

Analyse der Hagelgefährdung durch Kombination von Radardaten und Schadendaten für Südwestdeutschland

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

MARC PUSKEILER

Mai 2009

Referent: Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Korreferent: Prof. Dr. Klaus Dieter Beheng

Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Universität Karlsruhe (TH) / Forschungszentrum Karlsruhe
Karlsruher Institut für Technologie (KIT)

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	3
2	Grundlagen	7
2.1	Allgemeines zur Konvektion	8
2.1.1	Thermodynamische Betrachtungen	8
2.1.2	Konvektionsindizes	13
2.2	Gewittersysteme	15
2.2.1	Einzelzellen	16
2.2.2	Multizellen	18
2.2.3	Superzellen	19
2.3	Hagelbildung	22
2.4	Radarmeteorologie	26
2.5	Schadenwirkung von Hagel auf Gebäude	33
3	Verwendete Daten	35
3.1	Versicherungsdaten	35
3.2	Radardaten	38
3.3	Untersuchungsgebiet	39
3.4	Bisheriger Stand der Forschung	42
4	Methoden	45
4.1	Aufbereitung der Versicherungsdaten	45
4.2	Identifikation von Zugbahnen aus Radardaten - TRACE3D	46
4.2.1	Identifikation konvektiver Zellen	47
4.2.2	Verfolgung der Zugbahn von Gewitterzellen	48
4.3	Verbindung Schadendaten - Radardaten	50
4.4	Methoden der Extremwertstatistik	51
4.4.1	Methode der Grenzwertüberschreitungen und der generalisierten Paretoverteilung	53
4.4.2	Schätzung der freien Parameter der Verteilungsfunktion	54

4.4.3	Anwendung der Extremwertstatistik auf Hagelereignisse . . .	57
5	Ergebnisse	59
5.1	Fallstudien	59
5.1.1	Hagelereignis vom 20.06.2002	60
5.1.2	Hagelereignis vom 08.07.2004	64
5.2	Analyse der Anzahl der Hagelereignisse	69
5.2.1	Anzahl der Hageltage in den Versicherungsmeldungen . . .	69
5.2.2	Anzahl der Hageltage nach Auswertung der Radardaten . . .	71
5.2.3	Vergleich der Anzahl der Hageltage nach Radarmessun- gen und Versicherungsdaten	72
5.2.4	Zugbahnen der stärksten Zellen	74
5.3	Extremwertstatistik	77
5.3.1	Einjährige Wiederkehrperioden	77
5.3.2	Mehrjährige Wiederkehrperioden	79
5.4	Einfluss der Orografie	85
5.5	Einfluss der Landnutzung	89
5.6	Klassifizierung der Hagelgefährdung	91
6	Zusammenfassung und Diskussion	95
A	Betrachtete Schadentage nach Schadenindex	99
	Literaturverzeichnis	103

Kapitel 1

Einleitung

Ein großer Teil des Niederschlags über Mitteleuropa wird durch Gewitter verursacht. Damit haben lokale Gewitterstürme eine große Bedeutung für den atmosphärischen Wasserkreislauf. Gewitter sind aber auch mit erheblichen Gefahren für Menschen und materielle Werte verbunden. Sie können von Extremereignissen wie Starkniederschlägen, Sturmböen, Tornados, Blitzschlag auch Hagelschlag begleitet werden. Im Sommerhalbjahr treten solche Extremereignisse in Deutschland jedes Jahr in großer Zahl auf.

Fast jedes Jahr gibt es in Baden-Württemberg schwere Hagelereignisse. Durch Hagelschlag werden enorme Schäden an Gebäuden, Kraftfahrzeugen und in der Landwirtschaft verursacht. Bei extremen Hagelereignissen wie zum Beispiel am 20. Juni 2002 wurden in einigen Gemeinden nördlich von Karlsruhe bis zu 80 % aller Gebäude beschädigt. Auch im Gebiet um die Stadt Villingen-Schwenningen sind in den vergangenen Jahren mehrfach starke Hagelgewitter aufgetreten und haben große Schäden verursacht. So waren dort beispielsweise am 28. Juni 2006 fast 71 % aller versicherten Gebäude von Hagelschäden betroffen. Nach Daten der SV-Versicherung sind fast 25 % aller gemeldeten Gebäudeschäden durch Naturereignisse auf Hagelschlag zurückzuführen. Hagel ist nach Winterstürmen und Hochwasser damit das häufigste schadenverursachende Naturereignis in Baden-Württemberg.

Für die vergangenen Jahre konnte anhand der Auswertung von Versicherungsdaten eine markante Zunahme an Hagelereignissen festgestellt werden (Kunz et al., 2009). Dabei wurde eine Zunahme sowohl in der Anzahl der Hageltage als auch in deren Intensität verzeichnet. Dadurch gewinnt Hagelsturm als Naturgefahr eine immer größere Bedeutung für die Versicherungswirtschaft, das Baugewerbe und auch für die Landwirtschaft.

Im Gegensatz zu anderen meteorologischen Extremereignissen ist das Auftreten von Hagel lokal stark begrenzt und zeitlich oft nur von sehr kurzer Dauer. Auf kleinem Raum können sehr hohe Schäden entstehen, während in unmittelbarer Umgebung kein Hagel mehr auftritt.

Starke Gewitter mit Hagel entstehen innerhalb sehr kurzer Zeit. Zwischen Beginn der Gewitterentwicklung und dem Hagelereignis können weniger als 60 Minuten liegen. Daher ist eine genaue räumliche und zeitliche Vorhersage von Hagelgewittern nicht möglich. Ebenso gibt es noch keine Erkenntnisse, ob in bestimmten Regionen bevorzugt Hagelgewitter auftreten. Durch die geringe räumliche Ausdehnung werden Hagelereignisse nur unzureichend von Bodenstationen erfasst.

Für die Detektion und Verfolgung von Gewitterzellen sind Radargeräte sehr gut geeignet. Durch ihre flächendeckende und hohe zeitliche Auflösung kann eine Hagelzelle identifiziert und deren Zugbahn verfolgt werden. Mithilfe von Versicherungsdaten ist es möglich, die Schäden, die ein Hagelgewitter am Boden verursacht hat zu quantifizieren.

Ziel dieser Arbeit ist es, durch Kombination von Versicherungsdaten und Radardaten einzelne Hagelzüge in ihrem Verlauf und ihrer Intensität zu detektieren. Aus der Beobachtung vieler Hagelereignisse zwischen 1997 und 2007 sollen detaillierte, regional gegliederte Informationen über die Häufigkeit und Intensität von Hagelschlag abgeleitet werden. Dazu liegen Schadendaten der SV-Versicherung vor, die aufgrund der bis 1994 in Baden-Württemberg bestehenden Versicherungspflicht bei gleichzeitiger Monopolstruktur eine sehr hohe räumliche Dichte aufweisen. Die Radardaten, die den gesamten nordwestlichen Teil Baden-Württembergs abdecken, stammen vom IMK-Radar am Forschungszentrum Karlsruhe.

Die Landschaft Baden-Württembergs, die durch unterschiedliche Geländeform und Landnutzung geprägt ist, bietet günstige Entstehungsbedingungen für Gewitterzellen und Hagelstürme. Es soll in dieser Arbeit untersucht werden, ob es bevorzugte Regionen für Hagelentstehung und Hagelzugbahnen gibt und ob ein Zusammenhang zur Orografie und der Landnutzung erkennbar ist.

In Kapitel 2 werden die Grundlagen für die Gewitter- und Hagelentstehung und die Radarmeteorologie erklärt. Dabei wird auch die Schadenwirkung von Hagel auf Gebäude angesprochen. Kapitel 3 befasst sich mit den für die Arbeit verwendeten Versicherungs- und Radardaten sowie mit dem Untersuchungsgebiet. Die angewendeten Auswertungsmethoden, insbesondere die Verarbeitung der Radardaten und die Methoden der Extremwertstatistik sind in Kapitel 4 erklärt. Kapitel 5 beschreibt ausführlich die Ergebnisse der Untersuchungen in Form von Fallstudien und Karten.

Kapitel 6 diskutiert abschließend die Ergebnisse und die möglichen Fehlerquellen bei den Auswertemethoden. Außerdem werden weitere Perspektiven und Entwicklungsmöglichkeiten dieses Themas aufgezeigt.

Kapitel 2

Grundlagen

In diesem Kapitel werden die Grundlagen für die Entstehung von Gewittern und für die Auswertung der Daten diskutiert. Zunächst erfolgt im Abschnitt 2.1 eine allgemeine Betrachtung der Konvektion. Es werden verschiedene atmosphärische Voraussetzungen für die Bildung von flacher Konvektion und auch von Gewittern und Hagelstürmen angesprochen. Auch erfolgt eine Diskussion einiger Konvektionsindizes, die die Stabilität der atmosphärischen Schichtung und damit die Neigung zur Gewitterentwicklung beschreiben.

Im zweiten Teil dieses Kapitels werden die verschiedenen Gewittersysteme beschrieben. Sowohl die Entstehungsbedingungen als auch die Prozesse, die innerhalb einer Gewitterwolke stattfinden, werden ausführlich erklärt.

Der Abschnitt 2.3 beschäftigt sich intensiv mit dem Hauptthema dieser Arbeit, der Entstehung von Hagel. Dafür müssen innerhalb eines Gewitters ganz bestimmte Voraussetzungen erfüllt sein. Die ablaufenden Prozesse der Hagelbildung sind ein grundlegendes Thema und Voraussetzung für alle weiteren Betrachtungen.

Die Detektion von Hagel findet für diese Arbeit mit Hilfe eines Radars statt. Im Abschnitt 2.4 erfolgt daher eine Diskussion der Grundlagen der Radarmeteorologie und der verwendeten Verfahren.

Abschließend wird im letzten Teil des Kapitels die Schadenwirkung von Hagel auf Gebäude diskutiert. Da im Rahmen der Arbeit eine Quantifizierung der Hagelschäden mit Hilfe von Daten der SV-Gebäudeversicherung stattfindet, legt dieser Abschnitt unter anderem die Faktoren für die Schadenanfälligkeit von Gebäuden dar.

2.1 Allgemeines zur Konvektion

Als Konvektion bezeichnet man im Allgemeinen jeden stoffgebundenen Transport von Energie und Impuls. In der Meteorologie werden kleinskalige vertikale Luftbewegungen als Konvektion bezeichnet. Sie wird beispielsweise durch unterschiedliche Erwärmung der Erdoberfläche oder durch orografische Effekte ausgelöst. Die so entstehenden Temperaturdifferenzen bewirken Dichteunterschiede in der Atmosphäre, die Ausgleichsströmungen zur Folge haben.

Auftrieb in der Atmosphäre

Die Eulerschen Bewegungsgleichungen beschreiben die Kräfte, die auf ein Luftpartikel wirken, das sich im rotierenden System der Erde befindet. Unter Vernachlässigung der Corioliskraft lauten sie:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + \frac{1}{\rho}\nabla p + \nabla\Phi = 0. \quad (2.1)$$

Dabei beschreibt $\vec{v} = (u, v, w)$ den Geschwindigkeitsvektor mit den Komponenten u , v und w , ρ die Dichte, p den Druck und Φ das Schwerepotential. Unter Berücksichtigung der hydrostatischen Grundgleichung $dp/dz = -\rho g$ und unter Vernachlässigung von Produkten der Störgrößen p' und ρ' erhält man:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + \frac{1}{\rho_0}\nabla p' - B\vec{k} = 0 \quad (2.2)$$

mit dem Term B , der den Auftrieb eines Luftvolumens im Gravitationsfeld der Erde beschreibt und dem vertikalen Einheitsvektor \vec{k} . B ist definiert als:

$$B = -g\frac{\rho'}{\rho_0}. \quad (2.3)$$

Der Term B kann für ungesättigte und gesättigte Luft unterschiedlicher Temperatur verschiedene Werte annehmen.

2.1.1 Thermodynamische Betrachtungen

Adiabatischer und pseudoadiabatischer Temperaturgradient

Adiabatische Hebung ist ein Vorgang, bei dem ein Luftpaket ohne Energieaustausch mit seiner Umgebung aufsteigt.

Steigt ein trockenes Luftpaket auf, nimmt der Umgebungsdruck ab und das Luftpaket vergrößert sein Volumen. Durch die Volumenänderung verändert das Luftpaket im adiabatischen Fall auch seine Temperatur T und es folgt als Temperaturgradient:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{g}{c_p}. \quad (2.4)$$

Setzt man die Werte für g und die spezifische Wärmekapazität c_p ein, erhält man einen Temperaturgradienten von

$$\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} = 0,98 \text{ K}/100 \text{ m}. \quad (2.5)$$

Diesen Wert nennt man **trockenadiabatischen Temperaturgradienten**. Er gilt nur, solange beim Hebungsvorgang keine Kondensation eintritt.

Betrachtet man ein Paket feuchter Luft nimmt beim Aufsteigen die relative Feuchte aufgrund der Abkühlung zu. Wenn die relative Luftfeuchtigkeit 100 % erreicht, setzt Kondensation ein und die Wolkenbildung beginnt. Die Höhe, in der die Wolkenbildung beginnt, nennt man **Kondensationsniveau**. Durch die Kondensation wird latente Wärme frei, die dem Luftpaket zugeführt wird. Ab dem Kondensationsniveau nimmt die Temperatur des aufsteigenden Luftpakets mit der Höhe nicht mehr so stark ab, der Temperaturgradient ist dem Betrag nach also kleiner als Γ . Man spricht hier vom feuchtadiabatischen oder **pseudoadiabatischen Temperaturgradienten** γ . Dieser ist abhängig von der Temperatur des Luftpakets und dem herrschenden Luftdruck; bei Hebung kondensiert aus warmer Luft mehr Wasserdampf als aus kalter Luft. Die feuchtadiabatische Temperaturabnahme ist in warmer Luft geringer als in kalter. Bei sehr tiefen Temperaturen nähern sich die beiden Temperaturgradienten einander an.

Potentielle Temperatur

Die potentielle Temperatur θ beschreibt die Temperatur, die ein Luftpaket annimmt, wenn es trockenadiabatisch von einem bestimmten Druck p auf einen Druck von $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ gebracht wird. Sie ist ein Maß für den Entropiegehalt eines Luftpakets.

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}. \quad (2.6)$$

$R = 287,05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ist hierbei die Gaskonstante für trockene Luft, $c_p = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ die spezifische Wärme bei konstantem Druck.

Pseudopotentielle Temperatur

Die pseudopotentielle Temperatur ist die Temperatur, die ein Luftpaket annimmt, das trockenadiabatisch bis zum Kondensationsniveau gehoben wird, anschließend feuchtadiabatisch weiter aufsteigt bis der komplette Wasserdampf aus dem Luft-

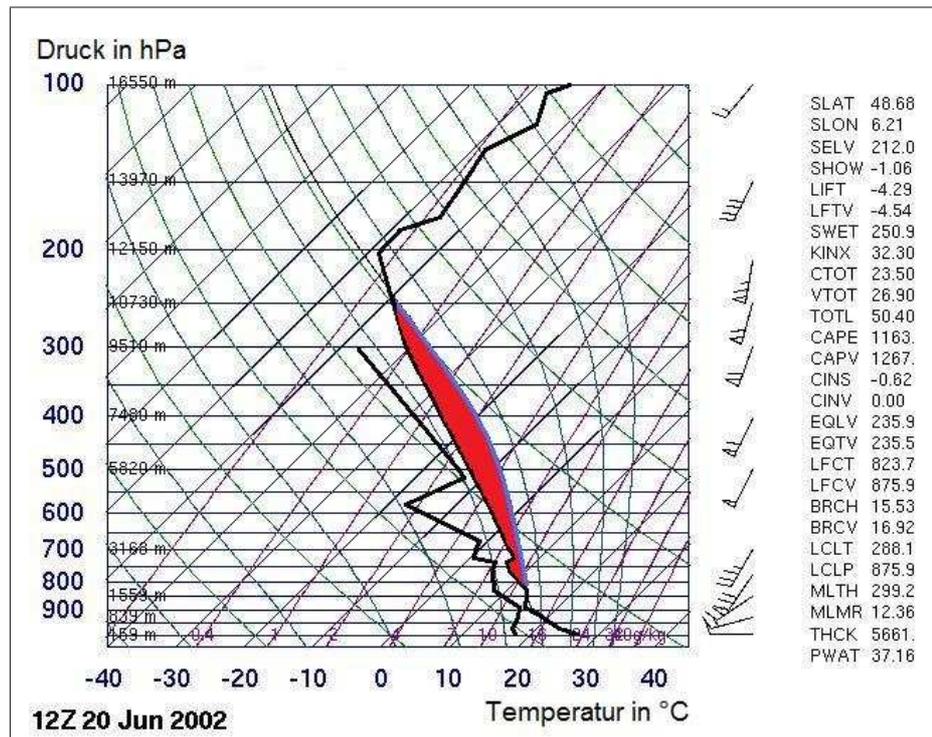


Abb. 2.1: SkewT-logp-Diagramm der Station Nancy vom 20.06.2002, 12 UTC: Schwarz dargestellt ist der Verlauf der Temperatur der Umgebungsluft mit dem Druck (rechts) und die entsprechende Taupunkttemperatur (linke Kurve). Die blaue Kurve entspricht der pseudoadiabatischen Hebungskurve, die rot eingefärbte Fläche der CAPE. Rechts dargestellt sind einige Konvektionsindizes, von denen die CAPE und die CIN im Abschnitt 2.1.2 näher beschrieben werden.

paket kondensiert ist, und danach wieder trockenadiabatisch auf einen Druck von 1000 hPa gebracht wird. Das Luftpaket enthält also zusätzlich die latente Energie des Kondensationsprozesses. Die pseudopotentielle Temperatur ist definiert als:

$$\theta_{ps} = \theta \frac{l r_s}{c_p T} \quad (2.7)$$

mit r_s als Sättigungsmischungsverhältnis und $l = 2,5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ als Verdampfungswärme.

Die statische Stabilität

Die statische Stabilität der Atmosphäre ist ein wichtiger Faktor bei der Auslösung von Konvektion. Zur Quantifizierung der Stabilität wird das Verhalten eines Luftpakets bei einer vertikalen Verrückung betrachtet. Dabei wird angenommen, dass die Lufttemperatur der Umgebung und des Luftpakets sich mit der Höhe unabhängig voneinander verändern, die Drücke in der entsprechenden Höhe aber gleich sind. Betrachtet man nur die vertikale Komponente einer Bewegung und setzt die

Störgröße p' aus Gleichung (2.2) gleich Null, ergibt sich nach Houze (1993):

$$\frac{dw}{dt} = B. \quad (2.8)$$

Außerdem ergibt sich

$$\frac{dB}{dt} + N^2 w = 0, \quad (2.9)$$

wobei die Brunt-Väisälä-Frequenz

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \quad (2.10)$$

als Stabilitätsmaß der Atmosphäre eingeführt wird. Die Gleichungen (2.8) und (2.10) lassen sich zu einer gewöhnlichen Differentialgleichung der Form

$$\frac{d^2 w}{dt^2} + N^2 w = 0 \quad (2.11)$$

zusammenfassen. Die Lösungen für Gleichung (2.11) für die Vertikalgeschwindigkeit ergeben nach einer Fallunterscheidung:

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

Für $N^2 < 0$ nimmt die Vertikalgeschwindigkeit mit der Zeit zu, das betrachtete Luftpaket entfernt sich immer schneller von seinem Bezugsniveau. Die Atmosphäre ist labil geschichtet. Bei $N^2 = 0$ erfährt das Luftpaket keine Beschleunigung, die Schichtung ist neutral. Für $N^2 > 0$ schwingt das Luftpaket um sein Ausgangsniveau mit der Frequenz N , die Atmosphäre ist stabil geschichtet.

Die Temperaturänderung, die ein Luftpaket beim Aufstieg erfährt, ergibt die Hebungskurve. Der Temperaturverlauf der Umgebungsluft wird als Schichtungskurve bezeichnet (Abb. 2.1).

Ein Luftpaket hat bei seinem Aufstieg in einer labil geschichteten Atmosphäre immer eine höhere Temperatur T als die der Umgebungsluft, T_u , und es erfährt eine positive Beschleunigung dw/dt gemäß:

$$\frac{dw}{dt} = g \left(\frac{T - T_u}{T_u} \right). \quad (2.12)$$

Bei stabiler Schichtung ist ein Luftpaket bei einer Aufwärtsbewegung immer kälter als seine Umgebung. Die Beschleunigung ist negativ und das Luftpaket kehrt in

seine Ausgangslage zurück beziehungsweise es oszilliert um die Ausgangslage. Bei neutraler Schichtung nimmt die Temperatur der Umgebung in gleicher Weise ab wie die Temperatur des aufsteigenden Luftpakets, das Luftpaket ist also ständig im Gleichgewicht mit der Umgebung, es wird nicht beschleunigt oder abgebremst. Je nachdem, ob das Luftpaket gesättigt ist oder nicht, das heißt, ob es trocken- oder feuchtadiabatisch aufsteigt, kann eine Luftschichtung verschiedene Stabilitätsbedingungen aufweisen:

- bei trockenadiabatischer Hebung:

$$-\frac{\partial T}{\partial z} < \Gamma \quad \text{trockenstabile Schichtung}$$

$$-\frac{\partial T}{\partial z} = \Gamma \quad \text{trockenindifferente Schichtung}$$

$$-\frac{\partial T}{\partial z} > \Gamma \quad \text{trockenlabile Schichtung}$$

- bei feuchtadiabatischer Hebung:

$$-\frac{\partial T}{\partial z} < \gamma \quad \text{feuchtstabile Schichtung}$$

$$-\frac{\partial T}{\partial z} = \gamma \quad \text{feuchtindifferente Schichtung}$$

$$-\frac{\partial T}{\partial z} > \gamma \quad \text{feuchtlabile Schichtung}$$

Ist die Umgebungsluft so geschichtet, dass die Bedingungen sowohl trocken- als auch feuchtstabil sind, liegt absolute Stabilität vor. Da $\Gamma > \gamma$, ist feuchtstabile Luft immer auch trockenstabil.

Eine trockenlabile Schichtung kommt nur in den unteren Atmosphärenschichten durch kräftige Erwärmung vom Boden her vor. In höheren Schichten würde eine trockenlabile Schichtung sofort zu Vertikalbewegungen führen, also zu einer Durchmischung der Atmosphäre. Diese Durchmischung würde die Schichtung in eine indifferente Schichtung überführen (Houze, 1993).

Ist die Atmosphäre zwar trockenstabil aber feuchtlabil geschichtet, wird die Schichtung als bedingt labil bezeichnet. Das heißt die Schichtung ist nur dann labil, wenn Kondensation eintritt. Der Temperaturgradient der Umgebung liegt daher zwischen

Γ und γ . Die anfängliche Stabilität kann beispielsweise durch Überhitzung des Bodens bei starker Sonneneinstrahlung oder durch Überströmung eines Gebirges, aber auch durch synoptisch-skalige Hebung im Bereich positiver Vorticityadvektion oder Warmluftadvektion überwunden werden.

Die Höhe, ab der ein aufsteigendes Luftpaket selbstständig weiter aufsteigt, nennt man Niveau der freien Konvektion (NFK). Die Höhe, in der das aufsteigende Luftpaket seine Umgebungstemperatur erreicht, nennt man Niveau des neutralen Auftriebs (NNA) oder Gleichgewichtsniveau.

2.1.2 Konvektionsindizes

Um die Stabilität der Atmosphäre quantifizieren zu können, wurden verschiedene Konvektionsindizes entwickelt. Diese können aus Daten von Radiosondenaufstiegen oder numerischen Wettervorhersagen berechnet werden. Einige der gebräuchlichsten Konvektions- oder Stabilitätsindizes werden im Folgenden vorgestellt (Andersson et al., 1989).

- KO - Index

Der KO-Index ist ein vom Deutschen Wetterdienst entwickelter Gewitterindex. Er kennzeichnet die potentielle Instabilität zwischen einer bodennahen Schicht (1000 hPa bis 850 hPa) und der mittleren Troposphäre (700 hPa bis 500 hPa) als Differenz der mittleren äquivalentpotentiellen Temperaturen:

$$KO = 0,5 (\theta_{e,700} + \theta_{e,500}) - 0,5 (\theta_{e,1000} + \theta_{e,850}) \quad (2.13)$$

Dabei ist θ_e die äquivalentpotentielle Temperatur in der jeweiligen Höhe, die mit guter Näherung gleich der pseudopotentiellen Temperatur θ_{ps} (Gl. 2.7) ist.

Empirisch lässt sich die Gewitterentwicklung gemäß den in Tabelle 2.1 aufgelisteten Werten klassifizieren.

Tab. 2.1: Wertetabelle des KO-Index

KO	Gewitterentwicklung
>6	Gewitter nicht wahrscheinlich
2-6	Gewitter möglich
<2	schwere Gewitter möglich

- CAPE

Die konvektive verfügbare Energie (**C**onvective **A**vailable **P**otential **E**nergy, CAPE) gibt die Obergrenze für die potentielle Energie durch Auftriebskräfte an, die für ein Luftpaket verfügbar ist, das pseudoadiabatisch vom NFK bis zum NNA aufsteigt. CAPE ist in einem thermodynamischen Diagramm die Fläche zwischen der Hebungskurve und der Schichtungskurve (Abb. 2.1). Sie wird folgendermaßen berechnet:

$$CAPE = R \int_{NFK}^{NNA} (T_{Luftpaket} - T_{Umgebung}) dlnp \quad (2.14)$$

Mit Hilfe der CAPE kann auch die maximale Vertikalgeschwindigkeit in Gewittern abgeschätzt werden:

$$v_{max} = \sqrt{2 CAPE} \quad (2.15)$$

Aufgrund von Mischungsvorgängen und Verdunstung beträgt die reale Vertikalgeschwindigkeit ungefähr die Hälfte des berechneten Wertes. In Tabelle 2.2 sind CAPE-Werte und die Auswirkung auf die Bildung von Gewittern angegeben. Diese Werte wurden durch Messwerte ermittelt (Kunz, 2007).

Tab. 2.2: Wertetabelle der CAPE (gerundete Werte) mit entsprechender Interpretation bezüglich der Bildung von Gewittern nach Kunz (2007).

CAPE in J kg ⁻¹	Gewitterneigung
> 380	Gewitterentwicklung möglich
> 730	schwere Gewitter möglich
> 1470	Gewitterzellen mit Hagel möglich
> 2430	großräumige Hagelereignisse wahrscheinlich

- CIN

Die konvektive Sperre (**C**onvective **I**nhibition, CIN) ist die Energie, die aufgebracht werden muss, um ein Luftpaket von seinem Ausgangsniveau H in das Niveau der freien Konvektion zu bringen. Die CIN ist in einem thermodynamischen Diagramm die Fläche zwischen Aufstiegs- und Umgebungskurve, wenn das Luftpaket noch kälter als seine Umgebung ist. Je größer die CIN, umso stärker muss der Hebungsantrieb sein, der das Luftpaket bis zum NFK bringt. Die CIN berechnet sich aus:

$$CIN = R \int_H^{NFK} (T_{Luftpaket} - T_{Umgebung}) dlnp \quad (2.16)$$

Im Allgemeinen kann man sagen, dass bei CIN-Werten von über 100 J kg^{-1} eine Gewitterentwicklung unwahrscheinlich ist, wenn kein starker Hebungsantrieb durch positive Vorticityadvektion oder Warmluftadvektion vorliegt.

2.2 Gewittersysteme

Gewitterstürme kommen in den Sommermonaten in Mitteleuropa sehr häufig vor. Gewitter liefern nicht nur einen erheblichen Teil der Niederschlagsmenge, sie sind auch mit großen Gefahren verbunden. Extreme Ereignisse wie Sturmböen, Starkniederschläge, Tornados, Blitzschlag und auch Hagel gehören zu den Begleiterscheinungen. Solche Gewitterstürme werden ausgelöst durch hochreichende Konvektion. Als Konvektion bezeichnet man in der Meteorologie auf- und absteigende Luftbewegungen, die in kleinräumiger Skala ablaufen und meist durch die ungleichmäßige Erwärmung des Bodens bei Sonneneinstrahlung hervorgerufen werden. Diese bewirken einen vertikalen Transport von thermischer Energie, Impuls und Feuchtigkeit. Durch die Konvektion bilden sich in der Atmosphäre Cumulus und Cumulonimbus-Wolken. In konvektiven Systemen treten mitunter sehr große Vertikalgeschwindigkeiten mit Werten bis über 30 m s^{-1} auf (Houze, 1993). Diese konvektiven Zellen sind oft räumlich stark begrenzt, so dass die Niederschläge und anderen Phänomene eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität aufweisen.

Hochreichende Konvektion wird ausgelöst, wenn bestimmte Umgebungsbedingungen erfüllt sind (Houze, 1993):

1. Hohe Luftfeuchtigkeit, besonders in den unteren Schichten der Atmosphäre. Bei eintretender Kondensation wird viel latente Wärme freigesetzt, die in potentielle und kinetische Energie umgewandelt wird.
2. bedingt labile Schichtung (siehe Kap.2.1.1)

Auslösemechanismen für Konvektion sind:

- thermischer Auftrieb durch Erwärmung der bodennahen Luft durch Sonneneinstrahlung
- großräumige Hebung auf der Vorderseite eines Troges
- erzwungene Hebung beim Überströmen eines Gebirges

- Querkirkulation an Frontalzonen
- Konvergenzlinien
- Sekundärzirkulationen, z.B. Land-Seewind-Zirkulation

Gewitter können in Form von Einzel-, Multi- und Superzellen auftreten. Auch Gewitterlinien (squall lines) und größere Gewittersysteme (MCS, MCC) treten auf. Die Organisationsform wird vor allem durch die vertikale Windscherung sowie synoptisch-skalige Hebungsantriebe bestimmt.

2.2.1 Einzelzellen

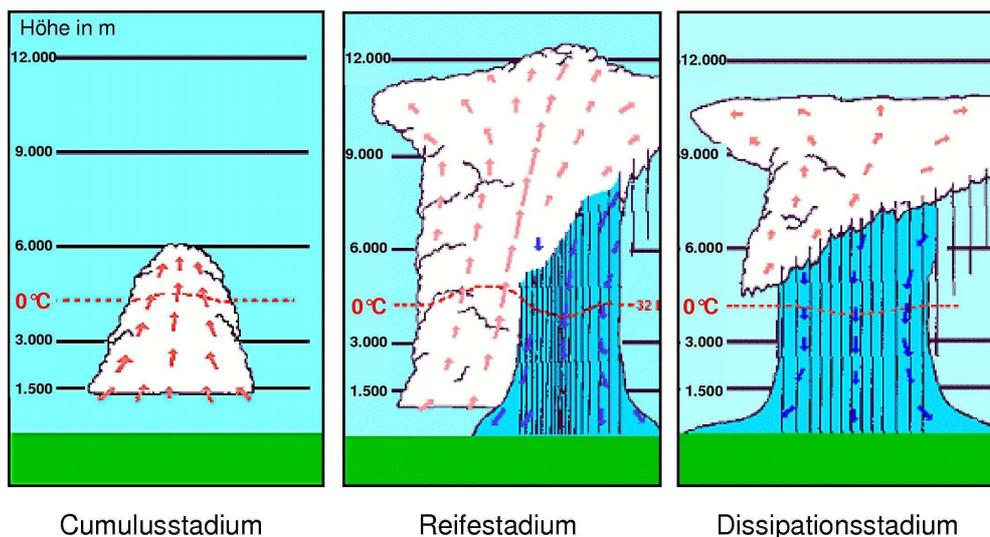


Abb. 2.2: Lebenszyklus einer Einzelzelle: Cumulusstadium, Reifestadium und Dissipationsstadium. Eingezeichnet sind Aufwind (rote Pfeile), Abwind (blaue Pfeile) und die 0 °C - Grenze (rot gestrichelte Linie) nach Kunz et al. (2003).

Die in Mitteleuropa am häufigsten auftretenden Gewitter sind Einzelzellen. Wenn im Sommer am späten Nachmittag der Boden und die darüberliegende Luftschicht durch die Sonneneinstrahlung erhitzt ist, wird die Luftschichtung labil. Es bilden sich lokal begrenzte konvektive Zellen, deren horizontale Ausdehnung zwischen 1 und 10 km liegt. Die Lebensdauer dieser Einzelzellen beträgt 1 bis 2 Stunden. Einzelzellen entstehen bei geringen Windgeschwindigkeiten und geringer Windscherung. Sie durchlaufen in ihrem Lebenszyklus typischerweise drei Stadien (siehe Abb. 2.2):

Cumulusstadium

Wenn ein aufsteigendes Luftpaket das Kondensationsniveau erreicht, kommt es zur Wolkenbildung. Durch die Freisetzung von latenter Wärme nimmt die Aufwärtsgeschwindigkeit des Luftpakets innerhalb der Wolke mit der Höhe in der Regel stark zu. Durch diese Beschleunigung werden weitere Luftmassen in die Wolke einbezogen und die Wolke beginnt vertikal zu wachsen. Aus diesem Stadium beginnt sich eine Cumulus-Wolke zu einem Cumulonimbus zu entwickeln. Die Wolke wächst über die 0 °C - Grenze hinaus, im oberen Teil bilden sich Eiskristalle. Damit ist eine wichtige Bedingung zur Niederschlagsbildung erfüllt. Die Eiskristalle wachsen beispielsweise durch Zusammenstöße mit unterkühlten Wassertropfen und fallen als Niederschlag zu Boden.

Reifestadium

Wenn Niederschlag einsetzt, ist das Reifestadium des Gewitters erreicht. Aufgrund des Luftwiderstands der herabfallenden Hydrometeore wird ein Abwind in der Wolke induziert. Teilweise verdunsten diese, was zu einer weiteren Abkühlung der Luft führt und aufgrund der erhöhten Dichte die Abwärtsgeschwindigkeit erhöht. An der Obergrenze der Wolke bildet sich ein Amboss aus Eiskristallen. Die Ursache dafür ist, dass die aufsteigende Luft die Tropopause erreicht und in der stabilen Umgebung nicht weiter aufsteigen kann. Bei schwacher horizontaler Strömung breitet sich der Amboss annähernd symmetrisch in alle Richtungen aus. Im Reifestadium gibt es sowohl Auf- als auch Abwinde. Dadurch tritt innerhalb der Wolke starke Turbulenz auf. Auch Starkregen, Hagel und elektrische Entladungen kommen in diesem Stadium vor.

Dissipationsstadium

Der immer stärker werdende Abwind bringt den Aufwind innerhalb der Wolke zum Erliegen. Da die aufsteigende feucht-warme Luft für die Energiezufuhr der Wolke verantwortlich, kann keine weitere Entwicklung mehr stattfinden. Die Niederschläge werden schwächer und es gibt nur noch Abwinde.

Durch diesen Lebenszyklus, insbesondere durch die Unterdrückung des Aufwinds durch den Abwindbereich, ist eine Einzelzelle relativ kurzlebig. Dadurch verursachen Einzelzellen nur selten Schäden größeren Ausmaßes.

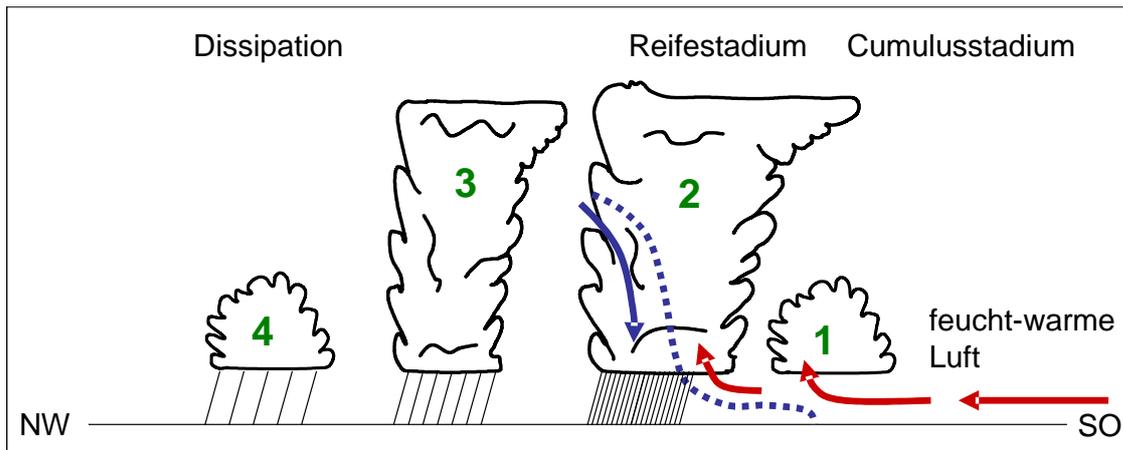


Abb. 2.3: Schema einer Multizellenentwicklung: Zelle (1) befindet sich im Cumulusstadium, Zelle (2) und (3) im Reifestadium, Zelle (4) im Dissipationsstadium. Durch die roten Pfeile wird die einströmende feucht-warme Luft dargestellt, blaue Pfeile kennzeichnen die Abwinde und die Böenfront am Boden (Kunz et al., 2003).

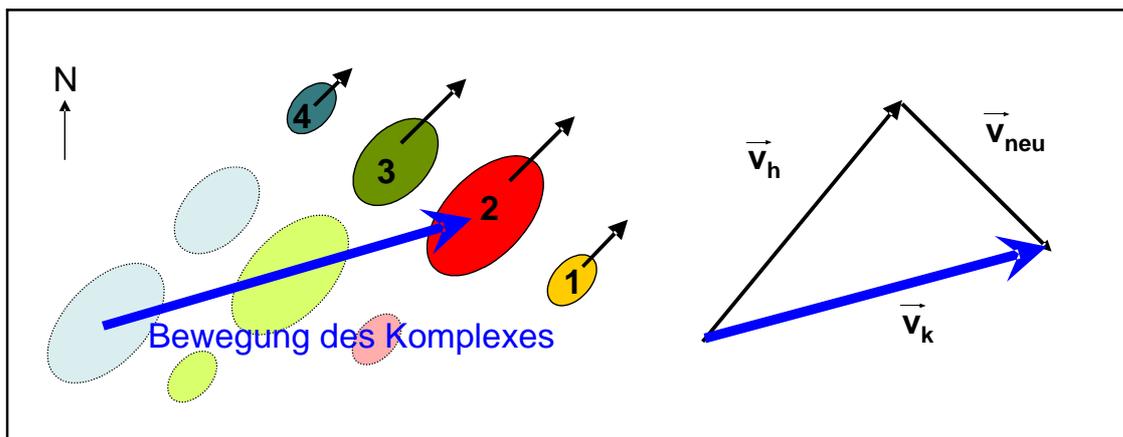


Abb. 2.4: Verlagerungsrichtung einer Multizelle: Die Zahlen 1-4 kennzeichnen das jeweilige Entwicklungsstadium, die Farben jeweils eine Zelle zu jedem der drei beobachteten Zeitpunkte. Der Verlagerungsvektor \vec{v}_k ergibt sich aus der Summe aus dem Horizontalwind \vec{v}_h in mittleren Höhen und der Richtung der Zellneubildung \vec{v}_{neu} (Kunz et al., 2003).

