

Untersuchung von Gewitterzugbahnen im südwestdeutschen Raum anhand von Radardaten

Diplomarbeit im Fach Meteorologie
vorgelegt von

Miriam Kuttig

Oktober 2012



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE

Referent:

Prof. Dr. Klaus Dieter Beheng

Korreferent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	3
2	Konvektion und Gewitter: Ein kurzer Abriss der theoretischen Grundlagen	6
2.1	Konvektion	6
2.2	Statische Stabilität	8
2.3	CAPE und CIN	9
2.4	Auslösemechanismen	10
2.5	Gewittersysteme	12
3	Radarmeteorologische Messungen	17
3.1	Funktionsweise eines meteorologischen Radars	17
3.2	Probleme und Fehler bei der Messung und deren Korrekturen	21
3.3	IMK C-Band Doppler Radar	25
3.4	Der Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D	26
3.4.1	Definition konvektiver Zellen	27
3.4.2	Zellverfolgung	29
4	Regionale Klimatologie von Gewitterzugbahnen	32
4.1	Auswertemethode und exemplarische Auswertungen	32
4.2	Ausgewählte Ergebnisse der regionalen Klimatologie	37
4.2.1	Ausgewählte Ergebnisse der Jahre reger Gewittertätigkeit	37
4.2.2	Vergleich eines ausgewählten Ergebnisses mit Hagelzugbahnen	43
5	Räumliche Gewitterverteilung im Radarmessgebiet	46
5.1	Erstellung von Häufigkeitsverteilungen	46
5.2	Ergebnisse der räumlichen Gewitterverteilung	48
5.3	Ergebnisse der räumlichen Gewitterverteilung in Abhängigkeit der Anströmrichtung	54
6	Zusammenfassung und Ausblick	64
	Literaturverzeichnis	69

1. Einleitung

Das Naturphänomen Gewitter mit Blitz und Donner erschreckt und fasziniert die Menschen schon seit jeher zugleich. Unsere Vorfahren verstanden das tiefe, unheimliche Donnern oft als die Stimme eines mächtigen, fernen Wesens. Die Germanen und Kelten interpretierten den Donner als einen durch das Ringen von Thor mit den Feinden des Menschen entstandenen Kampfslärm. In der griechischen Mythologie wurde dem Göttervater Zeus, Sohn des Kronos, das Gewitter mit Blitz und Donner zugeordnet. In der römischen Götterwelt, die in vielem der griechischen entspricht, regierte anstelle des Zeus Jupiter das Götterreich und zeigte sich für alle Himmelserscheinungen, insbesondere für die Gewitter verantwortlich. Die ersten überlieferten Erklärungsversuche zur Entstehung von Gewittern stammen von Anaximander (um 611-547 v.Chr.) und Anaximenes (um 585-480 v. Chr.), beides Schüler des griechischen Philosophen und Mathematikers Thales. Ihrer Theorie zufolge entstehen Gewitter durch Winde. Den Donner verstanden sie als das Pressen der Luft gegen und durch die Wolke, wobei letzteres ihrer Meinung nach die Entzündung des Blitzes bewirkte.

Mit der Errichtung meteorologischer Beobachtungsnetze verbesserte sich das Gewitterverständnis und das Interesse an diesem Naturphänomen steht bis heute im wissenschaftlichen Fokus. Noch immer sind Kenntnisse über die komplexen Prozessabläufe, die zur Gewitterentwicklung führen oder in deren Verlauf miteinander wechselwirken, unzureichend. Die Begleiterscheinungen von Gewittern wie Starkniederschläge, Hagel, Blitze, Sturmböen und Tornados besitzen ein gewaltiges Zerstörungspotenzial. Neben materiellen Schäden in Folge von Überschwemmungen, Bränden durch Blitzschlag oder Zerstörung durch Hagelschlag verursachen Gewitter auch häufig Personenschäden sowie enorme ökonomische Einbußen beispielsweise aufgrund von Ernteaussfällen. Die rechtzeitige Erkennung und sichere Vorhersage von Gewittern stellt daher einen zentralen Punkt im Rahmen des Bestrebens, die durch sie hervorgerufenen Schäden zu minimieren, dar.

Klimatologische Untersuchungen von Gewittern können wertvolle Erkenntnisse über deren Entstehung sowie bevorzugte Orte ihres Auftretens liefern. Changnon Jr (1988) untersuchte die räumliche Verteilung von Gewitterereignissen im Zeitraum von 1948 bis 1977 in den Vereinigten Staaten von Amerika anhand von Beobachtungsdaten. Seiner Analyse zufolge stellen der Mittlere Westen, der Südwesten mit dem Bundesstaat Arizona und Teilen von Utah und Nevada und - vor allem im Sommer - Gebiete entlang der Golfküste und Florida Regionen hoher Gewitteraktivität dar. Die wenigsten Gewitter sind entlang der Westküste und im Nordosten der Vereinigten

Staaten zu verzeichnen. Maximale Gewitteranzahlen in den Monaten Mai bis September im Mittleren Westen konnte Changnon auf viele mesoskalige konvektive Systeme (MCS), die in Verbindung mit frontogenetischen Entwicklungen entlang der Rocky Mountains entstehen und ostwärts wandern, zurückführen. Die Advektion feuchter, tropischer Luftmassen vom Pazifik während des Sommermonsuns stellt eine entscheidende Voraussetzung für viele Gewitter im Südwesten dar. In den Gebieten entlang der Golfküste und in Florida zeigt sich vor allem die durch horizontal unterschiedliche differentielle Erwärmung hervorgerufene Land-Seewind-Zirkulation für die zahlreichen Gewitter verantwortlich.

Neben Beobachtungsdaten stehen heutzutage zusätzliche Hilfsmittel wie Satellitenbilder, Radardaten und Blitzortungssysteme für die Untersuchung von Gewittern zur Verfügung. Diese bilden insgesamt eine weitaus objektivere Datengrundlage als reine Klimabeobachtungen. Bei Gewittern handelt es sich um kleinskalige Phänomene, die lokal eng begrenzt auftreten. Ihre Lebensdauer beträgt im Falle von Einzelgewittern etwa 30 Minuten bis zu einer Stunde und lediglich in seltenen Fällen, wenn von einem Multizellengewitter oder einer Superzelle ausgegangen werden kann, mehrere Stunden. Dementsprechend erfordern Untersuchungen von Gewittern ein Messsystem mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung. Hier bietet sich die Verwendung von Radargeräten an. Mit Hilfe eines Niederschlagsradars ist es möglich, Informationen über die Intensität des Niederschlags flächendeckend mit einer räumlichen Auflösung bis hin zu Bruchteilen eines Quadratkilometers und einer zeitlichen Auflösung von wenigen Minuten zuverlässig zu erfassen.

Radardaten können Informationen für eine Niederschlagsklimatologie liefern, welche über konventionelle Beobachtungen nur schwer bis gar nicht zugänglich sind. Eine Unterscheidung nach zeitlichem Auftreten sowie der Intensität ist auf objektiver Basis realisierbar. Diesen Vorteil machte sich Fabry (2012) zunutze, indem er anhand von Radardaten die räumlichen Verteilungen unterschiedlicher Niederschlagsintensitäten in den Vereinigten Staaten von Amerika über den 13-jährigen Zeitraum von 1995 bis 2007 analysierte.

In den Messdaten eines Radars können zusätzlich verschiedene Signaturen im Reflektivitäts- und Windfeld identifiziert werden, die eine Zuordnung zu den unterschiedlichen Gewitterklassen (Einzelzellen-, Multizellen- oder Superzellengewitter) erlauben. Aussagen über Entwicklungen von Echomustern, die in charakteristischen Zellstrukturen angeordnet sind, lassen sich auf die Gewitterentwicklung übertragen. Um verschiedene Entwicklungsstadien von Gewittern zu erkennen, zu verfolgen und vorherzusagen, wurden in den letzten Jahren zahlreiche Zellverfolgungsalgorithmen entwickelt. Oftmals basieren diese auf Radarmessungen, hin und wieder auch in Kombination mit Satellitenmessungen und Blitzortungssystemen. Beispiele für solche Algorithmen sind in den Veröffentlichungen von Steinacker et al. (2000), Handwerker (2002), Kober und Tafferner (2009) sowie Kyznarová und Novák (2009) aufgeführt. Im Großen und Ganzen lassen sich Zellverfolgungsalgorithmen in zwei Gruppen einteilen.

Rinehart und Garvey (1978) entwickelten eine Korrelationsmethode (TREC), welche versucht, die beste Übereinstimmung zwischen Radarmustern in zwei aufeinander folgenden Datensätzen zu finden.

Andere Algorithmen identifizieren beliebig definierte Objekte innerhalb eines Radarbilds und versuchen, diese im nächsten Radarbild erneut ausfindig zu machen. Zu dieser zweiten Gruppe zählen beispielsweise der Algorithmus SCIT von Johnson et al. (1998) und TITAN von Dixon und Wiener (1993) sowie der in dieser Arbeit verwendete Algorithmus TRACE3D von Handwerker (2002).

Einen entscheidenden Vorteil der zweiten Methode stellt die Möglichkeit der Verwendung dreidimensionaler Radardaten dar. Mit Hilfe eines Zellverfolgungsalgorithmus wird die Identifikation und Verlagerung einzelner Reflektivitätsstrukturen objektiviert und quantifiziert. Eine automatisierte Zellverfolgung kann auch bei objektiven Analysen langer Zeitreihen leicht umgesetzt werden. Klimatologische Auswertungen bezüglich häufiger Gewitterzugbahnen sowie Entstehungs-orten sind mittels solcher Algorithmen möglich und können wertvolle Informationen für eine Kurzzeitfristprognose liefern.

Die Arbeit von Kunz und Puskeiler (2010) zur Untersuchung von Hagelzugbahnen im südwestdeutschen Raum stellt ein Beispiel für die Verwendung eines Zellverfolgungsalgorithmus dar. In ihrer Analyse glichen sie die mit dem Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D detektierten Zugbahnen mit Schadendaten einer Gebäudeversicherung ab. Dabei identifizierten sie die Region südlich von Stuttgart entlang der Nordwestkante der Schwäbischen Alb als ein Gebiet, in dem viele Hagelzugbahnen zu verzeichnen sind. Ihre Ergebnisse legen die Vermutung nahe, dass die Auftretenshäufigkeit von starken Gewittern und ihre Zugbahnen von der Orographie im Messgebiet des IMK¹-Radars beeinflusst wird.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, diesen mutmaßlichen Einfluss der Orographie auf die Gewitterentstehung und -verlagerung unabhängig von Versicherungsdaten im Messbereich des instituts-eigenen C-Band Doppler Radars zu untersuchen. Bevor auf die eigentliche Zielsetzung eingegangen wird, wird in Kapitel 2 ein kurzer Abriss der theoretischen Grundlagen der Gewitterentstehung und -entwicklung präsentiert. Das dritte Kapitel enthält einen Abschnitt, der die wichtigsten Aspekte der radarmeteorologischen Messung beschreibt. Außerdem werden hier die der Untersuchung zugrunde liegenden Daten, technische Details des Radars sowie der Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D kurz erläutert. Die Datenbasis für die Auswertungen bilden Gewitterzugbahnen der Jahre 1997 bis 2011, wie sie von TRACE3D identifiziert werden. Exemplarisch sind einige Ergebnisse der Monate Juni, Juli und August verschiedener Jahre in Kapitel 4 dargestellt. Diesen schließt sich die Betrachtung der räumlichen Gewitterverteilung im Radarmessgebiet an, wobei in einem weiteren Schritt zusätzlich die vorherrschende großräumige Anströmrichtung berücksichtigt wird. Eine Beschreibung der Auswertemethode und Ergebnisse beinhaltet Kapitel 5. Abschließend folgt eine Zusammenfassung der wesentlichen Ergebnisse im Zusammenhang und ein Ausblick über weitere Entwicklungsmöglichkeiten des Themas.

¹Institut für Meteorologie und Klimaforschung

2. Konvektion und Gewitter: Ein kurzer Abriss der theoretischen Grundlagen

In diesem Kapitel werden die für das Verständnis dieser Arbeit wichtigen Grundlagen der theoretischen Beschreibung der Konvektion erläutert und unterschiedliche Schichtungen der Atmosphäre im Hinblick auf ihren Beitrag zur Gewitterauslösung diskutiert. Außerdem werden zusätzlich erforderliche Auslösemechanismen sowie unterschiedliche Erscheinungsformen von Gewittern vorgestellt. Dabei handelt es sich jeweils nur um einen kurzen Abriss der äußerst komplexen Thematik, für deren vollständige Darstellung auf das Literaturverzeichnis verwiesen sei.

2.1 Konvektion

Der durch makroskopische Strömungen ausgelöste Transport einer physikalischen Größe wie Energie, Impuls oder Materie in Flüssigkeiten oder Gasen wird im Allgemeinen als Konvektion (von *convehere* [lat.] = zusammenbringen) bezeichnet. Meteorologen unterscheiden zwischen horizontalem Impuls- und Energietransport, den sie meist als Advektion bezeichnen, und vertikalem Impuls- und Energietransport, der üblicherweise mit dem Begriff Konvektion beschrieben wird. Physiker hingegen benutzen den Begriff Konvektion in Bezug auf alle drei Raumrichtungen. Entsteht Konvektion als Ausgleichsvorgang von selbst, beispielsweise aufgrund von thermisch bedingten Dichteunterschieden im Schwerfeld der Erde, spricht man von **freier Konvektion**. Wird die Ausgleichsströmung durch äußere Kräfte angetrieben (z.B. Druckgradientkräfte bei der Um- und Überströmung von Gebirgen), ist von **erzwungener Konvektion** die Rede. Beide Arten der Konvektion können auch gemeinsam auftreten. In der Meteorologie umfasst der Begriff der Konvektion alle durch Auftriebskräfte verursachten kleinskaligen vertikalen Luftbewegungen in einer labil geschichteten Luftmasse. Dabei wird Impuls, mechanische und thermische Energie sowie Wasserdampf transportiert. Als ein Phänomen, das sich über viele Größen- und Zeitskalen erstreckt, wird Konvektion in Form von Wolken sichtbar, sobald die aufsteigende Luft ihr Kumuluskondensationsniveau erreicht. Angefangen bei kleinen Zirkulationssystemen mit Schönwettercumuli von wenigen 100 m Durchmesser über Gewitter mit je etwa 10 km vertikaler und horizontaler Erstreckung, reicht sie bis hin zu mesoskaligen konvektiven Komplexen oder Systemen, die Ausmaße über mehrere 100 km annehmen. Ist die vertikale Erstreckung sehr viel kleiner als die horizontale, spricht man von **flacher Konvektion** (z.B. Schönwettercumuli). Sind horizontale und vertikale Erstreckung etwa gleich, wie es bei Gewittern der Fall ist, spricht man von

hochreichender Konvektion (Laube, 1993). In dieser Arbeit liegt der Fokus auf der zuletzt genannten Erscheinungsform der Konvektion.

Die folgende Darstellung ist keinesfalls vollständig, sondern zeigt einzelne teilweise vereinfachte Aspekte auf. Eine besonders umfangreiche Ausführung findet sich in Houze (1993).

Den Ausgangspunkt zur Beschreibung der Auswirkung der Schwerkraft auf Luftmassen unterschiedlicher Dichte bilden die Eulerschen Bewegungsgleichungen

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{v} = -g\vec{k} - \frac{1}{\rho}\nabla p. \quad (2.1)$$

Die linke Seite der Gleichung 2.1 gibt im ersten Term die totale zeitliche Änderung der Schwerpunktsgeschwindigkeit und im zweiten die Coriolisbeschleunigung wieder. Auf der rechten Seite stehen von links nach rechts die Schwerebeschleunigung sowie die Druckgradientkraft. Im Folgenden wird nun angenommen, dass sich Dichte und Druck in deren Grundzustand (mit dem Index 0 versehen) und Abweichungen davon (mit einem Sternchen markiert) zerlegen lassen, wobei die Grundzustandsgrößen ausschließlich von der Vertikalkoordinate z abhängen. Es ist also $p = p_0(z) + p^*$ und $\rho = \rho_0(z) + \rho^*$. Für Abweichungen, die klein gegenüber den Grundzustandsgrößen sind, entwickelt man nach Taylor

$$\frac{1}{\rho_0 + \rho^*} = \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{1}{1 + \rho^*/\rho_0} \right) = \frac{1}{\rho_0} \left(1 + \frac{\rho^*}{\rho_0} + \dots \right).$$

Unter Vernachlässigung von Produkten aus Abweichungen¹ und Berücksichtigung der hydrostatischen Grundgleichung $\partial p_0/\partial z = -\rho_0 g$ erhält man aus Gleichung 2.1

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{v} = B\vec{k} - \frac{1}{\rho_0}\nabla p^* \quad (2.2)$$

worin

$$B \equiv -\frac{\rho^*}{\rho_0} g \quad (2.3)$$

die Auftriebsbeschleunigung beschreibt.

Im Folgenden wird die Auftriebsbeschleunigung B für feuchte, aber ungesättigte Luft betrachtet. Die Zustandsgleichung für ein ideales Gas $p = \rho R_l T_v$ kann in diesem Fall mittels der spezifischen Gaskonstante für trockene Luft R_l und der virtuellen Temperatur $T_v = T(1 + 0.6077q_s)$ beschrieben werden. T ist dabei die Trockentemperatur und q_s die spezifische Feuchte. Stellt man Druck und Dichte, als auch die virtuelle Temperatur $T_v = T_{v,0}(z) + T_v^*$ als Summe aus Grundzustand und Abweichungen davon dar, erhält man unter Vernachlässigung von Produkten aus Abweichungen $\rho^*/\rho_0 = p^*/p_0 - T_v^*/T_{v,0}$ und die Auftriebsbeschleunigung ist

¹Diese Näherung ist als Boussinesq-Approximation bekannt. Der Begriff hat sich zwar eingebürgert, dennoch hat neben Boussinesq (1903) auch der Deutsche Oberbeck (1879) einen entscheidenden Beitrag geleistet.

$$B = \left(\frac{T_v^*}{T_{v,0}} - \frac{p^*}{p_0} \right) g \quad (2.4)$$

Des Weiteren kann man die Auftriebsbeschleunigung B mittels der potentiellen Temperatur $\theta = T(p_{ref}/p)^{R_L/c_{pl}}$ mit der spezifischen Wärme trockener Luft bei konstantem Druck c_{pl} und einem Referenzdruck p_{ref} ausdrücken. Die potentielle Temperatur ergibt sich aus den Polytropengleichungen unter der Annahme, dass ein individuelles Luftvolumen einer trockenadiabatischen reversiblen Prozessführung genügt. Bleibt außerdem die Abhängigkeit des Exponenten von Temperatur und Luftfeuchte unberücksichtigt ist die potentielle Temperatur unter diesen Voraussetzungen konstant und es gilt die Erhaltungsgleichung $d\theta/dt = 0$, auch Adiabatengleichung genannt. Stellt man die potentielle Temperatur $\theta = \theta_0 + \theta^*$ als Summe aus Grundzustand und Abweichung dar, lässt sich die Auftriebsbeschleunigung B mittels logarithmischer Differentiation umschreiben zu

$$B = \left(\frac{\theta^*}{\theta_0} + (\kappa - 1) \frac{p^*}{p_0} \right) g \quad (2.5)$$

2.2 Statische Stabilität

Zur Beschreibung der statischen Stabilität der Atmosphäre wird üblicherweise die Paketmethode angewendet (Rossby, 1932). Um die Stabilität zu quantifizieren, geht man von der Betrachtung eines individuellen Luftvolumens in einer irgendwie geschichteten Umgebung aus und untersucht dessen Verhalten bei einer vertikalen virtuellen Verrückung. Bei den Umgebungsbedingungen selbst wird grundsätzlich immer die Annahme einer hydrostatischen und ruhenden Atmosphäre gemacht. Des Weiteren bleiben Coriolis- und Reibungseffekte unberücksichtigt. Außerdem nimmt man an, dass dem Luftvolumen in jedem Höhengniveau der Umgebungsdruck aufgeprägt wird. Die Temperaturen von Luftvolumen und Umgebung können sich jedoch unterscheiden. Ersteres bezeichnet man als quasistatische Annahme und erlaubt es in den Gleichungen 2.4 und 2.5 $p^* = 0$ zu setzen. Somit ergibt sich für die Vertikalkomponente der Gleichung 2.2

$$\frac{dw}{dt} = B \quad (2.6)$$

Außerdem erhält man mittels Linearisierung der Adiabatengleichung

$$\frac{dB}{dt} \approx -wN_0^2 \quad (2.7)$$

wobei an dieser Stelle die Brunt-Väisälä-Frequenz

$$N_0^2 = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta_0}{\partial z} \quad (2.8)$$

eingeführt wurde. Sie ist ein Maß für die statische Stabilität der Atmosphäre. Fasst man Gleichung 2.6 und Gleichung 2.7 zusammen, ergibt sich eine gewöhnliche Differentialgleichung der Form

$$\frac{d^2w}{dt^2} + N_0^2 w = 0 \quad (2.9)$$

Zu ihrer Lösung geht man von einer kleinen, beschleunigungsfreien Vertikalbewegung mit den Anfangsbedingungen $w(t=0) = w_0$, $dw/dt(t=0) = 0$ zum Zeitpunkt $t = 0$ aus. Als Lösungen der Gleichung 2.9 für die Vertikalgeschwindigkeit ergeben sich nach einer Fallunterscheidung

$$w(t) = \begin{cases} w_0 \cosh(|N_0|t) & \text{für } N_0^2 < 0 \\ w_0 & \text{für } N_0^2 = 0 \\ w_0 \cos(N_0 t) & \text{für } N_0^2 > 0 \end{cases} \quad (2.10)$$

Für $N_0^2 < 0$ erhält man eine mit der Zeit zunehmende Vertikalgeschwindigkeit. Das individuelle Luftvolumen entfernt sich im Sinne der konvektiven Bewegung immer schneller von seinem Ausgangsniveau. In diesem Fall spricht man von einer labil geschichteten Atmosphäre. Bei $N_0^2 = 0$ erfährt das Luftvolumen keine Beschleunigung. Die Schichtung ist neutral. Für $N_0^2 > 0$ beschreibt die Lösung eine harmonische Oszillation mit der Frequenz N_0 . Das Luftvolumen schwingt folglich um sein Ausgangsniveau. In diesem Fall ist die Atmosphäre stabil geschichtet.

2.3 CAPE und CIN

Um das Potential für hochreichende Konvektion in der vorherrschenden Luftmasse abschätzen zu können, verwendet man in der Meteorologie Stabilitätsindizes. Aus der Vielzahl verschiedener Stabilitätsindizes sollen im Folgenden die zwei integralen Größen CAPE (engl. convective available potential energy) und CIN (engl. convective inhibition) kurz erläutert werden. Die CIN beschreibt die Arbeit = Energie, die nötig ist um ein Luftpaket aus einem geringeren Ausgangsniveau bis zum Niveau der freien Konvektion (NFK; bei passiver Hebung) bzw. Kumuluskondensationsniveau (KKN; bei aktiver Hebung) zu bringen und ist definiert als

$$\text{CIN} = R_L \int_{p_{PBL}}^{p_A} (T_{v,p} - T_{v,u}) d \ln p \quad (2.11)$$

wobei p_{PBL} = Druck im Ausgangsniveau, p_A = Druck im NFK bzw. KKN, $T_{v,p}$ bzw. $T_{v,u}$ = virtuelle Temperatur des Luftpakets bzw. der Umgebung sind.

Jenseits des NFK bzw. KKN ist ein Luftpaket wärmer als seine Umgebung. Die Arbeit bzw. potentielle Energie, die dann für den weiteren Aufstieg zur Verfügung steht, stammt aus dem Auftrieb (durch Freisetzen latenter Wärme) und ist analog zur CIN durch das Integral

$$\text{CAPE} = R_L \int_{p_A}^{p_{WO}} (T_{v,p} - T_{v,u}) d \ln p \quad (2.12)$$

gegeben, wobei p_{WO} der Druck im oberen Gleichgewichtsniveau ist.

Bestimmte CAPE-Werte dienen der Bewertung von Konvektion. In Mitteleuropa sind die folgenden Werte vorherrschend:

1. $300 < \text{CAPE} < 1000$ J/kg = schwache Konvektion
2. $1000 \leq \text{CAPE} < 2500$ J/kg = mäßige Konvektion

Die CAPE gibt jedoch nur die Möglichkeit von Konvektion an. Ob sie tatsächlich ausgelöst wird, hängt von anderen Faktoren ab. CIN ist die Größe, die am kritischsten ist, wenn es um die Auslösung geht. Bei kleinen CIN-Werten, die sich beispielsweise ergeben, wenn die Schichtung der morgendlichen atmosphärischen Grenzschicht nur schwach stabil ist, kann sich schon sehr früh Konvektion entwickeln. Durch die geringe Einstrahlung äußert sich diese jedoch meist nur in flachen Cumulus-Wolkenfeldern. Ist die Schichtung allerdings zu stabil (z.B. starke Inversion an der Obergrenze der Grenzschicht), kann die zum Abbau der CIN notwendige Energie nicht erreicht werden und sich keine Konvektion entwickeln. Der optimale Zustand für hochreichende Konvektion liegt folglich dazwischen. Auch CIN-Werte werden zu einer Klassifizierung herangezogen. Übliche Werte für Mitteleuropa sind:

1. $\text{CIN} < 15$ J/kg = Auftreten von Schönwetter Cumuli, CIN wird früh abgebaut;
2. $15 \leq \text{CIN} < 50$ J/kg = einige starke Gewitter bilden sich, wenn CIN vollständig abgebaut ist

2.4 Auslösemechanismen

Die vorherigen Abschnitte haben gezeigt, dass eine hohe CAPE und eine labile Schichtung der Atmosphäre Grundvoraussetzungen für Konvektion darstellen. Außerdem spielt die Luftfeuchtigkeit in den unteren Schichten eine wichtige Rolle, da eine absolut labile Schichtung in der Natur durch starke Erwärmung des Bodens selten vorkommt. Eine hohe Luftfeuchtigkeit in den bodennahen Luftschichten bildet die Grundlage einer bedingt labilen Schichtung. Die bedingte Labilität beinhaltet zusätzlich die Freisetzung latenter Wärme des Wasserdampfs und die Schichtung ist labil, wenn Kondensation eintritt. Um das Niveau der Sättigung zu erreichen und damit die CAPE freizusetzen, ist häufig ein Hebungsmechanismus notwendig. Im Folgenden werden einige gängige Auslösemechanismen kurz erläutert. Diese lassen sich, aufgrund der Art der Hebung, die bei der Gewitterauslösung im Vordergrund steht, grob in die Gruppen thermische, synoptische und orographische Hebung einteilen.

Thermische Hebung

Unter thermischer Hebung versteht man das aktive Aufsteigen bodennaher Luftpakete aufgrund starker solarer Einstrahlung. Vor Sonnenaufgang ist die sommerliche atmosphärische Grenzschicht nach der nächtlichen Abkühlung, aufgrund langwelliger Ausstrahlung in Bodennähe sehr stabil geschichtet (Bodeninversion). Nach Sonnenaufgang erwärmen sich die bodennahen Luftschichten und im Laufe des Tages entsteht eine adiabatische oder auch überadiabatische Schichtung.

Besonders stark erwärmte Luftpakete beginnen aufzusteigen und transportieren die Wärme und den Wasserdampf in höhere Schichten. Die Labilisierung teilt sich folglich bei weiter steigender Bodentemperatur durch Konvektion immer größeren Höhen mit, und lässt eine Hebung der Luft bis zum Kumuluskondensationsniveau zu. Nach der klassischen Vorstellung werden die auf diese Weise ausgelösten Gewitter auch Wärmegewitter genannt, welche laut Definition Gewitter, die ohne einen Luftmassenwechsel einhergehen, umfassen.

Oftmals beobachtet man die thermische Hebung über Gebirgen. Über den sonnenexponierten Hängen wird die Luft schneller erwärmt als die benachbarte in der freien Atmosphäre. Dies führt an sonnenexponierten Hängen zu Hangwindssystemen. In früheren Untersuchungen wurde festgestellt, dass nur ein kleiner Anteil der Gewitter, die durch thermische Hebung entstehen, der ursprünglichen Vorstellung des Wärmegewitters entsprechen. Meist erfolgt die Labilisierung der Luftmasse durch Sonneneinstrahlung verbunden mit zusätzlich begünstigenden Umständen, wie einer zyklonalen Krümmung der Isohypsen und konvergenten Strömungen (Bertram, 2000).

Synoptische Hebung

Auf der synoptischen Skala kommt es zu Hebungsvorgängen in der mittleren Troposphäre aufgrund von Luftmassen- und Vorticityadvektion. Eine solche Konstellation ist insbesondere auf der Vorderseite eines Höhentrogs gegeben, auf welcher in der Höhe horizontale Divergenz herrscht. Diese Struktur im Höhendruckfeld ist mit Konvergenz und Ausbildung eines Tiefdruckgebiets mit entsprechenden Fronten am Boden verbunden. Neben der Konvergenz im Bereich eines Bodentiefs ist vor allem auch die Querzirkulation an Fronten für die Gewitterauslösung bekannt. Starke Konvektion tritt vor allem im Sommer an sogenannten Ana-Kaltfronten (oder Kaltfronten erster Art) auf. Dabei schiebt sich die Kaltluft keilartig unter die feuchtere Luft des Warmluftsektors und starke Vertikalbewegungen sind die Folge. Nach demselben Prinzip verläuft die Gewitterauslösung auch im Falle einer Sekundärzirkulation durch horizontal unterschiedliche differentielle Erwärmung, wie beispielsweise der Seewindzirkulation.

