigt. Im Idealfall gehören alle Datensätze derselben Klasse an, dann gilt dies natürlich auch für die Summenverteilung. Im Regelfall wird aber die Einteilung bei verschiedenen Volumen-Scans eine andere sein, so daß eine Zuordnung der Summenverteilung in einer der drei Klassen stratiform, schwach oder stark konvektiv anhand der überwiegend vorgenommenen Klassifizierung

<sup>9</sup> Ein Niederschlagsereignis kann nicht mehr als stratiform, sondern muß als schwach konvektiv klassifiziert werden, wenn die Niederschlagsintensität  $20 \text{ mm/h}$ , entsprechend ca.  $45 \text{ dB}_z$ , übersteigt. Allerdings kann ein Helles Band dazu führen, daß bei intensiven stratiformen Niederschlägen die Reflektivität bis zu  $50 \text{ dB}_z$  ansteigt. Dagegen erreicht die Reflektivität bei winterlichen Schauern selten Werte von mehr als  $50 \text{ dB}_z$ , obwohl es sich um konvektive Niederschläge handelt.

der einzelnen Datensätze erfolgen muß. Treten zu große zeitliche Variationen der einzelnen Zuordnungen auf, so muß die Summenverteilung insgesamt als nicht klassifizierbar eingestuft werden. Einzelheiten hierzu sind ebenfalls im Anhang aufgeführt.

#### 4.2 Resultate des Algorithmus zur Klassifizierung von Niederschlägen

Die Reflektivitätsdaten aller vorhandenen 31670 Volumen-Scans mit meist 14 Elevationen, einer Reichweite von 120km und einer räumlichen Auflösung von 500m (radial) bzw. 1° (azimutal) aus dem Zeitraum Januar 1996 bis April 1998 wurden auf die im vorherigen Abschnitt erläuterten Parameter hin analysiert. Bei Vergleich dieser Parameter aller Datensätze ergibt sich eine sehr große Streuung, was hauptsächlich auf die Fälle zurückzuführen ist, in denen nur sehr wenige Niederschlagsechos vorhanden waren. Daher werden in diesem Abschnitt die Beziehungen zwischen maximaler Reflektivität, mittlerem radialen Reflektivitätsgradienten, mittlerer vertikaler Reflektivitätsdifferenz zwischen 4 und 2km bzw. zwischen 7 und 2km Höhe sowie der Zahl der 'Helles Band'-Signaturen nur von den Datensätzen gezeigt und erläutert, die Reflektivitätswerte von über 15 dB<sub>Z</sub> (so daß man von Niederschlag ausgehen kann) in mindestens 5% der Analysefläche aufweisen. Es handelt sich dabei um 10580 Datensätze, also rund ein Drittel der insgesamt aufgenommenen Volumen-Scans.

Abb. 4.2 zeigt in einem Streudiagramm den Zusammenhang zwischen den mittleren radialen Reflektivitätsgradienten (berechnet aus um 5km auseinanderliegenden Distanzzellen, vgl. Abschn. 4.1) und den maximalen Reflektivitätswerten der Datensätze. Je größer die maximale Reflektivität ist, umso größer sind meist auch die mittleren radialen Gradienten. Das kann dadurch erklärt werden, daß konvektive Niederschläge in der Regel horizontal nur geringe Ab-

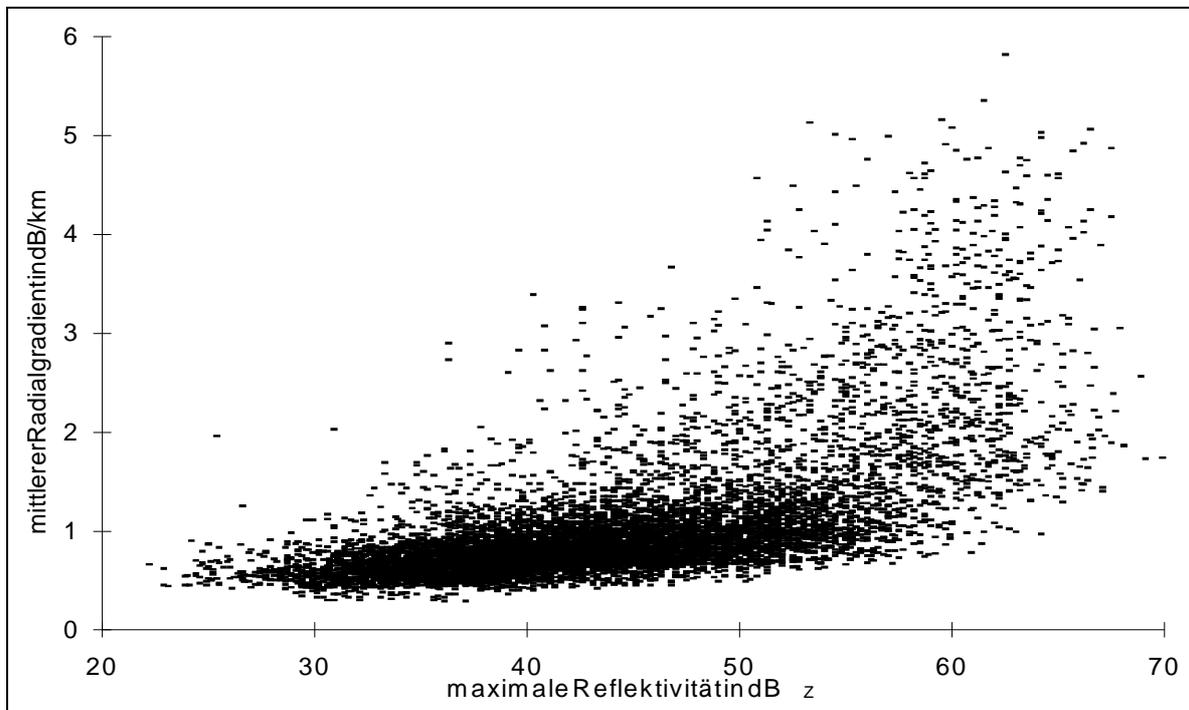


Abb. 4.2: Streudiagramm der mittleren radialen Reflektivitätsgradienten gegenüber der maximalen Reflektivität aller 10580 Volumen-Scans vom Januar 1996 bis April 1998, die in mindestens 5% der Analysefläche Niederschlag aufweisen.

messungen und daher große radiale Gradienten der Regenschlagsintensitäten und somit große maximale Reflektive Niederschläge horizontal gleichförmiger Verteilung auf, während ihre maximalen Reflektivitätswerte entsprechen den Erwartungen, die zuvor geäußert wurden (vgl. Abb. 4.2). Die Streuung konvektiven Niederschlägen (maximale Reflektivitäten über ca. 55 dB<sub>Z</sub>) stark zu. Dies kann durch die verschiedenen Erscheinungsformen starker konvektiver Niederschlagssysteme erklärt werden: Im Falle horizontal kleinräumiger starker konvektiver Zellen erhält man große radiale Gradienten und somit einen großen Mittelwert, während bei zusätzlichen Formen Niederschlägen, die eine typische Erscheinung von mesoskaligen konvektiven Niederschlagssystemen sind und nur kleine Reflektivitätsgradienten aufweisen, der Mittelwert der radialen Gradienten geringer ausfällt.

reflektivität haben, aber hohe Niederschlagsintensitäten aufweisen. Dagegen sind stratiforme Niederschläge, d.h. weisen nur geringe radiale Gradienten auf, die meist relativ klein sind. Diese Korrekturen wurden (vgl. Abb. 4.1). Die Streuung konvektiven Niederschlägen (maximale Reflektivitäten über ca. 55 dB<sub>Z</sub>) stark zu. Dies kann durch die verschiedenen Erscheinungsformen starker konvektiver Niederschlagssysteme erklärt werden: Im Falle horizontal kleinräumiger starker konvektiver Zellen erhält man große radiale Gradienten und somit einen großen Mittelwert, während bei zusätzlichen Formen Niederschlägen, die eine typische Erscheinung von mesoskaligen konvektiven Niederschlagssystemen sind und nur kleine Reflektivitätsgradienten aufweisen, der Mittelwert der radialen Gradienten geringer ausfällt.

Beim Vergleich der mittleren vertikalen Reflektivitätsdifferenz zwischen 4 und 2 km Höhe mit der maximalen Reflektivität (dargestellt in Abb. 4.3) erkennt man keinen eindeutigen Zusammenhang. Da die Reflektivität oberhalb von 2 km Höhe meist abnimmt, ist die Differenz fast immer negativ. Sie liegt meist zwischen -10 und -15 dB, d.h. in dieser Höhe findet man einen mittleren Vertikalgradienten der Reflektivität von rund -6 dB/km. Die Reflektivitätsdifferenz zwischen 4 und 2 km Höhe ist dies ist nicht verwunderlich, da bei den zur Analyse verwendeten Daten die Einflüsse durch die Helle Band auf die vertikale Reflektivitätsverteilung nicht eliminiert wurden. Somit findet man, wenn ein helles Band in rund vier Kilometern Höhe vorliegt, meist nur geringe Reflektivitätsdifferenzen zwischen dieser Höhe und 2 km. Da dies groß, wenn es in etwa 2 Kilometern Höhe zu beson- ders großen Reflektivitätswerten auftritt, werden diese Differenzen besonders großen Reflektivitätswerten aufweisen, ist die Reflektivitätsdifferenz zwischen 4 und 2 km Höhe betragsmäßig kleiner, das ist in großen Höhen erstrecken.

Reflektivitätsdifferenz zwischen 4 und 2 km Höhe mit der maximalen Reflektivität (dargestellt in Abb. 4.3) erkennt man keinen eindeutigen Zusammenhang. Da die Reflektivität oberhalb von 2 km Höhe meist abnimmt, ist die Differenz fast immer negativ. Sie liegt meist zwischen -10 und -15 dB, d.h. in dieser Höhe findet man einen mittleren Vertikalgradienten der Reflektivität von rund -6 dB/km. Die Reflektivitätsdifferenz zwischen 4 und 2 km Höhe ist dies ist nicht verwunderlich, da bei den zur Analyse verwendeten Daten die Einflüsse durch die Helle Band auf die vertikale Reflektivitätsverteilung nicht eliminiert wurden. Somit findet man, wenn ein helles Band in rund vier Kilometern Höhe vorliegt, meist nur geringe Reflektivitätsdifferenzen zwischen dieser Höhe und 2 km. Da dies groß, wenn es in etwa 2 Kilometern Höhe zu besonders großen Reflektivitätswerten auftritt, werden diese Differenzen besonders großen Reflektivitätswerten aufweisen, ist die Reflektivitätsdifferenz zwischen 4 und 2 km Höhe betragsmäßig kleiner, das ist in großen Höhen erstrecken.

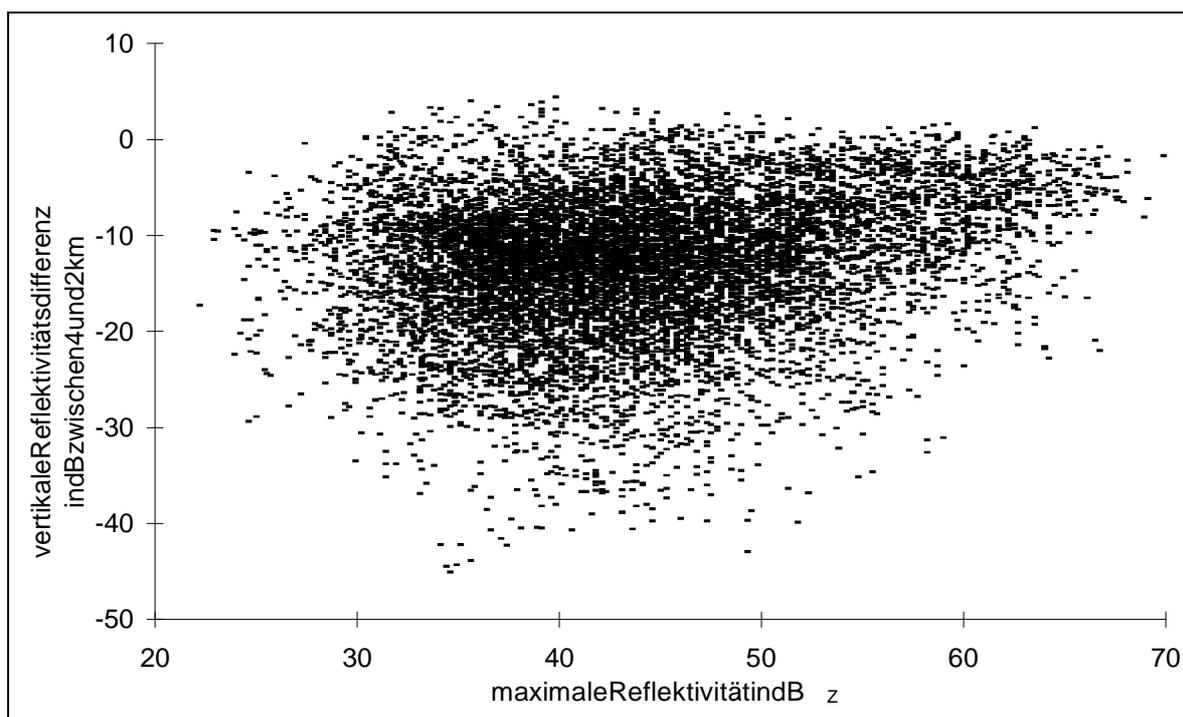


Abb. 4.3: Streudiagramm der mittleren Reflektivitätsdifferenz zwischen 4 und 2 km Höhe gegen maximale Reflektivität.

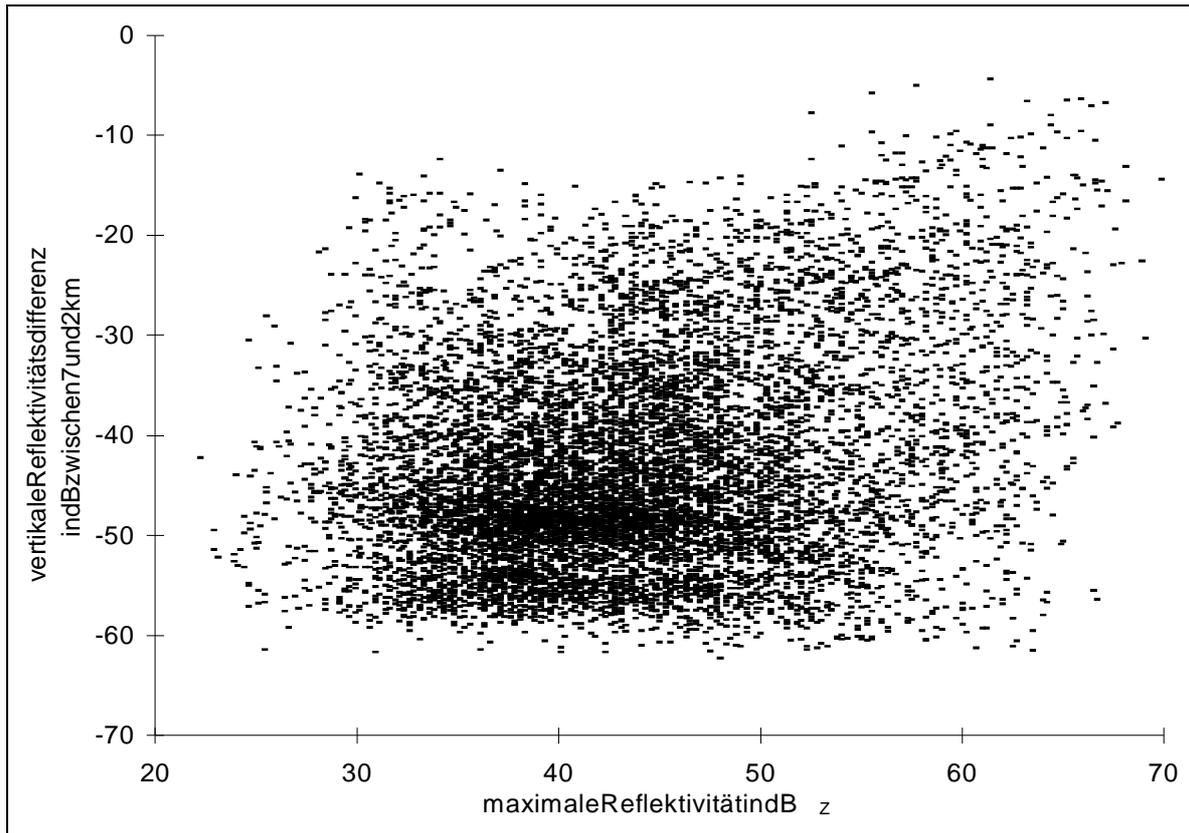


Abb.4.4: Wie Abb.4.3, jedoch mittlere Reflektivitätsdifferenz zwischen 7 und 2 km Höhe gegen maximale Reflektivität.

Noch weniger als die Reflektivitätsdifferenz zwischen 7 und 2 km Höhe und der mittlere radiale Reflektivitätsgradient hängen die Differenz  $\Delta Z$  und der mittlere Reflektivitätsgradient zusammen. Wie man in Abb.4.4 erkennt, liegt diese Differenz bei maximalen Reflektivitäten unterhalb eines mittleren vertikalen Gradienten von ca.  $-8 \text{ dB/km}$ . Es gibt hier jedoch, im Unterschied zu den zuvor gezeigten Daten (vgl. Abb.4.3) eine große Streuung auch bei hohen Werten der maximalen Reflektivität. Dies wird durch den Umstand erklärbar, daß sich starke konvektive Zellen mit maximalen Reflektivitäten um  $z \approx 60 \text{ dB}$  nicht immer bis in große Höhen erstrecken und dann zu großen vertikalen Reflektivitätsdifferenzen zwischen 7 und 2 km Höhe führen. Nur bei sehr großen maximalen Reflektivitäten von rund  $65 \text{ dB}$   $z$ , wenn also starke konvektive Zellen vorhanden sind, die sich fast immer in große Höhen erstrecken, liegen die mittleren Differenzen der Reflektivität zwischen 7 und 2 km Höhe meist bei betragsmäßig geringen Werten von etwa  $-10$  bis  $-40 \text{ dB}$ .

Wie man in Abb.4.4 erkennt, liegt diese Differenz bei maximalen Reflektivitäten unterhalb eines mittleren vertikalen Gradienten von ca.  $-8 \text{ dB/km}$ . Es gibt hier jedoch, im Unterschied zu den zuvor gezeigten Daten (vgl. Abb.4.3) eine große Streuung auch bei hohen Werten der maximalen Reflektivität. Dies wird durch den Umstand erklärbar, daß sich starke konvektive Zellen mit maximalen Reflektivitäten um  $z \approx 60 \text{ dB}$  nicht immer bis in große Höhen erstrecken und dann zu großen vertikalen Reflektivitätsdifferenzen zwischen 7 und 2 km Höhe führen. Nur bei sehr großen maximalen Reflektivitäten von rund  $65 \text{ dB}$   $z$ , wenn also starke konvektive Zellen vorhanden sind, die sich fast immer in große Höhen erstrecken, liegen die mittleren Differenzen der Reflektivität zwischen 7 und 2 km Höhe meist bei betragsmäßig geringen Werten von etwa  $-10$  bis  $-40 \text{ dB}$ .

Abb.4.5 zeigt einen Vergleich zwischen der Zahl der 'Hellen Band'-Signaturen und der jeweiligen maximalen Reflektivität. Hier ist kein Zusammenhang mehr erkennbar. Dieses Ergebnis widerspricht scheinbar der Annahme, daß bei starker Konvektion selten ein Helles Band gefunden werden kann, stratiforme Niederschläge dieses aber häufig aufweisen (vgl. Abb.4.1). Allerdings können auch bei hohen maximalen Reflektivitäten, wenn in eher stratiformen Niederschlägen einige starke Strukturen eines Hellen Bandes gefunden werden, starke Niederschläge mit relativ geringen maximalen

Reflektivitäten gefunden werden. Hier ist kein Zusammenhang mehr erkennbar. Dieses Ergebnis widerspricht scheinbar der Annahme, daß bei starker Konvektion selten ein Helles Band gefunden werden kann, stratiforme Niederschläge dieses aber häufig aufweisen (vgl. Abb.4.1). Allerdings können auch bei hohen maximalen Reflektivitäten, wenn in eher stratiformen Niederschlägen einige starke Strukturen eines Hellen Bandes gefunden werden, starke Niederschläge mit relativ geringen maximalen Reflektivitäten gefunden werden. Hier ist kein Zusammenhang mehr erkennbar. Dieses Ergebnis widerspricht scheinbar der Annahme, daß bei starker Konvektion selten ein Helles Band gefunden werden kann, stratiforme Niederschläge dieses aber häufig aufweisen (vgl. Abb.4.1). Allerdings können auch bei hohen maximalen Reflektivitäten, wenn in eher stratiformen Niederschlägen einige starke Strukturen eines Hellen Bandes gefunden werden, starke Niederschläge mit relativ geringen maximalen

konvektiven Charakter haben, so daß nur wenige Signaturen eines Hellen Bandes gefunden werden, oder sie sind eher stratiform und weisen mehr 'Helles Band'-Signaturen auf.

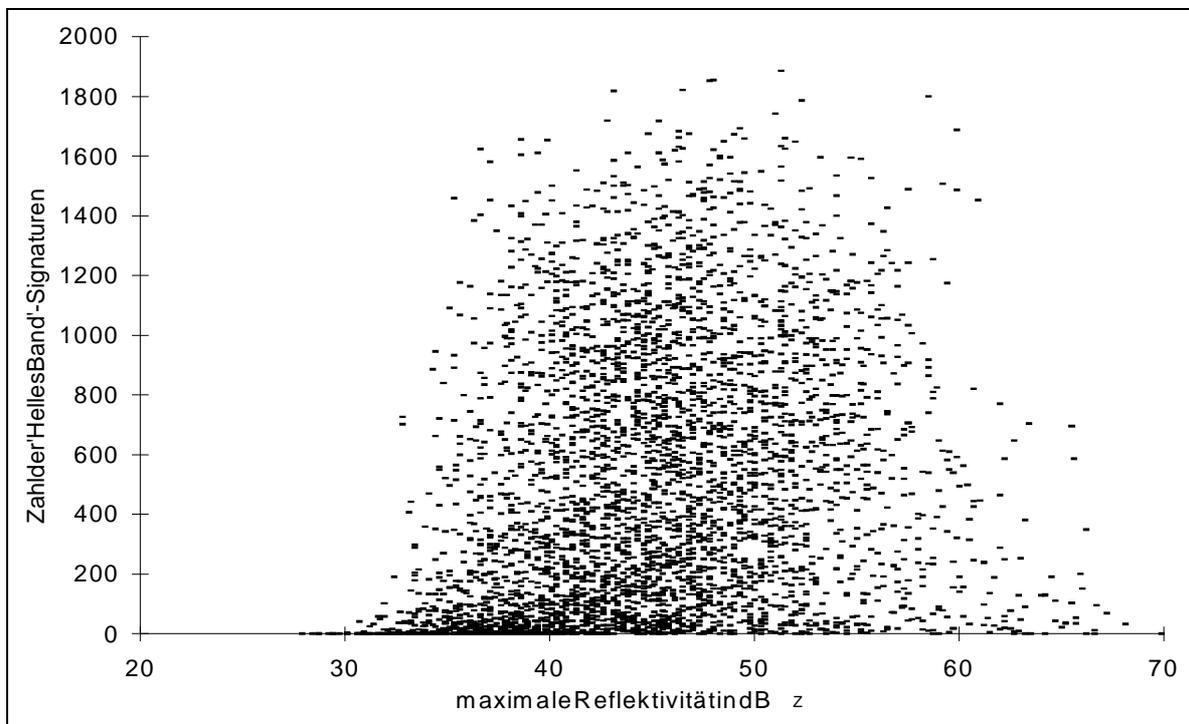


Abb.4.5: Streudiagramm der Zahl der gefundenen Signaturen eines Hellen Bandes gegen maximale Reflektivität.

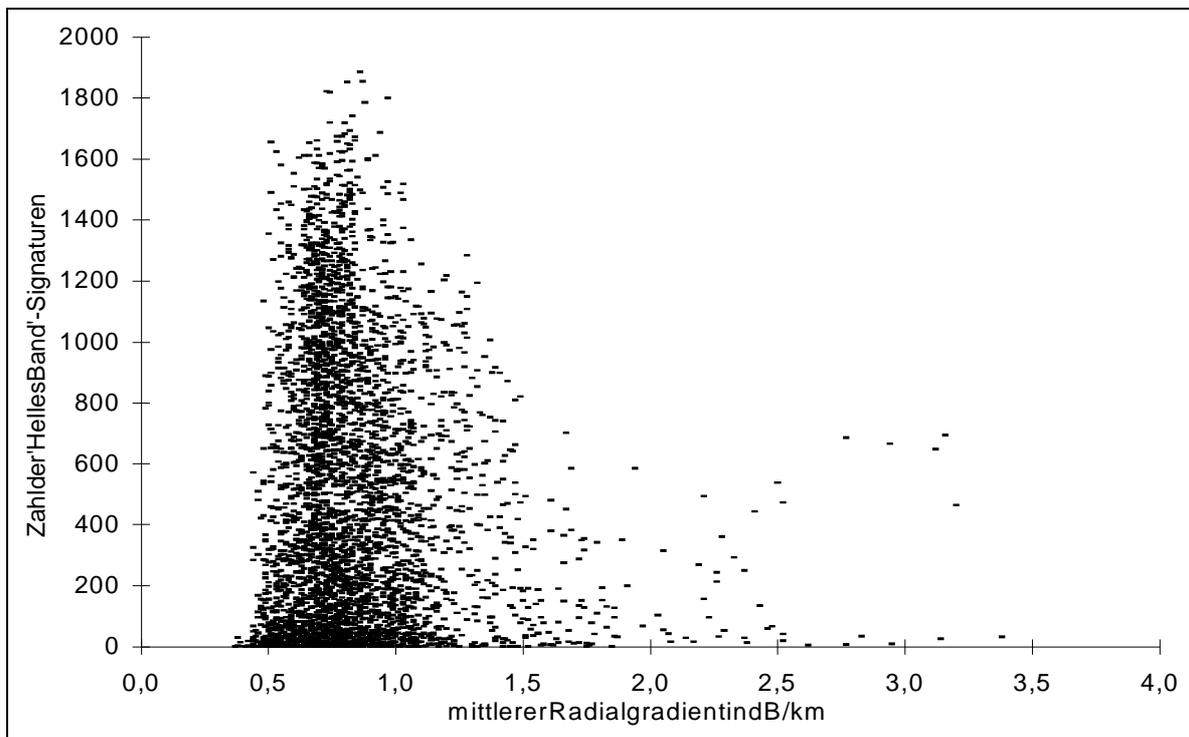


Abb.4.6: Streudiagramm der Zahl der gefundenen Signaturen eines Hellen Bandes gegen mittleren radialen Gradienten der Reflektivität.

Zwischen der Zahl der gefundenen Signaturen eines Hellen Bandes und dem mittleren radialen Reflektivitätsgradienten eines Datensatzes ist der erwartete Zusammenhang eher zu erkennen (Abb. 4.6). Bei großen mittleren radialen Gradienten (oberhalb etwa 1,5 dB/km) findet man fast keine Signaturen eines Hellen Bandes mehr. Solche Niederschläge werden meist durch kleine konvektive Zellen geprägt. Der größte Teil dieser Volumenscans, bei denen sich über die Hauptstrukturen eines Hellen Bandes nachweisen lassen, zeichnet sich durch mittlere radiale Reflektivitätsgradienten von weniger als 1 dB/km aus. In diesen Fällen handelt es sich überwiegend um stratiforme Niederschlagsereignisse.

ellen Bandes und dem mittleren radialen Reflektivitätsgradienten eines Datensatzes ist der erwartete Zusammenhang eher zu erkennen (Abb. 4.6). Bei großen mittleren radialen Gradienten (oberhalb etwa 1,5 dB/km) findet man fast keine Signaturen eines Hellen Bandes mehr. Solche Niederschläge werden meist durch kleine konvektive Zellen geprägt. Der größte Teil dieser Volumenscans, bei denen sich über die Hauptstrukturen eines Hellen Bandes nachweisen lassen, zeichnet sich durch mittlere radiale Reflektivitätsgradienten von weniger als 1 dB/km aus. In diesen Fällen handelt es sich überwiegend um stratiforme Niederschlagsereignisse.

Die hier präsentierten Resultate haben gezeigt, daß sich die Zusammenhänge zwischen verschiedenen charakteristischen Eigenschaften der dreidimensionalen Reflektivitätsverteilungen nicht immer so eindeutig ergeben wie erwartet, sondern oft eine große Streuung aufweisen. Allerdings lassen sich diese Abweichungen meist durch spezielle Erscheinungsformen der Niederschlagssysteme erklären. Somit kann durch Berücksichtigung aller vorgestellten charakteristischen Eigenschaften der Reflektivitätsfelder die Klassifizierung der Niederschlagsereignisse erfolgen.

sich die Zusammenhänge zwischen verschiedenen charakteristischen Eigenschaften der dreidimensionalen Reflektivitätsverteilungen nicht immer so eindeutig ergeben wie erwartet, sondern oft eine große Streuung aufweisen. Allerdings lassen sich diese Abweichungen meist durch spezielle Erscheinungsformen der Niederschlagssysteme erklären. Somit kann durch Berücksichtigung aller vorgestellten charakteristischen Eigenschaften der Reflektivitätsfelder die Klassifizierung der Niederschlagsereignisse erfolgen.

Dies soll anhand von zwei Beispielen demonstriert werden, welche die zeitliche Variation des Niederschlagstyps zeigen, der aufgrund der erläuterten Analysen festgelegt wurde. Wie in Abschnitt 4.1 bereits erwähnt, wird ein Konvektivitätsindex berechnet, wenn die maximale gemessene Reflektivität eines Volumenscans geringer als 50 dB<sub>Z</sub> ist. In den anderen Fällen werden die Niederschläge als schwach konvektiv (50 < DBZ<sub>max</sub> < 58) bzw. als stark konvektiv (DBZ<sub>max</sub> > 58) eingestuft. In den Abbildungen 4.7 und 4.8 sind in diesen Fällen die Konvektivitätsindizes auf 1 (für 50 < DBZ<sub>max</sub> < 58) bzw. 1,2 (für DBZ<sub>max</sub> > 58) gesetzt worden.

werden, welche die zeitliche Variation des Niederschlagstyps zeigen, der aufgrund der erläuterten Analysen festgelegt wurde. Wie in Abschnitt 4.1 bereits erwähnt, wird ein Konvektivitätsindex berechnet, wenn die maximale gemessene Reflektivität eines Volumenscans geringer als 50 dB<sub>Z</sub> ist. In den anderen Fällen werden die Niederschläge als schwach konvektiv (50 < DBZ<sub>max</sub> < 58) bzw. als stark konvektiv (DBZ<sub>max</sub> > 58) eingestuft. In den Abbildungen 4.7 und 4.8 sind in diesen Fällen die Konvektivitätsindizes auf 1 (für 50 < DBZ<sub>max</sub> < 58) bzw. 1,2 (für DBZ<sub>max</sub> > 58) gesetzt worden.

In Abb. 4.7 ist der zeitliche Verlauf des Konvektivitätsindex am 29. und 30. Juli 1996 dargestellt, als zahlreiche Gewitter zu starken Niederschlägen über 1 cm führten. Die Analyse der Radardaten ergibt, daß die Niederschläge bis etwa zum Tageswechsel fast ausschließlich stark konvektiv waren. Anschließend waren sie nicht mehr klassifizierbar (Kreuze in der Abb.).

itätsindex am 29. und 30. Juli 1996 dargestellt, als zahlreiche Gewitter zu starken Niederschlägen über 1 cm führten. Die Analyse der Radardaten ergibt, daß die Niederschläge bis etwa zum Tageswechsel fast ausschließlich stark konvektiv waren. Anschließend waren sie nicht mehr klassifizierbar (Kreuze in der Abb.).

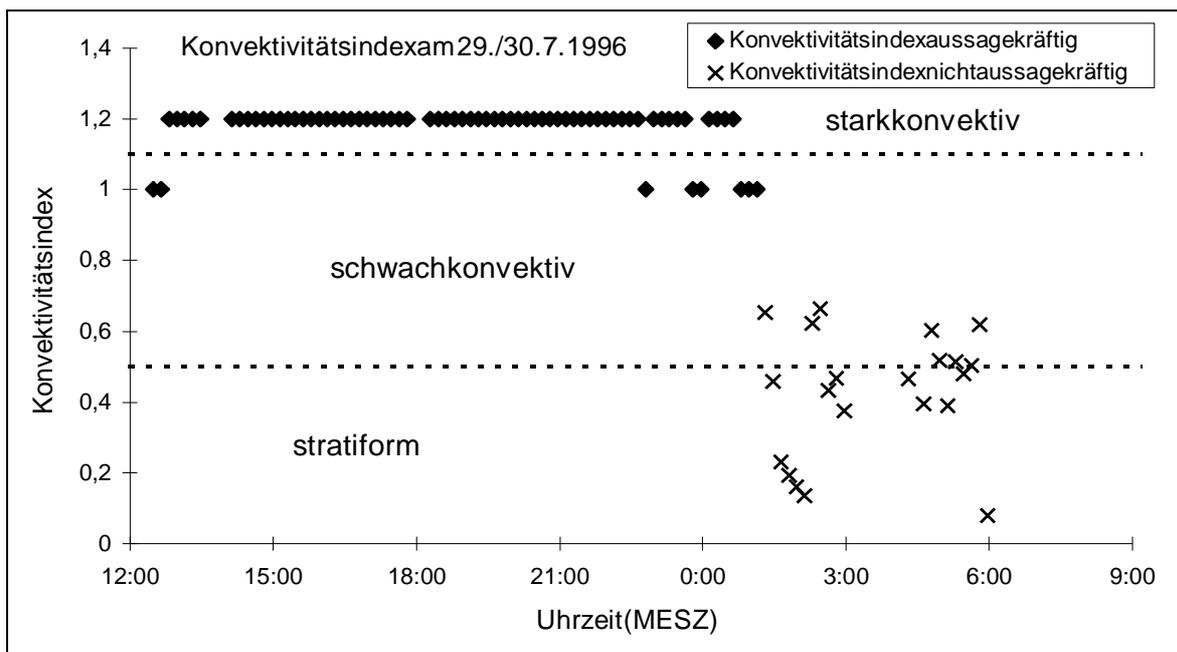


Abb. 4.7: Verlauf des Konvektivitätsindex am 29. und 30. Juli 1996. Kreuze bedeuten, daß der Konvektivitätsindex nicht als aussagekräftig aufgefaßt werden darf, da der zugehörige Qualitätsparameter zu gering war.

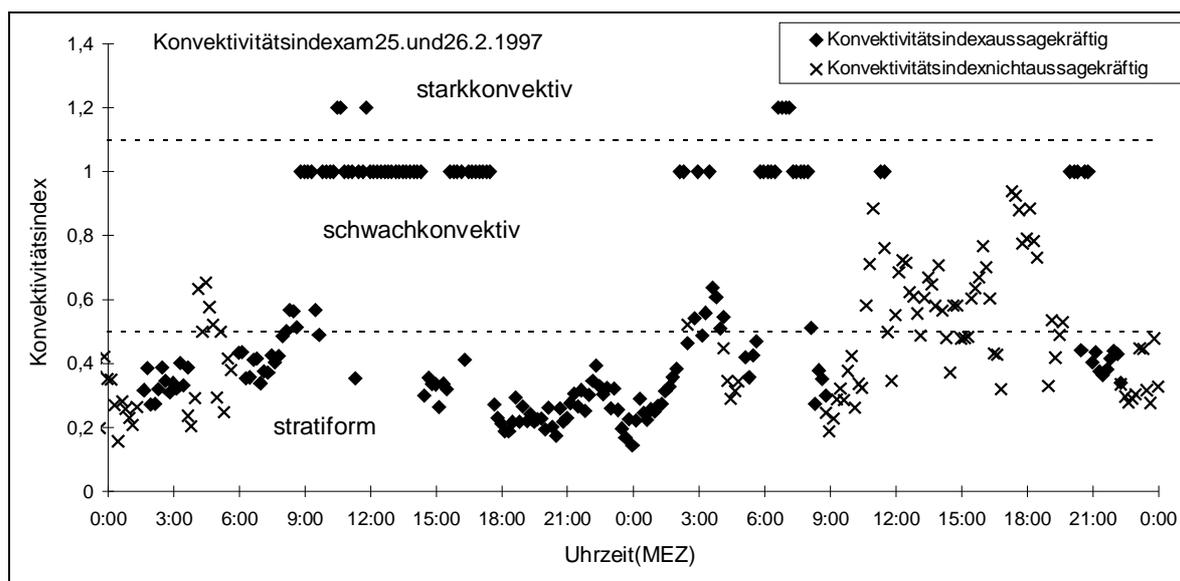


Abb. 4.8: Wie Abb. 4.7, jedoch für den 25. und 26. Februar 1997.

Abb. 4.8 zeigt den Verlauf des Konvektivitätsindex am 25. und 26. Februar 1997. An diesen Tagen kam es durch intensive Niederschläge, verbunden mit einer Schneeschmelze im Schwarzwald, zu einer bedrohlichen Hochwasserlage am Oberrhein und seinen Nebenflüssen. Man erkennt, daß diese Niederschläge abwechselnd über mehrere Stunden stratiformen Charakter (von etwa 0 Uhr bis 9 Uhr am 25. und von 18 Uhr am 25. bis 3 Uhr am 26. Februar) und konvektiven Charakter aufwiesen (am 25. zwischen 3 Uhr und 9 Uhr). Außerdem gab es Phasen, die gerade dieses zweite Beispiel macht deutlich, wie wichtig zeitlich hoch aufgelöste Niederschlagsdaten sind, wenn man flächenhafte Niederschläge getrennt betrachten will. Die im nächsten Kapitel präsentierten Summenverteilungen basieren auf 24stündigen Niederschlagsdaten der meisten Bodenstationen nur mit dieser zeitlichen Auflösung vorliegen. Für den Tagessummen der Niederschläge als nicht klassifizierbare Schlagstyp jeweils über etliche Stunden abwechselnd. Die Radardaten liegen zwar mit hoher zeitlicher Auflösung vor und können damit auch für die kürzeren Zeiträume einheitlichen Niederschlagstyps nur von wenigen Bodenstationen entsprechend zeitlich gleichen herangezogen werden.

am 25. und 26. Februar 1997. An diesen Tagen kam es durch intensive Niederschläge, verbunden mit einer Schneeschmelze im Schwarzwald, zu einer bedrohlichen Hochwasserlage am Oberrhein und seinen Nebenflüssen. Man erkennt, daß diese Niederschläge abwechselnd über mehrere Stunden stratiformen Charakter (von etwa 0 Uhr bis 9 Uhr am 25. und von 18 Uhr am 25. bis 3 Uhr am 26. Februar) und konvektiven Charakter aufwiesen (am 25. zwischen 3 Uhr und 9 Uhr). Außerdem gab es Phasen, die gerade dieses zweite Beispiel macht deutlich, wie wichtig zeitlich hoch aufgelöste Niederschlagsdaten sind, wenn man flächenhafte Niederschläge getrennt betrachten will. Die im nächsten Kapitel präsentierten Summenverteilungen basieren auf 24stündigen Niederschlagsdaten der meisten Bodenstationen nur mit dieser zeitlichen Auflösung vorliegen. Für den Tagessummen der Niederschläge als nicht klassifizierbare Schlagstyp jeweils über etliche Stunden abwechselnd. Die Radardaten liegen zwar mit hoher zeitlicher Auflösung vor und können damit auch für die kürzeren Zeiträume einheitlichen Niederschlagstyps nur von wenigen Bodenstationen entsprechend zeitlich gleichen herangezogen werden.

Neben den bisher analysierten Größen wurde für den Zeitraum vom Juli 1996 bis August 1997 die in einer Entfernung zwischen 5 und 20 km Entfernung vom Radar und bis in eine Höhe von 1,5 km gemessen wurden, auch der mittlere vertikale Gradient der Reflektivität in dieser Schicht ermittelt. Die Betrachtung dieses Vertikalgradienten ist dadurch motiviert, daß die Niederschlagsintensitäten ja aus Reflektivitätsdaten in 1,5 km Höhe berechnet werden und daher die Frage beantwortet werden muß, wie sich die Reflektivität unterhalb dieser Höhe verändert. Auch für diese Regressionen wurden nur solche Daten verwendet, die weitgehend frei von Bodenechos sind und mit großer Sicherheit von Niederschlägen stammen. Dazu wurden wiederum die Daten der tiefsten Elevationen (unterhalb 3°) ebenso wie alle Werte unterhalb 15 dB<sub>Z</sub> verworfen.

Neben den bisher analysierten Größen wurde für den Zeitraum vom Juli 1996 bis August 1997 die in einer Entfernung zwischen 5 und 20 km Entfernung vom Radar und bis in eine Höhe von 1,5 km gemessen wurden, auch der mittlere vertikale Gradient der Reflektivität in dieser Schicht ermittelt. Die Betrachtung dieses Vertikalgradienten ist dadurch motiviert, daß die Niederschlagsintensitäten ja aus Reflektivitätsdaten in 1,5 km Höhe berechnet werden und daher die Frage beantwortet werden muß, wie sich die Reflektivität unterhalb dieser Höhe verändert. Auch für diese Regressionen wurden nur solche Daten verwendet, die weitgehend frei von Bodenechos sind und mit großer Sicherheit von Niederschlägen stammen. Dazu wurden wiederum die Daten der tiefsten Elevationen (unterhalb 3°) ebenso wie alle Werte unterhalb 15 dB<sub>Z</sub> verworfen.





## 5 Summenstratiformer und konvektiver Niederschläge

Der Einfluß der Orographie auf die Entwicklung von hand von flächenhaften Verteilungen längerfristiger treten Regionen, in denen Verstärkung oder Abschwächung sind, deutlich hervor. Um die Wirkung der Orographischwächungsprozessen richtig beurteilen zu können, sichtbar werden. Außerdem ist es nötig, die unterschiedlich schwach konvektiv und stark konvektiv zu betrachten stratiformer Niederschläge anders beeinflusst als die Niederschläge.

Langjährige Reihen von Niederschlagsmessungen an Bodenstationen aus dem Oberrheingraben und den anliegenden Mittelgebirgen gibt es in großer Zahl. Eine detaillierte Übersicht über die mittleren monatlichen Niederschlagssummen des Zeitraums 1961–1990 für Baden-Württemberg und einige angrenzende Gebiete findet man bei Mühr (1996). Die dort gezeigten Verteilungen von Niederschlagsmengen beruhen auf Messungen von über 700 Bodenstationen. Es zeigt sich dabei, daß – im langjährigen Mittel – in allen Monaten im Schwarzwald wesentlich höhere Summen gemessen werden als im Oberrheingraben. Die Unterschiede sind im Winter besonders groß, wenn im Oberrheingraben durchschnittlich 40 bis 50 und in den Gipfellagen des Schwarzwaldes bis über 200 mm Niederschlag pro Monat fallen. In den Sommermonaten werden dort durchschnittlich meist weniger als 150 mm gemessen, während es in der Oberrheinebene mit etwa 50 bis 70 mm mehr Niederschlag gibt als in den Wintermonaten. In den Sommermonaten ist ein großer Teil des Niederschlags konvektiven Typs. Solche Niederschläge werden, wie im 2. Kapitel bereits angedeutet, auf viel komplexere Weise von der Orographie beeinflusst als stratiforme Niederschläge, die meist durch Hebungsprozesse im Luv von Gebirgen und über deren Kämmen erheblich verstärkt werden.

Eine Gliederung der Niederschlagssummen nach stratiformen, schwach konvektiven und stark konvektiven Ereignissen ist mit dem im vergangenen Kapitel vorgestellten Verfahren möglich geworden. Damit kann auch der unterschiedliche Einfluß der Orographie auf die Entwicklung dieser verschiedenen Niederschlagsarten herausgearbeitet werden. Zu diesem Zweck folgen nun Darstellungen von Niederschlagssummen, die aus den Daten des C-Band Dopplerradars abgeleitet und mit Bodenmessungen verglichen werden. Im Abschnitt 5.1 werden diese Daten im Hinblick auf den Niederschlagstyp und die Verteilung zu verschiedenen Jahreszeiten hin analysiert. Im darauffolgenden Abschnitt 5.2 werden die Summenverteilungen verschiedener Niederschlagstypen bei unterschiedlichen Anströmungsrichtungen untersucht. Der für die Analysen gewählte Zeitraum erstreckt sich vom Januar 1996 bis zum April 1998. Obwohl das Radar schon seit 1993 in Betrieb ist, wurde auf die Daten bis 1995 nicht zurückgegriffen, da bis Dezember 1995 eine lange Baumreihe in unmittelbarer Nähe des Radars eine quantitative Analyse in großen Teilen des Beobachtungsgebiets<sup>10</sup> unmöglich machte (vgl. Gysi, 1995). Im Dezember 1995 wurde das Radar mittelseiner Turmesum weitere 8 Meter angehoben, sodaß nun die meisten Bäume keinen Einfluß mehr auf die Niederschlagsmessungen haben. Aus den vom Radar aufgezeichneten Reflektivitätsdaten wurden zunächst flächenhafte Verteilungen der Niederschlagsintensität berechnet und daraus Tagessummen – 24stündige Summen bis 7:00 Uhr MEZ bzw. w. 8:00 Uhr MESZ – gebildet. Diese sind mit den Messungen vergleichbar, die an etwa 350 Nieder-

Niederschlagssystemen läßt sich gut anhand von Niederschlagssummen analysieren. Hierbei wird die Entwicklung von Niederschlägen zu beobachten und die bei diesen Verstärkungs- oder Abschwächung die Anströmungsrichtung berücksichtigt werden. Außerdem ist es nötig, die unterschiedlichen Niederschlagstypen stratiform, konvektiv, da die Orographie die Entwicklung von konvektiven Nieder-

denstationen aus dem Oberrheingraben und den anliegenden Mittelgebirgen gibt es in großer Zahl. Eine detaillierte Übersicht über die mittleren monatlichen Niederschlagssummen des Zeitraums 1961–1990 für Baden-Württemberg und einige angrenzende Gebiete findet man bei Mühr (1996). Die dort gezeigten Verteilungen von Niederschlagsmengen beruhen auf Messungen von über 700 Bodenstationen. Es zeigt sich dabei, daß – im langjährigen Mittel – in allen Monaten im Schwarzwald wesentlich höhere Summen gemessen werden als im Oberrheingraben. Die Unterschiede sind im Winter besonders groß, wenn im Oberrheingraben durchschnittlich 40 bis 50 und in den Gipfellagen des Schwarzwaldes bis über 200 mm Niederschlag pro Monat fallen. In den Sommermonaten werden dort durchschnittlich meist weniger als 150 mm gemessen, während es in der Oberrheinebene mit etwa 50 bis 70 mm mehr Niederschlag gibt als in den Wintermonaten. In den Sommermonaten ist ein großer Teil des Niederschlags konvektiven Typs. Solche Niederschläge werden, wie im 2. Kapitel bereits angedeutet, auf viel komplexere Weise von der Orographie beeinflusst als stratiforme Niederschläge, die meist durch Hebungsprozesse im Luv von Gebirgen und über deren Kämmen erheblich verstärkt werden.

formen, schwach konvektiven und stark konvektiven Ereignissen ist mit dem im vergangenen Kapitel vorgestellten Verfahren möglich geworden. Damit kann auch der unterschiedliche Einfluß der Orographie auf die Entwicklung dieser verschiedenen Niederschlagsarten herausgearbeitet werden. Zu diesem Zweck folgen nun Darstellungen von Niederschlagssummen, die aus den Daten des C-Band Dopplerradars abgeleitet und mit Bodenmessungen verglichen werden. Im Abschnitt 5.1 werden diese Daten im Hinblick auf den Niederschlagstyp und die Verteilung zu verschiedenen Jahreszeiten hin analysiert. Im darauffolgenden Abschnitt 5.2 werden die Summenverteilungen verschiedener Niederschlagstypen bei unterschiedlichen Anströmungsrichtungen untersucht. Der für die Analysen gewählte Zeitraum erstreckt sich vom Januar 1996 bis zum April 1998. Obwohl das Radar schon seit 1993 in Betrieb ist, wurde auf die Daten bis 1995 nicht zurückgegriffen, da bis Dezember 1995 eine lange Baumreihe in unmittelbarer Nähe des Radars eine quantitative Analyse in großen Teilen des Beobachtungsgebiets<sup>10</sup> unmöglich machte (vgl. Gysi, 1995). Im Dezember 1995 wurde das Radar mittelseiner Turmesum weitere 8 Meter angehoben, sodaß nun die meisten Bäume keinen Einfluß mehr auf die Niederschlagsmessungen haben. Aus den vom Radar aufgezeichneten Reflektivitätsdaten wurden zunächst flächenhafte Verteilungen der Niederschlagsintensität berechnet und daraus Tagessummen – 24stündige Summen bis 7:00 Uhr MEZ bzw. w. 8:00 Uhr MESZ – gebildet. Diese sind mit den Messungen vergleichbar, die an etwa 350 Nieder-

<sup>10</sup>Zur quantitativen Messung von Niederschlägen wird seit 1994 die Fläche im Umkreis von 120 km um das Radar gewählt (vgl. Abb. 3.1).