2.2.2 Multizellen

Multizellen bestehen aus vielen einzelnen Gewitterzellen. Jede Zelle durchläuft dabei die gleichen Stadien wie die Einzelzelle. Bei einer Multizellenentwicklung treten Einzelzellen in jedem Entwicklungsstadium auf (siehe Abb. 2.3). Es findet ein permanenter Entstehungsprozess auf der Vorderseite und ein ständiges Absterben der Zellen auf der Rückseite des Multizellen-Komplexes statt (Weisman und Klemp, 1986). Die auf der Rückseite ausströmende Kaltluft dient als Auslösemechanismus für die Neubildung der Zellen auf der Vorderseite, wenn sie sich unter die Warm-

luft schiebt. Bei der Durchmischung der ausströmenden Kaltluft mit der warmen Umgebungsluft bildet sich die sogenannte Böenfront. Multizellen können über viele Stunden hinweg existieren und eine horizontale Ausdehnung von mehr als 30 km erreichen. Die Einzelzellen einer Multizelle besitzen einen gemeinsamen Amboss, der sich über große Gebiete erstrecken kann. Bedingung für die Bildung von Multizellen ist eine vertikale Windscherung. Bei einer Änderung des Horizontalwinds mit der Höhe wird der Aufwindbereich räumlich vom Abwindbereich getrennt. Damit kann der Abwind der Zelle den Aufwind nicht unterdrücken und es können permanent feucht-warme Luftmassen in das System einströmen.

In der Regel verlagert sich eine Multizelle, wie in Abbildung 2.4 dargestellt, nicht in direkter Richtung des mittleren Horizontalwinds. Bei einer häufig vorkommenden Südwestanströmung in mittleren Höhen findet die Zellneubildung meist in der Warmluft an der südöstlichen Flanke des Komplexes statt, während an der nördlichen und westlichen Flanke die Dissipation stattfindet. Die Verlagerungsrichtung ergibt sich aus der Richtung des Horizontalwinds in mittleren Höhen (500 hPa) und der Richtung der Zellneubildung. So kann die Verlagerungsrichtung um bis zu 30 Grad von der synoptischen Windrichtung abweichen (siehe Abb. 2.4).

Ist die Multizelle mit Hagel verbunden, können lange Zugbahnen mit Hagelschäden auftreten.

2.2.3 Superzellen

Bei Superzellen bilden sich im Gegensatz zu den Multizellen nicht ständig neue Zellen, sondern eine existierende konvektive Zelle regeneriert sich ständig durch permanentes Einströmen feucht-warmer Luft im Aufwindbereich. Dadurch kann eine solche Superzelle sehr große Ausmaße annehmen, sie erreicht horizontale Ausdehnungen von bis zu 50 km. Ihre Lebensdauer beträgt viele Stunden. Im Gegensatz zu allen anderen Arten von Gewittern rotiert die Zelle und das Aufwindgebiet. Diese Rotation wird durch eine sehr starke vertikale Scherung des Horizontalwindfelds hervorgerufen. Superzellen sind fast immer mit Extremereignissen wie Orkanböen, Starkniederschlägen, Hagel und auch Tornados verbunden (Weisman und Klemp, 1986).

Entstehungsbedingungen für Superzellen

Zu Bildung von Superzellen sind bestimmte atmosphärische Bedingungen notwendig (Rauber et al., 1999). Wichtig sind ein großräumiger Hebungsantrieb durch die Lage vorderseitig eines Trops und eine sehr starke vertikale Windrichtungsscherung. Diese

führt zur Separation von Auf- und Abwindbereich und zur Rotation der gesamten Zelle.

Eine stabile Schicht in Bodennähe begünstigt die Entstehung von Superzellen. Es kann dadurch bodennah eine starke Erwärmung stattfinden, erst bei maximaler Erwärmung erfolgt eine Auslösung der Konvektion. Dadurch ist die aufsteigende Luft sehr warm und energiereich.

Ein Starkwindband in den unteren Höhen bis 700 hPa (Low Level Jet) fördert ebenfalls die Entwicklung. Es erfolgt hierbei ein Transport feucht-warmer Luft in das Aufwindgebiet der Gewitterzelle.

Auslöser der hochreichenden Konvektion ist auch häufig die Querkirkulation an der Front eines kräftigen Bodentiefs.

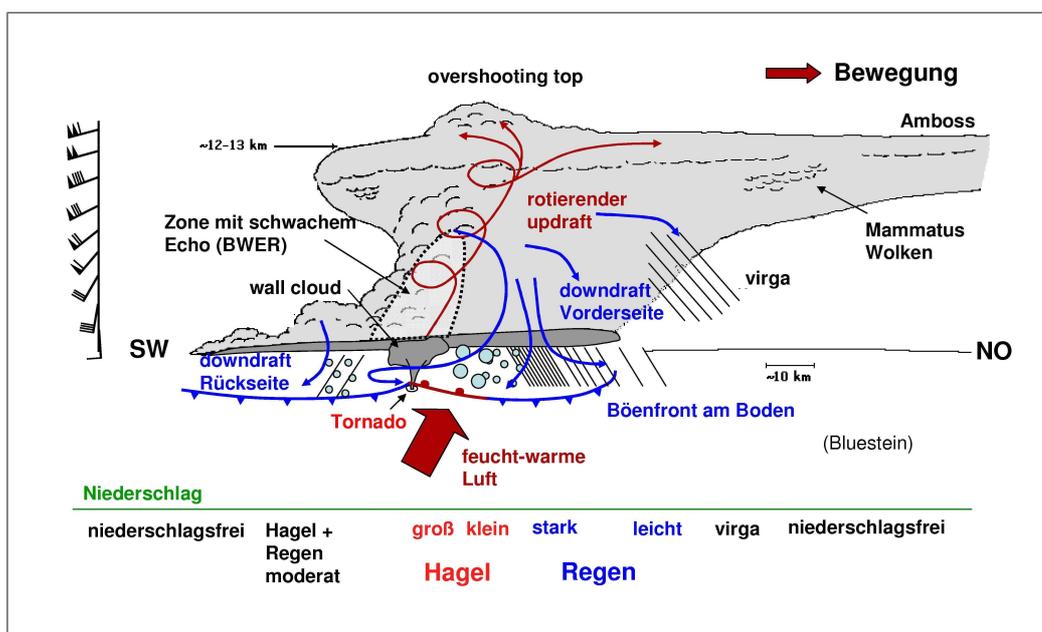


Abb. 2.5: Schematischer Vertikalschnitt durch eine Superzelle nach Bluestein und Parks (1983).

Aufbau

Ein Kennzeichen der Superzelle ist ein sehr großer Amboss, der sich aufgrund der Windscherung zum größten Teil auf der Vorderseite des Komplexes befindet. Er kann sich horizontal über mehrere 100 km weit ausbreiten (Abb. 2.5). Der Aufwindbereich befindet sich auf der warmen Seite des Systems, er hat einen Durchmesser von bis zu 10 km. Dort fließen am Boden feucht-warme Luftmassen aus in die Zelle ein. Der Aufwind durchdringt in der Höhe die Tropopause, es bildet sich ein kleiner Höcker, der *overshooting top*. Unterhalb des Aufwindgebiets befindet

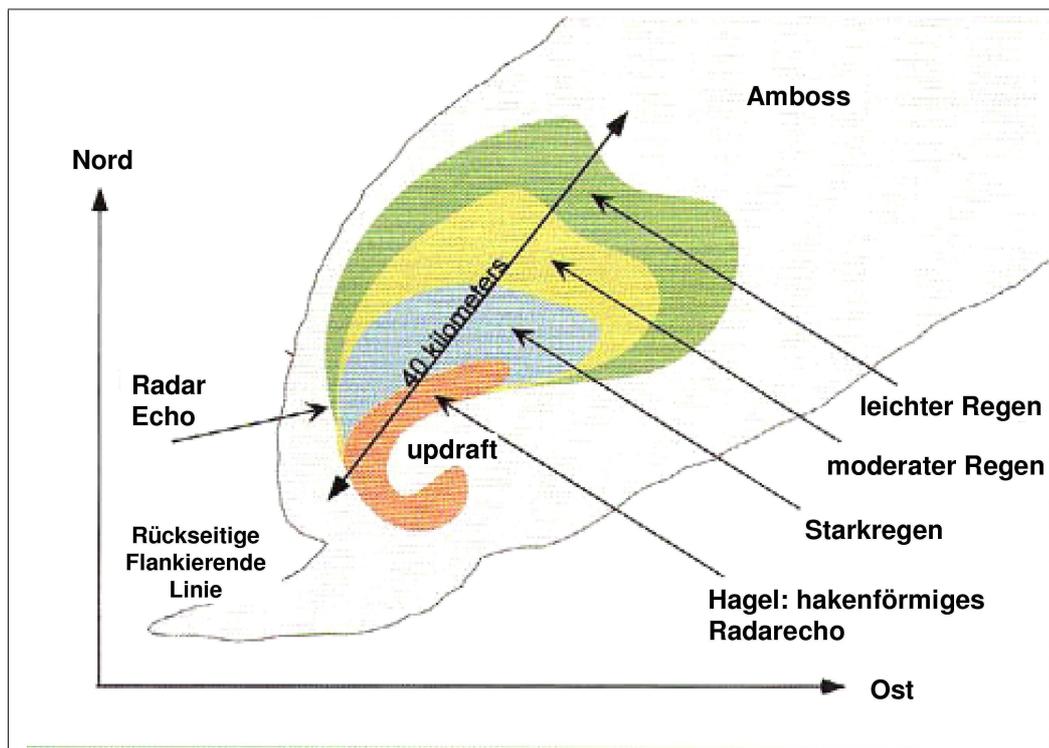


Abb. 2.6: Horizontalschnitt durch eine Superzelle am Boden mit den verschiedenen Niederschlagsgebieten. Charakteristisch ist die im Radarbild erkennbare hakenförmige Ausdehnung des Niederschlagsgebietes (modifiziert nach Rauber et al. (1999))

sich ein niederschlagsfreier Bereich (siehe auch Abb. 2.6). Die Aufwindgeschwindigkeit ist hier zu hoch, als dass Niederschlag aus der Wolke fallen könnte. In diesem Bereich befindet sich die sogenannte *wall cloud*. Das in diesem Bereich abgesenkte Kondensationsniveau kommt durch das Einströmen feuchter Luft aus dem Bereich des vorderen Abwindes zustande. Auf der Vorderseite und auf der Rückseite des Systems bilden sich durch fallende Hydrometeore Abwinde aus. Auf der Vorderseite treten die Starkniederschläge auf, der Abwind ist hier wesentlich stärker als auf der Rückseite. Auch Hagel ist hier anzutreffen. Auf beiden Seiten des Komplexes kommt es aufgrund der Abwinde zu Böenfronten am Boden. In einiger Entfernung auf der Vorderseite des Systems verdunstet der gesamte Niederschlag auf dem Weg zum Boden und es werden Fallstreifen (*virgae*) sichtbar. Nach Durchzug der Böenfront am Boden setzt zunächst leichter Niederschlag ein, der sich schnell verstärkt und auch in Hagel übergeht. Nach dem stärksten Hagel hört der Niederschlag in der Regel auf und es kann zum Durchzug eines Tornados kommen. Anschließend setzt mäßiger Niederschlag ein, auch Hagel ist möglich.

Lebenszyklus einer Superzelle

Nach Houze (1993) ergibt sich folgender Lebenszyklus für ein Superzellengewitter:

1. **Beginn der Entwicklung:** Es entstehen der Aufwindbereich, in den feucht-warme Luftmassen einströmen. Der Abwind wird durch Reibung und Verdunstungskühlung verstärkt, wodurch eine Böenfront am Boden entsteht.
2. **Weiterentwicklung:** Der Abwind auf der Rückseite des Aufwinds wird induziert, dadurch entsteht auch dort eine Böenfront.
3. **Reifestadium:** Die beiden Böenfronten am Boden laufen aufeinander zu, der Aufwindbereich wird immer stärker eingeschlossen. Die Rotation des Aufwind-schlauches ist aufgrund der Drehimpulserhaltung in diesem Stadium maximal und es kann zur Entwicklung eines Tornados kommen.
4. **Dissipationsstadium:** Die Böenfronten haben am Boden den Zufluss feucht-warmer Luft vollständig abgeschnitten. Der Zerfall der Zelle beginnt.

Superzellen sind fast immer mit Hagelereignissen verbunden. Auch sie können in langen Zugbahnen viele Schäden verursachen.

2.3 Hagelbildung

Multizellen oder Superzellen sind oft begleitet von Hagelschlag. Hagelkörner bestehen aus gefrorenem Wasser mit wenigen kleinen Luftporen. Die Dichte beträgt $0,8 \text{ g cm}^{-3}$, also etwas geringer als die Dichte von reinem Eis, mit etwa $0,9 \text{ g cm}^{-3}$. Ab einem Durchmesser von 5 mm werden die Eisteilchen als Hagel bezeichnet (Houze, 1993). Eines der größten dokumentierten Hagelkörner hatte ein Gewicht von 776 g und einen Umfang von 44 cm. Es wurde in Coffeyville in Kansas (USA) am 03. September 1970 gefunden (Rauber et al., 1999). Das größte Hagelkorn wurde in Aurora in Nebraska (USA) am 22.06.2003 gefunden. Sein Durchmesser betrug 17,8 cm.

Die Entstehung eines Hagelkorns spielt sich in zwei Schritten ab. Zuerst bilden sich Hagelembryos, die als Kern für die weitere Entwicklung der Hagelkörner dienen.

Bildung von Hagelembryos

Wolken bestehen aus sehr kleinen Wassertropfen mit einem Durchmesser in der Größenordnung von etwa 0,02 mm. In einem sich entwickelnden Gewitter befinden sich viele dieser Tröpfchen im Aufwindgebiet. Sie werden mit Aufwindgeschwindigkeiten

von bis zu 30 m s^{-1} in sehr kurzer Zeit bis in große Höhen transportiert. In der Regel bleiben diese Wolkenröpfchen während ihres Aufstiegs bis Temperaturen von unter -20° C in flüssigem Zustand. Die meisten der unterkühlten Wassertröpfchen befinden sich in Höhen mit Temperaturen zwischen 0° C und -15° C . Bei Temperaturen unter -35° C kommt es in der Regel zu spontanen Gefrierprozessen.

Die Eispartikel, die sich im stärksten Aufwind befinden, werden bis zur Tropopause hinauftransportiert und bilden den Amboss des Cumulonimbus. Ein Teil der Eispartikel gerät jedoch in den Abwindbereich der Wolke. Diese Eiskristalle wachsen durch Zusammenstöße mit unterkühlten Wassertröpfchen auf Größen zwischen 1 und 5 mm an (Pruppacher und Klett, 1997) und bilden Graupelkörner. Diesen Vorgang nennt man Bereifung oder Akkreszenz. Die Geschwindigkeit des Wachstums der Graupelkörner ist stark von der Temperatur abhängig. In Höhenlagen mit Temperaturen zwischen 0° C und -5° C ist das schnellste Wachstum zu verzeichnen, da die Eiskristalle in diesem Temperaturbereich den größten Durchmesser erreichen (Houze, 1993). Graupelkörner haben eine unregelmäßige und poröse Struktur, die durch die Anlagerung der unterkühlten Tröpfchen zustande kommt. Sie dienen als Grundlage zur weiteren Bildung von Hagelkörnern und werden deshalb als Hagelembryos bezeichnet. Als Hagelembryos können auch große Tropfen dienen, die bis in die sehr kalten Bereiche der Wolke aufsteigen und dort gefrieren.

Die Graupelkörner befinden sich vor allem bei Superzellen zunächst nur im Randbereich des Aufwinds, während im stärksten Aufwind nur sehr kleine, meist unterkühlte Wassertröpfchen vorkommen. Bei Beobachtung von Gewitterzellen mit Radar wird im Bereich des stärksten Aufwinds daher eine Zone mit sehr geringen Reflektivitäten detektiert (Bounded Weak Echo Region, BWER), die auch in Abbildung 2.5 dargestellt ist.

Bildung von Hagelkörnern

Während der weiteren Entwicklung geraten einige Graupelpartikel durch horizontale Strömungen innerhalb der Gewitterzelle zurück in den Aufwindbereich. Im Randbereich des Aufwindgebietes, wo die Aufwindgeschwindigkeit nur wenig höher als die Fallgeschwindigkeit der Graupelkörner ist, wird eine lange Aufenthaltsdauer der Partikel erreicht. Aufgrund der großen Zahl an unterkühlten Tropfen in diesem Bereich, die durch den Vertikalwind herangeführt werden, bilden sich durch die oben genannte Akkreszenz schnell Hagelkörner. Die Hagelkörner wachsen an und werden weiterhin nach oben transportiert. Durch die vertikale Windscherung innerhalb der Zelle werden die Hagelkörner mit zunehmender Höhe auf die Vorderseite des Aufwindbereichs transportiert (Rauber et al., 1999). Die Vertikalgeschwindigkeit des

Aufwinds nimmt nach oben hin weiter zu, desweiteren durchqueren die Hagelkörner auf ihrem Weg auf die Vorderseite des Aufwindgebietes den Kern des Aufwindes. Somit geraten die Partikel mit zunehmender Größe auch in eine Zone mit höherer Vertikalgeschwindigkeit. Verlassen sie auf der Vorderseite das Aufwindgebiet, fallen sie als Niederschlag aus der Wolke aus.

Die besten Entstehungsbedingungen für Hagelkörner liegen also nicht im Zentrum des Aufwindgebietes, sondern in dessen Randbereichen. Durch die Rotation einer Superzelle findet das Wachstum von Hagelkörnern hier auch häufig entlang einer spiralförmig um das Aufwindgebiet aufwärts gerichteten Trajektorie (in Abb. 2.5 rot dargestellt) statt (Rauber et al., 1999). Die Verweildauer dieser so entstehenden Partikel im Aufwindbereich ist sehr groß, so dass sich Korngrößen mit Durchmessern von 5 cm oder mehr ausbilden können.



Abb. 2.7: Schnitt durch ein Hagelkorn.

Beim Wachstum kollidieren wie oben beschrieben Hagelkörner mit unterkühlten Wassertröpfchen, die auf der Oberfläche des Hagelkorns festfrieren. Durch den Gefrierprozess wird latente Wärme freigesetzt, die die Oberfläche des Hagelkorns erwärmt.

Wenn die Oberflächentemperatur des Hagelkorns niedriger als 0°C ist, bleibt die Oberfläche des Partikels trocken, das auftreffende Wassertröpfchen gefriert sofort. Es bildet sich eine poröse, mit Lufteinschlüssen durchsetzte Schicht um das Hagelkorn. Hierbei spricht man von trockenem Wachstum.

In manchen Bereichen der Trajektorie eines wachsenden Hagelkorns treffen so viele unterkühlte Wassertröpfchen auf die Oberfläche, dass sie durch die frei werdende latente Wärme auf eine Temperatur erwärmt wird, die höher als 0°C ist. Das Innere des Hagelkorns ist noch fest gefroren, während der Gefrierprozess auf der Oberfläche verzögert wird. Das dort anhaftende Flüssigwasser verteilt sich um das Hagelkorn,

es bildet sich ein Wasserfilm. Dieses Flüssigwasser dringt in die durch trockenes Wachstum entstandenen Poren ein und füllt diese auf (Rauber et al., 1999). Dieser Vorgang wird als nasses Wachstum bezeichnet. Überflüssiges Wasser löst sich in Form von Tropfen von der Oberfläche des Hagelkorns (shedding). Viele der Tropfen, die sich in der Phase des feuchten Wachstums von dem Hagelkorn gelöst haben, gefrieren später und dienen als neue Hagelembryos.

Im Schnitt durch ein Hagelkorn sind verschiedene Schichten sichtbar (Abb. 2.7). Diese kommen durch abwechselndes trockenes und nasses Wachstum zustande. Bei trockenem Wachstum bildet sich eine weiße, annähernd undurchsichtige Schicht, die durch Lufteinschlüsse im Eis zustande kommt. In Regionen mit nassem Wachstum entsteht eine glasige, durchsichtige Eisschicht.

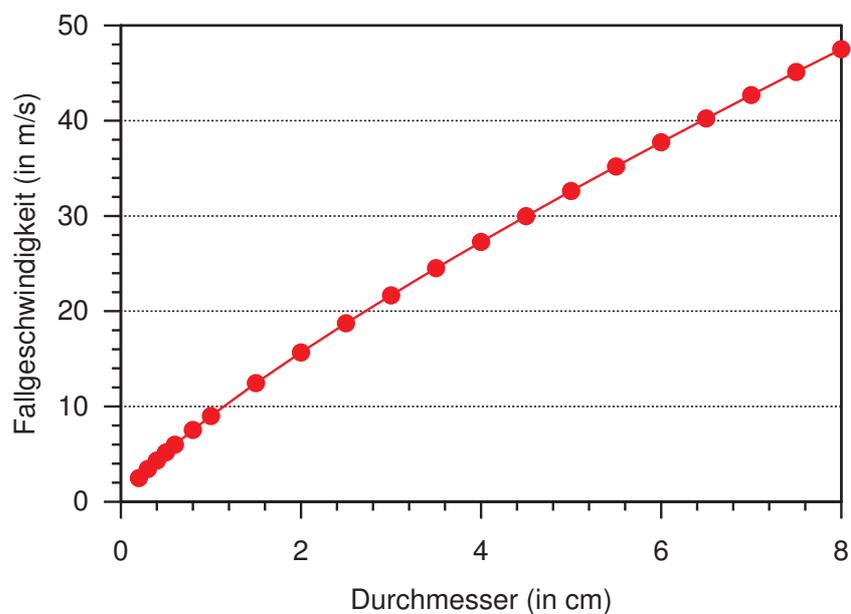


Abb. 2.8: Fallgeschwindigkeit eines Hagelkorns in m s^{-1} in Abhängigkeit von seinem Durchmesser in cm (nach Gleichung 2.18).

Die Fallgeschwindigkeit von Hagelkörnern ist von mehreren Faktoren abhängig. Die Größe des Partikels, der Bereifungsgrad der Oberfläche und die Form spielen hierbei eine Rolle. Bei der Form wird zwischen kegelförmigen und sphärischen Hagelkörnern unterschieden, wobei die letztgenannten deutlich häufiger vorkommen (Matson und Huggins, 1980). Allerdings ist die Differenz der Vertikalgeschwindigkeiten zwischen beiden Hauptformen sehr gering.

Normale Schneeflocken und nur leicht bereifte Eiskristalle weisen Sinkgeschwindigkeiten von $0,3$ bis $1,5 \text{ m s}^{-1}$ auf. Graupel fällt mit Vertikalgeschwindigkeiten zwi-

schen 1 und 3 m s^{-1} bei einem durchschnittlichen Durchmesser von 1 bis 3 mm (Rauber et al., 1999). Die Fallgeschwindigkeiten von Hagel sind deutlich größer als die von Schnee oder Graupel. Es gibt verschiedene empirische Ansätze zur Beschreibung der Fallgeschwindigkeit von Hagelkörnern. Nach Matson und Huggins (1980) ist die Endfallgeschwindigkeit v (in m s^{-1}) eines Hagelkorns mit dem Querschnitt A und dem Widerstandsbeiwert C_d , der unter anderem vom Bereifungsgrad abhängt, folgendermaßen definiert:

$$v = \left(\frac{2mg}{\rho_a A C_d} \right)^{0,5} \quad [\text{m s}^{-1}], \quad (2.17)$$

wobei m die Masse des Partikels und ρ_a die Luftdichte beschreibt. Unter Annahme eines Luftdrucks von 800 hPa und einer Temperatur von 0°C ergibt sich nach Pruppacher und Klett (1997) für die Fallgeschwindigkeit (in m s^{-1}) in Abhängigkeit vom Durchmesser D (in cm) folgende Näherung:

$$v \approx 9 D^{0,8} \quad [\text{m s}^{-1}] \quad (2.18)$$

Gleichung 2.18 wurde empirisch bestimmt für Hagelkörner mit einem Durchmesser von 0,1 bis 8 cm. Als Fallgeschwindigkeit ergeben sich somit Werte zwischen 10 und 50 m s^{-1} (siehe Abb. 2.8). Ein entsprechend starker Aufwind muss in einer Wolke vorhanden sein, um die Hagelkörner während ihres Wachstums im Aufwindbereich zu halten.

Die kinetische Energie eines fallenden Hagelkorns steigt mit seiner Fallgeschwindigkeit quadratisch und mit seinem Durchmesser kubisch:

$$E_{kin} = \frac{\pi}{12} \rho v^2 D^3 \quad [J] \quad (2.19)$$

Dementsprechend verändert sich auch die Schadenwirkung von Hagel mit diesen Faktoren.

2.4 Radarmeteorologie

Das Prinzip des Wetterradars beruht auf der Rückstreuung von elektromagnetischer Strahlung an atmosphärischen Streuelementen wie Regentropfen, Schneeflocken oder Hagelkörnern. Dafür wird elektromagnetische Strahlung mit einer Wellenlänge von etwa 1 bis 10 cm in Form sehr kurzer, energiereicher Pulse von einer gerichteten Parabolantenne ausgestrahlt. Wird ein Teilchen in der Atmosphäre von dieser Strahlung getroffen, wird sie in alle Richtungen gestreut. Ein Teil der Strahlung wird zum Radar zurückgestreut und dort wieder empfangen. Aus der

Laufzeit des Radarsignals zwischen Ausstrahlung und Empfang kann der Abstand zwischen Streuer und Radar bestimmt werden. Die Intensität des zurückgestreuten Signals, die Radarreflektivität, gibt Rückschlüsse über die Art und Intensität des Niederschlags. Eine ausführliche Darstellung findet man beispielsweise bei Sauvageot (1992).

Ein Niederschlagsradar führt in der Regel einen dreidimensionalen Scan durch. Dabei wird nach einem kompletten Umlauf von 360° (Azimuth) kontinuierlich die Elevation (Höhenwinkel) verändert. Eine Elevation von 0° bedeutet eine waagrechte Abstrahlung, 90° wäre ein Blick senkrecht nach oben. Bei annähernd waagerechter Abstrahlung nimmt die Höhe des Radarstrahls über der Erde wegen der Erdkrümmung mit zunehmender Entfernung zu. Bei einer Distanz von 200 km befindet sich der Radarstrahl der tiefsten Elevation (0.5° für das Karlsruher Radar) deshalb bereits in einer Höhe von 4 km über Grund. Bodennahe Niederschlagssysteme können in diesem Fall nicht mehr erfasst werden (Gysi, 1995). Da der Radarstrahl einen bestimmten Öffnungswinkel Θ hat, ergibt sich für den jeweiligen Ort der Messung ein bestimmtes Messvolumen, das mit wachsender Entfernung von der Station größer wird. Der dreidimensionale Öffnungswinkel wird gelegentlich als Hauptkeule bezeichnet.

Die Radarreflektivität

Die Radarreflektivität ist ein Maß für den Rückstreuquerschnitt von Streukörpern, die mit dem Radar detektiert werden können. Sie ist proportional zur Energie, die von sämtlichen Streuteilchen im Radarstrahl zur Antenne zurückgestreut wird. Die von der Antenne empfangene Energie hängt von vielen Faktoren ab, unter anderem von der Entfernung zum Radar, der Wellenlänge, der Antennenform und der ausgesendeten Energie. Für meteorologische Zwecke wird die Radarreflektivität in Abhängigkeit von den Eigenschaften der Streukörper und der Dämpfung bestimmt. Den Zusammenhang zwischen der Radarreflektivität und den spezifischen Radarparametern liefert die Radargleichung. Sie beschreibt den Zusammenhang zwischen der vom Radar abgestrahlten Leistung P_a und der wieder empfangenen Leistung P_e . Gemäß Sauvageot (1992) lautet die Radargleichung:

$$P_e = \frac{P_a G^2 \lambda^2 L^2}{(4\pi)^3} \frac{c\tau}{2} \frac{\eta}{r^2} \int_{\Omega} f^4(\theta, \Phi) d\Omega \quad (2.20)$$

G ist hierbei der Antennengewinn, der das Verhältnis der Strahlungsintensität durch die Bündelung der Antenne relativ zur isotropen Abstrahlung angibt, λ ist die Wellenlänge der Radarstrahlung, L die Dämpfung auf der Strecke vom Radar zum Zielobjekt und zurück, r die Entfernung der Streuer vom Radar, c die Lichtgeschwindigkeit

keit und τ die Pulsdauer. η ist die Radarreflektivität (siehe Gleichung 2.25). $f(\theta, \Phi)$ ist die antennenspezifische Intensitätsverteilung unter dem Azimutwinkel θ und dem Elevationswinkel Φ , für Parabolantennen sind diese beiden Werte gleich. Die Integration erfolgt über den Raumwinkel Ω des Pulsvolumens, wobei eine homogene Verteilung der Streuteilchen angenommen wird. Mit der Radargleichung kann die Reflektivität η für beliebige Streuer in einem Volumen berechnet werden.

Da bei Niederschlagsradargeräten die Streuer wesentlich kleiner als die Wellenlänge der Radarstrahlung (C-Band-Radar ≈ 5 cm) sind, kann der Rückstreuquerschnitt einzelner Streuer mit der Rayleigh-Näherung berechnet werden. Die Teilchen wirken dabei durch die Polarisierung, die von der einfallenden Radarstrahlung induziert wird, als oszillierende Dipolstrahler.

Diese Feldwirkung hängt von der Dielektrizitätskonstanten m des Teilchens sowie von deren Größe (Durchmesser D) und Form ab. Für den differentiellen Rückstreuquerschnitt σ ergibt sich nach der Rayleigh Approximation:

$$\sigma(D) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (2.21)$$

$|K|$ ist hierbei der Dielektrizitätsfaktor

$$K = \frac{(m^2 - 1)}{(m^2 + 2)}. \quad (2.22)$$

$|K|$ ist von der Temperatur und vom Aggregatzustand abhängig. Für Flüssigwasser ergeben sich Werte zwischen 0,91 und 0,93, für Eis beträgt der Wert 0,197.

Betrachtet man ein Ensemble aus vielen Hydrometeoren mit einer spektralen Anzahldichteverteilung $n(D)dD$, ergibt sich für das gesamte Volumen eine Gesamtanzahl-dichte von:

$$N_T = \int_0^\infty n(D) dD. \quad (2.23)$$

Die Radarreflektivität η ergibt sich aus der Summe der Rückstreuquerschnitte σ der individuellen Hydrometeore im Einheitsvolumen:

$$\eta = \int_0^\infty \sigma(D) n(D) dD \quad (2.24)$$

Unter Annahme der Rayleigh Approximation für kleine Partikel folgt mit Gleichung 2.21:

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int_0^\infty D^6 n(D) dD = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 Z \quad (2.25)$$

mit dem Radarreflektivitätsfaktor Z

$$Z = \int_0^\infty D^6 n(D) dD. \quad (2.26)$$

Der Radarreflektivitätsfaktor ist also stark abhängig vom Durchmesser des Streukörpers. Durch den großen Durchmesser der Hagelkörner ist die Rayleigh Approximation für Hagel nicht mehr gültig.

Z hat die Einheit mm^6m^{-3} . Die Angabe erfolgt oft in der logarithmischen Einheit dBZ:

$$Z(\text{dBZ}) = 10 \log [Z(\text{mm}^6\text{m}^{-3})].$$

Für Z ergibt sich beispielsweise für leichten Regen ein Reflektivitätsfaktor von $1 \text{ mm}^6\text{m}^{-3}$, was einem Wert von 0 dBZ entspricht. Für mäßigen Regen erhält man Werte um $Z=10^3 \text{ mm}^6\text{m}^{-3}$ (=30 dBZ), für starken Regen oder Hagel ergibt sich $Z=10^6 \text{ mm}^6\text{m}^{-3}$ oder 60 dBZ.

Die Z-R-Beziehung

Der Zusammenhang zwischen der Radarreflektivität Z und der Regenrate R (in mm h^{-1}) wird meist über die sogenannte Z-R-Beziehung hergestellt. Man verwendet dafür meist eine empirische Gleichung der Form

$$Z = aR^b \implies R = \left(\frac{Z}{a}\right)^{\frac{1}{b}}, \quad (2.27)$$

wobei a und b konstante Koeffizienten sind. Diese Koeffizienten sind von vielen Faktoren bestimmt, wie beispielsweise der Niederschlagsart, der Wolkenstruktur sowie der Stärke der Konvektion. Die am häufigsten verwendete Beziehung von Marshall und Palmer (1948) lautet:

$$Z = 200 R^{1,6}. \quad (2.28)$$

Sie gilt hauptsächlich für Niederschlag aus stratiformen Wolken. Für konvektive Niederschlagsereignisse wird häufig die Beziehung von Sekhon und Srivastava (1971) verwendet:

$$Z = 300 R^{1,35} \quad (2.29)$$

Da Schneeflocken durch den anderen Dielektrizitätsfaktor des Eises und durch die Kristallstruktur wesentlich mehr Radarstrahlung absorbieren als Wassertropfen wird die Z-R-Beziehung hierfür folgendermaßen angegeben (Sekhon und Srivastava, 1970):

$$Z = 1780 R^{2,21} \quad (2.30)$$

Bei allen Gleichungen ist Z in $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ und R in mm h^{-1} angegeben. In Gleichung (2.30) ist R die dem Schnee äquivalente Regenmenge. Beim Niederschlagsradar des Forschungszentrum Karlsruhe werden folgende Werte für die Faktoren a und b verwendet (Gysi, 1995):

- a : im Sommer 300 und im Winter für Regen 200, für Schnee 1800
- b : im Sommer 1,5 und im Winter für Regen 1,6, für Schnee 2,2

Auch das sind empirische Werte, die aus langjährigen Beobachtungen und Vergleichsmessungen zwischen Radar und Niederschlagsmessungen an Bodenstationen abgeleitet wurden.

Radareffekte

Bei der Niederschlagsbeobachtung mit dem Radar ergeben sich eine Reihe von Effekten, die zu Fehlinterpretationen der Radardaten führen können.

- **Das "Helle Band"**

In der Schmelzzone, wo feste Niederschläge wie Schnee und Graupel in Regen übergehen, ist die Reflektivität stark erhöht. Dieser Effekt wird als 'Helles Band' (engl. bright band) bezeichnet. Die Bezeichnung stammt noch aus der Zeit der Einfarben-Analog-Bildschirme, wo eine höhere Reflektivität durch ein helleres Signal angezeigt wurde. Wenn Schnee und Eisteilchen die Nullgradgrenze passieren, beginnen sie zu schmelzen. Die Oberfläche wird dabei von einem Wasserfilm umschlossen. Wasser hat einen wesentlich höheren Dielektrizitätsfaktor als Eis ($K(\text{Wasser})=0,93$, $K(\text{Eis})=0,2$). Der Durchmesser der Partikel in diesem Stadium ist allerdings wesentlich größer als der von Regentropfen, so dass in Kombination mit dem veränderten Dielektrizitätsfaktor eine höhere Reflektivität folgt. Bei einem Vertikalschnitt durch die Atmosphäre erscheint die Schmelzzone dann tatsächlich als helles Band. Dieser Effekt ist bei stratiformen Niederschlägen stärker erkennbar als bei schauerartigen Regenfällen. Üblicherweise befindet sich die Schmelzzone etwa 200 bis 500 m unterhalb der Nullgrad-Grenze. Sind die Niederschläge bis zum Erdboden noch vollständig gefroren, gibt es kein Helles Band. In vielen Fällen bereitet

es Schwierigkeiten, zwischen dem Hellen Band und einer konvektiven Zelle zu unterscheiden.

- **Bodenechos**

Bodenechos (engl. ground clutter) treten auf, wenn der Radarstrahl auf feste Hindernisse wie Gebäude oder Gebirgszüge trifft. Sie treten bei niedrigen Elevationen häufig auf. Zur Korrektur dieser Effekte kann beispielsweise eine Karte mit den Stördaten erstellt werden. Dann werden die durch die Bodenechos verursachten Reflektivitäten von den Reflektivitäten der Niederschläge abgezogen. Ein besseres Verfahren ist jedoch die Verwendung eines Dopplerfilters. Das IMK-Radar ist ein sogenanntes Doppler-Radar. Damit kann durch die Berücksichtigung des Doppler-Effekts die radiale Geschwindigkeit eines Zielobjektes bestimmt werden. Bei Verwendung des Dopplerfilters werden alle Echos, die keine radiale Geschwindigkeit ausweisen, unterdrückt.

Eine weitere Art von Bodenechos, sogenannte Anaprop Echos entstehen, wenn der Radarstrahl an einer Inversion stärker als üblich gebrochen wird. Dabei werden Bodenechos von Hindernissen verursacht, die normalerweise nicht vom Radarstrahl erreicht werden. Auch dieser Effekt kann mit einem Dopplerfilter herausgefiltert werden.

- **Abschattung und Dämpfung**

Der Radarstrahl kann durch orografische Hindernisse teilweise oder vollständig abgeschattet werden. Somit sind die gemessenen Reflektivitäten, die hinter einem Gebirgszug liegen, teilweise deutlich geringer. Zur Korrektur dieses Effekts können die Reflektivitäten der höheren Elevationen für diese niedrigen Schichten extrapoliert werden oder es wird eine Korrektur anhand langjähriger Mittelwerte und Bodenmessungen durchgeführt. Beim IMK-Radar am Forschungszentrum Karlsruhe ist die Elevation mit einem Höhenwinkel von $2,0^\circ$ die tiefste Elevation, die von keiner Abschattung mehr betroffen ist.

