

Validierung der Hageldetektion mittels polarimetrischer Messgrößen des IMK-Radars

**Validation of Hail Detection based on Polarimetric Quantities from
the IMK-Radar**

Masterarbeit im Fach Meteorologie
von

Markus Augenstein

Dezember 2017



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE (KIT)

Referent:

Prof. Dr. Michael Kunz

Korreferent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier



This document is licenced under the Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0 International Licence.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Grundlagen	5
2.1	Konvektion	5
2.1.1	Pakettheorie	5
2.1.2	Erster Hauptsatz der Thermodynamik	5
2.1.3	Auftrieb	6
2.1.4	Trockenadiabatische Vertikalbewegung	7
2.1.5	Die potentielle Temperatur	8
2.1.6	Sättigungsadiabatische Vertikalbewegung	9
2.1.7	Die äquivalentpotentielle Temperatur	9
2.1.8	Adiabatische Hebung eines Luftpakets	10
2.1.9	Entstehungsbedingungen für hochreichende Konvektion	12
2.2	Organisationsformen konvektiver Gewittersysteme	14
2.2.1	Einzelzelle	14
2.2.2	Multizelle	15
2.2.3	Superzelle	16
2.2.4	Mesoskalige konvektive Systeme	17
2.3	Hagel	19
2.3.1	Hagelbildung	19
2.3.2	Hagelwachstum	21
2.4	Grundlagen der Radartechnik	23
2.4.1	Die Radargleichung	24
2.4.2	Der Radarreflektivitätsfaktor	25
2.4.3	Polarimetrische Messgrößen	26
2.4.4	Hagelerkennung bei Radaren	29
2.4.5	Radarmeteorologische Schwierigkeiten	30
3	Daten und Methoden	35
3.1	Datengrundlage	35
3.1.1	Radardaten	35
3.1.2	Hagelbeobachtungen	36
3.1.3	Radiosondendaten	38
3.2	Zellverfolgungsalgorithmus	38
3.3	Statistische Verfahren	41
3.3.1	Statistische Momente	41

3.3.2	Kategorische Verifikation	42
3.3.3	Logistische Regression	44
4	Erstellung der verschiedenen Radardatensätze	49
4.1	Gewitterzüge mit Hagel	49
4.2	Gewitterzüge ohne Hagel	50
5	Zeitliche Entwicklung der polarimetrischen Größen in den Gewitterzellen	53
5.1	Betrachtung einzelner Zeitschritte	53
5.2	Betrachtung des gesamten Verlaufs	60
6	Vergleich der Gewitterzellen mit und ohne Hagel	67
6.1	Vergleich der Streudiagramme	67
6.2	Statistische Evaluierung von reflektivitätsbasierten Hagelkriterien	70
6.3	Statistische Evaluierung der polarimetrischen Größen	72
6.4	Evaluierung der Kombination konventioneller und polarimetrischer Größen	77
6.5	Einfluss des Hagelkorndurchmessers auf die differentielle Reflektivität und die Vertikalerstreckung	79
7	Zusammenfassung und Ausblick	81

1 Einleitung

Gewitterzellen mit Hagel verursachen aufgrund der hohen kinetischen Energie der Hagelkörner immer wieder schwere Schäden an vulnerablen Strukturen wie Gebäuden, Fahrzeugen oder landwirtschaftlichen Gütern (Gessler und Petty, 2013). So führten beispielsweise zwei Superzellen am 27. und 28. Juli 2013, die über die Mitte und den Süden Deutschlands hinwegzogen, zu Schadenssummen in Höhe von 3,5 Milliarden Euro (Munich Re, 2016). Um durch kurzfristige Maßnahmen Schäden zu verringern, sind möglichst präzise Vorhersagen derartiger Hagelstürme notwendig. Aktuelle hochaufgelöste numerische Wettervorhersagemodelle sind aber (noch) nicht in der Lage, schwere Gewitterereignisse mit der geforderten Genauigkeit vorherzusagen.