Fläche im Umkreis von 120 km um das

schlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes, welche einmal täglich zu dem genannten Zeitpunkt abgelesen werden, im Beobachtungsgebiet des Radars. Neben diesen Stationen gibt es noch rund 150 Ombrometerstationen, die Niederschlagsdaten in hoher zeitlicher Auflösung liefern. Jedoch erst seit Beginn des Jahres 1997 kontinuierlich in Betrieb, weshalb auch von diesen Stationen nur Tagessummen verwendet werden. Bei der Berechnung der Niederschlagssummen aus den Effektendurch das Helle Band und von Abschattungseffekten verzichtet werden, da eine Kombination dererentsprechend ist. Dann soll, wie in Abschnitt 3.2 bereits erwähnt, anhand von zeitlich und räumlich variablen Vertikalprofilen der Reflektivität einhergehen. Die Niederschlagsverteilung soll auf der Basis von Tagessummen im Hinblick auf den Niederschlagstyp (stratiform, schwach oder stark konvektiv) und die Anströmungsrichtung analysiert werden. Daher müssen die Anströmungsrichtung jeweils für einen Tag ermittelt werden, wie in der im vorangegangenen Kapitel vorgestellte Algorithmus verwendet. Als Anströmungsrichtung wurde die Windrichtung in etwa 2 km Höhe (vgl. Abschnitt 3.1) aus den Windgeschwindigkeitsdaten mit einer hohen zeitlichen Auflösung von 10 Minuten bestimmt. Die Anströmungsrichtung wird wie bei Gysi (1997) in 16 Richtungen eingeteilt: von Nord bis Nordost, von Nordost bis Südost, von Südost bis Süd, von Süd bis Südwest, von Südwest bis West, von West bis Nordwest, von Nordwest bis Nord, von Nord bis Nordost. Bei der Betrachtung von Tagessummen wird die Anströmungsrichtung nur dann einbezogen, wenn die Windgeschwindigkeit in etwa 2 km Höhe durchgehend in dieser Höhe während mindestens vier Fünftel des Tages in diesem Sektor liegt und zwischen dem Bodenniveau und etwa 4 km Höhe nicht variiert.

he einmal täglich zu dem genannten Zeitpunkt durchgeföhrt wurden. Neben diesen Stationen im Beobachtungsgebiet des Radars, liefern. Der größte Teil dieser Stationen ist kontinuierlich in Betrieb, weshalb auch von diesen

Radardaten mußte auf Korrekturen von Abschattungseffekten durch orographische Hindernisse verzichtet werden, da eine Kombination dererentsprechend ist. Dann soll, wie in Abschnitt 3.2 bereits erwähnt, anhand von zeitlich und räumlich variablen Vertikalprofilen der Reflektivität einhergehen. Die Niederschlagsverteilung soll auf der Basis von Tagessummen im Hinblick auf den Niederschlagstyp (stratiform, schwach oder stark konvektiv) und die Anströmungsrichtung analysiert werden. Daher müssen die Anströmungsrichtung jeweils für einen Tag ermittelt werden, wie in der im vorangegangenen Kapitel vorgestellte Algorithmus verwendet. Als Anströmungsrichtung wurde die Windrichtung in etwa 2 km Höhe (vgl. Abschnitt 3.1) aus den Windgeschwindigkeitsdaten mit einer hohen zeitlichen Auflösung von 10 Minuten bestimmt. Die Anströmungsrichtung wird wie bei Gysi (1997) in 16 Richtungen eingeteilt: von Nord bis Nordost, von Nordost bis Südost, von Südost bis Süd, von Süd bis Südwest, von Südwest bis West, von West bis Nordwest, von Nordwest bis Nord, von Nord bis Nordost. Bei der Betrachtung von Tagessummen wird die Anströmungsrichtung nur dann einbezogen, wenn die Windgeschwindigkeit in etwa 2 km Höhe durchgehend in dieser Höhe während mindestens vier Fünftel des Tages in diesem Sektor liegt und zwischen dem Bodenniveau und etwa 4 km Höhe nicht variiert.

### 5.1 Analyse der Niederschlagssummen in Bezug auf

### Jahreszeit und Niederschlagstyp

Für den Zeitraum Januar 1996 bis April 1998 wurden mit dem Radar gemessenen Reflektivitätsdaten errechnet. Des Weiteren liegen aus diesem Zeitraum Tagessummen von rund 350 Boden-Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes und –meist ab Januar 1997– von weiteren rund 150 Ombrometerstationen im Beobachtungsgebiet des Radars vor. Bei Ausfall einer Station wurde der fehlende Wert durch abstandsgewichtete Interpolation der an den umliegenden Stationen gemessenen Daten ersetzt. Bei einem Ausfall einer Station aus dem Beobachtungsgebiet, so daß bei der Bildrekonstruktion kleine Werte resultieren können. Beim Vergleich von Bodenstationen gemessenen längerfristigen Niederschlagssummen mit den aus den Radardaten ermittelten und an Bodenstationen gemessenen längerfristigen Niederschlagssummen sind deutliche Unterschiede sichtbar, die auf Ausfallzeiten der Stationen zurückzuführen sind. Um einen Eindruck von der Repräsentanz der aus den Radardaten ermittelten und an Bodenstationen gemessenen längerfristigen Niederschlagssummen zu geben, ist in Tab. 5.1 für jeden Monat des Analysezeitraums die Zahl der Tage angegeben, an denen das Radar mindestens drei Stunden hintereinander ausgefallen war, unabhängig davon, ob in dieser Zeit Niederschläge auftraten oder nicht. Die längsten ununterbrochenen Ausfallzeiten traten von März bis Mai 1996 und im Dezember 1996 und Januar 1997 nach einem Achsenbruch im Elevationsgetriebe auf. Im Mai 1996 wurde ein Verstärker beschädigt, für den nicht sofort Ersatz beschafft werden

tägliche Niederschlagssummen aus den Radardaten ermittelten und an Bodenstationen gemessenen längerfristigen Niederschlagssummen sind deutliche Unterschiede sichtbar, die auf Ausfallzeiten der Stationen zurückzuführen sind. Um einen Eindruck von der Repräsentanz der aus den Radardaten ermittelten und an Bodenstationen gemessenen längerfristigen Niederschlagssummen zu geben, ist in Tab. 5.1 für jeden Monat des Analysezeitraums die Zahl der Tage angegeben, an denen das Radar mindestens drei Stunden hintereinander ausgefallen war, unabhängig davon, ob in dieser Zeit Niederschläge auftraten oder nicht. Die längsten ununterbrochenen Ausfallzeiten traten von März bis Mai 1996 und im Dezember 1996 und Januar 1997 nach einem Achsenbruch im Elevationsgetriebe auf. Im Mai 1996 wurde ein Verstärker beschädigt, für den nicht sofort Ersatz beschafft werden

konnte. Daher sind hier zahlreiche Niederschlagssummen für eine quantitative Analyse nicht verfügbar. Im Juli 1996 gab es zahlreiche Unterbrechungen von einigen Stunden Dauer, da die Antennen nach häufiger in einer fehlerhaft justierten Elevations-Endschalter fuhr.

Tab. 5.1: Zahl der Tage mit mindestens dreistündiger ununterbrochener Ausfallzeit des Niederschlagsradars.

Jahr	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1996	8	7	12	14	16	6	23	4	4	2	4	8
1997	17	5	26	30	12	5	1	3	1	0	0	0
1998	0	1	2	5								

Die Verluste durch Ausfälle des Radars werden auch anhand von Abb. 5.1 deutlich. Dort ist die Verteilung der Niederschlagssummen wiedergegeben, die an den Bodenstationen während der Tage gemessen wurden, an denen das Radar ganz tagig außer Betrieb war.<sup>11</sup> Örtlich wurden in diesen Zeiträumen insgesamt über 500 mm Niederschlag registriert. Durch zusätzliche kurzzeitige Ausfälle des Radars an anderen Tagen gingen weitere Niederschlagsdaten verloren.

Bei den nun folgenden Analysen der Niederschlagssummen werden neben den Radardaten jeweils auch die Ergebnisse der Bodenmessungen aus denselben Zeiträumen zu Vergleichszwecken gezeigt. Um einen Überblick der Niederschlagsverteilung im Beobachtungsgebiet des Radars zu geben, werden zunächst die Summenverteilungen aller im Zeitraum Januar 1996 bis April 1998 registrierten Niederschläge betrachtet (Abb. 5.2). Hierbei wurden auch von den Bodenstationen nur Messungen von den Tagen berücksichtigt, an denen das Radar in Betrieb war.

Die aus den Radardaten gewonnenen Niederschlagssummen (Abb. 5.2a) liegen im Oberrheingraben nördlich von Karlsruhe und südlich von Straßburg zwischen 1200 und 1600 mm; zwischen Karlsruhe und Straßburg liegen sie mit 1600 bis 2000 mm etwas höher. Ähnliche Werte werden auch im Bereich des südlichen Odenwaldes (zwischen Mannheim und Heilbronn) und im südlichen Pfälzerwald (südlich von Kaiserslautern erreicht). Noch höhere aus den Radardaten

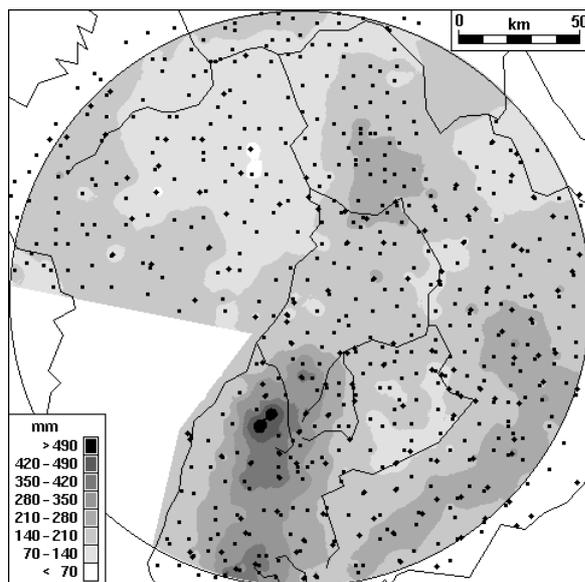


Abb. 5.1: An den Bodenstationen gemessene Niederschlagssummen vom Januar 1996 bis April 1998 während der Tage, an denen kein Radarbetrieb möglich war.

<sup>11</sup> Wies schon in Kap. 3 erwähnt, liegen aus Frankreich noch keine Niederschlagsdaten des Beobachtungszeitraums vor. Daher bleibt der entsprechende Bildausschnitt

leer. Die hier gezeigten Niederschlagsdaten des Beobachtungszeitraums sind jeweils ausgespart.

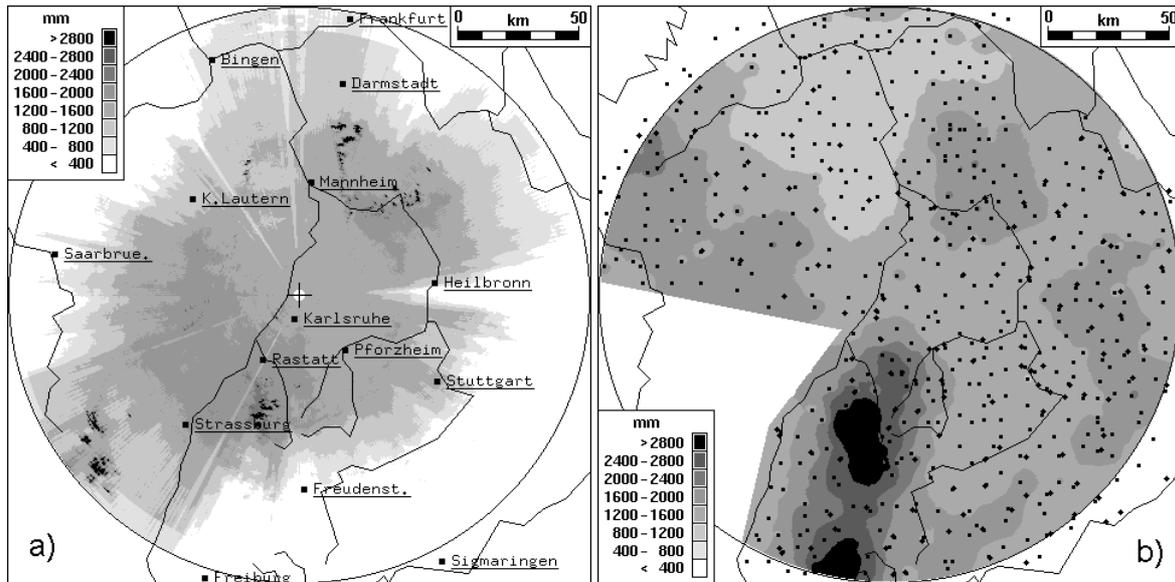


Abb. 5.2: Niederschlagssummen von Januar 1996 bis April 1998 (jeweils nur Tage mit Radarbetrieb): (a) abgeleitet aus den Daten des Radars und (b) ermittelt durch Interpolation der an den eingezeichneten Stationen gemessenen Werte.

ten abgeleitete Niederschlagssummen findet man in T sowie im Odenwald und auch im Bereich der nördliche Beobachtungsgebiete findet man kleinräumig sehr hohe Bodenechos verursacht werden. An den Rändern des Beobachtungsgebietes aufgrund von Abschattungseffekten sehr klein aus, besonders im Süden und im Ostosten hinter dem Schwarzwald und den Hügeln des Kraichgau sowie im Nordwesten hinter dem Pfälzerwald.

Diese Abschattungseffekte werden besonders deutlich, wenn man zum Vergleich die an den Bodenstationen gemessenen Werte betrachtet (Abb. 5.2b). Bei der Darstellung sind nur die Tage berücksichtigt, an denen auch das Radar in Betrieb war. Man erkennt dort, daß im südlichen Hunsrück (am äußersten linken Rand) eine weite Region erhöhter Niederschlagssumme Niederschlagstätigkeit im Schwarzwald tritt hier ebenfalls viel deutlicher hervor; an den Bodenstationen wurden im Beobachtungszeitraum teilweise weit über 3000 mm registriert. Die erhöhten Niederschlagsmengen im südlichen Odenwald sowie im nördlichen Oberrheingraben werden von den Bodenmessungen bestätigt. Wenn man die (nicht gezeigte) Verteilung der Bodenmessungen des gesamten Zeitraums, einschließlich der Tage ohne Radarbetrieb, betrachtet – d.h. die in Abb. 5.1 und Abb. 5.2b gezeigten Mengen addiert – so ergibt sich kein wesentlich anderes Bild. Die größten Niederschlagsmengen im Nordschwarzwald liegen dann sogar über 4000 mm.

Bei der Analyse der im gesamten Beobachtungszeitraum registrierten Niederschlagssummen wird deutlich, daß vor allem über den Mittelgebirge (z.B. Schwarzwald, Odenwald, Pfälzerwald) zum Teil wesentlich höhere Niederschlagsmengen auftreten als im Oberrheingraben. Die Unterschiede sind jedoch bei stratiformen und konvektiven Niederschlägen nicht einheitlich, betrachtet man zunächst die Niederschlagssummen von stratiformen Niederschlagsereignissen (Abb. 5.3), so ergibt sich ein ähnliches Bild wie bei den Summen aller Niederschläge, unabhängig von deren Typ. Über dem nördlichen Schwarzwald, dem südlichen Odenwald und dem südlichen Pfälzerwald erkennt man sowohl bei den Radardaten ermittelten Niederschlagssummenverteilung als auch bei den Meß-

eilendes nördlichen Schwarzwaldes. Dort sind die Werte, die durch ungenügend gefilterte Bodenechos verursacht werden. An den Rändern des Beobachtungsgebietes fallen die Niederschlagssummen aufgrund von Abschattungseffekten sehr klein aus, besonders im Süden und im Ostosten hinter dem Schwarzwald und den Hügeln des Kraichgau sowie im Nordwesten hinter dem Pfälzerwald.

, wenn man zum Vergleich die an den Bodenstationen gemessenen Werte betrachtet (Abb. 5.2b). Bei der Darstellung sind nur die Tage berücksichtigt, an denen auch das Radar in Betrieb war. Man erkennt dort, daß im südlichen Hunsrück (am äußersten linken Rand) eine weite Region erhöhter Niederschlagssumme Niederschlagstätigkeit im Schwarzwald tritt hier ebenfalls viel deutlicher hervor; an den Bodenstationen wurden im Beobachtungszeitraum teilweise weit über 3000 mm registriert. Die erhöhten Niederschlagsmengen im südlichen Odenwald sowie im nördlichen Oberrheingraben werden von den Bodenmessungen bestätigt. Wenn man die (nicht gezeigte) Verteilung der Bodenmessungen des gesamten Zeitraums, einschließlich der Tage ohne Radarbetrieb, betrachtet – d.h. die in Abb. 5.1 und Abb. 5.2b gezeigten Mengen addiert – so ergibt sich kein wesentlich anderes Bild. Die größten Niederschlagsmengen im Nordschwarzwald liegen dann sogar über 4000 mm.

m registrierten Niederschlagssummen (z.B. Schwarzwald, Odenwald, Pfälzerwald) zum Teil wesentlich höhere Niederschlagsmengen auftreten als im Oberrheingraben. Die Unterschiede sind jedoch bei stratiformen und konvektiven Niederschlägen nicht einheitlich, betrachtet man zunächst die Niederschlagssummen von stratiformen Niederschlagsereignissen (Abb. 5.3), so ergibt sich ein ähnliches Bild wie bei den Summen aller Niederschläge, unabhängig von deren Typ. Über dem nördlichen Schwarzwald, dem südlichen Odenwald und dem südlichen Pfälzerwald erkennt man sowohl bei den Radardaten ermittelten Niederschlagssummenverteilung als auch bei den Meß-

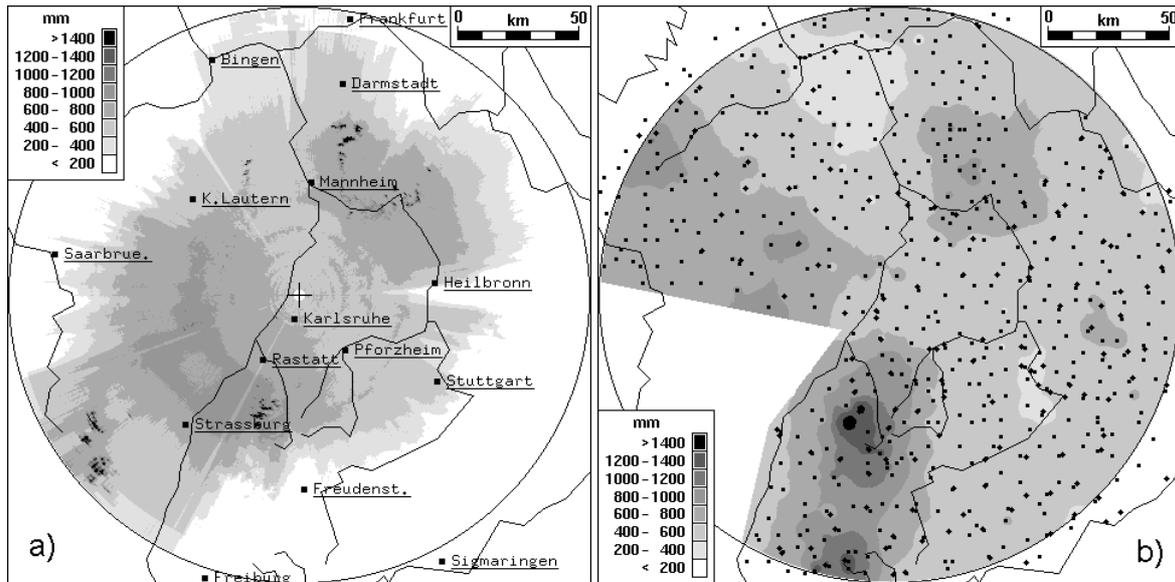


Abb. 5.3: Wie Abb. 5.2, d.h. gesamter Beobachtungszeitraum, jedoch nur für stratiforme Niederschläge.

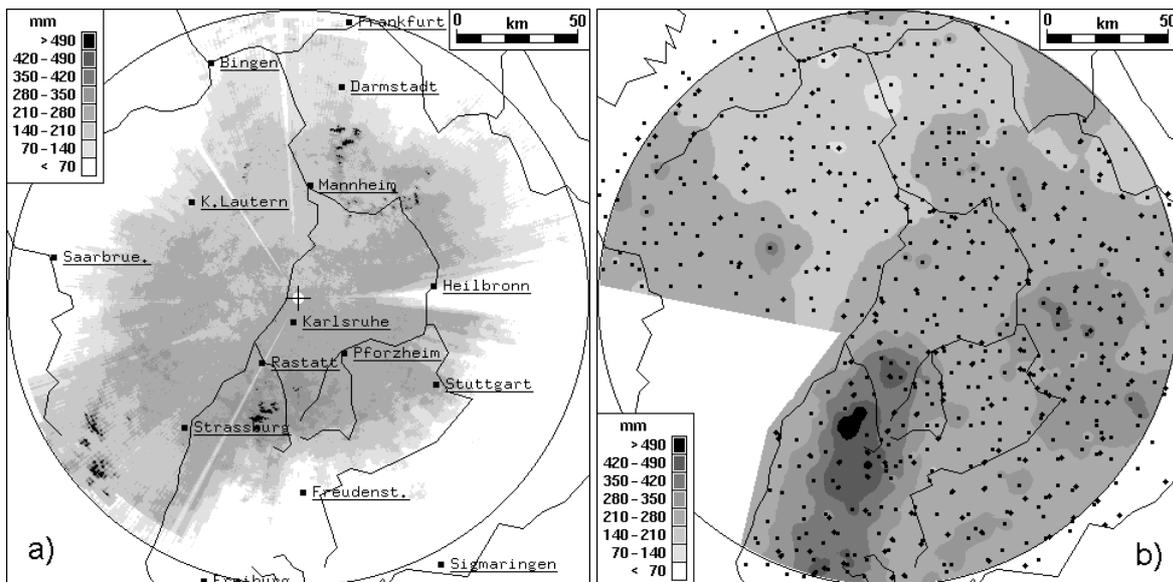


Abb. 5.4: Wie Abb. 5.2, d.h. gesamter Beobachtungszeitraum, jedoch nur für schwach konvektive Niederschläge.

wertender Bodenstationenerhöhe und im nördlichen schlagsmengen. In der aus den Radardaten abgeleitete unterbrochene konzentrische Strukturen abwechslerschlagssummen (Abb. 5.3a). Diese Strukturen werden häufig vorhandene Helle Band verursacht, wurde.

Auch die in Abb. 5.4 gezeigte Summenverteilung der zeigt ein ähnliches Muster. Allerdings erkennt man hier in der Darstellung sowohl der aus den Radardaten berechneten Summen als auch der Bodenmessungen zahlreiche kleinräumige Strukturen, die durch einzelne konvektive Niederschlagszellen verursacht werden. Hier wird

Oberrhein Graben verminderte Niederschlagssummenverteilung erkennt man ein erhöht und vermindert Niederschlag durch das bei stratiformen Niederschlägen im dritten Kapitel bereits dargelegt

schwach konvektiven Niederschläge

bereits ein Vorteil der Niederschlagsmessung mit Bodenstationen offensichtlich: Während das Radar jede kann, findet man bei den Bodenstationen nur vereinzelt

nen Radar gegenüber derjenigen mit Bodenstationen konvektive Zelle quantitativ erfassen. In der Nähe des Radars und in einem von dort entlang des Rheins zwischen Karlsruhe und Heidelberg und Stuttgart. In den Ergebnissen im mittleren Abstand von fast 10 Kilometern sind größtenteils unsichtbar (Abb. 5.5b). Die Entwicklung stark konvektiver Niederschläge ist anders beeinflusst als die Entwicklung von stratiformen Niederschlägen. So werden im Schwarzwald zwar immer noch die größten Werte erreicht (an einigen Bodenstationen über 300 mm), allerdings gibt es ähnlich hohe Werte auch in der Ebene. Man erkennt außerdem, daß die Region erhöhter Niederschlagsmengen im Schwarzwald bei stark konvektiven Niederschlägen weiter östlich liegt als bei stratiformen Niederschlägen. Der größte Teil stark konvektiver Niederschläge im Beobachtungsgebiet bei südwestlicher bis westlicher Anströmung oder bei schwachem Wind fällt. Hier auf wird im Abschnitt 5.2 näher

Bei stark konvektiven Niederschlägen ist die Struktur feiner als bei schwach konvektiven Niederschlägen. Die Verteilung der aus den Radar daten ermittelten konvektiven Niederschlägen zeigt wird. Dort erkennt man hohe Niederschlagsmengen u. a. in unmittelbarer Nähe nach Westen gerichteten breiten Streifen, ferner in der Nähe von Straßburg, im südlichen Odenwald und zwischen Pforzheim und der Niederschlagsmessungen an Bodenstationen, die in 100 bis 200 Metern haben, bleiben die kleinräumigen Strukturen weitgehend unberührt. Es wird aber offensichtlich, daß die Orographie die Entwicklung anders beeinflusst als die Entwicklung von stratiformen Niederschlägen. Im Schwarzwald zwar immer noch die größten Werte erreicht (über 300 mm), allerdings gibt es ähnlich hohe Werte auch in der Ebene. Man erkennt außerdem, daß die Region erhöhter Niederschlagsmengen im Schwarzwald bei stark konvektiven Niederschlägen weiter östlich liegt als bei stratiformen Niederschlägen. Dies läßt sich auf die Tatsache zurückführen, daß der größte Teil stark konvektiver Niederschläge im Beobachtungsgebiet bei südwestlicher bis westlicher Anströmung oder bei schwachem Wind fällt. Hier auf wird im Abschnitt 5.2 näher

urierung der Niederschlagssummen noch feiner. Dies geht aus der Abb. 5.5a hervor, in der die Verteilung der Niederschlagssummen von Tagen mit stark konvektiven Niederschlägen dargestellt ist. Man erkennt kleinräumige Gebiete mit besonders hohen Niederschlagsmengen in der Nähe des Radars und in einem von dort nach Westen gerichteten Streifen entlang des Rheins zwischen Karlsruhe und Heidelberg und Stuttgart. In den Ergebnissen im mittleren Abstand von fast 10 Kilometern sind größtenteils unsichtbar (Abb. 5.5b). Die Entwicklung stark konvektiver Niederschläge ist anders beeinflusst als die Entwicklung von stratiformen Niederschlägen. So werden im Schwarzwald zwar immer noch die größten Werte erreicht (an einigen Bodenstationen über 300 mm), allerdings gibt es ähnlich hohe Werte auch in der Ebene. Man erkennt außerdem, daß die Region erhöhter Niederschlagsmengen im Schwarzwald bei stark konvektiven Niederschlägen weiter östlich liegt als bei stratiformen Niederschlägen. Der größte Teil stark konvektiver Niederschläge im Beobachtungsgebiet bei südwestlicher bis westlicher Anströmung oder bei schwachem Wind fällt. Hier auf wird im Abschnitt 5.2 näher

Nicht unerwähnt bleiben soll auch die Verteilung von stratiformen, schwach konvektiven und stark konvektiven Niederschlägen. Hier ergibt sich ein ähnliches Bild wie bei stratiformen Niederschlägen, wobei aus den Messungen an Bodenstationen hervorgeht, daß die Unterschiede zwischen den hohen Werten im Schwarzwald und den geringen Mengen im nördlichen Oberrheingraben besonders groß sind (vgl. Abb. 5.6).

nen Niederschlagssummen, die sich nicht in stratiformen, schwach konvektiven oder stark konvektive einteilen lassen. Hier ergibt sich ein ähnliches Bild wie bei stratiformen Niederschlägen, wobei aus den Messungen an Bodenstationen hervorgeht, daß die Unterschiede zwischen den hohen Werten im Schwarzwald und den geringen Mengen im nördlichen Oberrheingraben besonders groß sind

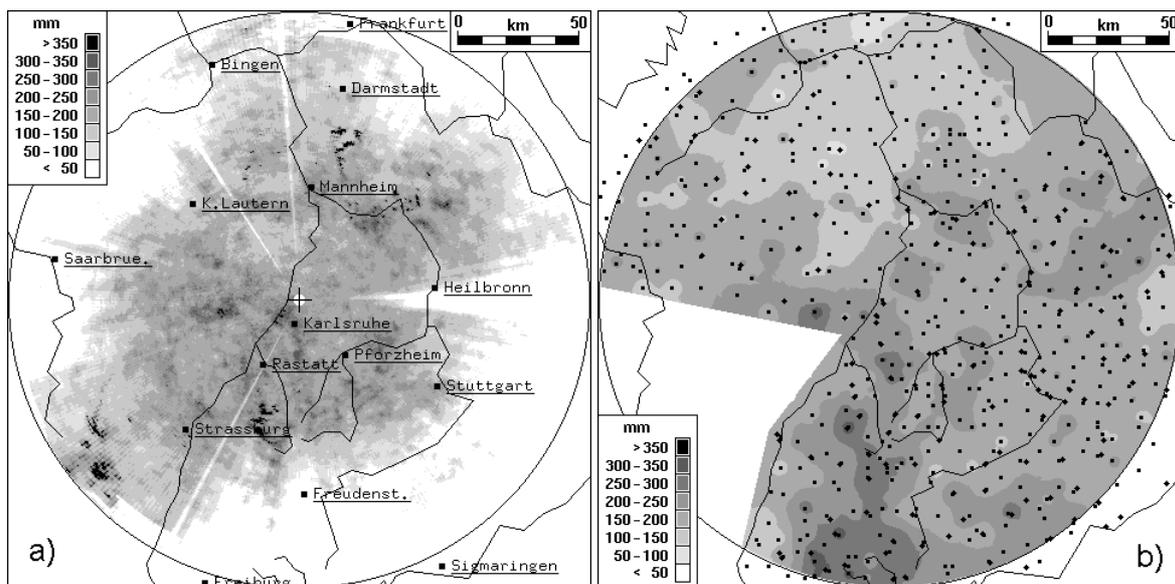


Abb. 5.5: Wie Abb. 5.2, d. h. gesamter Beobachtungszeitraum, jedoch nur für stark konvektive Niederschläge.

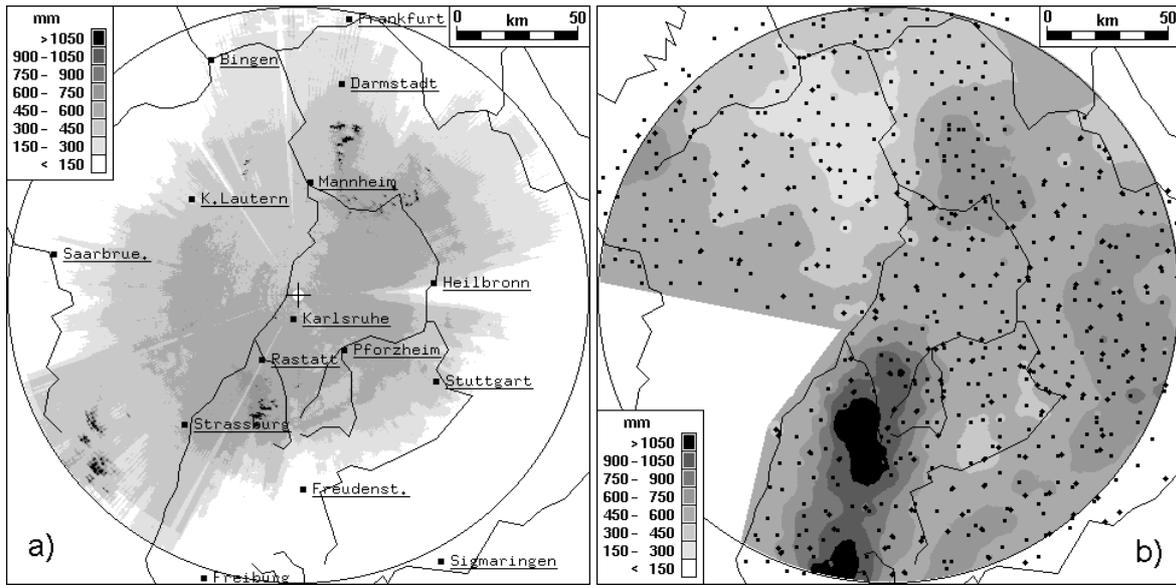


Abb. 5.6: Wie Abb. 5.2, d.h. gesamter Beobachtungszeitraum, jedoch nur für nicht klassifizierbare Niederschläge.

Wie bereits zu Beginn dieses Kapitels erwähnt, fallen in der Region des Oberrheingrabens in den Wintermonaten meist stratiforme Niederschläge, während in den Sommermonaten die konvektiven Niederschläge überwiegen. Dies geht auch aus Tab. 5.2 hervor, in der die Zahl der Tage mit den einzelnen Niederschlagstypen für die Sommerhalbjahre und die Winterhalbjahre und für den gesamten Beobachtungszeitraum angegeben sind.<sup>12</sup>

Tab. 5.2: Zahl der Tage mit stratiformen, schwach und stark konvektiven Niederschlägen.

Zeitraum	stratiform	schwach konvektiv	stark konvektiv	nichtklassifizierbar	ohne Niederschlag <sup>13</sup>
Winter	78	4	0	131	150
Sommer	14	52	48	81	111
Jan. 96 bis April 98	114	65	50	264	358

Daher ist es nicht verwunderlich, daß die Verteilung der Niederschlagssummen in den Winterhalbjahren stark der Verteilung stratiformer Niederschläge ähnelt (Abb. 5.7, vgl. auch Abb. 5.3). Man findet besonders hohe Niederschlagsmengen im Schwarzwald und besonders geringe im nördlichen Oberrheingraben. Bei der Verteilung der aus den Radardaten abgeleiteten Niederschlagssummen treten wiederum die konzentrischen Strukturen hervor, die durch das Helle Band verursacht werden.

<sup>12</sup> Hierbei wurden zum Sommerhalbjahr jeweils die Monate Mai bis September und zum Winterhalbjahr die Monate November bis März (ohne März 1997, wegen des Radar- und Oktober wurden weggelassen.

und zum Winterhalbjahr die Monate Mai bis September und zum Winterhalbjahr die Monate November bis März (ohne März 1997, wegen des Radar- und Oktober wurden weggelassen.

<sup>13</sup> 'ohne Niederschlag' bedeutet: alle Tage, an denen mit dem Radar kein Niederschlag gemessen wurde, d.h. sowohl Niederschlagsfreie als auch solche Tage, an denen das Radargerät nicht in Betrieb war.

das Radargerät nicht in Betrieb war.

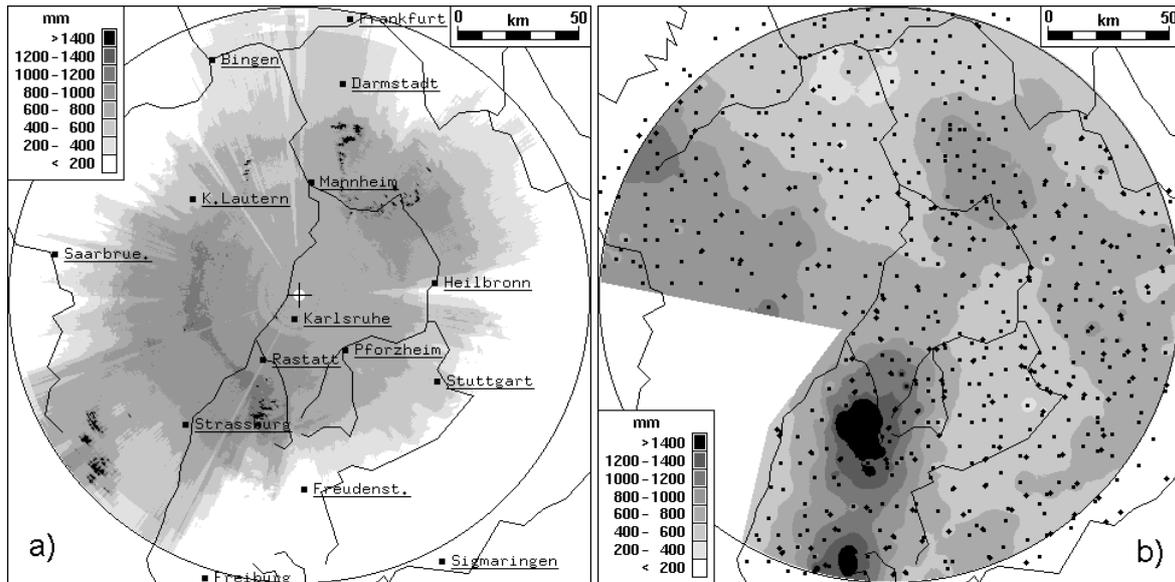


Abb. 5.7: Wie Abb. 5.2, d.h. alle Niederschlagsarten, allerdings nur für die Wintermonate (Januar bis März 1996, November 1996 bis Februar 1997 und November 1997 bis März 1998).

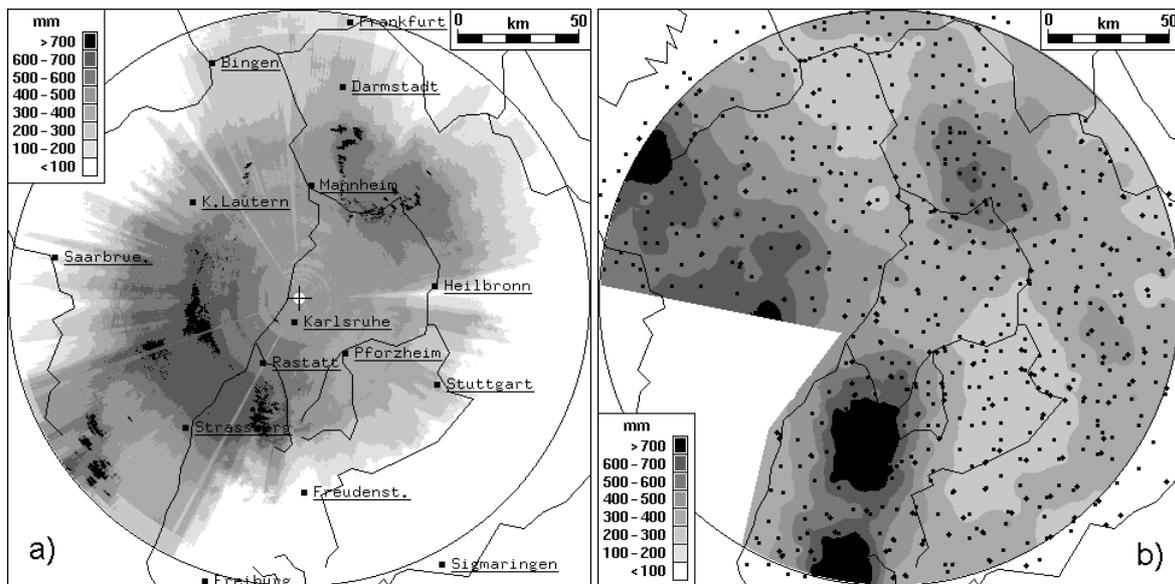


Abb. 5.8: Wie Abb. 5.7, d.h. für die Wintermonate, jedoch nur für stratiforme Niederschläge.

Besonders große Unterschiede zwischen den Niederschlagssummen in den Mittelgebirgen (insbesondere im Schwarzwald) und dem nördlichen Oberrheingraben sowie dem Stuttgarter Raum sind bei winterlichen stratiformen Niederschlägen anzutreffen (Abb. 5.8). Bei der Verteilung der Summen konvektiver Niederschläge im Winter erkennt man wiederum zahlreiche kleinräumige Strukturen (Abb. 5.9). Aufgrund der geringen Zahl der Fälle ist diese Verteilung aber sicherlich nicht repräsentativ für winterliche konvektive Niederschläge.

Während in den Wintermonaten hauptsächlich stratiforme Niederschläge fallen und die Verteilung der Niederschlagssumme der Winterhalbjahre daherein ähnliches Bild ergeben wie die Verteilung der stratiformen Niederschläge des gesamten Beobachtungszeitraums, treten in den Sommermonaten wegen der dann häufig labilen Schichtung der Atmosphäre vorzugsweise

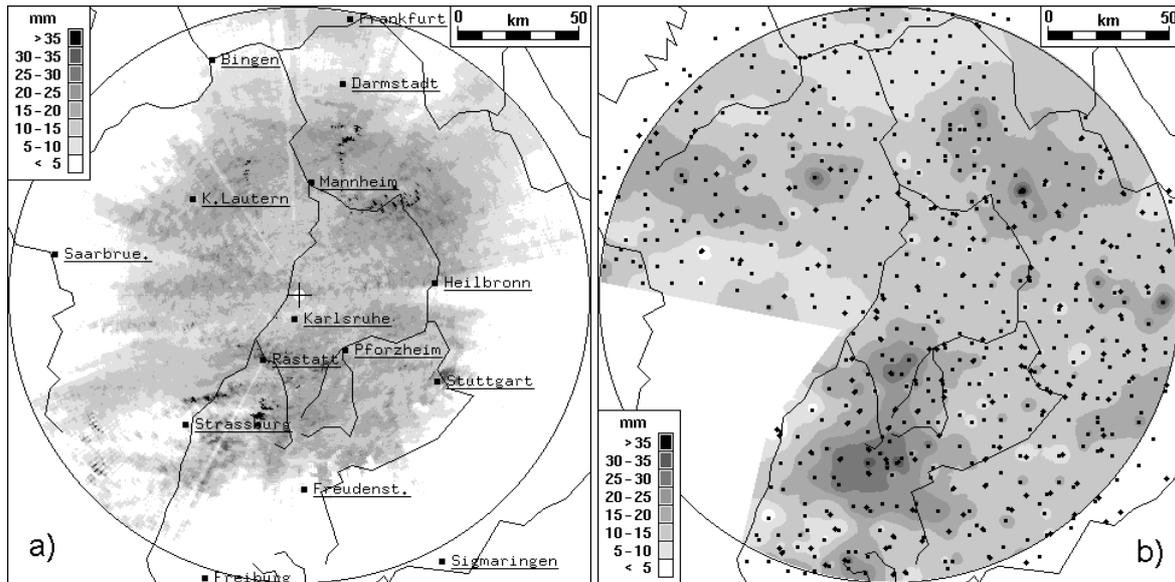


Abb. 5.9: Wie Abb. 5.7, d. h. für die Wintermonate, jedoch nur für schwach konvektive Niederschläge.

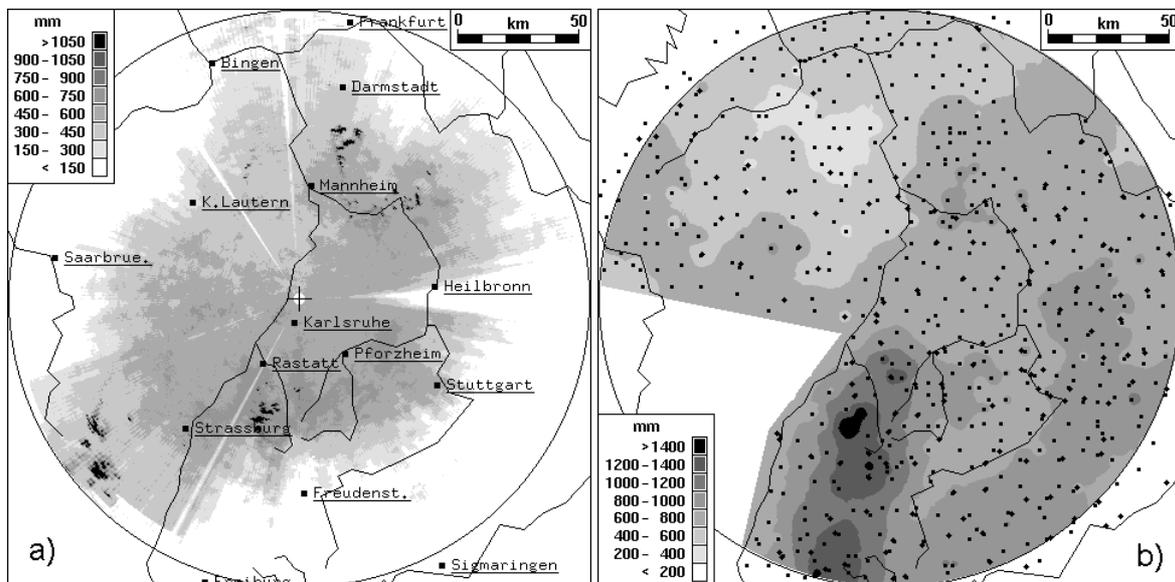


Abb. 5.10: Wie Abb. 5.2, d. h. alle Niederschlagsarten, jedoch nur für die Sommermonate (Mai bis September 1996 und 1997).

konvektive Niederschläge auf. Abb. 5.10 zeigt die schlagssummen. Diese läßt eine gewisse Übereinstimmung mit den Verteilungen schwach konvektiver Niederschläge erkennen (vgl. Abb. 5.4): Die höheren Niederschlagsmengen treten im Schwarzwald, geringe Summen im nördlichen Oberrheingraben und der Rheinpfalz zwischen Kaiserslautern und Bingen auf. Obwohl die stark konvektiven Niederschläge fast ausschließlich in den Sommermonaten gefallen sind (vgl. Tab. 5.2), zeigen sich bei den entsprechenden Niederschlagsverteilungen (Abb. 5.5) doch erhebliche Unterschiede im Vergleich zu allen Sommerniederschlägen. Man findet beispielsweise bei stark konvektiven Niederschlägen nicht mehr über den Gipfeln des Schwarzwaldes, sondern auch östlich davon sowie teilweise im Oberrheingraben große Niederschlagssummen. Eine pauschale Gleichsetzung konvektiver mit sommerlichen Niederschlägen ist daher nicht gerechtfertigt.

entsprechende Verteilung der Niederschlagssummen. Diese läßt eine gewisse Übereinstimmung mit den Verteilungen schwach konvektiver Niederschläge erkennen (vgl. Abb. 5.4): Die höheren Niederschlagsmengen treten im Schwarzwald, geringe Summen im nördlichen Oberrheingraben und der Rheinpfalz zwischen Kaiserslautern und Bingen auf. Obwohl die stark konvektiven Niederschläge fast ausschließlich in den Sommermonaten gefallen sind (vgl. Tab. 5.2), zeigen sich bei den entsprechenden Niederschlagsverteilungen (Abb. 5.5) doch erhebliche Unterschiede im Vergleich zu allen Sommerniederschlägen. Man findet beispielsweise bei stark konvektiven Niederschlägen nicht mehr über den Gipfeln des Schwarzwaldes, sondern auch östlich davon sowie teilweise im Oberrheingraben große Niederschlagssummen. Eine pauschale Gleichsetzung konvektiver mit sommerlichen Niederschlägen ist daher nicht gerechtfertigt.