Ein weiterer Effekt ist die Dämpfung der Radarstrahlung durch starke Niederschläge. Besonders hinter konvektiven Zellen ist die Reflektivität häufig deutlich zu schwach angegeben. Eine Korrektur kann mittels einer rekursiven Korrekturformel erfolgen. Wie Blahak (2005) zeigte, ist eine Extinktionskorrektur aufgrund der hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität operationell nicht möglich.

Detektion von Hagel mit dem Radar

Ein Problem bei der Detektion von Hagel aus Radardaten ergibt sich, weil die Rayleigh-Approximation aufgrund der Größe der Hagelkörner nicht mehr gültig ist (Sauvageot, 1992). Die Bestimmung des Verhältnisses zwischen Größe der Hagelkörner und der zurückgestreuten Radarstrahlung ist deshalb sehr komplex. Auch die Oberflächen von Hagelkörnern sind sehr unterschiedlich strukturiert, ebenso kann ihre Form deutlich differieren. Ein weiterer erschwerender Faktor ist die oft geringe horizontale Ausdehnung von Hagelgebieten, möglicherweise sogar geringer als die Auflösung des Radars. Es gibt mehrere Ansätze die den Radarreflektivitätsfaktor als Funktion des Durchmessers der Hagelkörner unter Annahme einer gleichmäßigen Größenverteilung beschreiben. Nach Waldvogel et al. (1978) ergibt sich hierfür folgender aus Messungen ermittelter Ansatz für Z in mm^6m^{-3} :

$$Z = 0,0803 N D^7 \quad [\text{mm}^6\text{m}^{-3}]. \quad (2.31)$$

N ist hierbei proportional zur Anzahl der Streukörper.

Andere Ansätze behandeln das Verhältnis zwischen dem Reflektivitätsfaktor und der kinetischen Energie des Hagels (Waldvogel et al., 1978). Nach Hohl et al. (2002) fällt schadenrelevanter Hagel nur aus Zellen mit einer Reflektivität von mindestens 55 dBZ. Diese Reflektivität muss mehr als 30 Minuten innerhalb der Lebensdauer einer Zelle auftreten. Der Fluss der kinetischen Energie \dot{E} in Abhängigkeit vom Radarreflektivitätsfaktor Z (in mm^6m^{-3}) ist dabei definiert als:

$$\dot{E} = 5 \times 10^{-6} Z^{0,84} \quad [\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1}]. \quad (2.32)$$

Diese $Z - \dot{E}$ Beziehung wurde aus Messungen der Energie der Hagelkörnern mithilfe von sogenannten *hailpads* abgeleitet (Waldvogel et al., 1978). Diese Hagelplatten bestehen aus einem Material, in dem fallende Hagelkörner beim Aufprall einen Abdruck entsprechend ihrer Größe und Aufprallgeschwindigkeit hinterlassen.

Die Gleichung 2.32 muss über die Zeit t und die Fläche integriert werden, um die Summe der auf eine horizontale Fläche wirkenden kinetischen Energie zu erhalten. Eine hohe Radarreflektivität deutet entsprechend Gleichung 2.31 auf eine große Anzahl N an Hydrometeoren oder auf einen großen Durchmesser hin. Die in Gleichung 2.32 beschriebene kinetischen Energie hängt neben der Dauer des Niederschlags ebenfalls von diesen Faktoren ab.

Waldvogel et al. (1978) kommen zu der Schlussfolgerung, dass die Übereinstimmung zwischen der Berechnung der kinetischen Energie aus Radardaten und der Messung

mit Hilfe der Hagelplatten sehr groß ist. Die Abweichung beträgt nur wenige Prozent. Die Standardabweichung der Verhältnisse der kinetischen Energie zwischen mechanischen Hagelmessungen und Radarmessungen beträgt aus mehreren Versuchen 20%. Auch ist die Kenntnis des genauen Streuverhaltens von Hagelkörnern und des Beitrags von Regen und Hagel zur Reflektivität sowie eine genaue Eichung des Radars zur exakten Messung der kinetischen Energie nicht notwendig (Waldvogel et al., 1978). Der Korrelationskoeffizient zwischen der aus Radarmessungen und den Ergebnissen der Hagelplatten abgeleiteten kinetischen Energie beträgt 0,7. Dementsprechend liefert dieses Berechnungsverfahren zuverlässige Werte bei der Bestimmung der kinetischen Energie aus den Radardaten.

Da die Formeln zur Berechnung der kinetischen Energie an das spezifische Radar angepasst wurden, ist die Übereinstimmung für Radargeräte anderer Bauart und Wellenlänge nicht mehr mit dieser Genauigkeit anwendbar. Daher wird in der vorliegenden Arbeit nur der Radarreflektivitätsfaktor Z betrachtet.

2.5 Schadenwirkung von Hagel auf Gebäude

Die Auswirkung von Hagelschlag auf Gebäude ist von mehreren Faktoren abhängig. Ganz entscheidend wird die Höhe des Schadens von der Anzahl der Hagelkörner sowie von deren maximaler und durchschnittlicher Größe beeinflusst. Windböen können die fallende Hagelkörner beschleunigen und die Schadenwirkung erhöhen. Durch horizontale Komponenten der Windgeschwindigkeit können auch Fassaden, Fenster und Rollläden durch Hagel beschädigt werden. Ein wichtiger Faktor ist auch die Vulnerabilität (Schadenanfälligkeit) eines Gebäudes.

Die Höhe der Hagelschäden an Gebäuden, die in dieser Arbeit betrachtet werden, ist wiederum abhängig von Typ und Alter der Gebäudestruktur. Auch der technische Zustand eines Gebäudes und die verwendeten Baumaterialien haben einen entscheidenden Einfluss auf die Vulnerabilität eines Gebäudes. Ebenso spielt die Abschattung eines Bauwerks durch Bäume oder andere Gebäude eine Rolle. Das Gefahrenpotential in einer Region ergibt sich aus der Anzahl der Gebäude und der Bebauungsdichte.

Oft sind neue Gebäude mit modernen Elementen wie Wintergärten und Dachfenstern stärker gefährdet als Gebäude nach traditioneller Bauweise. Auch Dächer aus Blech haben eine größere Vulnerabilität als herkömmliche Ziegeldächer. Gemäß einer Untersuchung aus der Schweiz von Stucki und Egli (2007) sind fast 90% aller gemeldeten Schäden an Wohngebäuden aufgetreten. Davon fällt der größte Teil auf

beschädigte Rollläden, Farbabplatzungen an Fassaden und Schäden an Dächern. Die von der Versicherung angegebene Schadenssumme hängt auch markant davon ab, welche Leistungen in die Versicherung eingeschlossen sind. Auf die Versicherungsdaten wird im folgenden Kapitel eingegangen.

Kapitel 3

Verwendete Daten

3.1 Versicherungsdaten

Die Daten für die Analyse der Hagelereignisse in Baden-Württemberg beruhen auf einer Statistik für Elementarschadendaten der SV-Gebäudeversicherung der Jahre 1986 bis 2007. Die Versicherung unterscheidet folgende Arten von Elementarschäden:

- Sturm
- Hagel
- Hochwasser und Überschwemmung
- Schneedruck und Lawinen
- Erdbeben, Erdfall und Erdrutsch

Hagelschäden stehen mit einem Anteil von fast 25% an den Gesamtschäden nach Winterstürmen und Hochwasser an dritter Stelle (Abb 3.1).

Bis 1994 war in Baden-Württemberg die Elementarschadenversicherung eine Pflichtversicherung für alle Privat-, Industrie- und Gewerbegebäude. Die damalige Gebäudeversicherung hatte ebenfalls bis zum Jahr 1994 eine Monopolstellung. Die vorliegenden Versicherungsdaten garantieren also bis zu diesem Jahr eine vollständige Abdeckung für ganz Baden-Württemberg. Ab dem Jahr 1994 wurde die Versicherungspflicht sowie die Monopolversicherung abgeschafft. Die Daten und die bestehenden Verträge gingen an die heutige SV-Gebäudeversicherung über. Heute erfolgt eine Elementarschadenversicherung nur noch auf freiwilliger Basis. Außerdem kann sie inzwischen auch bei anderen Versicherungsunternehmen abgeschlossen werden.

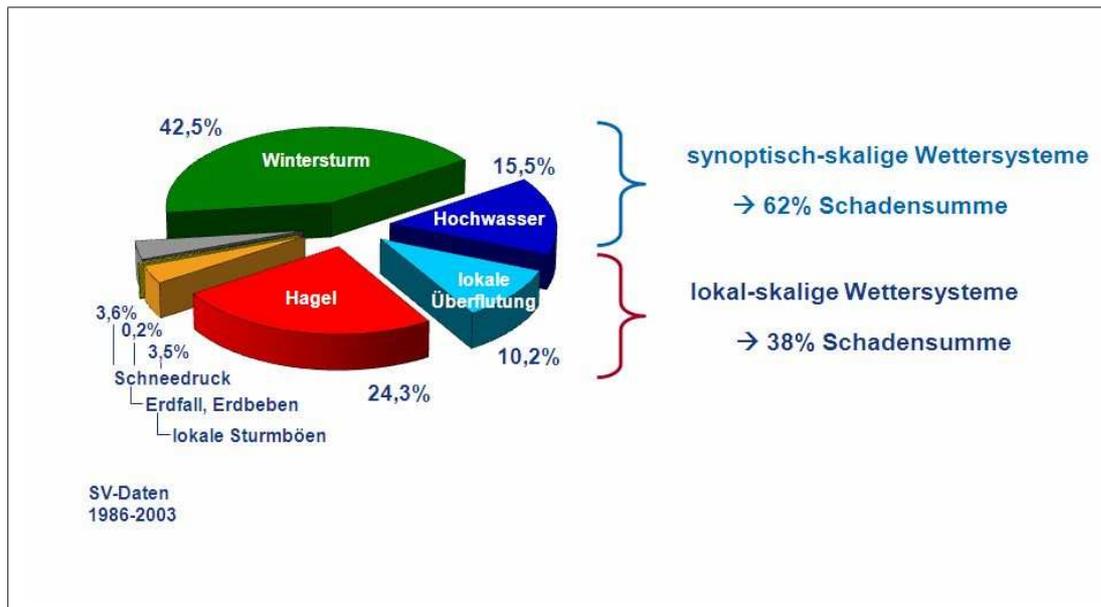


Abb. 3.1: Elementarschäden der Jahre 1986 bis 2004 (SV-Versicherung).

Es folgte nach Abschaffung der Pflichtversicherung eine kontinuierliche Abnahme der Versicherungsverträge. Die Daten wurden daher entsprechend korrigiert. Die Aufbereitung der Daten wurde im wesentlichen für statistische Auswertungen von Weber (2006) durchgeführt.

Die Versicherungsdaten der SV-Versicherung wurden dem Institut für Meteorologie und Klimaforschung im Rahmen des Projektes KLARA (Klimawandel - Auswirkungen, Risiken, Anpassung (Kottmeier et al., 2005)) des Landes Baden-Württemberg zur Verfügung gestellt (Kunz und Kottmeier, 2005). Es sind jeweils für einen Schadentag die Anzahl der Schadensmeldungen sowie die Schadenssummen für 5-stellige Postleitzahlengebiete aufgelistet. Insgesamt erfasst die Auflistung 21069 Datensätze. Die Schadenssummen sind auf das Preisniveau des Jahres 2005 normiert und müssen deshalb nicht mehr bezüglich der Inflation korrigiert werden.

Die vorliegenden Vertragsdaten listen für jeden Postleitzahlenbereich jährlich die Anzahl der Verträge, den Nettobeitrag, den Versicherungsanschlag bezogen auf das Jahr 1914 und die Versicherungssumme auf.

Der Nettobeitrag ist der zur Deckung der Schadenaufwendungen bestimmte Teil des Beitrags, der sogenannte Schadenbedarfsbeitrag. Bei der Gebäudeversicherung werden die Versicherungssumme und der Betrag für das Basisjahr 1914 berechnet. Dieser Beitrag wird mit dem sogenannten gleitenden Neuwertfaktor multipliziert und auf das heutige Preisniveau umgerechnet. Der gleitende Neuwertfaktor berücksichtigt die Entwicklung der Baupreise und Arbeitslöhne im Baugewerbe. Im Schadensfall wird der tatsächlich entstandene Schaden bezahlt, das heißt alle Re-

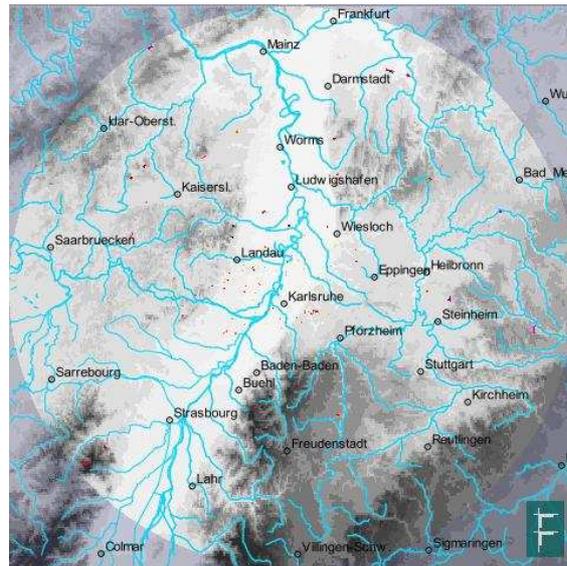


Abb. 3.2: Gebiet des IMK-Radars am Forschungszentrum Karlsruhe

paraturen, die zur Wiederherstellung des ursprünglichen Zustands notwendig sind. Der Versicherungswert von Gebäuden ist der ortsübliche Neubauwert, entsprechend der Bauweise, Größe und Ausstattung nach Preisen des Jahres 1914 in Goldmark. Die Haftung des Versicherers wird an die Baupreisentwicklung angepasst. Entsprechend ändert sich auch die Höhe der Prämie durch Erhöhung oder Verminderung des gleitenden Neuwertfaktors. Der gleitende Neuwertfaktor orientiert sich am vom Statistischen Bundesamt veröffentlichten Baupreisindex für Gebäude sowie am Tariflohnindex für das Bauhandwerk in den Monaten April und Mai des Vorjahres. Bei der Aufbereitung der Daten ergaben sich Probleme zum einen durch fehlende Postleitzahlen und/oder fehlende Gemeindefnamen. Teilweise war eine Zuordnung nicht möglich. Zum großen Teil lagen die Daten schon im aufbereiteten Zustand vor (Weber, 2006). Bei 1402 Schadenmeldungen ist der Schaden mit null Euro angegeben, was daran liegt, dass der Schaden geringer war als der bei einer Vielzahl von Verträgen vereinbarte Selbstbehalt. Über diesen Selbstbehalt liegen keine weiteren Angaben vor. Bei den Analysen wurde dies daher nicht weiter berücksichtigt. Die Schadenmeldungen aus den Monaten Oktober bis März wurden nicht berücksichtigt, da in diesen Monaten Hagelereignisse sehr unwahrscheinlich sind. Dadurch wurde ein Anteil von nur 0,3% der Gesamtschadenssumme nicht mit einbezogen.



Abb. 3.3: Das C-Band-Dopplerradar am Forschungszentrum Karlsruhe

Tab. 3.1: Technische Daten des IMK-Radars am Forschungszentrum Karlsruhe

Gerät	C-Band-Doppler-Radar METEOR 360 AC
Hersteller	Gematronic GmbH, Neuss
Frequenz	5620 MHz
Wellenlänge	5,4 cm
Pulsleistung	250 kW
Pulswiederholfrequenz	250 bis 1150 Hz
Pulsdauer	0,85ms (short pulse), 2,0 ms (long pulse)
Keulenbreite -3dB	0,98° (Hauptkeule)
Antennendurchmesser	4,2 m
Gain (Antennengewinn)	44,7 dB
Messbereich Reflektivität	-31,5 bis +95 dBz
Auflösung	1° azimuthal, 500m radial

3.2 Radardaten

Die Radardaten, die in dieser Arbeit verwendet werden, stammen vom Radar des IMK am Standort Forschungszentrum Karlsruhe (Abb. 3.3). Die Daten liegen für den Zeitraum der Jahre 1997 bis 2007 vor. Das Radar befindet sich im Rheintal (49°05'33"N, 008°26'13"E) in einer Höhe von 148 m NN. In der unmittelbaren Umgebung ist es relativ flach, im Nordosten erstreckt sich der Odenwald mit Höhen bis über 600 m, im Osten der Kraichgau und im Südosten der Nordschwarzwald mit Höhen bis 1200 m (Abb. 3.2). Westlich des Rheintals befindet sich der Pfälzer Wald, der in dieser Untersuchung nicht weiter betrachtet wird.

Es handelt sich bei der Anlage um ein C-Band Doppler-Radar (technische Daten siehe Tabelle 3.1). Die Scan-Strategie umfasst:

- einen vollständigen Volumenscan der Reflektivität und Dopplergeschwindigkeit mit einem Radius von 120 km in 14 Elevationen (0.4°, 1.1°, 2.0°, 3.0°, 4.5°,

6.0°, 7.5°, 9.0°, 11.0°, 13.0°, 16.0°, 20.0°, 24.0°, 30.0°)

- einen Scan der Reflektivität mit einem Radius von 300 km mit einer Elevation von 1.0°
- einen weiteren Volumenscan (nur Reflektivität) mit Radius 120 km

Als Messgrößen erhält man die Reflektivität und die Radialwindkomponente. Aus diesen Rohdaten werden die Niederschlagsintensität, der vertikale Flüssigwassergehalt und das Windprofil bestimmt. Die Auflösung der Rohdaten ist radial 500 m und azimutal 1,0°. Die aus den Rohdaten abgeleiteten Produkte haben eine Auflösung von 500 m × 500 m. Die Rohdaten aller Niederschlagsereignisse werden archiviert. Um eine konstante Genauigkeit des Radars zu gewährleisten, findet einmal monatlich eine Kalibrierung mithilfe eines Signalgenerators statt. Außerdem werden die Messdaten regelmäßig mit Niederschlagsmessungen ausgewählter Bodenstationen im Umkreis von 120 km verglichen.

3.3 Untersuchungsgebiet

Es wurden nur Hagelereignisse betrachtet, die im Untersuchungsgebiet liegen (siehe Abb. 3.4). Da die Versicherungsdaten nur für Baden-Württemberg vorliegen, werden auch nur die Radardaten dieses Gebietes berücksichtigt. Dadurch ist der gesamte nordwestliche Teil von Baden-Württemberg erfasst.

Das Untersuchungsgebiet gliedert sich in folgende geographische Regionen (Abb. 3.5):

- **Rheintal:** Das Oberrheintal ist die niedrigste Region im Untersuchungsgebiet mit Höhenlagen zwischen 300 m NN im Süden und weniger als 100 m NN im Norden. Neben ausgedehnten Wäldern wird Ackerbau und in den Randlagen Weinbau betrieben. Die westliche Grenze des Untersuchungsgebietes wird durch den Rhein vorgegeben.
- **Nordschwarzwald:** Der Nordschwarzwald befindet sich östlich des Rheintals. Das Gebiet ist hauptsächlich bewaldet. Täler schneiden sich tief in die Topographie ein. Die höchsten Gipfel erreichen Höhenlagen von fast 1200 m NN. Im Süden wird diese Region durch das Kinzigtal abgeschlossen.
- **Kraichgau:** Der Kraichgau befindet sich nördlich des Schwarzwalds in Höhenlagen um 250 m NN. Die Landschaft ist hügelig, es finden sich hauptsächlich Felder, auf denen Ackerbau betrieben wird.

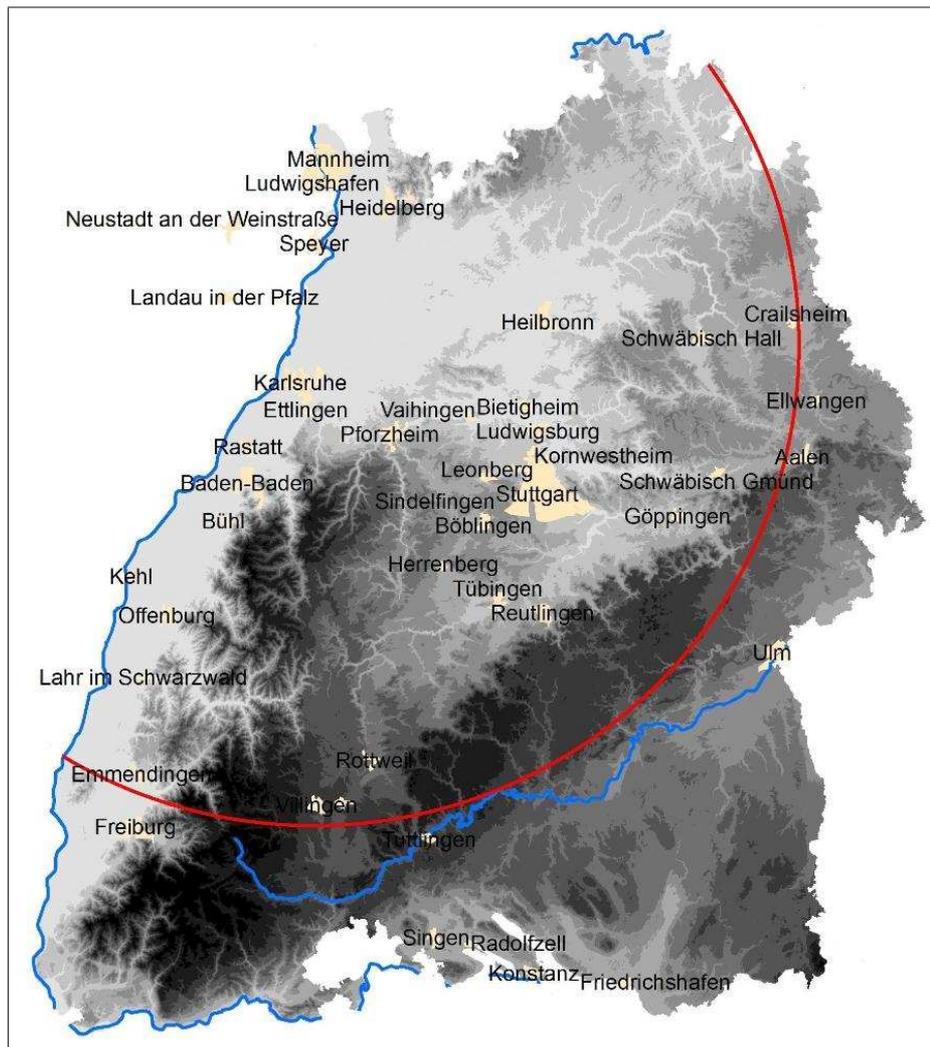


Abb. 3.4: Das Untersuchungsgebiet ist der Teil des IMK-Radargebiets, der in Baden-Württemberg liegt. Der Rand des Radargebiets ist rot dargestellt.

- **Odenwald:** Im nördlichen Baden-Württemberg an den Grenzen zu Hessen und Bayern befindet sich der Odenwald. Nur sein südlicher und östlicher Teil gehört zum Untersuchungsgebiet. Die Gipfel reichen bis in Höhenlagen um 600 m NN. Auch der Odenwald ist zu großen Teilen bewaldet.
- **Hohenloher Ebene:** Die Hohenloher Ebene erstreckt sich im nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebiets in Höhenlagen um 400 m NN. Die leicht hügelige Landschaft ist geprägt von Feldern und Wiesen.
- **Schwäbische Alb:** Die südliche und südöstliche Grenze des Beobachtungsgebiets stellt die Schwäbische Alb dar. Die Schwäbische Alb ist ein Höhenzug, der sich quer durch Baden-Württemberg in Richtung Nordost-Südwest erstreckt. Die recht steile nordwestliche Kante erreicht im östlichen Teil Höhen

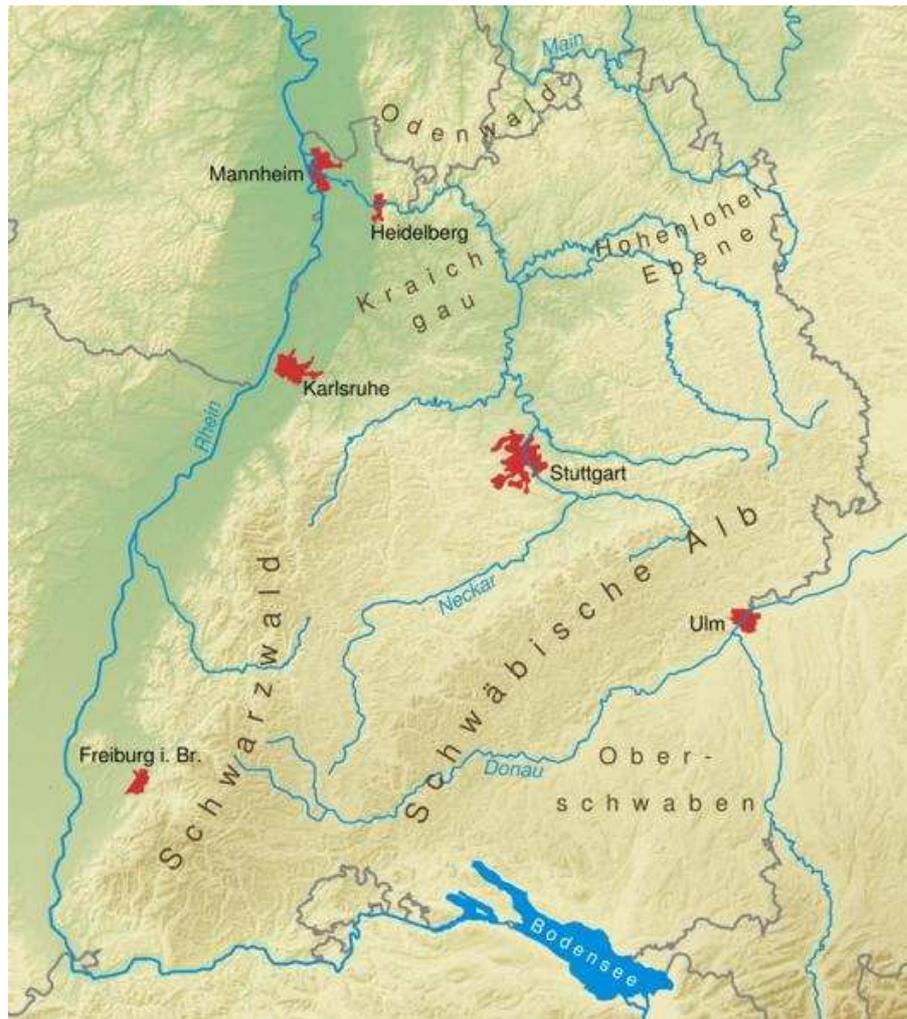


Abb. 3.5: Regionen in Baden-Württemberg: Im Untersuchungsgebiet liegen der Nordschwarzwald, die Schwäbische Alb, der Kraichgau, die Region um Stuttgart und der westliche Teil Hohenloher Ebene

bis 700 m NN, im Westen sogar bis knapp 1000 m NN. Nach Süden hin fällt die Alb sehr flach in Richtung des Donautals ab. Die nordwestliche Kante ist hauptsächlich bewaldet, auf der hügeligen Hochfläche findet auch Ackerbau statt.

- **Albvorland / Neckartal:** In dem Dreieck zwischen Schwäbischer Alb und Schwarzwald erstreckt sich eine teils bewaldete, teils für Ackerbau genutzte Landschaft in Höhenlagen von über 600 m NN im Westen und 300 m NN im Osten. Markant in dieser Gegend ist das Neckartal. Im Schwarzwald ist es zunächst tief eingeschnitten, nach Osten wird die Umgebung flacher.

In Abbildung 3.6 werden die 5-stelligen Postleitzahlengebiete Baden-Württembergs dargestellt für die die Versicherungsdaten vorliegen.



Abb. 3.6: 5-stellige Postleitzahlengebiete in Baden-Württemberg.

3.4 Bisheriger Stand der Forschung

Mehrere Forschergruppen und Versicherungsunternehmen befassen sich in Europa mit dem Thema Hagel. Besonders in der Schweiz hat die Forschung in diesem Gebiet eine lange Tradition. In den 1980er Jahren wurden dort mehrere Großversuche zur Hagelabwehr durch das Impfen von Wolken durchgeführt (Federer et al., 1986). Auch gibt es viele Arbeiten zur Detektion von Hagel mit Radar und zur Ableitung der kinetischen Energie aus der Radarreflektivität (Hohl et al., 2002), zum Zusammenhang zwischen der Blitzaktivität bei Gewitterstürmen und der aus Radardaten abgeleiteten kinetischen Energie der Hagelkörner (Hohl und Schiesser, 2000). Von Schiesser et al. (1999) wurde eine Studie zu einem Hagelunwetter in Luzern im

Jahr 1998 veröffentlicht, die sich ebenfalls mit den Schäden an Gebäuden und in der Landwirtschaft in Verbindung mit Radardaten befasst hat. Dort wurde hauptsächlich die aus der Radarreflektivität berechnete kinetische Energie in Relation zu den an die Versicherung gemeldeten Schäden betrachtet. Die Grundlagen für diese Studien wurden schon durch Waldvogel et al. (1978) veröffentlicht.

Inzwischen wird mit Unterstützung des Rückversicherungsunternehmens Swiss Re das Hagelgefährdungsmodell *HailCalc* betrieben. Nach Auswertung der Radardaten vieler Hagelereignisse in ganz Mitteleuropa wird die Hagelgefährdung in fünf Gefährdungsklassen eingeteilt. In Abbildung 3.7 ist die Gefährdungslage in Mitteleuropa dargestellt. Die Auflösung dieses Modells ist relativ gering. Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit wird fast einheitlich als stark gefährdet eingestuft.

Auch im Elementarschutzregister Hagel (Stucki und Egli, 2007) sind Abschätzungen der Hagelgefährdung in der Schweiz mit extremwertstatistischen Ansätzen zu finden. Dort wird die Korngröße der Hagelkörner betrachtet. Auch dort ist die horizontale räumliche Auflösung relativ gering. Die größte Hagelgefährdung in der Schweiz ergibt sich demnach im Mittelland und entlang des Schweizer Jura. Die geringste Gefährdung ergibt sich im hochalpinen Bereich.

Für Deutschland und das Untersuchungsgebiet gibt es bislang keine genaueren Erkenntnisse über die Hagelgefährdung.

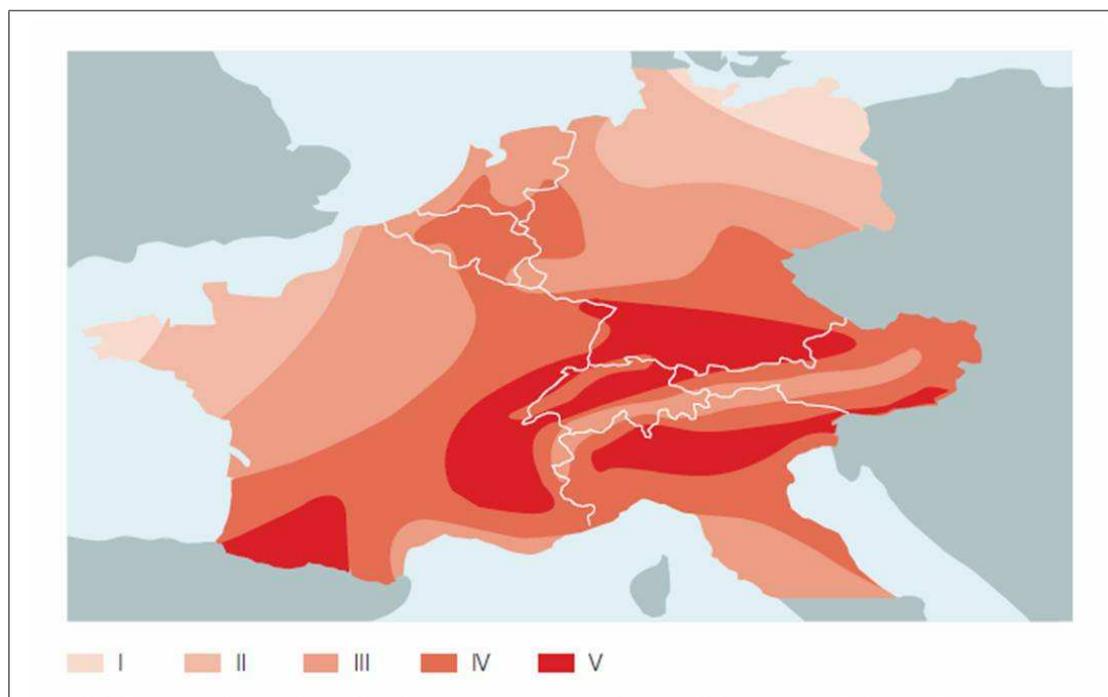


Abb. 3.7: Hagelgefährdung in den von dem Hagelmodell *HailCalc* erfassten Regionen Europas. Die Klassifizierung erfolgt in fünf Stufen von I (geringe Gefährdung) bis V (hohe Gefährdung). Quelle: Swiss Re Fokus Report (Zimmerli, 2005)

Kapitel 4

Methoden

4.1 Aufbereitung der Versicherungsdaten

Die nachfolgenden Auswertungen erfolgten nur für Tage mit besonders vielen Schadenmeldungen und besonders hohen Schadenssummen. Dafür wurde ein Schadenindex gebildet, um den Hagelereignissen eine Rangfolge des Schadensausmaßes zuweisen zu können. Bei der Bildung dieses Schadenindex ist berücksichtigt, dass die Anzahl der Verträge und die Versicherungssumme sich von Jahr zu Jahr ändert. Während im Jahr 1994, dem letzten Jahr der Pflichtversicherung ein Höchststand von 2.633.653 Verträgen vorlag, erreichte die Zahl im Jahr 2002 mit 1.835.939 Verträgen einen Tiefpunkt. Auf dieser Basis wurde ein Korrekturfaktor gebildet, um die Anzahl und Höhe der Schäden miteinander vergleichbar zu machen und jährliche Änderungen des Portfolios zu eliminieren (Weber, 2006). Bei der Bildung des Korrekturfaktors wurden die Versicherungssummen der jeweiligen Jahre um den gleitenden Neuwertfaktor bereinigt. Aus den vorhandenen Daten wurde dann die mittlere Versicherungssumme aus den Jahren 1986 bis 2007 gebildet. Schließlich wurde der Quotient aus der mittleren Versicherungssumme aller Schadenjahre und der Versicherungssumme des jeweiligen Jahres gebildet.

Nach Anwendung dieses Korrekturfaktors auf die Daten wurde ein Schadenindex gebildet, der die Stärke der Hagelschäden nach den bereinigten Schadenssummen klassifiziert. Nach diesem Schadenindex kann das Ausmaß eines Hagelereignisses bestimmt werden und einzelne Ereignisse aus den verschiedenen Jahren miteinander verglichen werden.

In Tabelle 4.1 sind die 20 stärksten Hagelereignisse nach dem Schadenindex aufgelistet. Es werden nur Ereignisse aufgeführt, die im Untersuchungsgebiet liegen. Alle in dieser Arbeit untersuchten Hageltage sind im Anhang A aufgelistet.

Tab. 4.1: Die 20 stärksten Hagelereignisse im Zeitraum 1997 bis 2007 nach SV-Versicherungsdaten.

Schadenindex	Tag	Schadenssumme in €	Schadenanzahl
1	28.06.2006	171.262.120.60	11393
2	24.06.2002	56.582.919.19	14969
3	20.06.2002	37.140.418.26	14888
4	08.07.2004	36.679.269.31	17750
5	29.07.2005	42.006.787.90	15239
6	21.06.2002	9.532.614.46	4975
7	20.07.2007	11.060.618.69	6756
8	02.06.1999	9.713.612.21	4464
9	31.05.2003	7.086.568.53	3198
10	14.06.2003	6.434.807.76	3238
11	23.06.2002	5.672.261.04	2508
12	07.07.2000	6.384.667.74	3553
13	05.07.1999	6.807.132.19	4049
14	22.07.2003	4.895.251.92	2505
15	27.04.1998	4.372.799.16	3080
16	08.05.2003	3.455.350.69	1412
17	12.08.2004	2.905.851.10	2040
18	25.06.2006	2.973.326.45	1529
19	16.07.2003	2.002.219.18	1509
20	25.06.2005	2.087.053.68	1542

4.2 Identifikation von Zugbahnen aus Radardaten - TRACE3D

Die Auswertung der Radardaten wurde mit dem durch Handwerker (2002) entwickelten Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D mithilfe einer MATLAB-Routine durchgeführt. Dieser Algorithmus identifiziert in den Volumendatensätzen der Radarreflektivität konvektive Zellen und verfolgt deren Zugbahn räumlich und zeitlich. TRACE3D wurde entwickelt, um unter Verwendung von Radardaten den Wachstums- und Zerfallsprozess von Gewitterzellen zu untersuchen. Das Ziel von TRACE3D ist es, den Einfluss der Orografie auf die Gewitterentwicklung, typische Zugbahnen und bevorzugte Regionen für die Entstehung und den Zerfall von konvektiven Zellen zu erkennen. Der Algorithmus arbeitet in zwei Schritten: zuerst werden einzelne Gewitterzellen identifiziert, deren Zugbahn anschließend verfolgt wird.

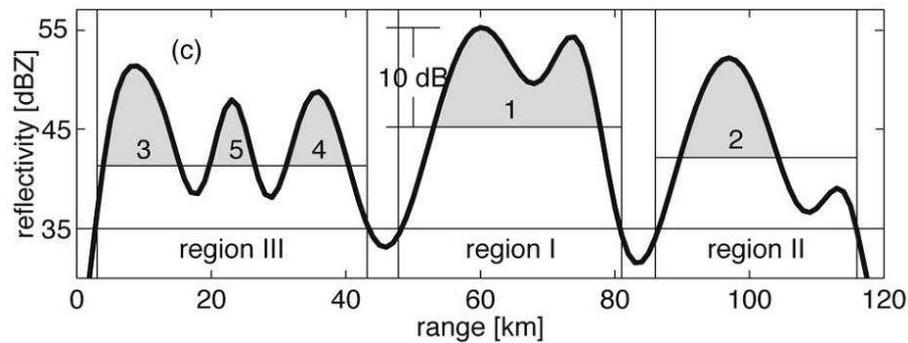


Abb. 4.1: Reflektivität als Funktion der Entfernung vom Radar mit drei detektierten Reflektivitätsmaxima. Innerhalb jedes Maximums werden die Reflektivitätszentren berücksichtigt, die maximal 10 dBZ unterhalb des absoluten Maximums in diesem Bereich liegen (Handwerker, 2002).