Orographische Hebung

Neben der aktiven thermisch bedingten Hebung von Luftpaketen kann es auch zu passiver Hebung kommen, indem die Luftpakete beispielsweise an orographischen Hindernissen gezwungen werden aufzusteigen. Die passive, orographische Hebung feuchter, bodennaher Luft, stellt einen der wichtigsten Auslösemechanismen für konvektive Wolken aller Art von flacher bis hin zu hochreichender Konvektion dar. Bei ausreichender Feuchte und hoher CAPE entstehen durch die Auslösung mitunter sehr schwere Gewitter, wobei die orographischen Hindernisse in vielfältiger Weise die Gewitterauslösung beeinflussen. Labil geschichtete Luftmassen, die gegen ein Gebirge geführt werden, können dieses entweder über- oder umströmen. Im Fall der Überströmung kommt es zur erzwungenen Hebung, wobei die Konvektion im Luv des Gebirges ausgelöst wird. Umströmen die Luftmassen das Hindernis, kann dies im Lee zur Bildung einer Konvergenzzone, die aufgrund des Zusammenströmens der Luftmassen die Hebung bedingt, führen. Zusätzlich zu diesen zwei

Kategorien, die bei der Auslösung und Verstärkung von Konvektion in gegliedertem Gelände eine wichtige Rolle spielen, teilt (Houze, 1993) die verschiedenen Mechanismen noch in drei weitere Kategorien ein. Zum einen kann auch Wellenbildung oder Blockierung im Luv eines Hindernisses die Ausbildung hochreichender Konvektion begünstigen. Des Weiteren spielen die schon erwähnten thermisch induzierten Prozesse an den Berghängen sowie die Konvektionsverstärkung durch Wellenbildung im Lee eines Hindernisses eine wichtige Rolle. Die verschiedenen Mechanismen treten im Allgemeinen nicht unabhängig voneinander sondern in allen möglichen Kombinationen auf.

2.5 Gewittersysteme

Gewittersysteme besitzen unterschiedlichste Eigenschaften, welche hauptsächlich von den vorherrschenden Umgebungsbedingungen abhängen. Diese wiederum sind durch das vertikale Profil von Wind, Temperatur und Feuchtigkeit gegeben. Gewitter können sowohl in ihrer Intensität als auch in ihrer Lebensdauer und Ausbreitung sehr unterschiedlich in Erscheinung treten. Aus diesem Grund erwies es sich als sinnvoll, Gewittersysteme in verschiedene Organisationsformen, welche im Folgenden kurz vorgestellt werden, zu unterteilen. Welche Organisationsform im Einzelfall eintritt, wird im Wesentlichen von der vertikalen Windscherung bestimmt. Eine ausführliche Darstellung findet man beispielsweise bei Houze (1993).

Einzelzellengewitter

Einzelzellengewitter bilden sich bevorzugt in feuchtwarmen Luftmassen mit schwachen Windgeschwindigkeiten und geringer Windscherung. Daher wachsen die Cumulonimbuswolken senkrecht nach oben ohne starke seitliche Neigung. Sie treten häufig in den Sommermonaten, bevorzugt in den Nachmittag- und Abendstunden, in Erscheinung. Zu dieser Zeit führt die starke Erwärmung durch die solare Einstrahlung zu einer Labilisierung der bodennahen Luft und generiert somit einen Hebungsmechanismus. Die verstärkte Einstrahlung an geneigten Hängen und die durch die Hang- und Bergwindzirkulation begünstigten Vertikalbewegungen in der Atmosphäre lassen Einzelzellen präferiert auch über dem Gebirge entstehen. Einzelzellengewitter stellen kleinräumige, lokal begrenzte Ereignisse von überwiegend kurzer Dauer (30 min - 1 Stunde) dar. Sie existieren meist deshalb nicht deutlich länger, da ihre Auf- und Abwindbereiche nahezu senkrecht übereinander liegen, wodurch der Aufwind durch den induzierten Abwind der zu Boden fallenden Hydrometeore unterdrückt wird. Die räumliche horizontale Ausdehnung einer Einzelzelle beträgt zwischen 1 und 10 km und sie verlagert sich, da eine geringe Windscherung meist mit schwachen Winden in allen Höhen der Troposphäre einhergeht, nur langsam. Für gewöhnlich führen Einzelzellengewitter selten zu extremen Wettererscheinungen, weshalb Schäden am Boden infolge von Hagel oder Sturmböen gering ausfallen. Nach Byers und Braham Jr (1948) durchlaufen Einzelzellen innerhalb ihres typischen Lebenszyklus drei verschiedene Stadien, die in Abbildung 2.1 dargestellt sind:

Den Entstehungsbeginn, welcher als **Cumulusstadium** bezeichnet wird, bildet ein Volumen feucht warmer Luft, das infolge vorherrschender Auftriebskräfte nach oben beschleunigt wird. Erreicht es das Kondensationsniveau, kommt es zur Wolkenbildung. Die Ränder der Wolkenstruktur werden von kleinräumigen Auswüchsen, welche Umgebungsluft einmischen (engl. entrainment), überlagert. Generell nimmt die Auftriebsgeschwindigkeit aufgrund der Freisetzung latenter Energie des Wasserdampfs mit der Höhe stark zu. Dabei können Vertikalgeschwindigkeiten von bis zu 30 m s^{-1} erreicht werden, je nach Temperaturdifferenz zwischen Luftpaket und Umgebung. Sobald die Gewitterwolke (Cumulonimbus, Cb) über die Schmelzschicht (0°C -Isotherme) hinaus angewachsen ist, bilden sich im oberen Teil in Minutenschnelle Eispartikel. Der Niederschlagsbildungsprozess im Aufwindbereich der Wolke beginnt. Nach der Bergeron-Findeisen-Theorie erfolgt aufgrund des niedrigeren Sättigungsdampfdrucks über Eis ein Depositionswachstum auf Kosten der unterkühlten Wassertropfen. Der jedoch wesentlich effektivere Prozess ist das Anfrieren unterkühlter Tropfen an Eispartikel (Bereifen). Außerdem führen differentielle Fallgeschwindigkeitsunterschiede zu Zusammenstößen zwischen Eisteilchen und unterkühlten Wolkenröpfchen (Vergraupelung). Mit zunehmender Größe der Eispartikel kann das Gewicht, der auf diese Weise wachsenden Niederschlagsteilchen, nicht mehr durch den Aufwind kompensiert werden. Sie beginnen mit einem Durchmesser zwischen 0,1 und 5 mm aus dem oberen Teil der Gewitterwolke in Richtung Erdboden zu fallen. Mit dem Einsetzen des Niederschlags beginnt das **Reifestadium**. Der Luftwiderstand der fallenden Niederschlagsteilchen induziert einen Abwind innerhalb der Wolke. Zusätzlich erfährt die Luft thermischen Abtrieb und weitere Abkühlung durch teilweise Verdunstungs- und Schmelzvorgänge - vor allem in der seitlich in die Gewitterwolke eingemischten trockenen Luft (engl. lateral entrainment)-, wodurch der Abwind verstärkt wird. Neben den unter Umständen stark ausfallenden Abwinden, die eine heftige Böenfront am Boden ausbilden können, entwickelt sich im Reifestadium auch der charakteristische Amboss. Seine Entstehung ist darauf zurückzuführen, dass die Luft an der Tropopause aufgrund der Temperaturzunahme der Umgebung daran gehindert wird, weiter aufzusteigen, und gezwungen ist, horizontal auseinander zu strömen. Die größte Niederschlagsintensität erreicht eine Einzelzelle im **Dissipationsstadium**. Der Abwind erfasst immer größere Bereiche der Wolke und schneidet die Zufuhr feucht-warmer Luftmassen aus der Umgebung mehr und mehr ab. Wegen der geringen Windscherung sind Auf- und Abwindbereich in einer Einzelzelle nicht räumlich getrennt. Dies führt dazu, dass der Abwind den Aufwind, der das System durch seine Energiezufuhr am Leben hält, zunehmend unterdrückt. Die Gewitterzelle löst sich allmählich auf.

Multizellengewitter

Multizellengewitter zeichnen sich durch eine fortlaufende Bildung neuer Zellen aus. Sie beschreiben einen Komplex aus mehreren dynamisch gekoppelten Einzelzellen, die sich in jeweils verschiedenen Entwicklungsstadien befinden. Eine entscheidende Voraussetzung für die Organisation eines Multizellengewitters ist die vertikale Geschwindigkeitsscherung des Horizontalwindes, ohne dass eine Richtungsscherung auftritt. Diese führt zu einer räumlichen Trennung der Auf- und Abwindbereiche und verhindert somit eine gegenseitige Abschwächung aufgrund des abwindbe-

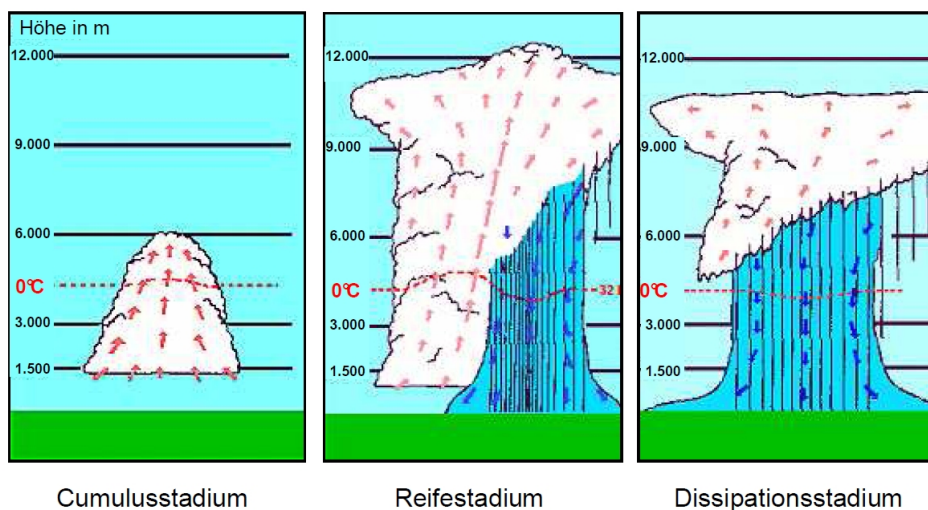


Abbildung 2.1: Lebenszyklus einer Einzelzelle mit Cumulus-, Reife-, und Dissipationsstadium nach Kunz et al. (2006). Rote Pfeile stellen den Aufwindbereich, blaue Pfeile den Abwindbereich dar. Die rot gestrichelte Linie markiert die 0 °C Grenze.

dingten Abschneidens der Energiezufuhr. Die Neubildung einer Zelle auf der Vorderseite des Systems wird durch die Böenfront aus dem Abwind einer Zelle im Reifestadium ausgelöst. Dabei schiebt sich die auf der Rückseite ausströmende Kaltluft unter die davor liegende feuchtwarme Luft und fungiert auf diese Weise als Hebungsmechanismus. Die Lebensdauer einer Multizelle kann sich über mehrere Stunden erstrecken. Die räumliche horizontale Ausdehnung des Komplexes weist oft 30 km und mehr auf. Begleiterscheinungen wie Starkniederschlag, Hagel und Sturmböen fallen bei Multizellengewittern in der Regel deutlich heftiger aus als bei Einzelzellen. Das Raymer Hagelgewitter vom 9. Juli 1973, das von Browning et al. (1976) analysiert wurde, dient als typisches Fallbeispiel (siehe Abbildung 2.2). Dargestellt ist ein schematischer Vertikalschnitt durch eine Multizelle. Die dargestellte Struktur basiert auf verschiedenen Messungen und wird von Höller (1994) bestätigt. Das Wolkensystem in der Abbildung kann als Momentaufnahme oder als zeitlicher Verlauf der unterschiedlichen Entwicklungsstadien, die eine Zelle durchläuft, interpretiert werden. Neue Zellen (n+1) entstehen an der vorderen Flanke des Gewitterkomplexes und entwickeln sich weiter bis sie letztendlich zerfallen (n-2).

Superzellengewitter

Superzellen zählen zu den Gewittern mit den verheerendsten Auswirkungen und können im Gegensatz zu Multizellen als eine Einzelzelle in sehr großer Dimension aufgefasst werden. Ein schematischer Vertikalschnitt durch eine Superzelle ist in Abbildung 2.3 dargestellt. Sie weisen räumliche horizontale Ausdehnungen von bis zu 50 km auf und können über viele Stunden aktiv sein. Hauptmerkmale der Superzelle sind die Rotation der Zelle als Ganzes, weshalb sie auch häufig als Mesozyklonen bezeichnet werden. Zusätzlich zur räumlichen Trennung des Auf- vom Abwindbereich, welche wie bei Multizellen eine Windscherung mit der Höhe voraussetzt, ist für die Rotation der Zelle eine vertikale Richtungsscherung des Windes notwendig. Im Unterschied zum

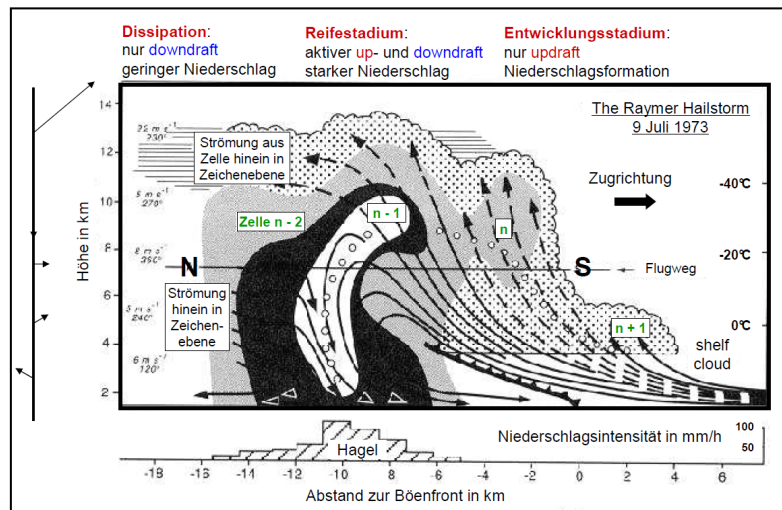


Abbildung 2.2: Vertikalschnitt durch eine Multizelle, beobachtet am 9. Juli 1973 in der Nähe von Raymer, Colorado. Die Trajektorien (Pfeile) sind relativ zum sich bewegenden System gezeichnet. Leicht punktierte Fläche: Umriss der Wolke; dunkel punktiert und schwarze Flächen: Niederschlag mit Radarreflektivitäten zwischen 33 und 45 dBZ; weiße Fläche: Radarreflektivitäten > 50 dBZ. Kreise: mögliche Trajektorie eines Hagelkorns. Unten: gemessene Niederschlagsrate in mm/h angegeben; aus Kunz et al. (2006), modifiziert nach Browning et al. (1976).

Multizellengewitter sind der großräumige Hebungsantrieb sowie die Windscherung meist deutlich stärker ausgeprägt. Der durch einen vorderseitigen als auch durch einen rückseitigen Abwindbereich eingerahmte separierte Aufwindbereich sorgt für eine kontinuierliche Zufuhr feuchtwarmer Luft, wodurch das System lange existieren kann. Der im Abwindbereich ausfallende Niederschlag führt erst dann zu einer Abschwächung der Aufwinde, wenn sich die am Boden ausbildenden Böenfronten aufeinander zu bewegen und allmählich die feuchtwarme Luftzufuhr unterbinden. Superzellengewitter gelten als Auslöser extremer Wettererscheinungen wie Orkanböen, Starkniederschläge, Hagel und teilweise auch Tornados.

Mesoskalige konvektive Systeme

Neben den beachtlichen Ausmaßen, die eine Multi- oder Superzelle annehmen können, gibt es organisierte konvektive Systeme von noch deutlich größeren Dimensionen und längeren Lebensdauern. Zur Entstehung eines solchen mesoskaligen konvektiven Systems (engl. Mesoscale Convective System, MCS) ist ein großräumiger Hebungsantrieb, beispielsweise in Form einer Front oder eines Höhentrogs, unabdingbar. Diese Voraussetzung ist praktisch überall und zu jeder Jahreszeit gegeben. Nach Houze (1993) definiert ein MCS ein Wolkensystem, das in Verbindung mit einer Ansammlung von Gewitterstürmen auftritt und eine Niederschlagsstrecke von mindestens 100 km in horizontaler Richtung aufweist. Solchen Systemen ist es teilweise möglich, das synoptische Luftdruck- und Temperaturfeld und aufgrund dessen die Wetterlage insgesamt zu modifizieren. Im Allgemeinen treten MCS in zwei unterschiedlichen geometrischen Formen auf: Handelt es sich um eine linienförmige Ansammlung spricht man von einer Gewitterlinie; formieren sich ein-

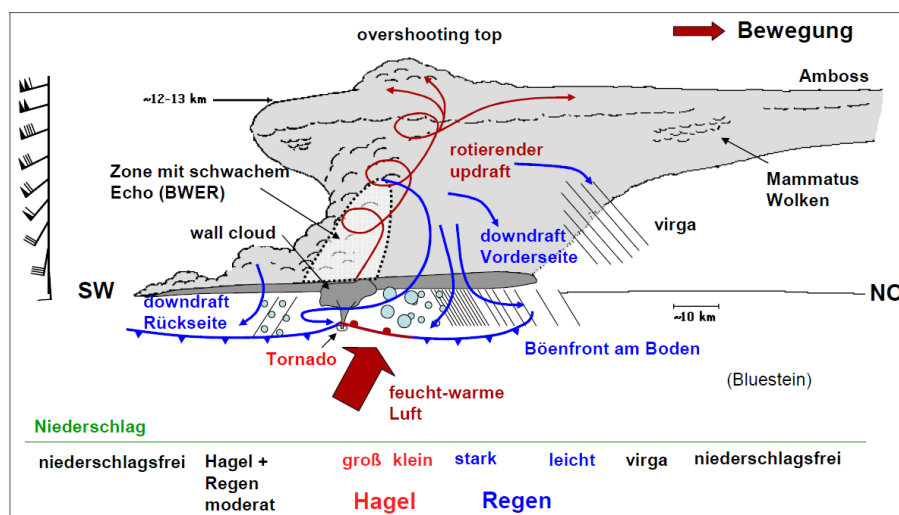


Abbildung 2.3: Schematischer Vertikalschnitt durch eine Superzelle von Südwest nach Nordost aus Kunz et al. (2006). Die dünnen roten Pfeile deuten den rotierenden Aufwind an. Dieser verläuft mit der Höhe nach Nordosten gekrümmt. Die blauen Pfeile stellen die Abwindbereiche auf der Vorder- und Rückseite der Zelle dar. Unten ist die Verteilung der Art des Niederschlags angegeben.

zelne Zellen zu einem größeren kreisförmigen Gebilde, ist von einem mesoskaligen konvektiven Komplex (engl. Mesoscale Convective Complex, MCC) die Rede.

Gewitterlinien

Gewitterlinien (engl. Squall Lines) sind Linien mit hochreichender Konvektion, oft gefolgt von einem Gebiet mit stratiformen Niederschlägen. Sie treten meist in Verbindung mit einer Kaltfront oder Höhenfront auf. Als Auslösemechanismus für die Konvektion dient häufig ein divergenter Höhentrog. Während Gewitterlinien in der Regel horizontal relativ eng begrenzt sind, kann ihre Länge einige 100 km betragen. Ähnlich wie bei Multizellen sind auch bei Gewitterlinien durch die vertikale Windscherung die Bereiche der Aufwinde und Abwinde voneinander getrennt. Deshalb können sie über mehrere Stunden bis hin zu einem Tag existieren.

Mesoskalige konvektive Komplexe

Anders als bei Gewitterlinien ordnen sich die einzelnen konvektiven Zellen eines MCCs kreisförmig bis elliptisch an. Die Kriterien zur Klassifikation eines mesoskaligen konvektiven Komplexes basieren vor allem auf seinem Erscheinen in Satellitenbildern. Ein generelles Charakteristikum eines MCC ist ein Wolkenschirm, der eine Fläche von $\geq 100.000 \text{ km}^2$ in einer Höhe von -32°C und $\geq 50.000 \text{ km}^2$ in einer Höhe von -52°C aufweist und in dieser Größe mindestens sechs Stunden bestehen muss. Häufig erreicht ein MCC seinen Höhepunkt im Laufe des Abends bis Mitternacht, woraufhin sich der Komplex später meist in ein intensives stratiformes Niederschlagsgebiet umwandelt. Die mit dem System einhergehenden, lang anhaltenden Niederschläge sind dafür bekannt, in nicht wenigen Fällen starke Überschwemmungen hervorzurufen.

3. Radarmeteorologische Messungen

Bei einer radarmeteorologischen Messung handelt es sich um eine indirekte Messmethode. Meteorologisch relevante Informationen erhält man erst, nachdem bestimmte Annahmen getroffen wurden. Die folgenden Abschnitte beinhalten wichtige Aspekte und zugrundeliegende Gleichungen, die relevant sind bei Messungen mit einem Radargerät. Für eingehendere Untersuchungen und Details sei auf die zahlreiche einschlägige radarmeteorologische Literatur verwiesen (z.B. Battan (1973); Sauvageot (1992); Doviak und Zrnicek (1993); Rinehart (1991)).

3.1 Funktionsweise eines meteorologischen Radars

Das grundlegende Funktionsprinzip eines Niederschlagsradars besteht darin, aus den Eigenschaften zurückgestreuter elektromagnetischer Strahlung (d.h. aus Amplitude, Phase und Polarisation) möglichst genaue Informationen über atmosphärische Streuelemente wie Regentropfen, Schneeflocken oder Hagelkörner, welche man auch unter dem Begriff Hydrometeore zusammenfasst, zu erhalten. Zu diesem Zweck sendet man einen scharf gebündelten, polarisierten und gepulsten elektromagnetischen Strahl in die Atmosphäre. Ein Teil der ausgesandten Strahlung wird zum Radar zurückgestreut und dort wieder empfangen. Die Amplitude der empfangenen Strahlung ermöglicht Rückschlüsse auf die Intensität des Niederschlags. Mit einem dopplerfähigen Radargerät erhält man durch Messung der Phasenverschiebung zwischen gesendetem und empfangenem Signal Informationen über die Radialkomponente der Geschwindigkeit der Hydrometeore. Kann man zusätzlich in unterschiedlichen Polarisationen messen, so liefert dies Hinweise auf Form und damit Aggregatzustand der Hydrometeore.

Die Radarreflektivität

Bei der Messung mit einem Niederschlagsradar wird das zu untersuchende System, welches viele Streuteilchen enthält, mit einem kurzzeitigen Puls elektromagnetischer Strahlung „beleuchtet“. Mit der Radargleichung (ohne Dämpfung) lässt sich der Zusammenhang zwischen der ausgesendeten Leistung P_t , der Schrägentfernung R , der Radarreflektivität Z und der empfangenen Leistung P_r des Radars wie folgt beschreiben:

$$P_r = \frac{\pi^3}{1024 \ln(2)} \frac{P_t G^2 c \tau \theta_{3dB}^2}{\lambda^2} |K|^2 \frac{Z}{R^2} \quad (3.1)$$

G bezeichnet hier den Antennengewinn, der das Verhältnis der Strahlungsintensität durch die

Bündelung der Antenne relativ zu einer isotropen Abstrahlung angibt, λ ist die Wellenlänge, c die Lichtgeschwindigkeit und τ die Pulsdauer. θ_{3dB} ist die Strahlbreite, innerhalb der die Leistung mindestens -3 dB der Maximalleistung beträgt. Dies entspricht der Halbwertsbreite des Radarstrahls bei Annahme einer gaußförmigen Intensitätsverteilung. $|K|$ beschreibt den Dielektrizitätsfaktor der Streuer. Er ist vom Aggregatzustand und leicht temperaturabhängig ($|K|^2 \approx 0,93$ für Flüssigwasser und $|K|^2 \approx 0,18$ für Eis). Dieser Unterschied stellt insbesondere bei Mischphasenwolken ein großes Problem dar, weil dann eine Dateninterpretation schwierig ist. Häufig wird der Dielektrizitätsfaktor von Flüssigwasser verwendet.

Die Radargleichung kann auch vereinfacht durch

$$P_r = C \frac{Z}{R^2} \quad (3.2)$$

dargestellt werden, wobei

$$C = \frac{\pi^3}{1024 \ln(2)} \frac{P_t G^2 c \tau \theta_{3dB}^2}{\lambda^2} |K|^2 \quad (3.3)$$

die Radarkonstante beschreibt, welche im Wesentlichen eine gerätespezifische Größe ist.

Für meteorologische Zwecke will man meist aus der Reflektivität auf die Intensität des Niederschlags schließen. Den Zusammenhang zwischen der Radarreflektivität Z und der Regenrate R kann man wie folgt herstellen. Mit der Rayleigh-Näherung für den Streuquerschnitt kugelförmiger Hydrometeore ist Z gegeben durch

$$Z = \int_0^{\infty} D^6 n(D) dD \quad (3.4)$$

mit dem Durchmesser D eines Hydrometeors und der Anzahldichtegrößenverteilung der Hydrometeore $n(D)$. Diese Gleichung ist eine mittlere Kenngröße für die Anzahl an Streuelementen und deren Größe im Pulsvolumen (Sauvageot, 1992). Die Werte der Reflektivität können über mehrere Größenordnungen variieren, weshalb sie in der Regel als logarithmisches Maß angegeben werden; und zwar

$$\zeta = 10 \log_{10} \left(\frac{Z}{\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}} \right) \quad (3.5)$$

Die dimensionslose Größe ζ wird in dieser Arbeit ebenfalls Reflektivität genannt. Werte von der Größenordnung $Z = 10^3 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$ ergeben sich bei mäßigem Regen, was einem Wert von 30 dBZ im logarithmischen Maß entspricht. Sehr starken Regen mit Hagel beschreiben Werte um $Z = 10^6 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$ bzw. 60 dBZ.

Andererseits ist die Regenrate R definiert mittels

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D^3 v(D) n(D) dD \quad (3.6)$$

mit $v(D)$ = Fallgeschwindigkeit der Hydrometeore. Man sieht, dass für Z und R jeweils $n(D)$ bekannt sein muss. Eine häufig verwendete Relation, die auf zahlreichen Messungen von Tropfenspektren beruht, ist die Verteilung nach Marshall und Palmer (1948). Sie hat die Form einer Exponentialfunktion und ist definiert als

$$n(D) = N_0 e^{-\Lambda D} \quad (3.7)$$

N_0 hängt vom betrachteten Niederschlagstyp ab und wird aus Messungen gewonnen. Marshall und Palmer (1948) fanden den Wert $N_0 = 8000 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$. Λ in mm^{-1} entspricht dem $1/e$ -Wert, der mit der folgenden Zahlenwertgleichung für die Niederschlagsrate verknüpft ist:

$$\Lambda = 4.1 R^{-0.21} \text{ mm}^{-1} \quad ; R \text{ in mm h}^{-1} \quad (3.8)$$

In Gleichung 3.6 wird angenommen, dass alle Tropfen mit unbeschleunigter Endfallgeschwindigkeit $v(D)$ fallen. Um eine möglichst „einfache“ Beziehung zwischen der Reflektivität und der Niederschlagsrate zu erhalten, wird die Endfallgeschwindigkeit der Tropfen meist als semiempirisches Potenzgesetz der Form

$$v(D) = a \left(\frac{D}{D_r} \right)^b \quad (3.9)$$

angegeben, wobei D_r ein Referenzdurchmesser ist.

Unter Verwendung der oben genannten Gleichungen lässt sich über den Parameter Λ aus Gleichung 3.8 ein Zusammenhang zwischen Reflektivität und Niederschlagsrate herstellen. Die Werte für die freien Parameter a und b können in den bekannten Lehrbüchern der Radarmeteorologie, z.B. Battan (1973), nachgeschlagen werden. Eine typische Z/R -Beziehung für ein C-Band-Radar ist gegeben durch

$$\frac{Z}{Z_0} = a \left(\frac{R}{R_0} \right)^b \quad \text{mit} \quad Z_0 = 1 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}, R_0 = 1 \text{ mm h}^{-1} \quad (3.10)$$

Es gilt zu beachten, dass alle Parameter vom betrachteten Niederschlagstyp abhängen und immer nur Mittelwerte einer großen Anzahl von Messungen darstellen. In bestimmten Fällen verwendet man z.B. auch andere Fallgesetze, welche jedoch komplexere Z/R -Beziehungen zur Folge haben. Waldvogel (1974) zeigte, dass sich die Parameter, selbst innerhalb eines Niederschlagsereignisses, sprunghaft ändern können. Die Größenverteilung $n(D)$ kann sowohl durch eine zwei-parametrische Gleichung (3.7), als auch durch Gleichungen, die mehr als zwei Parameter enthalten (z.B. Gammaverteilung), approximiert werden. Grundsätzlich wird aus dem bisher Dargelegten deutlich, dass es keine allgemeingültige Z/R -Beziehung geben kann. Aufgrund der möglichen starken räumlichen und zeitlichen Variabilität der Hydrometeore, ergeben sich je nach betrachtetem Niederschlagstyp eine ganze Reihe unterschiedlicher Relationen. In Battan (1973) sind beispielsweise annähernd 100 aufgelistet. Am IMK werden folgende Z/R -Beziehungen verwendet:

$$\begin{aligned} Z &= 300R^{1,5} & \text{im Sommer,} & & \text{also } a=300, b=1,5 \\ Z &= 200R^{1,6} & \text{im Winter für Regen,} & & \text{also } a=200, b=1,6 \end{aligned}$$

Windgeschwindigkeitsmessung mit einem Radar

Wie schon bei der Beschreibung des grundlegenden Funktionsprinzips eines Radars erwähnt, ist es mit einem kohärent arbeitendem Radar möglich die Frequenzverschiebung durch den Dopplereffekt zu messen. Der Dopplereffekt tritt auf, wenn sich Sender und Empfänger einer Welle relativ zueinander bewegen. Im vorliegenden Fall bleibt die Radarantenne als Empfänger unbewegt, während das vom Radar angestrahlte Teilchen den bewegten Streuer darstellt. Die Bestimmung der radialen Geschwindigkeit von Hydrometeoren erfolgt durch Phasenanalyse. Es stehen mehrere mathematische Methoden zur Verfügung, mit denen das Windfeld oder Windprofil aus der Radialgeschwindigkeit abgeleitet werden kann. Im Folgenden wird die in dieser Arbeit angewendete VVP-Methode (engl. Volume Velocity Processing) nach Waldteufel und Corbin (1979) vorgestellt (siehe auch Blahak (2004)).