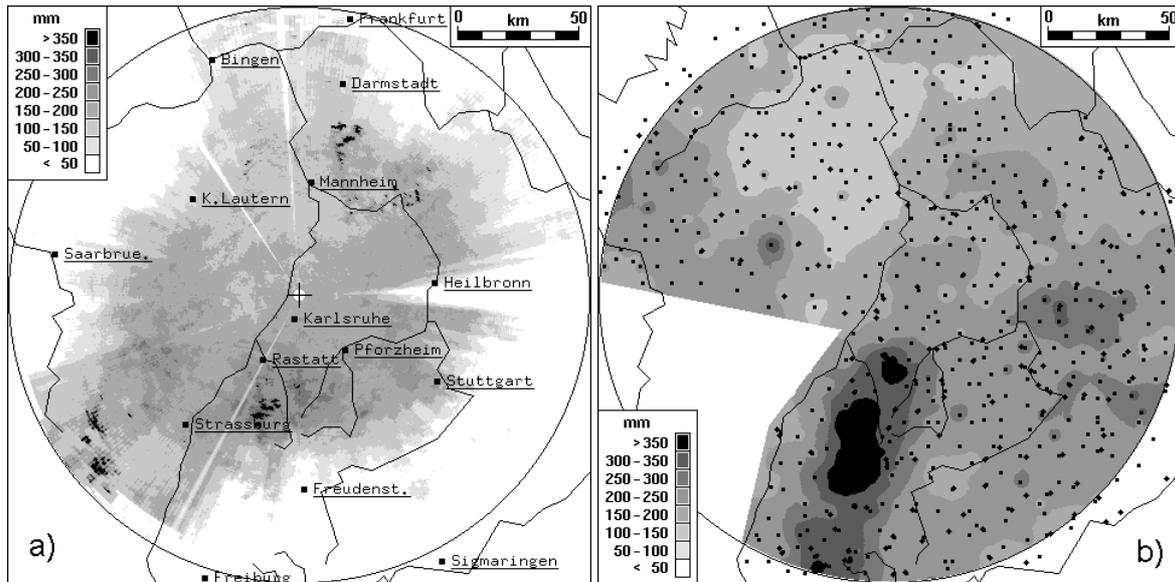


Abb. 5.11: Wie Abb. 5.10, d.h. für die Sommermonate, jedoch nur für schwach konvektive Niederschläge.

Betrachtet man nur schwach konvektive sommerliche Niederschläge, so ist es nicht verwunderlich, daß die entsprechende Summenverteilung ein fast unverändertes Bild ergibt (Abb. 5.11), wobei wiederum zahlreiche kleinräumige Strukturen auf Grund einzelner konvektiver Zellen erkennbar werden. Bei der Verteilung der Niederschläge findet man noch wesentlich ausgeprägtere kleinräumige Strukturen als bei den schwach konvektiven Niederschlägen. Die entsprechenden Verteilungen (weil ja ausschließlich in den Sommermonaten gefallen sind, wiederholt zu werden.

Bei neutraler oder stabiler Schichtung der Atmosphäre können auch in den Sommermonaten stratiforme Niederschläge auftreten. Diese weisen jedoch eine ganz andere Verteilung als winterliche stratiforme Niederschläge auf (Abb. 5.12, vgl. mit Abb. 5.8). Man erkennt sowohl in der aus den Radardaten ermittelten Summenverteilung als auch in der Darstellung der Bodenmessungen, daß die Niederschlagsmengen von Nordwest nach Südost zunehmen. Im Gegensatz zu winterlichen Verhältnissen fällt bei sommerlichen stratiformen Niederschlägen auch auf der westlichen Schwäbischen Alb fast genauso viel Niederschlag wie im Schwarzwald (das geht nur aus den Bodenmessungen hervor). Eine Erklärung für diese Verteilung der Niederschlagssummen ist die Tatsache, daß in den Sommermonaten intensive stratiforme Niederschläge nur bei langsam ziehenden oder stationären Tiefdruckgebieten vorkommen, die meist mit sogenannten Kaltlufttropfen in der mittleren Troposphäre einhergehen. Sehr häufig verläuft die Zugbahn eines solchen dann als Genuesische Zyklone bezeichneten Tiefdruckgebiets vom Golf von Genua über den Alpenraum ins östliche Mittel Europa, wobei in Deutschland hauptsächlich im Südosten Niederschlag erhält.



## 5.2 Analyse der Niederschlagssummen in Bezug auf Windrichtung und Niederschlagstyp

Die Analyse längerfristiger Niederschlagssummen der angrenzenden Mittelgebirge zeigt, wie im vorhergehenden Abschnitt dargelegt wurde, die größten Werte über den Gipfeln des Schwarzwaldes und die kleinsten Mengen im nördlichen Oberrheingraben und der Rheinpfalz. Diese Niederschlagsverteilung wird entscheidend durch die orographische Struktur beeinflusst, wobei die Anströmungsrichtung eine große Rolle spielt. Sehr viele Niederschläge treten im Beobachtungsgebiet des Radars bei südwestlicher bis westlicher Anströmungsrichtung auf. Dies geht aus Tab. 5.3 hervor, in der die Zahl der Tage mit Niederschlag im Beobachtungszeitraum vom Januar 1996 bis April 1998 für die verschiedenen Anströmungsrichtungen und die verschiedenen Niederschlagstypen eingetragen sind.

Tab. 5.3: Zahl der Tage mit vom Radar erfaßten Niederschlägen in Abhängigkeit von der Anströmungsrichtung und vom Niederschlagstyp.

Anströmungsrichtung <sup>14</sup>	stratiform	schwach konvektiv	stark konvektiv	nichtklassifizierbar	insgesamt
NNO	1	1	2	15	19
ONO	2	0	0	9	11
OSO	2	1	0	5	8
SSO	1	1	0	2	4
SSW	10	9	1	15	35
WSW	39	21	13	74	147
WNW	12	3	8	40	63
NNW	7	1	6	18	32
SW-W <sup>15</sup>	56	31	22	103	212
Schwachwind <sup>16</sup>	20	14	11	24	69
alle Tage	114	65	50	264	493

Der Tabelle kann weiterhin entnommen werden, daß in östlichen bis südöstlichen Anströmungsrichtungen sehr selten sind. Wetterlagen mit solchen Anströmungsrichtungen sind in Mitteleuropa meist durch Trockenheit gekennzeichnet. Dennoch treten in Süddeutschland bei bodennahen östlichen Winden öfters Niederschläge auf, beispielsweise in Situationen mit einem nahezu stationären Tiefdruckgebiet über dem Alpenraum. Dann dreht die Windrichtung aber mit zunehmender Höhe meist über Südost auf Süd bis Südwest, so daß sich in diesen Fällen wegen der starken Scherung keine eindeutige Anströmungsrichtung festlegen läßt.

Konvektive Niederschläge entstehen in den Sommermonaten auch häufig bei windschwachen Wetterlagen. Auch dann kann man nicht von einer Anströmungsrichtung sprechen. Starke konvektive Niederschläge treten ansonsten fast ausschließlich bei südwestlicher bis westlicher Anströmungsrichtung auf. Aus diesem Grund werden die Verteilungen der Niederschlagssummen bei den verschiedenen Niederschlagstypen stratiform, schwach oder stark konvektiv nur für die Fälle analysiert, in denen südwestliche bis westliche Anströmungsrichtung vorherrscht.

<sup>14</sup>Die Anströmungsrichtung wurde, wie zu Beginn dieses Kapitels bereits erläutert, in acht 45° breite Sektoren eingeteilt. NNO steht für den Sektor Nord bis Nordost, ONO für den Sektor Nordost bis Ost usw.

<sup>15</sup>Bei SW-W wurden neben Tagen, bei denen die Anströmungsrichtung im Sektor WSW lag, auch solche Tage berücksichtigt, bei denen die Anströmungsrichtung zwischen den Sektoren SSW und WSW oder zwischen den Sektoren WSW und WNW variierte (nicht aber Tage, an denen sie einheitlich im Sektor SSW oder WNW lag).

<sup>16</sup>Tage, an denen die Windgeschwindigkeit in allen Höhen unterhalb bzw. 4 km überwiegend unter 10 km lag.



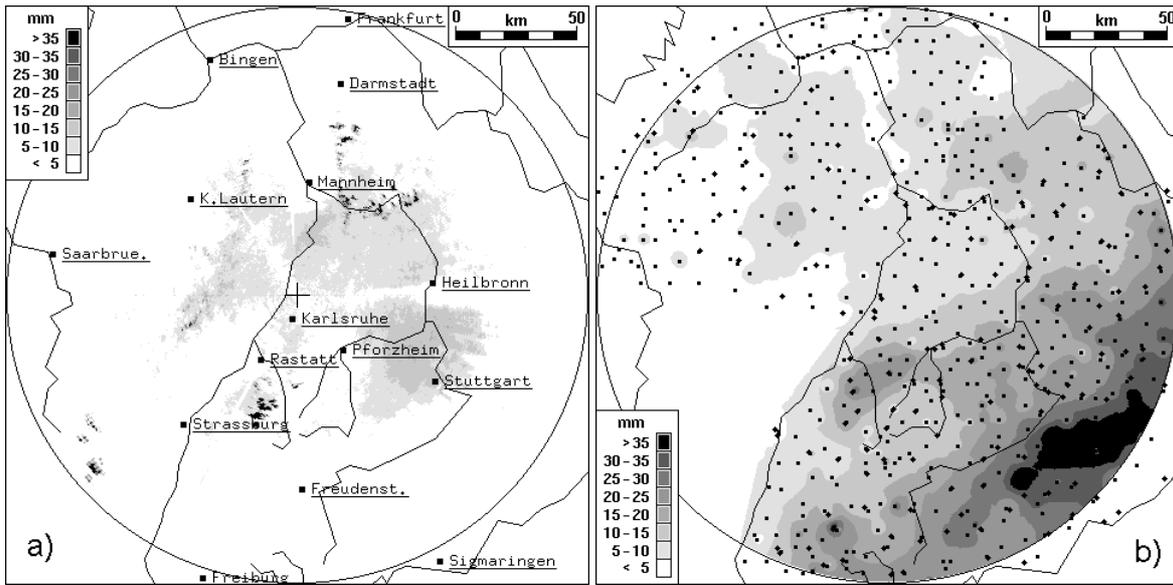


Abb. 5.14: Wie Abb. 5.13, jedoch für den Sektor Nordost bis Ost.

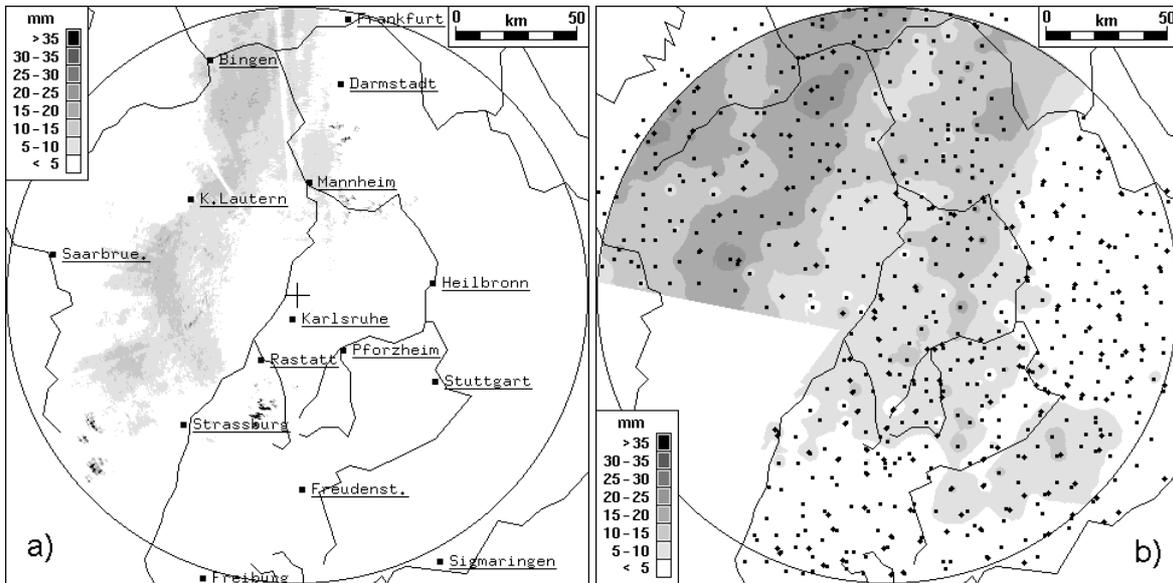


Abb. 5.15: Wie Abb. 5.13, jedoch für den Sektor Ost bis Südost.

Bei östlicher bis südöstlicher Anströmung nehmen sowohl die aus den Radardaten als auch an den Bodenstationen gemessenen Niederschlagssummen von Südosten nach Nordwesten zu, wie Abb. 5.15 zeigt. Ein Grund hierfür könnte darin liegen, dass sich die großräumige Verlagerung der Luftmasse nach Südosten hin zunehmende Einfluß der Alpen auf die großräumige Verlagerung der Luftmasse sein, der bei Anströmungen aus diesem Sektor zu Absinken und damit verminderten Niederschlägen über dem süddeutschen Alpenvorland führt. Da die gezeigte Verteilung aber lediglich auf der Basis von acht Tagen beruht (vgl. Tab. 5.3), ist diese Interpretation mit Vorsicht zu genießen.

Vom Radar erfaßte Niederschläge mit ganz tägiger südöstlicher bis südlicher Anströmungsrichtung gab es während des 28 monatigen Beobachtungszeitraums nur in vier Fällen. Daher kann die Verteilung der entsprechenden Niederschlagssummen im Südwesten des Beobachtungsgebiets aufweist (Abb. 5.16), nicht als repräsentativ angesehen werden.

tlicher bis südlicher Anströmungsrichtung gab es während des 28 monatigen Beobachtungszeitraums nur in vier Fällen. Daher kann die Verteilung der entsprechenden Niederschlagssummen im Südwesten des Beobachtungsgebiets aufweist (Abb. 5.16), nicht als repräsentativ angesehen werden.

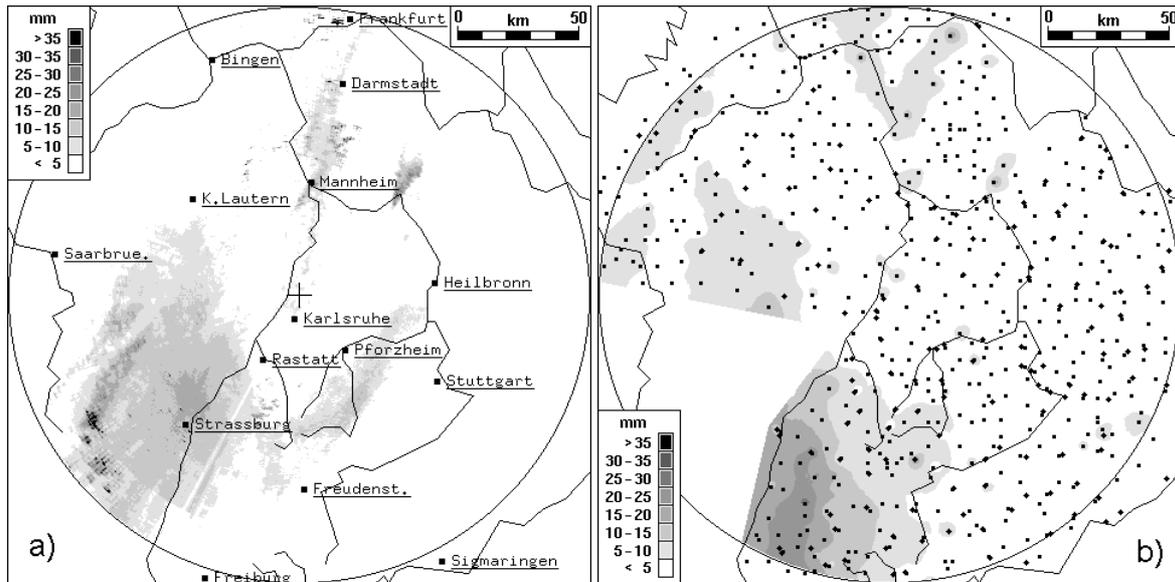


Abb. 5.16: Wie Abb. 5.13, jedoch für den Sektor Südost bis Süd.

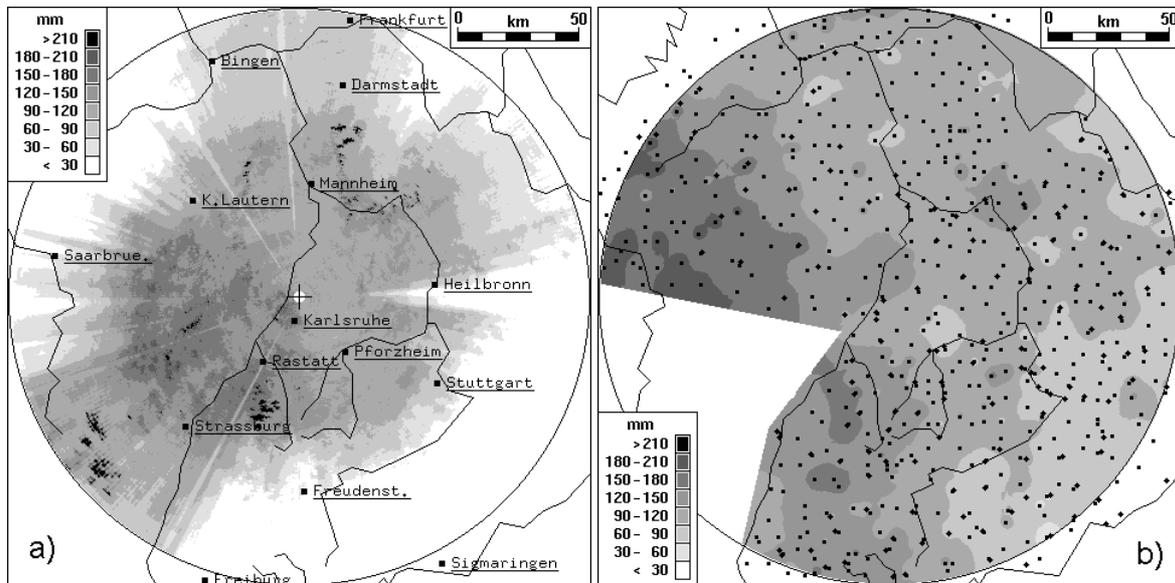


Abb. 5.17: Wie Abb. 5.13, jedoch für den Sektor Süd bis Südwest.

Bei Anströmung aus südlicher bis südwestlicher Richtung fallen wesentlich mehr Niederschläge als im Osten, Summen in Abb. 5.17 zeigt. In der Darstellung der Verteilung (Abb. 5.17a) findet man die höchsten Niederschlagsmengen im südlichen Pfälzerwald bis zum südlichen Hunsrück erstreckt. Die gezeigte südwestliche Anströmung ist nicht verwunderlich, da in solchen Fällen im Osten des Untersuchungsgebiets die Alpen eher für föhninge Aufheißerung sorgen als im Westen, wo die Luftmassen meist über Süd- und Westfrankreich die Alpen umströmen.

Bei Anströmung aus südlicher bis südwestlicher Richtung fallen im Westen des Beobachtungsgebiets wesentlich mehr Niederschläge als im Osten, wie die Verteilung der entsprechenden Summenveranschlagungen im südlichen Pfälzerwald bis zum südlichen Hunsrück zeigt. Die gezeigte südwestliche Anströmung ist nicht verwunderlich, da in solchen Fällen im Osten des Untersuchungsgebiets die Alpen eher für föhninge Aufheißerung sorgen als im Westen, wo die Luftmassen meist über Süd- und Westfrankreich die Alpen umströmen.

Sehr viele Niederschläge fallen bei südwestlicher bis südwestlicher Anströmung, wie aus Abb. 5.18 hervorgeht. Die Verteilung der aus Radarabgeleiteten Niederschlagssummen ähnelt daher auch der entsprechenden Verteilung aller Niederschläge insgesamt (Abb. 5.18a, vgl.

Sehr viele Niederschläge fallen bei südwestlicher bis südwestlicher Anströmung, wie aus Abb. 5.18 hervorgeht. Die Verteilung der aus Radarabgeleiteten Niederschlagssummen ähnelt daher auch der entsprechenden Verteilung aller Niederschläge insgesamt (Abb. 5.18a, vgl.

Abb. 5.2a). Man findet erhöhte Niederschlagssummen südlichen Odenwald und dem Nordschwarzwald, verminderten Oberrheingraben und der Rheinpfalz. Dies bestätigt auch die Bodenmessungen (Abb. 5.18b), wobei man hier besonders große Unterschiede zwischen den Niederschlagssummen und dem nördlichen Oberrheingraben im Schwarzwald und im Hunsrück sind dieser Gebirge zurückzuführen. Im Lee von Schwarzwald und Hunsrück, d.h. östlich von diesen Mittelgebirgen, findet man daher auch besonders geringe Niederschlagsmengen.

über dem südlichen Pfälzerwald, dem nördlichen Oberrheingraben im Schwarzwald und im Hunsrück sind diese Gebirge zurückzuführen. Im Lee von Schwarzwald und Hunsrück, d.h. östlich von diesen Mittelgebirgen, findet man daher auch besonders geringe Niederschlagsmengen.

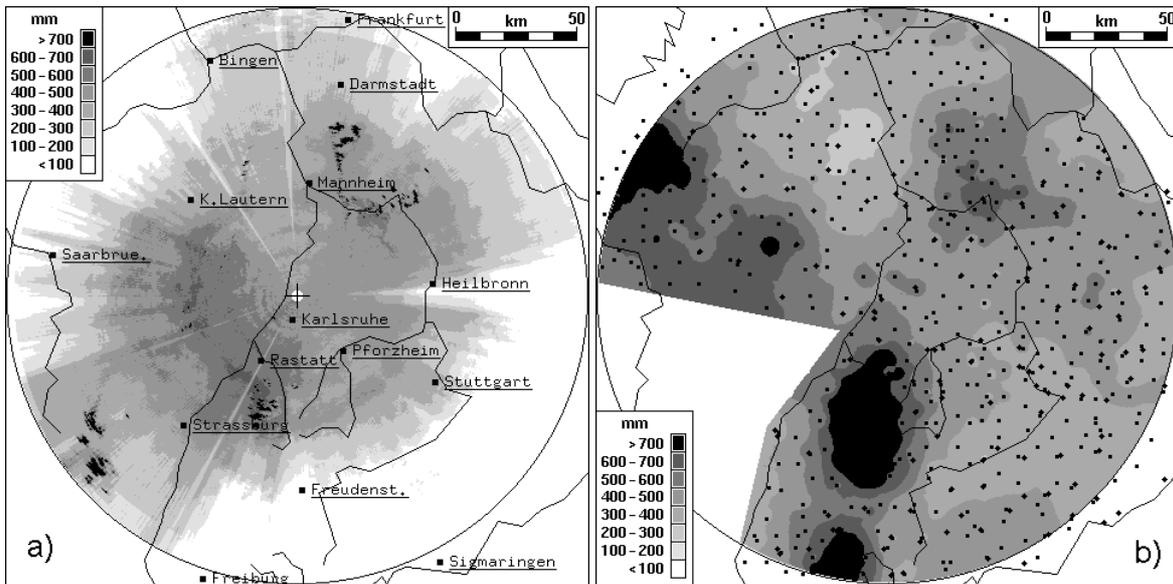


Abb. 5.18: Wie Abb. 5.13, jedoch für den Sektor Südwest bis West.

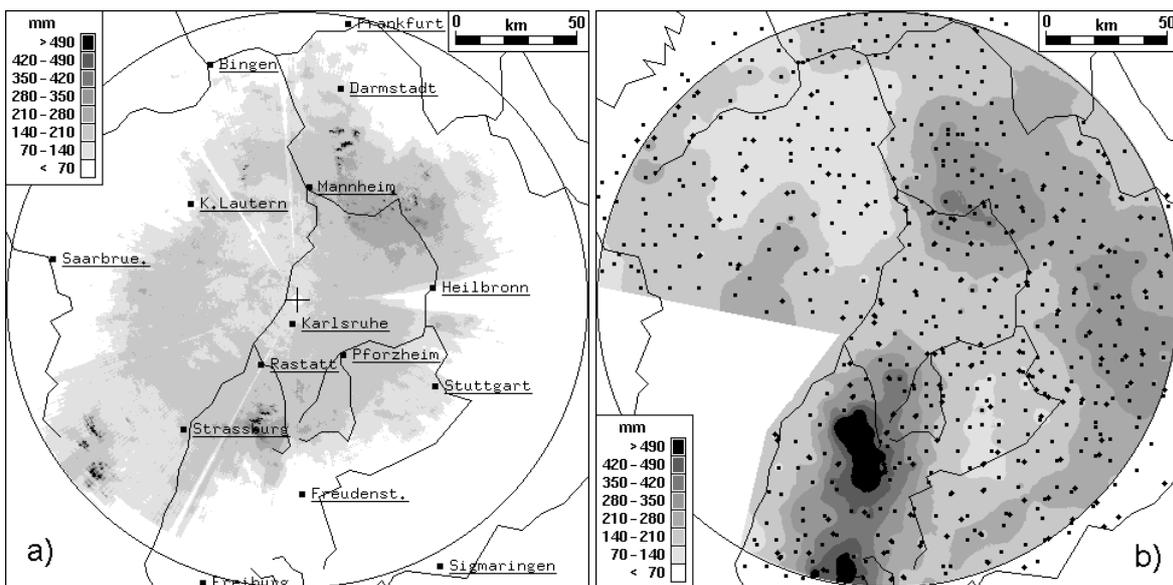


Abb. 5.19: Wie Abb. 5.13, jedoch für den Sektor West bis Nordwest.

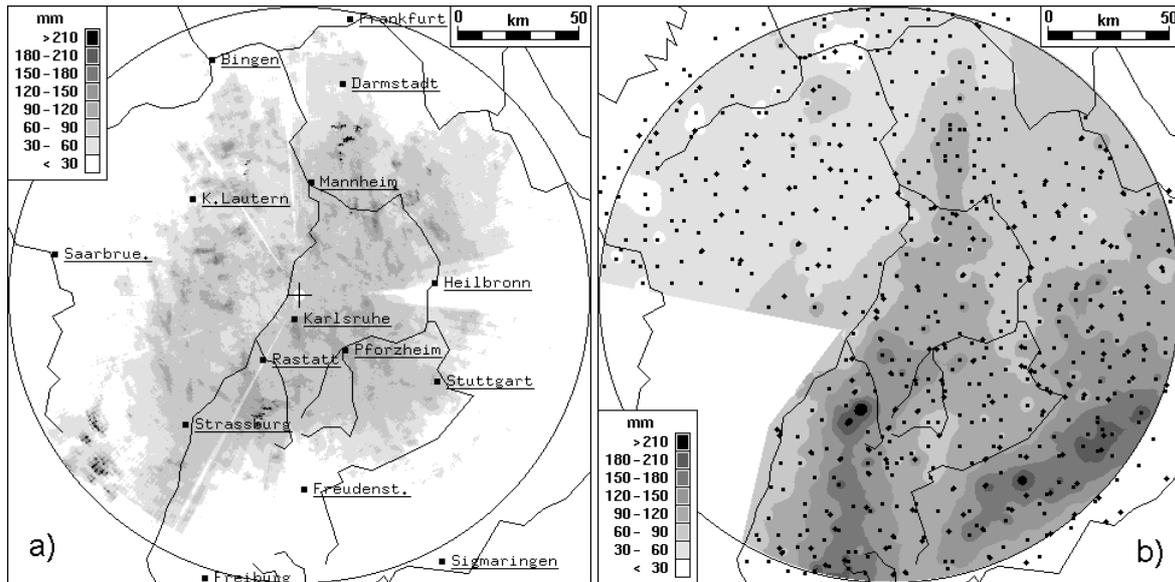


Abb.5.20: Wie Abb.5.13, jedoch für den Sektor Nordwest bis Nord.

Bei westlicher bis nordwestlicher Anströmung erhält man eine im wesentlichen ähnliche Verteilung der Niederschlagssummen (Abb.5.19) wie bei Anströmung aus westsudwestlicher Richtung, da in diesem Fall ähnliche Überströmungsprozesse wirksam sind. Eine signifikante Ausnahme bildet jedoch der südliche Hunsrück, wo bei westlicher bis nordwestlicher Anströmung aus westlicher bis nordwestlicher Richtung viel weniger Niederschlag fällt als im Schwarzwald und auch weniger als im Odenwald (vgl. Abb.5.19 und 5.18b). Grund hierfür sind Hebungsprozesse an den Ardennen, die dort zu verstärkten Niederschlägen führen, so daß der Hunsrück bei westlicher bis nordwestlicher Anströmung im Lee der Ardennen relativ wenig Niederschlag erhält.

Bei nordwestlicher bis nördlicher Anströmung findet man wiederum eine Verteilung der Niederschlagssummen, die derjenigen bei nördlicher bis nordöstlicher Anströmung ähnelt (vgl. Abb.5.20 und Abb.5.13). Die höchsten Werte treten über dem Schwarzwald und der Schwäbischen Alb auf, die niedrigsten findet man im Nordwesten in Gebieten, die bei diesen Anströmungsrichtungen im Lee von Ardennen, Eifel, Hunsrück und Taunus liegen.

Die Analyse der Niederschlagssummen im Hinblick auf die Anströmungsrichtung und unabhängig vom Niederschlagstyp hat ergeben, daß die Niederschläge meist über den Mittelgebirgen entstehen. Es zeigte sich auch, daß der Weg, den die Luftmassen in das Beobachtungsgebiet nehmen, einen bedeutenden Einfluß auf die Niederschlagsverteilung im Beobachtungsgebiet haben. So fallen beispielsweise bei südöstlicher bis südsüdwestlicher Anströmung im Osten des Beobachtungsgebiets, bedingt durch Föhnwind, wesentlich weniger Niederschläge als im Westen. Aber auch der Einfluß kleinerer Gebirge, die sich außerhalb des Beobachtungsgebiets befinden (z.B. die Ardennen), konnte plausibel gemacht werden.

Für eine zusätzliche Berücksichtigung des Niederschlagstyps ist bei den meisten Anströmungsrichtungen aufgrund des relativ kurzen Zeitraums von 28 Monaten das Datenmaterial noch nicht umfangreich genug. Hier können erst in Zukunft mehr und stichhaltige Aussagen getroffen werden.

man eine im wesentlichen ähnliche Verteilung der Niederschlagssummen (Abb.5.19) wie bei Anströmung aus westsudwestlicher Richtung, da in diesem Fall ähnliche Überströmungsprozesse wirksam sind. Eine signifikante Ausnahme bildet jedoch der südliche Hunsrück, wo bei westlicher bis nordwestlicher Anströmung aus westlicher bis nordwestlicher Richtung viel weniger Niederschlag fällt als im Schwarzwald und auch weniger als im Odenwald (vgl. Abb.5.19 und 5.18b). Grund hierfür sind Hebungsprozesse an den Ardennen, die dort zu verstärkten Niederschlägen führen, so daß der Hunsrück bei westlicher bis nordwestlicher Anströmung im Lee der Ardennen relativ wenig Niederschlag erhält.

Bei nordwestlicher bis nördlicher Anströmung findet man wiederum eine Verteilung der Niederschlagssummen, die derjenigen bei nördlicher bis nordöstlicher Anströmung ähnelt (vgl. Abb.5.20 und Abb.5.13). Die höchsten Werte treten über dem Schwarzwald und der Schwäbischen Alb auf, die niedrigsten findet man im Nordwesten in Gebieten, die bei diesen Anströmungsrichtungen im Lee von Ardennen, Eifel, Hunsrück und Taunus liegen.

die Anströmungsrichtung und unabhängig vom Niederschlagstyp hat ergeben, daß die Niederschläge meist über den Mittelgebirgen entstehen. Es zeigte sich auch, daß der Weg, den die Luftmassen in das Beobachtungsgebiet nehmen, einen bedeutenden Einfluß auf die Niederschlagsverteilung im Beobachtungsgebiet haben. So fallen beispielsweise bei südöstlicher bis südsüdwestlicher Anströmung im Osten des Beobachtungsgebiets, bedingt durch Föhnwind, wesentlich weniger Niederschläge als im Westen. Aber auch der Einfluß kleinerer Gebirge, die sich außerhalb des Beobachtungsgebiets befinden (z.B. die Ardennen), konnte plausibel gemacht werden.

Für eine zusätzliche Berücksichtigung des Niederschlagstyps ist bei den meisten Anströmungsrichtungen aufgrund des relativ kurzen Zeitraums von 28 Monaten das Datenmaterial noch nicht umfangreich genug. Hier können erst in Zukunft mehr und stichhaltige Aussagen getroffen werden.

Lediglich bei Anströmungen aus südwestlicher bis westlicher Richtung liegen bereits jetzt im Beobachtungszeitraum so viele Niederschlagsereignisse vor, daß eine differenzierte Analyse der Summenverteilungen für die verschiedenen Niederschlagstypen stratiform, schwach konvektiv und stark konvektiv sinnvoll ist. Um in einem möglichst großen Zahl von Niederschlagsereignissen als Grundlage benutzen zu können, wurden neben den Tagen mit einer Anströmungsrichtung aus südwestlicher bis westlicher Richtung auch solche Tage verwendet, bei denen die Anströmungsrichtung entweder zwischen dem westsüdwestlichen und westnordwestlichen Sektor oder zwischen dem westsüdwestlichen und dem südsüdwestlichen Sektor variierte. Damit konnten insgesamt 212 Tage für die Analysen berücksichtigt werden, wobei an 56 Tagen stratiformer Niederschlag fiel, an 31 Tagen schwach konvektiver und an 22 Tagen stark konvektiver Niederschlag. Für 103 Tage konnte der Niederschlagstyp nicht festgelegt werden (vgl. Tab. 5.3).

stlicher Richtung liegen bereits jetzt im Beobachtungszeitraum so viele Niederschlagsereignisse vor, daß eine differenzierte Analyse der Summenverteilungen für die verschiedenen Niederschlagstypen stratiform, schwach konvektiv und stark konvektiv sinnvoll ist. Um in einem möglichst großen Zahl von Niederschlagsereignissen als Grundlage benutzen zu können, wurden neben den Tagen mit einer Anströmungsrichtung aus südwestlicher bis westlicher Richtung auch solche Tage verwendet, bei denen die Anströmungsrichtung entweder zwischen dem westsüdwestlichen und westnordwestlichen Sektor oder zwischen dem westsüdwestlichen und dem südsüdwestlichen Sektor variierte. Damit konnten insgesamt 212 Tage für die Analysen berücksichtigt werden, wobei an 56 Tagen stratiformer Niederschlag fiel, an 31 Tagen schwach konvektiver und an 22 Tagen stark konvektiver Niederschlag. Für 103 Tage konnte der Niederschlagstyp nicht festgelegt werden (vgl. Tab. 5.3).

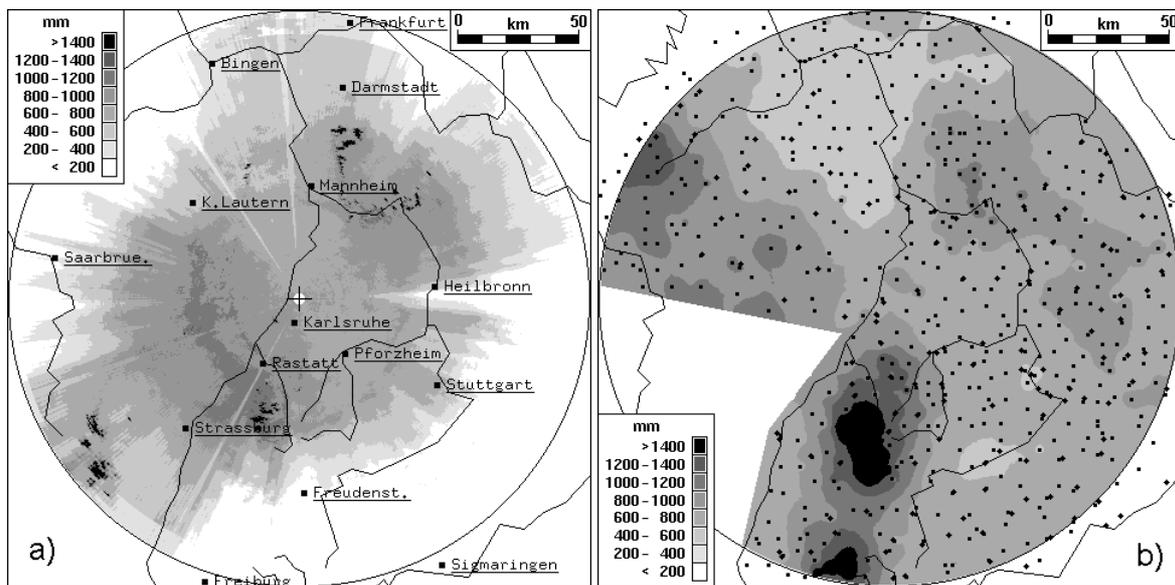


Abb. 5.21: Niederschlagssummen von Januar 1996 bis April 1998 bei ganztägiger Anströmung aus südwestlichen bis westlichen Richtungen: (a) abgeleitete Werte aus den Daten des Radars und (b) ermittelt durch Interpolation der an den eingezeichneten Stationen gemessenen Werte.

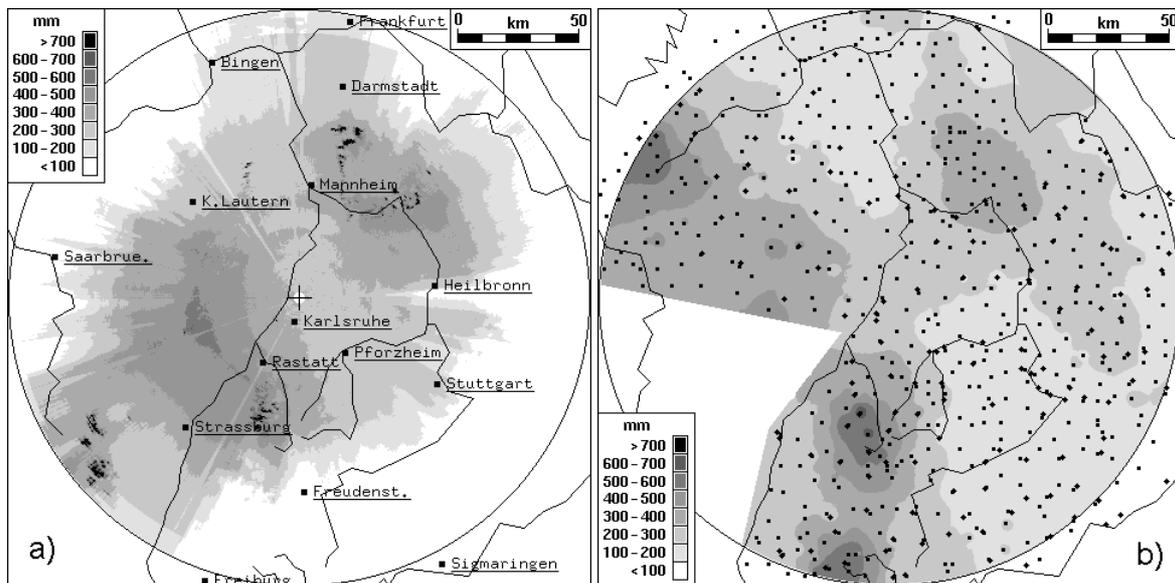


Abb. 5.22: Wie Abb. 5.21, d.h. Anströmung aus südwestlichen bis westlichen Richtungen, jedoch nur für stratiforme Niederschläge.

Die Verteilung der Niederschlagssummen – unabhängig von diesen Anströmungsrichtungen zeigt Abb. 5.21. Man erkennt wiederum sehr hohe Niederschlagsmengen im Schwarzwald, im südlichen Hunsrück (nur anhand der Daten der Bodenniederschlagsmengen dagegen hauptsächlich in der nördlichen Oberrheinebene und in der Rhodanengebiet. Diese Verteilungen der Niederschlagssummen werden hauptsächlich durch die schon genannten Mittelgebirgen verursacht. Dies gilt insbesondere für stratiforme Niederschläge (Abb. 5.22) und für Tage mit schwach konvektiven Niederschlägen (Abb. 5.23). Dagegen finden bei Anströmung aus südwestlicher bis westlicher Richtung (Abb. 5.24) die größten Niederschlagssummen von Karlsruhe und in einem breiten Band von dort nach Westen aus den Bodenmessungen hervorgeht) auch im Saarbrücker Raum.

vom Niederschlagstyp – aller 212 Tage. Man erkennt wiederum sehr hohe Niederschlagsmengen dagegen hauptsächlich in der nördlichen Oberrheinebene und in der Rhodanengebiet. Diese Verteilungen der Niederschlagssummen werden hauptsächlich durch die schon genannten Mittelgebirgen verursacht. Dies gilt insbesondere für stratiforme Niederschläge (Abb. 5.22) und für Tage mit schwach konvektiven Niederschlägen (Abb. 5.23). Dagegen finden bei Anströmung aus südwestlicher bis westlicher Richtung (Abb. 5.24) die größten Niederschlagssummen von Karlsruhe und in einem breiten Band von dort nach Westen aus den Bodenmessungen hervorgeht) auch im Saarbrücker Raum.

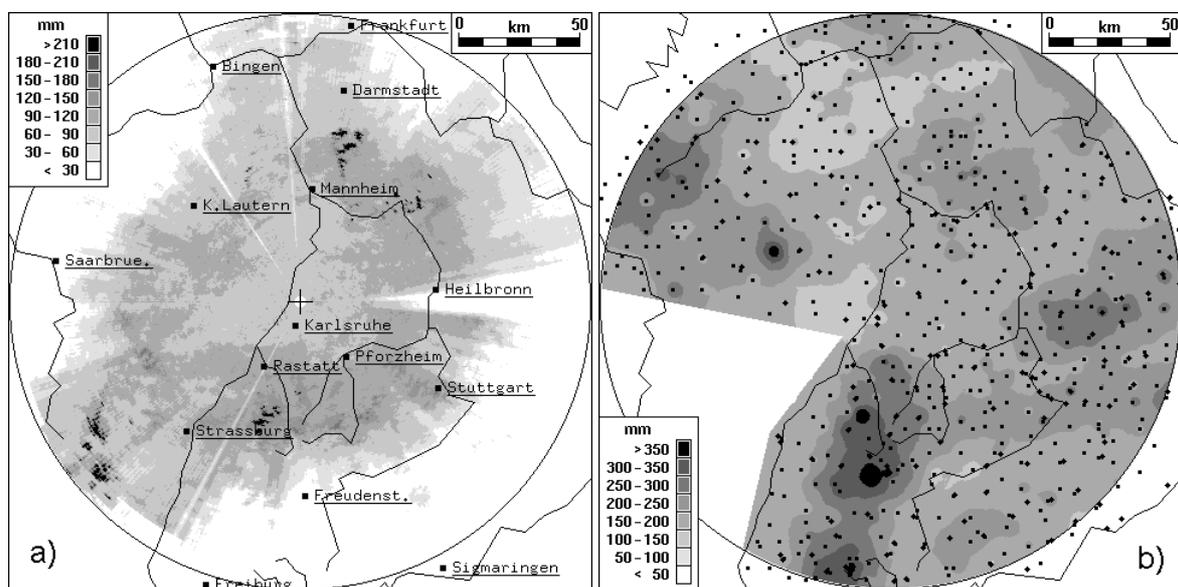


Abb. 5.23: Wie Abb. 5.21, d.h. Anströmung aus südwestlichen bis westlichen Richtungen, jedoch nur für schwach konvektive Niederschläge.

westlichen Richtungen, jedoch nur für

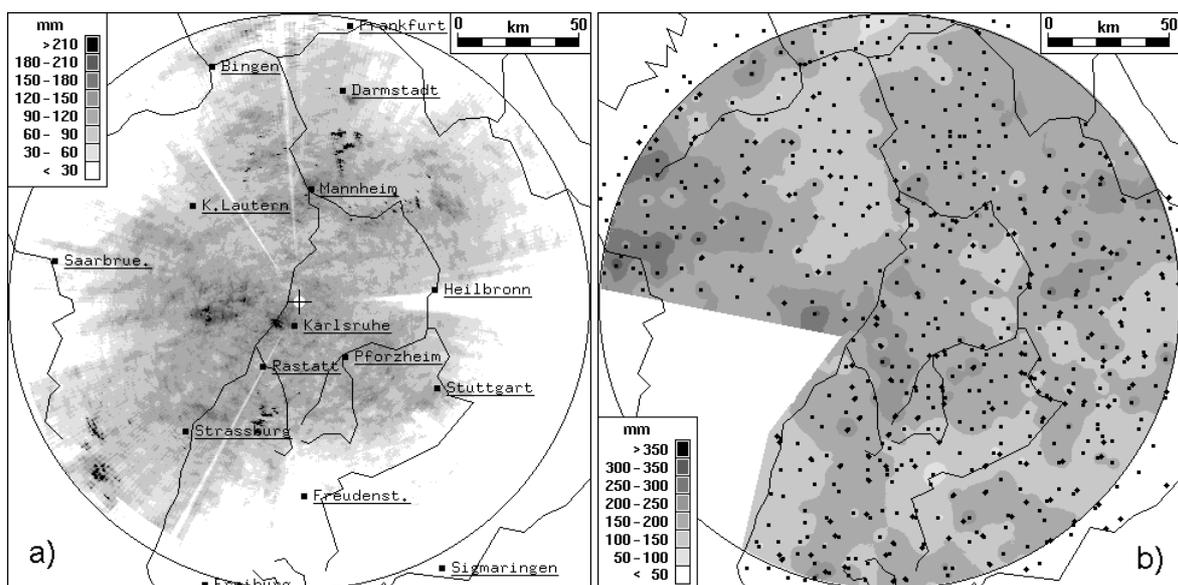


Abb. 5.24: Wie Abb. 5.21, d.h. Anströmung aus südwestlichen bis westlichen Richtungen, jedoch nur für stark konvektive Niederschläge.

westlichen Richtungen, jedoch nur für

Die erhöhten Niederschlagsmengen westlich von Karlsruhe auf verstärkte Gewittertätigkeit in dieser Region zurückzuführen, die vermutlich durch Konvergenz von Luftmassen ausgelöst wird, die bei diesem Graben zwischen Schwarzwald und Vogesen kanalisiert wird und mit Feuchtigkeit angereichert, nach Norden die Vogesen nördlich umströmen und durch die Zaberner Wald nach Osten verfrachtet werden. Eine Konvergenz auch bei von Dotzek (pers. Mittl.) durchgeführten Simulationen mit einem mesoskaligen atmosphärischen Modell

ruhe im Falle starker Konvektion lassen Wetterlagen einerseits im Oberrheingraben und, im Oberrheingraben stark ertransportiert werden, und andererseits in der Senke zwischen Vogesen und Pfälzernzone in dieser Region ergab sich Simulationen konvektiver Niederschlagsssysteme

Im Schwarzwald findet man bei stark konvektiven Niederschlägen und Anströmung aus südwestlicher bis westlicher Richtung keine wesentlich höheren Niederschlagsmengen mehr als in anderen Niederschlagstypen, wo die größten Niederschlagsmengen verzeichnet.