4.2.1 Identifikation konvektiver Zellen

Zuerst werden zusammenhängende Gebiete mit einer Reflektivität über einem festen Schwellenwert von 35 dBZ bestimmt. In Abbildung 4.1 werden auf diese Weise drei Regionen identifiziert. Innerhalb jedes Gebietes werden mit einem zweiten Schwellenwert, der 10 dBZ unterhalb der maximalen Reflektivität liegt, sogenannte Reflektivitätskerne (reflectivity cores, RC) definiert. In Abbildung 4.1 sind diese RCs grau hinterlegt. Diese RCs dienen als Grundlage für die weitere Berechnung der Zugbahn.

Die im Kapitel 2.4 genannten Fehlerquellen des Radars werden durch das Programm TRACE3D teilweise kompensiert:

- Idealerweise sind die verwendeten Daten frei von Bodenechos. Um diese jedoch komplett auszuschließen, werden Radardaten unterhalb einer bestimmten Höhe über Grund, in der Regel 1 km, nicht berücksichtigt.
- Starke konvektive Niederschläge führen zu einer gewissen Dämpfung des Radarsignals. So wird die Reflektivität im Schatten von intensiven Zellen häufig unterschätzt. Um diese Effekte zu minimieren, erhöht TRACE3D die Reflektivitätswerte mit zunehmendem Abstand vom Radar um typischerweise 0,02 dB/km (Handwerker, 2002).
- Die vertikale Ausdehnung des Hellen Bandes ist meistens nur sehr gering. In TRACE3D muss deshalb ein RC in mindestens zwei verschiedenen Elevationen sichtbar sein. Das führt zu einer weiteren Ungenauigkeit, da in größerer Entfernung zum Radar auch mehr Werte ausgefiltert werden, weil die Elevationen größere Höhendifferenzen aufweisen.

- Auch räumlich sehr gering ausgedehnte RCs, die beispielsweise durch Bodenechos zustande kommen, werden vernachlässigt. Ein RC muss eine entsprechend große Fläche abdecken ($> 2 \text{ km}^2$).
- Nahe beieinanderliegende RCs (siehe Region III in Abb. 4.1) entstehen häufig durch die Eigenheiten des Radars. Während in der Nähe des Radarstandortes die räumliche Auflösung sehr hoch ist, nimmt sie mit zunehmendem Abstand ab. Kleine Hindernisse wie zum Beispiel Kamine in der Nähe des Radars, führen in größerer Entfernung zu einem verhältnismäßig großen abgeschatteten Gebiet. Zellen in diesem Bereich werden dadurch getrennt angezeigt. Wenn RCs sehr nahe beieinander liegen, verschmilzt TRACE3D diese Zellen wieder zu einem zusammenhängenden RC.

Problematisch ist auch, dass verschiedene meteorologisch bedingte Echos wie beispielsweise starke stratiforme Niederschläge ähnliche Reflektivitäten erreichen wie schwache Gewitterzellen. Diese werden jedoch bei der späteren Zellverfolgung größtenteils erkannt und eliminiert. Alle durch dieses Verfahren ermittelten RCs werden mit Hilfe des nachfolgend beschriebenen Verfolgungs-Algorithmus bezüglich ihrer Zugbahn weiter untersucht.

4.2.2 Verfolgung der Zugbahn von Gewitterzellen

Nach der Identifikation eines RC innerhalb einer Volumenscans versucht TRACE3D eine Zelle im vorherigen Volumenscan dieser Zelle zuzuordnen. Dafür wird zuerst die Geschwindigkeit abgeschätzt, mit der sich eine Zelle bewegt. Zur Abschätzung werden die zwei zurückliegenden Radarscans zu den Zeitpunkten $t_0 - 2\Delta t$ und $t_0 - \Delta t$ betrachtet, wobei Δt die Zeitdifferenz zwischen den Scans ist. Die Positionen des RCs sind dann $\vec{r}_m(t_0 - 2\Delta t)$ und $\vec{r}_m(t_0 - \Delta t)$. Die Geschwindigkeit berechnet sich dann folgendermaßen:

$$\vec{v}_m(t_0 - \Delta t) = \frac{\vec{r}_m(t_0 - \Delta t) - \vec{r}_m(t_0 - 2\Delta t)}{\Delta t} \quad (4.1)$$

Daraus kann auf die Position geschlossen werden, wo sich die Zelle zur Zeit $t = t_0$ des neuen Scans befindet. Innerhalb eines bestimmten Radius um dieser berechneten Position wird anschließend nach dem RC gesucht. Wenn ein RC bereits während mehrerer Zeitschritte verfolgt wurde, wird die Geschwindigkeit aus einer gewichteten Summe aller vorherigen bestimmten Geschwindigkeiten berechnet.

Der Radius des Kreises, in dem der folgende RC gesucht wird, richtet sich nach dem Zeitschritt Δt und der Zuggeschwindigkeit \vec{v}_m des RCs (siehe Abb. 4.2). Normalerweise kann auf diese Art und Weise eine gute Zuordnung der RCs erfolgen. Bei

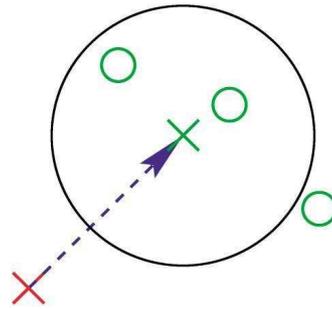


Abb. 4.2: Schematische Darstellung der Identifikation einer Zellzugbahn. Das grüne Kreuz markiert die abgeschätzte Position des RCs, der auf dem vorigen Radarbild an der Position des roten Kreuzes beobachtet wurde. Die grünen Kreise sind RCs, die im aktuellen Radarbild beobachtet wurden. Die im schwarzen Kreis liegenden RCs kommen als Nachfolger des ursprünglichen RCs in Frage (Handwerker, 2002).

einer Zellteilung, wie sie häufiger insbesondere bei Superzellen auftritt oder beim Verschmelzen sowie bei sehr nahe beieinander liegenden konvektiven Zellen, kann es allerdings zu Problemen kommen. Wenn zu viele verschiedene RCs für die Zuordnung in Frage kommen, werden keine Zugbahnen ausgegeben.

Im Idealfall kann mit dem Zellverfolgungsalgorithmus die komplette Zugbahn einer Gewitterzelle von deren Entstehung bis zur Auflösung detektiert werden. Für die Verfolgung von konvektiven Zellen während der identifizierten schadenverursachenden Hagelereignisse wurde TRACE3D dahingehend eingestellt, dass nur Reflektivitätswerte detektiert werden, die größer sind als 55 dBZ. Damit fallen alle schwächeren Zellen, bei denen Hagel ausgeschlossen kann, heraus.

Es ist möglich, alle Zugbahnen eines Tages in einem Bild darzustellen (siehe Abb. 4.3). Die blauen Linien in Abbildung 4.3 markieren jeweils das Zentrum einer Zugbahn, an dem die maximale Reflektivität erreicht wurde. Im Rahmen der Arbeit wurde das Programm dahingehend modifiziert, dass auch die maximale Reflektivität, die entlang der Zugbahn auftritt, dargestellt und analysiert werden kann. Damit kann nicht nur das Zentrum der Zugbahn, sondern deren komplettes Ausmaß dargestellt werden (siehe Abb. 4.4). In dieser Abbildung ist die komplette räumliche Ausdehnung des Gebiets sichtbar, in dem eine Reflektivität von 55 dBZ überschritten wurde. Farblich dargestellt ist der jeweilige Reflektivitätswert.

Die Zugbahnen wurde nun in einem Format erzeugt, das von dem geographischen Informationssystem (GIS) ArcView eingelesen werden kann. So ist die Verschneidung der Zugbahnen mit den Schadensdaten der Versicherung möglich, die im folgenden beschrieben wird.

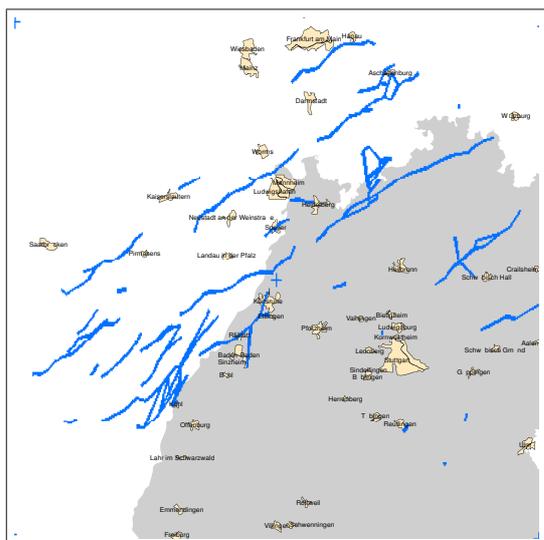


Abb. 4.3: Mit Hilfe des Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D berechnete Zugbahnen von Gewitterzellen. Die blauen Linien kennzeichnen das Zentrum der Zugbahn, an der die maximale Reflektivität erreicht wurde.

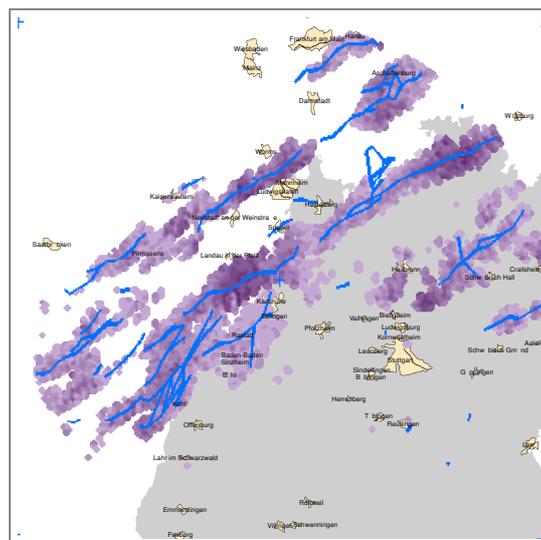


Abb. 4.4: Darstellung einer Zugbahn in voller räumlicher Ausdehnung. Farblich markiert sind alle Gebiete, in denen eine Radarreflektivität von 55 dBZ überschritten wurde. Die Farbe entspricht der Reflektivität in dBZ (Legende in Abb. 4.7).

4.3 Verbindung Schadendaten - Radardaten

Im Zeitraum von 1997 bis 2007 (11 Jahre) wurden die stärksten Hageltage nach dem Schadenindex des Versicherungsdatensatzes untersucht. Viele Hageltage wurden nicht weiter ausgewertet, da die Gebiete, in denen Schäden auftraten, außerhalb des Beobachtungsgebiets lagen. Ebenso waren einige Tage und Gebiete mit Fehlmeldungen in den Versicherungsdatensätzen enthalten. Um diese Fehlmeldungen zu eliminieren, wurden nur Ereignisse berücksichtigt, wenn mindestens drei Schadensmeldungen pro Postleitzahlengebiet eingegangen waren. Auch war zu beobachten, dass es an Tagen vor und nach einem großen Hagelereignis vermehrt zu Schadensmeldungen in den betroffenen Postleitzahlengebieten kam. Das wird darauf zurückgeführt, dass die Versicherungsnehmer den Zeitpunkt des Hagelereignisses bei der Meldung des Schadens ungenau oder falsch angegeben hatten.

Betrachtet wurde für jedes Ereignis die jeweilige Schadenfrequenz in einem Postleitzahlengebiet. Die Schadenfrequenz wird abgeleitet aus der Anzahl der Schadensmeldungen im Verhältnis zu der Anzahl an versicherten Gebäuden im jeweiligen Postleitzahlengebiet. Dieses Maß ist damit unabhängig von der Anzahl und Dichte der Gebäude in einem Postleitzahlengebiet. Alleine aus den Versicherungsdaten sind für viele Ereignisse schon Hagelzüge detektierbar. In Abbildung 4.5 ist die Schaden-

frequenz für jeweils 5-stellige Postleitzahlengebiete exemplarisch für den 20.06.2002 dargestellt. Gut sichtbar ist die Ausdehnung der betroffenen Gebiete und die maximale Intensität des Hagelschlags im Zentrum der Zugbahn.

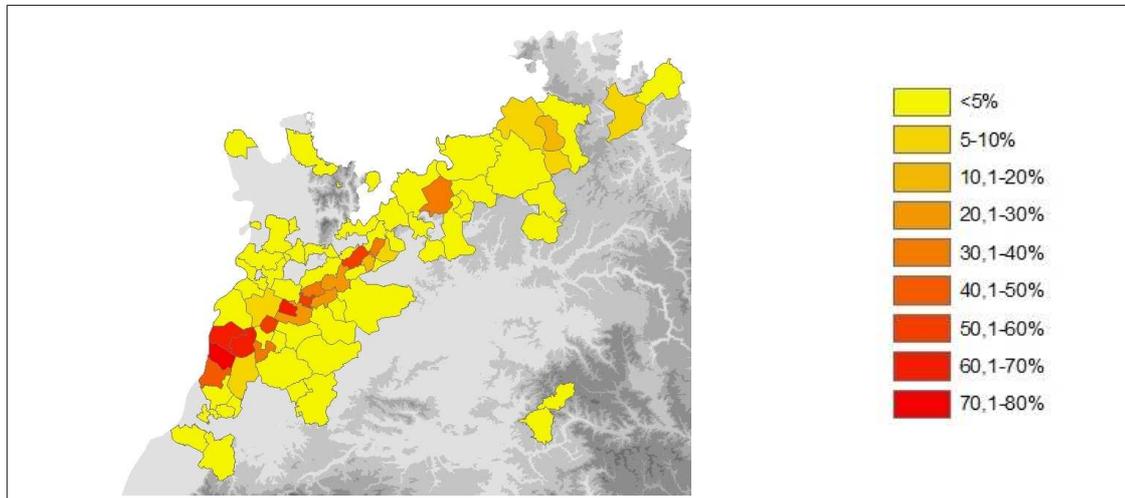


Abb. 4.5: Anteil der beschädigten Gebäude nach dem Hagelunwetter am 20. Juni 2002 im nordwestlichen Baden-Württemberg, Schadenfrequenz in %

Jedem Schadensereignis aus den Versicherungsdaten wurden mit Hilfe von TRACE3D die Zugbahnen der Gewitterzellen zugeordnet. Da TRACE3D mit einem Schwellenwert für die Reflektivität von 55 dBZ verwendet wurde, stimmen die aus den Radardaten gewonnenen Zugbahnen gut mit den Hagelgebieten aus den Versicherungsdaten überein. Somit kann den beobachteten Hagelereignissen entweder das Zentrum und der Verlauf jeder Zugbahn (Abb. 4.6) oder auch die maximale Radarreflektivität an jedem Ort entlang der Zugbahn (Abb. 4.7) zugeordnet werden. Unter Einbeziehung der genannten Kriterien wurden 65 Hageltage ausgewertet (siehe Anhang A).

4.4 Methoden der Extremwertstatistik

Hagelereignisse, wie sie hier betrachtet werden, sind oft mit hohen Schäden verbunden. Sie treten nur selten auf, sind aber besonders intensiv. Solche Ereignisse bezeichnet man als Extremereignisse. Zur statistischen Beschreibung dieser Ereignisse wird die Extremwerttheorie (Coles, 2001) zugrunde gelegt.

In der Extremwerttheorie findet eine Analyse sowie eine statistische Modellierung von Extremwerten eines Datensatzes statt. Als Ausgangspunkt dient eine Stichprobe mit repräsentativen Extremereignissen, an die eine statistische Verteilungsfunktion angepasst wird. Mithilfe der Verteilungsfunktion ist es möglich, einem Parameter

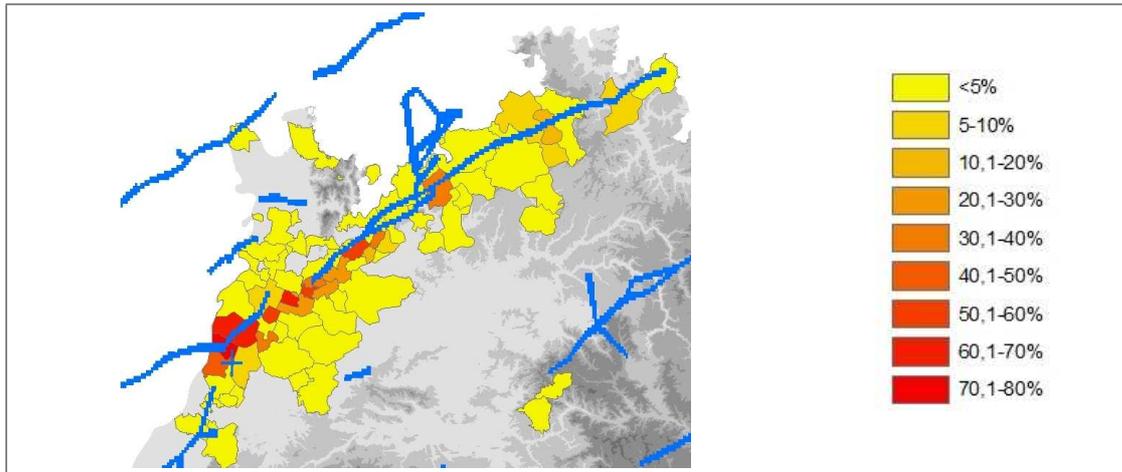


Abb. 4.6: Schadengebiete in Verbindung mit der Zugbahn vom Hagelgewitter am 20. Juni 2002, die durch TRACE3D berechnet wurde (blau). Farblich dargestellt ist die Schadenfrequenz in %.

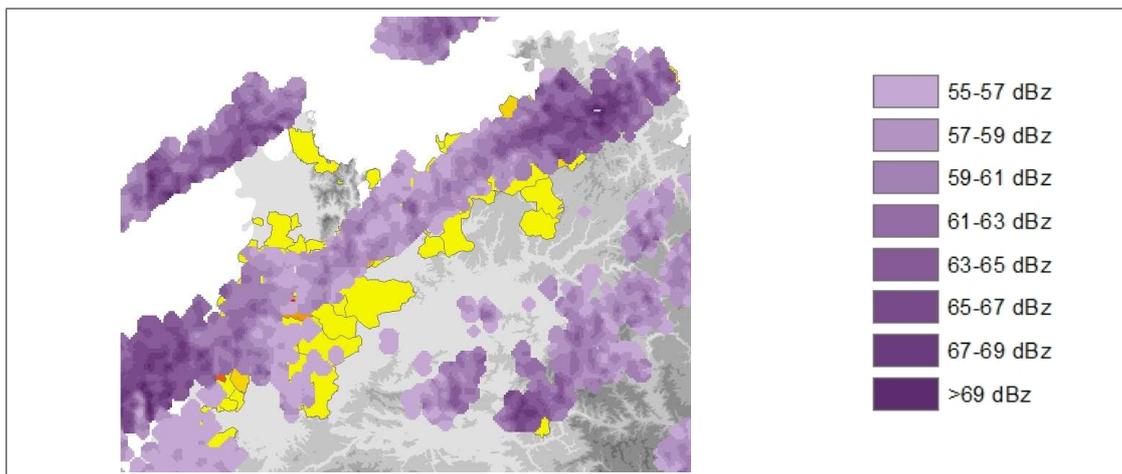


Abb. 4.7: Schadengebiete in Verbindung mit der maximal gemessenen Reflektivität entlang der Zugbahn in dBZ.

wie zum Beispiel der Windgeschwindigkeit oder, wie hier, der Reflektivität eine statistische Überschreitungswahrscheinlichkeit zuzuordnen.

Aus den Messwerten steht eine begrenzte Datenmenge zur Verfügung, die auf einen gewissen Zeitraum beschränkt ist. Um eine geeignete Verteilungsfunktion zu erhalten, die die Grundgesamtheit repräsentieren soll, müssen die freien Parameter der Funktion aus den vorhandenen Daten geschätzt werden.

Für die Erstellung der Stichprobe gibt es zwei prinzipielle Möglichkeiten. Entweder wird jeweils das stärkste Ereignis innerhalb eines Jahres im gesamten Datenzeitraum bestimmt und mit der generalisierten Extremwertverteilung (eng. generalized extreme value distribution - GEV) modelliert oder es werden im gesamten Untersuchungszeitraum alle Daten berücksichtigt, die über einem bestimmten Schwellen-

wert liegen. Die mit der Methode der Grenzwertüberschreitung (peak over threshold, POT) bestimmte Stichprobe wird mit der generalisierten Paretoverteilung (generalized pareto distribution - GPD (Palutikof et al., 1999)) beschrieben.

Voraussetzung für beide Verfahren ist, dass die Extremereignisse statistisch unabhängig sind. Das bedeutet hier, die Hagelereignisse müssen von verschiedenen Gewitterzellen stammen. Da bei einem begrenzten Zeitraum, wie hier von 11 Jahren, die Stichprobe bei Anwendung der POT und GPD größer ist im Vergleich zur GEV, werden diese Methoden in der vorliegenden Arbeit angewendet.

4.4.1 Methode der Grenzwertüberschreitungen und der generalisierten Paretoverteilung

Bei der Methode der Grenzwertüberschreitungen wird ein konstanter Schwellenwert festgelegt, hier zum Beispiel eine Reflektivität von 55 dBZ, ab dem alle Datensätze als Stichprobe verwendet werden. Mit der generalisierten Paretoverteilung (GPD) wird eine Verteilungsfunktion bestimmt, die das Verhalten der Ereignisse über dem Schwellenwert beschreiben soll (Palutikof et al., 1999).

Die kumulierte Verteilungsfunktion $F(x)$ lautet:

$$F(x) = 1 - \left[1 - \frac{k}{\alpha}(x - \xi)\right]^{\frac{1}{k}} \quad (4.2)$$

mit dem Formparameter $k \neq 0$, dem Schwellenwert ξ , dem Skalenparameter α und der Zufallsvariable x . Die Parameter k und α bestimmen die Form der Verteilungsfunktion: α gibt die Breite und k die Steigung von $F(x)$ an. Für $k \leq 0$ laufen die abgeschätzten Werte mit zunehmender Wiederkehrperiode gegen Unendlich, für $k > 0$ läuft die Verteilungsfunktion asymptotisch gegen eine obere Grenze (Abb. 4.8). Der Formparameter ist nur gültig für einen Bereich zwischen $-0,5 < k < 0,5$. Die Auftretenswahrscheinlichkeit P einer bestimmten Größe beziehungsweise die dazu reziproke Jährlichkeit oder Wiederkehrperiode T ist mit der Überschreitungsrate $\lambda = n/M$ durch

$$F(X_T) = 1 - \frac{1}{\lambda T} \quad (4.3)$$

gegeben. Der ausgewertete Datenzeitraum wird als M bezeichnet, n ist die Anzahl der Extremwerte.

Wenn man Gleichung (4.2) und Gleichung (4.3) miteinander verknüpft und nach der Variablen X_T auflöst, erhält man für $k \neq 0$ folgenden Ausdruck:

$$X_T = \xi + \frac{\alpha}{k} [1 - \lambda T^{-k}]. \quad (4.4)$$

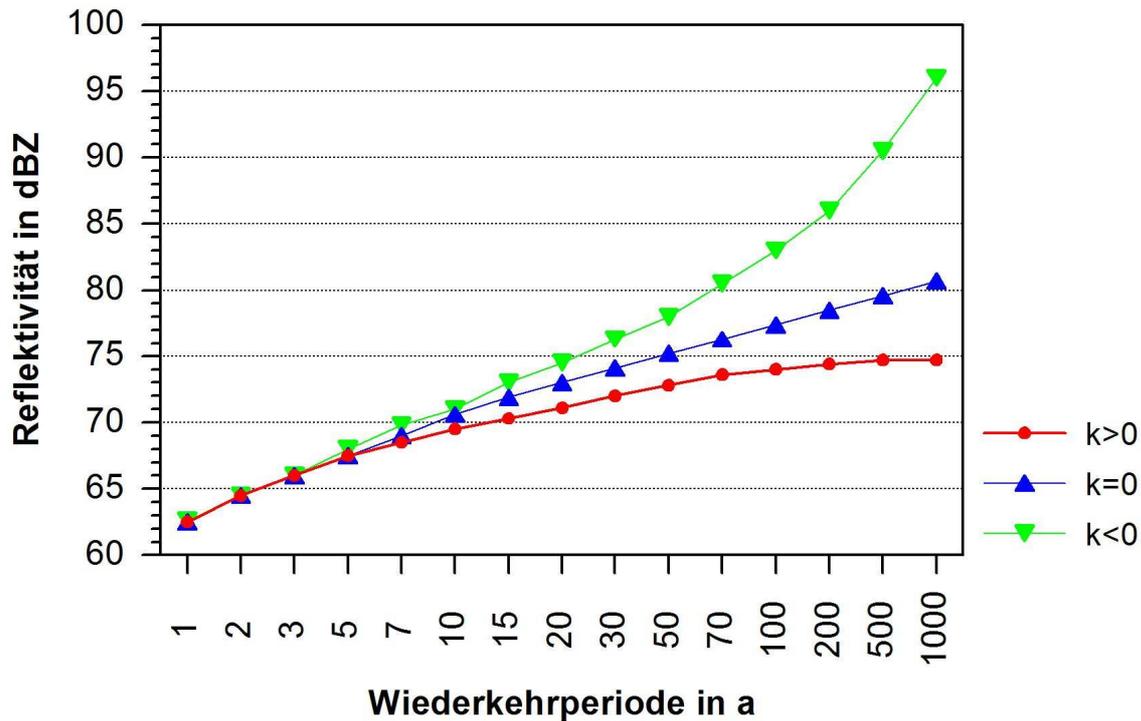


Abb. 4.8: Wahrscheinlichkeitsfunktionen mit verschiedenen Werten für k . Dargestellt wird die Jährlichkeit für das Auftreten bestimmter Extremwerte, hier der Radarreflektivität. Der Formparameter k bestimmt die Steigung der Kurve: $k < 0$ (grün), $k = 0$ (blau), $k > 0$ (rot)

X_T ist der Wert, der für eine bestimmte Wiederkehrperiode T zu erwarten ist. Die Verteilungsfunktion $F(x)$ ist abhängig vom Schwellenwert ξ , da er die Parameter α und k beeinflusst. Der Wert muss entsprechend hoch sein, um nur wirkliche Extremereignisse zu erfassen, allerdings muss es so niedrig angesetzt werden, dass die Stichprobe ein entsprechende Größe hat. Die Stichprobe sollte aus mindestens 20 Einzelwerten bestehen und einen Zeitraum von wenigstens 10 Jahren berücksichtigen (Palutikof et al., 1999).

4.4.2 Schätzung der freien Parameter der Verteilungsfunktion

Für die Anwendung der Verteilungsfunktion (Gl. 4.4) müssen die freien Parameter α und k bestimmt werden. Die Funktion muss gegen einen Grenzwert laufen, damit man sinnvolle Aussagen erhält. Unter dieser Maßgabe erfolgt die Schätzung mithilfe verschiedener Methoden. Es stehen die Momentenmethode (MOM), die maximale Wahrscheinlichkeitsmethode (maximum likelihood method - ML), die wahrscheinlichkeitsgewichtete Momentenmethode (probability weighted moments - PWM) und

die L-Momentenmethode (LM) zur Verfügung. Für diese Arbeit wurden nur die drei erstgenannten Verfahren verwendet, die nachfolgend kurz vorgestellt werden.

Momentenmethode

Durch die Momentenmethode (MOM) werden die Verteilungsparameter berechnet, indem die Momente der Grundgesamtheit mit denen aus der Stichprobe für den Erwartungswert

$$E\left(1 - \frac{kX}{\alpha}\right)^r = \frac{1}{1 + rk} \quad (4.5)$$

gleichgesetzt werden, wobei $1 + rk \geq 0$ sein muss (Hosking und Wallis, 1987). Die Zufallsvariable X beschreibt den Wert, der mit einer bestimmten Wiederkehrperiode zu erwarten ist. Das r -te Moment von X existiert also, wenn $k > -1/r$ ist. Das ergibt dann für den Mittelwert μ , die Varianz σ^2 , die Schiefe γ und den Exzess κ jeweils:

$$\mu = \frac{\alpha}{1 + k} \quad (4.6)$$

$$\sigma^2 = \frac{\alpha^2}{(1 + k)^2(1 + 2k)} \quad (4.7)$$

$$\gamma = \frac{2(1 - k)(1 + 2k)^{(1/2)}}{(1 + 3k)} \quad (4.8)$$

$$\kappa = \frac{3(1 + 2k)(3 - k - 2k^2)}{(1 + 3k)(1 + 4k)} - 3 \quad (4.9)$$

Somit können die Parameter k und α folgendermaßen bestimmt werden:

$$k = \frac{1}{2} \left(\frac{\bar{X}^2}{s^2} - 1 \right) \quad (4.10)$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \bar{X} \left(\frac{\bar{X}^2}{s^2} + 1 \right). \quad (4.11)$$

\bar{X} ist hier der Mittelwert der Stichprobe und s^2 die Varianz (Hosking und Wallis, 1987).

Wahrscheinlichkeitsgewichtete Momentenmethode

Die wahrscheinlichkeitsgewichtete Momentenmethode (probability weighted moments, PWM) kann ebenfalls zur Bestimmung der Parameter k und α verwendet werden. Die Parameter werden hier durch den Vergleich der wahrscheinlichkeitsgewichteten

Momente r aus der Grundgesamtheit mit denen der Stichprobe bestimmt (Ayros, 2000).

Sie sind hier gegeben durch:

$$k = \frac{b_0}{b_0 - 2b_1} - 2 \quad (4.12)$$

$$\alpha = \frac{2b_0b_1}{b_0 - 2b_1}. \quad (4.13)$$

Dabei bekommt man b_0 und b_1 durch Schätzung aus den Daten:

$$b_r = \sum_{j=1}^n (1 - p_j)^r X_j. \quad (4.14)$$

Wenn man berücksichtigt, dass $X_1 \leq X_2 \leq \dots \leq X_n$ und $p_j = (j + \gamma)/(n + \delta)$ mit geeigneten Werten $\gamma = 0,35$ und $\delta = 0$ (Landwehr et al., 1979), ergibt sich für Gleichung (4.14) mit $r = 1$ folgendes:

$$b_0 = \bar{X} \quad (4.15)$$

$$b_1 = \sum_{j=1}^{n-1} \frac{(n-j)X_j}{n(n-1)}. \quad (4.16)$$

Maximale Wahrscheinlichkeitsmethode

Die gebräuchlichste Methode zur Parameterabschätzung ist die maximale Wahrscheinlichkeitsmethode (maximum likelyhood estimation, ML). Hier werden die Parameter k und α so bestimmt, dass sie für die beobachtete Stichprobe am wahrscheinlichsten erscheinen. Die maximale Wahrscheinlichkeitsfunktion ist ein Maß für die Häufigkeit, mit der ein Extremereignis auftritt.

Als Ausgangspunkt für diese Methode dient eine Zufallsvariable x mit einer Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion $F(\alpha, k, x_1)$, die beispielsweise von den Parametern α und k abhängt. Die gemeinsame Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für die Werte x_1, x_2, \dots, x_n der Stichprobe mit n unabhängigen Ereignissen lässt sich berechnen, indem die einzelnen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen für gegebene Parameter (α, k) miteinander multipliziert werden (Mohr, 2009). Die Funktion L dagegen berechnet man, indem die gegebenen Beobachtungen mit unbekanntem Parametern (α, k) ausgedrückt werden:

$$L(\alpha, k) = f(\alpha, k, x_1) \cdot f(\alpha, k, x_2) \cdot \dots \cdot f(\alpha, k, x_n) = \prod_{i=1}^n f(\alpha, k, x_i) \quad (4.17)$$

Nun können anhand der gegebenen Stichprobe die unbekannt Parameter α und k abgeschätzt werden. Der Rechenaufwand lässt sich optimieren, wenn an dieser Stelle der Logarithmus der Funktion ("Log-Likelihood Funktion") verwendet wird, da dabei Summen statt Produkten verwendet werden:

$$\log L(\alpha, k) = \sum_{i=1}^n \log[f(\alpha, k, x_i)]. \quad (4.18)$$

Nach Hosking und Wallis (1987) gilt:

$$\log L(\alpha, k) = -n \log \alpha - (1 - k) \sum_{i=1}^n y_i \quad (4.19)$$

$$\text{mit } y_i = -k^{-1} \log(1 - kx_i/\alpha) \quad (4.20)$$

Nun wird die logarithmische maximale Wahrscheinlichkeitsfunktion in Abhängigkeit von den Parametern über die 1. und 2. Ableitung maximiert:

$$\frac{\partial \log L(\alpha, k, x)}{\partial(\alpha, k)} = 0 \quad (4.21)$$

$$\frac{\partial^2 \log L(\alpha, k, x)}{\partial(\alpha, k)^2} < 0 \quad (4.22)$$

Wird in Gleichung 4.21 die Dichtefunktion $f(x)$ der GPD (Gl. 4.2) unter Berücksichtigung der Definition (4.18) eingesetzt, ergeben sich so zwei Gleichungen für die Bestimmung der gesuchten Parameter α und k . Im Zweifelsfall entscheiden die beiden Gleichungen, die aus Gleichung 4.22 folgen, über das entsprechende Vorzeichen.

Prinzipiell sind alle diese Schätzmethoden geeignet, die beiden Parameter α und k zu bestimmen (Mohr, 2009). Jede Methode hat für bestimmte Bedingungen aber ihre Vorzüge. In der Auswertung der Hageldaten führte die maximale Wahrscheinlichkeitsmethode zu den besten Ergebnissen.

4.4.3 Anwendung der Extremwertstatistik auf Hagelereignisse

Um eine geeignete Stichprobe zur Anwendung der oben genannten Methode zu erhalten, wurde das Beobachtungsgebiet in Raster mit einer Zellgröße von 10×10 km aufgeteilt. Die maximalen Radarreflektivitäten, die während eines Hagelereignisses

in jeder Rasterzelle auftraten, dienten als Datengrundlage für die Extremwertstatistik. Da die Ergebnisse bei geringen Stichprobengrößen mit großen Unsicherheiten behaftet sind, wurde auf eine kleinräumigere Unterteilung des Beobachtungsgebiets verzichtet. Es wurden alle ausgewerteten 65 Hageltage verwendet. Die maximale Stichprobengröße lag bei fast 50 Hagelereignissen pro Gebiet, während in manchen Gebieten die minimal notwendige Anzahl von 10 Werten nur knapp erreicht wurde. Für jede Rasterzelle wurden die Radarreflektivitäten für bestimmte Wiederkehrperioden separat und unabhängig berechnet. Bei Verwendung der maximalen Wahrscheinlichkeitsmethode zur Bestimmung der freien Parameter α und k wurden für alle Rasterzellen sinnvolle Ergebnisse berechnet. Mittels der Extremwertstatistik wurden zwar Werte für die Radarreflektivität mit bis zu 1000-jähriger Auftretenswahrscheinlichkeit berechnet, aufgrund des relativ kurzen Beobachtungszeitraums ist eine so weitreichende Betrachtung aber nicht sinnvoll. Daher beschränkt sich diese Arbeit in erster Linie auf die jährlich zu erwartende maximale Reflektivität. Ereignisse für 2-, 5- und 10-jähriger Wiederkehrperiode werden ebenfalls kurz betrachtet.

Kapitel 5

Ergebnisse

Nach Anwendung der in Kapitel 4 beschriebenen Auswertungsmethoden, erhält man aus den vorhandenen Daten einige Aussagen über die Hagelgefährdung. In Kapitel 5.1 werden im Rahmen von Fallstudien zwei Hagelereignisse mit sehr hohen Schadenssummen näher diskutiert. Dabei werden die Wetterlage und der Verlauf der Zugbahn der Hagelgewitter analysiert. Kapitel 5.2 befasst sich mit der Anzahl an Hagelereignisse in den verschiedenen Regionen des Beobachtungsgebiet. Dabei wird zum einen die Anzahl der in den Versicherungsmeldungen enthaltenen Hageltage betrachtet, zum anderen wird die Anzahl der durch das Radar erfassten Hagelereignisse diskutiert. Auch erfolgt eine Auswertung der Zugbahnen der stärksten Hagelgewitter. In Kapitel 5.3 werden die Ergebnisse der Extremwertstatistik gezeigt. Dabei werden Reflektivitätswerte für bestimmte Wiederkehrperioden betrachtet. Die Ergebnisse in einigen ausgewählten Gebiete werden genauer diskutiert. Ein möglicher Einfluss der Orografie und der Landnutzung auf die Hagelgefährdung werden in den Abschnitten 5.4 und 5.5 beschrieben. Abschließend wird in Kapitel 5.6 eine Klassifizierung des Untersuchungsgebiets in verschiedene Gefährdungsklassen vorgenommen.

5.1 Fallstudien

Im Folgenden werden zwei repräsentativ ausgewählte Hageltage diskutiert. An den betrachteten Tagen, dem 20. Juni 2002 und dem 08. Juli 2004 zogen jeweils starke Hagelgewitter über das Untersuchungsgebiet. Ziel der Fallstudien ist es, die Funktionsweise der Verfahren zu erproben und die Übereinstimmung zwischen den Versicherungsdaten und den Radardaten zu überprüfen. Dabei werden auch die Wetterlage bei der Entstehung dieser Extremereignisse und die entstandenen Schäden analysiert.