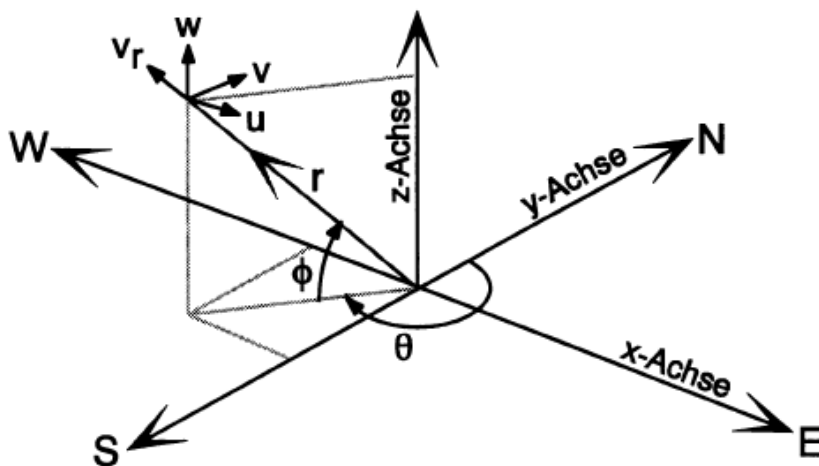


Abbildung 3.1: Koordinatensystem mit dem Radar im Ursprung (Hagen, 1995). Näheres siehe Text.

In einem Koordinatensystem mit dem Radar im Ursprung (vgl. Abbildung 3.1) ist die Radialgeschwindigkeit gegeben durch

$$v_r(\vec{r}, t) = u(\vec{r}, t) \sin \theta \cos \Phi + v(\vec{r}, t) \cos \theta \sin \Phi + w(\vec{r}, t) \sin \Phi \quad (3.11)$$

Hierbei beschreibt v_r die Projektion des dreidimensionalen Windvektors $\vec{v} = (u, v, w)$ auf den Radiuseinheitsvektor $\vec{r}/|\vec{r}|$. θ und Φ bezeichnen den Azimut- bzw. Elevationswinkel. Per Konvention beschreiben negative Radialgeschwindigkeiten Bewegungen zum Radar hin, während Geschwindigkeiten vom Radarstandort weg positiv definiert werden. Die VVP-Methode sieht eine lineare Approximation um die Bezugswerte (u_0, v_0, w_0) am Ort (x_0, y_0, z_0) des Radars vor.

Mittels Taylorreihe, die nach dem linearen Term abgebrochen wird, erhält man z.B. für die u -Komponente

$$u = u_0 + \frac{\partial u}{\partial x}(x - x_0) + \frac{\partial u}{\partial y}(y - y_0) + \frac{\partial u}{\partial z}(z - z_0) \quad (3.12)$$

Analoge Gleichungen ergeben sich für die v - und w -Komponenten. Alle drei Geschwindigkeitskomponenten in Gleichung (3.11) eingesetzt, liefern die linear genäherte Dopplergeschwindigkeit. Unter den Voraussetzungen, dass zum einen das Zentrum des Koordinatensystems mit dem Radarstandort zusammenfällt ($x_0, y_0 = 0$) und zum anderen Änderungen von $\partial w/\partial x$ und $\partial w/\partial y$ klein gegenüber $\partial u/\partial z$ und $\partial v/\partial z$ sind und somit vernachlässigt werden können, lässt sich aus der Dopplergeschwindigkeit das dreidimensionale Horizontalwindfeld und dessen Vertikalprofil ableiten. Bei der VVP-Methode wird im gesamten Volumen horizontale Homogenität vorausgesetzt. Diese Bedingung ist mit zunehmender Entfernung vom Radarstandort immer weniger gewährleistet. Daher ist das auf diese Weise ermittelte Horizontalwindfeld immer mit Vorsicht zu genießen. Insbesondere dann, wenn nur wenige, voneinander unabhängige Messwerte vorliegen, kann die Berechnung des Windfelds mittels VVP-Methode zu gänzlich falschen Werten führen.

3.2 Probleme und Fehler bei der Messung und deren Korrekturen

Bei der Radarmessung können prinzipielle Fehlerquellen auftreten, die zu erschweren und/oder falschen Interpretationen der Messwerte führen können. Hier wird nur zu den vier wichtigsten Problemen Stellung genommen.

1. Radarechos werden als Niederschlag interpretiert, obwohl sie von anderen Streukörpern stammen. (Ground Clutter)
2. Die gemessenen Reflektivitäten werden zwar von Niederschlagsteilchen verursacht, sind jedoch aus unterschiedlichen Gründen zu klein bzw. zu groß. (Bright Band)
3. Hindernisse blockieren den Radarstrahl teilweise oder ganz. (Screening)
4. Abstandskorrektur.

Bodenechos (Ground Clutter)

Bodenechos gehören zur erstgenannten Fehlerquelle und entstehen durch Reflexion des ausgesandten Radarstrahls am Boden, dessen Bewuchs oder sonstigen Hindernissen. Häufig liefern sie die größten Reflektivitätswerte überhaupt, insbesondere wenn bei geringen Elevationswinkeln der Antenne die Hauptkeule der Strahlung den Boden trifft. Aber auch bei höheren Elevationen ist dieser Effekt zu berücksichtigen, da auch die Reflexionen der Nebenkeulen an Hindernissen zu hohen Reflektivitätswerten führen und Fehlinterpretationen zur Folge haben können. Handelt es sich um ein dopplerfähiges Radargerät, so wird zur Eliminierung von Bodenechos meist ein sogenannter Dopplerfilter verwendet. Radarechos, die eine radiale Geschwindigkeit sehr nahe bei Null aufweisen, werden dann wie beim IMK-Radar unterdrückt. Außerdem kann diesem Effekt mit Hilfe

einer clutter map Rechnung getragen werden. Die Erstellung einer solchen, erfordert eine Analyse von Reflektivitätsdaten, die bei trockener Witterung aufgenommen wurden. Die Cluttermap beinhaltet die Regionen, in denen verstärkt Bodenechos auftreten. Die so gewonnenen Reflektivitätswerte werden von den Messwerten, welche während Niederschlagsereignissen erfolgen, subtrahiert. Ein solches Verfahren birgt jedoch die Gefahr, dass unnötig viele Daten verworfen werden. Durch die verstärkte Brechung bei anomaler Strahlausbreitung verursachen auch orographische Hindernisse Bodenechos, die im Normalfall, infolge der Erdkrümmung, nicht vom Radar erfasst werden. Mittels Dopplerfilter lassen sich solche, beispielsweise bei Inversionslagen auftretende Anaprop-Echos (engl. **anomal propagation**) viel einfacher unterdrücken als mit einer Cluttermap.

Das Helle Band (Bright Band)

In der Schicht, in der feste Niederschläge wie Schneeflocken, Eiskristalle und Graupel in Regen übergehen, macht sich der Schmelzvorgang in hohen Reflektivitätswerten bemerkbar. Innerhalb eines stratiformen Niederschlagsgebiets kann ein dünnes Band mit sehr hohen Reflektivitäten auftreten, welches, in Anlehnung an zur Zeiten der Analogbildschirme verwendete Schwarz-Grün-Darstellungen der Reflektivität, als „Helles Band“ bezeichnet wird. Während des Schmelzvorgangs beim Passieren der Nullgradgrenze werden Schneeflocken und Eiskristalle von einem dünnen Wasserfilm umhüllt. Wie schon in Kapitel 3.1 angedeutet, ist der Dielektrizitätsfaktor von Flüssigwasser wesentlich höher als der von Eis, so dass schon dadurch eine erhöhte Reflektivität resultiert. Die von einem Wasserfilm umschlossenen Schnee- und Eispartikel besitzen außerdem einen größeren Durchmesser und geringere Endfallgeschwindigkeiten als Regentropfen mit demselben Wassergehalt. In Kombination resultieren stark erhöhte Reflektivitätswerte (um etwa 5 bis 10 dB (Hannesen, 1998)) in der Schmelzschicht. Sind Schneeflocken und Eiskristalle vollständig geschmolzen, ist, aufgrund der Verringerung ihres Durchmessers sowie der Erhöhung ihrer Fallgeschwindigkeit, mit deutlich abnehmenden Reflektivitäten zu rechnen. Bei konvektiven Niederschlagsereignissen handelt es sich bei den Eisteilchen meist um Graupel und/oder Hagel. Diese sind im Vergleich zu Schneeflocken wesentlich kompakter, weshalb sich ihr Volumen und ihre Fallgeschwindigkeit beim Schmelzen nicht erheblich ändern. Infolgedessen fällt das „Helle Band“ bei konvektiven Niederschlägen oft nicht signifikant ins Gewicht (Hannesen, 1998).

Abschattung durch orographische Hindernisse und Dämpfung (Screening)

Der Radarstrahl kann an Hindernissen, d.h. insbesondere an Gebirgszügen, teilweise oder gar vollständig abgeschattet werden. Dadurch werden die Reflektivitätswerte, die hinter Hindernissen gemessen werden, erheblich unterschätzt. Zur Korrektur des Abschattungseffekts ist es üblich, die fehlenden Reflektivitätswerte der unteren, abgeschatteten Elevationen aus Reflektivitäten von ungestörten Elevationen zu extrapolieren.

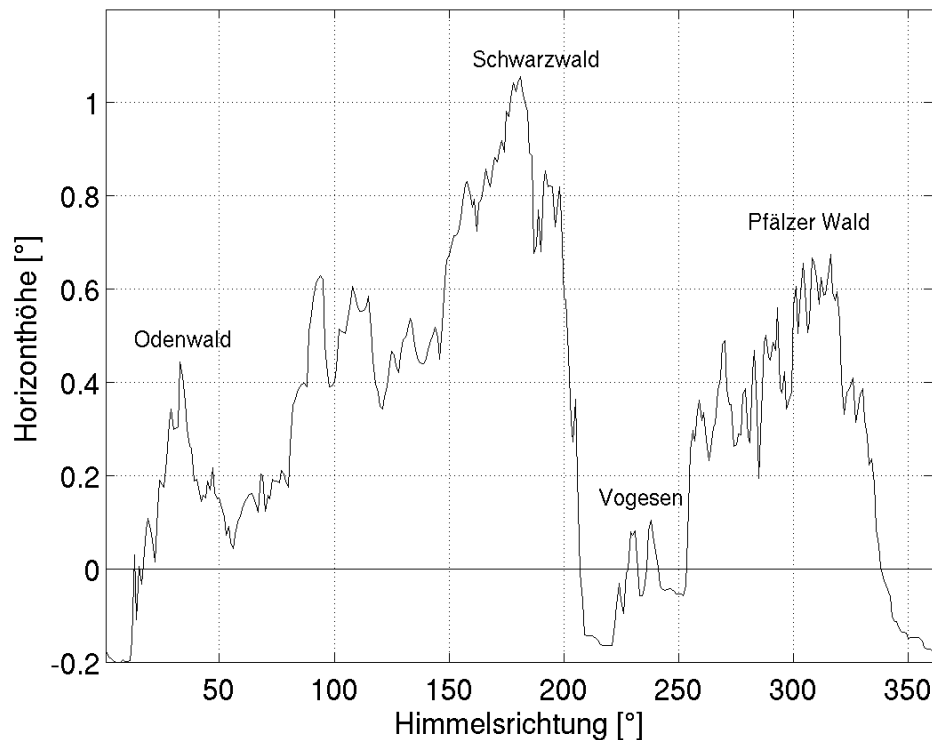


Abbildung 3.2: Elevationswinkel des Horizontes als Funktion des Azimutwinkels um den Standort des Radars. Als Orientierungshilfe dient grob die Beschriftung der umliegenden Mittelgebirge.

Abbildung 3.2 zeigt die Abschattung an den Mittelgebirgszügen, die den Radarstandort umgeben. Aufgetragen ist der Elevationswinkel der Horizonthöhe als Funktion der jeweiligen Himmelsrichtung (0° entspricht Nord, 90° entspricht Ost usw.). Die verwendeten Orographiedaten liegen in einer Auflösung von 125 m in x - und y -Richtung vor.

Bedingt durch den erhöhten Standort des Radars auf dem Dach des IMK-Gebäudes 38 m über Grund nimmt die Strahlmitte (Mitte der Hauptkeule) einen negativen Elevationswinkel unter 0° nach unten ins Rheintal ein. Im Odenwald beträgt der Elevationswinkel des Horizonts etwa $0,4^\circ$, was der untersten Elevation der Strahlmitte des Scanmusters entspricht (siehe Kapitel 3.3). Im Schwarzwald sind die Werte der Horizonthöhe mit $1,1^\circ$ maximal, während sie im Pfälzer Wald Werte um $0,6^\circ$ und im Bereich der weit entfernten Ausläufer der Vogesen Werte um $0,1^\circ$ annehmen. Der größte Elevationswinkel von $1,1^\circ$ im Schwarzwald entspricht schon der zweiten Elevation der Strahlmitte des Scanmusters. Der Radarstrahl wird teilweise abgeschattet, solange die Strahlmitte nicht mindestens $0,49^\circ$ über dem Höhenwinkel der Orographie liegt (Konantz, 2002). Folglich wird die zweite Elevation der Strahlmitte des IMK-Radars teilweise vom Pfälzer Wald und vom Schwarzwald abgeschattet. Erst bei der dritten Elevation der Strahlmitte des Scanmusters mit einem Winkel von $2,0^\circ$ breitet sich der Radarstrahl ungestört über das Messgebiet aus.

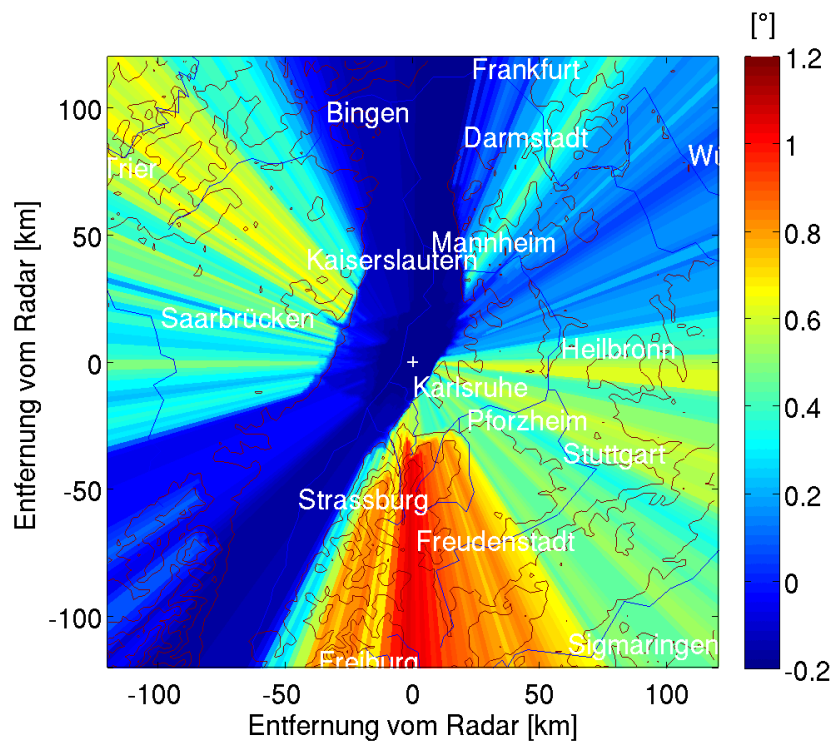


Abbildung 3.3: Elevationswinkel des Horizontes als Funktion des Azimutwinkels und des Abstands (Farbskala) um den Standort des Radars (weißes Kreuz). Die Isolinien entsprechen den Höhenlinien der Orographie beginnend mit 200 m über NN in 200 m-Schritten.

Eine weitere Darstellung zur Veranschaulichung der Abschattungseffekte findet sich in Abbildung 3.3. Es ist ebenfalls der Elevationswinkel der Horionthöhe in Abhängigkeit des Azimutwinkels und des Abstands (Farbskala), hier jedoch aus der Vogelperspektive (Aufsicht von oben auf das Radarmessgebiet), aufgetragen. Die beiden untersten Elevationen (0.4 und 1.1°) werden bereits von den ersten Höhenzügen des Pfälzer Walds, des Odenwalds sowie des Nordschwarzwalds abgeschattet. Möglicherweise dahinter befindliche Hindernisse haben keinen Einfluss auf die Abschattung. Außerdem sei darauf hingewiesen, dass insbesondere der südwestliche Teil der Schwäbischen Alb, aufgrund der Abschattung durch den Nordschwarzwald, mit dem Radar in den untersten Elevationen nicht sichtbar ist.

Des Weiteren wird die Radarstrahlung durch Absorption und Streuung an Niederschlägen gedämpft, was zu geringeren Reflektivitätswerten hinter Niederschlagsgebieten führt. Konvektive Niederschlagssysteme können die vom Radar ausgesandte Strahlung sehr stark dämpfen. In diesen Fällen liefern die sonst zur Korrektur angewendeten Formeln gänzlich unbefriedigende Ergebnisse, da zur Herleitung getroffene Annahmen nicht mehr erfüllt sind. Nur bei wenigen dieser starken Niederschlagssystemen ist es möglich, gedämpfte Reflektivitätswerte durch die Analyse in gleicher Entfernung vom Radar bei benachbarter Azimutrichtung gemessener Reflektivitätswerte, zu korrigieren (siehe Hannesen (1998) und Blahak (2004)).

Abstandskorrektur

Mit zunehmender Entfernung vom Radarstandort unterliegen die Radardaten einer geringeren räumlichen Auflösung, da die Breite der Hauptkeule selbst bei kleinem Elevationswinkel in größerer Entfernung schon mehrere Kilometer beträgt. Deshalb werden in weiter Entfernung weniger Volumenstrahlelemente bei gleichem Volumen detektiert als in Radarnähe. Dieses Kriterium verlangt folglich in zunehmender Entfernung vom Radar konvektive Zellen mit größerem Volumen als in Radarnähe bei gleicher Reflektivität. Diese Problematik erfordert eine Abstandskorrektur. Die Umsetzung einer möglichen Abstandskorrektur folgt in Abschnitt 5.1.

3.3 IMK C-Band Doppler Radar

Der Untersuchung von Gewitterzugbahnen als auch der räumlichen Verteilungen von Gewitterzellen liegen die Daten des IMK C-Band Doppler Radars zugrunde. Das Radargerät ist auf dem Dach des Institutsgebäudes am KIT Campus Nord in Eggenstein-Leopoldshafen (Geographische Lage: 49°05'39" N, 8°26'12" O) in einer Höhe von 148 m über Normalnull montiert. Die wichtigsten technischen Daten sind Tabelle 3.1 zu entnehmen.

Tabelle 3.1: Technische Daten des IMK C-Band Dopplerradars

Gerätetyp	C-Band Doppler Radar METEOR 360 AC
Hersteller	Gematronik GmbH, Neuss
Frequenz	5620 MHz
Wellenlänge	5.4 cm
Pulsleistung	250 kW (84.2 dBm)
Pulswiederholfrequenz	250 bis 1200 Hz
Pulsdauer	0.85 μ s (short pulse) bzw. 2.0 μ s (long pulse)
Keulenbreite bei -3dB	0.98° (Hauptkeule)
Antennendurchmesser	4.2 m
Antennengewinn (Gain)	44.7 dB
Sensitivität (MDS bei 10 km)	-109 dBm
Messgrößen	Reflektivität, radiale Windgeschwindigkeit, spektrale Breite
Messbereich Reflektivität	-31.5 bis +95 dBZ
Auflösung	1° azimuthal, 500 m radial

Das zugehörige Untersuchungsgebiet erstreckt sich mit einem Radius von 120 km um den Radarstandort. Im Wesentlichen deckt es das südliche Rheinhessen, den Odenwald, den Kraichgau, die Schwäbische Alb, den Nordschwarzwald, das nördliche Elsass, den Pfälzer Wald sowie den Oberrheingraben ab. Hierbei handelt es sich um ein stark orographisch gegliedertes Gebiet, in welchem die Höhe über Normalnull zwischen weniger als 100 m im Rheintal und bis zu 1200 m im Nordschwarzwald variiert (vgl. Abbildung 3.4).

Unter Verwendung der Volumendatensätze von Reflektivitätswerten und Dopplergeschwindigkeiten der Jahre 1997 bis 2011, wobei jeweils die Monate Mai bis einschließlich September betrachtet werden, sucht der Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D¹ konvektive Zellen, die wiederum die Grundlage aller weiteren Betrachtungen bilden. Die Volumendatensätze gewinnt man, indem die Radarantenne nacheinander in 14 Elevationen (0.4°, 1.1°, 2.0°, 3.0°, 4.5°, 6.0°, 7.5°, 9.0°, 11.0°, 13.5°, 16.0°, 20.0°, 24.0° und 30.0°) jeweils eine komplette 360° Drehung vollführt. Die azimutale Auflösung beträgt dabei 1°. Während jeder Umdrehung wird für jede der 14 Elevationen die Reflektivität und die Radialgeschwindigkeit bis zu einem maximalen Abstand von 120 km bestimmt. Nach einer Mittelung über 4 Volumenelemente - zur Erzielung statistisch unabhängiger Werte - liegt die radiale Auflösung bei 500 m. Insgesamt umfasst demnach jeder Volumendatensatz $240 \times 360 \times 14$ Werte. Bis zum 10. August 1999 betrug das Zeitintervall zwischen zwei Volumendatensätzen 10 Minuten. Seither liegen die Volumendatensätze in fünfminütiger Auflösung vor.

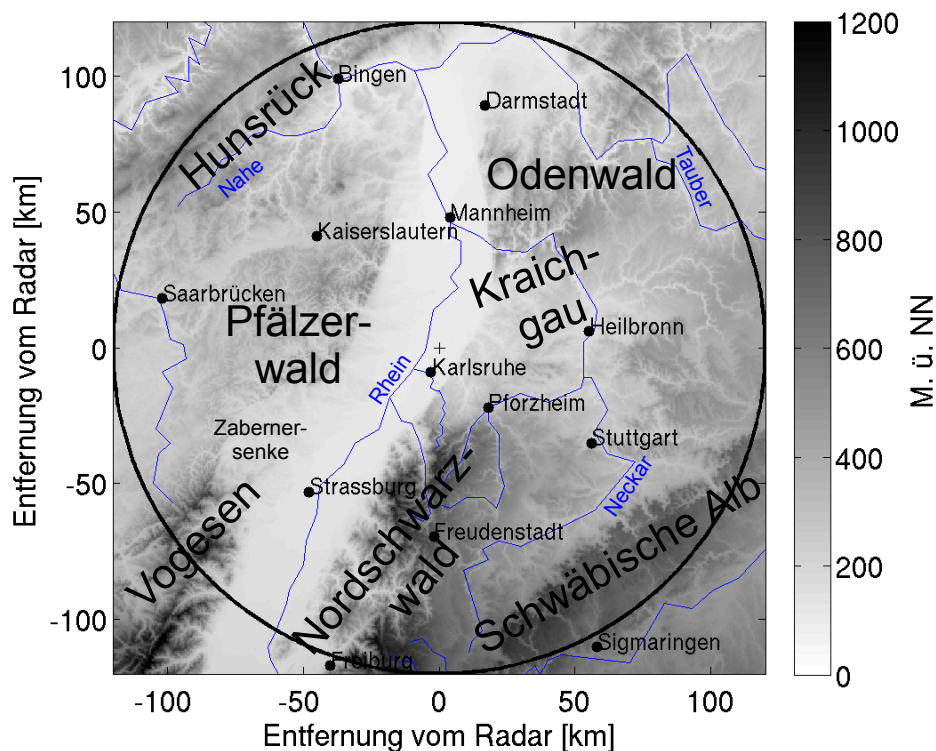


Abbildung 3.4: Orographie in der Umgebung des Radarstandorts (schwarzes Kreuz). Eingezeichnet sind außerdem mehrere größere Städte, Flüsse, Namen einiger Gebirge sowie das Radarmessgebiet (schwarzer Kreis).

3.4 Der Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D

TRACE3D zählt zu denjenigen Zellverfolgungsalgorithmen, die beliebig definierte Objekte innerhalb eines Radarbilds identifizieren und versuchen, diese im nächsten Radarbild wieder zu fin-

¹Die Funktionsweise von TRACE3D wird in Kapitel 3.4 beschrieben.

den (siehe Einleitung). Entwickelt wurde TRACE3D am IMK in Karlsruhe (Handwerker, 2002). Eine Besonderheit stellt die Verarbeitung dreidimensionaler Daten dar, während andere Algorithmen nur zweidimensionale Produkte verwenden (siehe Einleitung). Dies ermöglicht zum einen eine bessere Identifikation von Gewitterzellen als auch die Untersuchung der dreidimensionalen Struktur konvektiver Zellen. Bevorzugterweise sind die verwendeten Volumendatensätze, die die gemessene Radarreflektivität und die Dopplergeschwindigkeit beinhalten, von Bodenechos, Fehlern infolge des Hellen Bandes sowie von Dämpfung soweit als möglich befreit. Ist dies nicht der Fall, versucht TRACE3D dadurch auftretende Effekte zu korrigieren. Die Zellerkennung wird im Wesentlichen in zwei Schritten durchgeführt. Zunächst werden mit Hilfe eines festgelegten, aber wählbaren Reflektivitätsgrenzwertes Niederschlagsregionen ermittelt, innerhalb derer schließlich ausgehend von dem absoluten Maximum Gewitterzellen definiert werden. Nach der Zellidentifikation wird die so gefundene Gewitterzelle im darauffolgenden Datensatz von neuem gesucht und bei Erfolg ihrer Vorgängerin zugeordnet. Abschließend werden fehlerhafte Zuordnungen von TRACE3D korrigiert. Im Folgenden wird auf die wichtigsten Details von TRACE3D eingegangen.

3.4.1 Definition konvektiver Zellen

Zur Identifikation konvektiver Zellen werden die Radarvolumendaten mittels eines globalen, wählbaren Reflektivitätsgrenzwertes DBZ_{LIMIT} zuerst in zusammenhängende Reflektivitätsgebiete eingeteilt. Wegen des Zusammenhangs in Gleichung 3.10 zwischen der Reflektivität und der Niederschlagsrate wird hier häufig auch von Niederschlagsgebieten statt von Reflektivitätsgebieten gesprochen. Der in dieser Arbeit verwendete Wert von $DBZ_{LIMIT} = 45$ dBZ entspricht der Standardeinstellung von TRACE3D. Anschließend erfolgt innerhalb einer auf diese Weise gewonnenen Region starken Niederschlags (ROIP = „region of intense precipitation“) die Bestimmung des absoluten Reflektivitätsmaximums DBZ_{MAX} (vgl. Abbildung 3.5). Von diesem Maximum wird im nächsten Schritt ein festgelegter Differenzwert DBZ_{DIFF} subtrahiert. Liegt das absolute Reflektivitätsmaximum innerhalb der betrachteten Niederschlagsregion um mehr als den Differenzwert DBZ_{DIFF} oberhalb des zu Beginn eingeführten Grenzwertes DBZ_{LIMIT} , so bilden alle jeweils zusammenhängenden Radarpixel mit einer Reflektivität oberhalb von $DBZ_{MAX} - DBZ_{DIFF}$ eine konvektive Zelle. Innerhalb des Algorithmus TRACE3D wird eine solche Zelle namentlich mit RC (von engl. **R**eflectivity **C**ore - dtsh. Reflektivitätskern) abgekürzt, was auch im folgenden bei der Beschreibung der Funktionsweise von TRACE3D beibehalten wird. Dies soll verdeutlichen, dass aufgrund des radarmeteorologischen Messprinzips und des unzureichenden Wissens über konvektive Zellen im Allgemeinen eine gewisse Unsicherheit darin besteht, ob ein auf diese Weise definierter Reflektivitätskern in Realität tatsächlich einer Gewitterzelle entspricht.

Korrektur möglicher Artefakte

Wie schon in Kapitel 3.2 erwähnt, unterliegen die mit einem Radar gemessenen Daten immer gewissen Artefakten, die es zu korrigieren gilt. Auch TRACE3D beinhaltet einige Korrekturmaßnahmen, um möglichst keine fehlerhaften Zellidentifikationen zu erzeugen.

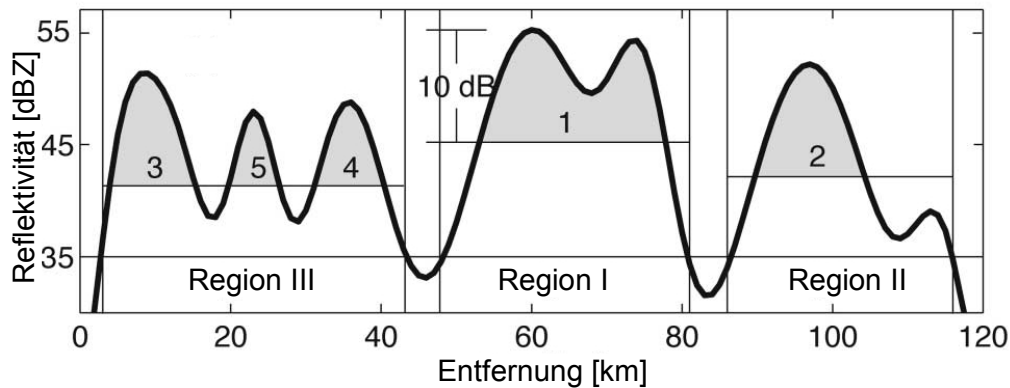


Abbildung 3.5: Schematische Darstellung zur Definition eines Reflektivitätskerns (RC) in TRACE3D. Dargestellt ist eine eindimensionale Reflektivitätsmessung aufgetragen über der Entfernung vom Radar. Im hiesigen Beispiel identifiziert TRACE3D drei Niederschlagsregionen (Region I-III) und mittels der festgelegten Grenzwerte $DBZLIMIT = 35$ dBZ und $DBZDIFF = 10$ dBZ fünf RCs (graue Flächen) (Handwerker, 2002).