Bei der Analyse der Summenverteilung stark konvektiver Niederschläge (unabhängig von Jahreszeit und Anströmungsrichtung, vgl. Abb. 5.5) wurde die Zone verstärkter Niederschlagstätigkeit im Schwarzwald weiter östlich liegt als bei anderen Niederschlagstypen. Dies kann man auch anhand der Darstellung mit südwestlicher bis westlicher Anströmung erkennen der Niederschlagssummen in diesem Bereich – wie zuvor erwähnt – nur schwach ausfällt.

Bis jetzt wurden lediglich Summenverteilungen von Nord oder weniger starkem Wind aus einer bestimmten Richtung gerade im Sommer eine Reihe von ausgesprochenen Gewittern bilden. Daher wurden auch die Niederschläge bei schwachen Winden in allen Höhen bis etwa 4 km gebildet

leiteten Niederschlagssummen deutet in breiten Streifen hin, der sich von Karlsruhe im Norden bis zum südlichen Rand des Nordschwarzwaldes im Süden erstreckt.

Die Verteilung der aus Radardaten abgeleiteten Niederschlagssummen deutet in breiten Streifen hin, der sich von Karlsruhe im Norden bis zum südlichen Rand des Nordschwarzwaldes im Süden erstreckt.

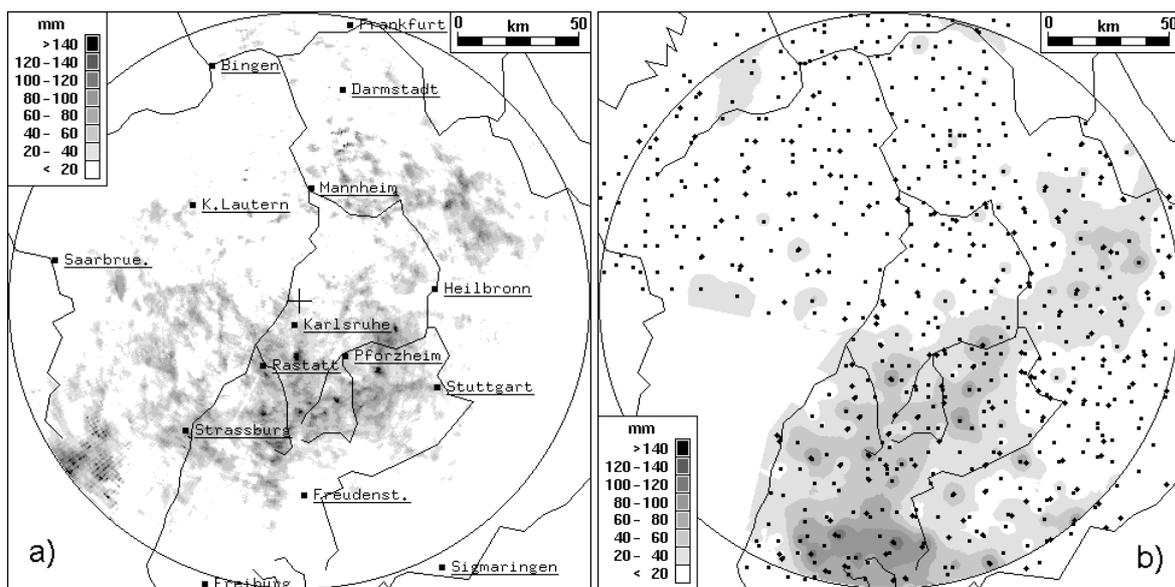


Abb. 5.25: Niederschlagssummen von Januar 1996 bis April 1998 stark konvektiver Niederschläge bei schwachem Wind in allen Höhen bis 4 km: (a) abgeleitet aus den Daten des Radars und (b) durch Interpolation der an den eingezeichneten Stationen gemessenen Werte.

erstreckt. Aus den Bodenmessungen geht hervor, daß sich südlich davon zwischen dem südlichen Schwarzwald und der schwäbischen Alb ein weites Gebiet starker Konvektionstätigkeit anschließt. Hierdurch klärt sich auch die oben erwähnte Verlagerung der Zone hoher Niederschlagssummen im Bereich des Schwarzwaldes bei stark konvektiven Niederschlägen nach Osten.

In dem genannten Gebiet vermehrt stark konvektive Bewegung (östlich des Schwarzwaldes bis zum Stuttgart) bei der Untersuchung von Blitzdaten der Jahre 1992–1996 auch die größte Zahl von Blitzen pro Flächeneinheit, bezogen auf ganz Süddeutschland. Offensichtlich sind die Entstehungsbedingungen für starke Gewitter mit großer Blitzaktivität in dieser Region besonders günstig bei Wetterlagen mit schwacher Luftbewegung in der unteren Troposphäre. Anhand der aus Radarabgeleiteten Niederschlagssummen (Abb. 5.25a) erkennt man auch in den Nordvogesen vermehrte Niederschläge bei starker Konvektion und schwacher Luftbewegung. Von Bodenstationen dieser Gegend liegen aus dem Beobachtungszeitraum jedoch noch keine Niederschlagsdaten vor; auch Finke und Hauf (1998) haben diesen Bereich nicht mehr erfaßt.

Bei der Analyse der Niederschlagssummen im Hinblick auf die Anströmungsrichtung konnte, wie bereits erwähnt, nicht nur ein Einfluß der Orographie im Beobachtungsgebiet auf die dort auftretende Niederschlagsverteilung nachgewiesen werden, sondern auch weit entfernt liegenden Gebirge führten zu charakteristischen Niederschlagsmustern. Im Hinblick auf den Niederschlagstyp ergaben sich wesentliche Unterschiede in den Verteilungen stratiformer und konvektiver Niederschläge bei Anströmungen aus südwestlichen bis westlichen Richtungen. Bei schwachem Wind treten stark konvektive Niederschläge vorwiegend in einem Gebiet östlich des Schwarzwaldes auf, das auch durch eine erhöhte Dichte von Blitzen charakterisiert ist.

sich südlich davon zwischen dem südlichen Gebiet starker Konvektionstätigkeit erwähnte Verlagerung der Zone hoher Niederschlagssummen im Bereich des Schwarzwaldes bei stark konvektiven Niederschlägen nach Osten.

r Niederschläge bei schwacher Luftbewegung (Raum) fanden Finke und Hauf (1998) auch die größte Zahl von Blitzen. Offensichtlich sind die Entstehungsbedingungen in dieser Region besonders günstig bei Wetterlagen mit schwacher Luftbewegung in der unteren Troposphäre.

ssummen (Abb. 5.25a) erkennt man auch in den Nordvogesen vermehrte Niederschläge bei starker Konvektion und schwacher Luftbewegung. Von Bodenstationen dieser Gegend liegen aus dem Beobachtungszeitraum jedoch noch keine Niederschlagsdaten vor; auch Finke und Hauf (1998) haben diesen Bereich nicht mehr erfaßt.

auf die Anströmungsrichtung konnte, wie bereits erwähnt, nicht nur ein Einfluß der Orographie im Beobachtungsgebiet auf die dort auftretende Niederschlagsverteilung nachgewiesen werden, sondern auch weit entfernt liegenden Gebirge führten zu charakteristischen Niederschlagsmustern. Im Hinblick auf den Niederschlagstyp ergaben sich wesentliche Unterschiede in den Verteilungen stratiformer und konvektiver Niederschläge bei Anströmungen aus südwestlichen bis westlichen Richtungen. Bei schwachem Wind treten stark konvektive Niederschläge vorwiegend in einem Gebiet östlich des Schwarzwaldes auf, das auch durch eine erhöhte Dichte von Blitzen charakterisiert ist.

### 5.3 Zugbahnen starker Gewitterzellen

Wie im vorigen Abschnitt gezeigt wurde, hat die Orographie entscheidenden Einfluß auf die Niederschlagsverteilung in diesem Gebiet. Das gilt sowohl für stratiforme als auch für konvektive Niederschläge, wobei hier erhebliche Unterschiede beobachtet werden können. Der Einfluß der Orographie läßt sich aber nicht nur anhand von Verteilungen der Niederschlagssummen herausstellen, sondern auch bei der Analyse von Zugbahnen starker konvektiver Niederschlagszellen lassen sich oft bevorzugte Gebiete finden. Auch diesbezüglich sollen die mit dem Radar im Zeitraum Januar 1996 bis April 1998 aufgenommenen Daten des Radars analysiert werden.

Um anhand von mit einem Niederschlagsradar gemessenen Reflektivitätsdaten Gebiete mit bevorzugtem Auftreten starker konvektiver Zellen zu finden, benutzt man meist Algorithmen, mit denen einzelne Zellen verfolgt werden können (im Englischen 'cell tracking' genannt; vgl. z. B. Li et al., 1995). In einem dreidimensionalen Datensatz der Reflektivität werden lokale Maxima identifiziert und gesucht. Durch Korrelationsanalysen mit den Reflektivitätsfeldern vorhergehender bzw. nachfolgender Datensätze erhält man Verlagerungsvektoren für die gefundenen konvektiven Zellen. Die Maximalwerte der Reflektivität von solchen konvektiven Zellen erlaubt auch die Festlegung, ob es sich um starke oder weniger starke Zellen handelt. Anhand von Untersuchungen vieler Fälle mit konvektiven Niederschläufen lassen sich dann auch bevorzugte Gebiete mit häufigen Zugbahnen starker Konvektionszellen finden.

graphie in der Umgebung des Oberrheins in diesem Gebiet. Das gilt sowohl für stratiforme als auch für konvektive Niederschläge, wobei hier erhebliche Unterschiede beobachtet werden können. Der Einfluß der Orographie läßt sich aber nicht nur anhand von Verteilungen der Niederschlagssummen herausstellen, sondern auch bei der Analyse von Zugbahnen starker konvektiver Niederschlagszellen lassen sich oft bevorzugte Gebiete finden. Auch diesbezüglich sollen die mit dem Radar im Zeitraum Januar 1996 bis April 1998 aufgenommenen Daten des Radars analysiert werden.

en Reflektivitätsdaten Gebiete mit bevorzugtem Auftreten starker konvektiver Zellen zu finden, benutzt man meist Algorithmen, mit denen einzelne Zellen verfolgt werden können (im Englischen 'cell tracking' genannt; vgl. z. B. Li et al., 1995). In einem dreidimensionalen Datensatz der Reflektivität werden lokale Maxima identifiziert und gesucht. Durch Korrelationsanalysen mit den Reflektivitätsfeldern vorhergehender bzw. nachfolgender Datensätze erhält man Verlagerungsvektoren für die gefundenen konvektiven Zellen. Die Maximalwerte der Reflektivität von solchen konvektiven Zellen erlaubt auch die Festlegung, ob es sich um starke oder weniger starke Zellen handelt. Anhand von Untersuchungen vieler Fälle mit konvektiven Niederschläufen lassen sich dann auch bevorzugte Gebiete mit häufigen Zugbahnen starker Konvektionszellen finden.

Bei der Analyse von Zugbahnen konvektiver Zellen an aufeinanderfolgenden Datensätzen muß man allerdings einige Dinge beachten. Man muß sich vom Zeitpunkt einer Aufnahme bis zur nächsten Aufnahme verfolgen, ob sich eine Zelle aufgelöst hat und eine neue entstanden ist, oder ob eine Zelle sich einfach nur verschoben hat. Probleme können auch bei der Teilung oder Vereinigung von Zellen entstehen, die zuweilen eine ähnliche zeitliche Entwicklung wie neu entstehende bzw. sich auflösende Zellen zeigen. Die Anwendung von Algorithmen, die auf diese Zusammenhänge auf die Radardaten mehrerer Jahre erfordern, ist außerordentlich

schwierig. Wenn eine Zelle aufgelöst wird und in der Nähe eine neue entsteht, kann dies eine Verlagerung der Niederschlagszelle sein. Die Teilung oder Vereinigung von Zellen kann die Entwicklung der Reflektivitätsfelder beeinflussen. In der Nähe einer sich verlagernden Zelle können Zugbahnen von Zellenermittlern, die sehr viel Rechenzeit

Für die vorliegende Arbeit wurde zur Analyse der Daten des Beobachtungsgebiets für den Zeitraum Januar 1996 bis April 1998 ein anderer Weg gewählt, der erheblich weniger Rechenzeit benötigt. Es werden für jede Datenaufnahme die Gebiete markiert, in denen zu diesem Zeitpunkt eine hinreichend große Reflektivität über eine gewisse Höhengrenze überschritten wurde (z.B. DBZ > 55). Als relevant für dieses Kriterium wurden dabei diejenigen Gebiete markiert, in denen auch die flächenhaften Niederschlagsintensitäten berechnet werden (vgl. Kap. 3). Eine starke konvektive Zelle hinterläßt, wenn man die Daten eines längeren Zeitraums zusammenfaßt, in dieser Art eine Markierung aller Gebiete, in denen der Grenzwert überschritten wurde.

Man kann die Gebiete, in denen ein bestimmter Reflektivitätswert überschritten wurde, für einen sehr langen Zeitraum zusammenfaßt, so kann nicht mehr analysiert werden. Man erhält aber eine flächenhafte Darstellung aller Gebiete, die während des betrachteten Zeitraums mindestens einmal von einer starken konvektiven Zelle bedeckt waren. Eine solche Darstellung wird in Abb. 5.26 gezeig

Wenn man die Gebiete, in denen ein bestimmter Reflektivitätswert überschritten wurde, für einen sehr langen Zeitraum zusammenfaßt, so kann nicht mehr analysiert werden. Man erhält aber eine flächenhafte Darstellung aller Gebiete, die während des betrachteten Zeitraums mindestens einmal von einer starken konvektiven Zelle bedeckt waren. Eine solche Darstellung wird in Abb. 5.26 gezeig

Man kann die Gebiete, in denen ein bestimmter Reflektivitätswert überschritten wurde, für einen sehr langen Zeitraum zusammenfaßt, so kann nicht mehr analysiert werden. Man erhält aber eine flächenhafte Darstellung aller Gebiete, die während des betrachteten Zeitraums mindestens einmal von einer starken konvektiven Zelle bedeckt waren. Eine solche Darstellung wird in Abb. 5.26 gezeig

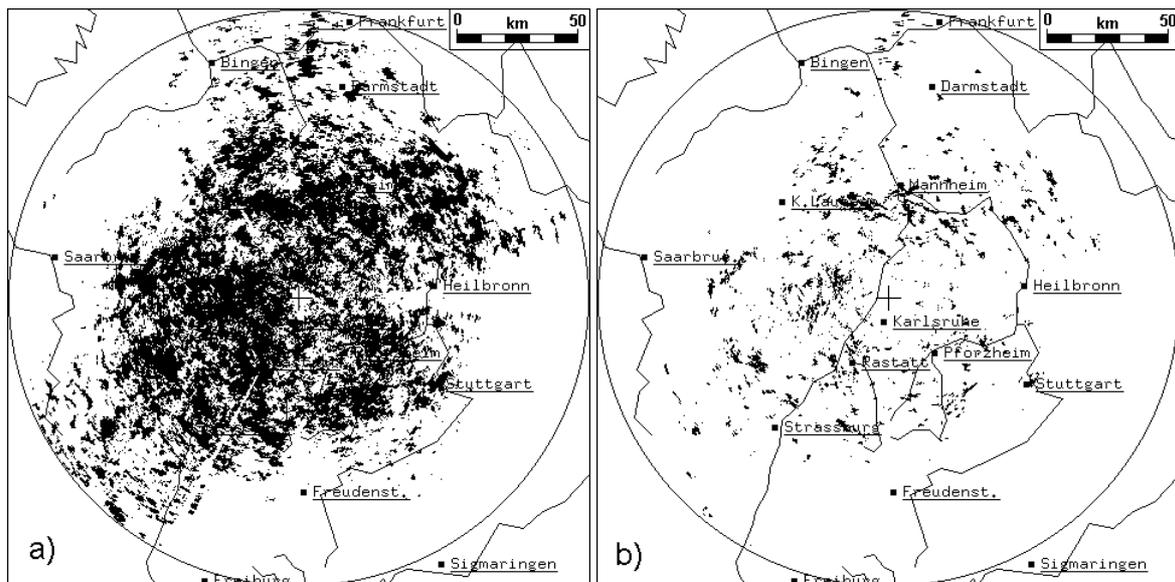


Abb. 5.26: Gebiete, in denen im Zeitraum Januar 1996 bis April 1998 die Reflektivität in einer geländefolgenden Schicht von 1,5 km Höhe über Grund mindestens einmal 55 dB übertraf.

1998 die Reflektivität in einer geländefolgenden Schicht von 1,5 km Höhe über Grund mindestens einmal 60 dB übertraf.

Man erkennt in der ersten Darstellung (Abb. 5.26a) des Radarstrahls an orographischen Hindernissen, da Gebieten in 1,5 km Höhe über Grund nur vereinzelt Radar wurden. Auch im Hinblick auf bevorzugte Zugbahnen dieser Darstellung keinen Aufschluß, da im durch Hindernis Umgebung des Radars während des Beobachtungszeitraums einmal von Zellen einer Reflektivität über 55 dB<sub>Z</sub> bedeckt waren. Sehr starke konvektive Zellen mit Reflektivitäten über 60 dB<sub>Z</sub> sind im Beobachtungszeitraum dagegen in einigen Gebieten bevorzugt aufgetreten, wie Abb. 5.26b zeigt. Es handelt sich hierbei um einen Streifen von etwa Kaiserslautern quer durch den Oberrheingraben westlich des Radars (ebenfalls im Oberrheingraben), die Region um Rastatt sowie ein Gebiet nördlich von Straßburg, das auch im Oberrheingraben liegt. Offensichtlich bietet die in den Sommermonaten häufig im Oberrheingraben anzutreffende feucht warme Luft günstige Bedingungen für die Auslösung sehr starker Konvektion.

hauptsächlich die Effekte der Abschattung nämlich in weit vom Radar entfernten Reflektivitätswerte über 55 dB<sub>Z</sub> gemessener starker konvektiver Zellen gibt diesen ungestörten Bereich in der näheren Umgebung des Radars während des Beobachtungszeitraums nahezu alle Gebiete mindestens einmal von Zellen einer Reflektivität über 55 dB<sub>Z</sub> bedeckt waren. Sehr starke konvektive Zellen mit Reflektivitäten über 60 dB<sub>Z</sub> sind im Beobachtungszeitraum dagegen in einigen Gebieten bevorzugt aufgetreten, wie Abb. 5.26b zeigt. Es handelt sich hierbei um einen Streifen von etwa Kaiserslautern quer durch den Oberrheingraben westlich des Radars (ebenfalls im Oberrheingraben), die Region um Rastatt sowie ein Gebiet nördlich von Straßburg, das auch im Oberrheingraben liegt. Offensichtlich bietet die in den Sommermonaten häufig im Oberrheingraben anzutreffende feucht warme Luft günstige Bedingungen für die Auslösung sehr starker Konvektion.

Beschränkt man sich auf das Auftreten starker konvektiver Zellen bei einer Anströmung aus südwestlicher bis westlicher Richtung, deren Gebiet ein etwas anderes Bild als im Falle aller starker konvektiver Zellen. Man erkennt, daß besonders viele starke konvektive Zellen (mit Reflektivitäten über 55 dB<sub>Z</sub>, Abb. 5.27a) in einem breiten Streifen vom südlichen Pfälzerwald bzw. der Kraichgau und zum südlichen Odenwald gezoomt im Raum zwischen Pforzheim und Stuttgart nördlich von Mannheim und bei Straßburg. In den meisten Fällen bei der betrachteten Anströmungsrichtung (vgl. Abb. 5.24). Dies schon erwähnte durch eine Konvergenzzone beim Zusammenstoß mit solchen aus der Zaberner Senke, werden Niederschlagsysteme entwickeln, wird auch die Gebiete sehr starker konvektiver Zellen (über 60 dB<sub>Z</sub>, Abb. 5.27b) konzentrieren sich bei südwestlicher bis westlicher Anströmung auf die Region westlich von Karlsruhe und bei

Man erkennt, daß besonders viele starke konvektive Zellen (mit Reflektivitäten über 55 dB<sub>Z</sub>, Abb. 5.27a) in einem breiten Streifen vom südlichen Pfälzerwald bzw. der Kraichgau und zum südlichen Odenwald gezoomt im Raum zwischen Pforzheim und Stuttgart nördlich von Mannheim und bei Straßburg. In den meisten Fällen bei der betrachteten Anströmungsrichtung (vgl. Abb. 5.24). Dies schon erwähnte durch eine Konvergenzzone beim Zusammenstoß mit solchen aus der Zaberner Senke, werden Niederschlagsysteme entwickeln, wird auch die Gebiete sehr starker konvektiver Zellen (über 60 dB<sub>Z</sub>, Abb. 5.27b) konzentrieren sich bei südwestlicher bis westlicher Anströmung auf die Region westlich von Karlsruhe und bei

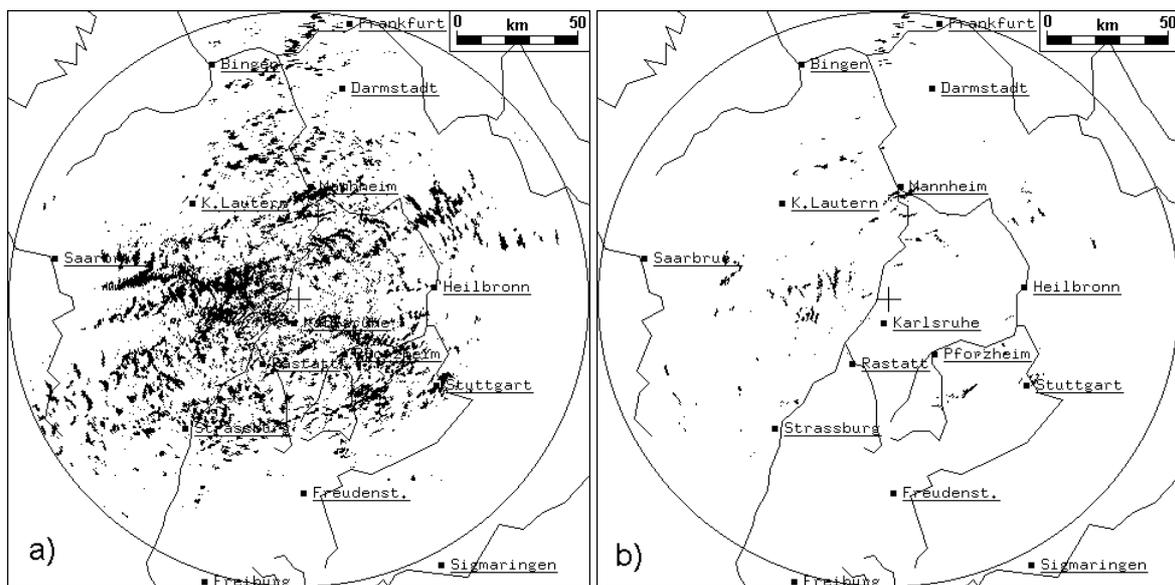


Abb. 5.27: Wie Abb. 5.26, jedoch nur Anströmungen aus südwestlicher bis westlicher Richtung.

Somit konnte einerseits durch Analyse der Regionen von Zellen, andererseits anhand der zuvor gezeigten Schläge belegt werden, daß vor allem im mittleren O des Nordschwarzwaldes bei entsprechend labiler Schicht zu rechnen ist. Diese Feststellung, die durch Registrierung im wesentlichen aus der Analyse der Radardate Auflösung zur Verfügung stehen und neben der Intensitätstypszulassen. Da es sich beim IMK-Radarum anhand der Daten auch die Anströmungsrichtungen mit den vorgenommenen Analysen unumgänglich ist.

mithäufig auftretenden starken konvektiven Summenverteilungen konvektiver Niederberrheingraben und in einem Gebiet östlich der Konvektion vermehrt mit starker Konvektiontrierungen von Blitzen erhärtet wird, resultieren, die in großer räumlicher und zeitlicher Intensität auch die Bestimmung des Niederwindopplerfähiges Geräthandelt, konnte gelt werden, deren Berücksichtigung bei

## 6 Analyse besonderer Einzelfälle

Die von einem Dopplerradar aufgezeichneten Daten bieten konvektiver Niederschläge anhand von Niederschlagsereignissen, die in dem im vorangegangenen Kapitel behandelten Bereich des Oberrheingrabens beobachtet wurden. In diesem Kapitel werden die Ergebnisse dieser Untersuchungen vorgestellt. Dabei werden zwei Fallstudien behandelt, bei denen die Entwicklung dieser Systeme im Hinblick auf die synoptische Situation analysiert wird. Eine weitere Untersuchung, die die Entstehungsbedingungen dieses Tornados in der mittleren Oberrheingrabenregion erläutert, wird ebenfalls vorgestellt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden im Folgenden näher analysiert.

Im Verlauf der letzten Jahre wurden mehrere konvektive Niederschlagsereignisse eingehend untersucht. In diesem Kapitel werden die Ergebnisse dieser Untersuchungen vorgestellt. Zunächst werden zwei Fallstudien behandelt, bei denen die Entwicklung dieser Systeme im Hinblick auf die synoptische Situation analysiert wird. Eine weitere Untersuchung, die die Entstehungsbedingungen dieses Tornados in der mittleren Oberrheingrabenregion erläutert, wird ebenfalls vorgestellt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden im Folgenden näher analysiert.

Die von einem Dopplerradar aufgezeichneten Daten bieten die Möglichkeit, bevorzugte Geländestellen zu identifizieren. Im vorangegangenen Kapitel wurden zahlreiche Ergebnisse dieser Untersuchungen gezeigt. Dabei werden zwei Fallstudien behandelt, bei denen die Entwicklung dieser Systeme im Hinblick auf die synoptische Situation analysiert wird. Eine weitere Untersuchung, die die Entstehungsbedingungen dieses Tornados in der mittleren Oberrheingrabenregion erläutert, wird ebenfalls vorgestellt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden im Folgenden näher analysiert.

Die von einem Dopplerradar aufgezeichneten Daten bieten die Möglichkeit, bevorzugte Geländestellen zu identifizieren. Im vorangegangenen Kapitel wurden zahlreiche Ergebnisse dieser Untersuchungen gezeigt. Dabei werden zwei Fallstudien behandelt, bei denen die Entwicklung dieser Systeme im Hinblick auf die synoptische Situation analysiert wird. Eine weitere Untersuchung, die die Entstehungsbedingungen dieses Tornados in der mittleren Oberrheingrabenregion erläutert, wird ebenfalls vorgestellt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden im Folgenden näher analysiert.

### 6.1 Die Zellteilung vom 22.7.1995 und vom 17.

5.1996

Bei hinreichend labiler Atmosphäre kann, ausgelöst durch Überhitzung bodennaher Luftschichten, eine hochreichende konvektive Bewölkung mit einer starken Aufwindgeschwindigkeit entstehen. Wenn diese Prozesse bei Zunahme der Höhe stattfinden, so kann sich in dem Aufwindbereich ein Wirbelpaar bilden, das schließlich zwei getrennte Aufwind-Niederschlagszellen bilden kann. Solche Ereignisse wurden in den zurückliegenden Jahren mehrfach mit dem Dopplerradar beobachtet. Zwei Ereignisse sollen im Folgenden näher analysiert werden.

durch Überhitzung bodennaher Luftschichten, eine hochreichende konvektive Bewölkung mit einer starken Aufwindgeschwindigkeit entstehen. Wenn diese Prozesse bei Zunahme der Höhe stattfinden, so kann sich in dem Aufwindbereich ein Wirbelpaar bilden, das schließlich zwei getrennte Aufwind-Niederschlagszellen bilden kann. Solche Ereignisse wurden in den zurückliegenden Jahren mehrfach mit dem Dopplerradar beobachtet. Zwei Ereignisse sollen im Folgenden näher analysiert werden.

Am 22. Juli 1995 lag Südwestdeutschland auf der Vorderseite einer Kaltfront eines nordeuropäischen Tiefs. Zunächst wurde in der unteren Troposphäre feucht-warme Mittelmeerluft in den südlichen Raum transportiert. Durch intensive Sonneneinstrahlung erwärmte sich die Luft teilweise über 35°C. Abb. 6.1 zeigt das Temperatur-

und Taupunktsprofil des Stuttgarter Raumes. Die Luft wurde in der unteren Troposphäre feucht-warme Mittelmeerluft in den südlichen Raum transportiert. Durch intensive Sonneneinstrahlung erwärmte sich die Luft teilweise über 35°C. Abb. 6.1 zeigt das Temperatur-

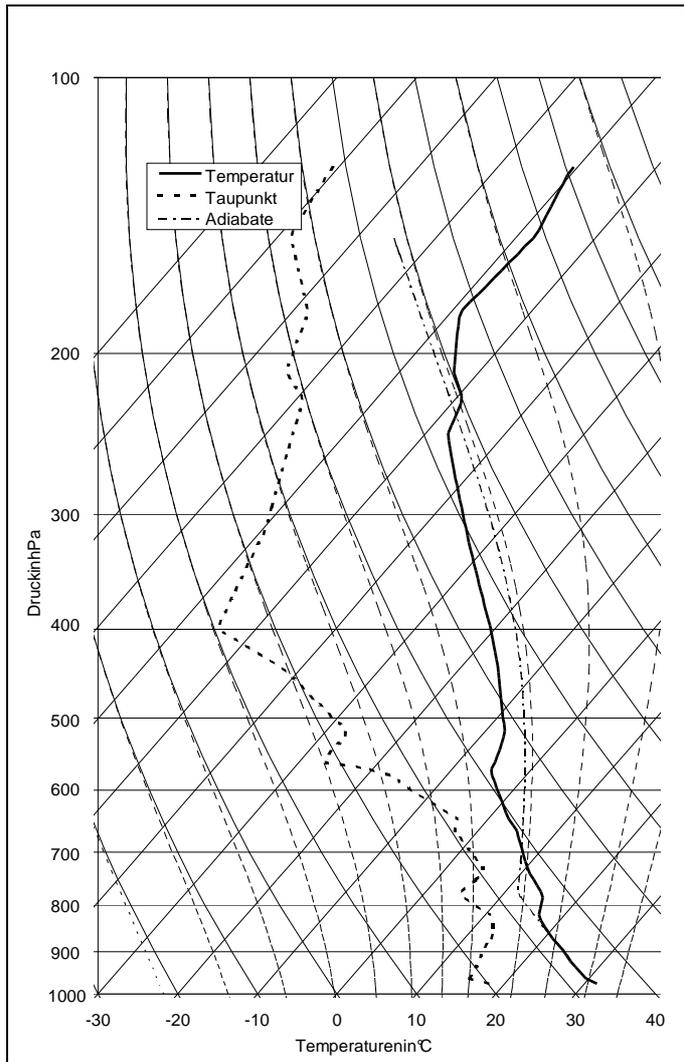


Abb. 6.1: Temperatur- und Taupunktprofil des Stuttgarter Radiosondenaufstiegs vom 22. 7. 1995 um 14:00 Uhr MESZ. Die gestrichelte Linie kennzeichnet den thermodynamischen Zustand eines zunächst trocken-, dann feuchtadiabatisch aufsteigenden bodennahen Luftpakets.

diasondenaufstiegs von 14:00 Uhr MESZ. Aus diesen D (CAPE, vgl. Gl.(2.1)) von 770J/kg, welche die Mög deutet. Allerdings erkennt man in der Grafik, daß e gendsschwache Inversion im Stuttgarter Raum zu die chende Konvektion zuließ.

aten resultiert eine Auftriebsenergie lichkeit mäßig starker Konvektion an- lie in etwa 2km Höhe (bei 800hPa) lie- sem Zeitpunkt noch keine freie hochrei-

Mit Annäherung eines Trog in der mittleren und ob verstärkt Hebungsprozesse ausgelöst. Zum Zeitpunkt hattensichdaher westlich von Karlsruhe bereit sei waramöstlichen Abhang vom Pfälzerwald in die Ober Uhr MESZ erstmals in den Reflektivitätsdaten des Do nächst sehr langsam (mit etwa 4m/s) nordostwärts. konvektive Zelle. Eine der beiden neuen Zellen zog gena nach Norden und zerfiel nach etwa einer weite lich schneller, nämlich mit etwa 12m/s ostwärts un lauf führte sie im Heidelberger Raum zu großen Schä Korngrößen bis zu 5cm beobachtet wurden. Die Gewit Odenwald und zerfiel etwa zwei Stunden nach der Zel

eren Troposphäre aus Westen wurden des Stuttgarter Radiosondenaufstiegs nzelne Gewitter gebildet. Eine Gewitterzelle rheinebene entstanden und ist um 12:24 pplerradars zu erkennen. Sie zog zu- Nach etwa einer Stunde teilte sich diese mit etwa 6m/s unter Abschwächung fast ren Stunde. Die andere Zelle zog wesent- d intensivierte sich noch. Im weiteren Ver- den durch starken Hagelschlag, wobei terzelle zog weiter ostwärts in den lteilung.



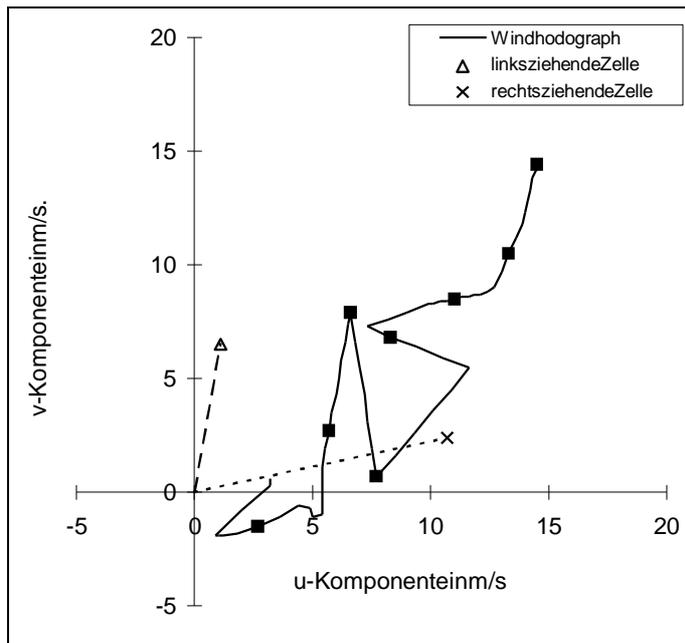


Abb. 6.3: Hodogramm vom 22.7. 1995 um 14 Uhr MESZ. Dies schwarzen Punkte markieren die Höhe über Grund in Abständen von 1 km (bis 8 km Höhe). Die mittleren Verlagerungsvektoren der beiden Zellen nach der Teilung sind ebenfalls eingezeichnet.

mit Teilungen konvektiver Zellen konnten auch von numerischen Modellensimuliert werden (z. B. Weisman und Bezüglich der Stärke der erneuten stehenden Zellen und Verlagerungsvektoren vom Hodographen des Windes (vgl. Abb. 6.3) ergeben sich aber Unterschiede: Der Abstand des Verlagerungsvektors der nach links ziehenden Zelle vom Windhodographen ist größer als bei der rechts ziehenden Zelle. Dies läßt erwarten, daß sich die links ziehende Zelle eher in intensiviert als die rechts ziehende (vgl. auch Kap. 2 sowie z. B. Weisman und Klemp, 1986). Genau die umgekehrte Entwicklung ist aber eingetreten: Die nach rechts über Heidelberg ziehen die konvektive Zelle sorgt für starken Harf, während die andere rasch zerfiel. Der Grund hierfür ist offensichtlich in den unterschiedlichen thermodynamischen Randbedingungen zu suchen: Während des im mittleren Oberrheingraben besonders warm und heiß war und dadurch die Ausbildung einer starken konvektiven Zelle ermöglicht wurde, verhinderten wahrscheinlich kühle Luftmassen am westlichen Rand des nördlichen Oberrheingraben, wo die andere Zelle durch

anderen Autoren beobachtet oder mit nur einem Abstand der entsprechenden Verlagerungsvektoren (vgl. Abb. 6.3) ergeben sich aber Unterschiede: Der Abstand des Verlagerungsvektors der nach links ziehenden Zelle vom Windhodographen ist größer als bei der rechts ziehenden Zelle. Dies läßt erwarten, daß sich die links ziehende Zelle eher in intensiviert als die rechts ziehende (vgl. auch Kap. 2 sowie z. B. Weisman und Klemp, 1986). Genau die umgekehrte Entwicklung ist aber eingetreten: Die nach rechts über Heidelberg ziehen die konvektive Zelle sorgt für starken Harf, während die andere rasch zerfiel. Der Grund hierfür ist offensichtlich in den unterschiedlichen thermodynamischen Randbedingungen zu suchen: Während des im mittleren Oberrheingraben besonders warm und heiß war und dadurch die Ausbildung einer starken konvektiven Zelle ermöglicht wurde, verhinderten wahrscheinlich kühle Luftmassen am westlichen Rand des nördlichen Oberrheingraben, wo die andere Zelle durch

rchzog, starke Konvektion.

Die mit dem Radar aufgezeichneten Daten der radialen Dopplergeschwindigkeit (diese Komponente wird hier auch abgekürzt als Dopplergeschwindigkeit bezeichnet) wurden ebenfalls analysiert. Dabei stellte sich heraus, daß innerhalb der beiden Zellen starke Windscherung herrscht. Innerhalb weniger Kilometer variiert die Dopplergeschwindigkeit bis zu 20 m/s. Die größten Werte der Windscherungen wurden in der rechts ziehenden Zelle, die starken Harf verursachte, beobachtet. Es konnten allerdings keine eindeutigen Rotationsmuster in den Daten der Dopplergeschwindigkeit gefunden werden. Dies bezüglich bleibt nur die Vermutung, daß die Teilung der konvektiven Zelle durch ein Wirbelpaar im Aufwindbereich der ursprünglichen Zelle ausgelöst wurde.

n Komponente der Windgeschwindigkeit (diese Komponente wird hier auch abgekürzt als Dopplergeschwindigkeit bezeichnet) wurden ebenfalls analysiert. Dabei stellte sich heraus, daß innerhalb der beiden Zellen starke Windscherung herrscht. Innerhalb weniger Kilometer variiert die Dopplergeschwindigkeit bis zu 20 m/s. Die größten Werte der Windscherungen wurden in der rechts ziehenden Zelle, die starken Harf verursachte, beobachtet. Es konnten allerdings keine eindeutigen Rotationsmuster in den Daten der Dopplergeschwindigkeit gefunden werden. Dies bezüglich bleibt nur die Vermutung, daß die Teilung der konvektiven Zelle durch ein Wirbelpaar im Aufwindbereich der ursprünglichen Zelle ausgelöst wurde.

Ein anderes Beispiel der Teilung von Gewitterzellen konnte mit dem Dopplerradar am 17. Mai 1996 beobachtet werden. An diesem Tag lag in der mittleren Troposphäre ein Trog über Westeuropa, auf dessen Vorderseite eine kräftige südwestliche Strömung herrschte. Am Boden bestand ein Tiefdruckgebiet über Nordwestdeutschland. Von diesem Tieferestreckte sich eine flache Tiefdruckrinne über Belgien nach Westfrankreich, so daß in Süddeutschland bodennah

konnte mit dem Dopplerradar am 17. Mai 1996 beobachtet werden. An diesem Tag lag in der mittleren Troposphäre ein Trog über Westeuropa, auf dessen Vorderseite eine kräftige südwestliche Strömung herrschte. Am Boden bestand ein Tiefdruckgebiet über Nordwestdeutschland. Von diesem Tieferestreckte sich eine flache Tiefdruckrinne über Belgien nach Westfrankreich, so daß in Süddeutschland bodennah

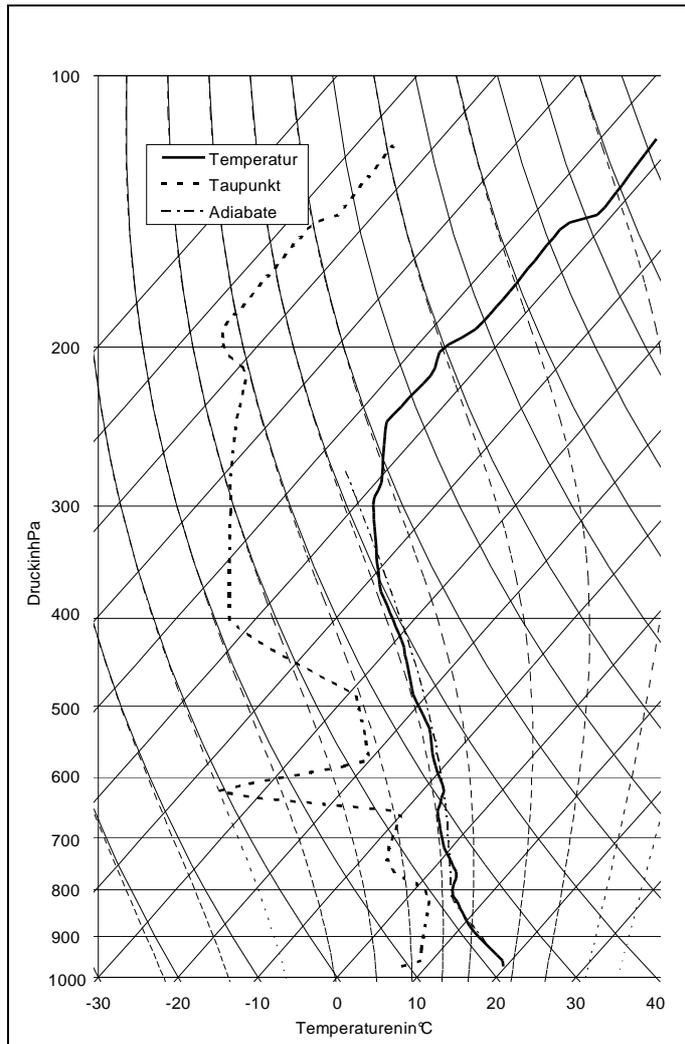


Abb. 6.4: Temperatur- und Taupunktsprofil des Stuttgarter Radiosondenaufstiegs vom 17.5.1996 um 14 Uhr MESZ. Die strichpunktierte Linie kennzeichnet den thermodynamischen Zustand eines zunächst trocken-, dann feuchtadiabatisch aufsteigenden bodennahen Luftpakets.

südöstliche bis südliche Winde vorherrschten. Inmitten der Zellenbildung und der Ausbreitung der Zellen nach Osten und Südosten. Bedingt durch die starke Sonneneinstrahlung konnte es zu einer Labilisierung der Atmosphäre führen. Dies ist ein Hinweis auf mäßig starke Konvektion. In den besonders am Nachmittag zahlreiche Schauer und

ttleren Oberrheingraben kam es durch kalten Winden.

sich die Luft bodennah rasch erwärmen, wie die Radiosondendaten des Stuttgarter Aufstiegs von 14 Uhr MESZ (dargestellt in Abb. 6.4) zeigen. Damit weist dies auf mäßig starke Konvektion hin. In den besonders am Nachmittag zahlreiche Schauer und Gewitter auf.