5.1.1 Hagelereignis vom 20.06.2002

Am 20.06.2002 wurde der nördliche Teil von Baden-Württemberg von einem extremen Hagelereignis getroffen. An diesem Tag lag Süddeutschland auf der Vorderseite eines Höhentiefdruckgebiets, dessen Achse sich im Tagesverlauf annäherte (Abb. 5.1). Die Temperaturen stiegen an diesem Tag im Raum Karlsruhe auf Werte von 30°C . Bei maximaler Sonneneinstrahlung am Nachmittag wurde Konvektion ausgelöst. Die aus den Daten des Radiosondenaufstiegs aus Idar-Oberstein von 12 UTC berechneten Konvektionsindizes weisen Werte auf, die nur auf mäßige Gewitterentwicklung hindeuten. Die CAPE beträgt dort nur 518 J kg^{-1} , die CIN nimmt einen Wert von 8 J kg^{-1} an. In Stuttgart werden zur selben Zeit ähnliche Werte gemessen. Die Werte von der stromaufwärts am Schweizer Jura gelegenen Station Payerne zeigen eine deutlich höhere Gewitterneigung. Dort werden CAPE-Werte von 1286 J kg^{-1} erreicht, die CIN beträgt zu diesem Zeitpunkt 74 J kg^{-1} . Diese Messstation befindet sich näher an der Achse des Höhentrogs, die sich im Verlauf des Tages in Richtung des Untersuchungsgebiets verlagert. Auch die Station Nancy liefert für

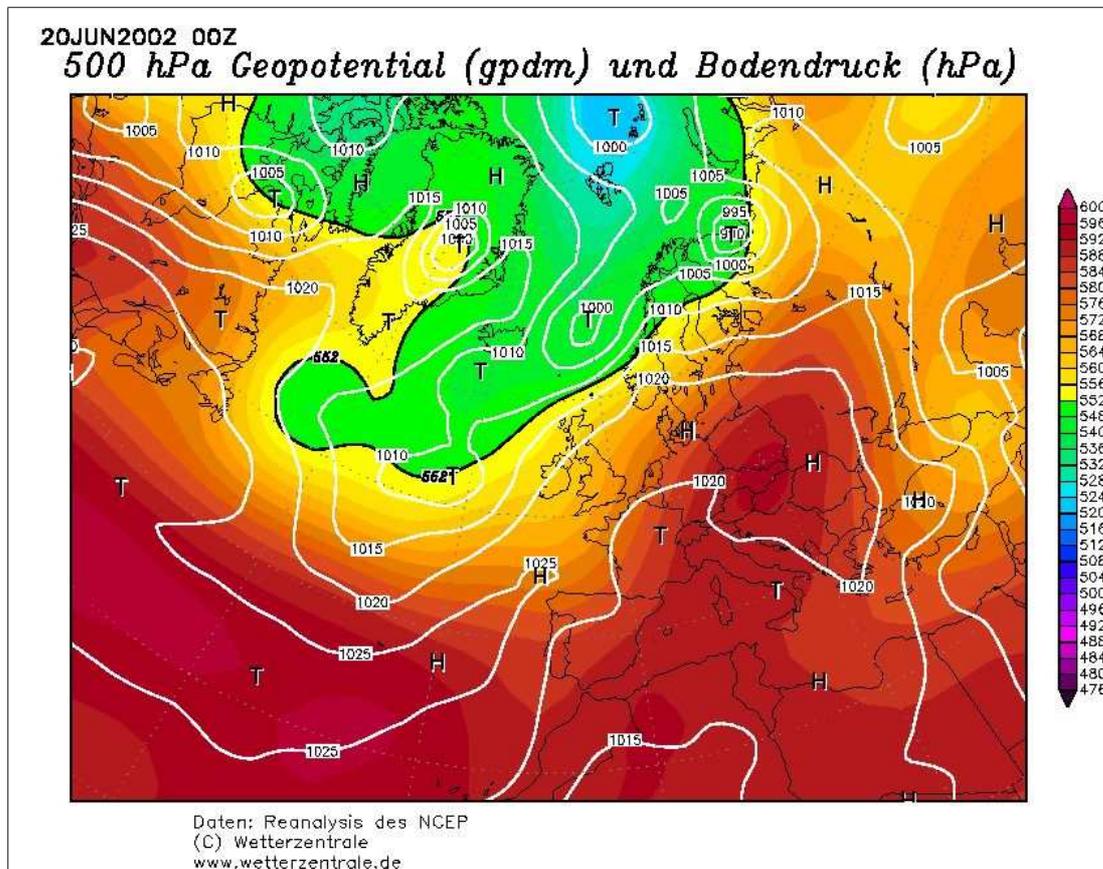


Abb. 5.1: Wetterlage am 20.06.2002 um 00 UTC. Deutschland liegt auf der Vorderseite eines Trogs, dessen Achse sich von Irland bis nach Portugal erstreckt.

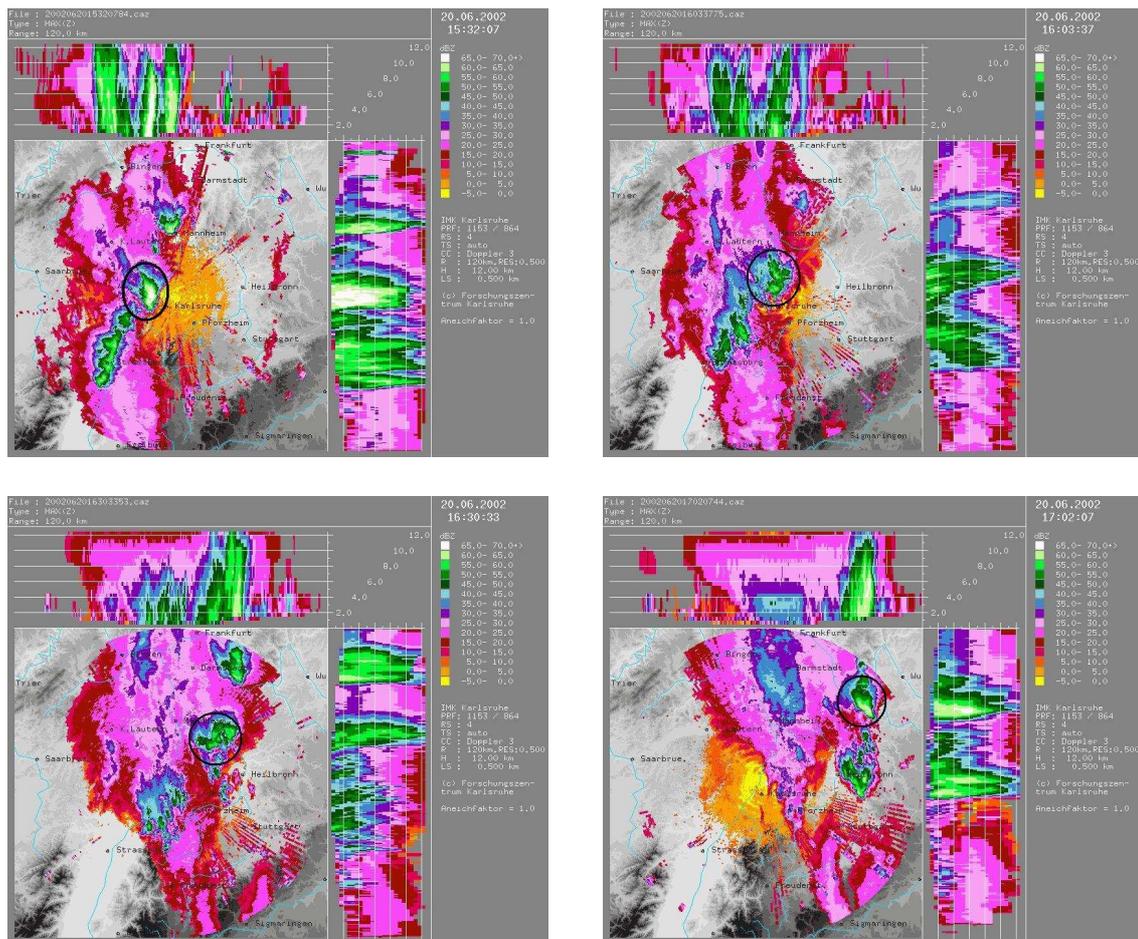


Abb. 5.2: Radarbilder des IMK-Radars vom 20.06.2002: 15:30 Uhr MESZ, 16:03 Uhr MESZ, 16:30 Uhr MESZ, 17:00 Uhr MESZ. Markiert ist die Zelle, die die Hagelschäden verursacht hat. Die Abschwächung der Reflektivität im Bereich des Radars hat ihre Ursache in der Dämpfung durch einen Wasserfilm auf dem Radom. Auch durch fehlende Elevationen $>30^\circ$ wird die Zelle nicht erfasst, wenn sie sich direkt über dem Radar befindet.

diesen Zeitpunkt für die CAPE mit 1163 J kg^{-1} einen hohen Wert. Die Luftmasse ist also in diesem Bereich labil geschichtet, was eine Auslösung der hochreichenden Konvektion begünstigt.

Etwa um 15:30 Uhr MESZ traf das Hagelgewitter von Westen her kommend auf das Beobachtungsgebiet (Abb. 5.2). Besonders starke Schäden wurden im Bereich nördlich von Karlsruhe verursacht. Im Postleitzahlengebiet Linkenheim-Hochstetten wurden fast 79% aller versicherten Gebäude beschädigt (Karte mit Postleitzahlengemeinden siehe Abb. 3.6). Auch die Gebiete um Dettenheim (60% Schädigung) und Graben-Neudorf (63% Schädigung) waren sehr stark betroffen (siehe Tabelle 5.1).

Die Zelle erreichte entlang ihrer Zugbahn durchweg Reflektivitäten von über 60 dBZ, teilweise sogar 70 dBZ. Noch nach 17:00 Uhr MESZ verursachte das Gewit-

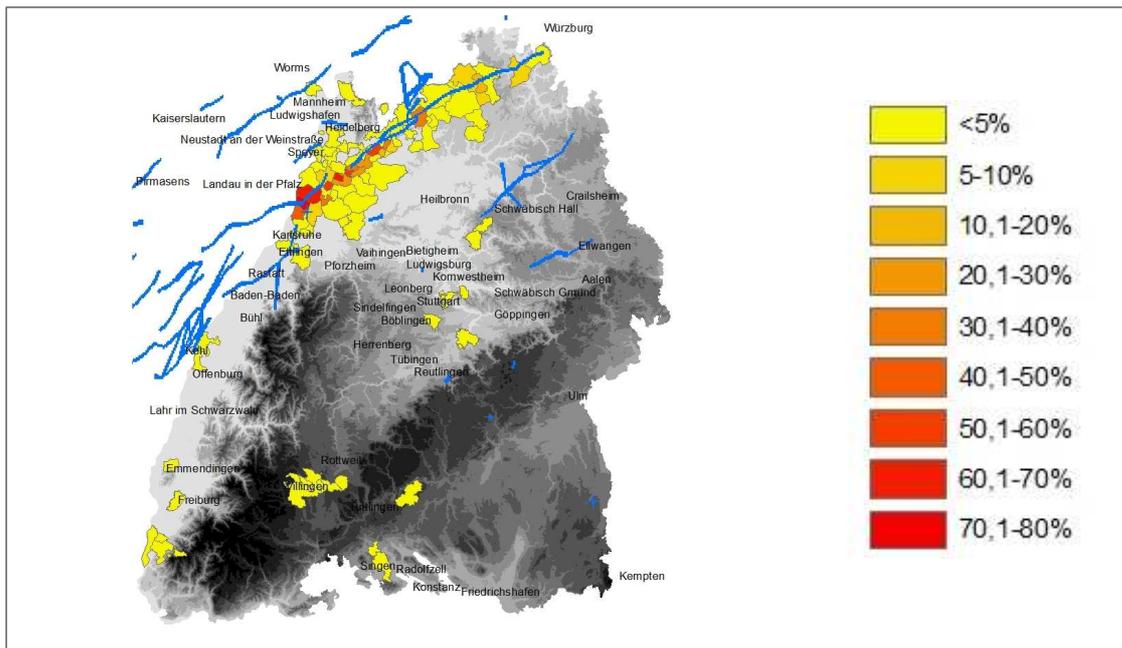


Abb. 5.3: Anteil der beschädigten Gebäude nach dem Hagelunwetter am 20.06.2002, mit Schadenfrequenz für 5-stellige Postleitzahlengebiete (in %) und Zugbahnen der maximalen Reflektivität (blau).

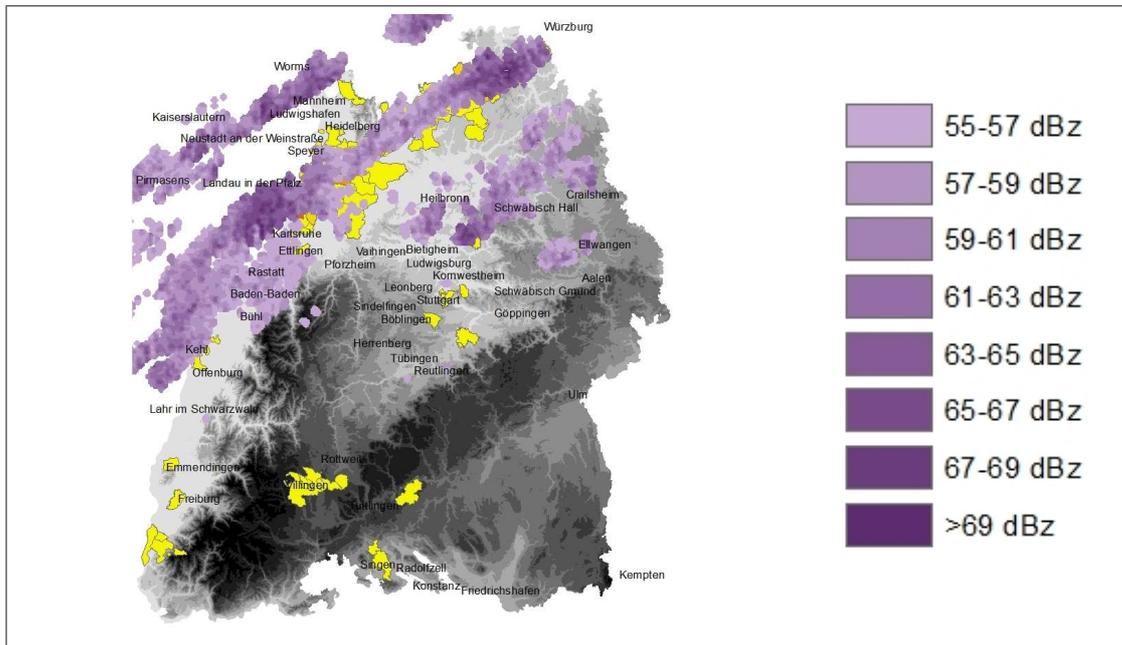


Abb. 5.4: Zugbahnen der Hagelzelle am 20.06.2002 mit Radarreflektivität über der Schadenfrequenz.

ter Hagelschäden im Nordosten Baden-Württembergs. Wie auf den Radarbildern ersichtlich ist, war die Hagelzelle Bestandteil eines Multizellengewitters (Abb. 5.2). Dargestellt ist hier die in allen Höhenbereichen gemessene maximale Reflektivität (Max-Cappi).

Tab. 5.1: Die 20 am meisten betroffenen Postleitzahlengebiete beim Hagelunwetter am 20.06.2002.

PLZ	Gemeindename	Anzahl Schäden	Schadenssumme (€)
76351	Linkenheim-Hochstetten	1.931	7.055.481,52
76676	Graben-Neudorf	1.719	4.853.145,48
76344	Eggenstein-Leopoldshafen	1.129	3.358.779,90
76706	Dettenheim	1.099	3.824.028,72
76709	Kronau	799	2.335.320,37
76707	Hambruecken	712	1.511.049,89
74909	Meckesheim	693	1.474.564,32
76689	Karlsdorf-Neuthard	677	1.575.569,76
76669	Bad Schoenborn	634	1.263.626,36
69231	Rauenberg	532	872.794,07
69429	Waldbrunn	515	995.391,94
69234	Dielheim	513	792.105,30
69242	Muehlhausen	446	772.368,93
76297	Stutensee	432	1.099.731,85
69254	Malsch	395	736.619,75
68753	Waghaeusel	343	565.509,40
97941	Tauberbischofsheim	238	326.175,28
74731	Wallduern	162	349.060,53
76661	Philippsburg	133	228.669,33
74937	Spechbach	131	185.084,60

In Abbildung 5.3 sind die Zugbahnen sowohl anhand der Versicherungsmeldungen als auch anhand der Radardaten eingezeichnet. Das Zentrum der Zugbahn deckt sich gut mit den maximal geschädigten Gebieten. Kleinere Zugbahnen, die mit keiner Schadenwirkung am Boden in Verbindung zu bringen sind, sind ebenfalls dargestellt. Die Teile der Zugbahnen mit sehr unregelmäßigem Verlauf ohne eindeutige Richtung sind auf Fehler des TRACE3D-Algorithmus zurückzuführen.

Die längsten Zugbahnen sind von Südwest nach Nordost ausgerichtet. Besonders auf der Westseite des Schwarzwalds sind auch Zugbahnen zu erkennen, die nahezu eine Süd-Nord Ausrichtung haben. Dabei wird die Richtung möglicherweise mehr von der Orografie beeinflusst als vom Höhenwind.

In Abbildung 5.4 ist das gesamte Ausmaß des Bereichs, in dem Reflektivitätswerte von über 55 dBZ auftreten, sichtbar. Die horizontale Ausdehnung deckt sich gut mit den Postleitzahlengebieten, in denen Schäden gemeldet wurden. Daher ist es sinnvoll, nicht nur das Zentrum einer Zugbahn zu betrachten, sondern die Zugbahn in ihrer vollen Breite.

Nordwestlich von Karlsruhe ist in Abbildung 5.3 eine Unterbrechung der Zugbahn zu erkennen, obwohl am Boden hohe Schäden registriert wurden. In Abbildung 5.4 ist

diese Zugbahn jedoch durchgängig. Lediglich die Reflektivität ist in diesem Bereich etwas abgeschwächt. TRACE3D unterbricht aus diesem Grund die dargestellte Zugbahn. Die Abschwächung der Reflektivität in diesem Bereich bei gleichzeitig hohen Schäden am Boden kann mit der Dämpfung des Radarsignals durch einen Wasserfilm auf dem Radom erklärt werden. Auch erfasst das Radar nur Elevationen bis maximal 30° . In diesem Fall zieht die Zelle direkt über das Radar und wird dadurch nicht vollständig erfasst.

Es treten auch Bereiche mit hohen Reflektivitäten auf, mit denen keine Schäden am Boden verbunden sind. In den Bereichen mit besonders hohen Schäden ist auch eine erhöhte Radarreflektivität zu erkennen.

Es gibt an diesem Tag auch außerhalb dieser Region viele Schadenmeldungen, denen sich direkt keine Zugbahn zuordnen lässt. Da an anderen Tagen um dieses Datum auch in anderen Gebieten große Hagelereignisse aufgetreten sind, handelt es sich hierbei vermutlich um Falschmeldungen. Schon zwei Tage später, am 24.06.2002, gab es zum Beispiel ein weiteres großes Ereignis mit vielen Schäden im Süden von Baden-Württemberg.

5.1.2 Hagelereignis vom 08.07.2004

Am 08.07.2004 haben starke Hagelunwetter im südlichen Bereich des Beobachtungsgebiets viele Schäden verursacht. Besonders der Raum Freiburg, die Schwäbische Alb und der Bodenseeraum wurden stark getroffen. Im Raum Albstadt wurden bis zu 25% der versicherten Gebäude beschädigt. Man kann die Zugbahn des Hagelgewitters an den Schadensmeldungen erkennen (siehe Abb. 5.7). Die Schadenssummen und die Anzahl der Schadenmeldungen zeigen das Ausmaß der Schäden (siehe Tab. 5.2).

Das Gebiet lag an diesem Tag auf der Vorderseite eines Höhentrogs, der sich im Tagesverlauf von Westen annäherte (siehe Abb. 5.5). Die Daten des Radiosondaufstiegs von Stuttgart von 00 UTC an diesem Tag liefern für die CAPE sehr hohe Werte von 2119 J K^{-1} . Die CIN ist mit 90 J K^{-1} relativ gering. Diese Konvektionsindizes deuten auf günstige Bedingungen für die Bildung hochreichender Konvektion hin.

Im Westen Deutschlands wurden an diesem Tag wegen früh einsetzender Gewitterentwicklung nur mäßige Temperaturen um 20 Grad erreicht, während im Süden und Osten teilweise 30 Grad gemessen wurden.

Da ein Großteil der betroffenen Gebiete außerhalb des Untersuchungsgebiets liegt,

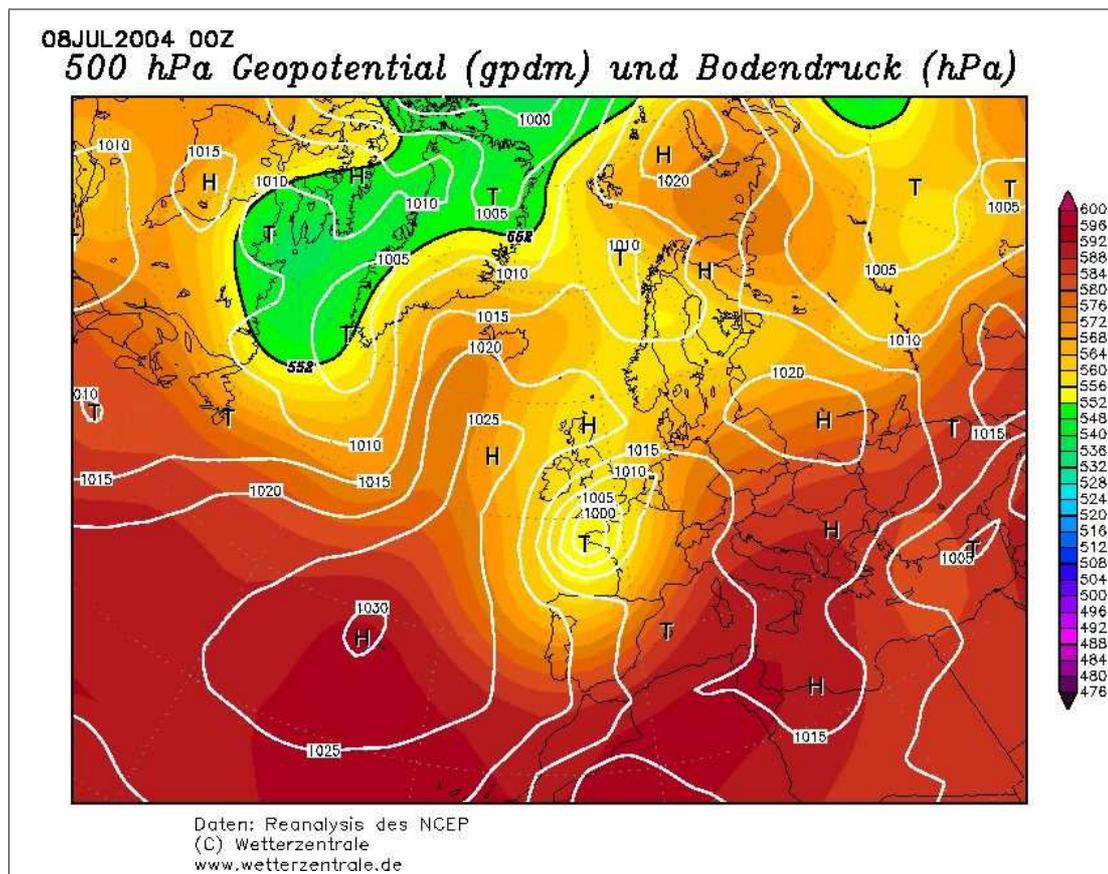


Abb. 5.5: Wetterlage am 08.07.2004 um 00 UTC. Über Westeuropa befindet sich ein Höhentief, dessen Achse von den Britischen Inseln bis nach Spanien verläuft.

wird hier nur das Gebiet von Villingen-Schwenningen bis Albstadt betrachtet. Legt man die Reflektivitäten der entsprechenden Zugbahn über die Schadensmeldungen, erkennt man eine gute Übereinstimmung, obwohl die betrachtete Zugbahn am Rand des Radargebiets liegt (siehe Abb. 5.8). Am östlichen Ende der Zugbahn ist eine Krümmung erkennbar, die auf den Rand des Erfassungsgebiets des Radars zurückzuführen ist. Im Radarbild (Abb. 5.6) ist die Gewitterzelle erkennbar, die die Schäden verursacht hat. Sie erscheint um 14:00 Uhr MESZ das erste Mal in der Gegend von Donaueschingen und zieht in den darauffolgenden zwei Stunden entlang der Hochfläche der Schwäbischen Alb bis Münsingen/Blaubeuren, wo sie um 16:00 Uhr MESZ zum letzten Mal auf dem Radarbild sichtbar ist. Diese Hagelzelle ist Teil einer Gewitterlinie, die sich um 14:30 Uhr vom südlichen Rand des Radargebiets über Pforzheim bis fast nach Heidelberg erstreckt. Entlang dieser Gewitterlinie sind mehrere Gewitterzellen angeordnet.

Wie man an den Schadenmeldungen in Abbildung 5.7 sehen kann, hat die Zelle entlang ihrer Zugbahn viele Schäden verursacht. Nach Osten hin schwächt sie sich ab. Jedoch ist auch weit im Osten noch das Postleitzahlengebiet um Heidenheim

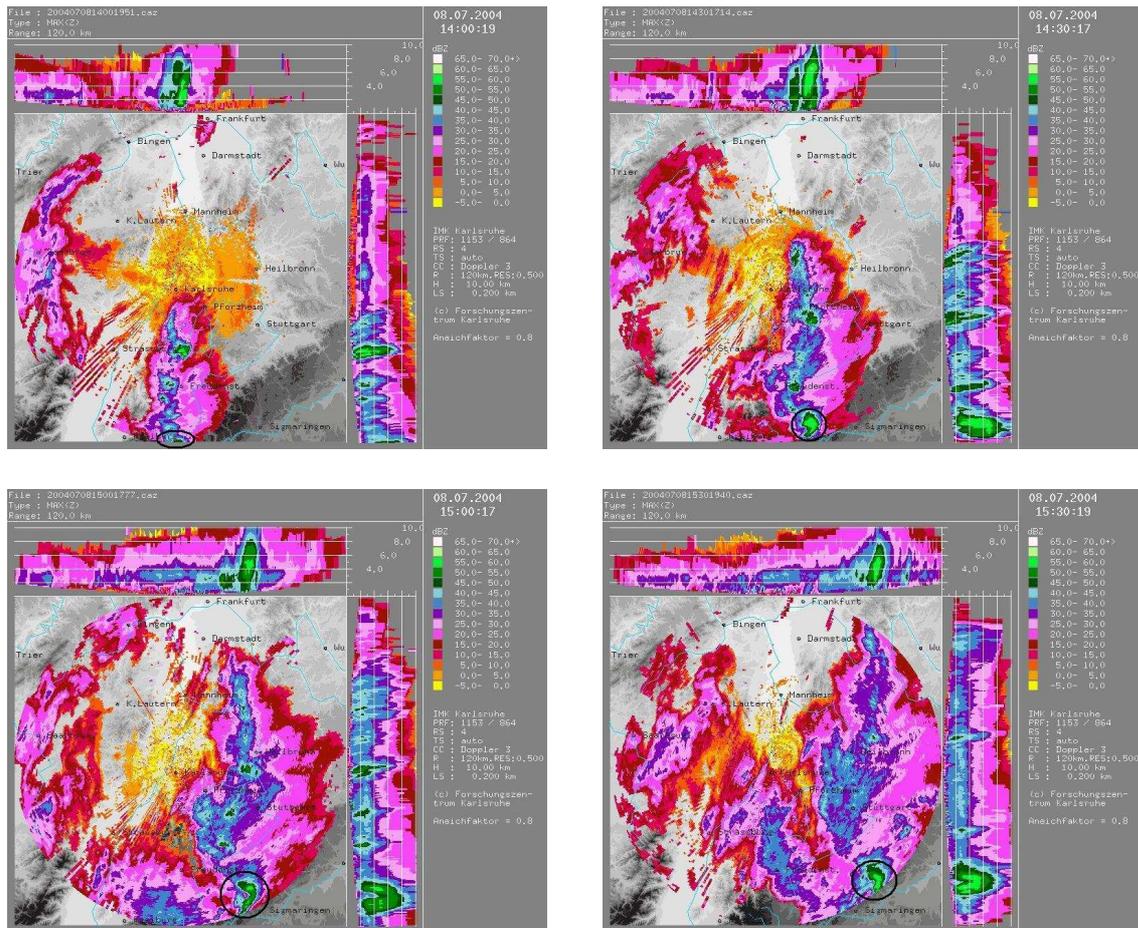


Abb. 5.6: Radarbilder vom 08.07.2004: 14:00 Uhr MESZ, 14:30 Uhr MESZ, 15:00 Uhr MESZ, 15:30 Uhr MESZ. Schwarz umrandet die Zelle, die die Hagelschäden verursacht hat.

betroffen, was auch auf diese Gewitterzelle zurückzuführen ist. Das Entstehungsgebiet dieser Hagelzelle kann aus den vorhandenen Daten nicht erkannt werden, da es außerhalb der Reichweite des Radars liegt.

Dieser Fall zeigt, dass auch im Randgebiet des Radars ist eine gute Übereinstimmung der Zugbahn mit den Schadensmeldungen vorliegt. Obwohl die Zugbahn das Untersuchungsgebiet nur streift, stimmen die Richtung und die räumliche Ausdehnung gut überein. Die Breite der Zone mit den Hagelschäden entspricht sehr gut dem Ausmaß vom Radar detektierten Zugbahn. Wenn einzelne Postleitzahlengebiete mit Schäden nicht vollständig von der durch das Radar detektierten Zugbahn abgedeckt werden, liegt das an den in diesem Bereich relativ großen Postleitzahlengebieten. Ob Schäden nur im Randbereich eines Postleitzahlengebiets auftreten oder das ganze Gebiet abdecken, ist durch die Daten der SV-Versicherung nicht nachzuvollziehen.

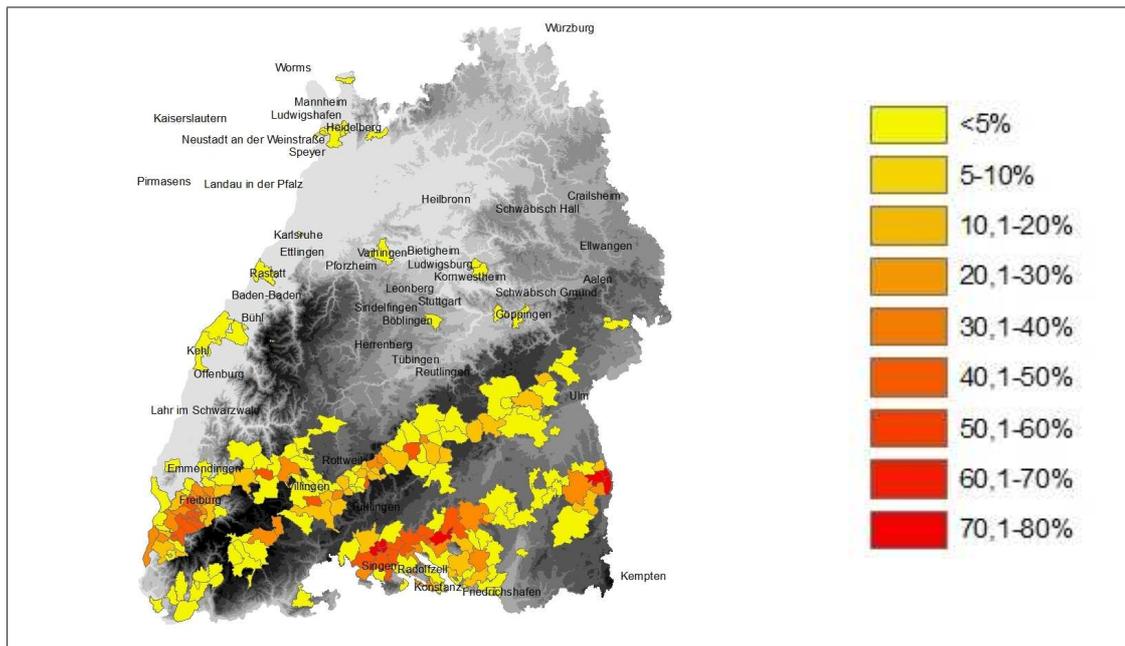


Abb. 5.7: Anteil der beschädigten Gebäude nach dem Hagelunwetter vom 08.07.2004 mit Schadenfrequenz für 5-stellige Postleitzahlengebiete (in %).

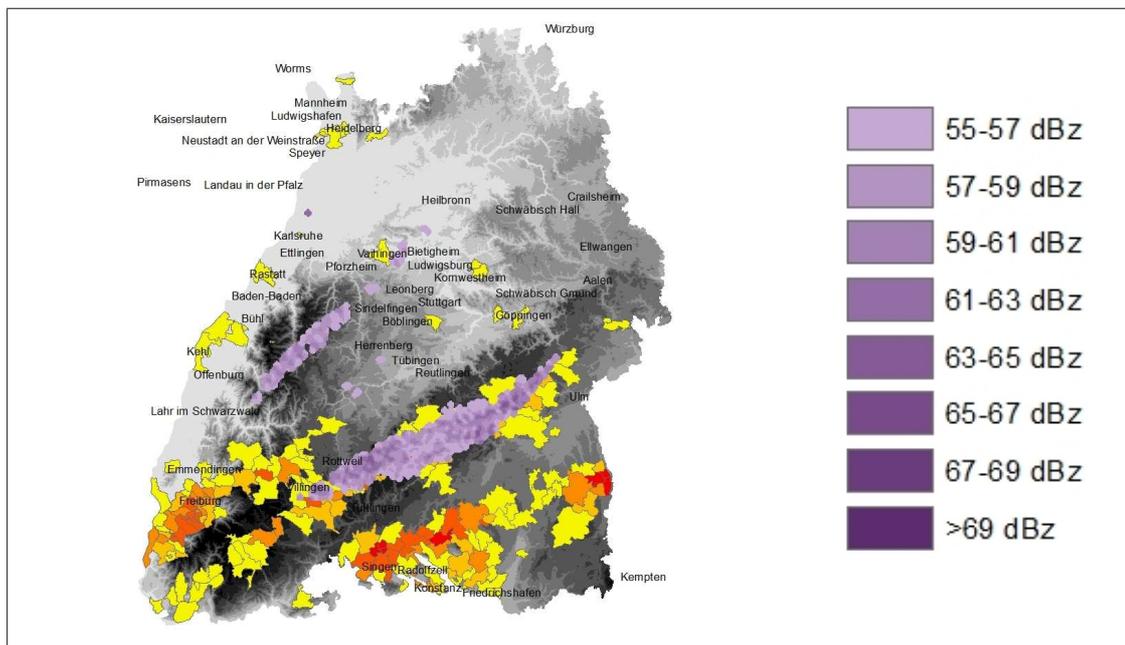


Abb. 5.8: Zugbahnen der Hagelzelle am 08.07.2004 mit Radarreflektivität über der Schadenfrequenz.

In Abbildung 5.8 ist eine weitere Zugbahn zu erkennen, die sich von Südwesten nach Nordosten über den Nordschwarzwald erstreckt. Diese Gewitterzelle hat am Boden keine nachgewiesenen Schäden verursacht, obwohl hohe Reflektivitätswerte erreicht wurden. Das kann zum einen an der geringen Bebauungsdichte in dieser

Tab. 5.2: Die 20 am meisten betroffenen Postleitzahlengebiete beim Hagelunwetter am 08.07.2004

PLZ	Gemeindename	Anzahl Schäden	Schadenssumme (€)
72458	Albstadt	1.207	2.118.382,15
78224	Singen	1.143	1.614.652,12
78333	Stockach	1.023	2.805.086,66
79111	Freiburg	510	957.441,28
88630	Pfullendorf	445	1.258.910,75
88634	Herdwangen-Schoenach	391	2.823.555,26
78269	Volkertshausen	383	1.460.997,17
79238	Ehrenkirchen	377	751.277,34
78259	Muehlhausen-Ehingen	351	639.558,43
78247	Hilzingen	328	530.085,40
79219	Staufen	319	641.302,56
88416	Ochsenhausen	311	540.474,35
88457	Kirchdorf	283	830.672,58
79110	Freiburg	283	364.220,56
79114	Freiburg	279	408.200,95
79194	Gundelfingen	258	360.573,92
78244	Gottmadingen	247	376.697,83
88453	Erolzheim	243	582.830,31
88451	Dettingen	228	500.195,54
79395	Neuenburg	224	374.616,25

Region liegen, andererseits kann auch die geringe Schadenanfälligkeit der Gebäude in diesem Bereich zu diesem Ergebnis führen.

5.2 Analyse der Anzahl der Hagelereignisse

In den folgenden Abschnitten wird die Anzahl der Hagelereignisse während des Beobachtungszeitraums 1997 bis 2007 betrachtet. Dabei werden für jede Region im Untersuchungsgebiet die durch die Versicherungsmeldungen erfassten Hageltage und die durch das Radar detektierten Hagelereignisse diskutiert. Auch wird die Anzahl der Hagelereignisse aus den beiden Verfahren miteinander verglichen. Am Ende findet eine Betrachtung der Zugbahnen der stärksten Hagelgewitter statt.

5.2.1 Anzahl der Hageltage in den Versicherungsmeldungen

Ein Hageltag wurde identifiziert, wenn in einem Postleitzahlengebiet an einem Tag mindestens drei Hagelschäden gemeldet wurden. Dabei wurde keine Unterscheidung bezüglich der Stärke des Hagelereignisses vorgenommen.

Addiert man für jedes Postleitzahlengebiet die Anzahl der Hageltage aus den Versicherungsdaten über den gesamten Beobachtungszeitraum (Jahre 1997 bis 2007), sind einige Hagelschwerpunkte zu erkennen (Abb. 5.9). Die Gebiete entlang der Nordwestkante der Schwäbischen Alb, das Albvorland mit dem Neckartal und die Region von Stuttgart sind besonders häufig betroffen. Auch einzelne Landkreise in der Region Karlsruhe und im östlichen Baden-Württemberg sind relativ häufig von Hagel betroffen. Nach Auswertung der Versicherungsdaten wurde jedes Postleitzahlengebiet im Zeitraum von 1997 bis 2007 durchschnittlich 12 mal von einem Hagelereignis getroffen. Gebiete im Raum Stuttgart wurden jedoch bis über 50 mal von einem schadenbringenden Ereignis getroffen. Beispielsweise im relativ kleinen Postleitzahlengebiet 70771 Leinfelden-Echterdingen, südlich der Stadt Stuttgart gelegen, wurden 54 Hageltage gemeldet, während in anderen Gebieten, vor allem in den nordöstlichen Landesteilen, kein Hageltag nachweisbar ist. Diese Regionen werden in den Abbildungen 5.9 und 5.10 grau dargestellt.