- Um fälschliche Reflektivitätswerte durch Bodenechos zu vermeiden, werden von TRACE3D alle Reflektivitätswerte aus Volumenstrahlelementen verworfen, die nicht über einer Mindesthöhe $HMIN = 700$ m über dem Erdboden liegen.
- Dämpfungseffekte werden berücksichtigt, indem eine Dämpfungskorrektur (von $ATTEN = 0.025$ dB/km laut Radarsoftware) des Reflektivitätswerts vorgenommen wird.
- In der Nähe des Radarstandorts ist die räumliche Auflösung der Radardaten höher als in weiterer Entfernung. Kombiniert mit messtechnisch bedingtem Rauschen und Hindernissen, wie Schornsteinen nahe am Radarstandort, würden von TRACE3D dort manchmal sehr viele kleine Fragmente als RCs identifiziert werden. Ein Mindestabstandskriterium mit $DMERGEMAXM = 1000$ m als Mindestlänge oder $DMERGEMAXP = 2$ Volumenstrahlelemente, dient dazu, alle Fragmente zu einem RC zusammenzufassen, deren Abstand kleiner als der geforderte Mindestabstand ist.
- Fremdechos sehr kleiner Objekte, wie Flugzeuge oder kleine Anapropochobereiche, werden durch die Forderung, dass ein RC mindestens aus drei Volumenstrahlelementen ($NMIN = 3$) bestehen oder projiziert auf eine horizontale Fläche mindestens $AREAMIN = 5$ km² betragen muss, entfernt.
- Um die Fehlinterpretation eines Hellen Bands als RC auszuschließen, muss ein RC in mindestens zwei Elevationen innerhalb eines bestimmten Teilbereichs ($DOUBLEMIN$, typischerweise 10%) der Fläche, die der RC einnimmt, identifiziert werden. Aufgrund der hohen Auflösung ist dieses Kriterium in der Nähe des Radars sehr lax formuliert, während es in weiter Entfernung ziemlich genau ist. Dies kann dazu führen, dass schwache konvektive Ereignisse (Schauer) in weiter Entfernung ausgefiltert werden.

Berechnete Parameter zur Beschreibung der Reflektivitätskerne (RCs)

Um weitere Untersuchungen betreiben zu können, werden neben den Reflektivitätswerten der Volumenstrahlelemente eines Reflektivitätskerns (RC) die folgenden Parameter routinemäßig für jeden RC berechnet und abgespeichert.

- Größe des RCs (in Kubikmetern)
- Ort des Zellmittelpunkts eines RCs

$$\vec{r} = \frac{\sum w_i \vec{r}_i}{\sum w_i} \quad (3.13)$$

wobei w_i den Gewichtungsfaktor jedes i -ten Volumenstrahlelements und \vec{r}_i dessen Position beschreibt. In dieser Arbeit dient der logarithmische Reflektivitätswert als Gewichtungsfaktor. Zusätzlich dazu sind auch die Radarreflektivität oder die Regenrate als Gewichtungsfaktoren denkbar.

- Auflösung der Radardaten in radialer und azimuthaler Richtung.
- Elevationswinkel des Radarscans.
- Nummer der Region starken Niederschlags (ROIP), zu der der RC gehört.
- Absolute Anzahl an Volumenstrahlelementen, aus denen ein RC besteht.
- Datum und Uhrzeit des Volumendatensatzes

3.4.2 Zellverfolgung

Die Zellverfolgung beschreibt die Zuordnung der identifizierten Reflektivitätskerne von einem zum nächsten Zeitschritt. TRACE3D versucht herauszufinden, welche der nachfolgenden Reflektivitätskerne aus den vorherig entdeckten hervorgegangen sein könnten. Die Zugbahn (engl. track) eines Reflektivitätskerns respektive einer Gewitterzelle ergibt sich schließlich aus dem zeitlichen Verlauf aller beobachteten Positionen des RCs. Im ersten Schritt sucht TRACE3D nach möglichen Nachfolgerzellen, auch Tochterzellen genannt, und ordnet diese den vorherigen zu. Anschließend werden die erfolgten Zuordnungen auf die wahrscheinlichsten reduziert.

Um herauszufinden, welche Nachfolgerzellen (Tochterzellen) aus den einen Zeitschritt zuvor definierten RCs (Mutterzellen) hervorgegangen sein könnten, wird zunächst von jeder Mutterzelle der Reflektivitätsschwerpunkt berechnet. Anschließend wird diejenige Position des RCs im nächsten Zeitschritt ermittelt, die er aufgrund seiner jetzigen Geschwindigkeit und des Zeitversatzes erwartungsgemäß einnehmen würde. Dazu ist eine Geschwindigkeitsabschätzung für jeden identifizierten RC des Datensatzes notwendig.

Diese Geschwindigkeit wird aus den bereits gemachten Zuordnungen und den sich daraus ergebenden vorherigen Verlagerungsgeschwindigkeiten gewonnen. Falls es sich um den ersten identifizierten RC handelt und somit keine Verlagerungsgeschwindigkeit bekannt ist, entspricht diese der gemittelten Verlagerungsgeschwindigkeit aller anderen sich im Radarscan befindenden RCs. Handelt es sich um den ersten und einzigen identifizierten RC, so wird ihm die mittlere VVP-Geschwindigkeit (siehe Kapitel 3.1) der Höhen zwischen 2 km bis 4 km zugeordnet. In seltenen Fällen kann auch über die VVP-Daten keine Verlagerungsgeschwindigkeit ermittelt werden. Dann wird der RC demjenigen zugeordnet, der im nächsten Zeitschritt den geringsten Abstand von ihm hat. Es wird jedoch gefordert, dass die so gewonnene Verlagerungsgeschwindigkeit kleiner als 15 m s^{-1} ist.

Anschließend wird mit Hilfe der abgeschätzten Verlagerungsgeschwindigkeit der Ort vorhergesagt, an dem sich die Nachfolgerzelle zum Zeitpunkt $t_0 + \Delta t$ befinden sollte. Die Mutterzelle wird sozusagen um diejenige Distanz verschoben, welche sich aus der erwarteten Geschwindigkeit und der Zeitspanne Δt (5 Minuten zwischen zwei Volumenscans) ergibt. Um diesen Ort herum wird innerhalb eines bestimmten Suchradius nach potentiellen Nachfolgerzellen gesucht.

In besonders einfachen Fällen ist das oben beschriebene Verfahren für korrekte Zuordnungen von Reflektivitätskernen ausreichend. In komplexeren Situationen ist jedoch die Beachtung von Zellteilungen und Zellvereinigungen erforderlich. Nach TRACE3D kann ein RC einen oder mehrere RCs als Nachfolger besitzen. Ebenso ist es möglich, dass eine Tochterzelle aus mehreren Mutterzellen entstanden ist. Dies ist eine Folge der Zellidentifikation mittels festzulegender Grenzwerte, wie sie auch in TRACE3D verwirklicht wurde.

Zur Identifikation möglicher Zellteilungen wird die Mutterzelle als starrer Körper an die Schwerpunktsposition der Nachfolgerzelle verrückt. Für den Fall, dass Ausdehnung und Form der Mutterzelle einigermaßen deckungsgleich zur Ausdehnung und Form der Tochterzelle passen, geht man von keiner Zellteilung aus. Eine Zellteilung wird vermutet, sobald sich Form und Ausdehnung der beiden Zellen wesentlich voneinander unterscheiden. Zur Überprüfung der Ähnlichkeit sucht TRACE3D nach Volumenstrahlelementen der verschobenen Mutterzelle, die einen gewissen Mindestabstand DSPLITTMIN (üblicherweise 2000 m) von allen Tochterzellen entfernt sind. Existieren solche Volumenstrahlelemente, wird eine Zellteilung angenommen. All diejenigen Zellen, deren Zellschwerpunkte näher an den entsprechenden Volumenstrahlelementen positioniert sind, als die zuletzt zurückgelegte Strecke der Mutterzelle von diesem Bereich, werden als zusätzliche Tochterzellen betrachtet.

Die Identifikation von Zellvereinigungen erfolgt in umgekehrter Reihenfolge auf die gleiche Art und Weise wie die Ermittlung der Teilung eines Reflektivitätskerns. In diesem Fall wird die Tochterzelle auf die Mutterzelle verrückt. Existieren Volumenstrahlelemente der Tochterzelle, die mehr als der Mindestabstand vom nächstgelegenen Volumenstrahlelement der Mutterzelle entfernt sind, wird eine weitere Mutterzelle nach dem oben beschriebenen Verfahren gesucht.

In der Regel werden eher zu viele Zellzuordnungen gemacht als zu wenig. Darunter lassen sich jedoch auch Zuordnungen finden, bei denen sich Wege verschiedener Reflektivitätskerne kreuzen. Solche Kreuzungen sind in der Realität, wenn auch nur selten, zwar nicht völlig auszuschließen, werden in TRACE3D jedoch in einem weiteren Schritt ausgesondert.

In einigen Fällen liegen die Reflektivitätskerne so dicht beieinander (z.B. in Gewitterlinien), dass, nachdem sich kreuzende Zugbahnen entfernt wurden, noch RCs existieren, die sich gleichzeitig teilen und mit anderen verschmelzen. Aufgrund der zu geringen zeitlichen Auflösung der Radar-daten, können eine Verstärkung und Abschwächung von einzelnen RCs innerhalb der Gewitterlinie sowie deren Teilung bzw. Verschmelzung nicht richtig erfasst werden. In solchen Situationen werden Zellhaufen definiert. Ein Zellhaufen besteht aus mindestens drei Mutterzellen und mindestens drei Tochterzellen. Innerhalb eines Zellhaufens werden die Zuordnungen mit Hilfe des mittleren Verlagerungsvektors solange weiter reduziert, bis jede Tochterzelle über höchstens eine Mutterzelle und jede Mutterzelle höchstens über eine Tochterzelle verfügt. Dazu wird der bestpassendste Verlagerungsvektor akzeptiert, während alle anderen Zuordnungen, die von der entsprechenden Mutter- oder Tochterzelle ausgehen, eliminiert werden. Dies beinhaltet, dass nicht jeder RC einem Nachfolger zugeordnet wird.

4. Regionale Klimatologie von Gewitterzugbahnen

Dieses Kapitel beinhaltet die Untersuchung der vom Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D ermittelten Zugbahnen. Die Datengrundlage bilden Radarmessungen aus dem Zeitraum von 1997 bis 2011. Sie liefert eine regionale Klimatologie, womit eine Klimatologie für das Radarmessgebiet (siehe Abbildung 3.4) gemeint ist. In Hinblick auf die Fragen, ob innerhalb dieses Gebiets sowohl bevorzugte Herdgebiete von Gewittern, als auch Regionen vermehrter Zugbahnen existieren, werden diese für die jeweiligen Sommermonate Mai bis September analysiert. Vor der Beschreibung der Ergebnisse, wird zunächst auf die Auswertemethode eingegangen.

4.1 Auswertemethode und exemplarische Auswertungen

Zur Erstellung einer regionalen Klimatologie von Gewitterzugbahnen wurde in einem ersten Schritt der Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D auf die gesamten vorliegenden Radardaten angewendet. Diese liegen für den 15-jährigen Messzeitraum von 1997 bis 2011 vor. Die festzulegenden Parameter des Zellverfolgungsalgorithmus (siehe Abschnitt 3.4.1) entsprechen mit einem Reflektivitätsgrenzwert von $DBZ_{LIMIT} = 45$ dBZ und einem Differenzwert von $DBZ_{DIFF} = 10$ dBZ den Standardeinstellungen. Die Zellidentifikation und Verlagerung erfolgt auf die bereits in Abschnitt 3.4.2 beschriebene Art und Weise. Alle in diesem Zeitraum identifizierten Reflektivitätskerne werden samt weiterer zur Verfügung stehender Parameter, wie z.B. dem Zellschwerpunkt, der Reflektivität sowie Datum und Uhrzeit (siehe Abschnitt 3.4.1) routinemäßig abgespeichert. Da der Zellverfolgungsalgorithmus unter anderem auf die Volumendaten zurückgreift, liegt der Satz der getrackten Daten bis zum 10. August 1999 in zehnminütiger und seither in fünfminütiger Auflösung vor.

In einem weiteren Schritt erfolgt die Verarbeitung der auf diese Art und Weise getrackten Daten. Bei der Darstellung der Zugbahnen existiert insbesondere das Problem, eine aussagekräftige Übersicht herauszuarbeiten. Eine zu hohe Anzahl an dargestellten Zugbahnen erschwert es, über bevorzugte Regionen Aussagen zu treffen oder machen Aussagen gar unmöglich. Aus diesem Grund ist es zunächst erforderlich, mehrere Unterteilungen vorzunehmen. In dieser Arbeit werden deshalb die Jahre von 1997 bis 2011 einzeln betrachtet und des Weiteren nur die Daten der zugehörigen Sommermonate von Mai bis September untersucht.

Neben der Zugbahn einer Gewitterzelle ansich ist auch der zeitliche Verlauf ihrer gemessenen Reflektivitäten von Interesse. Die Reflektivitäten einer Gewitterzelle sind einerseits repräsentativ für die Anzahl und vor allem die Größe (über den Durchmesser vgl. Gleichung 3.4) der in ihr enthaltenen Streuer. Häufig nimmt man andererseits an, dass ein höherer Reflektivitätswert mit mehr umgesetzter Masse bzw. mehr freiwerdender latenter Wärmeenergie und daher einer insgesamt stärkeren Gewitterentwicklung in Verbindung gebracht werden kann. Aufgründessen werden die vom Zellverfolgungsalgorithmus identifizierten Zellen auch hinsichtlich ihrer Reflektivitäten untersucht. Aus Gründen der Fehleranfälligkeit einzelner Reflektivitätswerte wird im Folgenden stets das 95ste Perzentil aller Reflektivitäten einer identifizierten konvektiven Zelle berechnet. Dazu werden die Reflektivitätswerte der Gewitterzelle aufsteigend sortiert und über die Datensatzanzahl die Position des 95sten Perzentils ermittelt. Der dazugehörige Reflektivitätswert lässt sich in einem weiteren Schritt mittels linearer Interpolation der direkt benachbart liegenden Werte berechnen.

Zur Darstellung der Zugbahnen wird die Reflektivität¹ der Zellen mittels einer Farbskala gekennzeichnet (siehe exemplarisch Abbildung 4.1). Die Skala umfasst immer in diesem Abschnitt Reflektivitäten von 40 dBZ bis zu 75 dBZ. Die unterschiedlichen Farben kennzeichnen dabei 5 dBZ-Schritte. Sowohl die konvektive Zelle selbst als auch die Zuordnung vom Zeitschritt t_0 zum nächsten Zeitschritt $t_0 + \Delta t$ sind in der Farbe der zugehörigen Reflektivität abgebildet. Die Farbgebung der Zuordnung entspricht dabei der Reflektivität der Vorgängerzelle. Die Darstellung der konvektiven Zelle erfolgt ohne Berücksichtigung ihrer räumlichen Ausdehnung, wie sie beispielsweise in einem MaxCAPPI² realisierbar ist, sondern entspricht einem Punkt in der Farbe der zugehörigen Reflektivität auf den entsprechenden Ortskoordinaten des Zellschwerpunktes (vgl. Gleichung 3.13). Dabei repräsentieren die, die Zelle definierenden Volumenstrahlelemente gewichtet mit den logarithmischen Reflektivitäten den Zellschwerpunkt. Auf diese Weise definierte Zellschwerpunkte haben sich in der Analyse von Konantz (2002) als gut geeignet erwiesen.

Eine weitere Unterteilung wird mittels einer Klassifizierung nach festgelegten Grenzwerten der Reflektivität vorgenommen. Ausgehend von 50 dBZ sind aus den gesamten Daten in 5 dBZ-Schritten bis 70 dBZ jeweils diejenigen Zugbahnen ermittelt worden, innerhalb derer die zugehörige Gewitterzelle mindestens einmal den festgelegten Grenzwert erreicht. Dies ermöglicht es die Zugbahnen hinsichtlich der Intensität der ihnen zugrundeliegenden Gewitterzellen zu analysieren. Aufgrund der Vorgabe eines Mindestkriteriums gilt es zu beachten, dass zwar Zugbahnen schwächerer Gewitter durch Erhöhung des Grenzwertes heraus gefiltert werden, aber Zugbahnen starker Gewitter auch in Untersuchungen, in welchen ein niedriger Grenzwert festgelegt wurde,

¹Aus Gründen der Übersichtlichkeit ist im Folgenden mit Reflektivität das berechnete 95ste Perzentil der Reflektivität gemeint.

²MAX(imum)-CAPPI: Abkürzung für **C**onstant **A**ltitude **P**lan **P**osition **I**ndikator, wobei PPI ein Messverfahren bezeichnet, bei dem die Radarantenne auf einen bestimmten Höhenwinkel gestellt wird und in diesem eine 360°-Drehung durchführt. Bei einem MaxCAPPI wird dieses Verfahren für verschiedene Höhenwinkel angewendet und anschließend die Maxima der Daten in 2 Seitenrissen (Süd/Nord und West/Ost) und 1 Aufriss (Draufsicht) veranschaulicht.

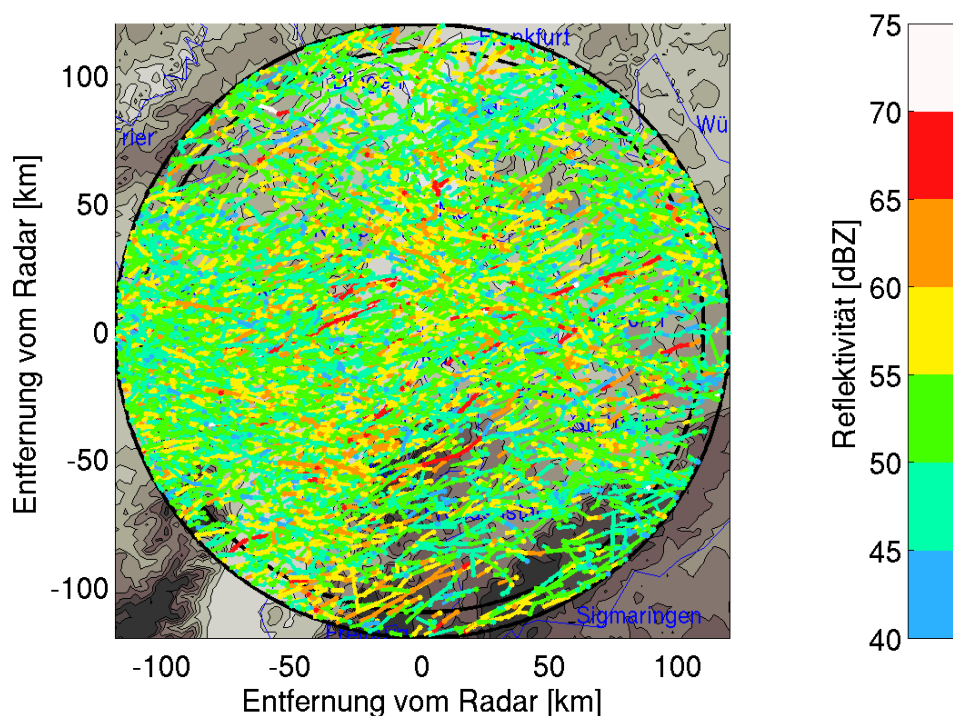


Abbildung 4.1: Alle Zugbahnen im Juli 2000, deren zugehörige Gewitterzellen mindestens einmal eine Reflektivität von 50 dBZ erreichen. Näheres siehe Text. Der äußere schwarze Kreis kennzeichnet das Radarmessgebiet. Der innere schwarze Kreis mit einem Radius von $R = 110$ km gibt den Bereich an, innerhalb dessen die Zuordnungen von TRACE3D als zuverlässig eingestuft werden können. Außerhalb dieses Radius kann es zu Randeffekten kommen.

enthalten sind. Um dies zu veranschaulichen, werden zunächst exemplarische Auswertungen mit den festgelegten Grenzwerten 50 dBZ, 60 dBZ und 70 dBZ erläutert.

Die Klassifizierung nach diesen drei festgelegten Grenzwerten wird im Folgenden durch die Zugbahnen des Juli 2000 veranschaulicht (Abbildungen 4.1-4.3). Insgesamt zeigte sich häufig ein Grenzwert der Reflektivität von 65 dBZ als am geeignetsten um Aussagen über bevorzugte Zugbahnregionen zu treffen. Dieser Grenzwert der Reflektivität wurde in dieser Arbeit im Folgenden bei den ausgewählten Ergebnissen häufig verwendet.

Wird eine Reflektivität von 50 dBZ gewählt (Abbildung 4.1), ergeben sich selbst bei der Betrachtung einzelner Monate so viele Zugbahnen, dass Aussagen über bevorzugte Entstehungsgebiete oder Zugrouten erschwert bis unmöglich werden. Vielmehr vermittelt die Verteilung der Zugbahnen den Eindruck, dass diese willkürlich und ohne durch die Orographie beeinflusst zu werden, in Erscheinung treten. Weil es sich bei der Klassifizierung um ein Mindestkriterium handelt, sind in Abbildung 4.1 auch alle Zugbahnen, deren zugehörigen Gewitterzellen eine höhere Reflektivität als 50 dBZ aufweisen, enthalten.

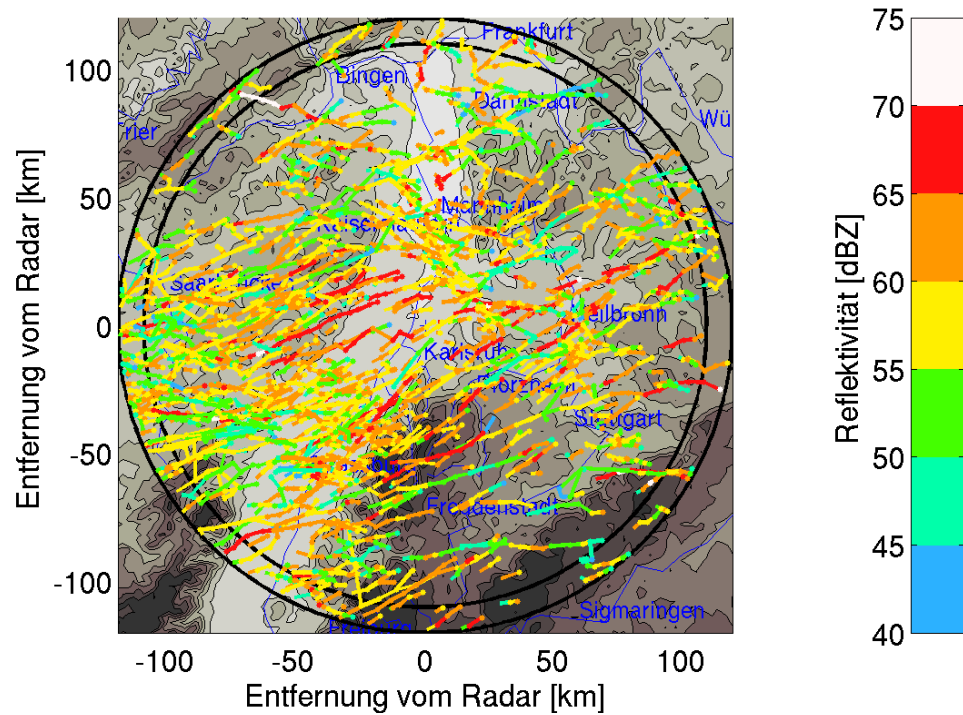


Abbildung 4.2: Wie Abbildung 4.1, hier für die Reflektivität 60 dBZ.

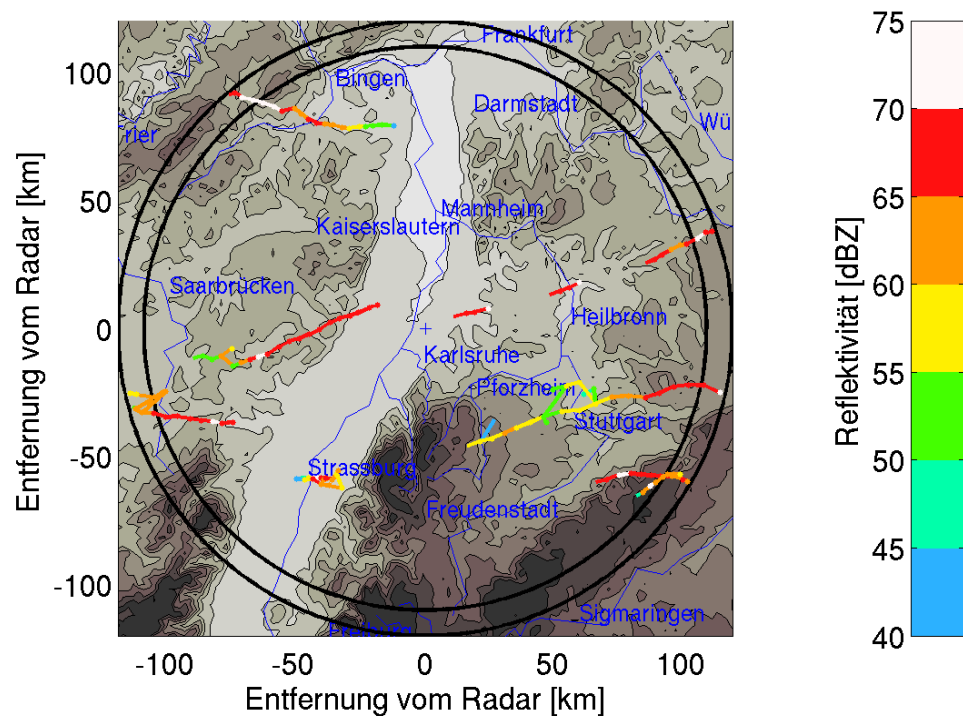


Abbildung 4.3: Wie Abbildung 4.1, hier für die Reflektivität 70 dBZ.

Die Erhöhung des Grenzwertes der Reflektivität ermöglicht es dann, Zugbahnen von vergleichsweise schwachen ($\text{dBZ} < 50 \text{ dBZ}$) Gewitterzellen heraus zu filtern. In Abbildung 4.2 ist die Anzahl an Zugbahnen, deren zugehörige Gewitterzellen mindestens einmal 60 dBZ erreichen, schon deutlich geringer. Viele Zugbahnen befinden sich vor allem im westlichen Sektor des Radarmessgebiets. Die Gebiete des Schwarzwalds sowie der Schwäbischen Alb sind, aufgrund der Tatsache, dass weniger Gewitter über sie hinweg ziehen, deutlicher zu erkennen als in Abbildung 4.1. Hier gilt es jedoch die Abschattungseffekte zu beachten. Möglicherweise ist die Höhe der Gewitter hinter den Gebirgen zu gering, um vom Radar erfasst werden zu können. Die höchste Dichte an Zugbahnen zeigt sich im Bereich zwischen den Ausläufern der Vogesen und dem Pfälzer Wald, wohingegen im Norden des Messgebiets als auch auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb eine geringere Gewitteraktivität zu verzeichnen ist. Außerdem sind viele Gewitterzellen identifiziert worden, die im Elsaß oder dem Rheintal entstanden sind und ostwärts zum Schwarzwald wanderten. Ein beachtlicher Teil dieser Zugbahnen endet direkt über dem Schwarzwald, während einige wenige diesen überqueren und den mittleren Neckarraum erreichen. Ob diese Gewitterzellen tatsächlich über dem Schwarzwald absterben, wurde von Konantz (2002) untersucht, konnte jedoch nicht eindeutig belegt werden. Im Schwarzwald sind die Werte der Horizonthöhe innerhalb des Radarmessgebiets maximal (siehe Abbildung 3.2). Dies hat zur Folge, dass die unterste Elevation der Strahlmitte des Scanmusters vollständig und die zweite Elevation teilweise durch die ersten Hügel des Schwarzwalds abgeschattet werden (vgl. Abbildung 3.3). Daher wäre auch denkbar, dass Gewitterzellen, die sich dem Schwarzwald nähern, aufgrund dieser Abschattung nicht weiter detektiert werden können.

Wird der Grenzwert der Mindestreflektivität mit 70 dBZ sehr hoch gesetzt, werden in den einzelnen Monaten nur vereinzelte Zugbahnen detektiert. Abbildung 4.3 zeigt einige Gewitterzellen und deren Verlagerung im Juli 2000, die innerhalb ihrer Entwicklung mindestens einmal eine Reflektivität von 70 dBZ überschritten haben. Liegt eine solche räumliche Verteilung zugrunde, ist eine Aussage aufgrund der wenigen, statistisch nicht repräsentativen Zugbahnen schwierig. Oftmals erreichen die Gewitterzellen diesen Grenzwert innerhalb eines untersuchten Monats auch gar nicht, so dass keine Zugbahnen ermittelt werden.

Man beachte, dass es sich hier nur um Daten eines einzigen Monats handelt. Es ist zu erwarten, dass, wenn weitere Monate eines Jahres mit betrachtet werden, eine andere, eventuell repräsentative Aussage folgt (siehe Abschnitt 4.2).

Insgesamt liegen der Untersuchung der regionalen Klimatologie von Gewitterzugbahnen 375 gesichtete Radarbilder vom Typ der Abbildungen 4.1-4.3 zugrunde. Diese ergeben sich, indem nach den jeweiligen 15 Jahren und deren 5 Sommermonaten Mai bis September als auch nach den 5 Grenzwerten der Reflektivität, die die einer Zugbahn zugehörige Gewitterzelle mindestens erreichen soll, unterteilt wird. Da es den Rahmen dieser Arbeit überschreiten würde, alle Ergebnisse aufzuzeigen, werden im Folgenden nur die wesentlichen Aspekte erläutert. Dazu dienen exemplarische Analysen einiger ausgesuchter Monate verschiedener Jahre.

4.2 Ausgewählte Ergebnisse der regionalen Klimatologie

Im Verlauf der Untersuchungen aller Datensätze hat es sich häufig als geeignet erwiesen, einen Grenzwert der Reflektivität von 65 dBZ, der von der der Zugbahn zugehörigen Gewitterzelle mindestens einmal erreicht wird, zu setzen, um bestimmte Aussagen treffen zu können. In Abbildung 4.5 ist daher die Anzahl an Gewitterzellen mit einer Reflektivität von mindestens 65 dBZ im Zeitraum von 1997 bis 2011 für jedes einzelne Jahr dargestellt. Sehr viele Gewitter mit dieser Mindestreflektivität verzeichnen die Jahre 2000 mit einer Anzahl von 1760 sowie 2006 mit 1050 Gewitterzellen. In den Jahren 2009 und 2010 ereignen sich hingegen mit Anzahlen von 50 und 60 nur wenige starke Gewitter.