In Abb. 6.5, wo Reflektivitätsdaten gezeigt sind, die bei einem Elevationswinkel von  $2,0^\circ$  aufgenommen wurden, können Gewitterzellen anhand der dunklen Einfärbung erkannt werden. In Abb. 6.5a erkennt man eine starke Niederschlagszelle am rechten Bildrand, die sich im weiteren Verlauf nicht teilt. Eine Zelle befindet sich am unteren Bildrand südwestlich von Pforzheim. Minuten später ist diese Zelle nordostwärts gezogen. Nördlich von Pforzheim befindet sich die größere und intensivere Niederschlagszelle (großer Kreis); sie zieht etwas nach links gegenüber der rechts ziehenden Zelle. Zu diesem Zeitpunkt ist die rechts ziehende Zelle fast genau über Pforzheim (kleiner Kreis). Anhand der Abbildung 6.5

ie mit dem Radar zu verschiedenen Zeiten aufgenommen wurden, kann man einige der Schauer- und Gewitterzellen erkennen. Im ersten Bild von 16:24 MESZ erkennt man eine starke Niederschlagszelle nördlich von Heilbronn (am rechten Bildrand), die sich im weiteren Verlauf nicht teilt. Eine andere, wenn auch weniger starke Niederschlagszelle befindet sich südwestlich von Pforzheim (im Kreis in Abb. 6.5a). 24 Minuten später ist diese Zelle nordostwärts gezogen und hat sich bereits geteilt (Abb. 6.5b): Die größere und intensivere Niederschlagszelle (großer Kreis) zieht etwas nach links gegenüber der rechts ziehenden Zelle. Zu diesem Zeitpunkt ist die rechts ziehende Zelle fast genau über Pforzheim (kleiner Kreis). Anhand der Abbildung 6.5



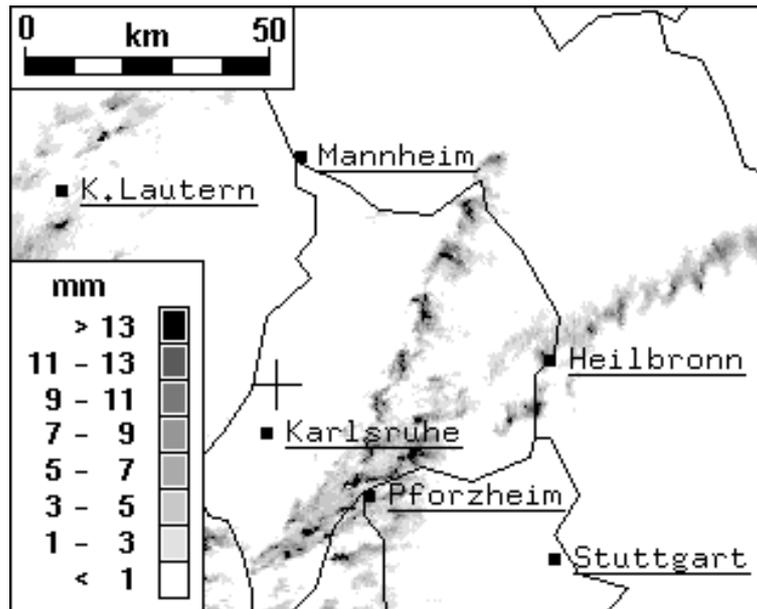


Abb.6.6: Niederschlagssummen vom 17.5.1996 aus dem Zeitraum 16:12 bis 18:12 MESZ, abgeleitet aus den Reflektivitätsdaten des Dopplerradars.

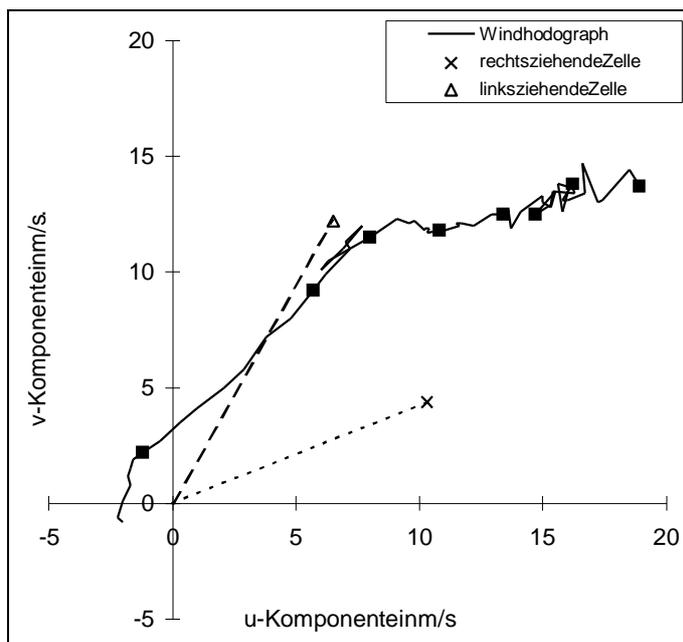


Abb.6.7: Hodogramm vom 17.5.1996 um 17 Uhr MESZ, abgeleitet aus den Daten des Dopplerradars. Die schwarzen Punkte markieren die Höhe über Grund in Abständen von 1 km (bis 8 km Höhe). Eingezeichnet sind auch die mittleren Verlagerungsvektoren der beiden Zellen nach der Teilung.

Abb.6.7 zeigt das Hodogramm des Horizontalwindes in verschiedenen Höhen, das aus den vom Dopplerradar gemessenen Geschwindigkeitsdaten ermittelt wurde. Man erkennt die schon erwähnte Zunahme und Drehung des Windes von Ost über Süd auf Südwest mit der Höhe. Eingezeichnet sind auch die Verlagerungsvektoren der beiden konvektiven Zellen nach der Teilung. Für die rechtsziehende Zelle liegt dieser Vektor relativ weit rechts vom Hodogrammen des Horizontalwindes. Vergleicht man diesen Zustand mit der in Abb.2.2b gezeigten typischen Situation für starke Superzellen-Gewitter, in der sowohl das Windhodogramm als auch der Verlagerungsvektor einen ähnlichen Verlauf aufweisen wie in dieser Fallstudie vom 17.5.1996, so liegt der Schluß nahe, daß sich die

rechtsziehende Zelle erheblich intensiviert hätte.

vieren sollen. Tatsächlich aber ist sie zunächst sehr schwach geblieben und hat erst nach etwa einer Stunde merklich an Intensität zugenommen. Für diese Entwicklung kann keine definitive Erklärung gefunden werden. Am wahrscheinlichsten ist, daß in die rechts ziehende Zelle zunächst bodennah relativ kühlere oder trockene Luftmassen geströmt sind. Die links ziehende Zelle hat sich dagegen unmittelbar nach der Teilung weiter intensiviert. Diese Entwicklung wurde offensichtlich durch feuchtere und wärmere Luftmassen im Kraichgau unterstützt.

Die beiden Fallstudien von Teilungen konvektiver Niederschlagszellen haben gezeigt, daß sich in Bezug auf die Verlagerungsvektoren der neu entstandenen Zellen relativ zum Hodographen des Horizontalwindes eine Situation einstellte, die für solche Phänomene üblich ist (z.B. Weisman und Klemp, 1986; vgl. auch Kap. 2). Die Intensität der neu entstandenen Zellen entwickelte sich jedoch anders, als der hydrodynamische Zustand vermuten ließe. Grund hierfür sind offensichtlich wesentliche Unterschiede beim thermodynamischen Antrieb der jeweiligen konvektiven Zellen.

### 6.2 Analyse des Tornados vom 9.9.1995

Zu den konvektiven Niederschlagssystemen, die große Schäden verursachen können, zählen die Superzellen-Gewitter (vgl. Kap. 2). Sie entwickeln eine interne quasistationäre Zirkulation, die durch einen rotierenden Aufwindschlauch und Zonen starker Abwinde mit intensiven Niederschlägen gekennzeichnet ist. Indem oft bis an die Tropopause und zuweilen über diese hinaus schießenden Aufwindschlauch können Hagelkörner immer wieder in große Höhen transportiert werden, so daß sie zuweilen beachtliche Größen erreichen. Im vorangegangenen Abschnit wurde die Entwicklung solcher Superzellen, die am 22.7.1995 bei Heidelberg starben, analysiert. Neben Hagelschäden können Superzellen-Gewitter auch Überschwemmungen und starke Windböen verursachen, die ebenfalls erhebliches Schadenpotential bieten.

Wenn sich die Rotation am Fuße des Aufwindschlauchs intensiviert, so kann sich ein starker kleinräumiger Wirbel aus der Wolke heraus bis zum Boden hin ausbilden, der aufgrund von Kondensationsprozessen als ein aus der Wolke heraus nach unten wachsender Schlauch sichtbar wird. Man spricht dann von einem Tornado (vgl. Kap. 2). Tornados treten besonders oft in den USA auf; und dort sind sie auch meist stärker als in Deutschland, wo man nach Untersuchungen von Fuchs (1981) und Dotzek et al. (1998) durchschnittlich mit zwei bis fünf Tornados pro Jahr rechnen.

Am 9. September 1995 wurde in Oberkirch-Nußbach am Ostrand des mittleren Oberrheingraben solches ein Tornado von mehreren Augenzeugen beobachtet. In dem betroffenen Obstbaugebiet wurden zahlreiche Apfel- und Zwetschgenbäume entwurzelt oder abgeknickt und teilweise bis zu 20 Meter weit geschleudert. Von einigen Nußbacher Häusern wurden Dachziegel geweht, wodurch es zu leichten Beschädigungen geparkter Fahrzeuge kam. Die Schneidringbreite betrug rund 50 Meter. Aus der Fallrichtung und der Ausdehnung der Schäden wurde die Entwicklung der Zelle rekonstruiert (DWD, 1995a). Um die Entstehungsbedingungen des Tornados und dessen Entwicklung zu untersuchen, wurde die synoptische Situation dieses Tages analysiert. Meßwerte des Dopplerradars und vom 200 Meter hohen meteorologischen Mast im Forschungszentrum wurden ebenso in die Analyse

einbezogen wie die Daten der Stuttgarter Radiosonde (Hansen et al., 1998).

Die Analyse der Wetterkarten vom 9. September 1995 zeigt, dass der Tag im Einflusssbereich eines Sturmtiefs über Nordeuropa lag, das aus einem tropischen Hurrikan hervorgegangen war. Auf der Südseite dieses Tiefs strömte bodennah relativ milde und feuchte Luft in den südwestdeutschen Raum. Abb. 6.8 zeigt einen Ausschnitt der Bodenwetterkarte von 2:00 Uhr MESZ (aus DWD, 1995b). In der mittleren Troposphäre zog ein Trog von West nach Ost über Süddeutschland hinweg. Aus der (nicht gezeigten) relativen Topographie 500/1000 hPa von 14:00 MESZ wird ersichtlich, dass das Kältezentrum des Trogs um diese Zeit etwa über dem

mittleren Oberrheingraben lag. Die Analyse der Bodenwetterkarte von 13:00 MESZ ergab, dass Südwestdeutschland in die Nähe eines Tiefs lag, das aus einem tropischen Hurrikan hervorgegangen war. Auf der Südseite dieses Tiefs strömte bodennah relativ milde und feuchte Luft in den südwestdeutschen Raum. Abb. 6.8 zeigt einen Ausschnitt der Bodenwetterkarte von 2:00 Uhr MESZ (aus DWD, 1995b). In der mittleren Troposphäre zog ein Trog von West nach Ost über Süddeutschland hinweg. Aus der (nicht gezeigten) relativen Topographie 500/1000 hPa von 14:00 MESZ wird ersichtlich, dass das Kältezentrum des Trogs um diese Zeit etwa über dem

Wenn man die Daten der Stuttgarter Radiosonde analysiert, erhält man nach Gl. 2.1 eine Auftriebsenergie (CAPE) von lediglich 70 J/kg, was nur auf geringe Labilität hindeutet. Für die Berechnung der CAPE sind aber besonders die untersten Schichten der Atmosphäre wichtig, und der Oberrheingraben liegt rund 200 Meter tiefer als die Wetterstation in Stuttgart. Ergänzt man daher die Radiosondendaten nach unten durch die Werte von Temperatur und Taupunkt, welche am 200 Meter hohen meteorologischen Messmast des Forschungszentrums Karlsruhe gemessen wurden, so liefert das resultierende Temperatur- und Taupunktprofil (dargestellt in Abb. 6.9) eine CAPE von etwa 440 J/kg und eine Obergrenze der freien Konvektion von rund 7 Kilometern Höhe. Daraus wird ersichtlich, dass

Wenn man die Daten der Stuttgarter Radiosonde analysiert, erhält man nach Gl. 2.1 eine Auftriebsenergie (CAPE) von lediglich 70 J/kg, was nur auf geringe Labilität hindeutet. Für die Berechnung der CAPE sind aber besonders die untersten Schichten der Atmosphäre wichtig, und der Oberrheingraben liegt rund 200 Meter tiefer als die Wetterstation in Stuttgart. Ergänzt man daher die Radiosondendaten nach unten durch die Werte von Temperatur und Taupunkt, welche am 200 Meter hohen meteorologischen Messmast des Forschungszentrums Karlsruhe gemessen wurden, so liefert das resultierende Temperatur- und Taupunktprofil (dargestellt in Abb. 6.9) eine CAPE von etwa 440 J/kg und eine Obergrenze der freien Konvektion von rund 7 Kilometern Höhe. Daraus wird ersichtlich, dass

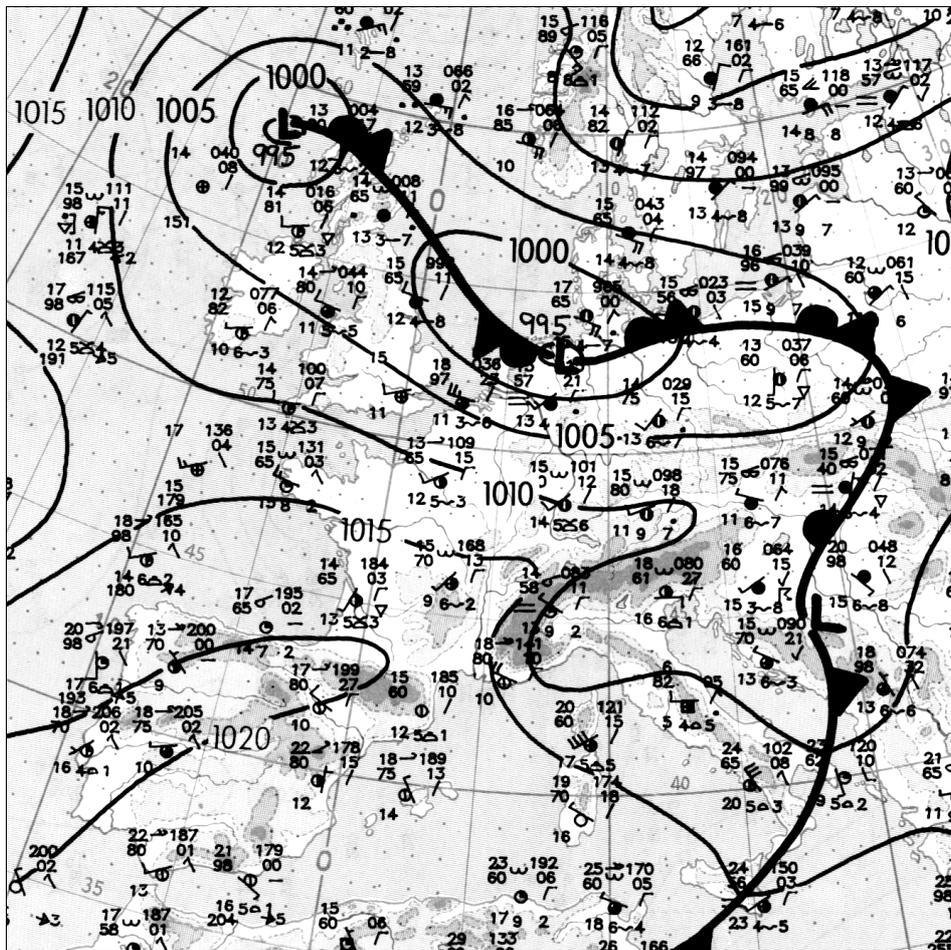


Abb. 6.8: Ausschnitt der Bodenanalysekarte vom 9.9.1995 um 2:00 Uhr MESZ (aus DWD, 1995b).

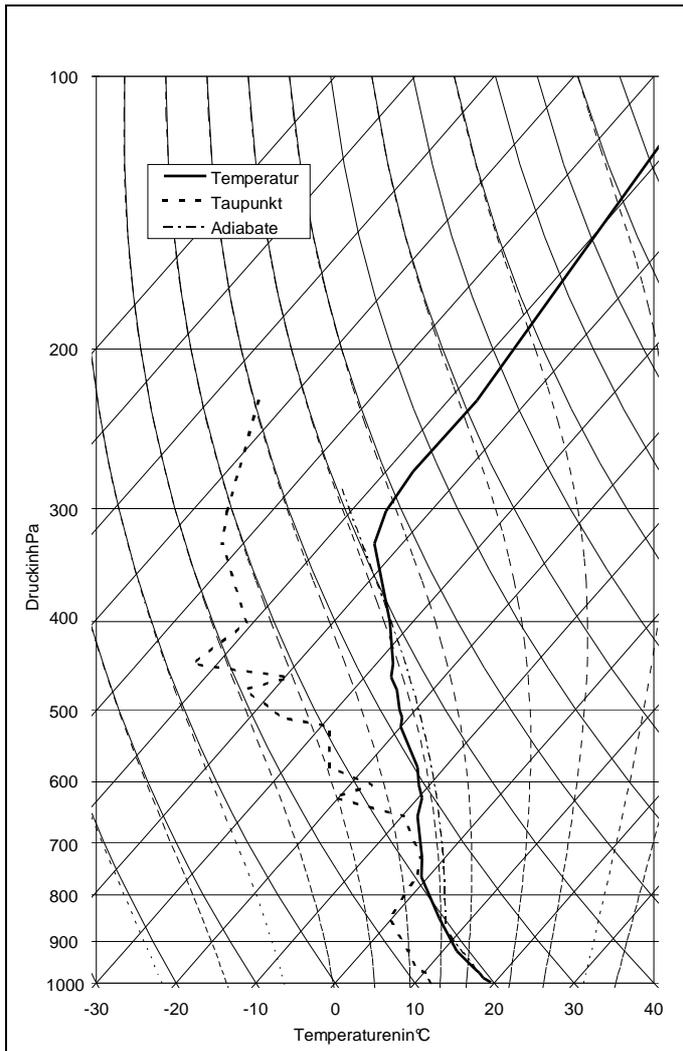


Abb. 6.9: Temperatur- und Taupunktprofil vom 9. 9. 1995 um 13:00 Uhr MESZ, abgeleitet aus Daten des Stuttgarter Radiosondaufstiegs und des 200 Meter hohen Masts des Forschungszentrums. Die strichpunktierte Linie kennzeichnet den thermodynamischen Zustand eines zunächst trocken-, dann feucht adiabatisch aufsteigenden bodennahen Luftpakets.

die Entstehungsbedingungen konvektiver Niederschlagssysteme im Oberrheingraben an diesem Tag besonders günstig waren.

Damit ein Superzellen-Gewitter entstehen kann, muß Windscherung vorhanden sein. Die Meßwerte des Stuttgarter Radiosondaufstiegs liefern in den untersten 200 m Mast ergänzt wurden. Hierbei zeigt sich eine Zunahme der Windscherung in den untersten drei Kilometern. Diese Scherung wird durch den Kanalisierungseffekt hervorgerufen (Adrian und Fiedler, 1991): Zwischen Schwarzwald und Vogesen strömt die Luft in Bodennähe meist aus südlicher bis südwestlicher Richtung, wenn in der freien Atmosphäre Westwinde herrschen. In Abb. 6.10 ist aus einer Verknüpfung der Winddaten des meteorologischen Radars (bis 3000 Meter Höhe) und der Radiosonde (3000 Meter Höhe) ergibt. Der Scherungsvektor dreht sich nach rechts mit zunehmender Höhe, und damit ergibt sich eine für die Ausbildung von Schauer- und Gewittersystemen mit eingelagerten, zyklonal rotierenden Mesosystemen typische Situation (vgl. Kap. 2). In Abb. 6.10 sind die Daten des Stuttgarter Aufstiegs ebenfalls eingezeichnet. Dort erkennt man ein linienartiges Hodogramm, das untypisch für

systeme im Oberrheingraben an diesem Tag besonders günstig waren.

neben großer Labilität auch eine starke Windscherung vorhanden sein. Die Meßwerte des Stuttgarter Radiosondaufstiegs liefern in den untersten 200 m Mast ergänzt wurden. Hierbei zeigt sich eine Zunahme der Windscherung in den untersten drei Kilometern. Diese Scherung wird durch den Kanalisierungseffekt hervorgerufen (Adrian und Fiedler, 1991): Zwischen Schwarzwald und Vogesen strömt die Luft in Bodennähe meist aus südlicher bis südwestlicher Richtung, wenn in der freien Atmosphäre Westwinde herrschen. In Abb. 6.10 ist aus einer Verknüpfung der Winddaten des meteorologischen Radars (bis 3000 Meter Höhe) und der Radiosonde (3000 Meter Höhe) ergibt. Der Scherungsvektor dreht sich nach rechts mit zunehmender Höhe, und damit ergibt sich eine für die Ausbildung von Schauer- und Gewittersystemen mit eingelagerten, zyklonal rotierenden Mesosystemen typische Situation (vgl. Kap. 2). In Abb. 6.10 sind die Daten des Stuttgarter Aufstiegs ebenfalls eingezeichnet. Dort erkennt man ein linienartiges Hodogramm, das untypisch für

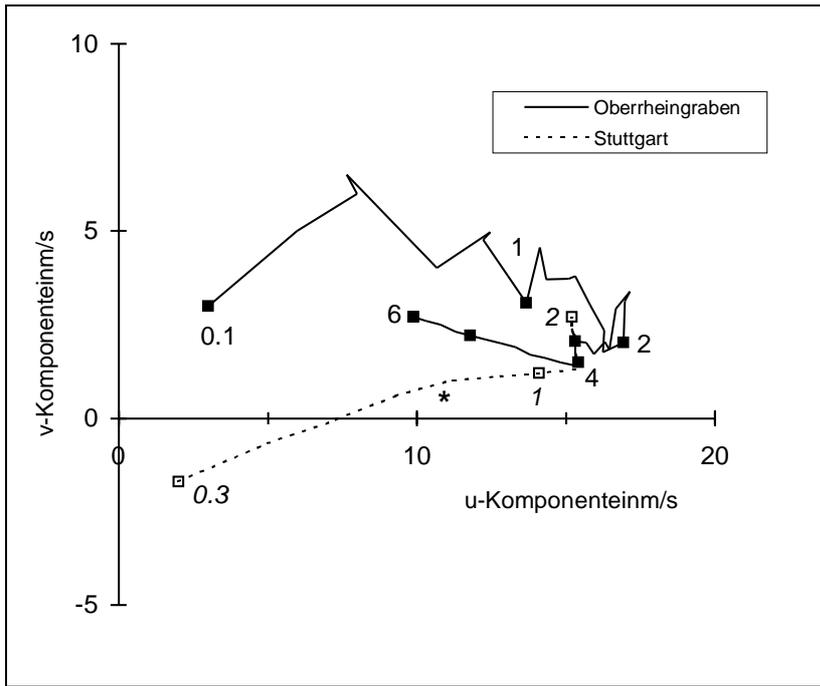


Abb. 6.10: Hodogramm der Winddaten für den Oberheingraben (durchgezogen) und den Stuttgarter Radiosondaufstieg (gestrichelt). Die Zahlen geben die Höhe in km an. Der Stern markiert den Verlagerungsvektor der Zelle.

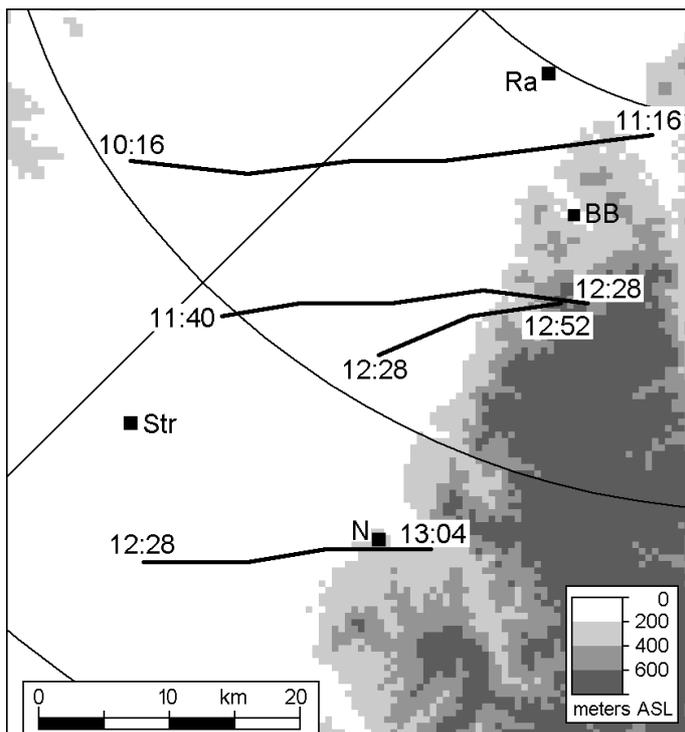


Abb. 6.11: Zugbahnen der vier in den Radardaten identifizierbaren Mesozyklonen vom 9.9.1995. Str = Straßburg, Ra = Rastatt, BB = Baden-Baden, N = Nußbach.

Unter dem Einfluß der labil geschichteten Luft bildete sich ein Schauer; vereinzelt wurden auch Gewitter beobachtet. Diese Systeme wurden mit dem Dopplerradar erfaßt. Bei ihnen konnte in den Daten der radialen Komponente der Windrotation ein Rotationsmuster gefunden werden. In Abb. 6.11 sind die Zugbahnen dieser vier Mesozyklonen eingetragen, wobei der jeweils erste und letzte Zeitpunkt ihrer Detektierbarkeit in den Radardaten angegeben ist. Aus der am weitesten im Süden durchgezogenen Zelle bildete sich um 12:55 Uhr MESZ der Tornado.

etensich in Südwestdeutschland zahlreiche konvektive Niederschlagsysteme. Zahlreiche konvektive Niederschlagsysteme bildeten sich. Insgesamt vier dieser Niederschlagsysteme bildeten sich. Die Zugbahnen dieser vier Mesozyklonen bildeten sich. Der Zeitpunkt ihrer Detektierbarkeit in den Radardaten wurde angegeben. Aus der am weitesten im Süden durchgezogenen Zelle bildete sich um 12:55 Uhr MESZ der Tornado.

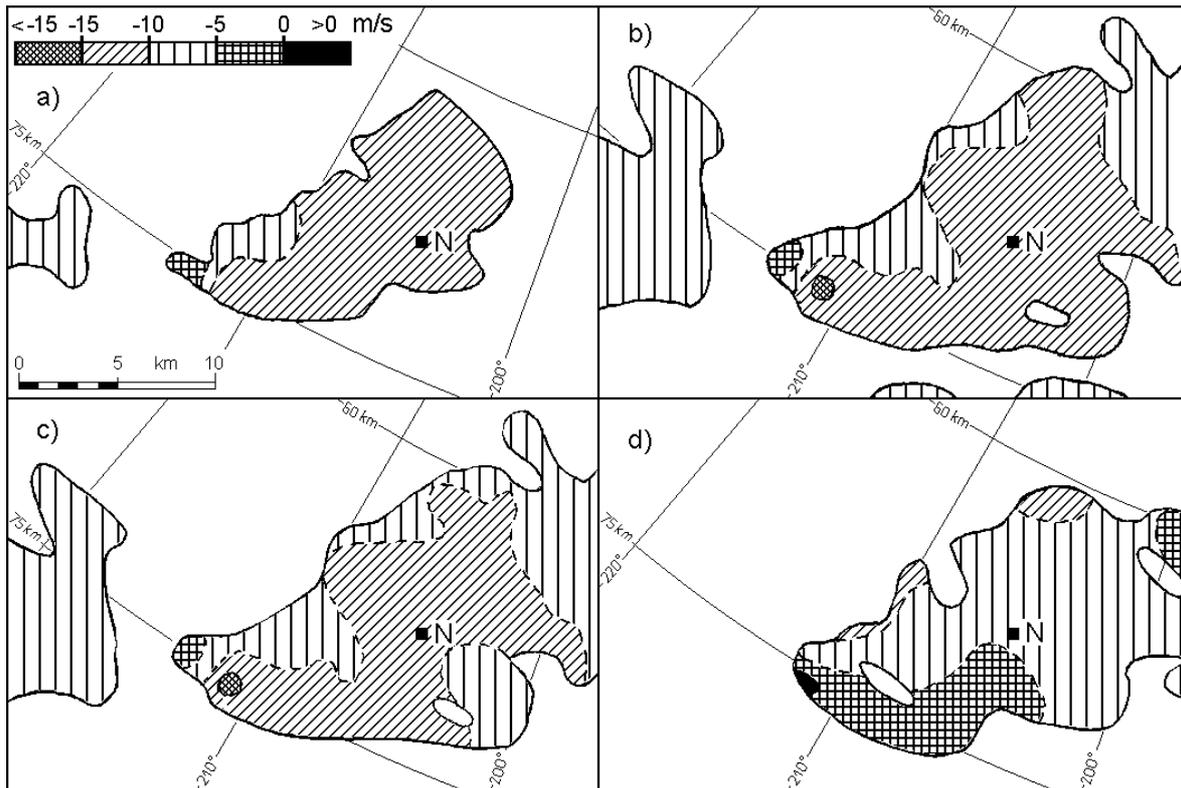


Abb. 6.12: Ausschnitte aus den Daten der Dopplergeschwindigkeit von 12:40 Uhr MESZ bei den Elevationen a)  $0,2^\circ$ , b)  $1,0^\circ$ , c)  $2,0^\circ$  und d)  $3,0^\circ$ . N = Nußbach. Eingezeichnet den Radarstandort mit 60 km und 75 km Radius. Nähere Erläuterungen sind auch in den Sektoren von Kreisenummer 1 im Text.

Eine Analyse der Dynamik in diesem System erlaubt die Darstellung der Dopplergeschwindigkeiten, d.h. der radialen Komponente der Windgeschwindigkeit. Dargestellt sind Ausschnitte dieser Daten bei den Elevationen des Radars von  $0,2^\circ$ ,  $1,0^\circ$ ,  $2,0^\circ$  und  $3,0^\circ$ . Dies entspricht Höhen von etwa 1000, 2000, 3100 bzw. 4300 M.ü.NN. Die großräumigen Windrichtungen und -geschwindigkeiten in diesen vgl. Abb. 6.10) ergeben in dem dargestellten Ausschnitt Dopplergeschwindigkeiten von etwa  $-10$  m/s, d.h. eine auf das Text-Signatur eines zyklonalen Wirbels ist in den un- durch paarweise angeordnete, etwa auf dem 75 km-Ent- fer und negativer Abweichungen der Dopplergeschwind- iger erkennen. Die Extrema der Abweichungen liegen ca. d- ihre Differenz beträgt rund 15 m/s. Daraus ergibt sich vertikale Mächtigkeit der Mesozyklone beträgt etwa sich rund 10 Kilometer westlich von Nußbach.

In Abb. 6.12d) (entsprechend einer Höhe von etwa 4300 Metern) ist diese Vortex-Signatur nicht mehr vorhanden. An derselben Position ist jedoch ein Divergenzmuster zu erkennen: Näher am Radar, d.h. in der Abbildung etwas oberhalb, auf das Radar zu als etwas weiter entfernt vom Radar, schichtendeutet auf einen Aufwind Schlauch innerhalb

in Abb. 6.12 gezeigte Darstellung der Dopplergeschwindigkeiten, d.h. der radialen Komponente der Windgeschwindigkeit. Dargestellt sind Ausschnitte dieser Daten bei den Elevationen des Radars von  $0,2^\circ$ ,  $1,0^\circ$ ,  $2,0^\circ$  und  $3,0^\circ$ . Dies entspricht Höhen von etwa 1000, 2000, 3100 bzw. 4300 M.ü.NN. Die großräumigen Windrichtungen und -geschwindigkeiten in diesen vgl. Abb. 6.10) ergeben in dem dargestellten Ausschnitt Dopplergeschwindigkeiten von etwa  $-10$  m/s, d.h. eine auf das Text-Signatur eines zyklonalen Wirbels ist in den un- durch paarweise angeordnete, etwa auf dem 75 km-Ent- fer und negativer Abweichungen der Dopplergeschwind- iger erkennen. Die Extrema der Abweichungen liegen ca. d- ihre Differenz beträgt rund 15 m/s. Daraus ergibt sich vertikale Mächtigkeit der Mesozyklone beträgt etwa sich rund 10 Kilometer westlich von Nußbach.

Abb. 6.13 zeigt denselben Bildausschnitt bei einer Höhe von etwa 2000 Metern, 12 Minuten später; d.h. Nußbach der Tornado beobachtet wurde. Die Vortex-Signatur ist immer noch zu erkennen, allerdings ist sie durch ein Konvergenzmuster überlagert: Der Bereich positiver Abweichung

in Abb. 6.12 gezeigte Darstellung der Dopplergeschwindigkeiten, d.h. der radialen Komponente der Windgeschwindigkeit. Dargestellt sind Ausschnitte dieser Daten bei den Elevationen des Radars von  $0,2^\circ$ ,  $1,0^\circ$ ,  $2,0^\circ$  und  $3,0^\circ$ . Dies entspricht Höhen von etwa 1000, 2000, 3100 bzw. 4300 M.ü.NN. Die großräumigen Windrichtungen und -geschwindigkeiten in diesen vgl. Abb. 6.10) ergeben in dem dargestellten Ausschnitt Dopplergeschwindigkeiten von etwa  $-10$  m/s, d.h. eine auf das Text-Signatur eines zyklonalen Wirbels ist in den un- durch paarweise angeordnete, etwa auf dem 75 km-Ent- fer und negativer Abweichungen der Dopplergeschwind- iger erkennen. Die Extrema der Abweichungen liegen ca. d- ihre Differenz beträgt rund 15 m/s. Daraus ergibt sich vertikale Mächtigkeit der Mesozyklone beträgt etwa sich rund 10 Kilometer westlich von Nußbach.

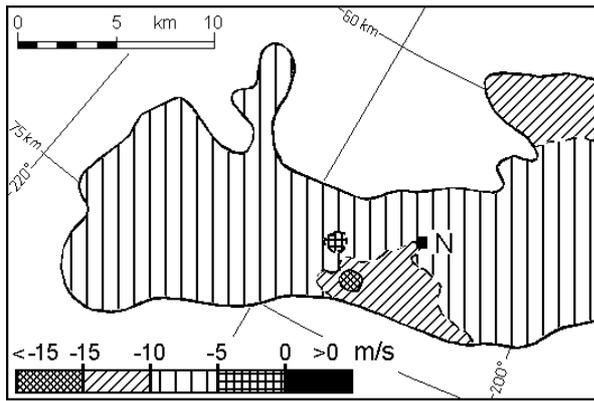


Abb. 6.13: Wie Abb. 6.12b, jedoch für 12:52 MESZ.

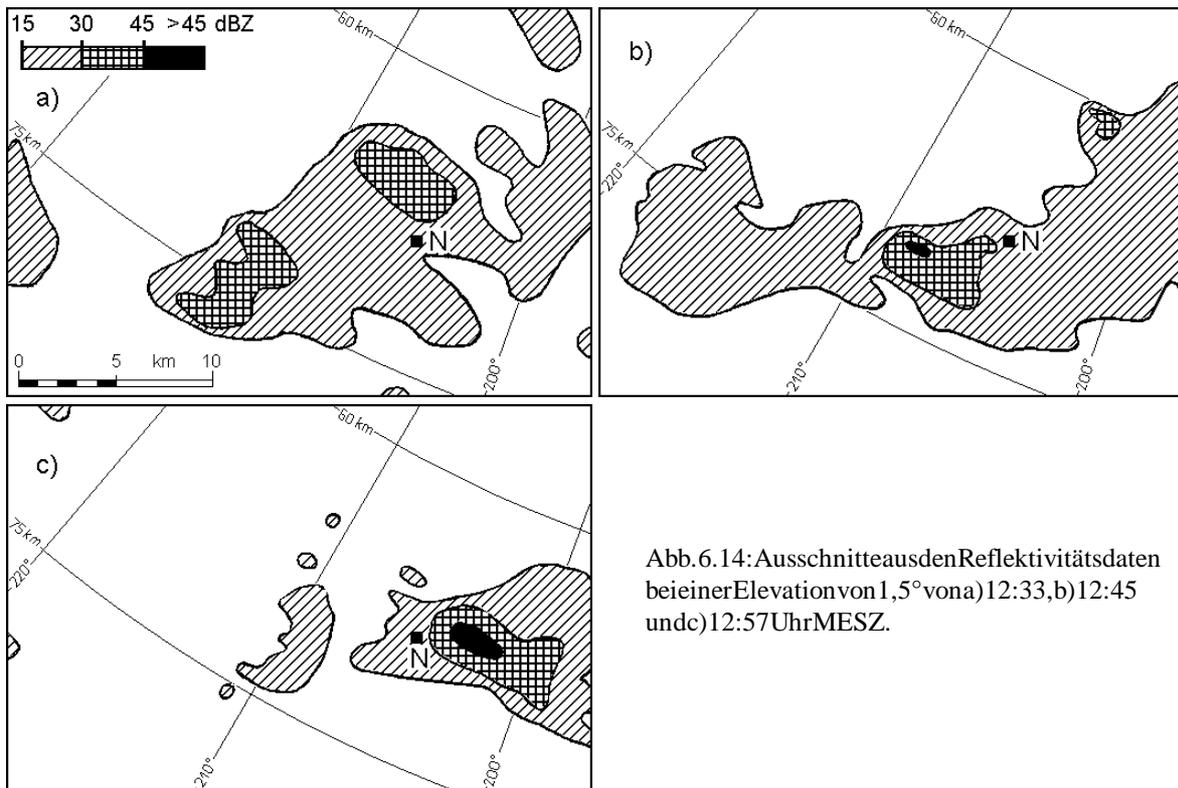


Abb. 6.14: Ausschnitte aus den Reflektivitätsdaten bei einer Elevation von  $1,5^\circ$  von a) 12:33, b) 12:45 und c) 12:57 Uhr MESZ.

der Dopplergeschwindigkeit liegt etwas näher beim Radar als der Bereich negativer Abweichung. Eine Konvergenz und die damit verbundene horizontale Schrumpfung und vertikale Dehnung der Mesozyklone könnte letztlich die Bildung des Tornados ausgelöst haben.

Zur Beurteilung der Entwicklung des Systems dienen auch die Abbildungen 6.14 und 6.15. In Abb. 6.14 ist der Ausschnitt aus den Reflektivitätsdaten bei einer Elevation von  $1,5^\circ$  (entsprechend einer Höhe von etwa 2500 Metern) zu den Zeitpunkten 12:33, 12:45 und 12:57 MESZ dargestellt. Man erkennt die Ausbildung einer Zelle mit hohen Reflektivitäten von zum Teil über 50 dB<sub>Z</sub>. Abb. 6.15 ist eine sogenannte Echotop-Darstellung und zeigt einen Ausschnitt des zeitlichen Verlaufs der Obergrenze der 40 dB<sub>Z</sub>-Fläche. Deren rascher Anstieg auf über 4000 Meter Höhe deutet ebenfalls auf starke Aufwinde im Bereich der Mesozyklone an. Dasselbe Zusammen-treffen einer Mesozyklone einerseits und rascher Entwicklung und vertikaler Ausdehnung von Gebieten hoher Reflektivität andererseits haben auch Linder und Schmid (1996) bei der Untersuchung eines Tornados gefunden, dies sich am 22. Juli 1995 im Nordosten der Schweiz bildete.

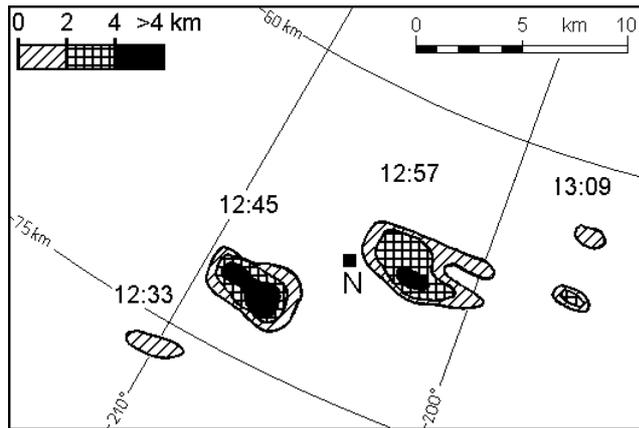


Abb. 6.15: Zeitlicher Verlauf der Obergrenze (in km über NN) der 40dB Z-Fläche (Echotop-Darstellung).

Außer dieser detailliert analysierten Mesozyklone des Radars noch drei weitere Mesozyklonen in den Ra (Abb. 6.11). Allerdings sind keine Beobachtungen wie diesen Mesozyklonen bekannt. Auch liegen in den Zus über besonderen Windbruch in den betroffenen Wälder Zugbahnenlassensich aber folgende Gemeinsamkeiten

- Alle Mesozyklonen sind in der Gegend zwischen Rastatt und Straßburg aufgetreten.
- Sie sind alle etwa in der Mitte des Oberrheingrabens entstanden.
- Sie sind etwa von West nach Ost gewandert und haben sich bald wieder aufgelöst, nachdem der Tornado abgezogen ist.
- Alle Mesozyklonen wiesen eine zyklonale Rotationsbewegung auf.

Dagegen wurden im übrigen Beobachtungsgebiet des Radars, das fast den ganzen Oberrheingraben umfaßt (vgl. Abb. 3.1), keine Vorzeichen einer Mesozyklone an diesem Tag im Radarfeld festgestellt. Einerseits traten in der mittleren Trophäe auf, andererseits war die bodennahe Luft im Oberrheingraben wesentlich wärmer und feuchter als in den angrenzenden Mittelgebirgen. Daher war die Labilität der Atmosphäre dort besonders groß. Darüber hinaus hat der Kanalisierungseffekt des Oberrheingrabens die vertikale Windstärkung an der Oberfläche und die damit verbundene Intensivierung der meteorologischen Feldgrößen die Entstehung von Schauer- oder Gewittersystemen mit eingeleitet. Das hügelige Gelände des Schwarzwaldes durch kleinräumige Störungen im Windfeld deren Auflösung beschleunigte.

ind an diesem Tag im Beobachtungsgebiet identifiziert worden (vgl. Abb. 6.11). Allerdings sind keine Beobachtungen wie diesen Mesozyklonen bekannt. Auch liegen in den Zus über besonderen Windbruch in den betroffenen Wälder Zugbahnenlassensich aber folgende Gemeinsamkeiten

festzustellen: In der Gegend zwischen Rastatt und Straßburg aufgetreten. Sie sind alle etwa in der Mitte des Oberrheingrabens entstanden. Sie sind etwa von West nach Ost gewandert und haben sich bald wieder aufgelöst, nachdem der Tornado abgezogen ist. Alle Mesozyklonen wiesen eine zyklonale Rotationsbewegung auf. Dagegen wurden im übrigen Beobachtungsgebiet des Radars, das fast den ganzen Oberrheingraben umfaßt (vgl. Abb. 3.1), keine Vorzeichen einer Mesozyklone an diesem Tag im Radarfeld festgestellt. Einerseits traten in der mittleren Trophäe auf, andererseits war die bodennahe Luft im Oberrheingraben wesentlich wärmer und feuchter als in den angrenzenden Mittelgebirgen. Daher war die Labilität der Atmosphäre dort besonders groß. Darüber hinaus hat der Kanalisierungseffekt des Oberrheingrabens die vertikale Windstärkung an der Oberfläche und die damit verbundene Intensivierung der meteorologischen Feldgrößen die Entstehung von Schauer- oder Gewittersystemen mit eingeleitet. Das hügelige Gelände des Schwarzwaldes durch kleinräumige Störungen im Windfeld deren Auflösung beschleunigte.

Offensichtlich ist der mittlere Oberrheingraben aber nicht nur an diesem Tage ein Gebiet bevorzugten Auftretens von Superzellen gewesen. Wie bereits im 5. Kapitel deutlich wurde, ist in dieser Gegend bei Anströmungen aus südwestlicher bis westlicher Richtung vermehrt mit starken konvektiven Niederschlägen zu rechnen. Im Rahmen der Untersuchungen zur gezeigten Fallstudie des Tornados vom 9. September 1995 wurden weitere Tornadoereignisse aus Mitteleuropa bekannt (Dotzek et al., 1998). Dabei zeigt sich, daß in Süddeutschland der mittlere Oberrheingraben relativ häufig von Tornados betroffen ist. Eine Darstellung aller bisher bekannt gewordenen Tornados dieser Region zeigt die Abfolge in der Region des mittleren Oberrheingrabens geht aus Abb. 6.16. Die Häufung solcher Ereignisse bestätigt damit die Ergebnisse des vorigen Kapitels und es ist zu erwarten, daß nach den im mittleren Oberrheingraben starke konvektive Niederschlagsereignisse bevorzugt auftreten.

nicht nur an diesem Tage ein Gebiet bevorzugten Auftretens von Superzellen gewesen. Wie bereits im 5. Kapitel deutlich wurde, ist in dieser Gegend bei Anströmungen aus südwestlicher bis westlicher Richtung vermehrt mit starken konvektiven Niederschlägen zu rechnen. Im Rahmen der Untersuchungen zur gezeigten Fallstudie des Tornados vom 9. September 1995 wurden weitere Tornadoereignisse aus Mitteleuropa bekannt (Dotzek et al., 1998). Dabei zeigt sich, daß in Süddeutschland der mittlere Oberrheingraben relativ häufig von Tornados betroffen ist. Eine Darstellung aller bisher bekannt gewordenen Tornados dieser Region zeigt die Abfolge in der Region des mittleren Oberrheingrabens geht aus Abb. 6.16. Die Häufung solcher Ereignisse bestätigt damit die Ergebnisse des vorigen Kapitels und es ist zu erwarten, daß nach den im mittleren Oberrheingraben starke konvektive Niederschlagsereignisse bevorzugt auftreten.