Diese Betrachtung ist stark abhängig von der Größe des jeweiligen Postleitzahlengebiets. Bei einem flächenmäßig großen Gebiet ist die Wahrscheinlichkeit, von der Zugbahn einer Gewitterzelle getroffen zu werden, deutlich größer als bei kleinen Gebieten. Deshalb wurde die Anzahl der Hageltage mit der Fläche des jeweiligen Postleitzahlengebietes normiert (Abb. 5.10). Nach der Normierung konzentriert sich die Häufung der Ereignisse auf die Region Stuttgart, die südliche Kante der Schwäbischen Alb und das Gebiet nördlich von Karlsruhe. Der Nordschwarzwald, die Hochfläche der Schwäbischen Alb, der Odenwald und die Hohenloher Ebene sind am wenigsten betroffen.

Auffällig ist eine große Konzentration der Schadenereignisse im Raum um Stutt-

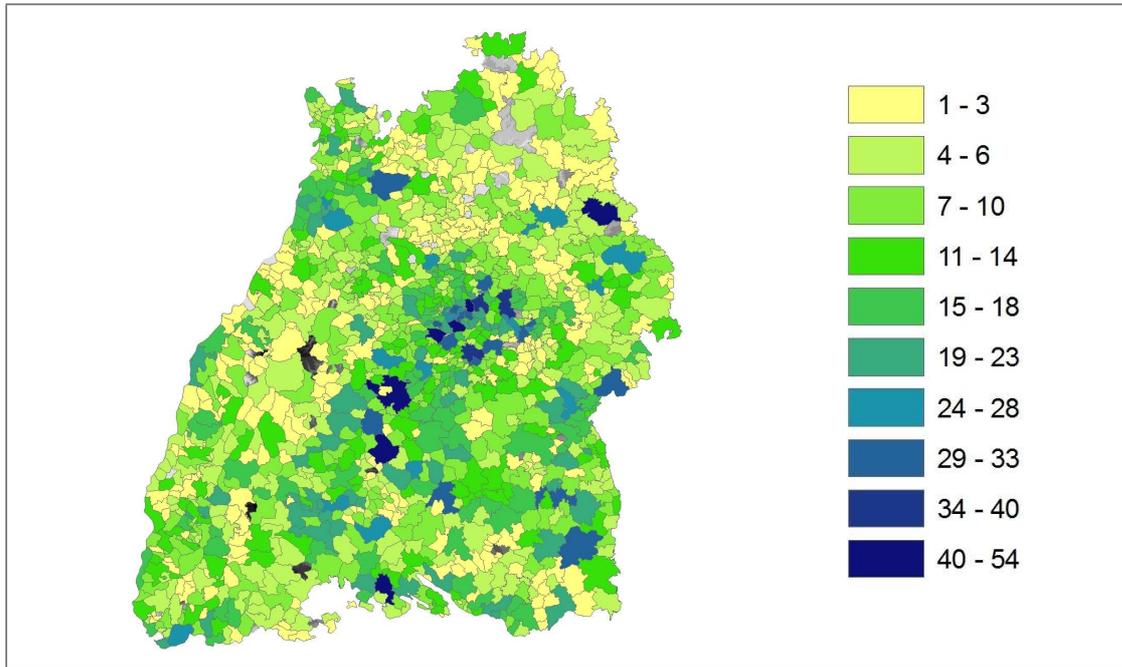


Abb. 5.9: Anzahl der Tage mit Hagelschäden pro Postleitzahlengebiet aus den Daten der SV-Versicherung in den Jahren 1997 bis 2007. Grau dargestellt sind Postleitzahlengebiete, für die im Beobachtungszeitraum keine Hagelschäden gemeldet wurden.

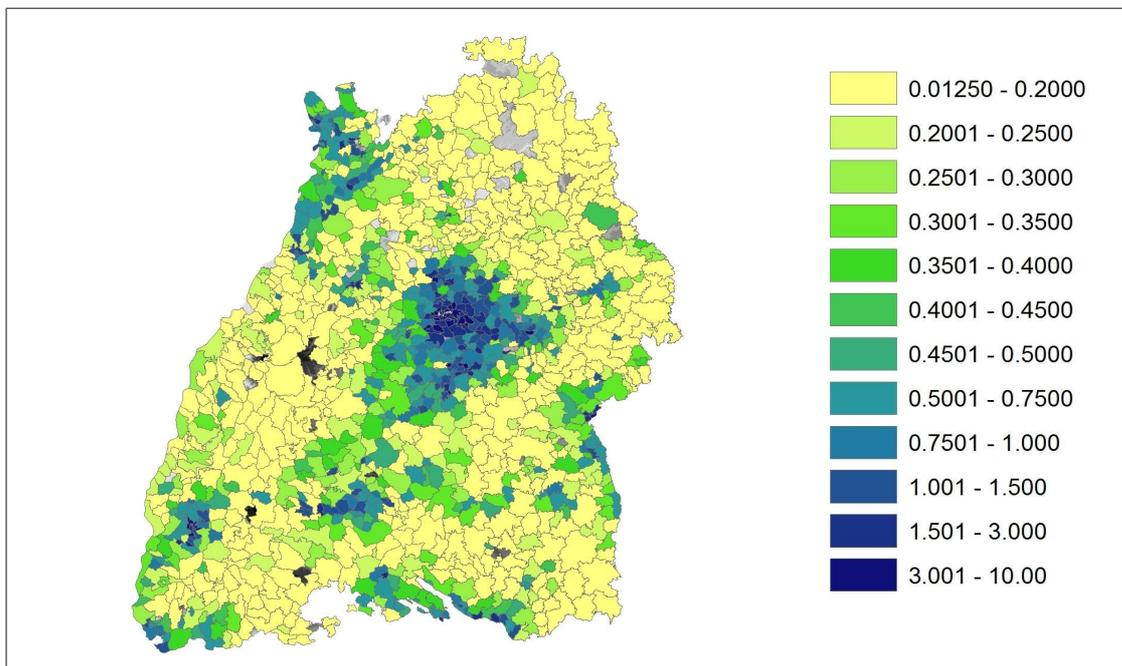


Abb. 5.10: Anzahl der Tage mit Hagelschäden aus den Daten der SV-Versicherung in den Jahren 1997 bis 2007, normiert auf eine Einheitsfläche von 1 km².

gart. Nach der Normierung werden dort Werte von bis zu 10 Schadentagen pro km² in 11 Jahren ermittelt. Möglicherweise führt die sehr geringe Größe der Postleitzahlengebiete in diesem Bereich zu diesem Effekt. Außerdem ist es wahrscheinlich,

dass die Vulnerabilität der Gebäude in diesem sehr dicht besiedelten Gebiet höher ist als in ländlichen Gegenden. Beispielsweise gibt es in städtischen Gebieten häufiger schadenanfällige Gebäudeteile wie Wintergärten und Blechfassaden (siehe Kap. 2.5). Auch dadurch werden mehr Hagelschäden verursacht.

Da diese Auswertung auf den Versicherungsmeldungen basiert, stellt sich die Frage, ob die Verteilungen der Abbildungen 5.9 und 5.10 abhängig von der Besiedlungsdichte und der Vulnerabilität der Gebäude sind. Deshalb wird im folgenden Abschnitt dieselbe Auswertung mit unabhängigen Daten des IMK-Radars am Forschungszentrum Karlsruhe berechnet.

5.2.2 Anzahl der Hageltage nach Auswertung der Radardaten

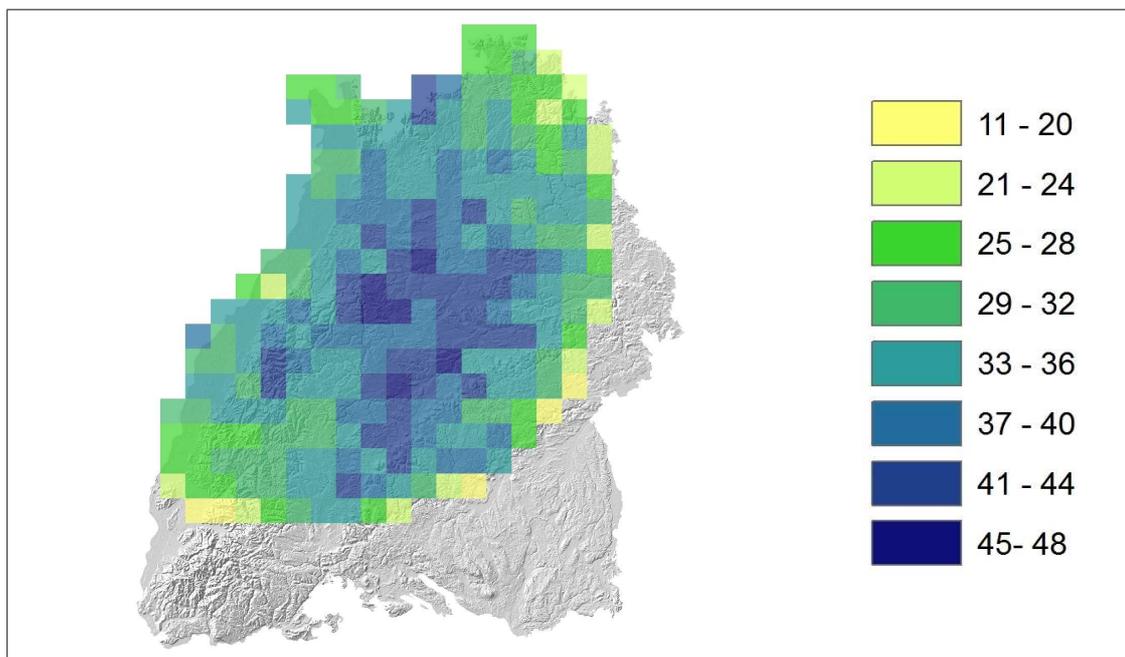


Abb. 5.11: Anzahl der Tage, an denen ein Schwellenwert der Radarreflektivität von 55 dBZ überschritten wurde. Es wurden nur Tage betrachtet, an denen gemäß den Versicherungsdaten der SV-Versicherung Hagelschäden gemeldet wurden.

In den folgenden Auswertungen wurde ein Tag als Hageltag definiert, wenn eine Radarreflektivität von 55 dBZ überschritten wurde und der TRACE3D-Algorithmus (siehe Kap. 4.2) eine zugehörige Zugbahn erkannt hat. Damit unterscheidet sich die Definition eines Hageltages von der im vorigen Abschnitt, da hier kein direkter Bezug zu den Hagelschäden hergestellt wird. Wenn ein Schwellenwert der Radarre-

flektivität von 55 dBZ überschritten wird, kann auch Starkniederschlag die Ursache sein, da die Reflektivität nicht nur vom Durchmesser der Hydrometeore, sondern auch von deren Anzahl abhängt (Kap. 2.4). Auch kann ein Hagelkorn, das vom Radar in einer Höhe von 1500m NN detektiert wird, bis zum Boden geschmolzen sein und keinen Schäden mehr verursachen. Allerdings wurde hier nur Tage ausgewertet, die mit nachgewiesenen Hagelschäden am Boden verbunden waren.

Die Auswertung erfolgte im Beobachtungsgebiet für ein Raster mit einer Größe von $10 \times 10 \text{ km}^2$. Für den Zeitraum von 1997 bis 2007 ist eine deutliche räumliche Variabilität der Ergebnisse sichtbar (Abb. 5.11). Auch hier ist im Raum zwischen Schwarzwald und Schwäbischer Alb eine deutliche Häufung der Hageltage zu erkennen. Zum Rand des Radargebiets (siehe Kap. 3.3) hin wird die Anzahl geringer, da in diesem Bereich nicht mehr alle Zugbahnen von TRACE3D erfasst werden. Der Schwellenwert von 55 dBZ ist im Bereich des mittleren Schwarzwalds, des Rheintals und auch in der Hohenloher Ebene und im Odenwald deutlich seltener überschritten worden als im Albvorland und der Region Stuttgart. So sind gemäß der Radarauswertung in den wenig betroffenen Gebieten zwischen 22 und 36 Hageltage erfasst, während in den Häufungsgebieten bis zu 47 Ereignisse auftreten. Nur in den Randbereichen sind teilweise unter 20 Ereignisse detektiert worden. Für den Raum Karlsruhe werden um die 30 Hageltage gezählt, während in der Region Stuttgart mit durchweg über 40 Tagen eine deutlich höhere Anzahl auftritt.

5.2.3 Vergleich der Anzahl der Hageltage nach Radarmessungen und Versicherungsdaten

Vergleicht man die Anzahl der Hageltage gemäß den Versicherungsdaten mit denen aus den Radardaten, sind ähnliche Häufungsgebiete zu erkennen (Abb. 5.12). An der Nordwestkante der Schwäbischen Alb und im Albvorland entlang des Neckars treten nach beiden Methoden die meisten Hageltage auf. Eine besonders gute Übereinstimmung findet man in einem Streifen von Villingen-Schwenningen bis hin nach Stuttgart, das das östliche Ende dieses besonders betroffenen Gebiets darstellt. Betrachtet man beispielsweise das Postleitzahlengebiet 72108 Rottenburg am Neckar, liegen dort laut Versicherungsdaten 49 Hageltage im Beobachtungszeitraum vor. Bei Betrachtung der Radardaten werden 46 Zugbahnen detektiert. Normiert auf eine Einheitsfläche von 1 km^2 , ergibt sich für Rottenburg am Neckar nach Radardaten ein Wert von 0,45 Hageltage, während sich durch die Größe des Postleitzahlengebiets nach den Versicherungsmeldungen nur ein Wert von 0,34 Tagen errechnet. Allerdings muss man berücksichtigen, dass die von einem Gewitter erfasste Fläche weitaus größere Ausmaße hat als 1 km^2 . Daher wirkt sich eine durch das Radar

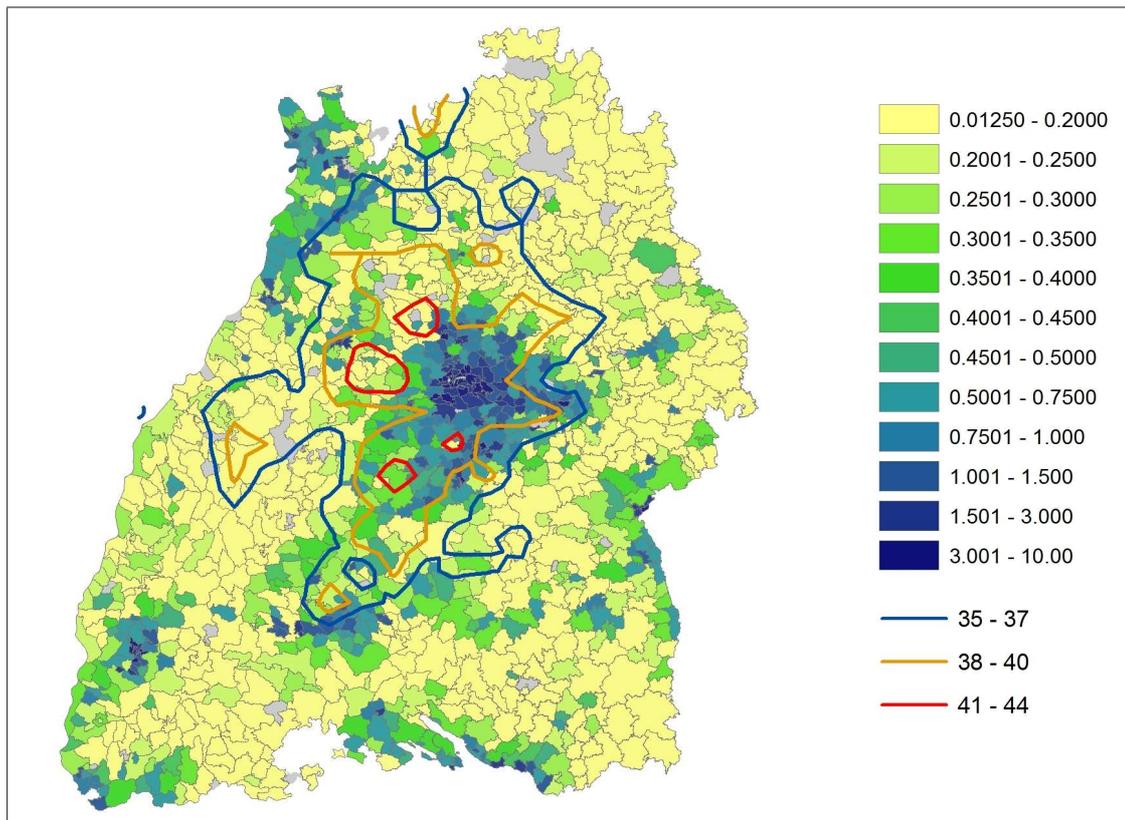


Abb. 5.12: Anzahl der Tage mit Hagelschäden pro km² nach den Versicherungsdaten (eingefärbte Gebiete) und Anzahl der Hageltage, die die Radarauswertung ergibt (Isolinien) im Beobachtungszeitraum 1997 bis 2007.

detektierte Zugbahn auch auf die angrenzenden Gebiete aus. Die ursprüngliche Berechnung nimmt als Bezugsgebiet eine Fläche von 100 km². Deshalb sind die durch das Radar ermittelten Werte für die Dichte der Zugbahnen pro km² meist als zu hoch einzuschätzen. Die Anzahl der vom Radar detektierten Hageltage stimmt insgesamt relativ gut mit der Anzahl der Schadentage in den gesamten Postleitzahlengebieten überein.

Im weiter östlich gelegenen Ostfildern werden 42 Ereignisse durch das Radar erfasst, während 45 Hageltage in den Versicherungsmeldungen enthalten sind. Normiert erhält man Werte aus den Versicherungsdaten von 2,3 Hagelereignissen pro km², während über das Radar nur 0,42 berechnet werden. Hier zeigt sich eine deutliche Abweichung.

Im Gebiet 75181 Pforzheim erhält man eine Anzahl von 11 Schadentagen bei einer durch das Radar erfassten Anzahl von 45 Hageltagen. Normiert treten 0,23 Schadensmeldungen pro km² auf, während durch das Radar 0,43 Tage pro km² erfasst werden. Auch im Postleitzahlengebiet 75365 Calw im Nordschwarzwald ergeben sich 19 Schadentage bei 38 durch das Radar erfassten Zugbahnen. Nach Normierung er-

hält man Werte von 0,32 Schadentagen bei 0,38 Zugbahnen pro km^2 . Hier wird eine gute Übereinstimmung erzielt.

In der Region Kraichgau sind aus den Radardaten lokale Maxima ersichtlich, die in den Versicherungsdaten nicht auftreten. Beispielsweise im Gebiet Vaihingen/Enz werden pro Einheitsfläche 0,47 Zugbahnen vom Radar erfasst, während nur 0,013 in den Versicherungsdaten auftreten.

Grund für eine schlechte Übereinstimmung kann sein, dass in bestimmten Regionen die Besiedlungsdichte sehr gering ist und die Gebäude eine weitaus kleinere Schadenanfälligkeit haben als in anderen Gebieten (siehe Kap. 2.5). Daher treten eventuell in dieser Region weniger Versicherungsschäden auf. Auch ist es möglich, dass aufgrund der Abhängigkeit der Radarreflektivität von der 7. Potenz des Durchmessers der Hydrometeore (Gl. 2.31) bei dem Schwellenwert von 55 dBZ nicht immer schadenverursachender Hagel auftritt. Eventuell treten auch geringere Korngrößen auf, die weniger Schaden an den Gebäuden verursachen. Diese Faktoren werden im folgende Kapitel berücksichtigt.

In den Randbereichen des Radargebiets ist ein Vergleich nicht möglich, da aus den Radardaten nicht mehr alle Zugbahnen detektiert werden können.

Insgesamt ist im Vergleich zwischen Versicherungsdaten und Radardaten trotz der zum Teil unterschiedlichen Definition von Hageltagen eine prinzipiell gute Übereinstimmung erkennbar. Die Kernbereiche werden von beiden Betrachtungsseiten als Gebiete mit hoher Anzahl an Hageltagen identifiziert. Anzumerken ist, dass bei den hier diskutierten Analysen die Stärke eines Hagelereignisses nicht betrachtet wird. Ein schwaches Hagelgewitter mit wenigen Schäden wird gleich gewichtet wie ein Extremereignis. Auch werden eventuelle Ausfälle des Radars nicht berücksichtigt. Eine Betrachtung der Stärke der Hagelereignisse findet in Abschnitt 5.3 statt.

5.2.4 Zugbahnen der stärksten Zellen

Bei Betrachtung der Zugbahnen an den 30 stärksten Hageltagen (siehe Anhang A), die nach SV-Versicherungsdaten auftraten, ergibt sich ein markantes Bild (Abb. 5.13). Dabei wurde die Stärke eines Hagelereignisses anhand der Schäden aus den Versicherungsdaten mithilfe des Schadenindex bestimmt (siehe Kap. 4.1). Es ist eine deutliche Häufung der Zugbahnen an der Nordwestkante der Schwäbischen Alb zu erkennen. Diese Kante stellt auch eine markante Grenze dar. Über der Hochfläche der Schwäbischen Alb sind deutlich weniger Zugbahnen detektiert. Ebenso ist der Nordschwarzwald, die Hohenloher Ebene und der Kraichgau nicht so stark betroffen. Ein kleines Maximum ist im Bereich nördlich von Karlsruhe erkennbar.

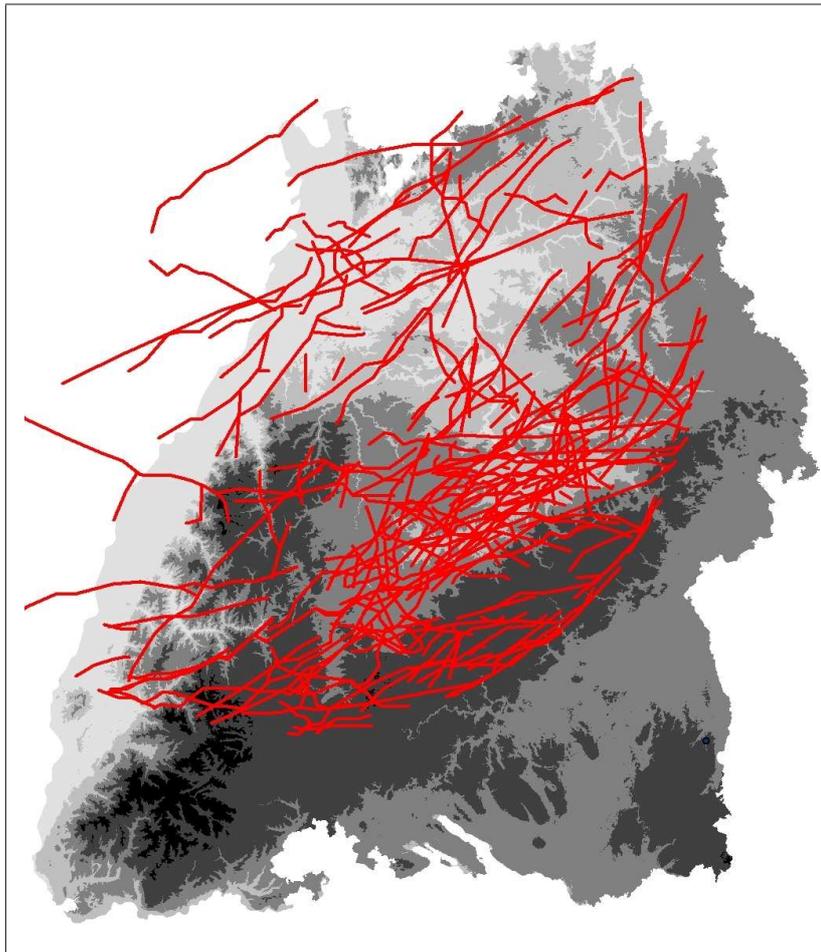


Abb. 5.13: Zugbahnen der 30 stärksten Hagelzellen im Untersuchungsgebiet in den Jahren 1997 bis 2007

Die scharfe Grenze an der Schwäbischen Alb könnte möglicherweise mit der Abschattung des Radarstrahls durch die Orografie zusammenhängen. Dies ist jedoch eher unwahrscheinlich, da südlich dieses Gebiets wieder mehr Zugbahnen auftreten. Die Häufung am Rand des Radargebiets kann auch mit den Randeffekten des TRACE3D-Algorithmus zusammenhängen. Dadurch werden in den Randbereichen nicht mehr alle Zugbahnen hinreichend und in voller Ausdehnung erfasst. Die stärksten Hagelgewitter treten also bevorzugt entlang der Schwäbischen Alb und des Neckars auf.

Vergleicht man die Anzahl der Hageltage pro Einheitsfläche aus den Versicherungsmeldungen mit der Häufigkeit der Zugbahnen der stärksten Hagelgewitter, ist eine große Übereinstimmung erkennbar (Abb. 5.14). Die Gebiete mit den meisten Hageltagen werden von einem Großteil der Zugbahnen erfasst. Dieser Vergleich zeigt die gute Korrelation zwischen Hageltagen nach Versicherungsmeldungen und den

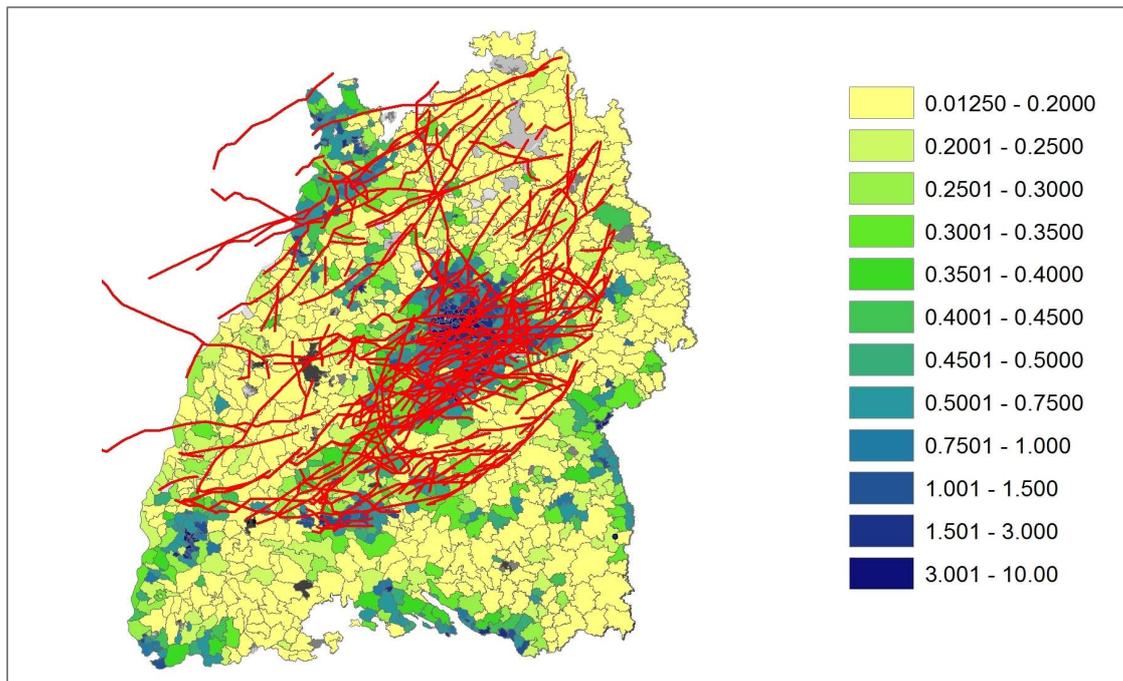


Abb. 5.14: Die Zugbahnen der 30 stärksten Gewitterzellen im Beobachtungsgebiet. Farblich dargestellt ist die Anzahl der Hageltage pro km² nach Auswertung der Versicherungsdaten der SV-Versicherung

Zugbahnen.

Die Region Stuttgart, das Neckartal und auch der Rhein-Neckar-Raum im Nordwesten Baden-Württembergs werden demnach von den stärksten Hagelunwettern getroffen, während im restlichen Beobachtungsgebiet diese Extremereignisse seltener auftreten. Gut erkennbar ist, dass die saubere sichtbare Grenze der Zugbahnen an der Kante der Schwäbischen Alb sich mit einer Grenze in der Schadenzahl deckt. Demnach gibt es auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb erheblich weniger Hagelunwetter als im Albvorland.

Auch der Schwarzwald ist gemäß beider Betrachtungsweisen sehr selten von starken Hagelgewittern betroffen. Die Dichte der Zugbahnen in diesem Bereich ist sehr gering. Nur wenige Zugbahnen überqueren den Nordschwarzwald. Meistens beginnen sie auf der Ostseite des Schwarzwalds und reichen bis an den östlichen Bereich des Beobachtungsgebiets.

Im Raum Karlsruhe und dem Kraichgau ist die vorherrschende Richtung ebenfalls von Südwest nach Nordost. Einige Zugbahnen verlaufen jedoch auch parallel zum Rheintal. Besonders nordwestlich des Nordschwarzwalds ist dieser Effekt zu beobachten.

Die vorherrschende Richtung der Zugbahnen verläuft von Südwest nach Nordost,

ungefähr parallel zur mittleren Höhenströmung und zur Kante der Schwäbischen Alb. Besonders im Bereich nördlich der Schwäbischen Alb ist diese Zugrichtung vorherrschend, was auf eine Beeinflussung der Zugbahnen durch die Orografie hinweist. Jedoch sind auch einige Ausreißer mit direkter West-Ost Richtung und sogar ein Ereignis mit Nord-Süd-Richtung zu sehen. Die Verzweigungen der Zugbahnen sind auf Ungenauigkeiten bei der Berechnung durch TRACE3D zurückzuführen.

5.3 Extremwertstatistik

Ziel der hier angewendeten Extremwertstatistik ist es, Intensitäten beziehungsweise Radarreflektivitäten mit Auftretenswahrscheinlichkeiten zu verbinden. Mithilfe der oben beschriebenen Verfahren (siehe Kap. 4.4) wurden zu erwartende Werte der Radarreflektivität für bestimmte Wiederkehrperioden abgeleitet. Da der Beobachtungszeitraum mit 11 Jahren relativ kurz ist, wurden nur Wiederkehrperioden bis 10 Jahre berücksichtigt.

Gemäß Kapitel 2.4 ergibt schon eine Differenz der Radarreflektivität von einem dBZ eine Erhöhung der hagelkinetischen Energie um den Faktor 7. Im Rahmen der Extremwertstatistik treten Differenzen in der Extremwerten der Reflektivität von bis zu 10 dBZ auf, die mit einer entsprechend großen Variabilität der Hagelgefährdung verbunden sind.

5.3.1 Einjährige Wiederkehrperioden

In Abb. 5.15 ist die Radarreflektivität dargestellt, die statistisch betrachtet einmal pro Jahr erreicht beziehungsweise überschritten wird. Es sind große regionale Unterschiede in den Ergebnissen der Extremwertstatistik erkennbar. Im gesamten Schwarzwald sind eher geringe Werte vorherrschend. Nur am Nordrand des Nord-schwarzwaldes, im Raum Pforzheim, werden Werte von über 63 dBZ erreicht, während im Großteil des Schwarzwaldes jährliche Reflektivitäten von 60 bis 63 dBZ berechnet wurden.

Im Kraichgau werden etwas höhere Werte berechnet, ein lokales Maximum ist im Raum Sinsheim, dem südlichen Odenwald bis hin nach Bruchsal erkennbar. Hier werden jährliche Werte von mehr als 63,5 dBZ erreicht.

Nordöstlich von Heilbronn, in der Hohenloher Ebene, werden ähnlich wie im Schwarzwald nur sehr geringe Reflektivitäten erreicht. Die Extremwertanalyse im gesamten nordöstlichen Bereich des Untersuchungsgebiets zeigt eher geringe Werten. Aller-

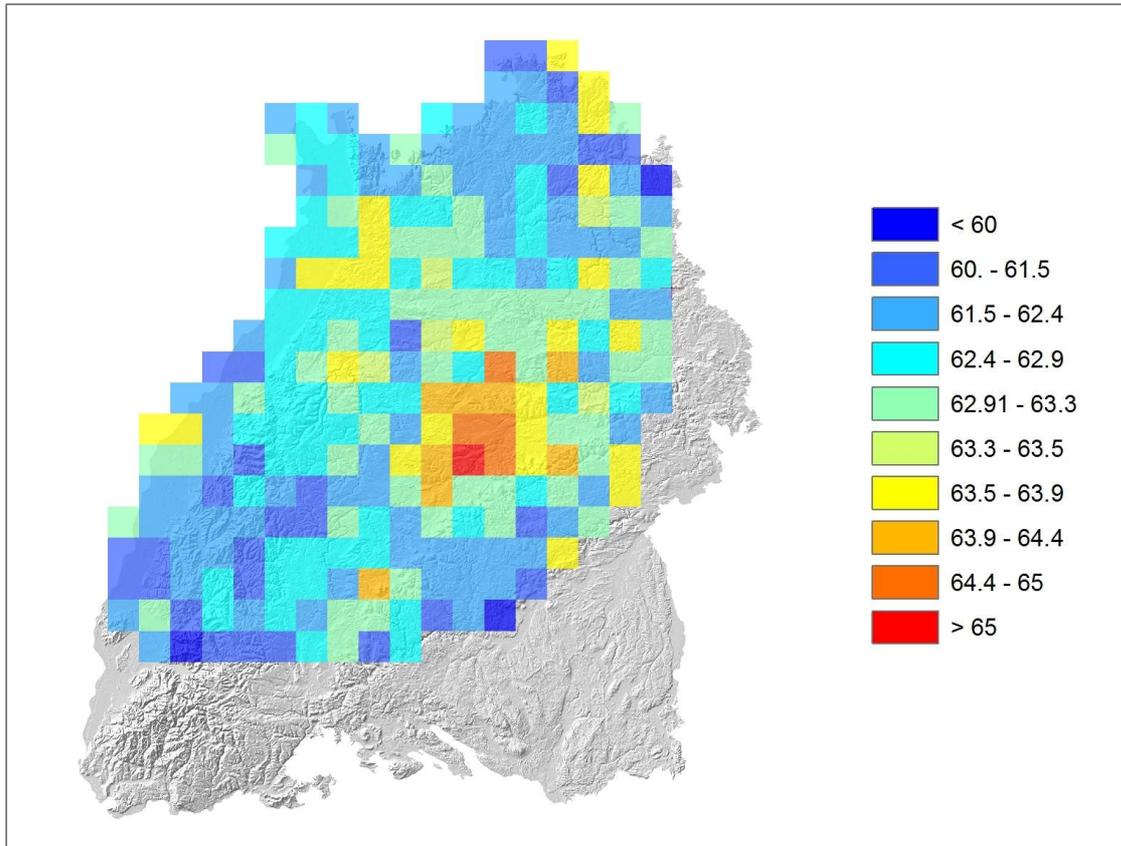


Abb. 5.15: Jährlich zu erwartende Reflektivität in dBZ

dings finden sich hier einzelne Gitterzellen mit erhöhten Werten, die jedoch keinem Muster folgen. Am Rand des Beobachtungsgebiets südwestlich von Würzburg ist ein Maximum mit jährlichen Reflektivitätswerten von bis zu 63,8 dBZ erkennbar. Das absolute Maximum im Beobachtungsgebiet findet sich südlich von Stuttgart am Nordwestrand der Schwäbischen Alb. Hier werden in einem großen zusammenhängenden Gebiet jährliche Reflektivitätswerte von teilweise über 65 dBZ ausgegeben. Daher ist dieses Gebiet in Abbildung 5.16 vergrößert dargestellt. Die Zone mit hohen Werten erstreckt sich von Schwäbisch Gmünd im Osten den Rand der Schwäbischen Alb entlang in Richtung Südwesten bis Tübingen und Herrenberg. Das Gebiet mit den größten Werten befindet sich direkt südlich von Stuttgart im Bereich der Fildern und des Neckartals zwischen Tübingen und Nürtingen. Erst westlich von Tübingen werden die Werte wieder geringer. Selbst im Bereich der Stadt Stuttgart werden jährliche Reflektivitätswerte von über 64 dBZ geschätzt.

Auf der Albhochfläche südlich von Tübingen und Reutlingen hingegen sind die Werte relativ gering. Ein lokales Maximum findet sich dagegen weiter im Südwesten in der Region Rottweil - Balingen. Auch dort wurden jährliche Reflektivitätswerte von über 64 dBZ berechnet.

Ein weiteres Gebiet mit lokal erhöhten Reflektivitäten findet sich im Rheintal nörd-

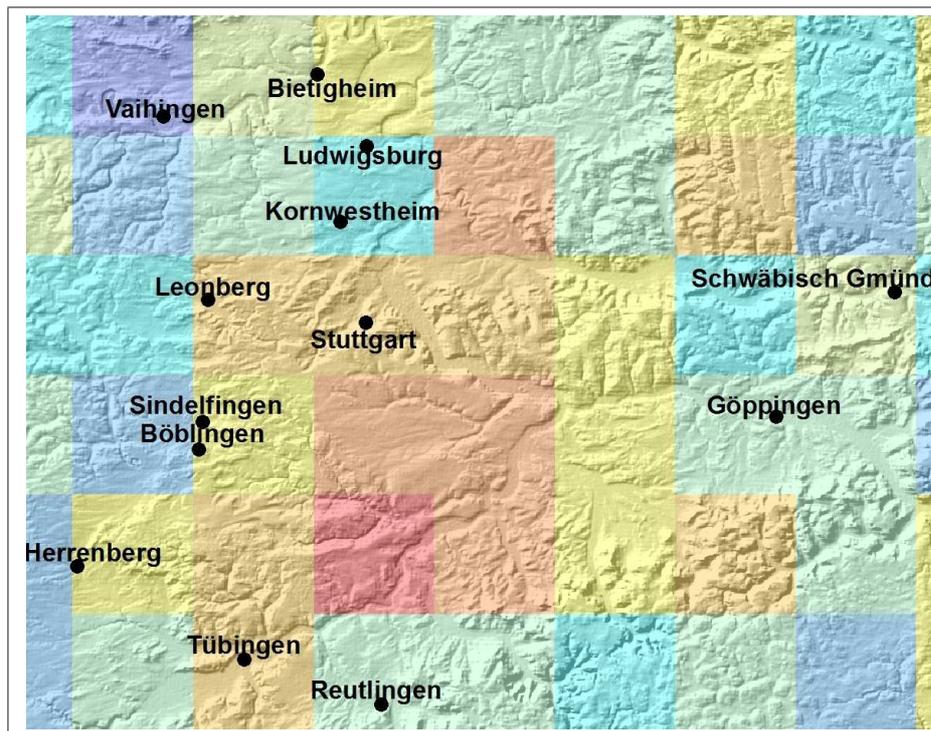


Abb. 5.16: Gebiet mit dem Maximum der jährlich zu erwartenden Reflektivität in dBZ, Legende siehe Abb. 5.15.

lich von Kehl. Für diese Region ergeben sich Reflektivitäten von 63 bis 64 dBZ.