Die Beschreibung der Ergebnisse der regionalen Klimatologie von Gewitterzugbahnen erfolgt exemplarisch anhand der ermittelten Zugbahnen der Monate Juli und August 2000 als auch 2006 mit einer Mindestreflektivität von 65 dBZ wie erwähnt. Diese Jahre werden deshalb betrachtet, da sie sich bezüglich dieser Reflektivität als Jahre reger Gewittertätigkeit erwiesen. Des Weiteren wird auf den Juni 2002 zum einen bei einer Reflektivität von mindestens 55 dBZ und zum anderen bei einer Reflektivität von mindestens 60 dBZ eingegangen. Das Jahr 2002 reiht sich mit 670 Gewittern, die mindestens eine Reflektivität von 65 dBZ aufweisen, in die Größenordnung einiger weiterer Jahre ein (Abbildung 4.5). Der Juni 2002 bei den oben genannten Reflektivitäten wird aufgrund der Ähnlichkeit der Zugbahnverteilung bei einem Grenzwert der Reflektivität von 60 dBZ mit denjenigen Zugbahnen, die Puskeiler (2012) in seiner Untersuchung zu Hagelzugbahnen ermittelte (vgl. Abbildung 4.4 und 4.2), betrachtet. Dabei gilt es zu beachten, dass es sich bei Puskeiler (2012) um alle Zugbahnen handelt, die in den Jahren 1997 bis 2007 mit den höchsten Schadenssummen der SV-Versicherung in Verbindung gebracht werden konnten. Diese lagen nur für Baden-Württemberg vor, deshalb zeigt Abbildung 4.4 nur den innerhalb Baden-Württemberg liegenden Bereich des Radarmessgebiets. In diesem Bereich konnte er viele Zugbahnen in der Region südlich von Stuttgart entlang der Westkante der Schwäbischen Alb identifizieren.

4.2.1 Ausgewählte Ergebnisse der Jahre reger Gewittertätigkeit

Im Juli 2000 sticht vor allem ein West-Ost orientierter Streifen in der Mitte des Messgebiets, genauer von der Zaberner Senke³ zwischen den Ausläufern der Vogesen und dem Pfälzer Wald über das Rheintal und Karlsruhe hinweg bis in den Kraichgau, ins Auge (Abbildung 4.6). In diesem Gebiet treten verhältnismäßig viele Zugbahnen auf. Nördlich und südlich davon handelt es sich eher um vereinzelte Zugbahnen, wobei im Bereich des Neckartals, der Schwäbischen Alb, im Odenwald sowie im dem Hunsrück vorgelagerten Oberen Nahebergland vergleichsweise wenig Gewitteraktivität zu verzeichnen ist. Auch die Lebensdauer der Gewitter gestaltet sich unterschiedlich. Neben langen Zugbahnen, welche über eine Stunde existieren, sind auch Gewitter, die nur wenige Zeitschritte lang detektiert werden, zu finden. Länger existierende Zugbahnen

³Zur Orientierung sei auf Abbildung 3.4 verwiesen.

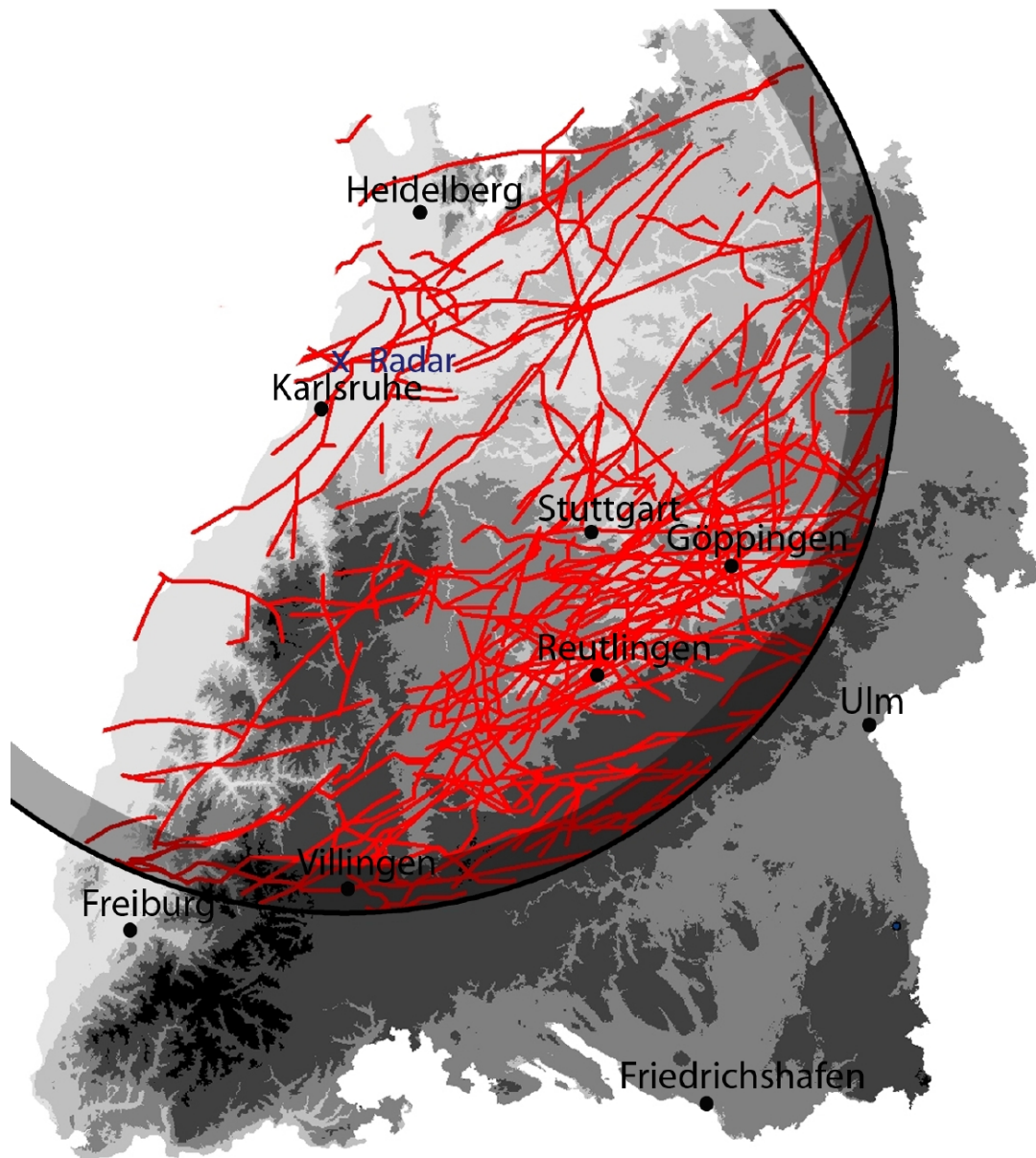


Abbildung 4.4: Zugbahnen der Gewitter mit einer Radarreflektivität > 55 dBZ, die die meisten Schäden verursacht haben in den Jahren 1997 bis 2007. Näheres siehe Text. Außerdem ist das Messgebiet des IMK C-Band Doppler Radars (schwarzer Kreis) sowie der Bereich in dem die Zugbahnen nicht mehr verlässlich sind (schattiert) gekennzeichnet; aus Kunz und Puskeiler (2010).

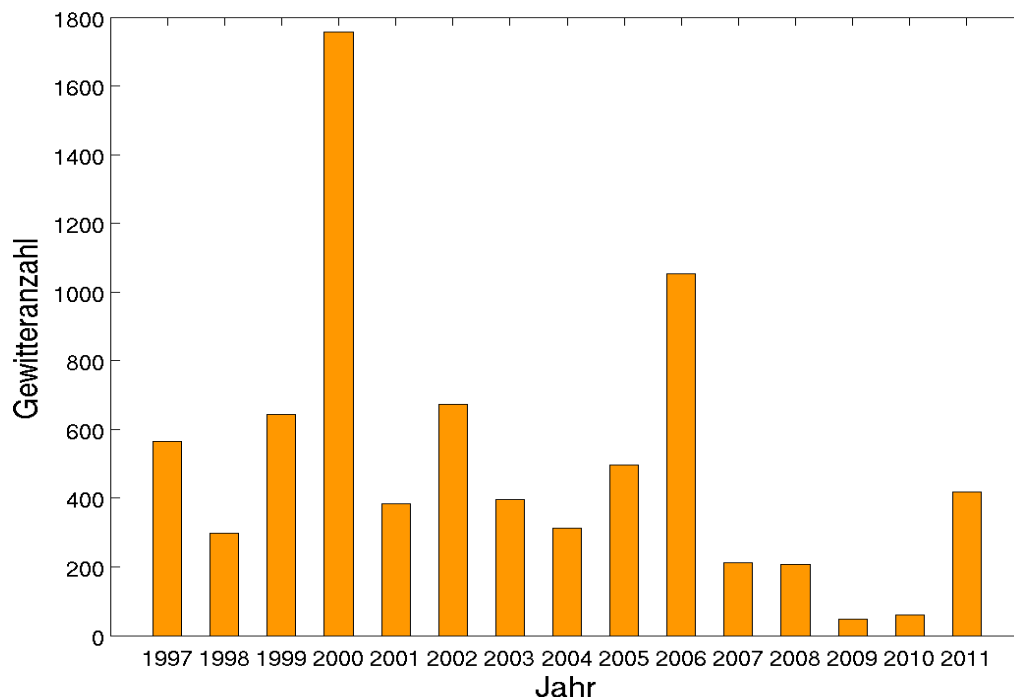


Abbildung 4.5: Anzahl an Gewitterzellen mit einer Reflektivität von mindestens 65 dBZ pro Jahr.

deuten auf größere Systeme, wie Multi- oder Superzellen hin, wohingegen es sich bei den nur kurz existierenden um Einzelzellen handelt. Die während ihrer Verlagerung auftretenden unterschiedlichen Reflektivitäten der Gewitterzellen lassen kein bestimmtes Muster erkennen. Hin und wieder deutet die Reflektivitätsverteilung auf eine Art Pulsieren hin, indem die Werte zwischen den einzelnen Zeitschritten abwechselnd zu- und abnehmen (vgl. Zugbahn durch das Kinzigtal Richtung Freudenstadt, Abbildung 4.7 unten). Dies konnte auch schon bei der Untersuchung der vierdimensionalen Entwicklung von Gewittern in Einzelfällen festgestellt werden (Neuper, 2012).

Die Situation im August 2000 stellt sich völlig anders dar (Abbildung 4.7). Hier konzentrieren sich viele Gewitter auf den Südwesten des Untersuchungsgebiets. Sie überqueren das Rheintal und enden meist an der Ostkante des Schwarzwalds. Dabei erreichen die zugehörigen Gewitterzellen im Verlauf ihrer Entwicklung mitunter auch recht hohe Reflektivitäten von bis zu 75 dBZ. Während eine dieser Gewitterzellen ununterbrochen über den Nordschwarzwald hinweg bis an die südliche Grenze des Kraichgaus zieht (siehe Abbildung 4.7, unterhalb des Schriftzugs von Pforzheim), erwecken zwei weitere Zugbahnen, die etwas südlicher verlaufen, den Eindruck ihrer Verlagerung wäre für einen oder mehrere Zeitschritte unterbrochen. Nach dieser vermutlichen Unterbrechung ziehen auch diese Gewitterzellen weiter nach Nordost in den Großraum Stuttgart. Aufgrund der akkumulierten Darstellung könnte es sich aber auch um gänzlich voneinander unabhängige Zugbahnen zweier verschiedener Gewitter handeln. Neben langen Zugbahnen sind auch Detektionen starker Einzelgewitter, die nur wenige Zeitschritte lang verfolgt werden, insbesonde-

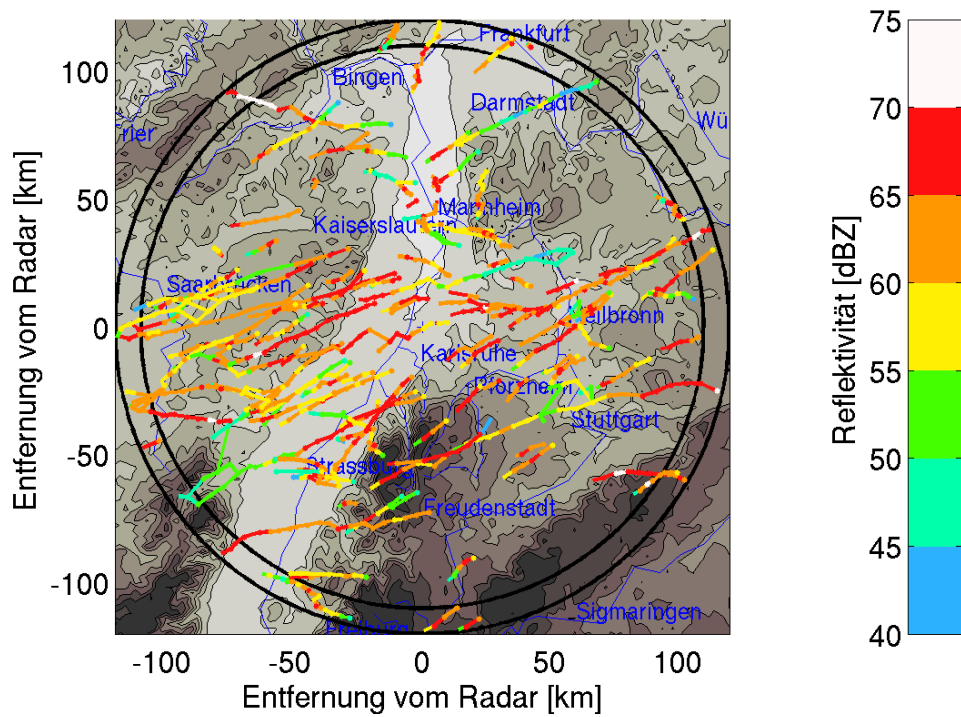


Abbildung 4.6: Alle Zugbahnen im Juli 2000, deren zugehörige Gewitterzellen mindestens einmal eine Reflektivität von 65 dBZ erreichen. Näheres siehe Text.

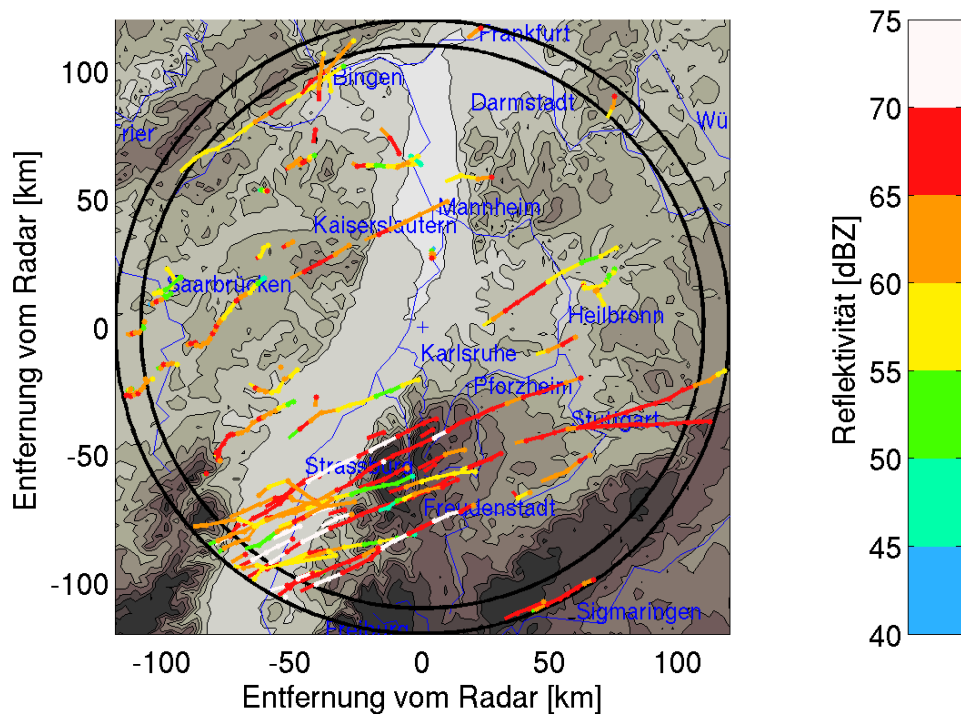


Abbildung 4.7: Wie Abbildung 4.6, hier für den August 2000.

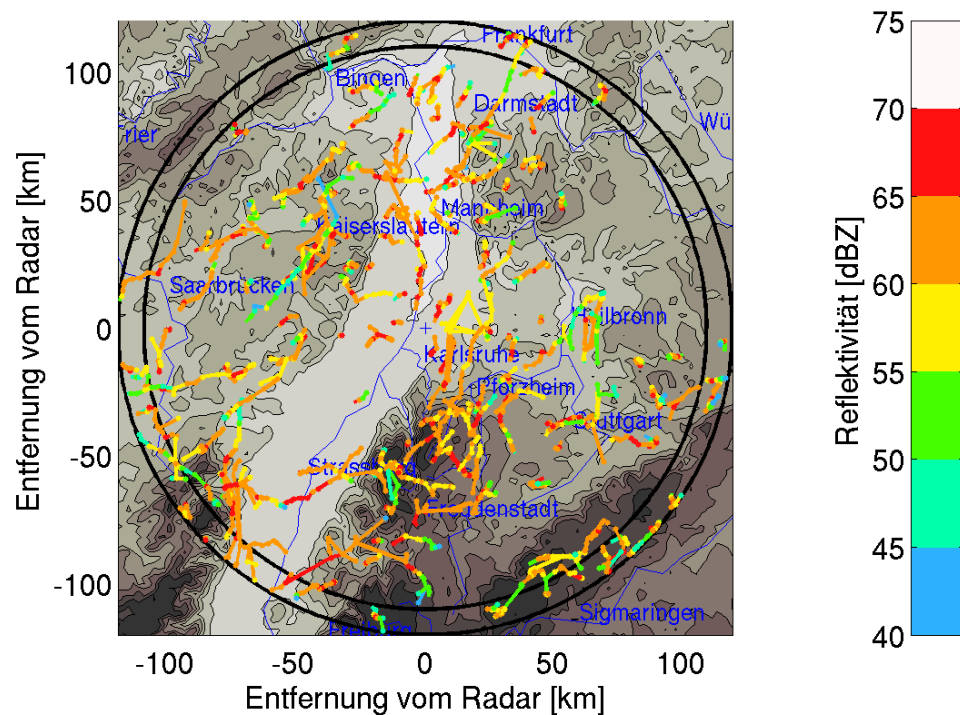


Abbildung 4.8: Wie Abbildung 4.6, hier für den Juli 2006.

re im nordwestlichen Bereich des Messgebiets sichtbar. Der noch im Monat Juli des Jahres 2000 aufgrund maximaler Anzahlen an Zugbahnen hervorstechende Streifen von der Zabener Senke bis in den Kraichgau zeigt sich im August 2000 nicht mehr.

Im Großen und Ganzen ergeben sich innerhalb der zwei Monate sehr unterschiedliche Zugbahnverteilungen. Auch ein mutmaßlicher Orographie-Einfluss ist auf der bisher betrachteten Datengrundlage fraglich. Vielmehr wird die natürliche Variabilität der Gewitterentwicklung anhand der Betrachtung der beiden direkt aufeinanderfolgenden Monaten desselben Jahres deutlich. In Hinblick auf die Frage, ob sich diese Aussagen bezüglich eines weiteren Jahrs ergeben, wird im Folgenden das Jahr 2006 mit ebenfalls relativ großer Gewitteraktivität (siehe Abbildung 4.5) betrachtet, wobei alle weiteren Unterteilungen wie vorher gewählt wurden. Außerdem werden jeweils dieselben Monate der beiden Jahre verglichen.

Die Zugbahnen der Gewitterzellen mit mindestens einer Reflektivität von 65 dBZ im Juli 2006 unterscheiden sich gänzlich von jenen im Juli 2000 (vgl. Abbildung 4.8). Auffällig wenige Zugbahnen befinden sich im südlichen Rheintal, am nordöstlichen Rand des Untersuchungsgebiets sowie im Hunsrück und dem Neckartal, wohingegen viele Gewitter über die Hochflächen der Mittelgebirgszüge ziehen. Dies und die Tatsache, dass es sich in vielen Fällen um eher kurze Zugbahnen handelt, lassen die Vermutung zu, dass sich viele der Gewitterentwicklungen im Juli 2006 bei gradientschwachen Strömungslagen ereignet haben. Solche Wetterlagen gehen häufig

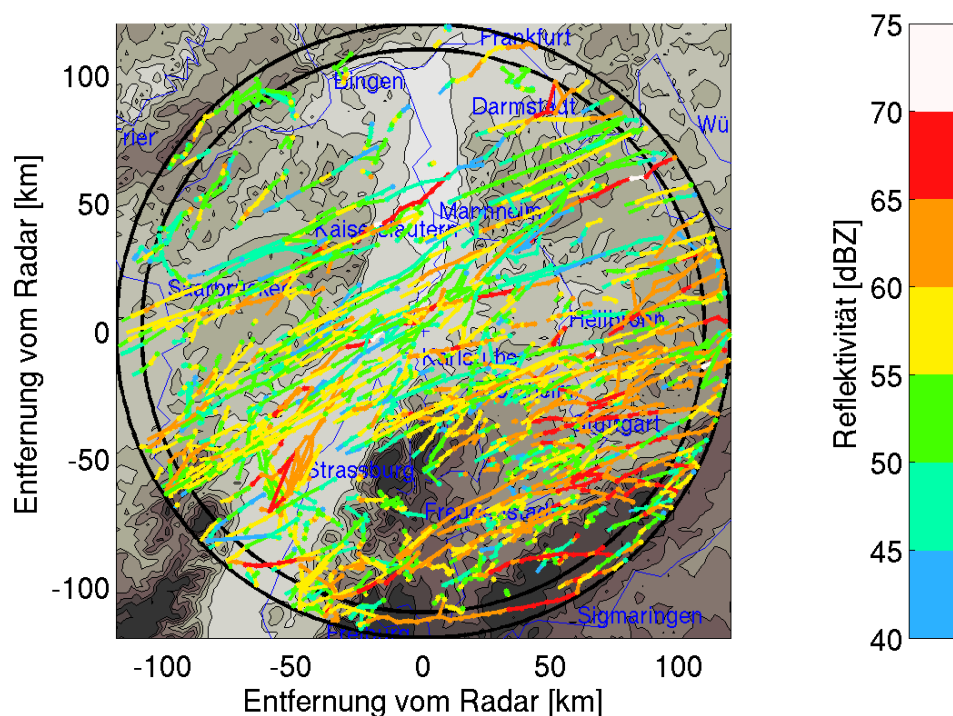


Abbildung 4.10: Wie Abbildung 4.1, hier für den Juni 2002 und die Reflektivität 55 dBZ.

und den Nordschwarzwald hinweg bis in den Kraichgau, was grob abgeschätzt etwa einer Länge von 200 km entspricht. Die Zugbahn der anderen Gewitterzelle verläuft mit einer abgeschätzten Länge von 150 km südlicher durch das Kinzigtal hindurch und endet auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb. Während es bei der letztgenannten Gewitterzelle den Anschein hat, sie würde an der südlichen Kante des Nordschwarzwalds um- und durch das Kinzigtal gelenkt, vermittelt die Zugbahn der nördlicheren konvektiven Zelle den Eindruck, die Orographie beeinflusse ihren Verlauf nur unwesentlich bis gar nicht. Auch die Gewitterzelle der südlicheren Zugbahn scheint zu dem Zeitpunkt, an dem sie über die Schwäbische Alb hinweg zieht, von der Orographie unbeeinflusst. Interessanterweise ähneln sich die Reflektivitätswerte der beiden konvektiven Zellen entlang ihrer Zugbahnen sehr. Worauf dieser ähnliche Verlauf der Reflektivitätswerte zurückzuführen ist, lässt sich nur durch weitere Untersuchungen klären. Möglicherweise spielen sich im Verlauf der Entwicklung auf ähnliche Art und Weise verändernde Umgebungsbedingungen eine Rolle.

4.2.2 Vergleich eines ausgewählten Ergebnisses mit Hagelzugbahnen

Im Verlauf der Untersuchung der regionalen Klimatologie von Gewitterzugbahnen haben sich hin und wieder Zugbahnverteilungen gezeigt, die einen Einfluss der Schwäbischen Alb auf die Gewitterverlagerung vermuten lassen. Dies stellte auch schon Puskeiler (2012) in seiner Arbeit zur Analyse von Hagelzugbahnen anhand von Radardaten in Kombination mit Versicherungsdaten

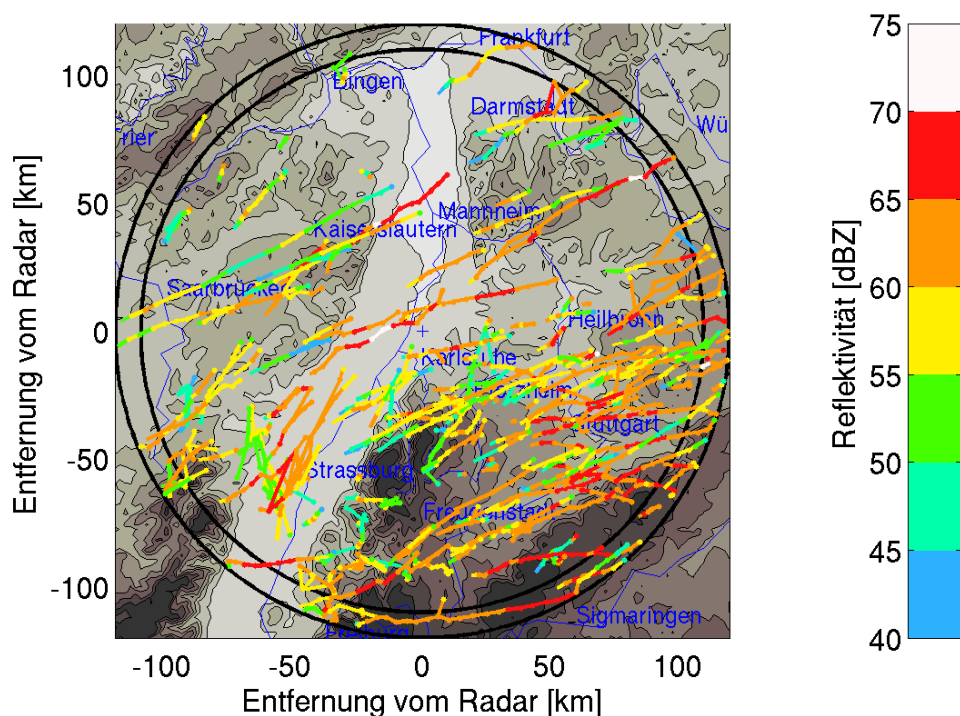


Abbildung 4.11: Wie Abbildung 4.1, hier für den Juni 2002 und die Reflektivität 60 dBZ.

fest. Ein Vergleich zweier unterschiedlicher Mindestgrenzwerte der Reflektivität soll aufzeigen, dass die Zugbahnverteilung stark von diesem festgelegten Grenzwert der Reflektivität abhängt. Unter diesen Gesichtspunkten werden im Folgenden die Zugbahnen des Juni 2002 bei einer Mindestreflektivität von 55 dBZ (Abbildung 4.10) sowie 60 dBZ (Abbildung 4.11) analysiert.

In Abbildung 4.10 verlagern sich viele Gewitterzellen von der Zaberner Senke über das Rheintal bis in den Odenwald. Außerdem sind viele Zugbahnen im südöstlichen Quadranten des Messgebiets im Neckartal und dem Großraum Stuttgart zu verzeichnen. Auf den Höhenzügen des Nord-schwarzwalds und der Schwäbischen Alb verlagern sich im Gegensatz dazu wenige Gewitterzellen. Die Zugbahnverteilung ist bei diesem Grenzwert der Reflektivität nicht ausschließlich auf den Bereich südlich von Stuttgart vor der Schwäbischen Alb konzentriert, wie sie sich in der Arbeit von Puskeiler (2012) bezüglich Hagelzugbahnen (Abbildung 4.4) zeigt, obwohl in diesem Fall mit einer Mindestreflektivität von 55 dBZ derselbe Grenzwert zugrunde liegt.

Eine Erhöhung des Mindestgrenzwertes der Reflektivität um 5 dBZ, was einer Ausdünnung der Zahl an Zugbahnen, deren zugehörige Zellen nicht mindestens eine Reflektivität von 60 dBZ erreichen, entspricht, ergibt nur noch eine hohe Anzahl an Zugbahnen im Bereich des Neckartals. Viele der Gewitterzellen, die sich von der Zaberner Senke bis in den Odenwald verlagern, erreichen diesen Mindestwert nicht. Bezüglich starker Gewitter lässt sich folglich für den Juni 2002 eine Häufung an Zugbahnen im Neckartal und dem Großraum Stuttgart, wie schon bei Puskeiler

(2012) konstatieren. Dies gilt aber nicht zwangsläufig auch für die Verlagerung konvektiver Zellen mit niedrigeren Reflektivitäten.

Während die Hagelzugbahnen alle Zugbahnen der Jahre 1997 bis 2009, die mit Schadendaten einer Versicherung in Verbindung gebracht werden konnten, umfassen, sind zum Vergleich nur die Zugbahnen des Juni 2002 bei den jeweiligen Mindestreflektivitäten gezeigt. Der Vergleich soll verdeutlichen, dass die Einschränkung des Untersuchungsgebiets nur auf Baden-Württemberg sowie die Kombination mit Schadendaten kritisch zu sehen ist. Außerdem wird durch den Vergleich der beiden Mindestreflektivitäten deutlich, dass sich selbst bei geringen Variationen des festzulegenden Grenzwerts, gänzlich unterschiedliche Zugbahnverteilungen ergeben.