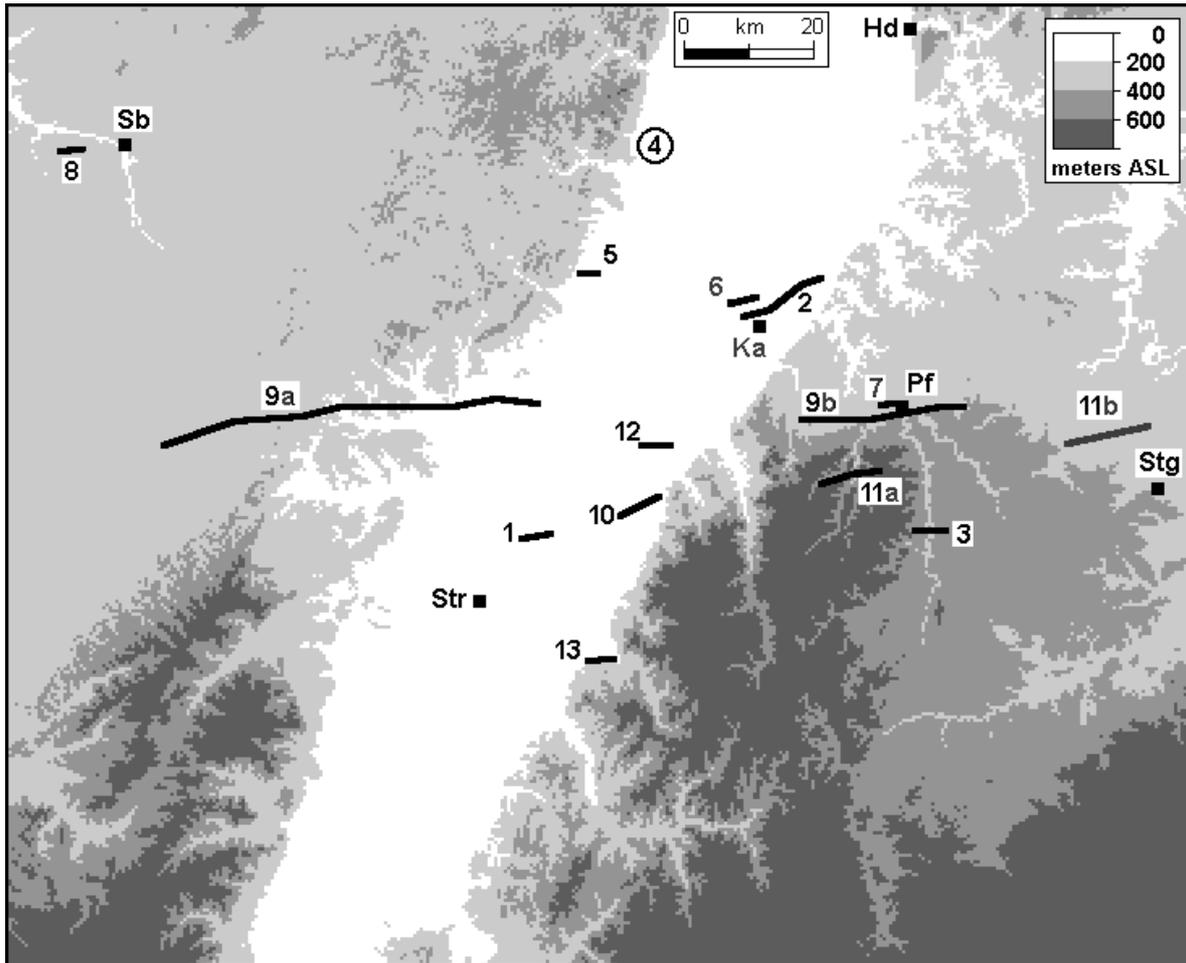


Abb. 6.16: Zugbahnen aller in dem gezeigten Ausschnitt bekannt gewordenen Tornados. Die Zahlen an den Zugbahnen entsprechen der Reihenfolge ihres Auftretens: 1) 24.5.1878, 2) 4.7.1885, 3) 1.7.1895, 4) 11.5.1910 (Ort nicht genau bekannt), 5) Ende Sept. 1913, 6) 7.6.1952, 7) 13.8.1952, 8) 27.4.1960, 9a,b) 10.7.1968, 10) 8.5.1985, 11a,b) 23.7.1986, 12) 21.7.1992, 13) 9.9.1995. Hd=Heidelberg, Ka=Karlsruhe, Pf=Pforzheim, Sb=Saarbrücken, Stg=Stuttgart, Str=Straßburg.

### 6.3 Die Böenfronten vom 29.7.1996 und vom 13.7.1997

Konvektive Niederschlagsysteme zeichnen sich neben Vertikalbewegung der Luft aus. Innerhalb einer starken Windgeschwindigkeit weit über 10 m/s erreichen hauptsächlich durch den Auftrieb der Luftmassen, welche durch diabatische Erwärmung und somit leichter werden, werden ausgelöst durch Impulsübertragung fallender negativen Auftrieb, wenn die Luftmassen durch Schmelz- oder Verdunstungspartikeln diabatisch abgekühlt und somit

(vgl. Kapitel 2). Starke bodennahe Windböen bei Schauern oder Gewittern werden meist durch solche Abwinde verursacht (siehe auch Abb. 2.2a). Zuweilen sind die

intensiven Niederschlägen durch starke vertikalen konvektiven Zellen können die vertikalen. Starke Aufwinde entstehen dabei, wenn diese bei Kondensation von Wasser als die Umgebungsluft. Starke Abwinde durch Niederschlagsteilchen sowie durch einen neuen oder Verdunstungsvorgänge von Niederschlagsteilchen werden als die Umgebungsluft

werden meist durch solche Abwinde verursacht, diese Abwinde so stark, daß sie eine Böen-

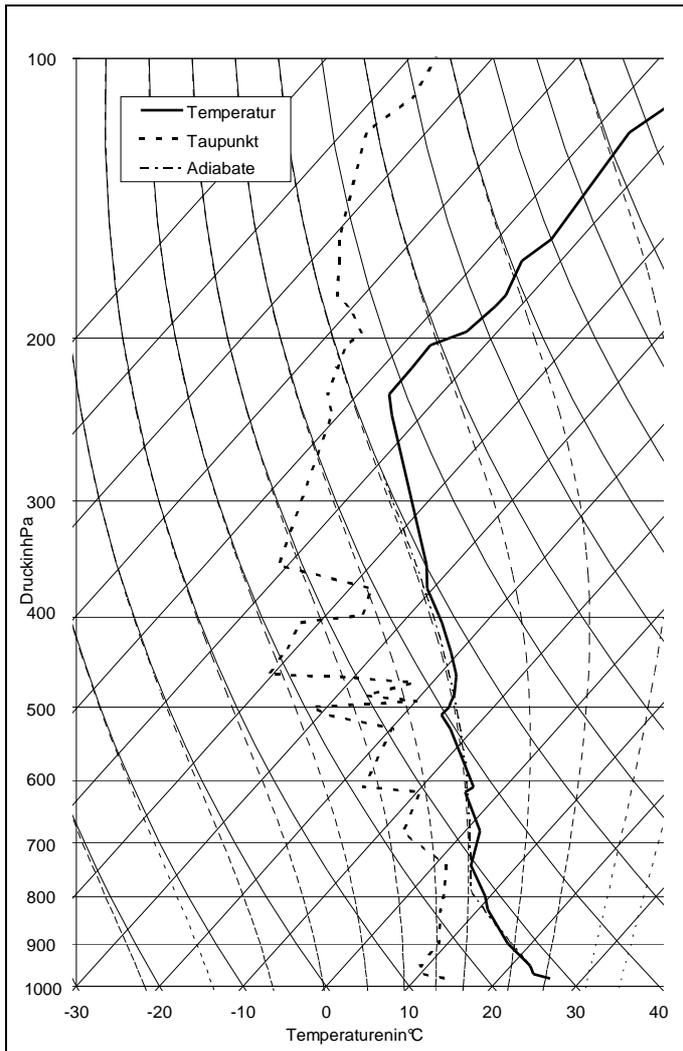


Abb. 6.17: Temperatur- und Taupunktprofil des Stuttgarter Radiosondenaufstiegs vom 29.7.1996 um 14 Uhr MESZ. Die strichpunktierte Linie kennzeichnet den thermodynamischen Zustand eines zunächst trocken-, dann feuchtadiabatisch aufsteigenden bodennahen Luftpakets.

front in Bodennähe bilden, die sich weit von der au  
Böenfronten verursachen bodennah meist signifikante  
Feuchtigkeit. Mit einem Dopplerradar können Böenfro  
nem leichten Anstieg der Reflektivität führen.  
Im folgenden werden zwei Ereignisse vorgestellt, be  
Stunden mit dem Dopplerradar beobachtet und auch in  
Bodenstationen nachgewiesen werden konnten.

Am 29. Juli 1996 lag Mitteleuropa im Bereich warmer  
zonalen Druckgradienten in Bodennähe. Trotz zunäc  
Radiosondenaufstieg, dargestellt in Abb. 6.17, lief  
ca. 50 J/kg) bildet sich in den Nachmittagsstunde  
strahlung, einzelne Gewitter. Am Abend nähert sich  
her ein flacher Trog, wodurch verstärkt Hebungsp  
tern ausgelöst wurden. Zahlreiche dieser Gewitter w  
In Abb. 6.18 werden Ausschnitte aus den Messungen d  
Dopplerradar um 21:22 Uhr MESZ bei einer Elevatio  
großen Teilen des gezeigten Ausschnitts erkennbare  
ten unter 10 dB<sub>Z</sub> stammen hauptsächlich von turbulente  
Brechungsindex. Am linken Bildrand erkennt man die

slösenden Zelle entfernen können. Solche  
Änderungen von Wind, Temperatur und  
nten erfaßt werden, da diese häufig zu

i denen Böenfronten während mehrerer  
Zeitreihen meteorologischer Größen an

Luftmassen bei nur schwachen hori-  
st nur geringer Labilität (der Stuttgarter  
ert nach Gl. (2.1) eine CAPE von lediglich  
n, ausgelöst durch die intensive Sonnenein-  
in der mittleren Troposphäre von Westen  
esse und damit die Bildung von Gewit-  
urden mit dem Dopplerradar erfaßt.

er Reflektivität gezeigt, die mit dem  
von 2,0° durchgeführt wurden. Die in  
schwachen Radarechos mit Reflektivitä-  
n des atmosphärischen  
Echse eines konvektiven Niederschlags-

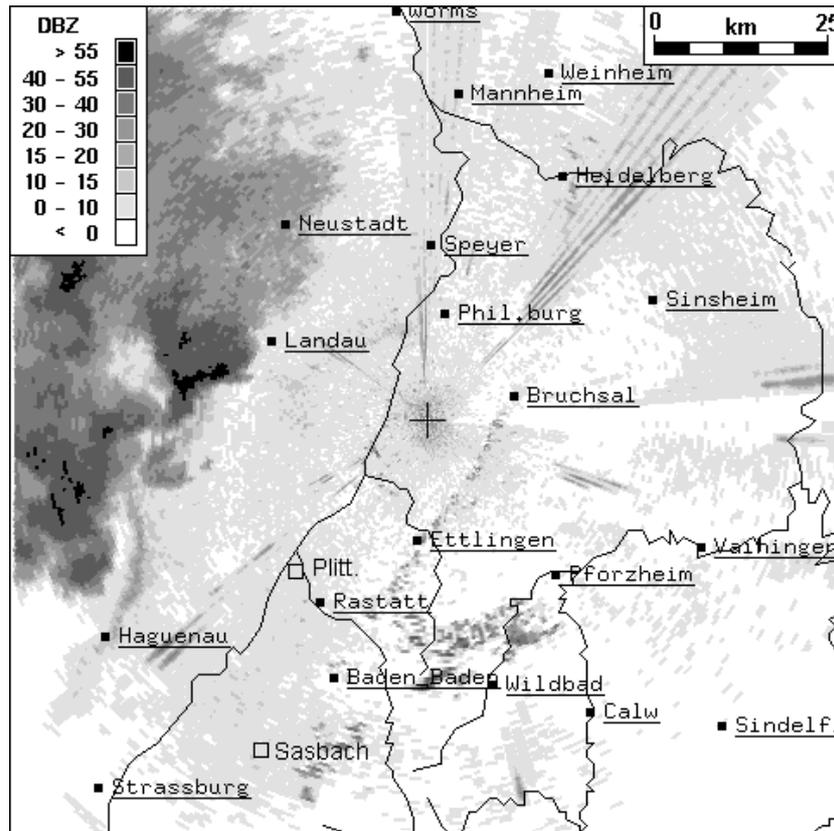


Abb. 6.18: Reflektivität um 21:22 MESZ bei einer Elevation von  $2.0^\circ$ . Durch Kästchen markiert ist die Lage der REKLIP-Stationen <sup>18</sup>Plittersdorf und Sasbach.

systems, dessen stärkste Zellen Reflektivitäten bis über 55 dB<sub>Z</sub> haben. Vereinzelt sind radial vom Radarstandort (+ in der Abb.) ausgehende Streifen zu erkennen. Hierbei handelt es sich um sogenannte 'second trip'-Echos; das sind Radarechos von weit entfernten Niederschlagsgebieten, die in den durch die Pulswiederholrate des Radars vorgegebenen eindeutigen räumlichen Erfassungsbereich gefaltet werden <sup>17</sup>. Im unteren Bildteil findet man einige erhöhte Reflektivitätswerte, die von Bodenechos stammen.

Zum Zeitpunkt der Aufnahme der in Abb. 6.18 gezeigten Daten hat sich bereits eine erste Böenfront gebildet. Man erkennt sie links in der Abbildung an einem von Haguenau nach Norden gerichteten Streifen leicht erhöhter Reflektivität. Diese Böenfront wurde im weiteren Verlauf in ihrem nördlichen Teil durch kräftige Abwinde verstärkt, die durch das konvektive Niederschlagssystem ausgelöst wurden. Ihre Entwicklung ist anhand der Abbildung 6.19 gut zu erkennen.

Um 22:12 MESZ hat sich eine (halb)links in Abb. 6.19 der die mittlerweile über 50 km lange Böenfront um einige Kilometer vorausläuft. Um 23:02 ist die Böenfront weit in den Schwarzwald hineingelauten. Sie ist in der Abb. 6.19b nur noch unterbrochen zu erkennen (durch Pfeile angedeutet), das starke Niederschlagsgebiet östlich des Radarstandorts durch Dämpfung geführt. In den weiteren Bildern (Abb. 6.19c und d) kann man die Verlagerung der Böenfront nur noch in ihrem südlichen Teil verfolgen: Um 23:12 MESZ verläuft dieser Teil von Südwest nach Nord-

<sup>17</sup>Nähere Erläuterungen zu 'second trip'-Echos findet man in den in Kap. 3 genannten Lehrbüchern.

<sup>18</sup>REKLIP ist ein Akronym für **R**egionales **K**limaprojekt (z.B. Wenzeletal., 1997; Fiedler, 1998).

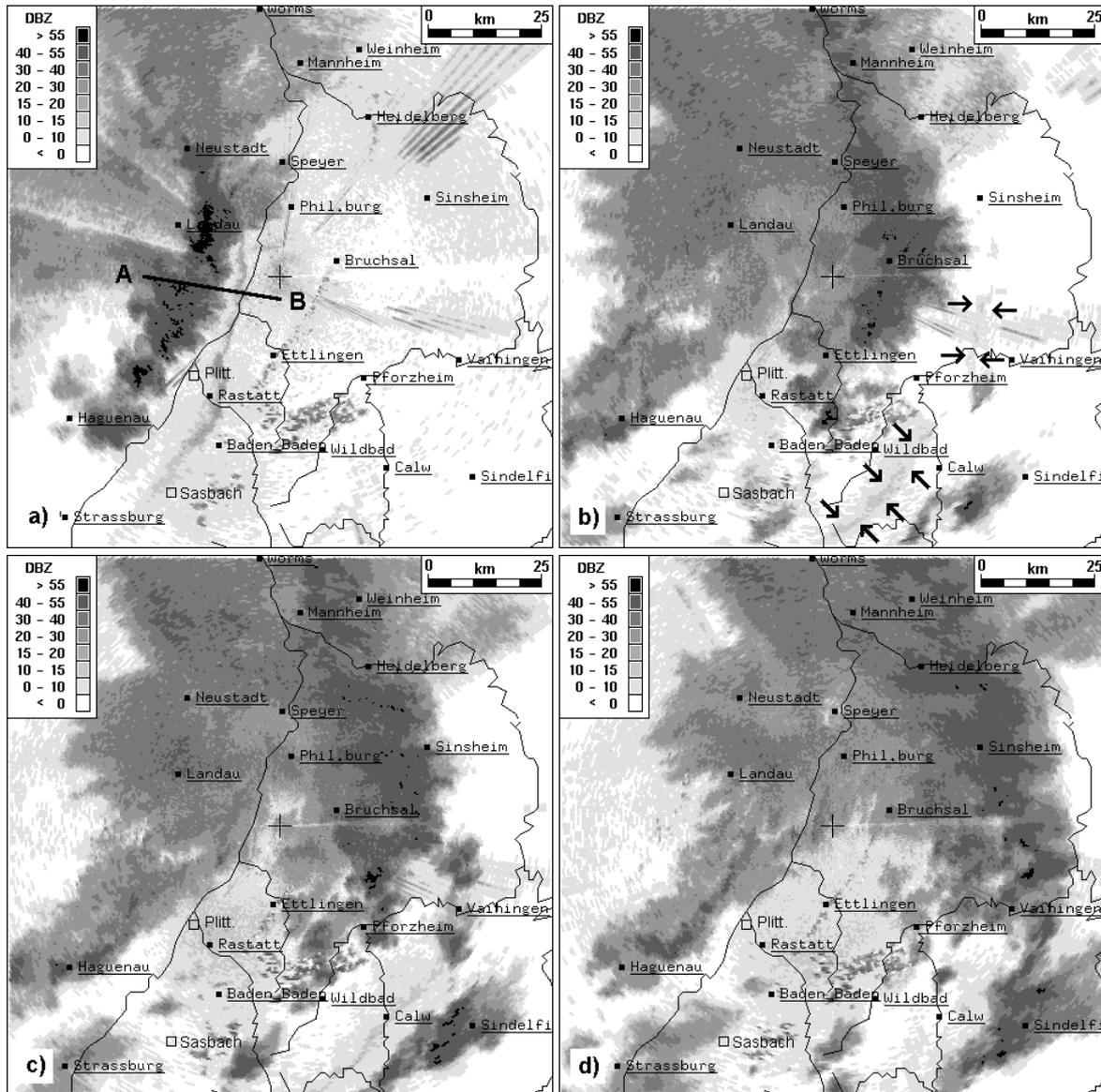


Abb. 6.19: Wie Abb. 6.18, jedoch a) um 22:22 MESZ, b) um 23:02 MESZ, c) um 23:12 MESZ und d) um 23:22 MESZ.

ost genau über Calw hinweg; und in den darauffolgenden Zellen hinein, die sich zuvor schon bei Sindelfingen Abb. 6.19b-d zu erkennen ist.

In ihrem nördlichen Teil scheint die Böenfront konvergiert zu haben: Um 23:02 hat sich etwa zwischen Pforzheim und Vaihingen eine Niederschlagszelle entwickelt, und die aus Westen heranziehende Böenfront befindet sich unmittelbar vor dieser Zelle (vgl. Abb. 6.19b). In den darauffolgenden 20 Minuten intensiviert sich diese Niederschlagszelle erheblich, und weitere Zellen entstehen in ihrer unmittelbaren Nähe (vgl. Abb. 6.19c und d). Die Auslösung konvektiver Aktivität durch eine Böenfront ist insofern plausibel, als daß an ihrer Vorderseite die bodennahe Luft zum Aufsteigen gezwungen wird. Dadurch können Wolken in großen Höhen anwachsen (Rinehart, 1991; Bluestein et al., 1993). Hierfür ist eine weitere andauernde Zufuhr feuchtwarmer Luftmassen nötig, die jeder Böenfront beendigt werden kann. Eine generelle Festlegung neuer konvektiver Zellen ausgelöst wird, läßt

den 10 Minuten zieht die Böenfront in die Zelle hinein, die sich zuvor schon bei Sindelfingen Abb. 6.19b-d zu erkennen ist.

aktive Prozesse ausgelöst oder zumindest in ihrer unmittelbaren Nähe (vgl. Abb. 6.19c und d). Die Auslösung konvektiver Aktivität durch eine Böenfront ist insofern plausibel, als daß an ihrer Vorderseite die bodennahe Luft zum Aufsteigen gezwungen wird. Dadurch können Wolken in großen Höhen anwachsen (Rinehart, 1991; Bluestein et al., 1993). Hierfür ist eine weitere andauernde Zufuhr feuchtwarmer Luftmassen nötig, die jeder Böenfront beendigt werden kann. Eine generelle Festlegung neuer konvektiver Zellen ausgelöst wird, läßt

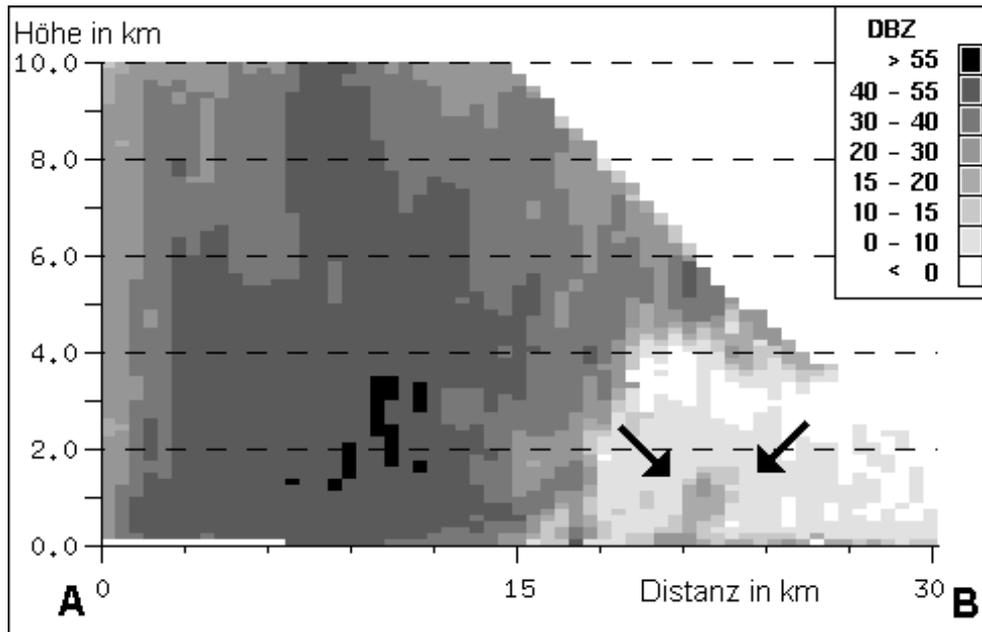


Abb. 6.20: Vertikalschnitt der Reflektivität entlang der Linie A—B von 22:22 MESZ.

Abb. 6.19a gezeichnete Linie

Einen Eindruck von der vertikalen Mächtigkeit der Böenfront gibt Abb. 6.20. Dort ist ein Vertikalschnitt durch die um 22:22 MESZ aufgenommenen Reflektivitätsdaten längs der in Abb. 6.19a eingezeichneten Linie A—B wiedergegeben. Man erkennt im linken Bildteil die Zone starker Niederschläge an den bis in große Höhen reichenden Gebieten hoher Reflektivität. Im rechten Bildteil zeigt sich an der erhöhten Reflektivitätswerten in etwa 6 km Höhe der nach rechts ausgreifende Amboß (die Darstellung ist dort begrenzt durch die höchste Elevation des Volumen-Scans von 30°). Darunter befindet sich in Bodennähe (etwa bei 21 km der Abzissse, durch Pfeile angedeutet) eine Zone leichter Reflektivität; hierbei handelt es sich um die Böenfront. Man erkennt, daß sie sich bis in eine Höhe von knapp 2 km erstreckt.

Der Durchzug der Böenfront ist auch in den Zeitreihen von Temperatur, Feuchte, Luftdruck und Wind zu beobachten, die an einigen REKLIP-Stationen aufgezeichnet wurden. Abb. 6.21 zeigt Zeitreihen von zehnmütigen Mittelwerten der Größen, die in Plittersdorf gemessen wurden. Die Temperatur geht am Abend infolge der langwelligeren Ausstrahlung zunächst von etwa 28°C auf knapp unter 20°C zurück. Mit Eintreten der Böenfront um 21:18 MEZ steigt die Temperatur kurzzeitig leicht an, während die Luftfeuchtigkeit stark zurückgeht. Beide Phänomene lassen sich durch eine schnelle Durchmischung der bodennahen Luftmassen mit denen der untersten einigen hundert Metern erklären: Die Luft in der freien Atmosphäre kühlt in den frühen Abendstunden bedeutend langsamer ab als am Boden, so daß sich rasch eine markante Inversion einstellt. Oberhalb der Inversion ist die Luft wesentlich wärmer als am Boden, sodaß es bei plötzlicher turbulenter Durchmischung der Luft am Boden zu einer stark erhöhten Durchmischung verantwortlich für die Umgebungsluft, kann am Boden dennoch eine Erwärmung resultieren. Dieser Effekt wird beispielsweise auch von Bluestein (1993) berichtet und dort als 'heatburst' bezeichnet.

Mit Durchgang der Böenfront nimmt auch die Windgeschwindigkeit stark zu und der Luftdruck steigt an. Etwa eine Viertelstunde nach Durchgang der Böenfront setzt an der Station ein Niederschlag ein, so daß die Lufttemperatur stark zurückgeht und die Luftfeuchtigkeit leicht ansteigt.

en von Temperatur, Feuchte, Luftdruck und Wind zu beobachten, die an einigen REKLIP-Stationen aufgezeichnet wurden. Abb. 6.21 zeigt Zeitreihen von zehnmütigen Mittelwerten der Größen, die in Plittersdorf gemessen wurden. Die Temperatur geht am Abend infolge der langwelligeren Ausstrahlung zunächst von etwa 28°C auf knapp unter 20°C zurück. Mit Eintreten der Böenfront um 21:18 MEZ steigt die Temperatur kurzzeitig leicht an, während die Luftfeuchtigkeit stark zurückgeht.

Beide Phänomene lassen sich durch eine schnelle Durchmischung der bodennahen Luftmassen mit denen der untersten einigen hundert Metern erklären: Die Luft in der freien Atmosphäre kühlt in den frühen Abendstunden bedeutend langsamer ab als am Boden, so daß sich rasch eine markante Inversion einstellt. Oberhalb der Inversion ist die Luft wesentlich wärmer als am Boden, sodaß es bei plötzlicher turbulenter Durchmischung der Luft am Boden zu einer stark erhöhten Durchmischung verantwortlich für die Umgebungsluft, kann am Boden dennoch eine Erwärmung resultieren. Dieser Effekt wird beispielsweise auch von Bluestein (1993) berichtet und dort als 'heatburst' bezeichnet.

Mit Durchgang der Böenfront nimmt auch die Windgeschwindigkeit stark zu und der Luftdruck steigt an. Etwa eine Viertelstunde nach Durchgang der Böenfront setzt an der Station ein Niederschlag ein, so daß die Lufttemperatur stark zurückgeht und die Luftfeuchtigkeit leicht ansteigt.

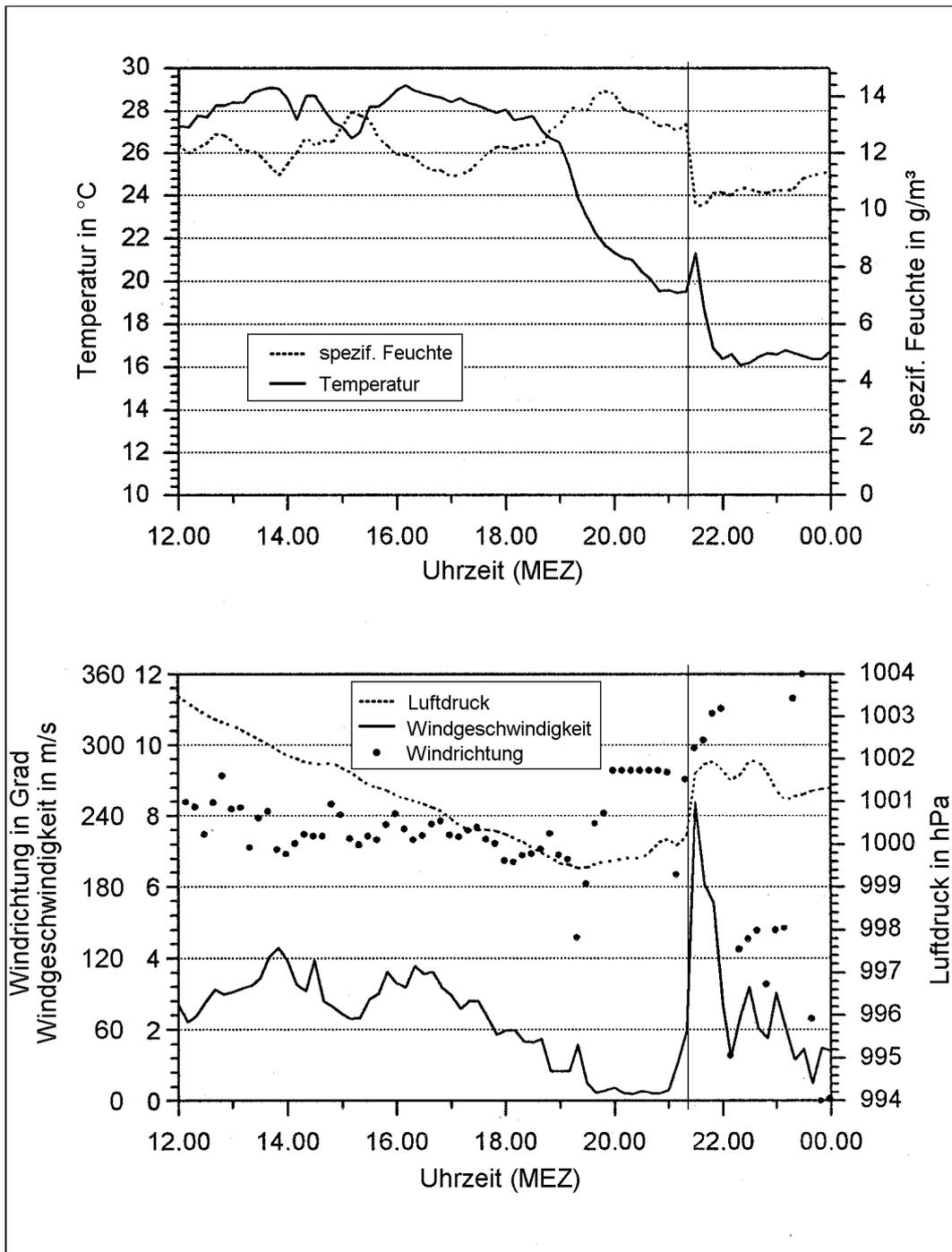


Abb. 6.21: Zeitreihe von Temperatur, Feuchtigkeit, Luftdruck und Wind an der REKLIP-Station Plittersdorf am 29.7.1996. Der senkrechte Strich markiert den Durchgang der Böenfront um 22:18 Uhr MESZ (= 21:18 MEZ).

Auch in den Zeitreihen zehnmütiger Werte von Temperatur, Feuchtigkeit, Luftdruck und Wind, die an der Station Sasbach gemessen wurden, läßt sich der Durchgang der Böenfront erkennen (Abb. 6.22). Diese Station liegt nicht wie Plittersdorf an der Oberrheinebene, sondern an deren östlichem Rand am Fuße des Schwarzwaldes. Bei geringen horizontalen Druckgradienten, wie sie am 29.7.1997 vorlagen, werden die Stationen durch die Berg- und Talwindzirkulation dominiert. Aus der Umstellung der mittäglichen Bergwind- auf die nächtliche Talwindzirkulation

eratur, Feuchtigkeit, Luftdruck und Wind an der REKLIP-Station Plittersdorf am 29.7.1996. Der senkrechte Strich markiert den Durchgang der Böenfront um 22:18 Uhr MESZ (= 21:18 MEZ).

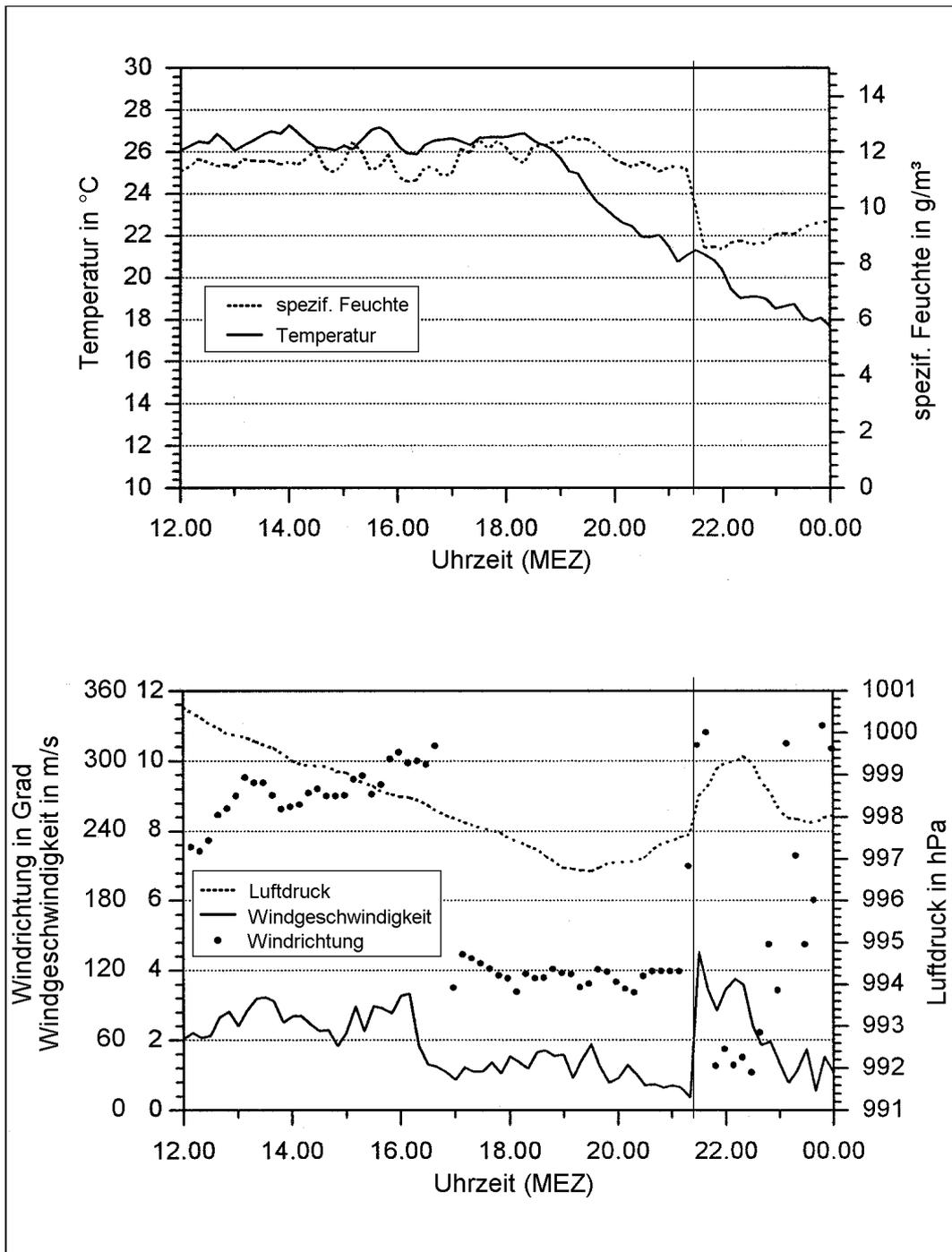


Abb. 6.22: Zeitreihe von Temperatur, Feuchtigkeit, Luftdruck und Wind an der REKLIP-Station Sasbach am 29.7.1996. Der senkrechte Strich markiert den aus den Radardaten ermittelten Durchgang der Böenfront um 22:23 Uhr MESZ (= 21:23 MEZ).

Windrichtung um 180°, die an der Station gegen 17 Uhr MEZ beobachtet wurde. Die Windrichtung ändert sich erst wieder sprunghaft, als um 21:23 Uhr MEZ die Böenfront durchzieht. Gleichzeitig nimmt die Windgeschwindigkeit stark zu und der Luftdruck steigt an. Auch in Sasbach, genauso wie zuvor in Plittersdorf, bewirkt der Durchgang der Böenfront eine kurzzeitige Erwärmung am Boden und einen deutlichen Rückgang der Luftfeuchtigkeit. Im Unterschied zu Plittersdorf wird die Böenfront aber nicht unmittelbar von Niederschlägen gefolgt; bis 22:30 MEZ bleibt es dort trocken.

Die Analyse der vom Dopplerradar aufgezeichneten Daten haben gezeigt, daß die Böenfront, welche in den Abendstunden des 29. Juli 1996 durch den Oberrhein abgezogen ist, zu einer starken Zunahme in einem Anstieg des Luftdrucks am Bodengeführte Abwinden in einer konvektiven Niederschlagszelle hervorübergehend zu einer Erwärmung geführt, da sich die Schichten in den Stunden zuvor bereits stark abgekühlt hatten.

dan Bodenstationen gemessenen Daten in den Stunden des 29. Juli 1996 durch den Anstieg der Windgeschwindigkeit in Bodennähe. Obwohl eine Böenfront auskaltete, vorgeht, hat ihr Durchgang am Boden die Luft in den untersten Atmosphärenschichten hatte.

Eine weitere Böenfront, die anhand der Daten des Dopplerradars vom 13. Juli 1997 nachzuweisen ist, zog am 13. Juli 1997 durch den Oberrhein abgezogen ist, zu einer starken Zunahme in einem Anstieg des Luftdrucks am Bodengeführte Abwinden in einer konvektiven Niederschlagszelle hervorübergehend zu einer Erwärmung geführt, da sich die Schichten in den Stunden zuvor bereits stark abgekühlt hatten.

ppplerradars sogar über einen Zeitraum von fast fünf Stunden nachzuweisen ist, zog am 13. Juli 1997 durch den Oberrhein abgezogen ist, zu einer starken Zunahme in einem Anstieg des Luftdrucks am Bodengeführte Abwinden in einer konvektiven Niederschlagszelle hervorübergehend zu einer Erwärmung geführt, da sich die Schichten in den Stunden zuvor bereits stark abgekühlt hatten.

In Abb. 6.23a ist ein Ausschnitt der Reflektivitätsdaten dargestellt, die um 15:20 MESZ vom Dopplerradar aufgezeichnet wurden. Man erkennt, wie schon in der ersten Fallstudie gezeigten Abbildungen, verbreitet schwache Radarechos bis maximal etwa 10 dB auf Grund von turbulenten Fluktuationen des atmosphärischen Brechungsindex. Am oberen Bildrand von Abb. 6.23a findet man hohe Reflektivitäten, die von starken Niederschlägen eines Gewitters zwischen Neustadt und Worms stammen. Innerhalb dieses Gewitters kam es zu so starken Abwinden, daß daraus eine Böenfront hervorging, welche sich von Nord nach Süd durch den Oberrhein abziehend bewegte, bis in die Gegend um Straßburg verdrängte. Innerhalb dieser Böenfront entstanden viele kleine Gewitterzellen; ihr Entstehen wurde offensichtlich zum Teil durch die Böenfront ausgelöst.

daten dargestellt, die um 15:20 MESZ vom Dopplerradar aufgezeichnet wurden. Man erkennt, wie schon in der ersten Fallstudie gezeigten Abbildungen, verbreitet schwache Radarechos bis maximal etwa 10 dB auf Grund von turbulenten Fluktuationen des atmosphärischen Brechungsindex. Am oberen Bildrand von Abb. 6.23a findet man hohe Reflektivitäten, die von starken Niederschlägen eines Gewitters zwischen Neustadt und Worms stammen. Innerhalb dieses Gewitters kam es zu so starken Abwinden, daß daraus eine Böenfront hervorging, welche sich von Nord nach Süd durch den Oberrhein abziehend bewegte, bis in die Gegend um Straßburg verdrängte. Innerhalb dieser Böenfront entstanden viele kleine Gewitterzellen; ihr Entstehen wurde offensichtlich zum Teil durch die Böenfront ausgelöst.

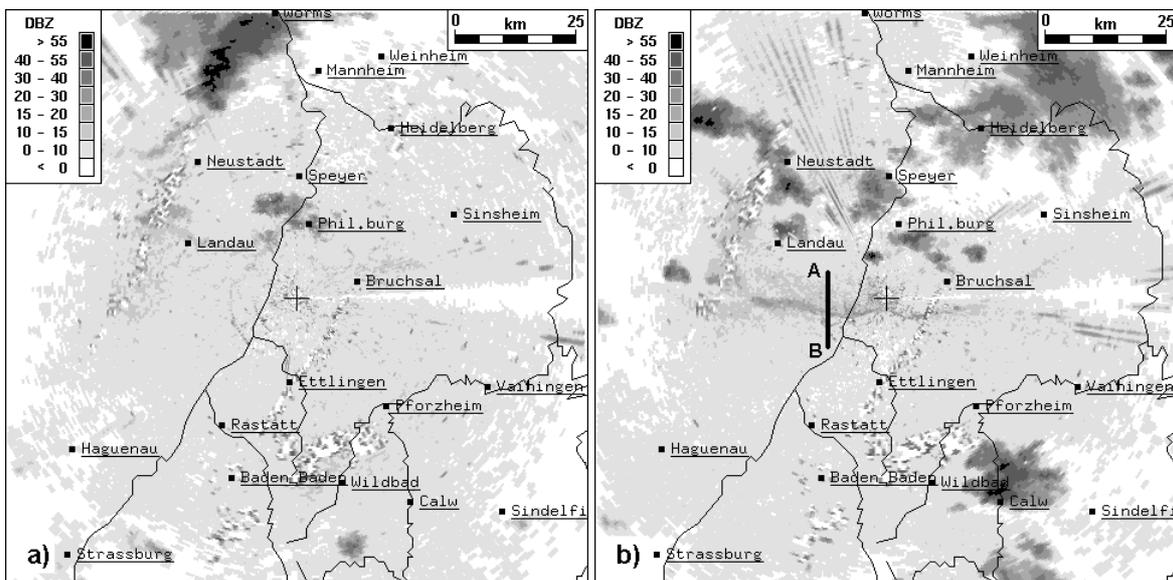
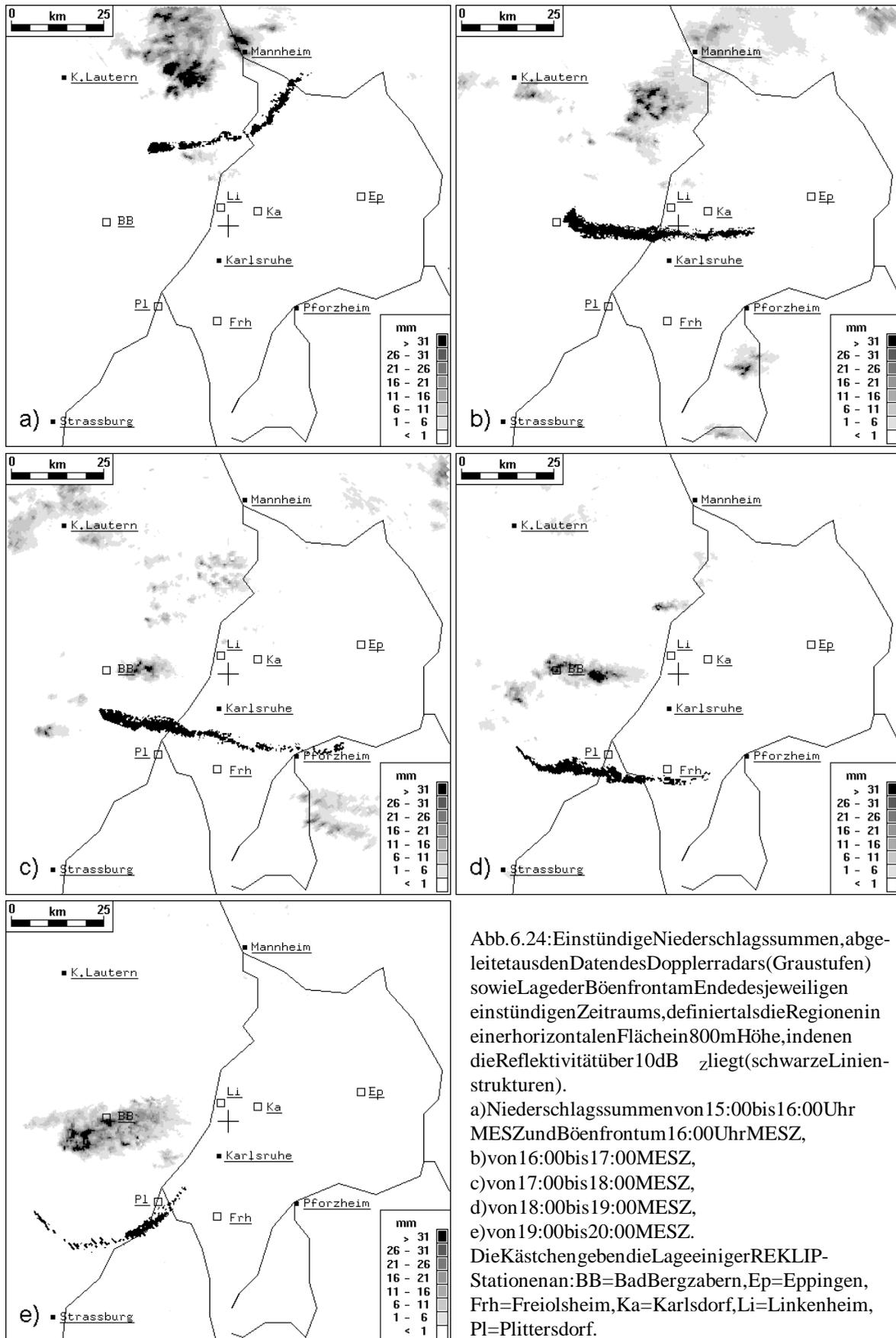


Abb. 6.23: Reflektivität bei einer Elevation von  $2,0^\circ$ ; a) um 15:20 Uhr und b) um 17:00 Uhr MESZ.



Daß die Böenfront bei ihrem Vordringen nach Süden die Bildung konvektiver Niederschlagszellen ausgelöst haben könnte, belegt die Abb. 6.24. Dort sind jeweils einstündige Niederschlagssummen wiedergegeben, die aus den Reflektivitätsdaten des Dopplerradars ermittelt wurden. Durch schwarze Flächen gekennzeichnet ist die Lage der Böenfront am Ende des jeweiligen einstündigen Zeitraums. In Abb. 6.24a, wo die Niederschlagssummen von 15 Uhr bis 16 Uhr und die Lage der Böenfront um 16 Uhr MESZ wiedergegeben sind, erkennt man an den hohen Niederschlagssummen im Raum zwischen Kaiserslautern und Mannheim die starken Gewitter, die in diesem Zeitraum auch zur Ausbildung der folgenden Stunde kommt es südwestlich von Mannheim noch zu Niederschlägen aus den oben genannten Gewittern, wie Abb. 6.24b zeigt. Gleichzeitig erkennt man Niederschläge südlich von Pforzheim.

Im Oberrheingraben um Karlsruhe und südlich davon ändert sich, sobald die Böenfront durchgezogen ist, die südlich von Karlsruhe etwa in West-Ost-Richtung (Abb. 6.24c). In der Stunde zwischen 17 und 18 Uhr sind dort erste Niederschläge aufgetreten. Im weiteren Verlauf bildete sich vor allem am Hang des Pfälzerwaldes bei Bad Bergzabern immer wieder neue Niederschläge in dieser Region führen (Abb. 6.24d und e) und sich gegen 19:20 Uhr eine weitere Böenfront, die teilweise einholt. In Abb. 6.24e ist die Lage der neuen Böenfront um 20 Uhr an dem längs des Rheins im linken unteren Bildteil liegenden Band zu erkennen, das im Westen bogenförmig nach Nordwesten verläuft. Dieser westliche Teilsta-

mmtnoch von der ersten Böenfront. Das ist es zunächst niederschlagsfrei. Um 18 Uhr hat diese eine Linie erreicht, bis über Pforzheim hinweg verläuft (vgl. Abb. 6.24c). In der Stunde zwischen 17 und 18 Uhr sind dort erste Niederschläge aufgetreten. Im weiteren Verlauf bildete sich vor allem am Hang des Pfälzerwaldes bei Bad Bergzabern immer wieder neue Niederschläge in dieser Region führen (Abb. 6.24d und e) und sich gegen 19:20 Uhr eine weitere Böenfront, die teilweise einholt. In Abb. 6.24e ist die Lage der neuen Böenfront um 20 Uhr an dem längs des Rheins im linken unteren Bildteil liegenden Band zu erkennen, das im Westen bogenförmig nach Nordwesten verläuft. Dieser westliche Teilsta-

mm während mehrerer Stunden am 13. Juli 1997 durchgezogene Böenfront hat offensichtlich die Bildung neuer konvektiver Niederschlagszellen ausgelöst, wie die nach dem Durchzug der Front aufgetretenen Niederschläge belegen. Dennoch ist ihre vertikale Mächtigkeit nicht so groß wie die der Böenfront vom 29. 7. 1996. Wie man in Abb. 6.25 anhand der durch Pfeile verdeutlichten Zone erhöhter Reflektivitätswerte bei einer Entfernung von ca. 8 km auf der Abszisse erkennt, reicht die Böenfront nur bis in rund einen Kilometer Höhe.

den Oberrheingraben und das Kraichgau einiger konvektiver Niederschlagszellen. Die Zone erhöhter Reflektivitätswerte bei einer Entfernung von ca. 8 km auf der Abszisse erkennt, reicht die Böenfront nur bis in rund einen Kilometer Höhe.