5.3.2 Mehrjährige Wiederkehrperioden

Für vier ausgewählte Gebiete (Abb. 5.17) werden im Folgenden die Extremwerte genauer analysiert. Zwei der insgesamt vier betrachteten Gebiete befinden sich in Regionen mit einer geringen jährlich zu erwartenden Radarreflektivität, die zwei anderen befinden sich in einer Region mit sehr hohen jährlichen Reflektivitäten.

Für Gebiet 281 im Nordschwarzwald wurden im Beobachtungszeitraum 36 mal Reflektivitätswerte über 55 dBZ gemessen. Die dabei gemessene maximale Reflektivität lag bei 65,1 dBZ, im Mittel wurden 60,2 dBZ erreicht. Die aus dieser Stichprobe berechneten Werte der Extremwertstatistik weisen eher niedrige Werte auf (Abb. 5.18). Jährlich ist demnach in diesem Gebiet als Extremwert eine Reflektivität von 62,8 dBZ zu erwarten. Als 10-jähriges Ereignis wird eine Reflektivität von 65,9 dBZ berechnet, also ein um 3,1 dBZ höherer Wert.

Im Gebiet 489, in der Hohenloher Ebene nördlich von Schwäbisch Hall, sehen die Verhältnisse ähnlich aus. Dort besteht die Stichprobe zur Berechnung der Extremwertstatistik aus 32 Werten, das Maximum beträgt 65,3 dBZ, der Mittelwert ist mit

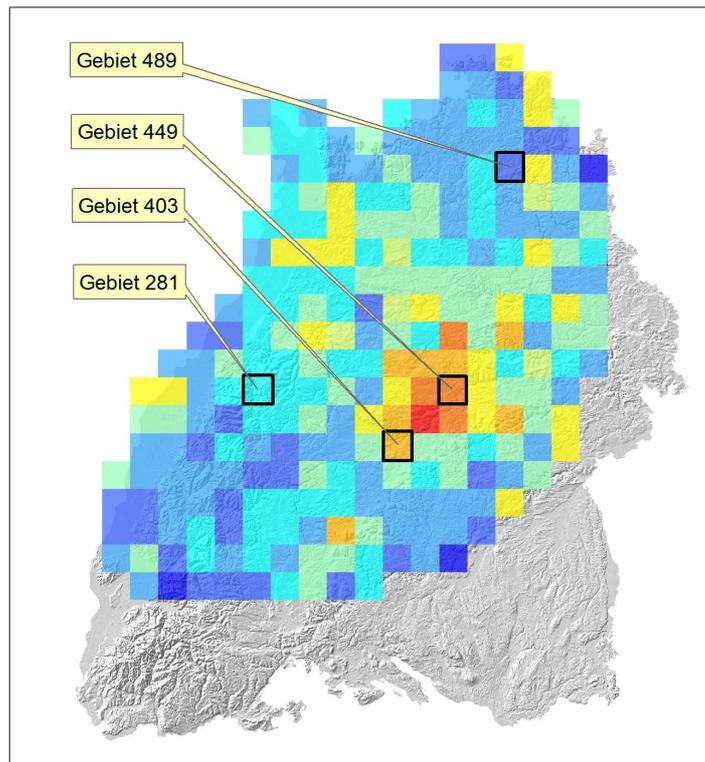


Abb. 5.17: Jährlich zu erwartende Reflektivität in dBZ, schwarz markiert die beobachteten Rasterzellen. Legende siehe Abb. 5.15.

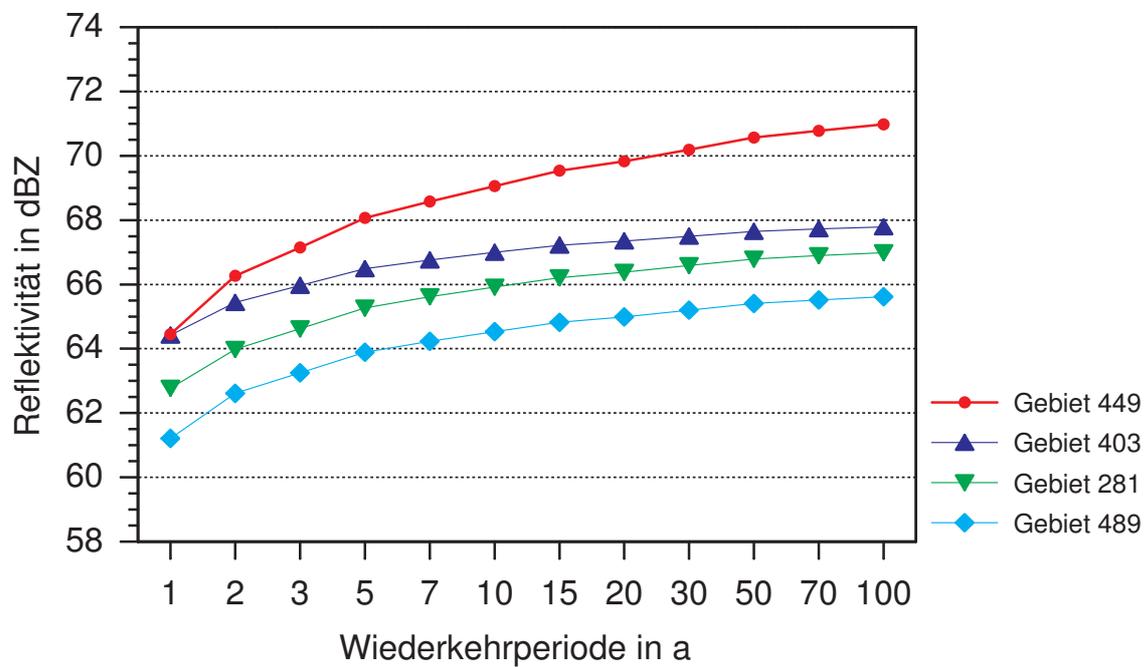


Abb. 5.18: Wiederkehrperioden in Jahren für bestimmte Reflektivitätswerte für die in Abb. 5.17 markierten Gebiete.

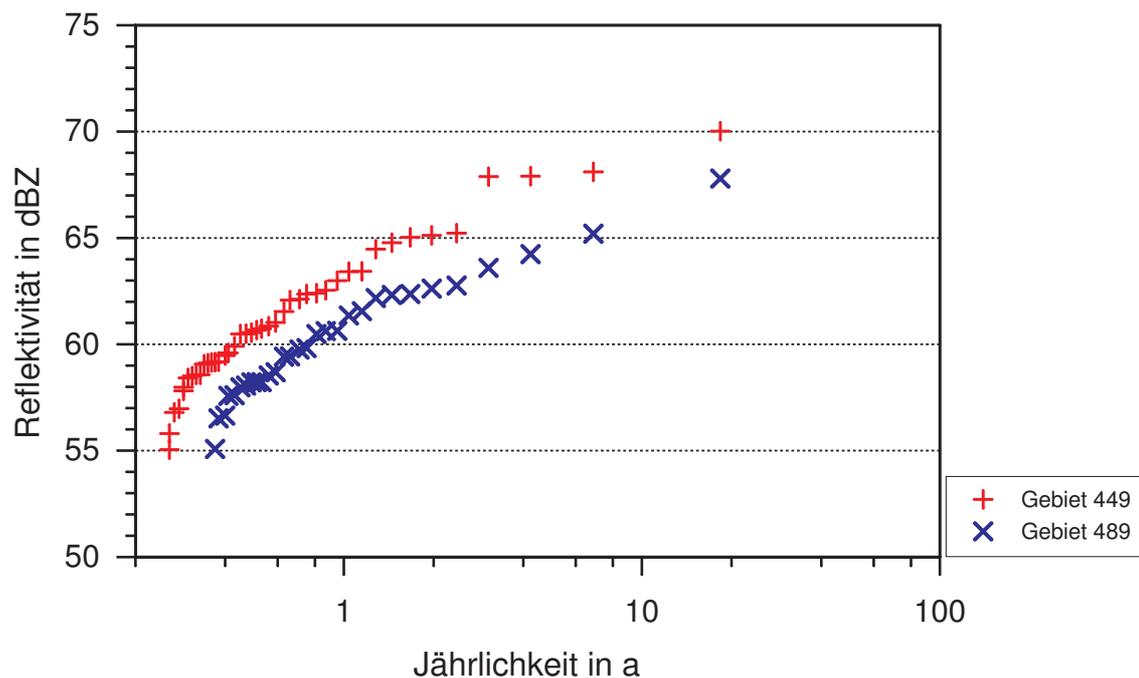


Abb. 5.19: Mit Gleichung 5.1 berechnete Jährlichkeiten der Stichprobenwerte für die Rasterzellen 489 und 449.

59,3 dBZ etwas geringer als in Gebiet 281.

Um für diese Stichprobe eine Verteilungsfunktion für die Berechnung der Extremwertstatistik anzupassen, ist eine Vorabschätzung für die Jährlichkeit T der einzelnen Stichprobenwerte notwendig. Nach DVWK (1985) geschieht dies mittels des Ansatzes:

$$T(k) = \frac{L + 0,2}{k - 0,4} \cdot \frac{M}{L}, \quad (5.1)$$

wobei L die Größe der Stichprobe und k den Laufindex der Stichprobenwerte, die der Größe nach absteigend geordnet sind, beschreiben. Die Variable M erfasst den Beobachtungszeitraum in Jahren (hier 11 Jahre). Die Daten aus der Stichprobe für das Gebiet 489 werden in Abhängigkeit ihrer so berechneten Jährlichkeit in Abbildung 5.19 dargestellt (blau). Dabei sind vergleichsweise niedrige Werte vorherrschend.

Als Ergebnis der Extremwertbestimmung wird für dieses Gebiet als Reflektivität mit einjähriger Wiederkehrperiode ein Wert von 61,22 dBZ berechnet, als 10 jährlicher Wert ergibt sich 64,5 dBZ. Beide Gebiete liegen in Regionen, wo keine besondere Häufung an Zugbahnen erkennbar ist (siehe Abb. 5.13). Auch die berechneten Werte deuten nicht auf eine besonders große Hagelgefährdung hin.

Die Gebiete 449 und 403 (Abb. 5.17) hingegen liegen in einer Zone mit höherer zu erwartender jährlicher Reflektivität. Das Gebiet 449 befindet sich südöstlich von

Stuttgart am Nordwestrand der Schwäbischen Alb. Die Stichprobe für die Extremwertstatistik enthält in diesem Gebiet 43 Werte. Dies allein ist schon ein Hinweis auf eine hohe Hagelgefährdung im Vergleich zu den oben diskutierten Gebieten mit Stichprobengrößen von knapp über 30 Werten. Die maximal gemessene Reflektivität beträgt 70 dBZ. Auch der Mittelwert der Stichprobe ist mit 61,3 dBZ etwas höher. Als jährlichen Extremwert (Abb. 5.18) erhält man 64,5 dBZ, als 10 jährlichen Wert 69 dBZ. Die Werte der Stichprobe sind demnach deutlich höher als die in den bisher angesprochenen Gebieten, was auch in Abbildung 5.19 sichtbar ist.

Auch das Gebiet 403 liegt in dieser Region mit höheren Radarreflektivitäten. Die Stichprobe besteht ebenfalls aus 43 Einzelwerten, das Maximum liegt bei 67,5 dBZ, der Mittelwert beträgt 61,1 dBZ. Jährlich ist hier ein Reflektivitätswert von 64,4 dBZ zu erwarten, alle 10 Jahre ist eine Reflektivität von 67 dBZ wahrscheinlich. Die Werte sind nicht ganz so hoch wie im Gebiet 449, dennoch sind sie vergleichsweise groß.

Vergleicht man diese Werte mit denen der oben beschriebenen Gebiete, kommt hier eine Reflektivität von 64 dBZ jährlich vor, während im Gebiet 489 dieser Wert fast nur alle 10 Jahre erreicht wird. Im Gebiet 449 wird also eine Reflektivität von 64 dBZ nahezu zehnmal häufiger erreicht als im Gebiet 489. Die erwarteten Reflektivitäten steigen mit zunehmender Wiederkehrperiode in Gebiet 449 deutlich stärker an als in den anderen Gebieten (Abb. 5.18). Während für die Wiederkehrperiode von einem Jahr fast die gleichen Werte vorliegen wie im Gebiet 403, nimmt die Reflektivität im Gebiet 449 schon ab zweijährlichen Ereignissen deutlich zu.

In den Darstellungen der Reflektivitäten für eine Wiederkehrperiode von 2, 5 und 10 Jahren (Abb. 5.20, 5.21 und 5.22) ist ein ähnliches Muster erkennbar wie für eine jährliche Wiederkehrperiode (Abb. 5.15). In dem näher diskutierten Gebiet im Raum Stuttgart und südlich davon (Abb. 5.16) sind durchweg erhöhte Reflektivitätswerte zu verzeichnen, während im Schwarzwald und im nördlichen Teil von Baden-Württemberg deutlich geringere Werte auftreten. Bei Betrachtung einer Wiederkehrperiode von zwei Jahren werden Reflektivitäten von bis über 66 dBZ erreicht. Für eine Wiederkehrperiode von 5 Jahren werden für dieses Gebiet Reflektivitäten von bis zu 68,3 dBZ berechnet. Ein Gebiet 15 km östlich davon, direkt am Rand der Schwäbischen Alb, liefert sogar einen Reflektivitätswert von 68,4 dBZ. Für eine 10-jährliche Wiederkehrperiode werden dort Reflektivitäten von bis zu 70 dBZ erreicht.

Auffällig sind bei den mehrjährigen Wiederkehrperioden Regionen mit erhöhten Werten im Bereich Pforzheim, im Kraichgau und im gesamten östlichen Teil des Beobachtungsgebiets. Die Gebiete mit erhöhter Reflektivität in der Hohenloher Ebe-

ne sind jedoch nicht zusammenhängend, sie sind unterbrochen von Gebieten mit deutlich geringeren Werten. Dabei kann es sich auch um Effekte handeln, die auf

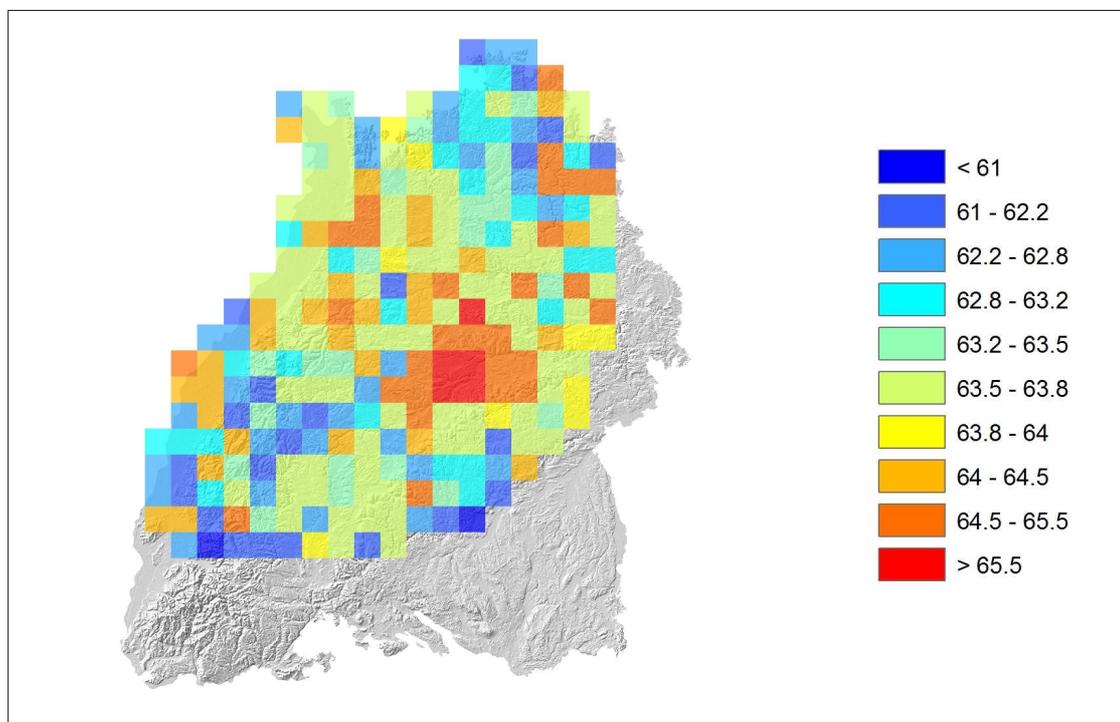


Abb. 5.20: Reflektivität (in dBZ) mit einer Wiederkehrperiode von 2 Jahren

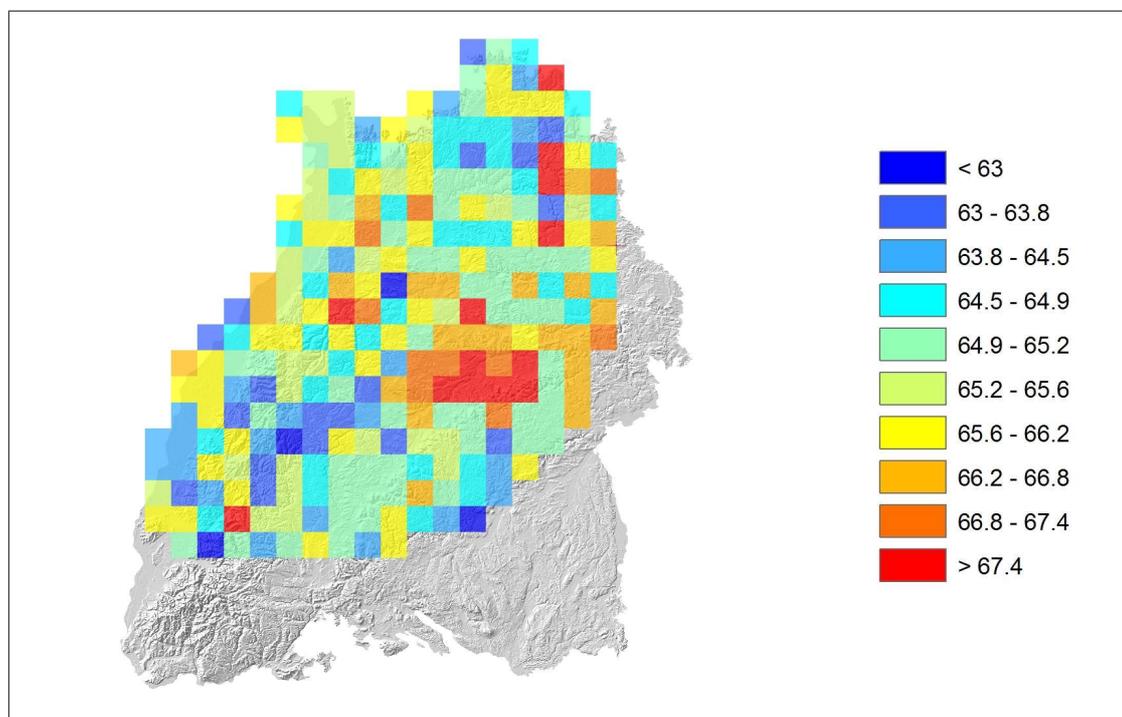


Abb. 5.21: Reflektivität (in dBZ) mit einer Wiederkehrperiode von 5 Jahren

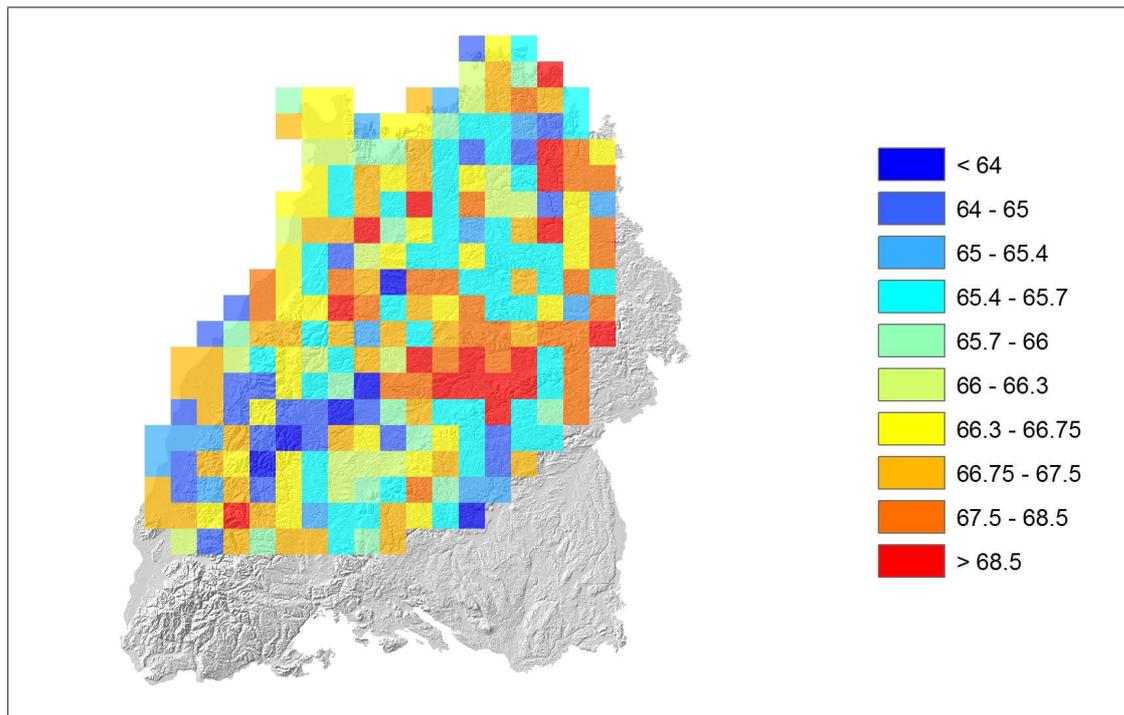


Abb. 5.22: Reflektivität (in dBZ) mit einer Wiederkehrperiode von 10 Jahren

den Rand des Radargebiets zurückzuführen sind. Dort werden möglicherweise nicht mehr alle Hagelereignisse in der für die Berechnung verwendeten Stichprobe erfasst. Auffällig ist für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren ein Bereich nördlich von Schwäbisch Hall und Crailsheim (Abb. 5.23), der zusammenhängend relativ hohe Reflektivitätswerte aufweist. In der Region um Schwäbisch Hall und nördlich davon erhält man Werte bis knapp 70 dBZ, auch nordöstlich dieser Gebiete werden noch 68 bis 69 dBZ berechnet. Allerdings befinden sich auch hier einzelne Gebiete mit geringen Werten von rund 64 dBZ.

Besonders bei der Extremwertberechnung für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren wird eine zunehmende Varianz der Reflektivitäten deutlich. Auf kleinem Raum treten große Differenzen von einigen dBZ auf. Bei einer Wiederkehrperiode von 50 Jahren tritt dieser Effekt in noch größerem Maße auf. Die Ursache daran liegt in der relativ kleinen Stichprobengröße und dem kurzen Beobachtungszeitraum. Deshalb entsprechen die so erhaltenen hohen räumlichen Gradienten in der Reflektivität wahrscheinlich nicht den realen Bedingungen. Wie bereits oben angesprochen ist eine Analyse für diese Wiederkehrperiode mit den vorhandenen Daten nur schlecht möglich.

Bei diesen Verfahren wurde die Extremwertstatistik auf Basis der logarithmischen

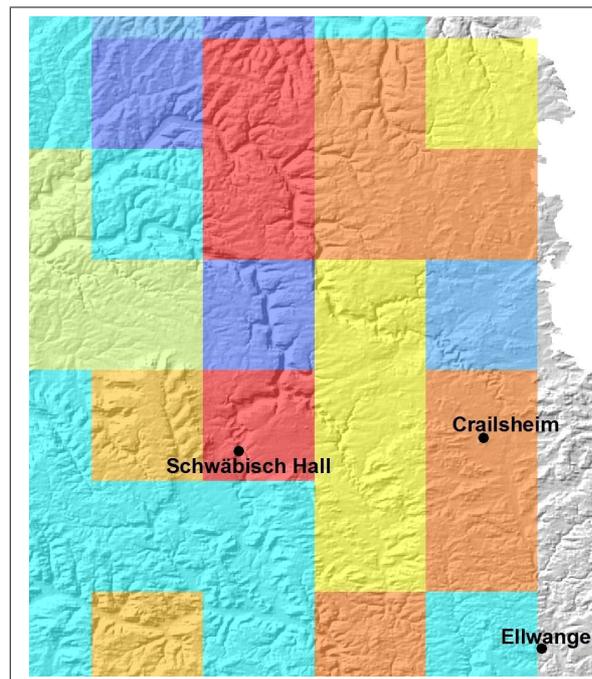


Abb. 5.23: Radarreflektivität mit einer Wiederkehrperiode von 10 Jahren, Farbskala siehe Abb. 5.22.

dBZ-Werte berechnet. Zum Vergleich wurde eine Berechnung nach den gleichen Verfahren mit Reflektivitätswerten der Einheit mm^6m^{-3} durchgeführt. Dabei wurden zwar Unterschiede festgestellt, diese waren mit Abweichungen in der Größenordnung von 1 dBZ jedoch sehr gering.

5.4 Einfluss der Orografie

Das Untersuchungsgebiet gliedert sich in Regionen mit sehr unterschiedlichen orografischen Gegebenheiten (siehe Kap. 3.3). Von Mittelgebirgslandschaften im Schwarzwald und auf der Schwäbischen Alb über das Hügelland im Albvorland und der Hohenloher Ebene bis hin zur Rheinebene treten zum Teil deutlich unterschiedliche Geländestrukturen auf. In diesem Kapitel sollen die Ergebnisse der Extremwertanalyse im Hinblick auf die Geländeformen untersucht werden. Besonderer Augenmerk wird dabei auf Gebiete mit sehr hohen beziehungsweise sehr niedrigen Extremwerten gelegt.

Im Schwarzwald sind die Werte der jährlich zu erwartenden Radarreflektivität gering. Besonders niedrige Werte werden im Bereich des östlichen Kinzigtals und nördlich davon angezeigt (Abb. 5.25). Möglicherweise ist die Gewitterentwicklung in diesem Bereich weniger intensiv. Das Kinzigtal markiert einen tiefen Geländeein-

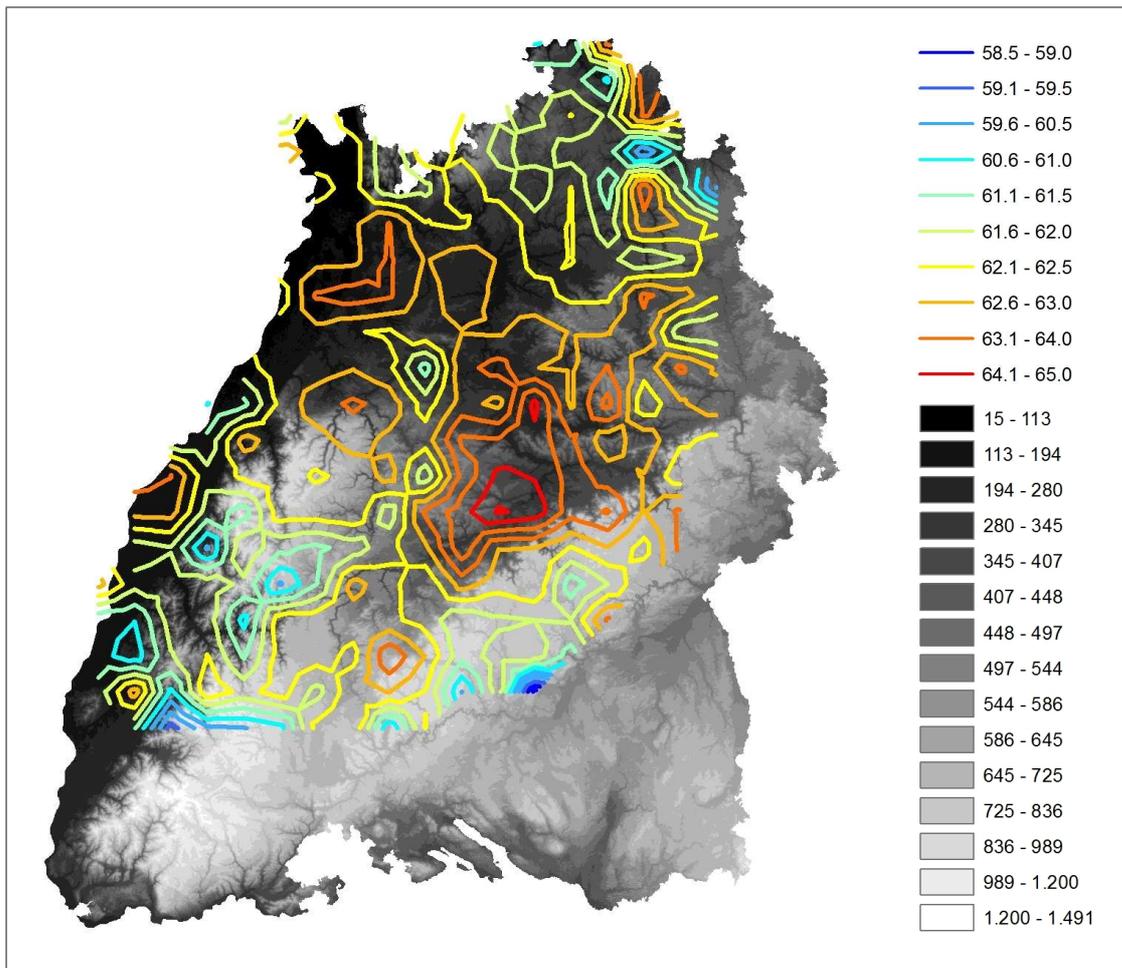


Abb. 5.24: Jährlich zu erwartende Extremwerte der Radarreflektivität in dBZ dargestellt über der Orografie von Baden-Württemberg (Höhenangaben in Metern über NN).

schnitt in dem sonst durchgängig hohen Gebirgszug des Schwarzwalds. Durch diesen Einschnitt strömt möglicherweise an Konvektionstagen stabilere Luft vom Rheintal nach Osten und hemmt die Bildung starker Gewitter. Auch im Renchtal, das sich nördlich vom Kinzigtal befindet, ist diese niedrige jährliche Radarreflektivität zu erkennen. Für den Nordrand des Schwarzwalds, am Übergang zum Kraichgau, werden deutlich höhere Werte berechnet. Von Pforzheim entlang des Ostrands des Schwarzwalds treten diese erhöhten Werte auf. Auf der Ostseite dieses Gebiets nehmen die Werte wieder ab. Dieser Effekt könnte durch das orografisch bedingte Absinken der Luft, das zu einer Verringerung der synoptisch-bedingten Hebungsantriebe führt, bei Westanströmung in diesem Bereich entstehen.

Auch die bereits beschriebenen hohen Reflektivitätswerte in der Region um Stuttgart, können ihre Ursache teilweise in der Orografie haben. Markant ist die südliche Grenze dieses Gebiets, die sich mit der Nordwestkante der Schwäbischen Alb deckt.

Die Albkante weist Höhenunterschiede von bis zu 500 m auf. An dieser Kante verändern sich die Reflektivitäten innerhalb einer Distanz von nur wenigen Kilometern um bis zu 5 dBZ (Abb. 5.25b). Mit einer lokalen Abschwächung zwischen Reutlingen und Balingen ist dieser Gradient im gesamten Bereich der Albkante sehr groß. In Verbindung mit der Betrachtung der Zugbahnen in Kapitel 5.2 treten nördlich der Nordwestseite der Schwäbischen Alb nicht nur die häufigsten Gewitter auf, sondern gleichzeitig auch die stärksten. Ebenfalls stimmt die Richtung der meisten Gewitterzugbahnen mit der Ausrichtung dieser markanten Geländekante überein (Abb. 5.13). Die Zugbahnen der Gewitterzellen werden demnach hier maßgeblich durch die Orografie beeinflusst. Man kann annehmen, dass es auf der Nordwestseite der Schwäbischen Alb zu einer Richtungsablenkung der Strömung kommt, die wiederum zur Ausbildung von Strömungskonvergenzen führt. Die Folge ist eine hohe Anzahldichte der Zugbahnen und eine Häufung starker Gewitterereignisse.

Der gesamte Bereich der stärksten Gewitterereignisse liegt östlich des Schwarzwalds, der aufgrund der Geländeform Konvektion begünstigt. Die Analyse der Zugbahnen (Kapitel 5.2) zeigt, dass die meisten Gewitterzellen am Ostrand des Schwarzwalds entstehen. Sie werden hier aber erst als Zugbahn dargestellt, wenn ihre Reflektivitäten einen Schwellenwert von 55 dBZ überschreiten. Am Entstehungsort selbst ist die Intensität der Gewitterzellen und damit auch ihre Hagelgefährdung in der Regel nicht so groß. Erst im Laufe der Entwicklung nimmt die Intensität entlang der Zugbahnen von Südwest nach Nordost zu. Die größten Reflektivitäten werden dann auf dem Höhepunkt der Entwicklung (siehe Kap. 2) erreicht.

Im Osten des Untersuchungsgebiets (Abb. 5.25d) schwanken die Werte der Extremwertanalyse stark. Während im Bereich um Schwäbisch Gmünd und weiter nördlich in der Region um Schwäbisch Hall relativ hohe Reflektivitäten auftreten, ist im weiter nördlich Bereich des Taubertals ein starkes Minimum mit hohen Gradienten zu erkennen. Weiter nördlich folgt darauf eine weitere Zone maximaler Reflektivität. Betrachtet man diese Werte in Zusammenhang mit der Orografie, konzentrieren sich die höchsten Werte auf den westlichen Rand der Hohenloher Ebene von Schwäbisch Hall ausgehend nach Norden. Diese Linie ist mit einer sehr schwach ausgeprägten Geländekante verbunden. Weiter nördlich, direkt im Taubertal, befindet sich das lokale Minimum, während die Reflektivitäten nördlich davon wieder deutlich zunehmen. Möglicherweise führt das leicht ansteigende Gelände entlang der Linie Schwäbisch Hall - Bad Mergentheim bei Westanströmung zu einer minimalen Hebung und dadurch zu einer Verstärkung der Gewitterzellen, während im Bereich des Taubertals diese Verstärkung ausbleibt. Nördlich davon tritt an der Geländekante östlich des Taubertals dann wieder eine Verstärkung der Zellen auf.

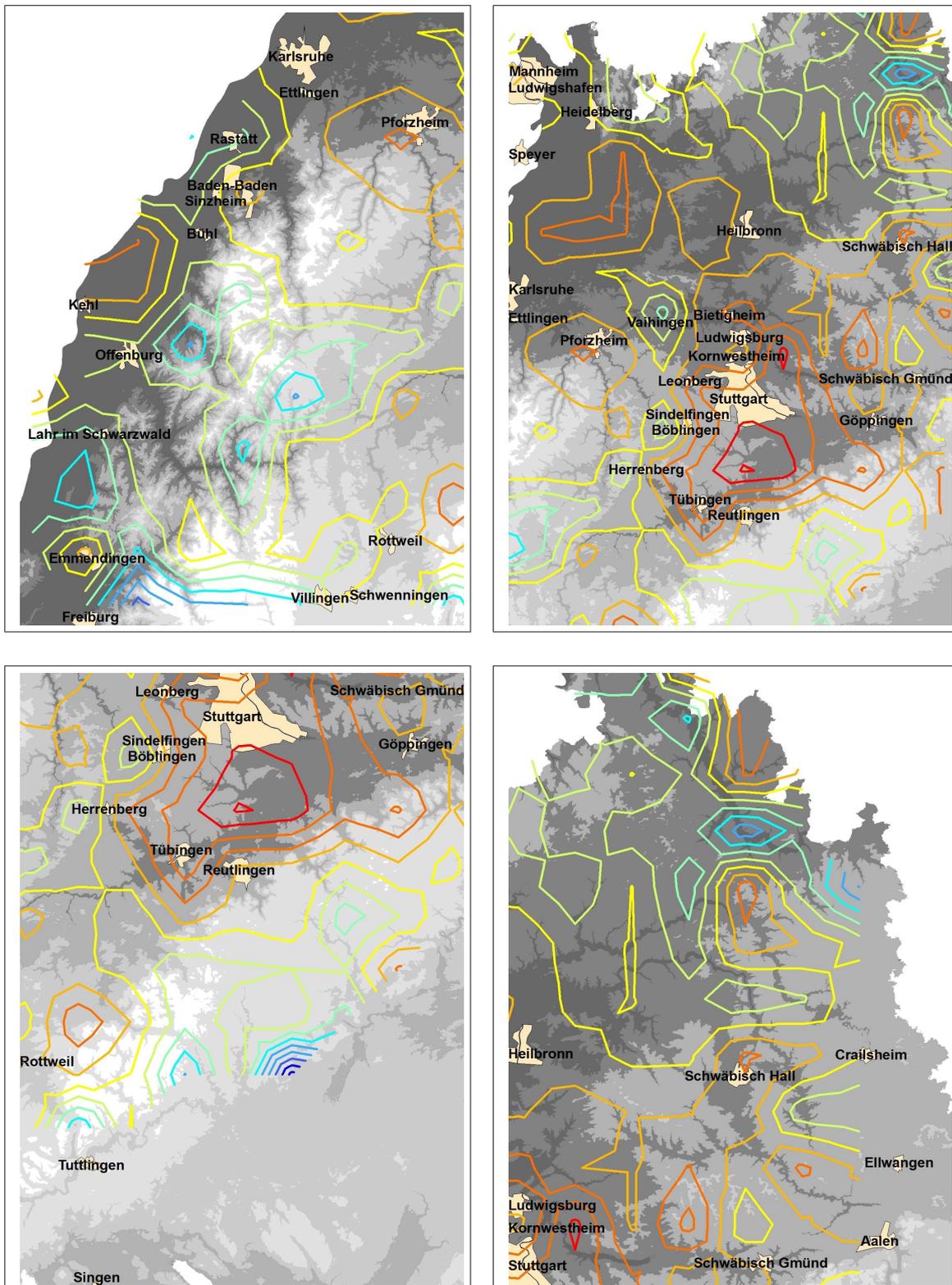


Abb. 5.25: Jährlich zu erwartende Extremwerte der Radarreflektivität, dargestellt über der Orografie der einzelnen Regionen: Nordschwarzwald (oben links), Raum Stuttgart / Kraichgau (oben rechts), Schwäbische Alb (unten links) und der Osten Baden-Württembergs (unten rechts). Legende in Abb. 5.24.