Vorhersagen von Gewitterereignissen auf kurzen Zeitskalen im Bereich von ein bis zwei Stunden sind möglich, wenn die Ereignisse mittels Fernerkundungsmethoden erfasst und in die Zukunft extrapoliert werden. Dieses Verfahren, als Nowcasting bezeichnet, erfordert die Bestimmung und Analyse verfolgter Gewitterzellen durch Zellverfolgungsalgorithmen (Dixon und Wiener, 1993; Johnson et al., 1998; Handwerker, 2002), beispielsweise basierend auf Radardaten. Die dabei verwendeten Verfahren zur Unterscheidung zwischen Gewitterzellen mit und ohne Hagel basierend auf konventionellen Radardaten berücksichtigen entweder die Überschreitung eines Schwellenwerts zum Beispiel 55 dBZ (Mason, 1972), oder eine bestimmte Vertikalausdehnung (Waldvogel et al., 1979). Diese beiden Methoden wurden bereits vielfach validiert und angewendet (Auer und August, 1994; Visser und Heerden, 2000; Hohl und Schiesser, 2001; Holleman, 2001; Makitov, 2007; Blair et al., 2011; Puskeiler et al., 2016). Allerdings liegen die Detektionswahrscheinlichkeiten unter 80 % und die Fehlalarmraten über 30 %. Eine Erhöhung der Detektionswahrscheinlichkeit bei gleichzeitiger Reduzierung der Fehlalarmraten ist deshalb eines der Ziele der aktuellen Radarforschung.

Polarimetrische Radare, wie sie beispielsweise seit einigen Jahren auch vom Deutschen Wetterdienst (DWD) betrieben werden, sind in der Lage, in zwei senkrecht zueinander stehenden Polarisationsrichtungen elektromagnetische Wellen zu transmittieren und zu empfangen (Dual-Pol). Daraus sind prinzipiell Informationen über die horizontale und vertikale Dimension der Streukörper ableitbar. Anhand dieser wird dann auf Größe, Form und Art der Streuer geschlossen (Vivekanandan et al., 1999; Heinselman und Ryzhkov, 2006; Depue et al., 2007; Ryzhkov et al., 2013). Neben der Radarreflektivität messen -Pol Radare die spezifische differentielle Phase, die differentielle Reflektivität und den Korrelationskoeffizient. Die differentielle Reflektivität ist das Verhältnis der gemessenen Reflektivitäten bei vertikaler und horizontaler Polarisation zueinander (Seliga und Bringi, 1976).

Die differentielle Phase berechnet sich aus der Phasenverschiebung zwischen der horizontalen und vertikalen Phase. Zur Berechnung einer lokalen Größe, der spezifischen differentielle Phase,

erfolgt eine Differentiation dieser Größe nach dem Abstand zum Radar. Beide Größen sind ein Maß für die Abweichung der Streuer von der Kugelform.

Der Korrelationskoeffizient berechnet sich aus der Korrelation der Einzelpulse und ist ein Maß dafür, wie synchron die Wellen im horizontalen und vertikalen Kanal zueinander angeordnet sind. Je nach Art der Hydrometeore ergeben sich daraus verschiedene Werte für den Korrelationskoeffizienten.

Diese polarimetrischen Messgrößen verbessern gemäß verschiedener Studien prinzipiell die Detektion von Hagel (Bringi et al., 1984; Zrnica und Ryzhkov, 1999; Heinselman und Ryzhkov, 2006; Depue et al., 2007; Ryzhkov et al., 2013).

Seit Juli 2013 ist auch am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) am Campus Nord ein C-Band Dual-Pol Doppler-Radar im Einsatz. Eine Auswertung der polarimetrischen Messgrößen hinsichtlich ihrer Vorhersagegüte ist bislang jedoch noch nicht erfolgt.

Ziel dieser Arbeit ist es, diese polarimetrischen Größen hinsichtlich ihrer Fähigkeit auf Hageldetektion zu prüfen. Zudem soll geklärt werden, welche dieser Größen dazu am besten geeignet ist und ob eine Kombination mit bereits bestehenden Hagelkriterien eine Verbesserung der Detektionsgüte bewirkt. Weiterhin wird der Frage nachgegangen, ob ein Zusammenhang zur maximal beobachteten Hagelkorngröße besteht.