Zusammengefasst zeigt die regionale Klimatologie von Gewitterzugbahnen für ausgewählte Fälle einmal mehr die große räumliche und zeitliche Variabilität der Gewitterverlagerung im Radarmessgebiet auf. Deutlich werden einige Schwierigkeiten, die sich bezüglich ihrer Untersuchung ergeben. Sind räumliche Verteilungen von Gewitterzugbahnen eines besonders langen Zeitraums von Interesse, sollte das Untersuchungsgebiet ausreichend groß gewählt werden. Die Zugbahnen, deren zugehörige Gewitterzellen eine Reflektivität von mindestens 50 dBZ erreichen, sind meist so zahlreich, dass sich innerhalb eines kleinen Untersuchungsgebiets nahezu eine Gleichverteilung ergibt. Präferierte Regionen von Gewitterzugbahnen ändern sich bei dieser Analyse von einem Monat zum nächsten auch dann, wenn für die zugehörigen konvektiven Zellen dieselbe Mindestreflektivität festgelegt wird. Ebenso gestaltet sich die räumliche Verlagerung von Gewittern in denselben Monaten unterschiedlicher Jahre sehr variabel. Regionen, die bezüglich Gewitterzellen mit niedrigeren Reflektivitäten rege Gewittertätigkeit aufweisen, fallen möglicherweise bei der Betrachtung höherer Reflektivitäten nicht mehr ins Gewicht. Ähnliche Zugbahnverteilungen zu jener, die Puskeiler (2012) in Bezug auf Hagelgewitter ermittelte, konnten nur in wenigen Einzelfällen beobachtet werden. Dennoch offenbaren die Zugbahnen einzelner Monate, insbesondere bei hohen Grenzwerten der Reflektivität der zugehörigen Zellen, interessante Entwicklungsverläufe, die mit Hilfe weiterer Untersuchungen neue Erkenntnisse liefern könnten. Beispielsweise könnten Vergleiche mit den in bestimmten Monaten vorherrschenden Großwetterlagen durchgeführt werden.

5. Räumliche Gewitterverteilung im Radarmessgebiet

In diesem Kapitel wird von der Betrachtung der Gewitterzugbahnen zu der Betrachtung der die Zugbahn ausmachenden Gewitterzellen¹ in Hinblick auf ihre räumliche Verteilung im Radarmessgebiet übergegangen. An jedem Ort (x, y) im Radarmessgebiet werden alle Gewitter aus dem 15-jährigen Zeitraum betrachtet. Weiterhin wird die Information über die Stärke der Gewitter beibehalten, indem ihre Reflektivität an jedem Ort ermittelt wird. Die räumliche Häufigkeitsverteilung von Gewitterzellen wird im Anschluss sowohl mit als auch ohne die Berücksichtigung eines möglichen Einflusses der Anströmung, welche mittels der gemessenen VVP-Daten bestimmt wird, vorgenommen. Vor der Vorstellung der Ergebnisse, wird noch auf die Auswertemethode eingegangen.

5.1 Erstellung von Häufigkeitsverteilungen

Erneut fließen die zu Beginn getrackten und routinemäßig abgespeicherten Parameter, wie z.B. die Reflektivität und der Zellschwerpunkt, der vom Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D identifizierten konvektiven Zellen in die Untersuchung mit ein. Im Gegensatz zu Kapitel 4 wurden jetzt alle Sommermonate Mai bis September der Jahre 1997 bis 2011 betrachtet. Aus diesem Datensatz werden für jeden Tag die Ortskoordinaten der Zellschwerpunkte ermittelt. Dabei handelt es sich wie schon zuvor um die, die Zelle definierenden Volumenstrahlelemente, gewichtet mit den logarithmischen Reflektivitäten. An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass hierbei die horizontale und vertikale Ausdehnung der Gewitterzelle nicht berücksichtigt wird.

Der nächste Schritt besteht wieder in der Ermittlung des 95sten Perzentils der Reflektivität aller identifizierten konvektiven Zellen. Die Berechnung erfolgt auf die bereits in Abschnitt 4.1 beschriebene Art und Weise. Die bisher zweidimensionale (x, y) -Häufigkeitsverteilung wird folglich um eine Dimension nämlich die Reflektivität erweitert. Neben den Orten der Gewitterzellen enthält sie auch die Information über die Reflektivitäten der konvektiven Zellen, also das Tripel (x, y, dBZ) .

¹Genau genommen handelt es sich um die vom Zellverfolgungsalgorithmus identifizierten Reflektivitätskerne. Auch wenn dies mit Unsicherheiten behaftet ist, wird im Folgenden davon ausgegangen, dass diese in Realität tatsächlich Gewitterzellen entsprechen (vgl. Kapitel 3.4.1).

Um einen möglichen Einfluss der Anströmung auf die räumliche Gewitterverteilung zu berücksichtigen, fließen die mit dem Radar gemessenen und mittels VVP-Algorithmus bestimmten Winddaten in die Betrachtung mit ein. Zu jedem Zeitpunkt, an dem eine konvektive Zelle vom Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D identifiziert wird, erfolgt die Berechnung der mittleren Windgeschwindigkeit und -richtung zwischen 1000 m und 2000 m Höhe über Normalnull. Dies entspricht im Mittel den Strömungsverhältnissen des 850 hPa-Niveaus. Dabei wird eine Einteilung der Windrichtung in 30° -Schritten vorgenommen. Außerdem wird noch nach niedrigen Windgeschwindigkeiten ($|\bar{v}| < 3 \text{ m s}^{-1}$) sowie den Fällen, in denen keine Messwerte vorliegen, unterschieden. Dadurch ergibt sich ein Quadrupel $(x, y, dBZ, |\bar{v}_d|)$ für $|\bar{v}| < 3 \text{ m s}^{-1}$, womit die Häufigkeitsverteilung eine vierte Dimension, die Informationen über die Anströmungsgeschwindigkeit ($|\bar{v}|$) und -richtung ($|\bar{v}_d|$, engl. *direction*) beinhaltet, erhält.

Vierdimensionale Häufigkeitsverteilungen der identifizierten konvektiven Zellen für jeden Tag der Sommermonate aller Jahre liegen nach diesem Prozedere für den Messzeitraum vor. Je nachdem welcher Zeitraum für eine weitere Untersuchung von Interesse ist, können die Häufigkeitsverteilungen der einzelnen Tage beliebig aufsummiert werden. Im Fokus dieser Arbeit liegt zum einen der vollständige 15-jährige Messzeitraum und zum anderen dessen Aufteilung in drei jeweils 5 Jahre umfassende Zeitabschnitte.

Insgesamt gilt es bei der vierdimensionalen Häufigkeitsverteilung die mit zunehmender Entfernung zum Radarstandort geringere räumliche Auflösung der Radardaten zu beachten (siehe Abschnitt 3.2). Aus diesem Grund ist mit zunehmendem radialen Abstand vom Radar eine Abnahme der Anzahl an Zellschwerpunkten beobachtbar und eine Abstandskorrektur muss durchgeführt werden. Zu diesem Zweck wird eine Normierungsfunktion gesucht, mit Hilfe derer die Werte der Häufigkeitsverteilung bezüglich ihrer Entfernung zum Radar korrigiert werden können. Zunächst wird dazu für jeden Radius in 1 km-Schritten bis zur maximalen Entfernung von 120 km das azimutale Mittel der innerhalb des entsprechenden Radius liegenden Zellschwerpunkte ermittelt. Im Anschluss wird das azimutale Mittel für den gesamten radialen Messbereich von 10 km bis 110 km berechnet. Auf die Werte innerhalb des ersten 10 km Radius wird verzichtet, da dort aufgrund der Nähe zum Radar ein Minimum an Zellschwerpunkten existiert. Dieser Bereich fällt in den sogenannten „*cone of silence*“ (dtsh. „*Toter Trichter*“), ein kegelförmiges Gebiet direkt über dem Radar, in dem selbst die höchste Elevation der Strahlmitte des verwendeten Scanmusters nicht ausreicht, um Informationen zu gewinnen. Die letzten 10 km des maximalen Radius von 120 km werden, aufgrund der Schwierigkeiten, die der Zellverfolgungsalgorithmus am Rand des Messgebiets aufweist, vernachlässigt.

Abbildung 5.1 zeigt das Verhältnis des jeweiligen azimutalen Mittels pro Radiusintervall zum azimutalen Mittel des gesamten interessierenden Messbereichs. Die Einträge auf der Ordinate geben an, um welchen Normierungsfaktor die Anzahl der Zellschwerpunkte in der entsprechenden radialen Entfernung im Vergleich zum gesamten azimutalen Mittel erhöht (> 1) oder erniedrigt

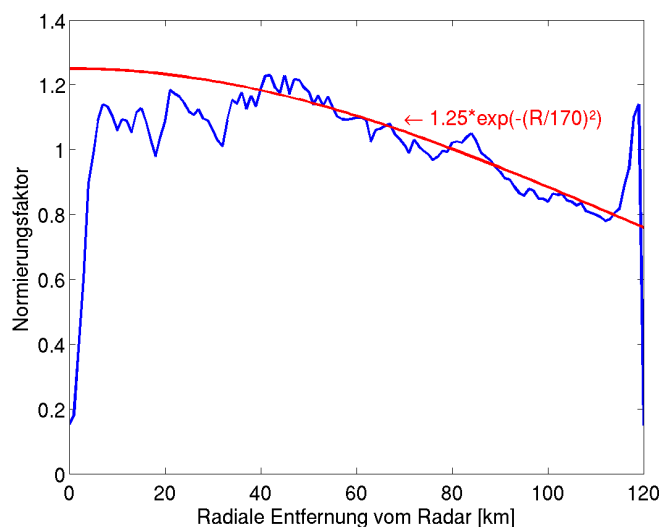


Abbildung 5.1: Normierungsfunktion N als Funktion der radialen Entfernung vom Radar R in km.

(< 1) ist. Während dieser Faktor im Bereich des Radius von 40 km erhöhte bis maximale Werte erreicht, tendiert er ab einer Entfernung von 60 km dazu erniedrigte Werte anzunehmen. Eine diesen Verlauf möglichst genau wiedergebende Funktion dient daher der Datennormierung. Im hiesigen Beispiel ergibt sich die dimensionslose empirische Normierungsfunktion zu

$$N = 1.25 \exp \left[- \left(\frac{R}{170 \text{ km}} \right)^2 \right] \quad (5.1)$$

mit dem Abstandsradius R . Die anschließende Abstandskorrektur der Häufigkeitsverteilung wird durchgeführt, indem der Quotient aus der an einem Ort bestimmten Anzahl an Zellschwerpunkten und dem zugehörigen Funktionswert gebildet wird.

Zur bildlichen Darstellung der vierdimensionalen Häufigkeitsverteilung wird das Radarmessgebiet in 25 km^2 große quadratische Flächen mit 5 km Seitenlänge eingeteilt. Alle abstandskorrigierten Anzahlen von Gewitterzellen, deren Zellschwerpunkte innerhalb einer solchen Fläche liegen, werden addiert und mittels Farbkodierung markiert. An dieser Stelle sei nochmals darauf hingewiesen, dass die mittlere horizontale Ausdehnung von Gewittern wesentlich größere Ausmaße annehmen kann. Die horizontale Ausdehnung einer Einzelzelle beträgt zwischen 1 km und 10 km, jene von Multizellen, Superzellen und organisierten Systemen weisen oft 30 km oder mehr auf (vgl. Abschnitt 2.5).

5.2 Ergebnisse der räumlichen Gewitterverteilung

Die Betrachtung der räumlichen Gewitterverteilung erfolgt zunächst in Abhängigkeit unterschiedlicher Reflektivitäten und ohne Berücksichtigung der Anströmung. Außerdem werden neben der Häufigkeitsverteilung des vollständigen Messzeitraums von 15 Jahren auch Häufigkeitsverteilun-

gen, die jeweils 5 Jahre umfassen vorgestellt. Ausgehend von einer Reflektivität von 55 dBZ wird die Erhöhung der Reflektivität in 5 dBZ-Schritten bis 65 dBZ vorgenommen, wobei die entsprechende Gewitteranzahl abnimmt (vgl. Tabelle 5.1).

Tabelle 5.1: Gewitteranzahlen der vier Zeiträume bei unterschiedlichen Reflektivitäten

Zeitraum	Reflektivität [dBZ]		
	55	60	65
1997-2011	238 940	63 110	7 520
1997-2001	74 590	22 500	3 640
2002-2006	96 970	26 520	2 930
2007-2011	67 380	14 080	950

Die meisten Gewitter mit einer Reflektivität von mindestens 55 dBZ und mindestens 60 dBZ ereigneten sich im Zeitraum von 2002 bis 2006. Stärkere Gewitter, die Reflektivitäten von bis zu 65 dBZ erreichten waren im Zeitraum von 1997 bis 2001 am häufigsten vertreten. Die geringsten Anzahlen an Gewittern wurden bei allen drei genannten Reflektivitäten in den letzten fünf Jahren verzeichnet. Während Tabelle 5.1 nur Aufschluss über die Gewitteranzahlen in den verschiedenen Zeiträumen gibt, soll in den folgenden Abschnitten auch deren räumliche Verteilung betrachtet werden.

Den Beginn stellt die räumliche Gewitterverteilung der vier Messzeiträume bei einer Reflektivität von mindestens 55 dBZ dar (Abbildung 5.2). Im 15-jährigen Messzeitraum (Abbildung 5.2(a)) lassen sich drei Regionen mit hoher Gewitteraktivität erkennen. Die erste Region, welche hohe Gewitteranzahlen verzeichnet, befindet sich südwestlich von Strassburg. Des Weiteren kann das nördliche Rheintal zwischen Mannheim und Darmstadt als Gebiet reger Gewittertätigkeit erwähnt werden. Diese beiden stechen aufgrund der hohen Gewitteranzahlen deutlich hervor. Mit im Vergleich dazu niedrigeren Anzahlen kann jedoch auch der Großraum Stuttgart noch als Region erhöhter Gewittertätigkeit gewertet werden. Zu berücksichtigen ist, dass die Strahlmitte der ersten Elevation des Scanmusters in Richtung des Stuttgarter Raums abgeschattet wird und dieser erst ab einem Elevationswinkel von etwa 0.6° vollständig einsehbar ist (Abbildung 3.3). Dies führt zu einer Unterschätzung der Anzahlen. Die hohen Gewitteranzahlen südwestlich von Strassburg, insbesondere jene am äußersten Rand des Messgebiets, sind womöglich auf Ground Clutter (siehe Abschnitt 3.2) zurückzuführen. Der Autorin ist jedenfalls nicht bekannt, dass es sich in diesem Bereich um eine Region erhöhter Gewitteraktivität handelt. Die markant niedrigen Anzahlen vom Radarstandort aus gesehen direkt im Osten treten aufgrund der Strahlabschattung an einem hohen Baum, der erst im Jahr 2006 gefällt wurde, in Radarnähe auf.

Wird hingegen dazu übergegangen, die fünfjährigen Zeitspannen einzeln zu betrachten, entspricht vor allem der Zeitraum von 2002 bis 2006, in dem auch die meisten Gewitter mit einer Reflektivität von mindestens 55 dBZ zu verzeichnen sind (vgl. Tabelle 5.1), am ehesten der räumlichen

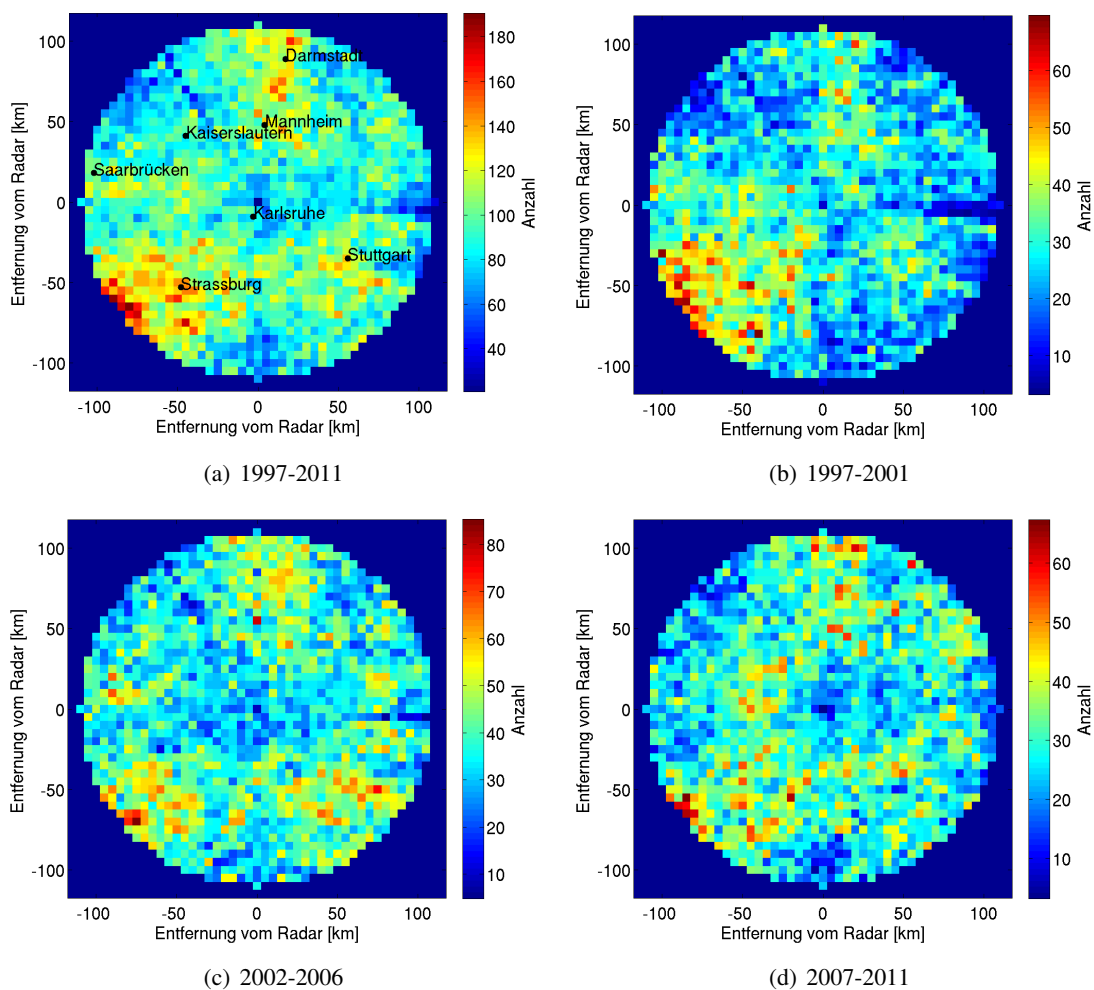


Abbildung 5.2: Räumliche Gewitterverteilung im Radarmessgebiet verschiedener Zeiträume zwischen 1997 und 2011 bei einer Reflektivität von mindestens 55 dBZ. Es ist die unterschiedliche Skalierung der Anzahlen für die verschiedenen Zeiträume zu beachten.

Verteilung über 15 Jahre. Insbesondere die hohen Gewitteranzahlen des gesamten Zeitraums im Großraum Stuttgart resultieren hauptsächlich aus diesen fünf Jahren. In allen drei fünfjährigen Zeiträumen ereignen sich viele Gewitter in den Gebieten südwestlich um Strassburg und im nördlichen Rheintal zwischen Mannheim und Darmstadt, wobei es bezüglich der hohen Anzahlen am südwestlichen Rand des Messbereichs wiederum fraglich ist, ob sie tatsächlich mit Gewittern in Verbindung gebracht werden können. Während die Gewitteranzahlen mit einer Reflektivität von mindestens 55 dBZ in den unterschiedlichen fünfjährigen Zeiträumen nicht allzu stark variieren (Tabelle 5.1), ist deren räumliche Gewitterverteilung insbesondere in Hinblick auf den Stuttgarter Raum sehr unterschiedlich. Die niedrigen Anzahlen, welche vom Radar aus direkt im Osten zu verzeichnen sind, treten im Zeitraum von 1997 bis 2001 am markantesten in Erscheinung. In den darauffolgenden Jahren zeigt sich die Baumabschattung nicht mehr ganz so deutlich und im Zeitraum von 2007 bis 2011 gar nicht mehr. Somit lässt sich die Baumfällung, die im Jahr 2005 stattgefunden hat, auch in den räumlichen Häufigkeitsverteilungen erkennen.

Unter alleiniger Betrachtung der Zeitspanne von 2002 bis 2006 sind, zusätzlich zu den schon erwähnten Regionen hoher Gewitteranzahlen, vermehrt Gewitter am äußersten Rand des Messgebiets auf der Schwäbischen Alb als auch im Kraichgau und im Gebiet südöstlich von Saarbrücken ausfindig zu machen (Abbildung 5.2(c)). Außerdem ist die Westkante des Nordschwarzwalds durch rege Gewittertätigkeit geprägt. Diese Regionen sind mit Ausnahme der Schwäbischen Alb und der Westkante des Nordschwarzwalds in den untersten Elevationswinkeln des Scanmusters einsehbar (Abbildung 3.3). In den Jahren von 2007 bis 2011 zeichnet sich ein nicht weit ausgehntes Gebiet mit hohen Gewitteranzahlen auf den ersten Höhenzügen des Pfälzer Walds ab, während jenes südöstlich von Saarbrücken durch eine geringere Gewitteraktivität als fünf Jahre zuvor geprägt ist (Abbildung 5.2(d)). Die hohen Anzahlen im Pfälzer Wald sind unter Umständen auf Artefakte zurückzuführen und daher kritisch zu betrachten. In diesem Bereich wird der Radarstrahl der ersten Elevation des Scanmusters vollständig und derjenige der zweiten Elevation teilweise abgeschattet (Abschnitt 3.2), daher könnte es sich hierbei auch um Bodenechos handeln.

Im Folgenden werden im Vergleich zu den vorigen Untersuchungen die räumlichen Gewitterverteilungen der vier Messzeiträume bei einer Reflektivität von mindestens 60 dBZ statt wie vorher 55 dBZ betrachtet (Abbildung 5.3). Neben den drei schon bei einer Reflektivität von mindestens 55 dBZ erwähnten Regionen vieler Gewitter, treten das Gebiet im Pfälzer Wald sowie des Nordschwarzwalds stärker als bevorzugte Regionen im 15-jährigen Messzeitraum in Erscheinung (vgl. Abbildung 5.3(a)). Die hohen Gewitteranzahlen im Pfälzer Wald resultieren jedoch wahrscheinlich aus Artefakten, da auch bei einer Reflektivität von mindestens 65 dBZ sehr hohe und eher unrealistische Anzahlen in diesem Bereich auftreten (Abbildung 5.4(a)).

Bei einer Betrachtung der einzelnen fünfjährigen Zeitspannen zeigt sich auch bei einer Reflektivität von mindestens 60 dBZ, dass die 15-jährige räumliche Gewitterverteilung größtenteils ein abgeschwächtes Resultat des Zeitraums von 2002 bis 2006 darstellt (Abbildung 5.3(c)). In diesen fünf Jahren ist wiederum eine hohe Gewitteraktivität im Großraum Stuttgart auffällig, wohingegen

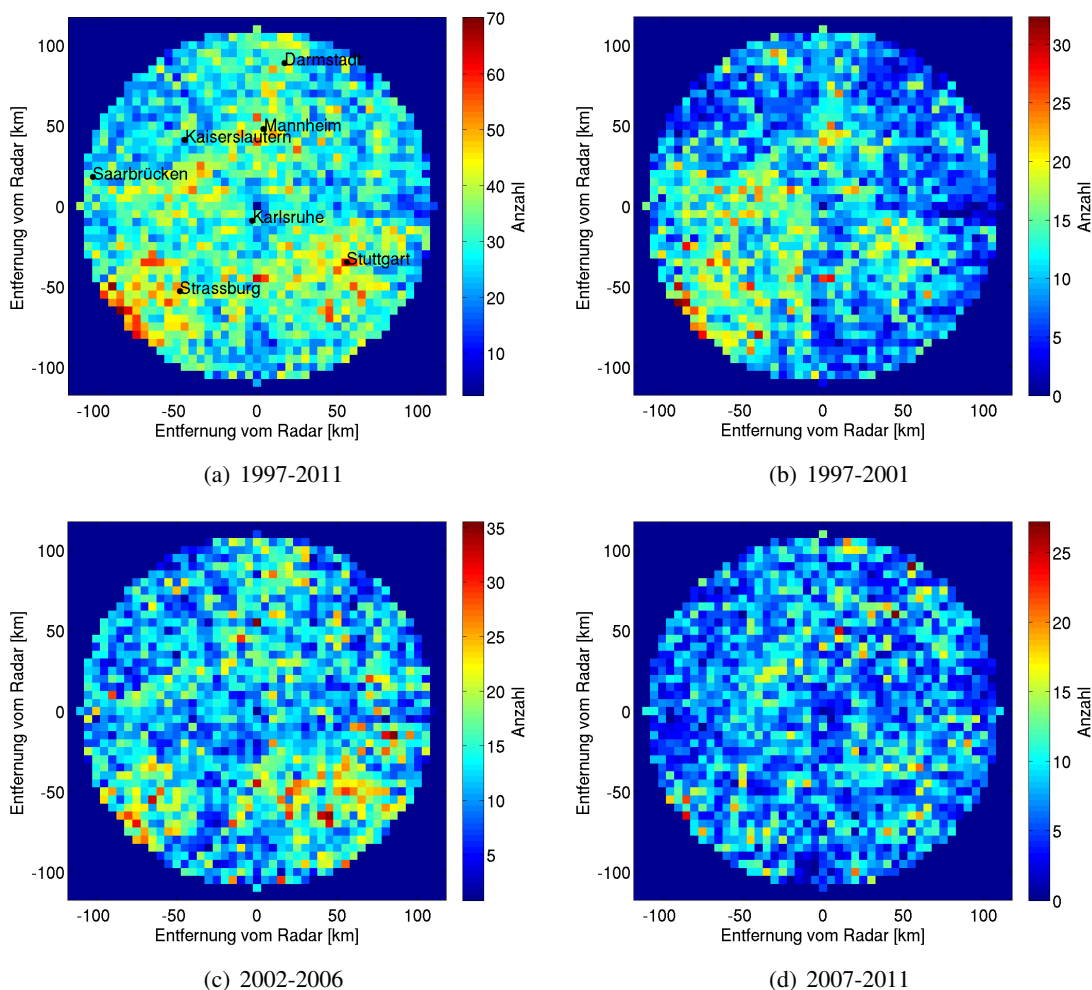


Abbildung 5.3: Wie Abbildung 5.2, hier für die Reflektivität 60 dBZ.

in den Jahren von 1997 bis 2001 viele Gewitter im südwestlichen Quadranten des Radarmessgebiets zu verzeichnen sind (Abbildung 5.3(b)). In den letzten fünf Jahren ereigneten sich mit einer Anzahl von 14 080 die wenigsten Gewitter mit einer Reflektivität von mindestens 60 dBZ (siehe Tabelle 5.1). In diesem Zeitraum sind keine bevorzugten Regionen reger Gewittertätigkeit im Radarmessgebiet zu finden.

Abschließend ist die räumliche Verteilung der vier Messzeiträume von sehr starken Gewittern mit einer Reflektivität von mindestens 65 dBZ dargestellt. Die zwei bevorzugten Gewitterregionen mit den Gebieten südwestlich von Strassburg und im nördlichen Rheintal zwischen Mannheim und Darmstadt, welche bei Reflektivitäten von mindestens 55 dBZ und 60 dBZ noch hervorstechen, sind nicht mehr deutlich erkennbar (Abbildung 5.4(a)). Lediglich rund um Stuttgart lassen sich höhere Gewitteranzahlen zwischen 1997 und 2006 erahnen. Zusätzlich dazu sind die wahrscheinlich aufgrund von Bodenechos auftretenden hohen Anzahlen im Pfälzer Wald wiederzufinden.

Beim Übergang zur Einzelbetrachtung der drei fünfjährigen Zeitspannen lässt sich feststellen,

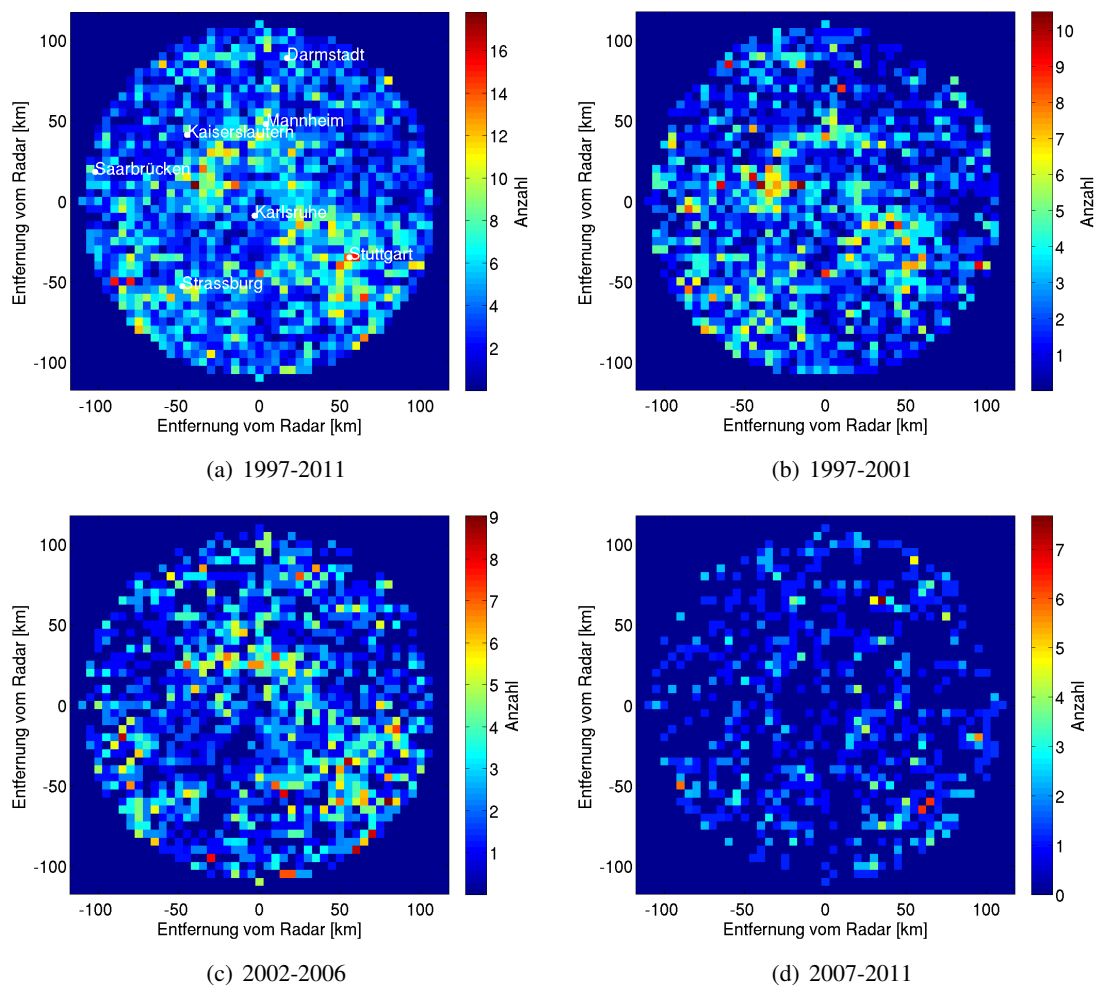


Abbildung 5.4: Wie Abbildung 5.2, hier für die Reflektivität 65 dBZ.

dass die hohen Anzahlen im Pfälzer Wald hauptsächlich aus den ersten fünf Jahren des Messzeitraums resultieren (Abbildung 5.4(b)). Außerdem lassen sich im Zeitabschnitt von 1997 bis 2001 zwei Areale mit geringer horizontaler Ausdehnung, aber hohen Gewitteranzahlen erkennen. Eines befindet sich bei Mannheim, das andere umfasst die Umgebung von Stuttgart. Diese beiden Regionen sind ebenfalls in der räumlichen Gewitterverteilung der Jahre 2002 bis 2006 zu erkennen (Abbildung 5.4(c)). Die letzten fünf Jahre sind in Hinblick auf das gesamte Messgebiet und sehr starke Gewitter im Vergleich zu den beiden anderen Zeitspannen durch wenig Aktivität geprägt (Tabelle 5.1) und ihre räumliche Verteilung ist eher zufällig.