Einen Einblick in die dynamische Struktur der Böenfront gibt Abb. 6.26. Sie zeigt den zeitlichen Verlauf des Horizontalwindes in verschiedenen Höhen in der Umgebung des Radarstandortes. Die Windvektoren wurden aus Daten berechnet, die mit dem Dopplerradar aufgezeichnet wurden. Man erkennt, daß vor dem Durchgang der Böenfront westliche Winde herrschten. Mit Durchgang der Böen-

front gibt Abb. 6.26. Sie zeigt den zeitlichen Verlauf des Horizontalwindes in verschiedenen Höhen in der Umgebung des Radarstandortes. Die Windvektoren wurden aus Daten berechnet, die mit dem Dopplerradar aufgezeichnet wurden. Man erkennt, daß vor dem Durchgang der Böenfront westliche Winde herrschten. Mit Durchgang der Böen-

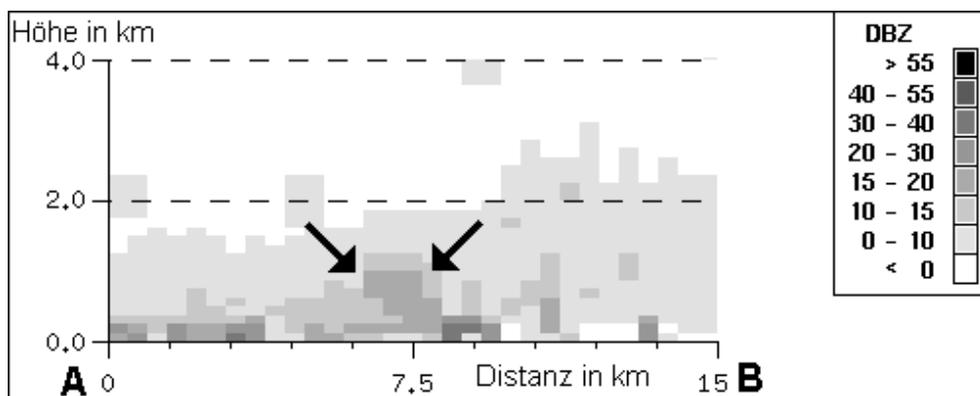


Abb. 6.25: Vertikalschnitt der Reflektivität entlang der in Abb. 6.23b gezeichneten Linie A—B von 17:00 MESZ.

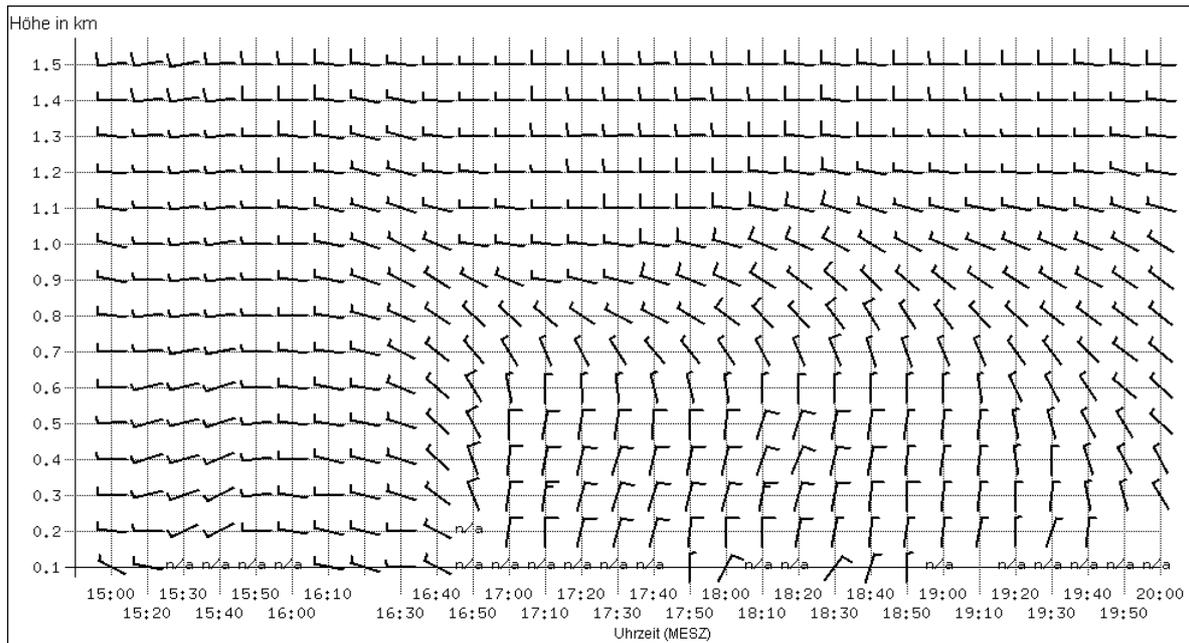


Abb. 6.26: Zeitlicher Verlauf von Vertikalprofilen des Horizontalwindes, abgeleitet aus Daten des IMK-Dopplerradars. Ein langer Teilstrich eines Windpfeils entspricht 10 kn, ein kurzer Teilstrich entspricht 5 kn.

Wind bis in etwa 600 m Höhe auf Nord und frischt auf. In etwa 300 m Höhe gemessen werden. Im weiteren Verlauf nehmen die Windgeschwindigkeiten wieder ab, und der Wind dreht ab etwa 19:00 von einem Kilometer Höhe findet dagegen während des Durchgangs eine Änderung von Windrichtung und -geschwindigkeit statt. In Bodennähe schwach aus westlicher Richtung. Dies steht im Einklang mit der gefundenen vertikalen Mächtigkeit von etwa einem

Die aus den Radardaten berechnete Drehung und Verstärkung der Böenfront findet man auch in Zeitreihen von meteorologischen Mast im Forschungszentrum und an einigen anderen. Abb. 6.27 zeigt zehnmündige Mittelwerte von Temperatur und -geschwindigkeit der Messungen des Mast. Der Wind dreht gegen 17 Uhr in Bodennähe und in 200 m Höhe von West auf Nord bis Nordost und frischt stark auf. Die Windgeschwindigkeiten werden kleiner, und danach nochmals vorübergehend zu nehmen. Im Gegensatz zu der Fallstudie vom 29.7.1996 ist der Durchgang dieser Böenfront mit einem Temperaturrückgang verbunden, wie aus der Abb. 6.27 zu sehen ist. In Bodennähe als auch in 200 m Höhe nehmen die Temperaturen um etwa 3°C ab. In Bodennähe erfolgt eine weitere Abkühlung um etwa 1°C, die durch die Wolkenbildung bedingt ist. Die Werte der Taupunkttemperatur ändern sich nicht signifikant, und der geringe Anstieg des Luftdruckes ist nicht größer als dessen Schwankungen während des Durchgangs. Aus diesen Ergebnissen wird ebenso wie aus der geringen vertikalen Mächtigkeit der Böenfront von etwa einem Kilometer (vgl. Abb. 6.25 und 6.26) deutlich, daß es sich hierbei um eine schwächere Böenfront handelt als im Fall vom 29. Juli 1996.

f, wobei die größten Windgeschwindigkeiten im Verlauf nehmen die Windgeschwindigkeiten wieder ab, und der Wind dreht ab etwa 19:00 allmählich wieder zurück. Oberhalb 1 km Höhe findet dagegen während des Durchgangs keine wesentliche Änderung von Windrichtung und -geschwindigkeit statt; der Wind weht hier kontinuierlich aus westlicher Richtung. Dies steht im Einklang mit der anhand der Reflektivitätsdaten gefundenen vertikalen Mächtigkeit von etwa einem Kilometer (vgl. Abb. 6.25).

Die aus den Radardaten berechnete Drehung und Verstärkung der Böenfront findet man auch in Zeitreihen von meteorologischen Mast im Forschungszentrum und an einigen anderen. Abb. 6.27 zeigt zehnmündige Mittelwerte von Temperatur und -geschwindigkeit der Messungen des Mast. Der Wind dreht gegen 17 Uhr in Bodennähe und in 200 m Höhe von West auf Nord bis Nordost und frischt stark auf. Die Windgeschwindigkeiten werden kleiner, und danach nochmals vorübergehend zu nehmen.

Im Gegensatz zu der Fallstudie vom 29.7.1996 ist der Durchgang dieser Böenfront mit einem Temperaturrückgang verbunden, wie aus der Abb. 6.27 zu sehen ist. In Bodennähe als auch in 200 m Höhe nehmen die Temperaturen um etwa 3°C ab. In Bodennähe erfolgt eine weitere Abkühlung um etwa 1°C, die durch die Wolkenbildung bedingt ist. Die Werte der Taupunkttemperatur ändern sich nicht signifikant, und der geringe Anstieg des Luftdruckes ist nicht größer als dessen Schwankungen während des Durchgangs. Aus diesen Ergebnissen wird ebenso wie aus der geringen vertikalen Mächtigkeit der Böenfront von etwa einem Kilometer (vgl. Abb. 6.25 und 6.26) deutlich, daß es sich hierbei um eine schwächere Böenfront handelt als im Fall vom 29. Juli 1996.

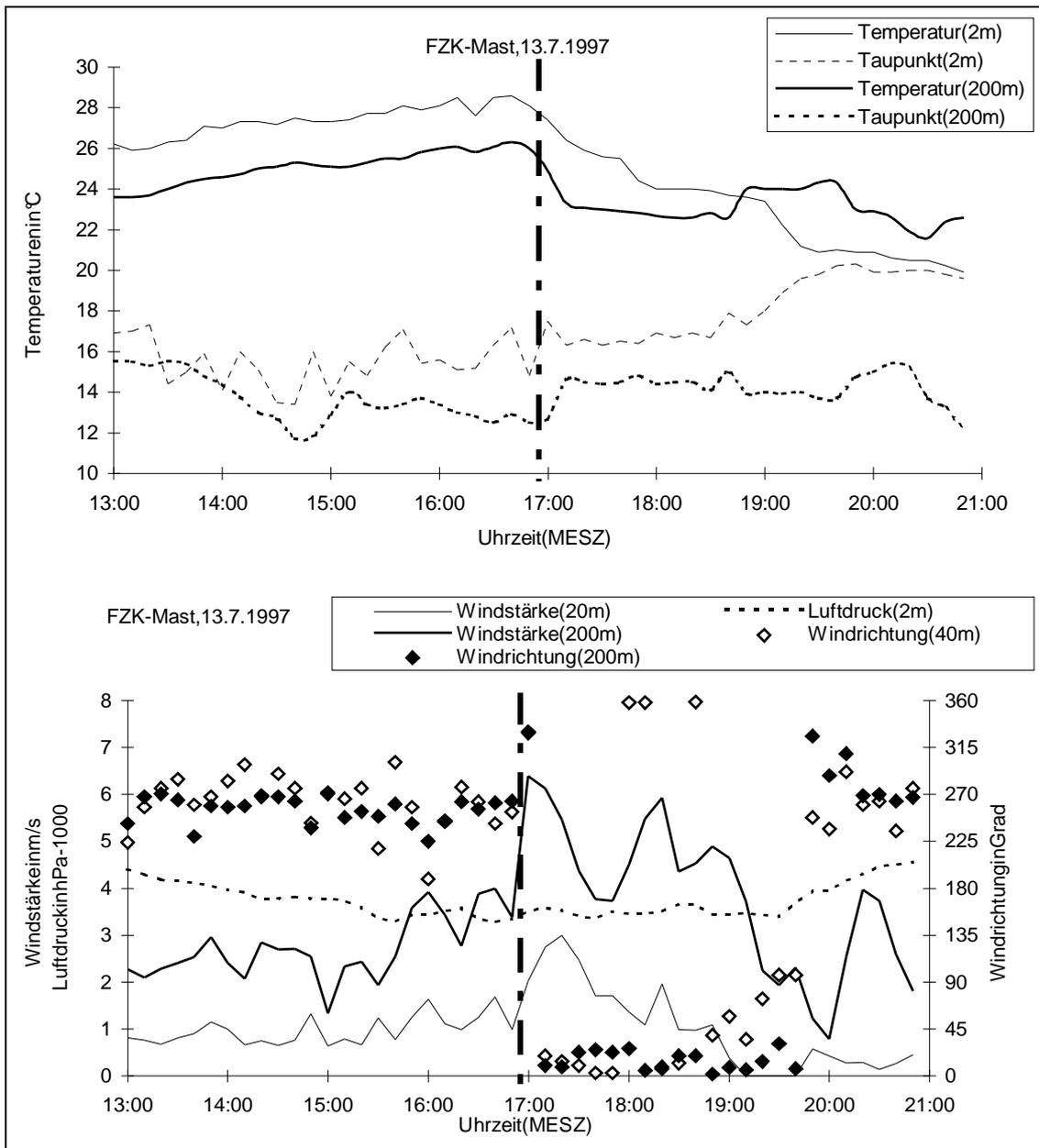


Abb. 6.27: Zeitreihe von Temperatur, Feuchtigkeit, Luftdruck und Wind am meteorologischen Mast des Forschungszentrums am 13.7.1997. Diese Kreistreiche markieren den Durchgang der Bienenfront um 16:55 Uhr MESZ.

Obwohl die Änderung von Temperatur, Feuchte, Luftdruck und Wind beim Durchgang der Bienenfront vom 13. Juli 1997 geringer ausfällt als am 29. Juli 1996, ist sie auch nach mehreren Stunden in den Daten des Dopplerradars ebenso wie an mehreren Meßstationen nachweisbar, die sich in großer Entfernung vom Ausgangspunkt der Bienenfront befinden. Dies belegen die in den Abbildungen 6.28 bis 6.30 wiedergegebenen Zeitreihen meteorologischer Größen, die an den REKLIP-Stationen Linkenheim, Karlsdorf, Bad Bergzabern, Eppingen, Plittersdorf und Freilsheim gemessen wurden.

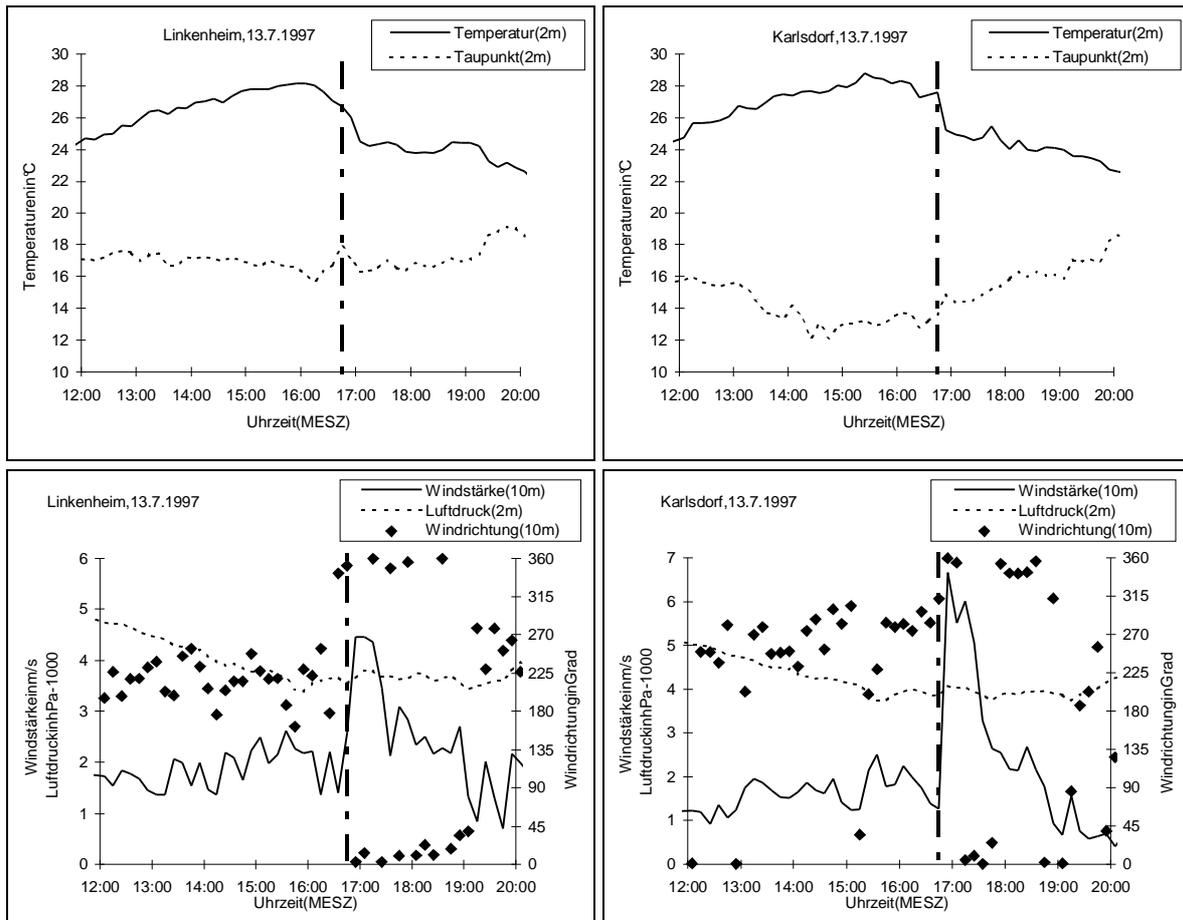


Abb. 6.28: Zeitreihe von Temperatur, Taupunkt, Luftdruck und Wind an den REKLIP-Stationen Linkenheim (links) und Karlsdorf (rechts) am 13.7.1997. Die senkrechte vertikale gestrichelte Linie markiert den jeweiligen Durchgang der Böenfront (an beiden Stationen um 16:45 Uhr MESZ).

In Linkenheim und Karlsdorf ist die Böenfront um 16:45 Uhr MESZ durchgezogen. Man erkennt in den Zeitreihen der an beiden Stationen gemessenen Werte zu diesem Zeitpunkt einen deutlichen Rückgang der Temperatur um 3 bis 4°C, eine Zunahme der mittleren Windgeschwindigkeit von etwa 2 m/s auf 4 bis 6 m/s und eine Drehung der Windrichtung von Südwest auf Nord bis Nordost (vgl. Abb. 6.28). Die Luftfeuchtigkeit steigt mit Durchgang der Böenfront jeweils vorübergehend leicht an. Eine signifikante Änderung des Luftdrucks tritt dabei jedoch nicht auf, wie die Abbildung zeigt.

Ein ähnliches Bild ergibt sich für die Station Eppeldars im Kraichgau liegt. In den in Abb. 6.29 dargestellten Zeitreihen findet man einen mit dem Durchgang der Böenfront um 17:10 Uhr verbundenen Temperaturrückgang um ungefähr 2°C, eine Zunahme der mittleren Windgeschwindigkeit von knapp 2 m/s auf über 4 m/s und eine wenn auch nur allmähliche Drehung der Windrichtung von West bis Nordwest auf Nord bis Nordost.

In Bad Bergzabern, wo anhand der Analyse der Radardaten die Böenfront schon um 17:00 Uhr durchzog, ist diese Front zwar mit einer deutlichen Änderung der Windrichtung, aber nur mit relativ geringen Windgeschwindigkeiten verbunden (vgl. Abb. 6.29). Erst im weiteren Verlauf, ab etwa 18:00 Uhr, nimmt die Windstärke erheblich zu, und gleichzeitig fällt die Temperatur um etwa 2°C. Insgesamt geht die Böenfront in Bad Bergzabern, wo die Luftmassen offensichtlich stärker mit von Westen einströmen, der Umgebungsluft vermischt wurden,

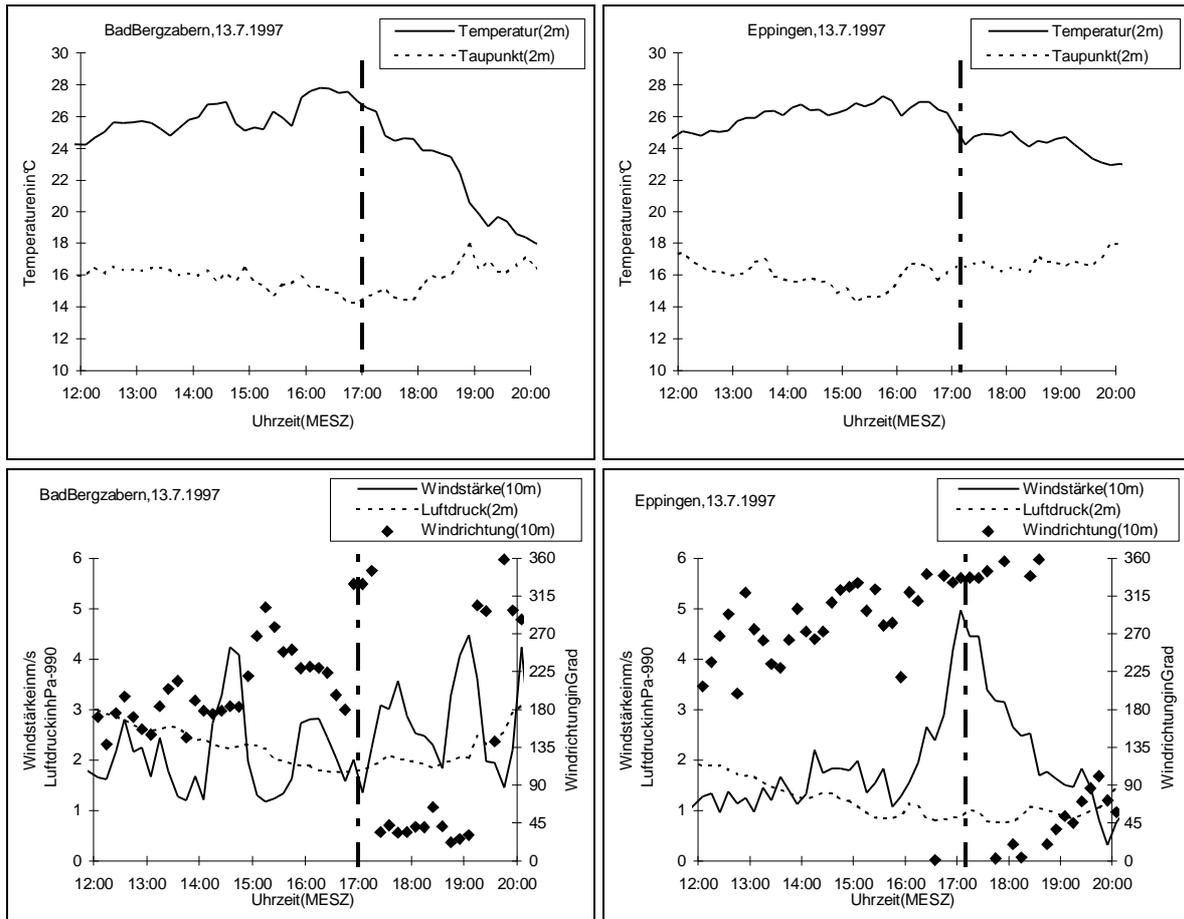


Abb. 6.29: Zeitreihe von Temperatur, Taupunkt, Luftdruck und Wind an den REKLIP-Stationen Bad Bergzabern (links) und Eppingen (rechts) am 13.7.1997. Diesen rechtlichen aus den Radardaten ermittelten Durchgang der Böenfront genum 17:10 Uhr MESZ).

nicht mit einer so ausgeprägten Änderung der gezeigten genannten Stationen. In den Reflektivitätsdaten jeder Bad Bergzabern deutlicher zu erkennen als im Kraichfeld. In den Fälleneine vertikale Mächtigkeit von etwa einer

ten Meßgrößen einher wie an den zuvor genannten Stationen. In den Reflektivitätsdaten jeder Bad Bergzabern deutlicher zu erkennen als im Kraichfeld. In den Fälleneine vertikale Mächtigkeit von etwa einer

Beim weiteren Vordringen der Böenfront nach Süden werden die mit ihr verbundenen Änderungen der meteorologischen Feldgrößen aufgrund von Durchmischung mit der Umgebungsluft immer geringer. In Plittersdorf und in Freioldsheim, wo die Böenfront um 18:35 Uhr bzw. 18:45 Uhr durchzieht, treten zu diesen Zeitpunkten keine signifikanten Änderungen von Windgeschwindigkeit und Luftdruck auf (vgl. Abb. 6.30). Allerdings geht die Temperatur an beiden Stationen etwa um 2°C zurück, und die Luftfeuchtigkeit steigt geringfügig an. Außerdem ist der Durchgang der Böenfront in den Zeitreihen der Windrichtung von beiden Stationen noch gut zu erkennen: während vor der Böenfront westliche Winde überwiegen, dreht die Windrichtung mit Durchgang der Front jeweils sprunghaft auf Nord bis Nordost. In der Zeitreihe der Station Plittersdorf kann man ferner den Durchgang der zweiten Böenfront kurz vor 20 Uhr erkennen, die sich westlich des Rheins gebildet hatte (vgl. Abb. 6.24e). Die mittlere Windgeschwindigkeit ist in dieser Phase deutlicher erhöht

werden die mit ihr verbundenen Änderungen der meteorologischen Feldgrößen aufgrund von Durchmischung mit der Umgebungsluft immer geringer. In Plittersdorf und in Freioldsheim, wo die Böenfront um 18:35 Uhr bzw. 18:45 Uhr durchzieht, treten zu diesen Zeitpunkten keine signifikanten Änderungen von Windgeschwindigkeit und Luftdruck auf (vgl. Abb. 6.30). Allerdings geht die Temperatur an beiden Stationen etwa um 2°C zurück, und die Luftfeuchtigkeit steigt geringfügig an. Außerdem ist der Durchgang der Böenfront in den Zeitreihen der Windrichtung von beiden Stationen noch gut zu erkennen: während vor der Böenfront westliche Winde überwiegen, dreht die Windrichtung mit Durchgang der Front jeweils sprunghaft auf Nord bis Nordost. In der Zeitreihe der Station Plittersdorf kann man ferner den Durchgang der zweiten Böenfront kurz vor 20 Uhr erkennen, die sich westlich des Rheins gebildet hatte (vgl. Abb. 6.24e). Die mittlere Windgeschwindigkeit ist in dieser Phase deutlicher erhöht

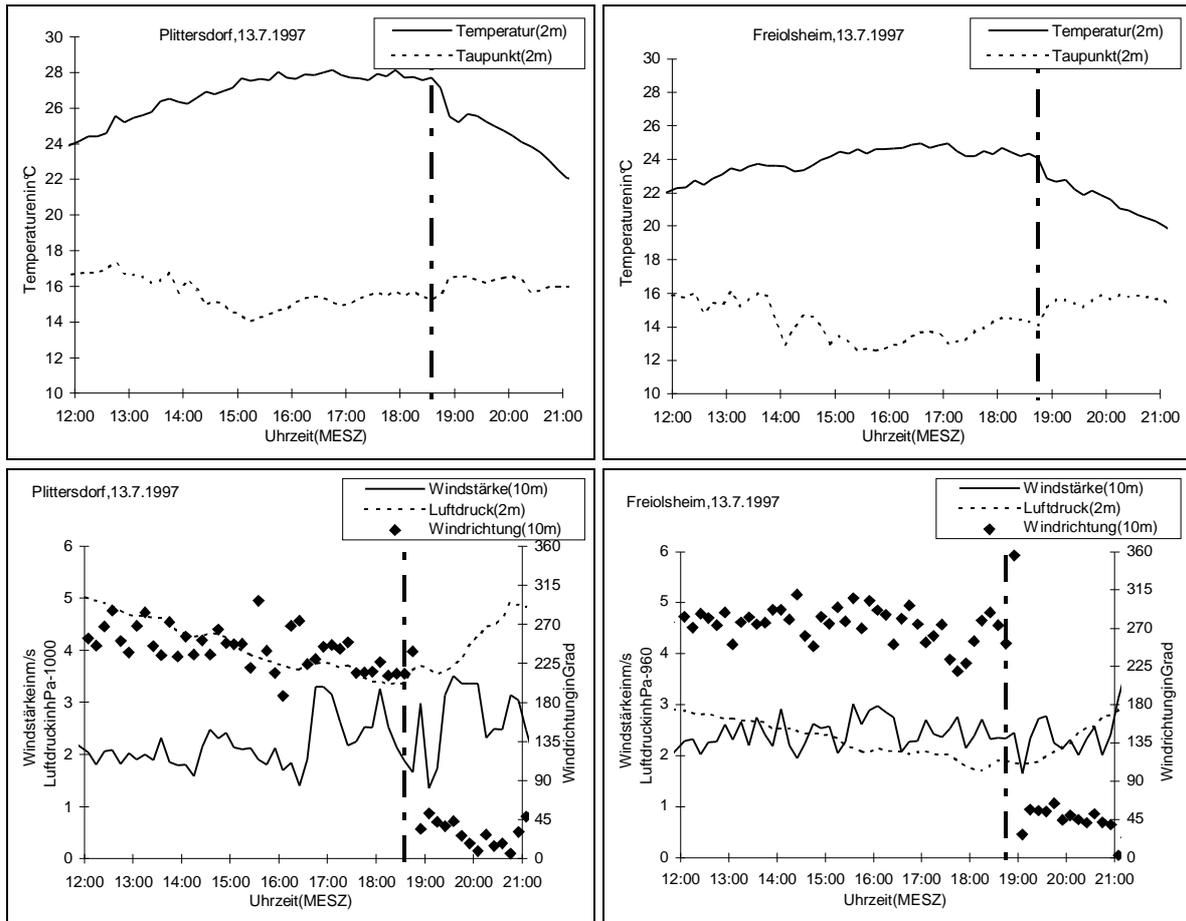


Abb. 6.30: Zeitreihe von Temperatur, Taupunkt, Luftdruck und Wind an den REKLIP-Stationen Plittersdorf (links) und Freiolsheim (rechts) am 13.7.1997. Die senkrechte gestrichelte Linie markiert den jeweiligen Durchgang der Böenfront (in Plittersdorf um 18:35 und in Freiolsheim um 18:45 Uhr MESZ).

An allen Bodenstationen drehte der Wind mit dem Durchgang der Böenfront auf Richtungen um Nord und behielt diese Richtung für mehrere Stunden bei. Dieser Effekt deutet darauf hin, daß die kühlere Luftmasse, welche aus den Abwinden hervorgegangen waren und deren Vordergrenze die Böenfront markierte, eine große horizontale Ausdehnung hatte. Begünstigt wurden die anhaltenden nördlichen Winde offensichtlich auch durch den Kanalisierungseffekt der Mittelgebirgsungefähr in Nord-Süd-Richtung verlaufen.

Der Durchgang der Böenfront auf Richtungen um Nord und behielt diese Richtung für mehrere Stunden bei. Dieser Effekt deutet darauf hin, daß die kühlere Luftmasse, welche aus den Abwinden hervorgegangen waren und deren Vordergrenze die Böenfront markierte, eine große horizontale Ausdehnung hatte. Begünstigt wurden die anhaltenden nördlichen Winde offensichtlich auch durch den Kanalisierungseffekt der Mittelgebirgsungefähr in Nord-Süd-Richtung verlaufen.

Der Weg der Böenfront vom 13. Juli 1997 läßt sich anhand der Radardaten und von Zeitreihen meteorologischer Feldgrößen, die an mehreren REKLIP-Stationen gemessen wurden, über mehrere Stunden verfolgen. Die Böenfront war allerdings schwächer als die zuvor analysierte Front vom 29. Juli 1996. Dies geht auch aus Tab. 6.1 hervor, in der die wichtigsten Charakteristika zusammengefaßt sind. Dorts sind auch einige Mittelwerte angegeben, die Mahoney (1988) bei der Analyse von insgesamt 30 nordamerikanischen Böenfronten fand.

Der Weg der Böenfront vom 13. Juli 1997 läßt sich anhand der Radardaten und von Zeitreihen meteorologischer Feldgrößen, die an mehreren REKLIP-Stationen gemessen wurden, über mehrere Stunden verfolgen. Die Böenfront war allerdings schwächer als die zuvor analysierte Front vom 29. Juli 1996. Dies geht auch aus Tab. 6.1 hervor, in der die wichtigsten Charakteristika zusammengefaßt sind. Dorts sind auch einige Mittelwerte angegeben, die Mahoney (1988) bei der Analyse von insgesamt 30 nordamerikanischen Böenfronten fand.

Die Böenfront, welche am 29. Juli 1996 durch den Oberrheingraben zog, breitete sich ungefähr doppelt so schnell aus wie diejenige vom 13. Juli 1997 und erreichte auch eine etwa doppelt so große vertikale Mächtigkeit. Auch die Zunahme der Windgeschwindigkeit in Bodennähe war im ersten Fall größer. Die Temperatur änderte sich dabei allerdings anders als im zweiten Fall:

Die Böenfront, welche am 29. Juli 1996 durch den Oberrheingraben zog, breitete sich ungefähr doppelt so schnell aus wie diejenige vom 13. Juli 1997 und erreichte auch eine etwa doppelt so große vertikale Mächtigkeit. Auch die Zunahme der Windgeschwindigkeit in Bodennähe war im ersten Fall größer. Die Temperatur änderte sich dabei allerdings anders als im zweiten Fall:

Tab. 6.1: Charakteristische Größen der Böenfronten (Erläuterungen im Text).

Datum	Dauer	mittlere Ver- lagerungsge- schwindigkeit	vertikale Mächtigkeit	bodennahe Änderungen von		
				Tempe- ratur	Luft- druck	Windge- schwindigkeit
29.7.1996	>2Std.	17m/s	ca.2km	um+1K	1–2hPa	4–7m/s
13.7.1997	>4Std.	5–7m/s	ca.1km	0bis–4K	<0,2hPa	a 0–4m/s
Mittelwerte von						
Mahoney(1988)	—	8,6m/s	1,3km	–3,5K	0,6hPa	—

Aufgrund der zuvor begonnenen abendlichen bodennahe vom 29. Juli 1996 zu einer geringen Erwärmung, bevor ein eindeutigen Temperaturrückgang bewirkten. Am 13. Juli 1997 zog die Böenfront dagegen in dem Oberrheingraben und war mit einem Temperaturrückgang verbunden, der umso schwächer ausfiel, je mehr Zeit seit dem Entstehen der Front vergangen war. Die charakteristischen Größen der beiden analysierten Böenfronten stimmen gut mit den Werten von Mahoney (1988) überein, die die Böenfront vom 29. Juli 1996 als durchschnittlich stärker als die Böenfront vom 13. Juli 1997 übertrafen, sondern auch größer waren als die durchschnittlichen Werte der von Mahoney (1988) analysierten Böenfronten. Die in der zweiten Fallstudie in diesem Abschnitt analysierte Böenfront entsprach in etwa den Durchschnittswerten von Mahoney (1988), war jedoch über einen wesentlich längeren Zeitraum zu verfolgen als die Böenfront vom 29. Juli 1996. Beide Böenfronten haben an einigen Stellen die Bildung neuer konvektiver Zellen ausgelöst oder zumindest verstärkt. Auch dieser Effekt ist, wie bereits erwähnt, zuweilen beim Auftreten von Böenfronten zu beobachten. Ungewöhnlich ist sicherlich, daß eine der konvektiven Zellen, die offensichtlich von der zweiten Böenfront am 13. Juli 1997 ausgelöst wurde, ihrerseits zur Bildung einer neuen Böenfront führte (vgl. Abb. 6.2

4e). n Abkühlung führte die Böenfront r starke Niederschläge einsetzten und 3. Juli 1997 zog die Böenfront dagegen in dem Oberrheingraben und war mit einem Temperaturrückgang verbunden, der umso schwächer ausfiel, je mehr Zeit seit dem Entstehen der Front vergangen war. Die charakteristischen Größen der beiden analysierten Böenfronten stimmen gut mit den Werten von Mahoney (1988) überein, die die Böenfront vom 29. Juli 1996 als durchschnittlich stärker als die Böenfront vom 13. Juli 1997 übertrafen, sondern auch größer waren als die durchschnittlichen Werte der von Mahoney (1988) analysierten Böenfronten. Die in der zweiten Fallstudie in diesem Abschnitt analysierte Böenfront entsprach in etwa den Durchschnittswerten von Mahoney (1988), war jedoch über einen wesentlich längeren Zeitraum zu verfolgen als die Böenfront vom 29. Juli 1996. Beide Böenfronten haben an einigen Stellen die Bildung neuer konvektiver Zellen ausgelöst oder zumindest verstärkt. Auch dieser Effekt ist, wie bereits erwähnt, zuweilen beim Auftreten von Böenfronten zu beobachten. Ungewöhnlich ist sicherlich, daß eine der konvektiven Zellen, die offensichtlich von der zweiten Böenfront am 13. Juli 1997 ausgelöst wurde, ihrerseits zur Bildung einer neuen Böenfront führte (vgl. Abb. 6.2

## 7 Zusammenfassung

Mit einem C-Band Dopplerradar im Forschungszentrum Karlsruhe werden seit 1994 operationell Volumen-Datensätze der Reflektivität und der radialen Geschwindigkeitskomponente im Umkreis von 120 km um den Radarstandort aufgezeichnet und archiviert. Aus den Reflektivitätsdaten werden unter anderem mit Hilfe von Z-R-Beziehungen Niederschlagsintensitäten berechnet. Daraus können durch zeitliche Integration für nahezu beliebige Zeiträume flächenhafte Verteilungen der Niederschlagssummen ermittelt werden. Die aufgezeichneten Windprofile des Horizontalwindes werden routinemäßig zur Berechnung vertikaler Profiler des Horizontalwindes verwendet. Siedienenauch der Untersuchung dynamischer Strukturen in konvektiven Niederschlagsystemen. Aufgrund der Basis der vom Radar aufgezeichneten Daten ist die Möglichkeit gegeben, eine Klimatologie sowohl der Niederschlagsverteilung als auch des Auftretens konvektiver Niederschlagssysteme in der Region des mittleren Oberrheingrabens und der umliegenden Mittelgebirge zu erstellen.

Die Analyse konvektiver Niederschlagssysteme bildet den Schwerpunkt der vorliegenden Dissertation. Daher wurden zunächst verschiedene Arten konvektiver Niederschläge vorgestellt und erläutert. Diese sehr komplexen Effekte einer orographisch gegliederten Geländeform auf die Entwicklung der verschiedenen konvektiven Niederschlagssysteme wurden aufgezeigt und daraus gefolgert, daß sich unterschiedliche Verteilungen der Niederschlagssummen bei stratiformen und konvektiven Niederschlägen ergeben müssen.

Ein großer Teil der vorliegenden Arbeit behandelt die Erfassung von Niederschlägen verschiedenen Typs mit einem Dopplerradar. Daher wurden die wichtigsten Grundlagen der Radarmeteorologie vorgestellt. Hierzu zählte die Bestimmung der Reflektivität aus der von dem Radar ausgesendeten und empfangenen Leistung und die Berechnung der radialen Geschwindigkeitskomponente aus der Phasenverschiebung der Radarstrahlung ebenso wie die Errechnung der Niederschlagsintensität aus der Reflektivität, die meist mit Hilfe von Z-R-Beziehungen vorgenommen wird. Es wurde auf die Probleme hingewiesen, die bei diesen Umrechnungen im Falle von Schneeflocken oder großen Hagelkörnern entstehen, da solche Niederschlagsteilchen andere Rückstreuquerschnitte haben als die meist kugelförmigen Regentropfen. Eine häufige Erscheinungsform hauptsächlich stratiformer Niederschläge ist die meist nur wenige hundert Meter dicke Schmelzschicht, in der Schneeflocken zu Regentropfen schmelzen. Dabei erhöht sich der Rückstreuquerschnitt der Hydrometeore vorübergehend beträchtlich, was zu stark erhöhten Meßwerten der Reflektivität in dieser Schicht führt. Bei der Ableitung der Niederschlagsintensität aus den Reflektivitätsdaten muß man diese Effekte, die mit dem Begriff 'Helles Band' zusammengefaßt werden, berücksichtigen. Zu diesem Zweck wurde ein Algorithmus entwickelt und vorgestellt, der in den Reflektivitätsdaten nach Strukturen des Hellen Bandes sucht und eine Statistik der charakteristischen Daten (Höhe, Dicke und Amplitude) erstellt. In einem zweiten Schritt werden die gemessenen Reflektivitätsdaten dahingehend korrigiert, daß man bei der Berechnung der Niederschlagsintensität auch die überhöhten Werte erhält. Der Algorithmus erfordert keine individuelle Vorgabe der Höhe der Nullgradgrenze. Er benötigt wenig Rechenzeit und kann daher 'online' eingesetzt werden. Die mit Hilfe dieses Algorithmus erzielten erheblichen Verbesserungen der aus den Radardaten abgeleiteten Niederschlagsintensitäten wurden an einem Beispieldemonstriert.

Will man Niederschlagsmessungen mit einem Radar auch in größeren Entfernungen durchführen, so bereitet die Abschattung des Radarstrahls an orographischen Hindernissen Schwierig-

keiten. Die Erdkrümmung bewirkt, daß mit zunehmender größerer Höhendifferenz zwischen dem Boden und der n entsteht. Mit dem IMK-Dopplerradar werden Reflektiv gemessen, die geringer sind als die Horizonthöhe. Inf odervollständigen Abschattung des Radarstrahls, di erheblich verminderten Werten bei der Berechnung vo reflektivitätsdaten verbundene sinken kann.

Daher wurde im Rahmen dieser Dissertation ein Algor schattung eines Radarstrahls erstmals berechnet wer präsentiert, mit denensich in einem weiteren Schri Radarpuls-Volumen gemessenen Reflektivität die tats rechnen läßt. Ist ein zu großer Teil des Radarstrahls aus dernächsthöheren Elevation zurückgegriffen.

Mit diesem neuen Algorithmus wurden deutliche Verbe derschlagsmengen aus Reflektivitätsdaten erzielt. A standort ist nun eine quantitative Niederschlagsber echnung möglich. Einige verbleibende Un terschiede zwischen Radar- und Bodenmessungen könne n geringe Fehler und die möglicherweise ungenügen insbesondere bei konvektiven Niederschlägen. Zuman zur Korrektur der Abschattungseffekte noch verbesse und räumlich variable Reflektivitätsprofile erfaßt. Hierzu können die mit dem Dopplerradar aufgezeichneten Daten ebenso dienen wie die Messung en mit anderen Instrumenten, z. B. Dis drometern und einem vertikal zeigenden FMCW-Radar. Weiterhin muß noch eine Zusammen führung des Algorithmus zur Korrektur von Abschattu ngseffekten mit dem zur Korrektur von Effektendes Hellen Bandes erfolgen.

Abhilfe bei einem völlig anderen, aber ebenfalls wi rologie verschafft der neue Algorithmus ebenfalls: lung der Antenne kann quantitativ bestimmt werden. file einer konvektiven Zelle mit dem neuen Algorith Elevationswinkels der Antenne von dessen tatsächlic he. Diese Diskrepanz konnte später bei der Analyse Mikrowellensenders, der an einem 200 m hohen Mast i bestätigt werden.

Um stratiforme von konvektiven Niederschlägen unter scheiden zu können, wurde ein Algo rithmus vorgestellt, der die dreidimensionalen Refl ektivitätsdaten auf verschiedene Eigen schaften hin analysiert. Als wichtigstes Merkmal di enthier bei die maximale, in dem dreidimen sionalen Datensatz gefundene Reflektivität. Sie erl aubt eine Unterscheidung stark konvektiver Niederschläge von anderen Niederschlagstypen. Zur w eiteren Differenzierung von schwach konvektiven und stratiformen Niederschlägen müssen zusätzliche Eigenschaften des Reflekti vitätsfeldes berücksichtigt werden. Dies sind horiz ontale bzw. radiale Gradienten der Reflekti vität, Reflektivitätsdifferenzen zwischen verschied enen Höhen und das Vorhandensein eines Hellen Bandes, wobei zwischen diesen genannten Eige nschaften gewisse Korrelationen erwart et werden.

Danur die wenigsten Ereignisse eine Festlegung der ximalen Reflektivität zulassen, wurde auch jeweils ein Konvektivitätsindex berechnet, der eine weitere Unterscheidung erlaubt. Dabei wird auch ber ücksichtigt, ob die Werte des Konvekti vitätsindex als aussagekräftig angesehen werden kön nen, d. h. ob die vorgenommene Klassifi zierung überhaupt gerechtfertigt ist.

r Entfernung vom Radar eine immer iedrigsten Elevation des Radarstrahls itätsdaten auch bei Höhenwinkeln ge olgedessen kommt es zu einer teilweisen eingrößeren Entfernungen vom Radar mit n Niederschlagsintensitäten aus den Re-

ithmus entwickelt, mit dem die Teilab den kann. Zusätzlich wurden Gleichungen tt aus der in einem teilweise abgeschatteten ächliche Reflektivität in Strahlmitte be ls abgeschattet, so wird auf die Meßwerte

sserungen bei der Berechnung der Nie- uch in größeren Entfernungen vom Radar- echnung möglich. Einige verbleibende Un n zweierlei Ursachen haben: Zumei de Repräsentanz von Bodenmessungen deren kann der vorgestellte Algorithmus rt werden, indem man in Zukunft zeitlich en mit anderen Instrumenten, z. B. Dis Weiterhin muß noch eine Zusammen ngseffekten mit dem zur Korrektur von

ichtigen Thema innerhalb der Radarmeteo- Eine fehlerhaft justierte Elevationseinstel- Die Analyse vertikaler Reflektivitätspro- mus legte eine Abweichung des nominellen hen Werten um etwa ein halbes Grad na- des Signals eines konstant strahlenden nder Nähe des Radars montiert wurde,

scheiden zu können, wurde ein Algo- rithmus vorgestellt, der die dreidimensionalen Refl ektivitätsdaten auf verschiedene Eigen schaften hin analysiert. Als wichtigstes Merkmal di enthier bei die maximale, in dem dreidimen sionalen Datensatz gefundene Reflektivität. Sie erl aubt eine Unterscheidung stark konvektiver Niederschläge von anderen Niederschlagstypen. Zur w eiteren Differenzierung von schwach konvektiven und stratiformen Niederschlägen müssen zusätzliche Eigenschaften des Reflekti vitätsfeldes berücksichtigt werden. Dies sind horiz ontale bzw. radiale Gradienten der Reflekti vität, Reflektivitätsdifferenzen zwischen verschied enen Höhen und das Vorhandensein eines Hellen Bandes, wobei zwischen diesen genannten Eige nschaften gewisse Korrelationen erwart et werden.