Zwei verschiedene Datensätze werden in dieser Arbeit erstellt: zum einen Radarmessungen von Gewitterzellen mit Hagel, zum anderen Radardaten von Gewitterzellen ohne Hagel. Diese verschiedenen Datensätze werden aus der Kombination von Radardaten mit Hagelbeobachtungen gewonnen. Die Hagelbeobachtungen liegen in Form von Meldungen aus der European Severe Weather Database (ESWD) und Versicherungsdaten der Vereinigten Hagelversicherung (VVaG) vor. Anhand dieser verschiedenen Radardatensätze erfolgt eine Untersuchung der polarimetrischen Größen hinsichtlich ihrer Fähigkeit zur Hagelerkennung mit Hilfe der kategorischen Verifikation (Jolliffe und Stephenson, 2003). Außerdem wird die zeitliche Entwicklung der polarimetrischen Größen in den verschiedenen Gewitterzellen analysiert.

Im nächsten Schritt werden bereits geeignete Hageldetektionsgrößen, die im Zusammenhang mit Hagelstürmen stehen, mit den polarimetrischen Messgrößen kombiniert. Mit Hilfe eines multivariaten Analyseverfahrens, der logistischen Regression (Backhaus et al., 2015), werden diese Kombinationen auf deren Vorhersagegüte überprüft. Zuletzt erfolgt eine Untersuchung des Zusammenhangs zwischen der differentiellen Reflektivität und der maximal auftretenden Hagelkorngröße.

Die Arbeit gliedert sich folgendermaßen: Kapitel zwei bietet eine kurze Einführung in die meteorologischen Grundlagen der Konvektion und in die theoretischen Konzepte, die für das Verständnis der Analysen und Auswertungen notwendig sind. In Kapitel drei werden alle verwendeten Daten vorgestellt. Dazu gehören Versicherungsdaten der VVaG, die Meldungen in der ESWD, Radioson-

denaufstiege und die Daten des IMK-Radars. Außerdem erfolgt in Kapitel drei eine Beschreibung der verwendeten Analysemethoden. Dazu gehören die kategorische Verifikation und die logistische Regression. In Kapitel vier wird erklärt, wie die zwei verschiedenen Datensätze erstellt werden. Kapitel fünf und sechs enthalten die Auswertung dieser Datensätze und in Kapitel sieben sind die wichtigsten Ergebnisse zusammenfasst.

2 Theoretische Grundlagen

Sowohl meteorologische Grundlagen als auch grundlegende Aspekte der Radartechnik werden in diesem Kapitel erklärt. Das Verständnis der Möglichkeiten und Grenzen der polarimetrischen Messtechnik werden im letzten Abschnitt dieses Kapitels behandelt.

2.1 Konvektion

Unter Konvektion wird in der Thermodynamik der Transport von Materie oder Energie zwischen einem Körper und einem Fluid oder zwischen zwei Fluiden verstanden (Dittmann et al., 1995). In der Meteorologie bezeichnet Konvektion kleinskalige vertikale Luftmassenbewegungen aufgrund von Temperaturunterschieden. Aus hochreichender Konvektion können Gewitter entstehen, die eine notwendige Voraussetzung für die Hagelbildung sind.

2.1.1 Pakettheorie

Zur Analyse der vertikalen Schichtung der Atmosphäre kommt das Modell des gehobenen Luftpakets zur Anwendung (Holton und Hakim, 2012). Dieses Modell nach Bjerknes (1938) beschreibt das theoretische Konzept der kleinskaligen Vertikalbewegungen und die daraus folgenden Zustandsänderungen. Ein Luftpaket soll als ein Luftvolumen verstanden werden, dem makroskopische Eigenschaften wie Temperatur und Dichte zugeordnet werden können. Gleichzeitig ist die Ausdehnung als infinitesimal zu betrachten, sodass Gleichgewichtsbedingungen der Mechanik angewendet werden können. Daher gilt die Annahme, dass im Luftpaket derselbe Druck herrscht wie in seiner Umgebung.