Insgesamt hat sich bei der Untersuchung der räumlichen Gewitterverteilungen gezeigt, dass diese sowohl zeitlich als auch räumlich eine sehr starke Variabilität aufweisen. Während sich bei niedrigeren Reflektivitäten, die mit insgesamt höheren Gewitteranzahlen innerhalb des Messgebiets verbunden sind, zumindest im 15-jährigen Zeitraum noch gewisse bevorzugte Gewitterregionen ausfindig machen lassen, gestaltet sich dies mit zunehmender Mindestreflektivität immer schwieriger. Je stärker die Gewitter, desto zufälliger erweist sich deren räumliche Verteilung. Dies lässt die Schlussfolgerung zu, dass starke Gewitter mit Reflektivitäten von mehr als 65 dBZ womöglich weniger von äußeren Faktoren beeinflusst werden, da sie räumlich unregelmäßig auftreten und über ein sehr hohes Maß an Eigendynamik verfügen. Außerdem offenbart die Betrachtung einzelner fünfjähriger Zeiträume große Unterschiede. Nicht alle drei Zeitspannen ähneln gleichermaßen der räumlichen Gewitterverteilung über 15 Jahre. So ist beispielsweise der Raum Stuttgart bezüglich Gewittern mit einer Reflektivität von mindestens 55 dBZ im Zeitraum zwischen 2002 und 2006 durch hohe Gewitteranzahlen geprägt, während sich in den Jahren 1997 bis 2001 dort wesentlich weniger Gewitter ereignen. Die Untersuchung der räumlichen Gewitterverteilung erfolgte insgesamt auf der Basis rein optischer Eindrücke. Für eine Quantifizierung der verschiedenen ersten optischen Eindrücke sind weitere Berechnungen notwendig.

5.3 Ergebnisse der räumlichen Gewitterverteilung in Abhängigkeit der Anströmrichtung

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der räumlichen Gewitterverteilung im Radarmessgebiet unter Berücksichtigung der jeweils vorherrschenden Anströmrichtung vorgestellt. Die Betrachtung umfasst den vollständigen 15-jährigen Messzeitraum von 1997 bis 2011. Die meisten Gewitter ereignen sich in dieser Zeitspanne bei südwestlichen und westlichen Strömungsverhältnissen (siehe Tabelle 5.2²). Eine Erklärung dafür ist die aus südwestlichen bis westlichen Richtungen erfolgende Advektion feucht warmer Luftmassen maritimen Ursprungs vom Atlantik oder dem Mittelmeer. Im Gegensatz dazu sind die Luftmassen, welche aus östlichen Richtungen advehiert werden, größtenteils kontinental geprägt und daher oftmals zu trocken, um Gewitter auszulösen. Die Strömungswetterlagen Südsüdwest mit einer mittleren Windrichtung von 210°, Westsüdwest

²Man beachte, dass in Tabelle 5.2 die Fälle mit niedrigen Windgeschwindigkeiten $|\vec{v}| < 3 \text{ m s}^{-1}$ und die Fälle, in denen keine Messwerte vorliegen, ausgeschlossen sind.

mit einer mittleren Windrichtung von 240° , West mit einer mittleren Windrichtung von 270° und Westnordwest mit einer mittleren Windrichtung von 300° machen insgesamt über die Hälfte der aufgetretenen Strömungswetterlagen³ aus. Aus diesem Grund sind im Folgenden die räumlichen Verteilungen der sich bei diesen Anströmrichtungen ereigneten Gewitter mit einer Reflektivität von mindestens 50 dBZ dargestellt. Um einen Vergleich zu schließen, wird zusätzlich die räumliche Gewitterverteilung bei einer mittleren Windrichtung von 210° und Gewittern mit einer Reflektivität von mindestens 55 dBZ betrachtet.

Tabelle 5.2: Prozentuale Gewitteranzahl der unterschiedlichen Anströmrichtungen

Strömungswetterlage	mittlere Windrichtung	Gewitteranzahl [%]
Nordnordost	30°	4
Ostnordost	60°	5
Ost	90°	4
Ostsüdost	120°	3
Südsüdost	150°	2
Süd	180°	3
Südsüdwest	210°	9
West südwest	240°	24
West	270°	20
Westnordwest	300°	8
Nordnordwest	330°	3
Nord	360°	3

Die Vorstellung der Ergebnisse beginnt mit der räumlichen Gewitterverteilung bei südsüdwestlichen Strömungswetterlagen. Diese beinhaltet alle Gewitter, die während einer mittleren Windrichtung von 210° auftreten und eine Reflektivität von mindestens 50 dBZ erreichen (Abbildung 5.5). Innerhalb des Radarmessgebiets sind mehrere Gebiete zu finden, in denen hohe Gewitteranzahlen zu verzeichnen sind. Viele Gewitter ereignen sich im Bereich der Ausläufer der Vogesen, auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb, am äußersten nordwestlichen Rand des Messgebiets, rund um Saarbrücken sowie südlich von Pforzheim. Hier liegt die Vermutung nahe, dass die Ausbildung dieser bevorzugten Regionen eine Folge von Um- und Überströmungseffekten an den Gebirgen im stark gegliederten Untersuchungsgebiet ist. Die hohen Gewitteranzahlen im Bereich der Ausläufer der Vogesen sind wahrscheinlich auf deren Umströmen, was die Bildung einer Konvergenzzone an deren nördlichen Kante zur Folge hat, zurückzuführen. Diese Vorstellung ist schematisch in Abbildung 5.6 dargestellt (blau gestrichelte Linie). Auch an dieser Stelle gilt es wieder darauf aufmerksam zu machen, dass Ground Clutter in diesem Bereich nicht ausgeschlossen sind. Dies gilt auch im Folgenden bei den räumlichen Gewitterverteilungen aller weiteren Anströmrichtungen zu beachten. Eine weitere Konvergenzzone bildet sich bei der hier betrachteten

³Mit dem Begriff Strömungswetterlage ist in dieser Arbeit die am Radar gemessene vorherrschende mittlere Windrichtung im 850 hPa-Niveau gemeint, diese wird als repräsentativ für die großräumigen Luftbewegungen angenommen.

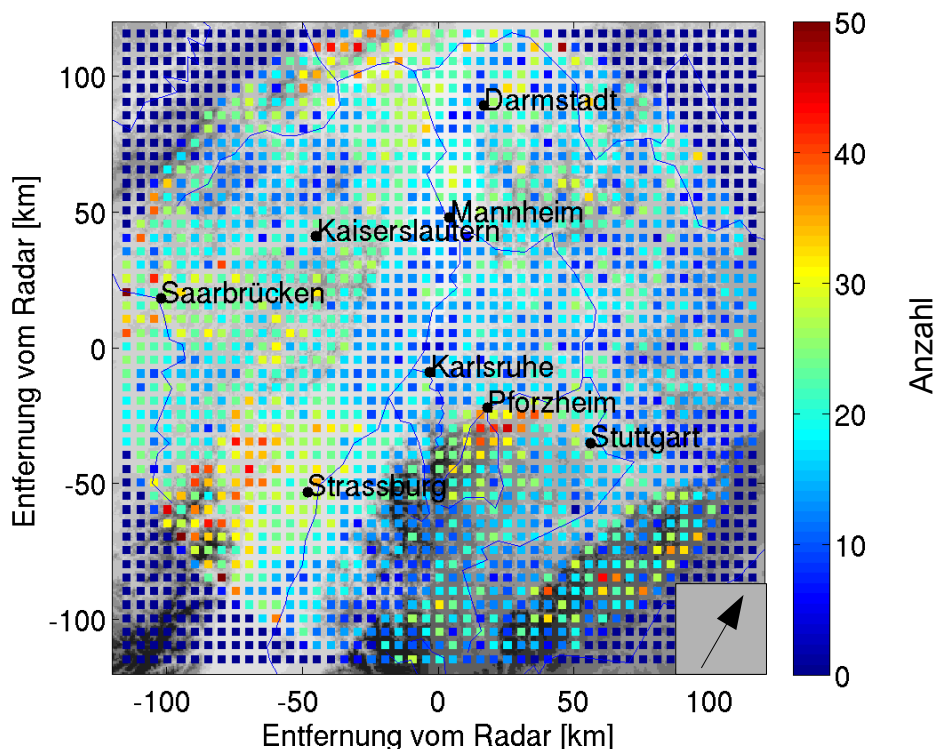


Abbildung 5.5: Räumliche Gewitterverteilung bei einer mittleren Windrichtung Südsüdwest (210° , angedeutet durch den Pfeil rechts unten) und einer Reflektivität der Gewitterzellen von mindestens 50 dBZ.

Anströmrichtung vermutlich an der Nordostkante des Nordschwarzwalds (siehe Abbildung 5.6; rot gestrichelte Linie). Dabei wird die westliche Strömung zwischen den Ausläufern der Vogesen und dem Pfälzer Wald über das Rheintal hinweg und zusammen mit der südwestlichen Strömung aus dem Rheintal nördlich des Nordschwarzwalds vorbei geführt, während eine weitere durch das Kinzigtal und an der Ostflanke des Nordschwarzwalds entlang fließt. Beide Strömungen können aufgrund von Kanalisierungseffekten verstärkt sein.

Um einen Vergleich zu stärkeren Gewittern ziehen zu können, erfolgt die Betrachtung der räumlichen Verteilung bei einer mittleren Windrichtung von 210° dieses mal in Bezug auf Gewitter die eine Reflektivität von mindestens 55 dBZ erreichen (Abbildung 5.7). Bei dieser Betrachtung fällt auf, dass nicht mehr alle bevorzugten Regionen reger Gewittertätigkeit gleichermaßen deutlich zum Vorschein kommen. Hohe Gewitteranzahlen am äußersten nordwestlichen Rand des Radarmessbereichs, im Gebiet rund um Saarbrücken, sowie auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb sind nicht weiterhin zu erkennen. Der Bereich der Ausläufer der Vogesen und die Region südlich von Pforzheim sind hingegen weiterhin durch viele Gewitter bei südsüdwestlichen Strömungsverhältnissen geprägt. Ähnliche Ergebnisse liefern die Vergleiche zu stärkeren Gewittern mit einer Reflektivität von mindestens 55 dBZ bei allen im Folgenden noch betrachteten Strömungswetterlagen. Jedoch gilt es zu beachten, dass mit einer weiteren Erhöhung der Reflektivität der konvektiven Zellen, deren Anzahl geringer und deren räumliche Verteilung auch unter Berücksichtigung der Anströmrichtung zufälliger wird.

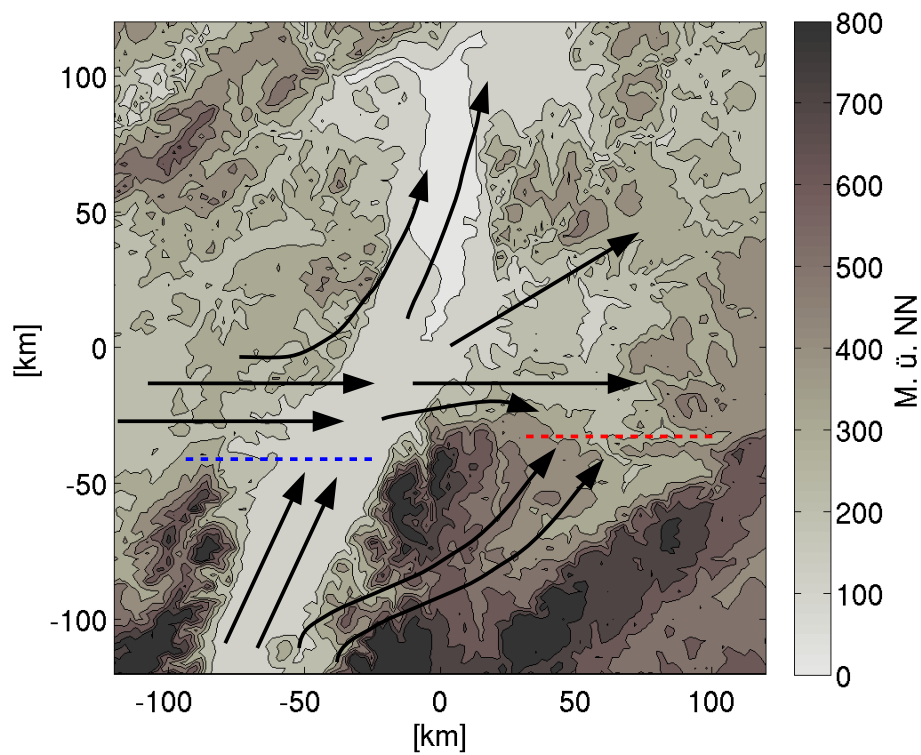


Abbildung 5.6: Schemazeichnung der vermuteten vorherrschenden Strömungsverhältnisse in Bodennähe bei West- und Südwestanströmung. Die schwarzen Pfeile symbolisieren die Strömung. Die blaue und rote gestrichelte Linie kennzeichnen, die aufgrund einer Gebirgsumströmung hervorgerufenen möglichen Konvergenzonen.

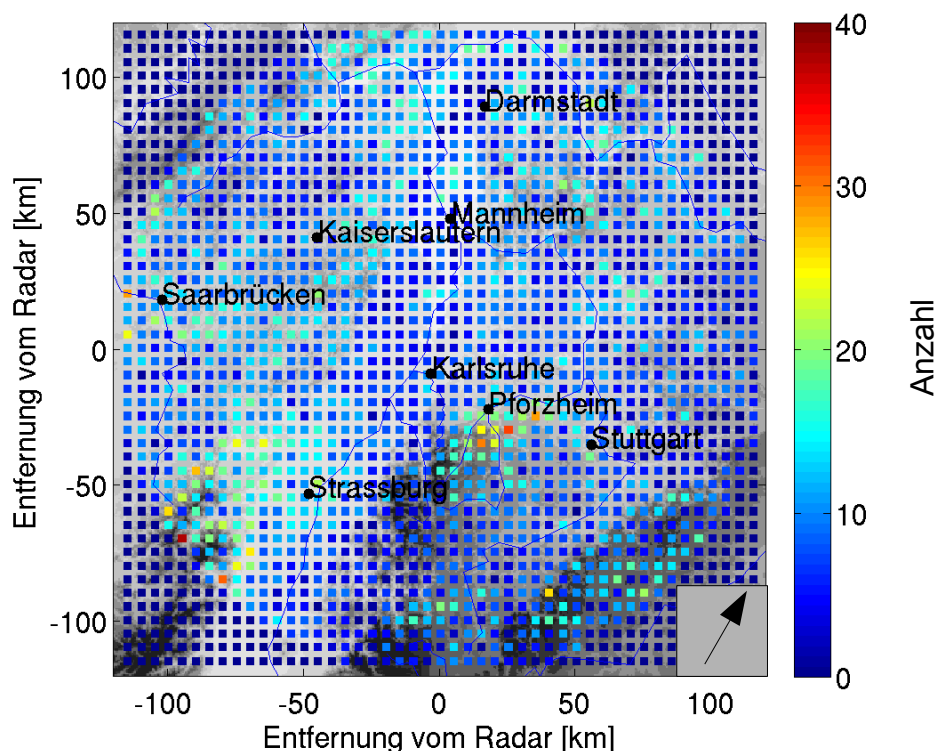


Abbildung 5.7: Wie Abbildung 5.5, hier für die Reflektivität 55 dBZ.

Prozentual die meisten Gewitter ereignen sich bei der Strömungslage Westsüdwest mit einer mittleren Windrichtung von 240° (siehe Tabelle 5.2). Die dazugehörige räumliche Verteilung von Gewitterzellen mit einer Reflektivität von mindestens 50 dBZ stellt Abbildung 5.8 dar. Erneut zeigen sich mehrere Regionen mit erhöhten Gewitteranzahlen im Radarmessgebiet, welche Vermutungen in Bezug auf die Entstehung der Gewitter zulassen. Zum einen ereignen sich viele Gewitter im nördlichen Rheintal zwischen Mannheim und Darmstadt bis zum äußersten nördlichen Rand des Messgebiets. Die Konzentration hoher Gewitteranzahlen in diesem Bereich ist möglicherweise auf Staueffekte entlang des Odenwalds zurückzuführen. Die ausreichend feuchte Luft ist entlang des Gebirgszugs gezwungen aufzusteigen. Dies hat wiederum eine Abkühlung der Luftmassen sowie Kondensation zur Folge. Weitere Gebiete hoher Gewitteranzahlen im Rheintal befinden sich nördlich und südlich von Strassburg. Ein möglicher Grund für deren Existenz könnte neben Staueffekten entlang des Nordschwarzwalds, wiederum die Bildung von Konvergenzonen sein. Kalthoff et al. (2009) analysierte anhand mehrerer Daten, die während der COPS⁴ Feldkampagne erfasst wurden, eine nord-süd orientierte Konvergenzzone über dem Schwarzwald, die sich nach Osten verlagerte. Da jeweils zwischen den Gebieten hoher Gewitteranzahlen nördlich von Strassburg, auf der Höhe von Strassburg und südlich von Strassburg schmale Bereiche mit niedrigeren Gewitteranzahlen existieren, spielen vermutlich insbesondere die Strömungen, die durch die Täler der Vogesen gelenkt werden, eine entscheidende Rolle bei der Bildung der Konvergenz-

⁴Convective and Orographically-induced Precipitation Study

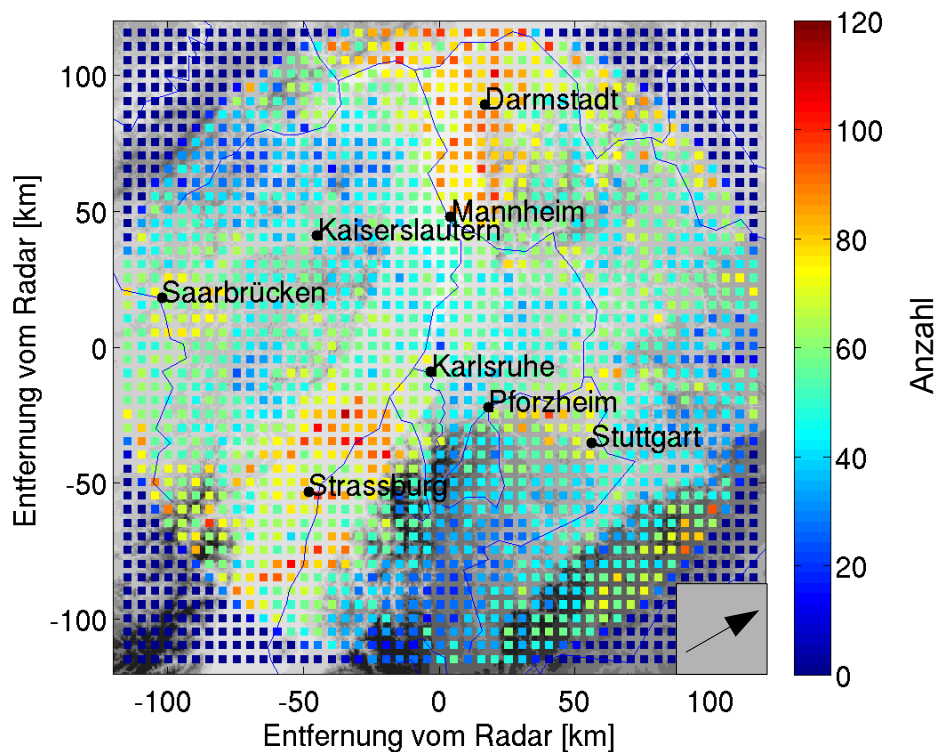


Abbildung 5.8: Wie Abbildung 5.5, hier für die mittlere Windrichtung Westsüdwest (240°).

zonen im Rheintal. Dies ist jedoch nicht die einzig denkbare Möglichkeit, weshalb sich Gewitter bevorzugt in diesen Bereichen ereignen. Auch ein Überströmen der Gebirge ist auf der Grundlage der vorliegenden Daten nicht auszuschließen. Die Region mit hohen Gewitteranzahlen, die bei südsüdwestlichen Strömungslagen südlich von Pforzheim in Erscheinung tritt, etabliert sich bei westlicherer Anströmrichtung (240°) zwischen Pforzheim und Stuttgart. Mit der Drehung des Windes nach Westen wandert das Gebiet, in welchem eine rege Gewittertätigkeit herrscht, in östliche Richtung. Aufgrund der erhöhten westlichen Komponente des Windes verschiebt sich der Bereich der stärksten Konvergenz nach Osten. Die Konvergenzzone kann sich zum einen durch reines Umströmen des Nordschwarzwalds bilden, zum anderen sind aber auch Überströmungseffekte, die bezüglich ihrer Ausbildung eine Rolle spielen könnten, nicht ausgeschlossen. Zusätzlich zu den schon genannten und näher erläuterten bevorzugten Regionen sind bei einer westsüdwestlichen Anströmrichtung viele Gewitter rund um Saarbrücken und auf der Schwäbischen Alb zu verzeichnen.

Im Folgenden wird die räumliche Gewitterverteilung bei westlichen Strömungslagen vorgestellt (Abbildung 5.9). Die mittlere Windrichtung von 270° unterliegt im Vergleich zum vorherigen Fall einer weiteren Drehung nach Westen. In der zugehörigen räumlichen Gewitterverteilung tritt die bei westsüdwestlicher Anströmung zwischen Pforzheim und Stuttgart lokalisierte Region hoher Gewitteranzahlen südöstlich von Stuttgart in Erscheinung. Der Vergleich offenbart folglich eine weitere Verschiebung des Gebiets reger Gewittertätigkeit, was möglicherweise wiederum mit ei-

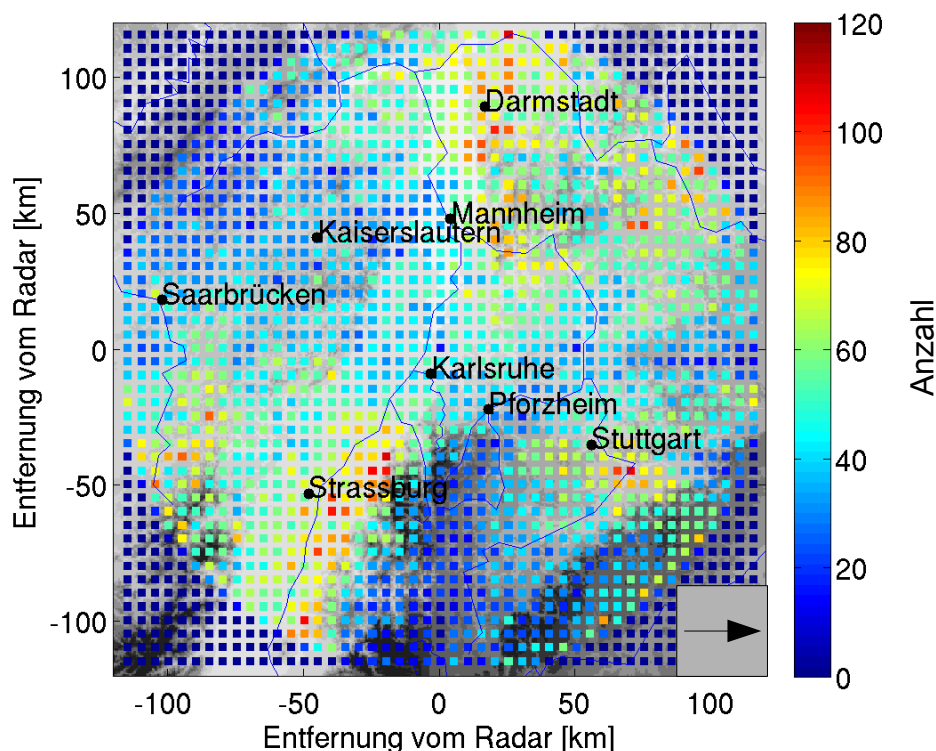


Abbildung 5.9: Wie Abbildung 5.5, hier für die mittlere Windrichtung West (270°).

ner weiteren Verschiebung eines Bereiches erhöhter Konvergenz in Verbindung gebracht werden kann. Vermutlich konvergieren an der Westkante der Schwäbischen Alb entlang geführte Luftmassen mit jenen, die aus westlicher Richtung um den Nordschwarzwald gelenkt werden. Ein Umströmen erscheint bei dieser Überlegung wahrscheinlicher, da im Falle einer Überströmung des Nordschwarzwalds die Luftmassen dazu tendieren die Schwäbischen Alb ebenfalls zu überströmen. Dies hätte jedoch nicht die Bildung einer Konvergenzzone im Gebiet südöstlich von Stuttgart zur Folge. Ein weiteres Indiz dafür, dass es wahrscheinlich vermehrt zur Umströmung des Nordschwarzwalds kommt, liefern die hohen Gewitteranzahlen entlang seiner Westkante. Diese lassen sich zusammen mit jenen an der Westkante des Odenwalds bei Mannheim und Darmstadt erneut durch den Stau effekt erklären. Auffällig ist bei diesen beiden Regionen mit hoher Gewitteraktivität im Vergleich zu denjenigen, die sich bei einer westsüdwestlichen Anströmung ergeben, dass sie wesentlich schmäler ausfallen. Sie erstrecken sich zwar über die gesamte Länge der Mittelgebirge, aber die höchsten Anzahlen sind auf der östlichen Seite des Rheins zu verzeichnen. Ein Bereich nördlich der Ausläufer der Vogesen und das Taubertal stellen weitere Regionen, in welchen bei westlichen Strömungslagen rege Gewittertätigkeit beobachtet werden kann, dar.

Abschließend erfolgt die Betrachtung der räumlichen Gewitterverteilung bei westnordwestlicher Anströmung. Diese beinhaltet alle Gewitter, die während einer mittleren Windrichtung von 300° auftreten und eine Reflektivität von mindestens 50 dBZ erreichen (Abbildung 5.10). Insgesamt ist der prozentuale Anteil solcher Gewitter, ebenso wie jener von Gewittern bei südsüdwestlichen

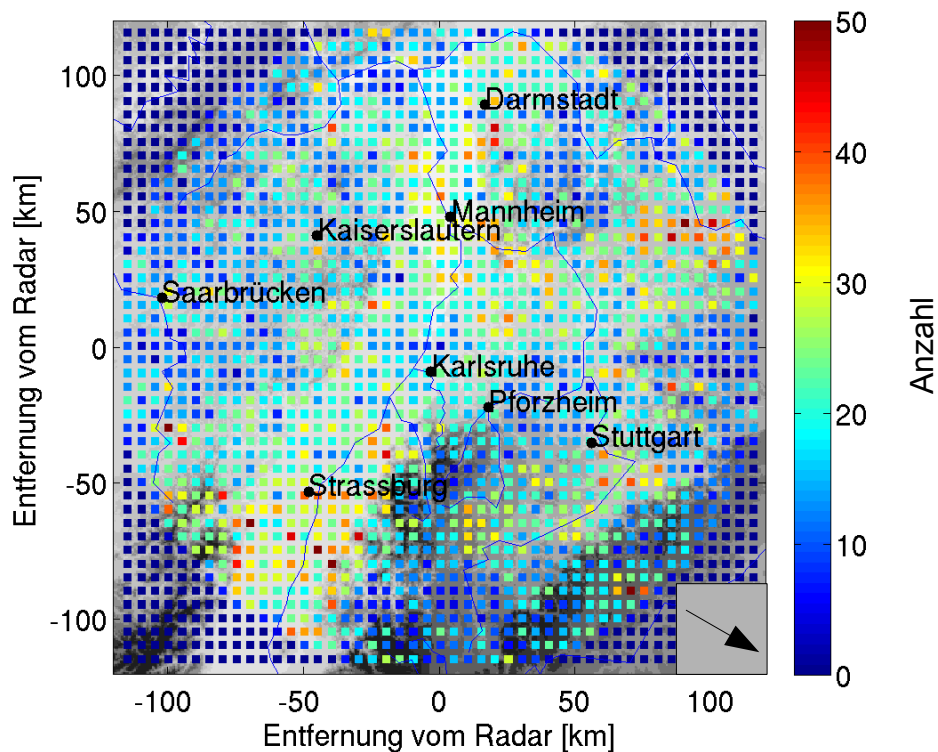


Abbildung 5.10: Wie Abbildung 5.5, hier für die mittlere Windrichtung Westnordwest (300°).