Niederschlagstyps allein anhand der ma- ein Konvektivitätsindex berechnet, der eine weitere Unterscheidung erlaubt. Dabei wird auch ber ücksichtigt, ob die Werte des Konvekti vitätsindex als aussagekräftig angesehen werden kön nen, d. h. ob die vorgenommene Klassifi zierung überhaupt gerechtfertigt ist.

---

Bei der Analyse der aus mehreren tausend dreidimensionalen Datensätzen der Reflektivität ermittelten charakteristischen Eigenschaften stellt es sich heraus, daß die vermuteten Korrelationen zwischen diesen Eigenschaften nur zum Teil beobachtet werden konnten. Eine gute Übereinstimmung besteht zwischen der maximalen Reflektivität eines Volumen-Scan und dem mittleren radialen Reflektivitätsgradienten in Bodennähe. Zwischen den anderen Eigenschaften bestehen keine eindeutigen Zusammenhänge. Die vielfach vorhandene Streuung der Daten läßt sich aber durch unterschiedliche Erscheinungsformen der Niederschläge erklären. Damit wurde nochmals deutlich, daß ein einzelnes Kriterium alleine nicht ausreicht, um eine vollständige Klassifizierung der Niederschläge vorzunehmen.

Anhand von zwei Beispielen wurde gezeigt, daß der Niederschlagstyp innerhalb von Stunden mehrfach wechseln kann. Damit wurde deutlich gemacht, daß für eine umfangreiche Analyse verschiedener Niederschlagstypen zeitlich möglichst hoch aufgelöste Daten bereitgestellt werden müssen.

Neben den charakteristischen Eigenschaften dreidimensionaler Reflektivitätsfelder, die eine Klassifizierung des Niederschlagstyps erlauben, wurde aus den jeweiligen Datensätzen auch der mittlere vertikale Reflektivitätsgradient zwischen dem Boden und 1,5 km Höhe ermittelt. Der Mittelwert aller errechneten Gradienten lag bei etwa Null, d.h. die Bestimmung der Niederschlagsintensität in einer geländefolgenden Schicht von 1,5 km Höhe ist gerechtfertigt. Allerdings gibt es eine nicht zu vernachlässigende Streuung, d.h. in Einzelfällen eine signifikante Abweichung des mittleren Vertikalgradienten. Auch konnten die Unterschiede zu den Ergebnissen, die mit einem FMCW-Radar gewonnen wurden, noch nicht abschließend erklärt werden.

Anhand des neu entwickelten Algorithmus lassen sich stratiforme, schwach und stark konvektive Niederschlagsereignisse getrennt erfassen. Damit wurden erstmals flächendeckende Niederschlagssummen eines längeren Zeitraums getrennt für die genannten Typen ermittelt. Für Vergleiche dieser Summen mit Bodenmessungen, die üblicherweise nur Tagessummen liefern, wurde auf die Vorteile der hohen zeitlichen Auflösung der Radardaten verzichtet. Um die Niederschlagsdaten auf der Basis von Tagessummen getrennt nach ihrem Typ (stratiform, schwach konvektiv oder stark konvektiv) analysieren zu können, mußte also die für einzelne Datensätze festgelegte Klassifizierung des Niederschlagstyps auf eine längere Zeiträume erweitert werden, was anhand der Häufigkeit der Niederschlagstypen der einzelnen Datensätze geschieht. Bei zukünftigen Analysen kann diese Schwierigkeit vermehrt behoben werden, da seit 1997 zahlreiche Niederschlagsstationen Meßwerte auch mit einer zeitlichen Auflösung bis zu einer Minute bereitstellen.

Die aus Radardaten abgeleiteten und an den entsprechenden Bodenstationen gemessenen Niederschlagssummen des Zeitraums vom Januar 1996 bis April 1998 wurden getrennt nach dem jeweiligen Niederschlagstyp ausgewertet. Bei der Analyse der Summenverteilungen stellte sich heraus, daß bei stratiformen und schwach konvektiven Niederschlägen die größten Niederschlagssummen über den Mittelgebirgen, insbesondere dem Schwarzwald, auftraten. Im Falle stark konvektiver Niederschläge traten aber auch vereinzelte Regionen in der Oberrheinebene hervor, die relativ hohe Niederschlagssummen aufwiesen. Die eingangs geäußerten Überlegungen wurden damit bestätigt: stratiforme und schwach konvektive Niederschläge werden über den Mittelgebirgen durch verstärkte Hebung intensiviert, was hingegen bei starker Konvektion nicht mehr generell zutrifft. Es zeigt sich ferner, daß die stark konvektiven Niederschläge fast ausschließlich in den Sommermonaten auftraten, wenn die Atmosphäre entsprechend labil geschichtet ist. Die Mehrzahl der stratiformen Niederschläge entfällt auf das Winterhalbjahr. Allerdings gab es auch in den Sommermonaten, beispielsweise bei der Entstehung sogenannter Genua-Zyklonen, eine Reihe von Tagen mit stratiformen Niederschlägen, während im Winter

aufgrund mangelnder Labilität der Atmosphäre Tage mit stark konvektiven Niederschlägen völlig fehlten.

Bei der Verteilung der Niederschlagssummen in einem orographisch gegliederten Gelände spielt die Anströmungsrichtung eine große Rolle. Daher wurden auch die mit dem Radar aufgezeichneten Winddaten zur Analyse herangezogen. Es wurden Vertikalprofile des Horizontalwindes erstellt und als maßgebliche Anströmungsrund der Bodenreibung weitgehend ausgeschlossen werden. Die Anströmungsrichtung wurde bei hinreichend hoher Windgeschwindigkeit acht verschiedenen Sektoren von jeweils  $45^\circ$  Breite zugeordnet.

Die Analyse der Verteilung der Niederschlagssummen bei verschiedenen Anströmungsrichtungen ergab deutliche Unterschiede. Es konnte festgestellt werden, daß nicht nur die örtliche Orographie, sondern auch die Alpen ebenso wie weit außerhalb des Beobachtungsgebietes liegende Mittelgebirge zu charakteristischen Verteilungen der Niederschlagsmengen im Beobachtungsgebiet führen. Allerdings sind innerhalb des Bezugszeitraums nicht bei allen Sektoren der Anströmungsrichtungen genügend Niederschlagsereignisse aufgetreten, um definitive Schlüsse ziehen und weitergehende Untersuchungen in Abhängigkeit vom Niederschlagstyp durchführen zu können.

Die weitaus meisten Niederschläge fallen in der Region des mittleren Oberrheingrabens bei südwestlicher bis westlicher Anströmung. Hier gab es genügend Niederschlagsereignisse, so daß für diesen Sektor eine differenzierte Betrachtung stratiformer, schwach konvektiver und stark konvektiver Niederschläge möglich war. Es ergaben sich bei stratiformen und schwach konvektiven Niederschlägen große Summen über dem Schwarzwald und anderen Mittelgebirgen, und relativ wenig Niederschlag insbesondere im nördlichen Oberrheingraben. Bei stark konvektivem Niederschlag fand man dagegen über den Mittelgebirgen nur teilweise erhöhte Niederschlagssummen; einige Regionen im Oberrheingraben zeigten auch vermehrt stark konvektiven Niederschlag.

Bei der Analyse der Situationen mit schwachem Wind in der unteren Troposphäre, bei denen stark konvektive Niederschläge auftreten, stellte sich heraus, daß dann besonders in einem Gebiet östlich des Schwarzwaldes bis in den Stuttgarter Raum hinein vermehrt Niederschläge fallen. Dieses Phänomen ist begleitet von einer sehr hohen Dichte an Blitzen.

Gebiete, in denen bevorzugt stark konvektive Niederschläge auftreten, können auch anhand der Analyse von Zugbahnen konvektiver Zellen identifiziert werden. Zu diesem Zweck erfolgten Untersuchungen der Daten dahingehend, an welchen Stellen des Beobachtungsgebiets bestimmte Reflektivitätswerte überschritten wurden, wobei auch verschiedene Anströmungsrichtungen betrachtet worden sind. Es stellte sich heraus, daß sehr starke konvektive Niederschläge vorzugsweise im mittleren Oberrheingraben in einem Gebiet auftreten, daß sich ungefähr in West-Ost-Ausdehnung über Karlsruhe hinwehrtreckt. Dieses Resultat deckt sich sowohl mit den Summenverteilungen stark konvektiver Niederschläge, die zuvor analysiert wurden, als auch mit Simulationen mit einem mesoskaligen atmosphärischen Modell, welche belegen, daß südwestlich von Karlsruhe in der Oberrheinebene bei solchen Anströmungen eine bodennahe Konvergenzzone von Luftmassen zu verstärkter Auslösung von Konvektion führen kann.

Neben Analysen von Summen stratiformer und konvektiver Niederschläge bietet ein Dopplerradar aber auch die Möglichkeit, die Entwicklung und die dynamische Struktur von einzelnen konvektiven Niederschlagssystemen zu untersuchen. An zwei Fallstudien wurde gezeigt, daß eine Teilung konvektiver Niederschlagszellen mit dem Radar sehr gut beobachtet werden kann. Für das Auftreten solcher Zellteilungen und die weitere Entwicklung der Zellen spielt die vertikale Windscherung, d.h. die Änderung von Geschwindigkeit und Richtung des Windes mit der Höhe, eine entscheidende Rolle. Es konnte beobachtet werden, daß die Verlagerung der Nie-

derschlagszellenähnlich abließ, wie sie von anderen Modellen simuliert wurde. Dagegen verlief die Entwicklung anders als bei früheren Fallstudien. Dieses Phänomen dynamischen Antrieb im orographisch gegliederten Gelände. In einer anderen Fallstudie wurden die Entstehungsbedingungen eines schwachen Tornados am Ostrand des mittleren Oberrheingrabens analysiert. In der synoptischen Situation stellte sich heraus, daß die Bedingungen für die Entstehung von Superzellen an diesem Tag im Oberrheingraben auf den Einfluß der Orographie auf die Windscherung besonders günstig waren. In den Windschneefeldern des Radars konnten an diesem Tag Rotationsmuster gefunden werden, wobei zahlreiche Gemischungen beider Entwicklungsstadien unterstrichen. Bei der Untersuchung von länger zurückliegenden Tornados im Oberrheingraben relativ oft von solchen Ereignissen betroffen ist. Dies steht in Einklang mit den schon genannten Ergebnissen dieser Arbeit, welche diese Region als bevorzugtes Gebiet starker konvektiver Niederschlagssysteme ausweisen. Zwei weitere Fallstudien dienten der Analyse von Böenfronten, die sich in Gewitterzellen ausbilden. Solche Böenfronten sind dort gut dokumentiert. In Mitteleuropa kann man sie aber nur sehr selten beobachten, weshalb noch keine ausführlichen Studien dieser Phänomene vorliegen. Im ersten Fall waren die beobachteten Windgeschwindigkeit und die vertikale Ausdehnung der Böenfront sehr hoch. Diese zog quer durch den Oberrheingraben von West nach Ost und war auch weit im Kraichgau und im Schwarzwald noch detektierbar. Dort führte sie örtlich zu einer Verstärkung der latent vorhandenen konvektiven Aktivität. Die andere Böenfront entstand bei einem Gewitter in der Nähe von Mannheim und zog durch den Oberrheingraben nach Süden, wobei sie fast fünf Stunden lang in den Radardaten und an verschiedenen Stationen gemessen wurden, identifiziert werden konnte. Diese Böenfront hatte eine wesentlich geringere vertikale Ausdehnung als die zuvor analysierte Front, und ihre Verlagerungsgeschwindigkeit sowie die beobachteten Windgeschwindigkeiten waren geringer als bei der ersten Fallstudie. Auch diese Böenfront hat die Entwicklung starker Konvektion begünstigt.

Mit der vorliegenden Arbeit ist gezeigt worden, daß die Entwicklung konvektiver Niederschlagssysteme in orographisch gegliedertem Gelände mit Hilfe der Daten eines Dopplerradars quantitativ analysiert werden kann. Aus Radardaten können nicht nur die Art des Niederschlags abgeleitet werden, sondern auch die Art der Konvektion. Die systematische Fehler bei der Berechnung von Niederschlagsmengen aus Radardaten wurden mit geeigneten neu entwickelten Korrekturalgorithmen erheblich verringert, wie Vergleiche mit den Messungen von Bodenstationen zeigen. Neben quantitativen Niederschlagsmessungen erlaubt die Analyse der Entwicklung von konvektiven Niederschlagssystemen die Präsentation von Ergebnissen einiger Fallstudien. Dabei bildete die Kombination aus Radardaten und Bodenstationenmessungen sowie aus Radiosondenaufstiegen gewonnenen Daten eine optimale Grundlage, um die wichtigsten Prozesse bei der Entwicklung von konvektiven Niederschlagssystemen analysieren zu können.

Autoren beobachtet oder mit numerischen Modellen simuliert wurde. Dagegen verlief die Entwicklung der Intensität dieser neuen Zellen anders als bei früheren Fallstudien. Dieses Phänomen kann aber durch unterschiedlichen thermodynamischen Antrieb im orographisch gegliederten Gelände. In einer anderen Fallstudie wurden die Entstehungsbedingungen eines schwachen Tornados am Ostrand des mittleren Oberrheingrabens analysiert. In der synoptischen Situation stellte sich heraus, daß die Bedingungen für die Entstehung von Superzellen an diesem Tag im Oberrheingraben auf den Einfluß der Orographie auf die Windscherung besonders günstig waren. In den Windschneefeldern des Radars konnten an diesem Tag Rotationsmuster gefunden werden, wobei zahlreiche Gemischungen beider Entwicklungsstadien unterstrichen. Bei der Untersuchung von länger zurückliegenden Tornados im Oberrheingraben relativ oft von solchen Ereignissen betroffen ist. Dies steht in Einklang mit den schon genannten Ergebnissen dieser Arbeit, welche diese Region als bevorzugtes Gebiet starker konvektiver Niederschlagssysteme ausweisen. Zwei weitere Fallstudien dienten der Analyse von Böenfronten, die sich in Gewitterzellen ausbilden. Solche Böenfronten sind dort gut dokumentiert. In Mitteleuropa kann man sie aber nur sehr selten beobachten, weshalb noch keine ausführlichen Studien dieser Phänomene vorliegen.

Im ersten Fall waren die beobachteten Windgeschwindigkeit und die vertikale Ausdehnung der Böenfront sehr hoch. Diese zog quer durch den Oberrheingraben von West nach Ost und war auch weit im Kraichgau und im Schwarzwald noch detektierbar. Dort führte sie örtlich zu einer Verstärkung der latent vorhandenen konvektiven Aktivität. Die andere Böenfront entstand bei einem Gewitter in der Nähe von Mannheim und zog durch den Oberrheingraben nach Süden, wobei sie fast fünf Stunden lang in den Radardaten und an verschiedenen Stationen gemessen wurden, identifiziert werden konnte. Diese Böenfront hatte eine wesentlich geringere vertikale Ausdehnung als die zuvor analysierte Front, und ihre Verlagerungsgeschwindigkeit sowie die beobachteten Windgeschwindigkeiten waren geringer als bei der ersten Fallstudie. Auch diese Böenfront hat die Entwicklung starker Konvektion begünstigt.

die Entwicklung konvektiver Niederschlagssysteme in orographisch gegliedertem Gelände mit Hilfe der Daten eines Dopplerradars quantitativ analysiert werden kann. Aus Radardaten können nicht nur die Art des Niederschlags abgeleitet werden, sondern auch die Art der Konvektion. Die systematische Fehler bei der Berechnung von Niederschlagsmengen aus Radardaten wurden mit geeigneten neu entwickelten Korrekturalgorithmen erheblich verringert, wie Vergleiche mit den Messungen von Bodenstationen zeigen. Neben quantitativen Niederschlagsmessungen erlaubt die Analyse der Entwicklung von konvektiven Niederschlagssystemen die Präsentation von Ergebnissen einiger Fallstudien. Dabei bildete die Kombination aus Radardaten und Bodenstationenmessungen sowie aus Radiosondenaufstiegen gewonnenen Daten eine optimale Grundlage, um die wichtigsten Prozesse bei der Entwicklung von konvektiven Niederschlagssystemen analysieren zu können.

## Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) des Forschungszentrums Karlsruhe (FZK) und der Universität (TH) Karlsruhe durchgeführt. Die hierfür notwendigen Finanzmittel wurden vom Forschungszentrum Karlsruhe zur Verfügung gestellt.

Mein Dank gilt in erster Linie Prof. Dr. Klaus D. Beheng, der die Betreuung dieser Arbeit übernommen hat. Seine zahlreichen Anregungen und Kommentare waren eine große Hilfe nicht nur in fachlichen Fragen. Dank verdienen mich besonders seine Bereitschaft, auf Fragen und Wünsche, die ich im Laufe der zurückliegenden Zeit bezüglich der Arbeit an ihn richtete, stets umgehend und mit vielen hilfreichen Bemerkungen zu reagieren. Herrn Prof. Dr. Franz Fiedler danke ich für seine Bereitschaft, das Korreferat dieser Arbeit zu übernehmen, und für viele fachliche Anregungen und Kommentare.

Diese Arbeit hätte nicht erstellt werden können ohne zahlreiche Informationen, die mir zugänglich gemacht wurden. Herrn Dr. Homagk und Herrn Krause von der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg möchte ich für die Bereitstellung von Niederschlagsdaten danken, ebenso Herrn Demuth vom Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz und Herrn Dr. Kaestner vom Deutschen Wetterdienst in Offenbach. Herr Baar von der Wetterstation Stuttgart stellte mir freundlicherweise Daten einiger Radiosondenaufstiege zur Verfügung. Meinen Kollegen Dr. Norbert Kalthoff und Michael Wirthmann danke ich für die Bereitstellung von Daten des REKLIP-Meßnetzes.

Viele wertvolle Hinweise beider wissenschaftlichen Tätigkeiten erhielt ich von meinen Kolleginnen und Kollegen des IMK. Ganz besonderer Dank gebührt dabei Nikolai Dotzek, Dr. Hermann Gysi, Dr. Jan Handwerker, Michael Kunz und Dr. Martin Löffler-Mang. Sie haben in zahlreichen Diskussionen zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Mein Dank gilt auch Dr. Willi Schmid von der ETH Zürich, der mir wertvolle Hinweise zur Interpretation von Radar-daten gab. Schließlich bedanke ich mich bei Gabi Klinck, die häufig einen nicht funktionierenden Rechner wieder in Gang brachte, und bei Dr. Jan Handwerker für das Korrekturlesen dieser Arbeit.

## Literaturverzeichnis

- Adrian, G. und F. Fiedler (1991): Simulation of funs tationary wind and temperature fields over  
complex terrain and comparison with observations. *B* eitr. *Phys. Atmos.* **64**, 27–48.
- Atlas, D. (Ed.) (1990): *Radar in meteorology*. Amer. Meteor. Soc., Boston, 806 S.
- Atlas, D., R. C. Srivastava und R. S. Sekhon (1973) : Dopplerradar characteristics of precipi-  
tation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space P* hys. **11**, 1–35.
- Battan, L. J. (1973): *Radar observation of the atmo* sphere. University of Chicago Press, Chi-  
cago, 323 S.
- Benoit, R. und M. Desgagné (1996): Further non-hydr ostatic modeling of the Brig 1993 flash  
flood event. *MAP Newsletter* **5**, Schweiz. Meteorol. Anst., Zürich, 36–37.
- Bluestein, H. B. (1993): *Synoptic-dynamic meteorolo* gy in mid-latitudes. Volume II: Observa-  
tions and theory of weather systems. Oxford Univers ity Press, New York, 594 S.
- Brooks, H. E., C. A. Doswell und J. Cooper (1994): On the environments of tornadic and  
nontornadic mesocyclones. *Wea. Forecasting* **9**, 606–618.
- Chappell, C. F. (1986): Quasi-stationary convective events. In: P. S. Ray (Ed.): *Mesoscale*  
*meteorology and forecasting*. Amer. Meteor. Soc., Bo ston, 793 S.
- Churchill, D. D. und R. A. Houze Jr. (1984): Develop ment and structure of winter monsoon  
cloud clusters on 10 December 1978. *J. Atmos. Sci.* **41**, 933–960.
- Dotzek, N., R. Hanneßen, K. D. Beheng und R. E. Pet erson (1998): Tornadoes in Germany,  
Austria, and Switzerland. Proc. 19<sup>th</sup> Conf. Severe Local Storms, Minneapolis, USA, 14.–18.  
Sept. 1998, 93–96.
- Doviak, R. J. und D. S. Zrnic (1984): *Dopplerradar* and weather observation. Academic Press,  
New York, 458 S.
- Droegemeier, K. K., S. M. Lazarus und R. Davies-Jon es (1993): The influence of helicity on  
numerically simulated convective storms. *Mon. Wea. Rev.* **121**, 2005–2029.
- DWD (1987): *Allgemeine Meteorologie. Leitfäden für* die Ausbildung im Deutschen Wetter-  
dienst **1**. Eigenverlag des Dt. Wetterdienstes, Offenbach a. M., 181 S.
- DWD (1995a): *Wetterkarte. Amtsblatt des Deutschen W* etterdienstes D7311A, Jahrgang  
1995, Beilage Nr. 138/1995. Eigenverlag des Deutsch en Wetterdienstes, Offenbach a. M.
- DWD (1995b): *Europäischer Wetterbericht. Amtsblatt* des Deutschen Wetterdienstes  
D6168A, Jahrgang 20, Nr. 252. Eigenverlag des Deu tschen Wetterdienstes, Offenbach a. M.
- Fernandez-Duran, J. J. und G. J. G. Upton (1998): S tatistical techniques for clutter removal  
and detection of attenuation in radar reflectivity images. Proc. Final Int. Seminar, COST75,  
Locarno, Schweiz, 23.–27.3.1998 (im Druck).
- Fiedler, F. (1998): Integrierte Beobachtungen des r egionalen Klimas in komplexem Gelände.  
*Abstracts Sympos. Adv. Regional Clim.*, Karlsruhe, 5.–7.10.1998, 13.

- Finke, U. und T. Hauf (1998): Statistik der Blitzverteilung in Süddeutschland. *Ann. Meteor.* **37**, 325–326.
- Fortak, H. (1982): *Meteorologie*. Reimer, Berlin, 298 S.
- Fuchs, D. (1981): Gefährdung des Tiefflugs durch Tornados. *Promet* **4/81**, 8–10.
- Fujita, T. T. (1981): Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.* **38**, 1511–1534.
- Galli, G. (1998): Products of the Swiss weather radars: generation, algorithms and archival. *Proc. Final Int. Seminar, COST 75, Locarno, Schweiz*, 23.–27.3.1998 (im Druck).
- Germann, U. (1998): Is it feasible to use a local vertical profile of reflectivity for correcting precipitation estimates in the full range of the radar? *Proc. Final Int. Seminar, COST 75, Locarno, Schweiz*, 23.–27.3.1998 (im Druck).
- Grundmann, W. (1957): Meteorologische Meßgeräte am Erdboden. In: F. Baur (Hrsg.): *Linkes Meteorologisches Taschenbuch, Bd. III*. Akadem. Verlagsges. Geest & Portig, Leipzig.
- Gunn, K. L. S. und T. W. R. East (1954): The microwave properties of precipitation particles. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **80**, 522–545.
- Gunn, K. L. S. und J. S. Marshall (1958): The distribution with size of aggregate snowflakes. *J. Meteor.* **15**, 452–461.
- Gysi, H. (1995): Niederschlagsmessung mit Radar in orographisch gegliedertem Gelände. *Dissertation, Univ. Karlsruhe*, 188 S.
- Gysi, H. (1998): Orographic influence on the distribution of accumulated rainfall with different wind directions. *Atmos. Res.* **47–48**, 615–633.
- Gysi, H., R. Hanesen und K. D. Beheng (1997): A method for bright-band correction in horizontal rain intensity distributions. *Proc. 28<sup>th</sup> Radar Conf., Austin, USA*, 7–12. Sept. 1997, 214–215.
- Haase-Straub, S. P., M. Hagen, T. Hauf, D. Heimann, M. Peristeri und R. K. Smith (1997): The squall line of 21 July 1992 in Southern Germany: An observational case study. *Beitr. Phys. Atmos.* **70**, 147–165.
- Hanesen, R. und M. Löffler-Mang (1998): Improvement of quantitative rain measurements with a C-band Doppler radar through consideration of orographically induced partial beam screening. *Proc. Final Int. Seminar, COST 75, Locarno, Schweiz*, 23.–27.3.1998 (im Druck).
- Hanesen, R., N. Dotzek, H. Gysi und K. D. Beheng (1998): Case study of a tornado in the Upper Rhine valley. *Meteorol. Z., N.F.* **7**, 163–170.
- Hobbs, P. V. und P. O. G. Persson (1982): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part V: The substructure of narrow cold-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.* **39**, 280–295.
- Houze, R. A., Jr. (1993): *Cloud dynamics*. *Internat. Geoph. Ser.* **53**, Academic Press, San Diego, 570 S.

- 
- Islam, M.N., H. Uyeda, O. Kikuchi und K. Kikuchi (1996): Characteristics of clouds, cloud clusters and a supercluster observed on November 11–12 during the TOGA-COARE IOP. Proc. 12<sup>th</sup> Int. Conf. Clouds Precip., Zürich, Schweiz, 19.–23. August 1996, 546–549.
- Joss, J. und A. Waldvogel (1990): Precipitation measurements and hydrology: a review. In: Atlas, D. (Ed.): Radar in meteorology. Amer. Meteor. Soc., Boston, 806S.
- Kumm, H. (1983): Vergleichsmessungen mit windgeschützten und ungeschützten Niederschlagsmeßgeräten. Ber. des Dt. Wetterdienstes 162, Eigenverlag des Dt. Wetterdienstes, Offenbach a.M.
- Kunz, M. (1998): Niederschlagsmessung mit einem vertikal ausgerichteten K-Band FMCW Dopplerradar. Diplomarbeit, Univ. Karlsruhe, 97S.
- Kurz, M. (1990): Synoptische Meteorologie. Leitfaden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst 8. Eigenverlag des Dt. Wetterdienstes, Offenbach a.M., 197S.
- Laun, W. (1970): Tornados und ihre Ursache. Meteorol. Rdsch. **23**, 47–48.
- Li, L., W. Schmid und J. Joss (1995): Nowcasting of motion and growth of precipitation with radar over a complex orography. J. Appl. Meteor. **34**, 1286–1300.
- Liljequist, G.H. und K. Cihak (1984): Allgemeine Meteorologie. Vieweg, Braunschweig, 396S.
- Linder, W. und W. Schmid (1996): A tornadic thunderstorm in Switzerland exhibiting a radar-detectable low-level vortex. Proc. 12<sup>th</sup> Int. Conf. Clouds Precip., Zürich, Schweiz, 19.–23. August 1996, 577–580.
- Liu, J. Y. und H. D. Orville (1969): Numerical modeling of precipitation and cloud shadow effects on mountain induced cumuli. J. Atmos. Sci. **26**, 1283–1289.
- Löffler-Mang, M. und H. Gysi (1998): Radome attenuation of C-band radar as a function of rain characteristics. Proc. Final Int. Seminar, COST 75, Locarno, Schweiz, 23.–27.3.1998 (im Druck).
- Löffler-Mang, M., M. Kunz und W. Schmid (1998): On the performance of a low-cost K-band Dopplerradar for quantitative rain measurements. J. Atmos. Oceanic Technol., im Druck.
- Maddox, R. A., K. W. Howard, D. L. Bartels und D. M. Rodgers (1986): Mesoscale convective complexes in the middle latitudes. In: P. S. Ray (Ed.): Mesoscale meteorology and forecasting. Amer. Meteor. Soc., Boston, 793S.
- Mahoney, W. P., III (1988): Gust front characteristics and the kinematics associated with interacting thunderstorm outflow. Mon. Wea. Rev. **116**, 1474–1491.
- Marshall, J. S. und W. McK. Palmer (1948): The distribution of rain drops with size. J. Meteor. **5**, 165–166.
- Mühr, B. (1996): Einfluß der Topographie auf die Niederschlagsverteilung in Baden-Württemberg. Diplomarbeit, Univ. Karlsruhe, 189S.
- Münchener Rück (1984): Hagel. Eine Veröffentlichung der Münchener Rückversicherungsgesellschaft. München, Best.-Nr. 0026-V-d.

- Nestle, R. (1969): Der Tornado vom 10. 7. 1968 im Raum Pforzheim. Meteorol. Rdsch. **22**, 1–3.
- Pühringer, A. (1963): Beiträge zu einer elektrischen Tornadotheorie. Arch. Met. Geoph. Biokl. A **13**, 450–460.
- Pühringer, A. (1973): Windhosen in Österreich. Wetter und Leben **25**, 15–22.
- Rinehart, R.E. (1991): Radar for meteorologists. Dept. of Atm. Sci., Univ. of North Dakota, 224 S.
- Rosenfeld, D., E. Amitai und D.B. Wolff (1995): Classification of rain regimes by the three-dimensional properties of reflectivity fields. J. Appl. Meteor. **34**, 198–211.
- Roßmann, F. (1959): Über die Physik der Tornados. Meteorol. Rdsch. **12**, 105–111.
- Rudloff, H. von (1969): Die Pforzheimer Windhose vom 10. Juli 1968. Meteorol. Rdsch. **22**, 131.
- Sacher, D. (1997): Ableitungen von Windprofilen aus Messungen mittels Radiosonden und mit einem Dopplerradar – ein Vergleich. Seminararbeit, Univ. Karlsruhe, 54 S.
- Sauvageot, H. (1992): Radar meteorology. Artech House, Boston, 366 S.
- Schiesser, H.–H., A. Waldvogel, W. Schmid und S. Wilhelmse (1997): Klimatologie der Stürme und Sturmsysteme anhand von Radar- und Schadendaten. Schlußber. NFP 31, vdf Hochschulverl. ETH Zürich, 132 S.
- Steiner, M, R. A. Houze Jr., und S.E. Yuter (1995): Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. J. Appl. Meteor. **34**, 1978–2007.
- Tokai, A. und D.A. Short (1996): Evidence from tropical raindrop spectra on the origin of rain from stratiform versus convective clouds. J. Appl. Meteor. **35**, 355–371.
- Waldteufel, P. und H. Corbin (1979): On the analysis of single Doppler radar data. J. Appl. Meteor. **18**, 532–542.
- Waldvogel, A. (1974): The non-jump of raindrop spectra. J. Atmos. Sci. **31**, 1067–1078.
- Wegener, A. (1917): Wind- und Wasserhosen in Europa. Vieweg, Braunschweig, 301 S.
- Weisman, M.L. und J.B. Klemp (1986): Characteristics of isolated convective storms. In: P.S. Ray (Ed.): Mesoscale meteorology and forecasting. Amer. Meteor. Soc., Boston, 793 S.
- Wenzel, A., N. Kalthoff und F. Fiedler (1997): On the variations of energy-balance components with orography in the Upper Rhine valley. Theor. Appl. Climatol. **57**, 1–10.

## Symbolverzeichnis

$C, C'$	Radarkonstanten
$c$	Lichtgeschwindigkeit
$\mathbf{c}$	horizontaler Verlagerungsvektor, z.B. einer konvektiven Zelle
CAPE	Auftriebsenergie
D	Durchmesser eines Niederschlagteilchens
D	Dicke eines Hellen Bandes
DBZ	Radarreflektivitätsfaktor, auch als Reflektivität bezeichnet, logarithmisch
$\Delta$ DBZ	Differenz oder Korrekturterm der Reflektivität
$F_{\text{ges}}$	Analysefläche
$F_N$	Fläche mit Niederschlag
$f_p$	Pulswiederholrate
$g$	Erdbeschleunigung
G	Antennengewinn
H	Höhe eines Hellen Bandes (auch mit Indizes K, M, O)
h	Höhe der Signature eines Hellen Bandes (auch mit Indizes K, M, O)
$\mathbf{k}$	vertikaler Einheitsvektor
K	Konvektivitätsindex
$ K ^2$	Dielektrizitätsfaktor von Wasser oder Eis
L	Verlustfaktor beider Ausbreitungen elektromagnetischer Strahlung
$N_0$	Achsenabschnitt bei logarithmischer Darstellung eines Tropfenspektrums
$n_{\text{BB}}$	Zahl der 'Hellen Band'-Strukturen in einer Reflektivitätsdaten-Aufnahme
$P_t$	Leistung der transmittierten Radarstrahlung
$P_r$	Leistung der empfangenen Radarstrahlung
Q	Qualitätsparameter
R	Niederschlagsintensität
$R_{iV}$	Volumen-Richardsonzahl
r	Abstand eines Streukörpers vom Radar
SRH	Helizität
$\mathbf{v}$	Vektor der horizontalen Windgeschwindigkeit
$v_{\text{Ny}}$	Nyquistgeschwindigkeit
Z	Radarreflektivitätsfaktor, abgekürzt auch als Reflektivität bezeichnet
z	Vertikalkoordinate
$\Gamma_Z$	vertikaler Reflektivitätsgradient
$\Gamma_R$	radialer Reflektivitätsgradient
$\varepsilon$	Elevationswinkel der Radarantenne
$\phi$	Zenitwinkel, bezüglich der Achse eines Radarstrahls
$\phi$	Phasenwinkel der elektromagnetischen Welle
$\phi_{-3}$	3dB-Keulenbreite des Radarstrahls
$\phi_0$	Bruchteil der 3dB-Keulenbreite des Radarstrahls
$\phi_e$	halbe $1/e$ -Breite des Radarstrahls bezüglich des Zenitwinkels
$\phi_s$	Abschattungswinkel
$\eta$	volumenspezifischer Rückstreuquerschnitt, auch Radarreflektivität genannt
$\Lambda$	Steigung bei halb logarithmischer Darstellung eines Tropfenspektrums
$\lambda$	Wellenlänge
$\theta$	Azimutwinkel, bezüglich der Achse eines Radarstrahls

$\theta_e$	halbe $1/e$ -Breite des Radarstrahls bezüglich des Azimutwinkel	s
$\theta_v$	virtuell potentielle Temperatur	
$\sigma$	Rückstreuquerschnitt eines einzelnen Streuteilchens	
$\sigma_D$	Standardabweichung der Dicke des Hellen Bandes	
$\sigma_H$	Standardabweichung der Höhe des Hellen Bandes	
$\tau$	Pulsdauer	
$\Omega$	Raumwinkel	

## Anhang

### Berechnung eines Konvektivitätsindex und eines Qualitätsparameters aus einem Volumendatensatz der Radarreflektivität

Die Niederschläge eines Volumendatensatzes werden als stark konvektiv klassifiziert, wenn die maximale Reflektivität  $58 \text{ dB}_Z$  übertrifft, und als schwach konvektiv, wenn sie  $50 \text{ dB}_Z$  übertrifft. In den übrigen Fällen, welche die große Mehrheit der Datensätze betreffen, werden ein Konvektivitätsindex und ein Qualitätsparameter berechnet, um eine weitere Unterscheidung zwischen stratiformen und schwach konvektiven Niederschlägen vornehmen zu können (vgl. Kap.4).

Für einen einzelnen Volumendatensatz werden deshalb zunächst die maximale Reflektivität  $\text{DBZ}_{\max}$ , der mittlere radiale Reflektivitätsgradient  $\Gamma_R$ , die mittlere Reflektivitätsdifferenz  $\Delta\text{DBZ}_{4-2}$  zwischen 4 und 2 km Höhe und die Zahl  $n_{\text{BB}}$  der 'Helles Band'-Signaturen ermittelt, ebenso wie die mittlere Dicke  $D$  des Hellen Bandes und deren Streuung  $\sigma_D$  sowie die mittlere Höhe  $H$  der Streuung  $\sigma_H$ . Daraus werden vier Konvektivitätsindizes  $K_i$  und vier zugehörige Qualitätsparameter  $Q_i$  berechnet. Die Konvektivitätsindizes liegen jeweils zwischen 0 und 1, wobei höhere Werte auf konvektiven Niederschlag hinweisen. Die Qualitätsparameter sind ein Maß für die Aussagekraft des jeweiligen Konvektivitätsindex. Die entsprechenden Beziehungen lauten:

a) bezüglich der maximalen Reflektivität  $\text{DBZ}_{\max}$

$$K_1 = \max\{0; \text{DBZ}_{\max}/20 - 1,5\} \quad (\text{A1})$$

$$Q_1 = 1/2 \cdot \max\{0; \text{DBZ}_{\max}/10 - 4\} \quad (\text{A2})$$

b) bezüglich des mittleren radialen Reflektivitätsgradienten  $\Gamma_R$

$$K_2 = \min\{1; \max\{0; \Gamma_R - 0,5 \text{ dB/km}\}\} \quad (\text{A3})$$

$$Q_2 = \min\{1; 2 \cdot F_{\text{N}/F_{\text{ges}}}\} \quad (\text{A4})$$

c) bezüglich der mittleren Reflektivitätsdifferenz  $\Delta\text{DBZ}_{4-2}$  zwischen 4 und 2 km Höhe

$$K_3 = \min\{1; \max\{0; \Delta\text{DBZ}_{4-2}/20 + 1\}\} \quad (\text{A5})$$

$$Q_3 = 1/2 \cdot \min\{1; 2 \cdot F_{\text{N}/F_{\text{ges}}}\} \quad (\text{A6})$$

d) bezüglich der Analyse des Hellen Bandes

$$K_4 = \min\{1; \max\{0; 1,2 - n_{\text{BB}}/1000\}\} \quad (\text{A7})$$

$$Q_4 = n_{\text{BB}}/2520 \cdot f_1(D) \cdot f_2(\sigma_D) \cdot f_3(\sigma_H) \quad (\text{A8})$$

Bei den ersten beiden Gleichungen ist zu beachten, daß  $\text{DBZ}_{\max} < 50$ , wenn die Indizes berechnet werden.  $F_{\text{N}}$  ist die Größe der horizontalen bodennahen Fläche mit einer Reflektivität über  $15 \text{ dB}_Z$ , so daß man von Niederschlag ausgehen kann. Nur solche Daten werden auch zur Berechnung von  $\text{DBZ}_{\max}$ ,  $\Gamma_R$  und  $\Delta\text{DBZ}_{4-2}$  herangezogen (vgl. Kap.4).  $F_{\text{ges}}$  ist die Größe der analysierten Fläche.  $\Delta\text{DBZ}_{4-2}$  ist bei mit der Höhe abnehmender Reflektivität negativ.

Bezüglich Gl.(A8) ist zu beachten, daß die maximale mögliche Zahl der mit dem Algorithmus zur Analyse und Korrektur von Effekten des Hellen Bandes gefundenen 'Helles Band'-Signaturen genau  $360 \cdot 7 = 2520$  beträgt (vgl. Kap.3). Die Funktionen  $f_1$ ,  $f_2$ , und  $f_3$  geben Auskunft darüber, wie 'realistisch' die gefundenen Signaturen eines Hellen Bandes sind. Sie lauten:

$$f_1(D) = \min\{1; \max\{0; 2 - D/600\text{m}\}\} \quad (\text{A8a})$$

$$f_2(\sigma_D) = \min\{1; \max\{0; 5/3 - \sigma_D/300\text{m}\}\} \quad (\text{A8b})$$

$$f_3(\sigma_H) = \min\{1; \max\{0; 5/3 - \sigma_H/300\text{m}\}\} \quad (\text{A8c})$$

Die möglichen Wertebereiche der Konvektivitätsindizes und Qualitätsparameter sind somit:

$$K_i \in [0;1] \text{ für } i=1,\dots,4$$

$$Q_i \in [0; Q_{i,\max}] \text{ für } i=1,\dots,4 \text{ mit } Q_{1,\max}=Q_{3,\max}=\frac{1}{2} \text{ und } Q_{2,\max}=Q_{4,\max}=1$$

Aus diesen vier Konvektivitätsindizes und Qualitätsparametern werden nun ein totaler Konvektivitätsindex und ein totaler Qualitätsparameter für den analysierten Datensatz nachfolgender Vorschrift berechnet:

$$K = \frac{\sum_i K_i Q_i}{\sum_i Q_i} \quad (\text{A9a})$$

$$Q = \frac{\sum_i Q_i}{\sum_i Q_{i,\max}} \quad (\text{A9a})$$

Der Konvektivitätsindex  $K$  ist also ein gewichtetes Mittel der einzelnen Indizes, wobei die einzelnen Qualitätsparameter die Gewichte darstellen. Er kann ebenso wie  $Q$  Werte zwischen 0 und 1 annehmen.

$Q_{1,\max}=Q_{3,\max}=\frac{1}{2}$  bedeutet, daß maximale Reflektivität und mittlere Reflektivitätsdifferenz zwischen 4 und 2 km Höhe nicht so stark in die Gewichtung eingehen. Der Grund hierfür ist die schlechte Korrelation zwischen diesen Größen und den beiden anderen (vgl. Abschnitt 4.2).

Ist der Qualitätsindex  $Q$  kleiner als 0,5, so können die Niederschläge des betrachteten Datensatzes nicht klassifiziert werden. Anderenfalls werden die Niederschläge dann als schwach konvektiv klassifiziert, wenn der Konvektivitätsindex über 0,5 liegt, und als stratiform, wenn er kleiner als 0,5 ist.

Ein Beispiel:

Beider Analyse wurden berechnet:

$$DBZ_{\max}=42; \quad \Gamma_R=4\text{dB}/5\text{km}; \quad \Delta DBZ_{4-2}=-13\text{dB}; \quad F_N/F_{\text{ges}}=0,75; \quad n_{BB}=1100; \quad D=550\text{m}; \\ \sigma_D=250\text{m}; \quad \sigma_H=180\text{m}.$$

Daraus folgt:

$$K_1=0,6; \quad K_2=0,3; \quad K_3=0,35; \quad K_4=0,1;$$

$$Q_1=0,2 \cdot \frac{1}{2}; \quad Q_2=1; \quad Q_3=0,5;$$

$$f_1(D)=1; \quad f_2(\sigma_D)=0,83; \quad f_3(\sigma_H)=1; \quad Q_4=1100/2520 \cdot 1 \cdot 0,83 \cdot 1=0,36;$$

und daraus

$$K=(0,6 \cdot 0,1 + 0,3 \cdot 1 + 0,35 \cdot 0,5 + 0,1 \cdot 0,36) / (0,1 + 1 + 0,5 + 0,36) = 0,29$$

$$Q=(0,1 + 1 + 0,5 + 0,36) / 3 = 0,65$$

Der Qualitätsparameter ist mit 0,65 groß genug, so daß der Konvektivitätsindex als aussagekräftig betrachtet werden kann. Da er 0,29 beträgt, handelt es sich um ein stratiformes Niederschlagsereignis.

Während eines längeren (z.B. einige Stunden andauernden) Niederschlagsereignisses seien  $N$  Volumendatensätze der Radarreflektivität aufgenommen worden, die jeweils auf eine Einteilung in einer der Klassen stratiform, schwach oder stark konvektiv analysiert wurden. Weiterhin seien

$K_2$  die Zahl der Datensätze, deren Niederschläge in die Klasse stark konvektiv eingeordnet wurde,

$K_1$  die Zahl der Datensätze, deren Niederschläge in die Klasse schwach konvektiv einge-

- 
- S ordnet wurde,  
 die Zahl der Datensätze, deren Niederschläge in die Klasse stratiforme eingeordnet wurde und  
 X die Zahl der Datensätze, bei denen eine Einteilung in eine der drei obengenannten Klassen nicht vorgenommen werden konnte.

Dann gilt  $N = K_2 + K_1 + S + X$ . Dieses längere Niederschlagsereignis wird nun nach folgendem Schema eingestuft:

- Das Niederschlagsereignis ist stark konvektiv, wenn gilt:

$$K_2 > 0,2N \quad \text{oder} \\ K_2 > 0,1N \quad \text{und} \quad K_2 > \frac{1}{3}K_1 \quad \text{und} \quad K_2 > S$$

Im Falle starker Konvektion gibt es meist viele Datensätze, deren maximale Intensität die geforderte Grenze von 58 dB<sub>Z</sub> nicht überschreitet, beispielsweise wegen starker Dämpfung und durch ein nasses Radom oder weil sich konvektive Zellen auflösen. Daher soll ein geringer Anteil stark konvektiver Niederschläge ausreichen, um das gesamte Ereignis als stark konvektiv zu klassifizieren.

- Es wird *ansonsten* als schwach konvektiv eingestuft, wenn gilt:

$$K_1 > 0,2N \quad \text{und} \quad K_1 > 2S$$

Das bedeutet, daß eine hinreichend große Zahl der einzelnen Datensätze als schwach konvektiv eingestufte Niederschläge aufweisen muß und deren Anzahl mindestens doppelt so groß sein muß wie die der stratiforme eingestuften Datensätze.

- Es wird *ansonsten* als stratiforme eingestuft, wenn gilt:

$$S > 0,2N \quad \text{und} \quad S > 2K_1 \quad \text{und} \quad K_2 = 0$$

Ein Niederschlagsereignis kann also nur als stratiforme eingestuft werden, wenn u. a. gar keine der einzelnen Datensätze eine maximale Reflektivität über 58 dB<sub>Z</sub> aufweist und wenn mindestens doppelt so viele der einzelnen Datensätze als stratiforme wie als konvektiv eingestuft werden.

- Ansonsten* ist das Niederschlagsereignis in keine der drei Klassen stratiform, schwach konvektiv oder stark konvektiv einzustufen und somit nicht klassifizierbar.



## Abriß des Lebens- und Bildungsweges von

Ronald Hannesen  
geb. am 12. März 1970  
in Dortmund

### Wissenschaftlicher Werdegang:

1995–1998      Wissenschaftlicher Mitarbeiter (Doktorand) am Institut für Meteorologie und Klimaforschung im Forschungszentrum Karlsruhe  
seit 1.12.1998      Koordinator im inter fakultativen Graduiertenkolleg „Naturkatastrophen“ an der Universität (TH) Karlsruhe

### Hochschulausbildung:

1990–1995      Studium der Meteorologie an der J.W. Goethe-Universität in Frankfurt a.M.  
5.8.1992      Diplom-Vorprüfung  
7.9.1995      Abschluß des Studiums mit der Diplom-Hauptprüfung und der Verleihung des akademischen Grades des Diplom-Meteorologen

### Schulische Ausbildung:

1976–1980      Pestalozzi-Schule und Albert von Reinach-Schule (Grundschulen) in Kelkheim  
1980–1982      Förderstufe an der Staufenschule (Gesamtschule) in Kelkheim  
1982–1986      Sekundarstufe I am Gymnasialzweig der Staufenschule in Kelkheim  
1986–1989      Immanuel-Kant-Schule (gymnasiale Oberstufenschule) in Kelkheim  
17.5.1989      Abitur

### Grundwehrdienst:

Juni 1989 bis August 1990 in Tauberbischofsheim