Auch wenn diese Annahme in der Natur nicht gegeben ist, lassen sich durch diesen Ansatz die Grundlagen der Konvektion veranschaulichen und Stabilität bzw. Labilität auf einfache Weise quantifizieren.

2.1.2 Erster Hauptsatz der Thermodynamik

Der Erste Hauptsatz beschreibt die Energieerhaltung in einem thermodynamischen System und kommt bei der Betrachtung von Vertikalbewegungen eines Luftpakets zur Anwendung. In den folgenden Kapiteln wird der erste Hauptsatz in Enthalpieform benötigt und wird daher in diese Form überführt (Kunz, 2016).

In einem homogenen, geschlossenen System ist die Zufuhr der inneren Energie du gleich der Wärmezufuhr δq und der am Volumen verrichteten Arbeit δa :

$$du = \delta q + \delta a. \quad (2.1)$$

Während mit du exakte Differentiale bezeichnet werden, sind δa und δq Pfaffsche Formen. Diese werden verwendet, wenn der Wert der Variable vom Integrationsweg abhängig ist.

Die Arbeit, die an einem Luftpaket verrichtet wird, lässt sich durch den Druck p und das massenspezifische Volumen $v = 1/\rho$ mit der Dichte des Systems ρ beschreiben:

$$\delta a = -p dv. \quad (2.2)$$

Dieser Ausdruck steht bei der Betrachtung eines Luftpakets für die Volumenausdehnungsarbeit. Bei konstantem Volumen ist die innere Energie proportional zum Produkt aus Temperatur und spezifischer Wärmekapazität c_v .

$$du = c_v T \quad (2.3)$$

Die Enthalpie ist die Summe aus innerer Energie und der am Volumen geleisteten Arbeit:

$$h = u + pv. \quad (2.4)$$

Die Änderung der Enthalpie ist wie die innere Energie proportional zur Temperaturänderung

$$dh = c_p dT, \quad (2.5)$$

allerdings mit der spezifischen Wärmekapazität bei konstantem Druck c_p . Meist werden $c_p = 1004,5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und $c_v = 717 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, der spezifischen Wärmekapazität bei konstantem Volumen, als Konstanten angegeben. Eigentlich sind sie aber vom Wasserdampfgehalt des betrachteten Systems abhängig. Der 1. Hauptsatz der Thermodynamik lässt sich damit in Enthalpieform beschreiben:

$$dh = v dp + \delta q \quad \text{oder} \quad dT = v c_p dp + \frac{1}{c_p} \delta q. \quad (2.6)$$

Diese Form des ersten Hauptsatzes ist für die Herleitung der trockenadiabatischen und äquivalentpotentiellen Temperaturgradienten in Kapitel 2.1.4 und 2.1.6 von Bedeutung. Außerdem ist sie der Ausgangspunkt für die Herleitung der Temperaturgradienttendenzgleichung (2.39).

2.1.3 Auftrieb

In der Meteorologie wird unter Auftrieb eine aufwärts wirkende Kraft aufgrund von Dichteunterschieden verstanden. Die massenspezifische Auftriebskraft ergibt sich nach Markowski und Richardson (2010) aus der vertikalen Komponente der Eulerschen Bewegungsgleichung:

$$\rho \frac{dw}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g \quad (2.7)$$

mit der Vertikalgeschwindigkeit w , der Zeit t , der Höhe z und der Schwerebeschleunigung g . Der Druck und die Dichte werden nun in einen mittleren, homogenen Grundzustand und in Abweichungen von diesem Grundzustand zerlegt:

$$\rho = \bar{\rho} + \rho', \quad p = \bar{p} + p'. \quad (2.8)$$

Für den mittleren, homogenen Grundzustand soll die hydrostatische Approximation gelten:

$$0 = \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - \rho' g. \quad (2.9)$$