Strömungslagen, mit 8% und 9% gering (Tabelle 5.2). Bei dieser räumlichen Gewitterverteilung treten viele Regionen, in denen eine erhöhte Gewitteraktivität beobachtet werden kann, in Erscheinung. Im Vergleich zu den Gebieten hoher Gewitteranzahlen der vorangegangenen Strömungswetterlagen weisen die Gebiete mit hohen Gewitteranzahlen bei westnordwestlicher Anströmung mit Ausnahme der Region südlich von Strassburg und jener im Taubertal eine geringere horizontale Ausdehnung auf. Auffällig sind ein kleiner Bereich im Lee des Nordschwarzwalds, in dem viele Gewitter zu verzeichnen sind. Weiterhin hohe Gewitteranzahlen sind südöstlich von Stuttgart zu erahnen. Welche möglichen Ursachen der Ausbildung der verschiedenen bevorzugten Regionen bei dieser Anströmung zugrunde liegen, lässt sich jedoch nur mit Hilfe weiterer Untersuchungen klären.

Zusätzlich zu den vier oben vorgestellten Strömungswetterlagen sei im Folgenden noch die räumliche Gewitterverteilung bei gradientschwachen Strömungslagen dargestellt (Abbildung 5.11). Diese beinhaltet alle Gewitter, derjenigen Tage, die aufgrund einer niedrigeren mittleren Windgeschwindigkeit als $|\bar{v}| < 3 \text{ m s}^{-1}$ in die Strömungswetterlage gradientschwach eingeteilt wurden. Insgesamt beläuft sich der prozentuale Anteil an Gewittern, die bei gradientschwachen Lagen entstehen, auf 7%. Unter Berücksichtigung der jeweiligen prozentualen Anteile der zwölf Strömungswetterlagen in Tabelle 5.2 fehlen noch 5% zur Gesamtanzahl an Gewittern. Diese 5% stellen jene Gewitter dar, zu deren Zeitpunkten des Auftretens keine VVP-Daten zur Bestimmung von Windrichtung und Windgeschwindigkeit zur Verfügung standen.

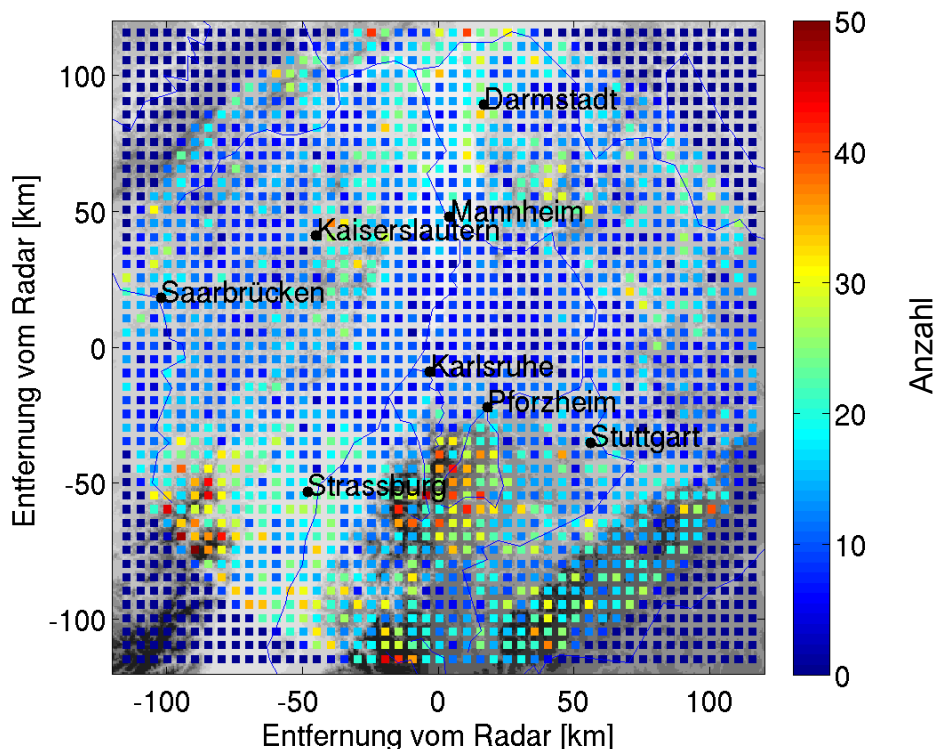


Abbildung 5.11: Wie Abbildung 5.5 hier für gradientschwache Strömungslagen mit einer mittleren Windgeschwindigkeit von $|\bar{v}| < 3 \text{ m s}^{-1}$.

Die räumliche Gewitterverteilung bei gradientschwachen Strömungslagen offenbart eine rege Gewittertätigkeit über den Mittelgebirgen des Radarmessgebiets (vgl. Abbildung 5.11). Dies lässt die Schlussfolgerung zu, dass es sich hauptsächlich um thermisch induzierte Wärmegewitter (siehe Abschnitt 2.4) handelt. Ihre Entstehung ist auf Wetterlagen, bei denen nur geringe Luftdruckgegensätze herrschen, zurückzuführen. Meteorologisch umgangssprachlich werden diese auch „Barometrischer Sumpf“ genannt. Im Sommer gehen solche Wetterlagen in Mitteleuropa häufig mit feucht warmen Luftmassen und dem Potential zur Ausbildung von Gewittern einher.

Zusammenfassend lässt sich eine starke Abhängigkeit des Auftretens bevorzugter Gewitterregionen im stark orographisch gegliederten Messgebiet von den vorherrschenden Strömungsverhältnissen im 850 hPa-Niveau aufzeigen. Die Grundlage der Untersuchung der räumlichen Gewitterverteilung unter Berücksichtigung der Anströmrichtung bilden die in Bezug auf das Untersuchungsgebiet relevanten Strömungswetterlagen. Diese umfassen vor allem die südwestlichen bis nordwestlichen Windrichtungen. Je nachdem welche mittlere Windrichtung die Verhältnisse prägen, befinden sich die einzelnen Regionen reger Gewittertätigkeit an verschiedenen Stellen im Untersuchungsgebiet oder weisen zumindest unterschiedliche horizontale Ausdehnungen auf. Dabei kommt es selbst bei einer Änderung der mittleren Windgeschwindigkeit von lediglich 30° zu erheblichen Änderungen in Bezug auf Form und Lage der Regionen erhöhter Gewitteraktivität. Das Gebiet hoher Gewitteranzahlen, welches bei südsüdwestlicher Anströmung südlich von

Pforzheim ausfindig zu machen ist, verschiebt sich mit einer Drehung der mittleren Windrichtung um 30° nach Westen in östliche Richtung. In der räumlichen Gewitterverteilung bei einer west-südwestlichen Anströmung etabliert sich dieses Gebiet infolgedessen zwischen Pforzheim und Stuttgart. Eine weitere Drehung der mittleren Windrichtung um 30° steht mit einer weiteren Verschiebung der Region erhöhter Gewitteraktivität nach Osten in Verbindung. In der zugehörigen räumlichen Verteilung kann diese bei westlicher Anströmung südöstlich von Stuttgart lokalisiert werden. Dass auch die horizontalen Ausdehnungen der bevorzugten Regionen von Unterschieden geprägt sind, zeigt ein Vergleich der Gebiete hoher Gewitteranzahlen im Rheintal bei west-südwestlicher und westlicher Anströmung. Während diese bei einer mittleren Windrichtung von 240° das gesamte Rheintal einnehmen, sind die Regionen erhöhter Gewitteraktivität bei einer mittleren Windrichtung von 270° wesentlich schmaler und nur noch auf der Ostseite des Rheins zu finden. Die Ergebnisse legen die Vermutung nahe, dass verschiedenste Um- und Überströmungseffekte, die wiederum die Ausbildung von Konvergenzzonen zur Folge haben, Form und Lage der Regionen reger Gewittertätigkeit beeinflussen. Um diesen mutmaßlichen Einfluss eventuell bestätigen zu können und die genaue Art und Weise der Gewitterentstehung bei den einzelnen Strömungslagen erklären zu können, sind weitere Untersuchungen notwendig. Denkbar wären insbesondere Simulationen der Strömungsverhältnisse im 850 hPa-Niveau, die mittels der Reanalysedaten der Tage mit entsprechenden Strömungswetterlagen angetrieben werden.

6. Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit wurde der mögliche Einfluss der Orographie auf die Gewitterentstehung und -verlagerung in großen Teilen Südwestdeutschlands untersucht. Das Untersuchungsgebiet entspricht dem Messbereich des IMK C-Band Doppler Radars und der Untersuchungszeitraum umfasst 15 Jahre von 1997 bis 2011. Die Analysen anhand von Radardaten erfolgten jeweils unter Zuhilfenahme des Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D, welcher von Handwerker (2002) am IMK entwickelt wurde.

In einem ersten Schritt wurden die vom Zellverfolgungsalgorithmus detektierten Gewitterzugbahnen in Abhängigkeit der Reflektivität ihrer zugehörigen Gewitterzellen untersucht. Ausgehend von einer Reflektivität von mindestens 50 dBZ wurde eine 5 dBZ-schrittweise Erhöhung bis 70 dBZ vorgenommen. Um Aussagen über bevorzugte Regionen der Gewitterverlagerung treffen zu können, mussten weitere Unterteilungen gemacht werden. In dieser Arbeit wurden deshalb die Jahre 1997 bis 2011 einzeln betrachtet und des Weiteren nur die zugehörigen Sommermonate Mai bis September berücksichtigt. Insgesamt zeigte sich eine große räumliche und zeitliche Variabilität der detektierten Gewitterzugbahnen im Untersuchungsgebiet. Weder die Zugbahnen innerhalb einzelner Monate, noch Zugbahnen, deren zugehörige Gewitterzellen bestimmte Reflektivitätsgrenzwerte erreichen, deuten auf Gemeinsamkeiten oder gar bevorzugte Entstehungsorte bzw. Verlagerungsregionen hin. Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Zugbahnverteilungen innerhalb des Messgebiets sind vielmehr zufällig. Eine erhöhte Zugbahndichte in der Region südlich von Stuttgart vor der Westkante der Schwäbischen Alb, wie in der Arbeit von Puskeiler (2012), konnte im Allgemeinen nicht festgestellt werden. Ähnliche Zugbahnverteilungen zeigten sich nur in wenigen Einzelfällen und dann nur bei bestimmten Reflektivitätsgrenzwerten. Ein möglicher Einfluss der Schwäbischen Alb auf die Gewitterverlagerung ist somit weiterhin fraglich.

Die Zugbahnanalyse dieser Arbeit umfasst sowohl kurzzeitige Einzelzellengewitter, als auch langlebige größere Systeme. Konnte eine vom Zellverfolgungsalgorithmus identifizierte Gewitterzelle im nächsten Zeitschritt wiedergefunden werden, definiert ihre Verlagerung eine Zugbahn, die ebenso in die Betrachtung mit einfluss, als die Zugbahn einer Gewitterzelle, die über sehr viel mehr Zeitschritte verfolgt wurde. Eine weitere Entwicklungsmöglichkeit des Themas stellt die Einschränkung auf besonders langlebige Systeme dar. Einzelzellengewitter, die in der Regel keine beachtlichen Schäden zur Folge haben, könnten ausgefiltert werden, indem ein Zeitschritt-Kriterium eingeführt wird. Die Zugbahnanalyse könnte somit auf sehr lange Zugbahnen einge-

schränkt werden. Möglicherweise vereinfacht dies die Betrachtung langer Zeiträume in Hinblick auf die Übersichtlichkeit.

In einem weiteren Schritt wurde von der Betrachtung von detektierten Gewitterzugbahnen zu der Betrachtung, der die Zugbahn definierenden Gewitterzellen übergegangen. Diese wurden ebenfalls in Abhängigkeit unterschiedlicher Reflektivitäten in Bezug auf ihre zeitliche und räumliche Verteilung innerhalb des Messgebiets untersucht. Zusätzlich zu dem vollständigen 15-jährigen Zeitraum erfolgte die Analyse für drei verschiedene fünfjährige Zeitspannen. Als ein wesentliches Ergebnis kann festgehalten werden, dass im Radarmessgebiet zwei Regionen mit reger Gewittertätigkeit zu erkennen sind. Dabei handelt es sich um die Region im nördlichen Rheintal zwischen Mannheim und Darmstadt sowie den Großraum Stuttgart. Ebenfalls hohe Gewitteranzahlen zeigten sich in dem Gebiet südwestlich von Strassburg. Allerdings kann in diesem Bereich nicht ausgeschlossen werden, dass die hohen Anzahlen nicht durch Artefakte bedingt und daher kritisch zu betrachten sind. Insgesamt ist die horizontale Ausdehnung dieser bevorzugten Regionen hoher Gewitteranzahlen bei Gewittern mit niedrigeren Reflektivitäten größer, als bei Gewittern mit höheren Reflektivitäten. Je stärker die Gewitter sind, desto zufälliger gestaltet sich deren räumliche Verteilung im Radarmessgebiet. Dies lässt die Schlussfolgerung zu, dass sehr starke Gewitter mit Reflektivitäten von mehr als 60 dBZ über ein hohes Maß an Eigendynamik verfügen und vermutlich aufgrund dessen weniger durch äußere Faktoren beeinflusst werden. Die Betrachtung unterschiedlicher fünfjähriger Zeiträume offenbart eine zeitlich starke Variabilität der räumlichen Gewitterverteilung. In bestimmten fünfjährigen Zeitabschnitten treten präferierte Gewitterregionen hervor, die in anderen 5 Jahren nicht auffindig zu machen sind. Diese Aussage ist für alle Gewitter ab einer Reflektivität von mindestens 55 dBZ als auch für die stärkeren Gewitter gültig. Ähnliche Untersuchungsergebnisse erhalten Changnon und Changnon (2000) in ihrer Analyse von Hagelunwettern in Bezug auf unterschiedliche Zeitspannen in den Vereinigten Staaten von Amerika. Sowohl die Anzahl an Hagelunwettern als auch ihr regionales Auftreten zeigten sich in ihrer Analyse zeitlich und räumlich sehr variabel.

Des Weiteren konnte in einer auf Radarmessungen basierenden Klimatologie zu konvektionsauslösenden und konvektionsverstärkenden Prozessen im Untersuchungsgebiet der COPS Messkampagne, welches ebenfalls die wesentlichen Mittelgebirgszüge des Radarmessgebiets beinhaltet, festgestellt werden, dass Konvektion in geringem Maße bevorzugt über den Gebirgen ausgelöst wird, bezüglich ihrer Verstärkung ergaben sich jedoch keinerlei bevorzugte Regionen (Weckwerth et al., 2011). Bei den angeführten Ergebnissen der in dieser Arbeit durchgeführten räumlichen Gewitterverteilung ist anzumerken, dass diese auf den ersten optischen Eindrücken basiert. Zur Quantifizierung sind weitere Berechnungen notwendig.

Zu guter Letzt beinhaltet die Arbeit die Untersuchung der räumlichen Gewitterverteilungen bei den für das Radarmessgebiet relevanten Strömungswetterlagen. Zu diesem Zweck wurde auf die VVP-Windrichtungen im 850 hPa-Niveau zurückgegriffen. Als relevante Strömungslagen für die Konvektion ergaben sich mittlere Windrichtungen aus Südwest bis Nordwest. Bei solchen Strö-

mungslagen erfolgt die Advektion feucht warmer Luftmassen maritimen Ursprungs in das Untersuchungsgebiet, was eine wichtige Voraussetzung für die Entwicklung hochreichender Feuchtkonvektion bildet. Im Gegensatz dazu sind die Luftmassen aus östlichen Richtungen in der Regel von Trockenheit geprägt und konvektionshemmend. Insgesamt gesehen, konnte eine deutliche Abhängigkeit der Lage und Form der bevorzugten Gewitterregionen von den vorherrschenden Strömungsverhältnissen festgestellt werden. Rege Gewittertätigkeit konnte bei südwestlicher bis westlicher Anströmung vor allem in den südlichen und nördlichen Bereichen des Rheintals, die zum einen dem Nordschwarzwald und zum anderen dem Odenwald vorgelagert sind, festgestellt werden. Außerdem ergaben sich bei diesen Anströmrichtungen hohe Gewitteranzahlen in der Region zwischen Pforzheim und Stuttgart. Änderungen der mittleren Windrichtung um 30° äußerten sich in erheblichen Änderungen in Bezug auf die Lage und die horizontale Ausdehnung der bevorzugten Gewitterregionen. Besonders auffällig war dabei die Verschiebung des Gebiets hoher Gewitteranzahlen südlich von Pforzheim in östliche Richtung, aufgrund der Drehung der mittleren Windrichtung nach Westen. Dies legt die Vermutung nahe, dass sich in einem Zusammenspiel aus Anströmrichtung und orographisch bedingten Um- und/oder Überströmungseffekten verschiedene Konvergenzzonen innerhalb des Untersuchungsgebiets ausbilden, welche die Gewitterentstehung und -entwicklung in diesen Bereichen begünstigen. Hagen et al. (2011) führten eine detaillierte Analyse der Entstehung und Entwicklung zweier Gewitterzellen während der COPS Feldkampagne durch. In Bezug auf eine der beiden untersuchten Zellen zeigte sich eine Konvergenz im Lee der Vogesen für deren Entstehung verantwortlich. Des Weiteren konnte mittels numerischer Simulationen nachgewiesen werden, dass bei starken südwestlichen Winden an der südlichen und nördlichen Kante der Vogesen die Strömung mit derjenigen aus dem Rheintal konvergiert. Bereiche erhöhter Konvergenz konnten ebenfalls in den Regionen, in denen die Bergtäler der Vogesen an das Rheintal angrenzen, festgestellt werden. Die räumliche Gewitterverteilung bei einer mittleren Anströmrichtung von 240° vermittelt ebenfalls einen solchen Eindruck, da zwischen den Gebieten erhöhter Gewitteranzahlen im südlichen Rheintal schmale Regionen geringerer Anzahlen zu beobachten sind. Kalthoff et al. (2009), Barthlott et al. (2010) und Behrendt et al. (2011) untersuchten ebenfalls während der COPS-Feldkampagne die Auslösung hochreichender Konvektion. Auch sie fanden heraus, dass eine Konvergenzzone an der Ostkante des Nordschwarzwalds für die Entstehung und Entwicklung konvektiver Zellen verantwortlich war. Um die genannten Vermutungen bezüglich präferierter Konvergenzzonen bei unterschiedlichen Anströmrichtungen unter Umständen bestätigen zu können, wären als weiteres Vorgehen in dieser Arbeit Modellsimulationen denkbar. Diese könnten mit den Reanalysedaten der Tage mit entsprechenden vorherrschenden Strömungsverhältnissen angetrieben werden und somit Aufschluss über die genaueren Windverhältnisse im 850 hPa-Niveau liefern.

Abschließend lässt sich festhalten, dass es mit Hilfe des Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D und der Grundlage eines 15-jährigen Messzeitraums gelungen ist, bevorzugte Regionen reger Gewittertätigkeit im Radarmessgebiet ausfindig zu machen. Diese zeigten sich jedoch sowohl zeitlich als auch räumlich sehr variabel. Durch die Verwendung eines solchen Algorithmus erfolgt dies auf einer objektiven und quantifizierbaren Basis. Jedoch gilt es darauf aufmerksam zu machen,

dass eine gewisse Unsicherheit darin besteht, ob eine vom Zellverfolgungsalgorithmus identifizierte und in dieser Arbeit gezählte konvektive Zelle in Realität tatsächlich einer Gewitterzelle entspricht. Radarmessungen sind immer mit Unsicherheiten und Fehlern behaftet, welche Interpretationen der Messwerte erschweren. Nur eine detaillierte Betrachtung der Datengüte könnte in Einzelfällen bestätigen, dass auch in Realität eine Gewitterzelle vorlag. Diesbezüglich einzelne positive Ergebnisse lassen sich nicht ohne weiteres verallgemeinern. Alle Gewitterzellen jedoch in Bezug auf die Datengüte zu untersuchen, wäre mit einem enormen Aufwand verbunden. Außerdem sind die angeführten Vermutungen über Zusammenhänge bis zu einem gewissen Grad spekulativ, weil die Gewitterentwicklung von vielen verschiedensten Faktoren beeinflusst wird. Diese Anmerkungen sollen aufzeigen, dass auf der zugrunde liegenden Datenbasis keine kritiklosen und eventuell voreiligen Schlüsse gezogen werden können. Dennoch stellt die Arbeit einen ersten Hinweis in Bezug auf die räumliche Gewitterverteilung im südwestdeutschen Raum dar, den es durch weitere Analysen zu untermauern gilt.

Literaturverzeichnis

- Barthlott, C., J. Schipper, N. Kalthoff, B. Adler, C. Kottmeier, A. Blyth, und S. Mobbs, 2010: Model representation of boundary-layer convergence triggering deep convection over complex terrain: A case study from COPS. *Atmos. Res.*, **95**, 172–185.
- Battan, L., 1973: *Radar observation of the atmosphere*. University of Chicago Press, Chicago.
- Beheng, K., 1998: Grundlagen der Wolkenmikrophysik und der Dynamik von Wolken und Fronten. *Annalen der Meteorologie (38) - Herbstschule Radarmeteorologie*, DWD, Oberpfaffenhofen, 7–24.
- Beheng, K., 2008: Skript Thermodynamik und Statik der Atmosphäre SS 2008. *Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe*.
- Behrendt, A., et al., 2011: Observation of convection initiation processes with a suite of state-of-the-art research instruments during COPS IOP 8b. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 81–100.
- Bertram, I., 2000: Verbreitung und Verlagerung von Gewittern in Österreich. Diplomarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck.
- Blahak, U., 2004: Analyse des Extinktionseffektes bei Niederschlagsmessungen mit einem C-Band Radar anhand von Simulation und Messung. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität/Forschungszentrum Karlsruhe.
- Boussinesq, J., 1903: *Théorie analytique de la chaleur: mise en harmonie avec la thermodynamique et avec la théorie mécanique de la lumière*, Vol. 2. Gauthier-Villars.
- Browning, K., et al., 1976: Structure of an evolving hailstorm. Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 603–610.
- Bückle, J., 2010: Korrektur von Second Trip Echos in Radardaten. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Byers, H. und R. Braham Jr, 1948: Thunderstorm structure and circulation. *J. Atmos. Sci.*, **5**, 71–86.
- Changnon, S. und D. Changnon, 2000: Long-term fluctuations in hail incidences in the United States. *J. Climate*, **13**, 658–664.

- Changnon Jr, S. A., 1988: Climatology of Thunder Events in the Conterminous United States, Part II: Spatial Aspects. *J. Climate*, **1**, 399–405.
- Dixon, M. und G. Wiener, 1993: TITAN: thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting—a radarbased methodology. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **10**, 785–797.
- Doviak, R. J. und D. S. Zrnic, 1993: *Doppler Radar and Weather Observations*. Academic Press, San Diego.
- Etling, D., 1996: *Theoretische Meteorologie*. Vieweg.
- Fabry, F., 2012: Daily and annual cycles of precipitation and convection over the continental United States. *Proceeding of the seventh European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, 24.-29.Juni 2012, Toulouse, Frankreich.
- Hagen, M., 1995: Ableitung von Windfeldern aus Radarmessungen. *Annalen der Meteorologie (32) - Herbstschule Radarmeteorologie*, DWD, Oberpfaffenhofen, 113–125.
- Hagen, M., J. Van Baelen, und E. Richard, 2011: Influence of the wind profile on the initiation of convection in mountainous terrain. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 224–235.
- Handwerker, J., 2002: Cell tracking with TRACE3D—a new algorithm. *Atmos. Res.*, **61**, 15–34.
- Hannesen, R., 1998: Analyse konvektiver Niederschlagssysteme mit einem C-Band Dopplerradar in orographisch gegliedertem Gelände. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität/Forschungszentrum Karlsruhe.
- Höllner, H., 1994: Mesoscale organization and hailfall characteristics of deep convection in southern germany. *Beitr. Phys. Atmos.*, **67**, 219–234.
- Houze, R., 1993: *Cloud dynamics*, International Geophysics Series, Vol. 53. Academic Press, San Diego, 573 S.
- Johnson, J., P. MacKeen, A. Witt, E. Mitchell, G. Stumpf, M. Eilts, und K. Thomas, 1998: The storm cell identification and tracking algorithm: An enhanced WSR-88D algorithm. *Wea. Forecasting*, **13**, 263–276.
- Kalthoff, N., et al., 2009: The impact of convergence zones on the initiation of deep convection: A case study from COPS. *Atmos. Res.*, **93**, 680–694.
- Kober, K. und A. Tafferner, 2009: Tracking and nowcasting of convective cells using remote sensing data from radar and satellite. *Meteor. Z.*, **18**, 75–84.
- Konantz, B., 2002: Analyse der Zugbahnen sommerlicher konvektiver Zellen im Oberrheingebiet mit dem Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität/Forschungszentrum Karlsruhe.

- Kunz, M., C. Hauck, und C. Kottmeier, 2006: Skript Meteorologische Naturgefahren WS 2007/08. *Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe*, 105 S.
- Kunz, M. und M. Puskeiler, 2010: High-resolution assessment of the hail hazard over complex terrain from radar and insurance data. *Meteor. Z.*, **19**, 472–439.
- Kyznarová, H. und P. Novák, 2009: CELLTRACK–Convective cell tracking algorithm and its use for deriving life cycle characteristics. *Atmos. Res.*, **93**, 317–327.
- Laube, M., 1993: Modelle von Einzelwolken. *promet*, **3**, 65–72.
- Marshall, J. und W. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165–166.
- Neuper, M., 2012: Untersuchung der vierdimensionalen Entwicklung schwerer Einzelgewitter anhand von Radardaten. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Oberbeck, A., 1879: Über die Wärmeleitung der Flüssigkeiten bei Berücksichtigung der Strömungen infolge von Temperatur-Differenzen. *Ann. Phys. Chem.*, **7**, 271–292.
- Pfefferle, H., 1998: Struktur von Gewitterfronten in Südwestdeutschland. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität/Forschungszentrum Karlsruhe.
- Puskeiler, M., 2012: Analyse der Hagelgefährdung durch Kombination von Radardaten und Schadendaten für Südwestdeutschland. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Rauber, R., J. Walsh, und D. Charlevoix, 2002: *Severe and hazardous weather*. Kendall/Hunt Publishing Company.
- Reßing, J., 2000: Vorhersage der Zugbahnen konvektiver Zellen mit Hilfe des radardatengestützten Algorithmus TRACE3D. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität/Forschungszentrum Karlsruhe.
- Rinehart, R. und E. Garvey, 1978: Three-dimensional storm motion detection by conventional weather radar. *Nature*, **273**, 287–289.
- Rinehart, R. E., 1991: *Radar for Meteorologists*. Univ. North Dakota, Grand Forks.
- Rosby, C., 1932: Thermodynamics applied to air mass analysis. *Meteorological Papers, Massachusetts Institute of Technology*, **Vol. I, No. 3**.
- Sauvageot, H., 1992: *Radar meteorology*. Artech House Publishers, Boston.
- Schlenczek, O., 2012: Automatische Identifikation von Gewitterformen aus Radardaten. Diplomarbeit, Institut für Physik der Atmosphäre, Johannes Gutenberg-Universität Mainz.

Steinacker, R., M. Dorninger, F. Wölfelmaier, und T. Krennert, 2000: Automatic tracking of convective cells and cell complexes from lightning and radar data. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72**, 101–110.

Waldteufel, P. und H. Corbin, 1979: On the analysis of single-doppler radar data(wind velocity measurements). *J. Appl. Meteor.*, **18**, 532–542.

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

Weckwerth, T., J. Wilson, M. Hagen, T. Emerson, J. Pinto, D. Rife, und L. Grebe, 2011: Radar climatology of the COPS region. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 31–41.

Danksagung

*I kenn a Wörtle, 's ischt it groß,
fenf Buchstaba, jo, hot des bloß-
ond macht doch Fraid,
wenn's äbber sait.
Ma hört's soo gern von oim als Kend,
ond grad so, we'mr älter send-
's macht emmer Fraid,
wenn's äbber sait.
Des Wörtle kascht it oft gnuag saga,
zu jeder Zeit, en älle Laga,
bei Gsonde und bei Kranke-
's passt älleweil: DANKE !!*

An dieser Stelle möchte ich all jenen danken, die mich während der Durchführung der Diplomarbeit unterstützt und so zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Mein Dank gilt Prof. Dr. Klaus D. Beheng für die Übernahme des Referats und die Ermöglichung dieser Arbeit. Seine hilfreichen Hinweise und kreativen Anregungen in Gesprächen waren immer wieder inspirierend und zugleich motivierend. Außerdem danke ich ihm für das ausführliche Korrekturlesen vor Abschluss dieser Arbeit.

Bei Prof. Dr. Christoph Kottmeier bedanke ich mich für die Übernahme des Korreferats.

Des Weiteren gilt mein Dank Dr. Jan Handwerker für die Betreuung dieser Arbeit. Er stand mir stets mit Rat und Tat bei jeglichen Problemen und Fragen, ob programmiertechnisch oder sonstiger Art, zur Seite. Außerdem gilt ihm mein besonderer Dank für seine Unterstützung und hilfreichen Worte in schwierigen Lebenslagen.

Der gesamten Arbeitsgruppe (Dort Epperlein, Yuefei Zeng, Gabi Klinck, Malte Neuper und Jens Grenzhäuser (so lange sie da waren), Ulli Blahak und Hermann Gysi (wenn sie auf eine Stippvisite vorbei kamen)) danke ich für die stets angenehme Arbeitsatmosphäre, Hilfen und Tipps sowie die gemeinsame Zeit auch außerhalb der Arbeit, beispielsweise auf dem Weihnachtsmarkt oder beim Skifahren.

Außerdem danke ich der „Kaffeerunde“ für die zahlreichen aufmunternden Pausen (ein Hoch auf das Koffein!), die ohne Zweifel die Zeit während der Arbeit sehr bereichert hat.

Ebenfalls besonderer Dank gebührt meiner Familie. Sie hat mich immer in jeglicher Hinsicht unterstützt und mich dadurch bestärkt und ermutigt meinen Weg zu gehen.

Meinem Freund Tobi möchte ich für die abwechslungsreiche gemeinsame Freizeitgestaltung danken. Diese ermöglichte es mir neben der Arbeit das Leben zu genießen und Kraft sowie Inspiration zu sammeln.

Zu guter Letzt gebührt mein Dank all denjenigen, die ich vergessen haben sollte, ich verspreche, es kommt nicht wieder vor!?

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbst verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe.

Ich bin damit einverstanden, dass diese Arbeit in Bibliotheken eingestellt wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 5. Oktober 2012

Name