5.5 Einfluss der Landnutzung

Die Landnutzung kann eine vielfältige Auswirkung auf die Entstehung von Konvektion haben (Meißner, 2004). Große zusammenhängende Waldgebiete erwärmen sich bei Sonneneinstrahlung anders als Flächen mit flachem Bewuchs. Unbepflanzte Böden heizen sich aufgrund fehlender Abschattung stärker auf. Ein entscheidender Faktor für die Ausbildung von Konvektion ist auch die oft mit der Bewirtschaftung in Zusammenhang stehende Bodenfeuchte. Ein nasser Boden wird durch Sonneneinstrahlung schlechter erwärmt als trockener Boden. Doch kommt es über feuchten Böden schneller zu latenten Wärmeübergängen, die eine Voraussetzung für die Entwicklung von Konvektion darstellen.

Die Bodenbeschaffenheit spielt dabei auch eine entscheidende Rolle. Während in Sandböden das Wasser schnell versickert, hält sich Feuchtigkeit in schweren Lehmböden viel länger. Die landwirtschaftliche Nutzung hängt damit ebenfalls von der Bodenart ab. In Kapitel 3.3 wurde kurz auf die verschiedenen Nutzungsformen und die typischen Landschaften der einzelnen Regionen im Untersuchungsgebiet eingegangen.

Auch die Bebauung kann die Entwicklung der Konvektion beeinflussen. Asphaltierte und bebaute Flächen werden bei Sonneneinstrahlung stark erwärmt, durch die Überhitzung kann Konvektion ausgelöst werden. Eine Stadt kann somit als Wärmeinsel und als Auslöser für Konvektion dienen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass Konvektion durch Inhomogenitäten der Landnutzung begünstigt wird.

Bringt man die durch die Extremwertstatistik berechneten jährlich zu erwartenden Radarreflektivitäten mit der Landnutzung in Verbindung, lassen sich einige scheinbare Zusammenhänge erkennen (Abb. 5.26). Der Schwarzwald ist zum Großteil bewaldet, hier treten die geringsten Radarreflektivitäten auf. Auch im Odenwald sind die geringen Reflektivitätswerte in Verbindung mit bewaldetem Untergrund zu erkennen.

Im Raum Stuttgart, wo die maximalen Reflektivitäten auftreten, wird das Land zum Großteil intensiv landwirtschaftlich genutzt. Südwestlich von Stuttgart befinden sich große Waldflächen, die keinen offensichtlichen Einfluss auf die Radarreflektivität haben. Die Landschaft ist zudem sehr dicht besiedelt. Es ist jedoch keine Beziehung zwischen bebauten Flächen beziehungsweise der hohen Besiedlungsdichte und der Radarreflektivität zu erkennen. Die maximalen Werte treten südlich von Stuttgart über landwirtschaftlich genutztem Gelände auf.

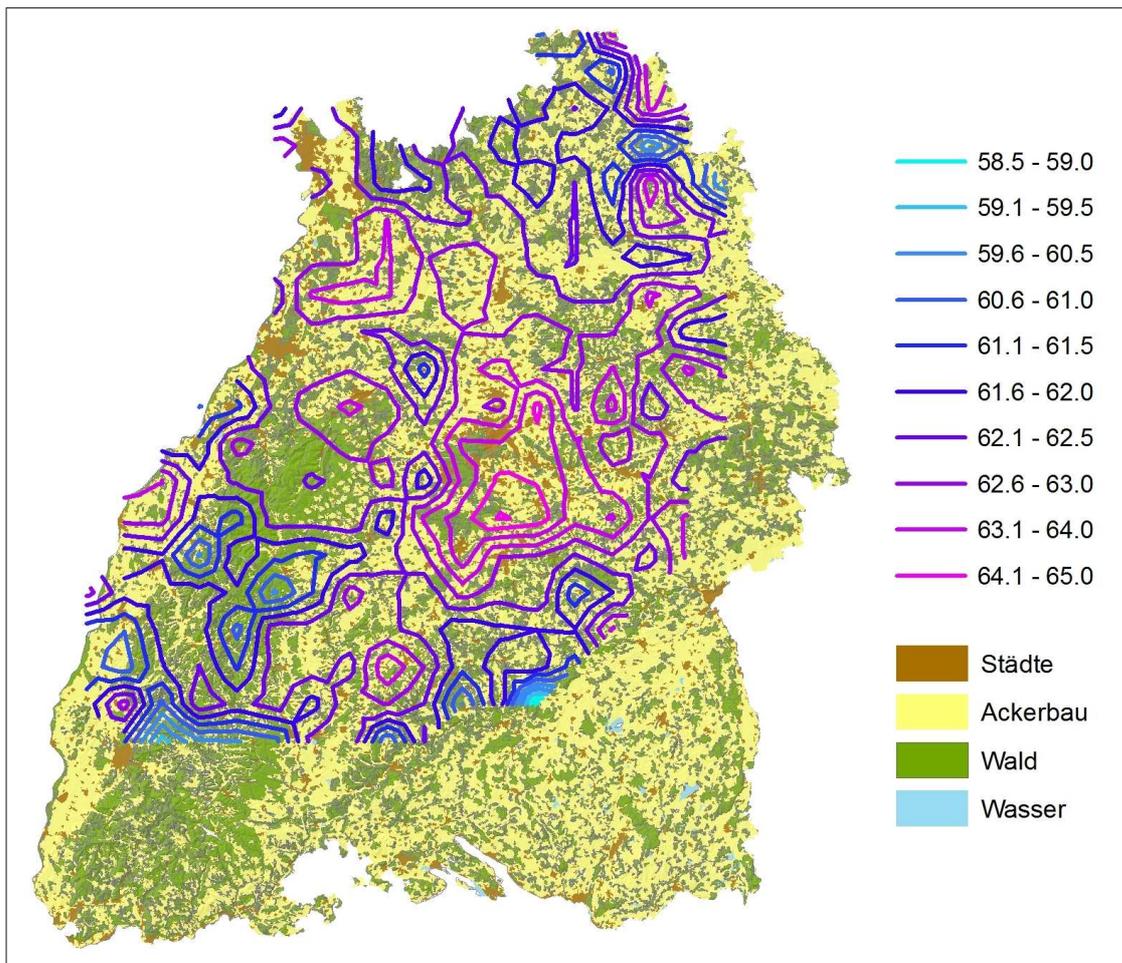


Abb. 5.26: Jährlich zu erwartende Extremwerte der Radarreflektivität (Linien in dBZ) dargestellt über der Landnutzung.

5.6 Klassifizierung der Hagelgefährdung

Vergleicht man die Werte der Radarreflektivität für die verschiedenen Wiederkehrperioden, lassen sich - vergleichbar mit Zimmerli (2005) - Gebiete mit unterschiedlicher Hagelgefährdung identifizieren. Da Hagelereignisse relativ selten vorkommen, ist der Beobachtungszeitraum von 11 Jahren sehr kurz für die Berechnung einer belastbaren Extremwertstatistik. Zur Einteilung des Untersuchungsgebiets in verschiedene Gefährdungsklassen wurden die Werte der Radarreflektivität für Wiederkehrperioden von 1, 2, 5 und 10 Jahren für jede Rasterzelle gemittelt. Dadurch können Unsicherheiten in der Extremwertstatistik, die sich vor allem aus dem kurzen Beobachtungszeitraum für zunehmende Wiederkehrperioden ergeben, minimiert werden.

Anschließend erfolgt eine räumliche Mittelung der Daten, um die Ergebnisse der Extremwertstatistik räumlich zu glätten. Diese Vorgehensweise ist gerechtfertigt, weil in den aus den Radardaten ermittelten Zugbahnen gewisse räumliche Unsicherheiten enthalten sind. Auch ist die Ausdehnung und Variabilität einer Gewitterzugbahn relativ groß in Bezug auf die Größe der betrachteten Rasterzellen ($10 \times 10 \text{ km}^2$). Außerdem werden Unsicherheiten bei der Extremwertberechnung, die nur in einzelnen Rasterzellen auftreten, eliminiert. Die Einteilung erfolgt in fünf Gefährdungsklassen, die auf Daten der Extremwertanalyse beruhen (Abb. 5.27). Die Gefährdungsklassen I bis V beziehen sich auf die in Tabelle 5.3 angegebenen geglätteten Mittelwerte der Radarreflektivität.

Tab. 5.3: Gefährdungsklassen nach geglätteten mittleren Reflektivitätswerten 1-, 2-, 5- und 10-jährlicher Wiederkehrperioden

Reflektivität in dBZ	Gefährdungsklasse
< 64,5	I
64,5 - 65	II
65 - 65,5	III
65,5 - 66	IV
> 66	V

Betrachtet man das gesamte Beobachtungsgebiet, ist eine deutliche räumliche Variabilität der unterschiedlichen Gefährdungsklassen sichtbar (Abb. 5.27). Ein großes Gebiet mit erhöhter Hagelgefährdung der Gefährdungsklasse III ist im mittleren Bereich des Untersuchungsgebiets erkennbar. Es erstreckt sich vom Rheintal, der Region Karlsruhe über den Kraichgau und die Region Stuttgart in Richtung Südosten sowie über fast den gesamten östlichen Rand des Beobachtungsgebiets. Nörd-

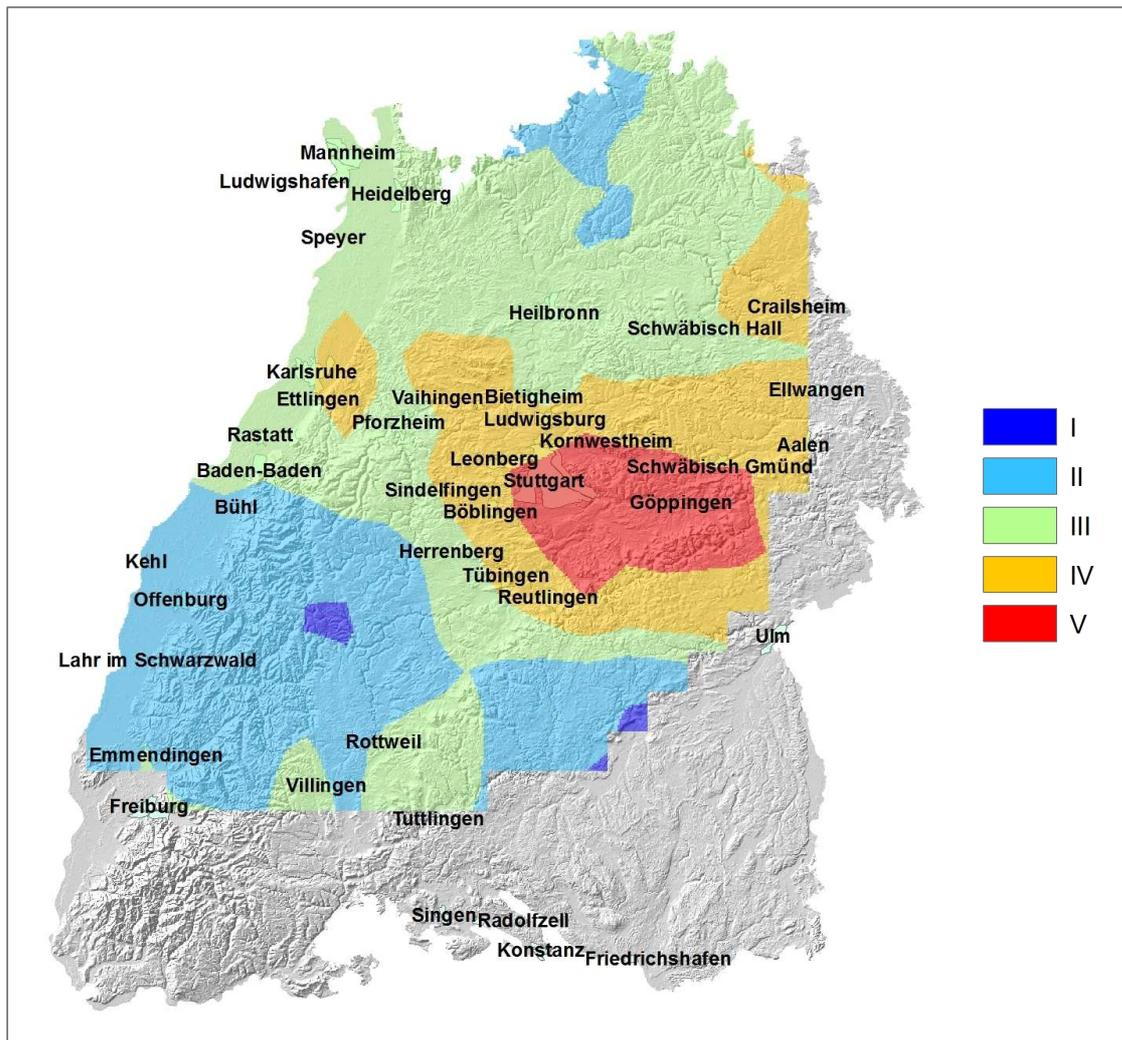


Abb. 5.27: Hagelgefährdung in dem durch die Extremwertstatistik betrachteten Untersuchungsgebiet. Die Klassifizierung umfasst fünf Gefährdungsklassen von I (geringe Gefährdung) bis V (hohe Gefährdung).

lich wird es durch den Odenwald begrenzt, während seine südliche und südwestliche Grenze entlang des Nordschwarzwalds bis zur Schwäbischen Alb, danach ziemlich genau in östlicher Richtung bis zum Donautal knapp westlich von Ulm verläuft. Innerhalb dieses Gebiets werden in einzelnen Regionen die Gefährdungsklassen IV und V erreicht. Während der Raum Karlsruhe und Teile des Kraichgaus in der Gefährdungsklasse IV eingestuft sind, wird die maximale Gefährdung V in der Region Stuttgart und östlich davon erreicht. Dieses Gebiet erreicht in West-Ost-Richtung eine Ausdehnung von knapp über 60 km und in Nord-Süd-Richtung beträgt die maximale Ausdehnung etwas mehr als 40 km. Im Vergleich mit nicht gemittelten und nicht geglätteten Daten (Abschnitt 5.3.1) liegt eine gute Übereinstimmung vor. Die Rasterzellen mit den höchsten Reflektivitäten für eine Wiederkehrperiode von einem Jahr liegen in dem in Kategorie V eingestuften Gebiet. Betrachtet man Wiederkehr-

perioden von 10 Jahren, treten Gebiete mit hoher Reflektivität auch außerhalb des in Klasse IV und V eingeteilten Gebiets auf. Da die Gradienten bei hohen Wiederkehrperioden jedoch immer größer werden, treten diese Effekte nach der räumlichen Glättung nicht mehr so stark in Erscheinung. Auch ein kleines Gebiet mit erhöhten jährlichen Reflektivitätswerten im Raum Rottweil ist in der Gefährdungskarte nicht mehr besonders hervorgehoben. Durch die räumliche Glättung werden einzelne lokale Maxima vernachlässigt.

Im Südwesten des Untersuchungsgebiets, im Schwarzwald und im Rheintal, liegt eine sehr geringe Gefährdung (Gefährdungsklassen I und II) vor. Diese niedrigen Werte erstrecken sich über ein großes Gebiet von der Hornisgrinde im Nordwesten, bis südlich von Freudenstadt im Süden und Herrenberg im Osten. Am südlichen Rand des Untersuchungsgebiets, auf der Schwäbischen Alb und im Donautal, werden ebenfalls nur die Gefährdungsklassen I und II erreicht. Auch im Norden des Gebiets sind die Werte (Klasse II) relativ niedrig.

In der Region um Rottweil und Villingen-Schwenningen liegt wieder eine höhere Einstufung in die Gefährdungsklasse III vor.

Die Karte der Hagelgefährdung erreicht eine sehr gute Übereinstimmung mit den Schadenmeldungen aus den SV-Versicherungsdaten (Abb. 5.10). Die als stark gefährdet eingestufte Gebiete weisen überdurchschnittlich viele gemeldete Hagelschäden auf. Das in Kategorie V eingestufte Gebiet deckt sich sehr gut mit den in Kapitel 5.2 diskutierten Ergebnissen. In den als schwach gefährdet eingestuften Gebieten liegen weniger Versicherungsmeldungen vor.

Betrachtet man die Hagelgefährdung in Zusammenhang mit der ebenfalls in Kapitel 5.2 diskutierten Dichte der Zugbahnen, ist auch hier ein Zusammenhang erkennbar. Die meisten Zugbahnen der stärksten Ereignisse (Abb. 5.13) befinden sich auch in dem Gebiet mit der höchsten Einstufung. In den weniger gefährdeten Gebieten ist die Anzahl und Dichte der Zugbahnen deutlich geringer.

Kapitel 6

Zusammenfassung und Diskussion

In dieser Arbeit wurde die Hagelgefährdung in Südwestdeutschland anhand der Kombination von Radardaten und Schadendaten der SV-Versicherung analysiert. Dabei sollte untersucht werden, ob bevorzugte Hagelgebiete identifiziert werden können. Außerdem erfolgte eine Untersuchung der Zugbahnen von Hagelzellen bezüglich deren Häufigkeit und Richtung. Desweiteren wurde der Einfluss der Orografie und der Landnutzung auf die Entstehung von Hagelzellen betrachtet.

Zur Auswertung standen Daten der SV-Versicherung der Jahre 1986 bis 2008 zur Verfügung, die alle gemeldeten Hagelschäden an Gebäuden beinhalten. Da die Gebäudeversicherung in Baden-Württemberg bis 1994 eine Pflicht- und Monopolversicherung war, liegen diese Daten in guter räumlicher Abdeckung vor.

Die Radardaten, die zur Auswertung dieser Arbeit verwendet wurden, stammen vom IMK-Radar am Forschungszentrum Karlsruhe. Sie liegen für ein Gebiet mit einem Radius von 120 km um das Radar im Zeitraum von 1997 bis 2007 vor.

Verwendet wurden Volumendatensätze der Radarreflektivität, die mit Hilfe des Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D (Handwerker, 2002) ausgewertet wurden. Dabei wurden die Zugbahnen von Gewitterzellen identifiziert und verfolgt.

Die Auswertung der Hagelereignisse erfolgte durch Kombination der Radardaten mit den Schadendaten aus den Versicherungsmeldungen für den Zeitraum von 1997 bis 2007. Es wird hierbei deutlich, dass die Schadenssummen von einzelnen, schweren Hagelereignissen dominiert werden. Durch die Betrachtung der 65 stärksten Ereignisse wird dieser Effekt zum Großteil kompensiert.

Bei der Auswertung der Radardaten wird sichtbar, dass ein Schwellenwert der Radarreflektivität von 55 dBZ nicht immer mit Hagelschäden am Boden in Verbindung steht. Die Festlegung eines festen Schwellenwerts der Radarreflektivität für die Detektion von Hagel ist daher nicht sicher möglich. Auch kann aus den Ra-

ardaten nicht eindeutig auf Schäden am Boden geschlossen werden. Aus diesem Grund erfolgte eine Verschneidung der Versicherungsdaten mit den Radardaten. Dabei wurden die Zugbahnen einzelner Gewitterzellen den Schadengebieten aus den Versicherungsdaten zugeordnet. Zunächst wurde anhand von Fallstudien das Verfahren getestet. Dabei konnte in den meisten Fällen eine gute Übereinstimmung zwischen Radardaten und Versicherungsdaten erzielt werden.

Zur weiteren Auswertung wurde das Untersuchungsgebiet in Rasterzellen der Größe $10 \times 10 \text{ km}^2$ unterteilt. Beim Vergleich der Anzahl der Hageltage aus den Versicherungsdaten mit der durch das Radar detektierten Anzahl an Hageltagen zeigte sich eine gute Übereinstimmung der beiden unabhängigen Datensätze.

Die Auswertung erfolgte zusätzlich mit Methoden der Extremwerttheorie. Dabei wurde für jede Rasterzelle jeweils die maximale Radarreflektivität, die an den Hageltagen in dem Gebiet vom Radar detektiert wurde, verwendet. Die so erhaltene Stichprobe von Extremwerten für jedes Gebiet diente als Basis für die weitere Extremwertanalyse. Dabei wurden für jede Rasterzelle die Wiederkehrperioden für extreme Werte der Radarreflektivität berechnet. Diese Extremwertberechnung wurde auf Grundlage der Methode der Grenzwertüberschreitungen und der generalisierten Paretoverteilung durchgeführt. Die Schätzung der freien Parameter erfolgte mit der maximalen Wahrscheinlichkeitsmethode.

Mithilfe von Interpolationsverfahren wurde eine Gefährdungskarte für das Untersuchungsgebiet erstellt.

Es zeigte sich, dass die Intensität und Häufigkeit von Hagelereignissen räumlich stark gegliedert ist. Der Schwerpunkt der Hagelgefährdung liegt in der Region um Stuttgart. Auch im Kraichgau wird eine erhöhte Hagelgefahr festgestellt. Im Schwarzwald und im Norden des Untersuchungsgebiets ist die Hagelgefährdung dagegen als gering einzustufen.

Auch wird ein Zusammenhang zwischen der Häufigkeit von Hagelgewittern und deren Stärke deutlich. In den Regionen mit den häufigsten Hagelgewittern werden auch die stärksten Ereignisse detektiert.

Die Zugbahnen der betrachteten Hagelgewitter hatten in den meisten Fällen einen Verlauf von Südwest nach Nordost. Dies stimmt gut mit der Hauptwindrichtung im Untersuchungsgebiet überein. Die Zugbahnen der starken Hagelgewitter sind mit einer durchschnittlichen Länge zwischen 30 und 50 km relativ lang. Dabei ist zu erkennen, dass intensive Gewitter häufig mit einer langen Zugbahn verknüpft sind. Die Zugbahnen folgen nicht immer der mittleren Strömung, sie folgen teilweise auch einer gewissen Eigendynamik, die möglicherweise durch die Orografie oder den eigenen Kaltluftausfluss der Zellen induziert wird. Teilweise ist ein erheblicher

Orografieeinfluss zu erkennen. Viele Hagelgewitter intensivieren sich erst auf der Ostseite des Schwarzwalds. Deren Zugbahn verläuft häufig im Albvorland parallel zur Kante der Schwäbischen Alb. Auf der Albhochfläche treten weitaus weniger Hagelereignisse auf. Ein möglicher Grund hierfür ist die bei Südwestanströmung stattfindende Umströmung des Schwarzwalds und die entsprechende konvergierende Strömung auf der Leeseite, die dort zur Intensivierung von Gewittern führen kann. Auch eine Ablenkung der Strömung durch die Albkante kann die Zugbahnen der Gewitter stark beeinflussen.

Ein Einfluss der Landnutzung ist unter Berücksichtigung der vorhandenen Daten nicht direkt erkennbar. Allerdings erfolgte keine quantitative Betrachtung, sondern nur ein Abgleich zwischen dem Verlauf und der Anzahl der Zugbahnen, der Radarreflektivität und der Landnutzung.

Betrachtet man die Unsicherheiten in dieser Auswertung, kann auch die zentrale Lage im Untersuchungsgebiet zu der beobachteten Häufung der Hageltage im Raum Stuttgart und im Kraichgau beitragen. In diesem Bereich werden alle Hagelzellen erfasst, während im Randbereich nicht mehr alle Gewitterzellen von TRACE3D detektiert werden. Jedoch ist ein deutliches Minimum im Schwarzwald zu erkennen, obwohl dieses Gebiet nicht im Randbereich liegt. Eine Abschattung des Bereichs durch die Orografie kann hierbei nahezu ausgeschlossen werden, da südlich dieses Gebietes wieder mehr Ereignisse detektiert werden.

Eine Ungenauigkeit ergibt sich auch, weil nur Radardaten der Tage betrachtet wurden, an denen nach den Versicherungsdaten ein großes Hagelereignis aufgetreten ist (siehe Anhang A). Kleinere Hagelereignisse mit wenigen Hagelschäden oder nur geringem räumlichen Ausmaß werden bei der Untersuchung nicht berücksichtigt. Jedoch wurde dieser Schwellenwert an solchen Tagen nur in kleinen Gebieten für kurze Zeit überschritten und ist somit für die Auswertung nicht relevant.

Die vorliegende Arbeit ist die erste Arbeit, die die Hagelgefährdung in hoher räumlicher Auflösung und mit wissenschaftlichen Methoden für das Untersuchungsgebiet darstellt. Sie zeigt, dass die vielfältige Landschaft im Untersuchungsgebiet die Intensität und die Zugbahnen von Hagelgewittern beeinflusst. Gebiete mit erhöhter Hagelgefährdung sind deutlich zu erkennen. Diese Gebiete weisen gleichzeitig eine sehr hohe Anzahl an Hageltagen auf.

Zur genaueren Analyse der Hagelgefährdung wäre es sinnvoll, einen längeren Zeitraum zu betrachten. Auch die Einbeziehung der Radardaten des Deutschen Wetterdienstes würde durch die Vergrößerung des Untersuchungsgebiets eine Verbesserung mit sich bringen. Fragen bezüglich möglicher Strömungseffekte bei der Um-

und Überströmung des Schwarzwalds könnten mit Hilfe numerischer Modellsimulationen beantwortet werden.

Anhang A

Betrachtete Schadentage nach Schadenindex

Tab. A.1: **Betrachtete Schadentage:** Schadentage aus den Jahren 1997 bis 2007, die für die Analyse und für die Extremwertstatistik verwendet wurden. Die Schadenssummen beziehen sich auf das Jahr 2004. Die Daten stammen von der SV-Versicherung.

Schadensindex	Datum	Schadenssumme in €	Anzahl Schäden
1	28.06.2006	171.262.120,60	11393
2	24.06.2002	56.582.919,19	14969
3	29.07.2005	42.006.787,90	15239
4	20.06.2002	37.140.418,26	14888
5	08.07.2004	36.679.269,31	17750
6	20.07.2007	11.060.618,69	6756
7	27.06.2001	10.013.937,26	4571
8	02.06.1999	9.713.612,21	4464
9	21.06.2002	9.532.614,46	4975
10	31.05.2003	7.086.568,53	3198
11	05.07.1999	6.807.132,19	4049
12	14.06.2003	6.434.807,76	3238
13	07.07.2000	6.384.667,74	3553
14	23.06.2002	5.672.261,04	2508
15	22.07.2003	4.895.251,92	2505
16	27.04.1998	4.372.799,16	3080
17	08.05.2003	3.455.350,69	1412
18	25.06.2006	2.973.326,45	1529

Schadenindex – Fortsetzung

Schadensindex	Datum	Schadenssumme in €	Anzahl Schäden
19	12.08.2004	2.905.851,10	2040
20	25.06.2005	2.087.053,68	1542
21	07.06.1998	2.081.022,72	1429
22	16.07.2003	2.002.219,18	1509
23	10.06.2004	1.538.709,42	1100
24	30.09.2006	1.486.635,01	786
25	20.06.2007	1.404.546,59	921
26	04.07.2005	1.093.268,72	735
27	15.07.2005	1.068.766,61	776
28	29.06.2005	1.011.317,42	551
29	14.06.2007	879.653,11	476
30	15.06.2006	840.163,00	392
31	27.07.2006	800.955,07	511
32	05.07.2006	696.096,95	388
33	26.08.2002	694.170,92	455
34	07.08.2004	633.653,18	477
35	31.05.1998	592.746,76	408
36	09.06.2007	582.210,08	345
37	17.07.2004	564.618,14	496
38	24.07.2000	510.582,43	321
39	17.05.1997	508.645,56	315
40	19.05.2003	466.968,02	295
41	10.07.2002	401.277,36	279
42	12.06.2003	355.382,84	235
43	10.06.2007	347.162,07	211
44	22.07.2006	336.496,33	248
45	09.08.1999	322.819,47	295
46	07.09.2006	321.422,96	224
47	07.06.2003	319.863,15	175
48	06.09.1999	316.736,50	222
49	19.07.1999	310.740,00	201
50	26.05.2007	238.215,58	98
51	06.05.2000	216.201,11	102
52	06.07.2006	211.557,24	149
53	31.05.2001	195.384,94	197

Schadenindex – Fortsetzung

Schadensindex	Datum	Schadenssumme in €	Anzahl Schäden
54	19.08.2007	194.166,86	201
55	27.09.2000	182.212,15	132
56	30.07.2002	176.840,88	110
57	24.06.2005	157.758,11	95
58	13.07.1999	157.566,93	93
59	10.07.2005	146.904,52	119
60	05.06.1998	146.046,01	68
61	08.06.2003	128.658,18	45
62	27.05.2007	120.949,29	60
63	21.07.2004	109.179,06	71
64	03.06.2005	99.767,47	66
65	01.08.2005	89.843,20	30

Literaturverzeichnis

- Andersson, T., M. Andersson, C. Jacobsson, und S. Nilsson, 1989: Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. *Meteor. Mag.*, 141–146.
- Ayros, E., 2000: Regionalisierung extremer Abflüsse auf der Grundlage statistischer Verfahren. Dissertation, Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart.
- Blahak, U., 2005: Analyse des Extinktionseffektes bei Niederschlagsmessungen mit einem C-Band Radar anhand von Simulation und Messung. Dissertation, Universität Karlsruhe (TH).
- Bluestein, H. B. und C. R. Parks, 1983: A synoptic and photographic climatology of low-precipitation severe thunderstorms in the Southern Plains. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2034 – 2046.
- Coles, S. G., 2001: An introduction to statistical modeling of extreme values. *Springer Series in Statistics*.
- Deepen, J., 2006: Schadenmodellierung extremer Hagelereignisse in Deutschland. Diplomarbeit, Westfälische Wilhelms-Universität Münster.
- DVWK, 1985: Niederschlag - Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer. *DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft*, **Nr. 124**.
- Federer, B., A. Waldvogel, W. Schmid, und H.-H. Schiesser, 1986: Main results of Grossversuch IV. *J. Appl. Meteor.*, **25**, 917–957.
- Griesfeller, J., 2004: Untersuchung von Starkniederschlägen mittels Radar. Diplomarbeit, Universität Karlsruhe (TH).
- Gysi, H., 1995: Niederschlagsmessung mit Radar in orographisch gegliedertem Gelände. Dissertation, Universität Karlsruhe (TH).
- Handwerker, J., 2002: Cell tracking with TRACE3D - a new algorithm. *Atmos. Res.*, **61**, 15–34.

- Hohl, R. und H.-H. Schiesser, 2000: Cloud-to-ground lightning activity in relation to the radar-derived hail kinetic energy in Switzerland. *Atmos. Res.*, **56**, 375–396.
- Hohl, R., H.-H. Schiesser, und D. Aller, 2002: Hailfall: the relationship between radar-derived hail kinetic energy and hail damage to buildings. *Atmos. Res.*, 177–207.
- Hosking, J. R. M. und J. F. Wallis, 1987: Parameter and quantile estimation for the generalized pareto distribution. *Technometrics*, **29(3)**, 339–349.
- Houze, R. A. J., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, INC.
- Kottmeier, C., M. Kunz, T. Hofherr, N. Lichtenberger, und J. Sander, 2005: Meteorologische Ereignisse mit großem Schadenpotential. *PIK Report*, **99**, 161 – 172.
- Kunz, M., 2007: The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **7**, 327–342.
- Kunz, M., C. Hauck, und C. Kottmeier, 2003: Meteorologische Naturgefahren. *Skript zur Vorlesung*.
- Kunz, M. und C. Kottmeier, 2005: Studie zur Häufigkeit und Intensität meteorologischer Ereignisse mit großem Schadenpotential in Baden-Württemberg. *Abschlussbericht im Rahmen des Projekts KLARA (Land Baden-Württemberg)*, **59**.
- Kunz, M., J. Sander, und C. Kottmeier, 2009: Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relation to atmospheric characteristics in Southwest Germany. *International Journal of Climatology*.
- Landwehr, J. M., N. C. Matalas, und J. F. Wallis, 1979: Estimation of parameters and quantiles of wakeby distributions. *Water Resour. Res.*, **15**, 1361–1379.
- Magono, C., 1980: *Thunderstorms*. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Makitov, V., 2005: Radar measurements of integral parameters of hailstorms used on hail suppression projects. *Atmos. Res.*, **83**, 380–388.
- Marshall, J. S. und W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165 – 166.
- Matson, R. J. und A. W. Huggins, 1980: The direct measurement of the sizes, shapes and kinematic of falling hailstones. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1107–1125.

- McMaster, H., 2001: Hailstorm risk assessment in rural New South Wales. *Natural Hazards*, **24**, 187–196.
- Meißner, C., 2004: Modellierung der Konvektionsentwicklung unter Einfluss unterschiedlicher Oberflächeneigenschaften. Diplomarbeit, Universität Karlsruhe (TH).
- Mohr, S., und M. Kunz, 2009: Application of Extreme Value Statistic to extrem wind speeds from climate models. *eingereicht Natural Hazards and Earth Systems*.
- Mohr, S., 2008: Änderungen der Häufigkeit und Intensität von Winterstürmen in Deutschland auf Grundlage regionaler Klimasimulationen. Diplomarbeit, Universität Karlsruhe (TH).
- Niall, S. und K. Walsh, 2005: The impact of climate change on hailstorms in southeastern Australia. *Int. J. Climate*, **25**, 1933–1952.
- Nzeukou, A. und H. Sauvageot, 2002: Distribution of rainfall parameters near the coasts of France and Senegal. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 69–82.
- Nzeukou, A. und H. Sauvageot, 2004: Raindrop size distribution and radar parameters at Cape Verde. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 90–105.
- Pachatz, G. C., 2005: Analyse der Effizienz der Hagelabwehr in der Steiermark anhand von Fallbeispielen.
- Palutikof, J., T. Holt, B. Brabson, und D. Lister, 1999: Methods to calculate extremes in climate change studies. *Meteor. Appl.*, **6**, 119–132.
- Pruppacher, H. R. und J. D. Klett, 1997: Microphysics of clouds and precipitation, second revised and enlarged edition with an introduction to cloud chemistry and cloud electricity. *Climatic Change*, **38**, 497 – 499.
- Rauber, R., J. Walsh, und D. Charlevoix, 1999: *Severe and Hazardous Weather*. Kendall / Hunt Publishing Company.
- Sauvageot, H., 1992: *Radar Meteorology*. Artech House.
- Schiesser, H.-H., R. Hohl, und W. Schmid, 1999: Über die Beziehung Hagelfall-Gebäudeschäden: Fallstudie "Luzern-Hagelsturm" vom 21. Juli 1998.
- Schmid, W., 1992: The prediction of hail. Part II: The movement of hail cells. *Atmos. Res.*, **28**, 71–91.

- Schuster, S. S., R. J. Blong, und K. J. McAneney, 2005: Relationship between radar-derived hail kinetic energy and damage to insured buildings for severe hailstorms in eastern Australia. *Atmos. Res.*, **81**, 215–235.
- Sekhon, R. und R. C. Srivastava, 1970: Snow size spectra and radar reflectivity. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 835 – 846.
- Sekhon, R. und R. C. Srivastava, 1971: Doppler radar observations of drop-size distribution in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 983 – 994.
- Straub, W., 2007: Der Einfluss von Gebirgswellen auf die Initiierung und Entwicklung konvektiver Wolken. Dissertation, Universität Karlsruhe (TH).
- Stucki, M. und T. Egli, 2007: Elementarschutzregister Hagel, Untersuchungen zur Hagelgefahr und zum Widerstand der Gebäudehülle.
- Vinet, F., 2001: Climatology of hail in France. *Atmos. Res.*, **56**, 309–323.
- Waldvogel, A., B. Federer, und W. Schmid, 1978: The kinetic energy of hailfalls. Part II: Radar and Hailpads. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1680–1693.
- Weber, O., 2006: Analyse von Hagelereignissen in Baden-Württemberg anhand von Daten der SV-Sparkassen-Versicherung. Seminararbeit, Universität Karlsruhe (TH).
- Weisman, M. und J. B. Klemp, 1986: *Mesoscale Meteorology and forecasting*. Amer. Meteor. Soc.
- Zbinden, M., 2004: Hagelklimatologie mit Radar- und Satellitendaten.
- Zimmerli, P., 2005: Hagelstürme in Europa - neuer Blick auf ein bekanntes Risiko. *Swiss Re Fokus Report*.

Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle bei allen, die mich in der Phase der Diplomarbeit unterstützt haben, ganz herzlich bedanken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Kottmeier für die Ermöglichung dieser Arbeit und die kritische Durchsicht vor der Fertigstellung. Ebenso danke ich Herrn Prof. Dr. Beheng für die Übernahme des Korreferates, seine genaue Korrektur und für seine Diskussionsbereitschaft.

Für die sehr gute Betreuung möchte ich mich bei meinem Betreuer Dr. Michael Kunz bedanken, der immer bereit war, Fragen zu beantworten und wertvolle Anregungen zu geben. Mein Dank geht ebenso an die anderen Mitarbeiter der Arbeitsgruppe, die immer wieder neue Ideen und Anregungen mit einbringen konnten.

Ein großer Dank gebührt Dr. Jan Handwerker für die Bereitstellung der Radardaten und des TRACE3D-Algorithmus und für die unermüdliche und sehr schnelle Hilfe bei diversen Problemen mit MATLAB sowie Thomas Hofherr für die Bereitstellung des GIS und der Auswerteroutinen zur Extremwertstatistik.

Ein weiteres Dankeschön geht an meine Mitstreiter im Diplomandenraum, die immer für eine nette und entspannte Atmosphäre gesorgt haben.

Nicht zuletzt möchte ich mich bei meinen Eltern für die finanzielle Unterstützung während des gesamten Studiums bedanken.

Erklärung

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

Ich bin damit einverstanden, dass die Arbeit in die Bibliothek eingestellt wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 06. Mai 2009

Marc Puskeiler