Eingesetzt in Gleichung (2.7) ergibt sich daraus:

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho} g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} + B \quad (2.10)$$

Der erste Term auf der rechten Seite bezeichnet die vertikale Druckgradientkraft aufgrund von Druckstörungen. Der zweite Term stellt den Auftrieb dar, auch als B (engl. Buoyancy) bezeichnet. Mit Einbeziehung der Zustandsgleichung für ideale Gase

$$\rho = R_L T, \quad (2.11)$$

der spezifischen Gaskonstante für trockene Luft R_L und der Temperatur T folgt:

$$B = -\frac{\rho'}{\bar{\rho}} g = \left(\frac{T}{\bar{T}} - \frac{p'}{\bar{p}} \right) g. \quad (2.12)$$

Mit der Annahme, dass für kleine Druckstörungen $p'/\bar{p} \approx 0$ gilt, ergibt sich schließlich für den Auftrieb:

$$B \approx g \frac{T'}{\bar{T}} = g \frac{T_p - T_U}{T_U} \quad (2.13)$$

mit der Temperatur des Luftpakets T_p und der Temperatur der Umgebung T_U .

Weiterhin kann die Feuchte durch die virtuelle Temperatur

$$T_v = T(1 + 0,608q), \quad (2.14)$$

berücksichtigt werden, wobei q die spezifische Feuchte ist. T_v ist dabei jene Temperatur, die ein trockenes Luftpaket annähme, wenn es dieselbe Dichte wie das feuchte Paket hätte. Gleichung (2.13) verändert sich dann zu:

$$B \approx g \frac{T'}{\bar{T}} = g \frac{T_{v,p} - T_{v,U}}{T_{v,U}}. \quad (2.15)$$

2.1.4 Trockenadiabatische Vertikalbewegung

Bei adiabatischen Prozessen gibt es keinen Wärmeaustausch zwischen der Umgebung und dem betrachteten System, es gilt also $\delta q = 0$. Da der Druck in der Atmosphäre mit der Höhe abnimmt, erfährt ein Luftpaket, das adiabatisch angehoben wird, eine Volumenausdehnung und damit eine Abnahme seiner Temperatur. Dies ist eine Folge des ersten Hauptsatzes der Thermodynamik (2.6). Mithilfe der hydrostatischen Approximation in der Form

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.16)$$

lässt sich damit der erste Hauptsatz (2.6) in die Form

$$0 = c_p dT - g dz \quad (2.17)$$

überführen. Daraus folgt der vertikale trockenadiabatische Temperaturgradient:

$$-\frac{dT}{dz} = \Gamma_d = \frac{g}{c_p} \simeq 0,0098 \text{ K m}^{-1}. \quad (2.18)$$

2.1.5 Die potentielle Temperatur

Eine hilfreiche Größe für Stabilitätsanalysen ist die potentielle Temperatur. Sie ist ein fiktives Temperaturmaß und macht Temperaturen auf verschiedenen Druckflächen, also auf verschiedenen potentiellen Energien, miteinander vergleichbar (Etlings, 2008). Ausgehend vom ersten Hauptsatz der Thermodynamik und der Zustandsgleichung für ideale Gase lässt sich (2.6) auch schreiben als:

$$\frac{dT}{T} = \frac{R_L}{c_p} \frac{dp}{p} \quad (2.19)$$

oder mit dem Exponenten $\kappa = R_L/c_p$ als

$$d \ln(T) = \kappa d \ln(p). \quad (2.20)$$

Wird Gleichung (2.20) zwischen $p_1/T_1(p_1)$ und $p/T(p)$ integriert, dann folgt nach Entlogarithmierung:

$$\frac{T_1}{T} = \left(\frac{p_1}{p}\right)^\kappa. \quad (2.21)$$

In der Meteorologie ist die potentielle Temperatur θ definiert für $p_1 = 1000 \text{ hPa}$:

$$T_1 \equiv \theta = T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p}\right)^\kappa. \quad (2.22)$$

Sie ist für adiabatische Prozesse eine Erhaltungsgröße und damit bei Vertikalbewegungen eines Luftpakets konstant. Die potentielle Temperatur ist vor allem bei Betrachtungen der Stabilität der Atmosphäre hilfreich. Es gilt:

$$-\frac{\partial T}{\partial z} > \Gamma_d \implies \frac{\partial \theta}{\partial z} < 0: \theta \text{ nimmt mit der Höhe ab, labile Schichtung} \quad (2.23)$$

$$-\frac{\partial T}{\partial z} = \Gamma_d \implies \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0: \theta \text{ ist höhenkonstant, neutrale Schichtung} \quad (2.24)$$

$$-\frac{\partial T}{\partial z} < \Gamma_d \implies \frac{\partial \theta}{\partial z} > 0: \theta \text{ nimmt mit der Höhe zu, stabile Schichtung} \quad (2.25)$$

Ein Luftpaket, das adiabatisch angehoben wird, ist bei einer stabil geschichteten Atmosphäre kühler als seine Umgebung und erfährt somit gemäß Gleichung (2.13) eine nach unten gerichtete Kraft. Das Luftpaket würde damit zu seinem Ausgangszustand zurückkehren. Bei einer labil geschichteten Atmosphäre ist ein solches Luftpaket wärmer als seine Umgebung und erfährt nach

Gleichung (2.13) einen positiven Auftrieb. Bei einer neutralen Schichtung würde das Luftpaket keine Kraft erfahren und in der Höhe, in die es gehoben wurde, verbleiben.

2.1.6 Sättigungsadiabatische Vertikalbewegung

Bisher ist die Betrachtung des Phasenübergangs von Wasser im Luftpaket vernachlässigt worden. Erfolgt durch die Hebung eine Abkühlung des Luftpakets, kommt es bei Sättigung zur Kondensation im Luftpaket. Die dabei durch den Phasenübergang frei werdende latente Energie muss im 1. Hauptsatz der Thermodynamik (2.6) berücksichtigt werden:

$$dh = c_p dT + l_v dr_s = v dp \quad (2.26)$$

mit der spezifischen Verdampfungswärme $l_v = 2,5 \cdot 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$ und dem Sättigungsmischungsverhältnis r_s . Die latente Wärme $l_v dr_s$ verringert also die Änderung der Enthalpie gegenüber dem trockenadiabatischen Fall. Der pseudoadiabatische Temperaturgradient ergibt sich daraus (AMS, 2017):

$$\Gamma_s = g \left(1 + \frac{l_v r_s}{R_L T} \right) \frac{1}{c_p l_v + \frac{l_v^2 r_s \varepsilon}{R_L T}} \quad (2.27)$$

mit dem Verhältnis der Gaskonstanten von trockener und feuchter Luft $\varepsilon = R_L/R_D = 0,622$. Allgemein gilt, dass $\Gamma_d > \Gamma_s$ ist.

2.1.7 Die äquivalentpotentielle Temperatur

Die pseudopotentielle Temperatur ist jene Temperatur, die ein Luftpaket erhält, wenn es adiabatisch auf das Kondensationsniveau angehoben wird, danach weiter sättigungsadiabatisch aufsteigt, bis das gesamte kondensierte Wasser instantan ausgefallen ist und anschließend trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht wird. Die zahlenmäßig fast gleichwertige äquivalentpotentielle Temperatur bezeichnet die Temperatur einer Luftmasse addiert mit dem Äquivalentzuschlag. Wenn der in einer Luftmasse enthaltene Wasserdampf isobar auskondensiert, führt dies zu einer Freisetzung von Wärmeenergie, die zu einer Temperaturerhöhung der Luftmasse führen würde. Diese Temperaturerhöhung ist der Äquivalentzuschlag. Eine analytische Lösung sowohl für die pseudopotentielle als auch für die äquivalentpotentielle Temperatur nicht möglich (Kraus, 2007). Es existieren in der Literatur aber verschiedene Näherungen, zum Beispiel von Simpson (1978) oder Bolton (1980). Nach Bolton (1980) ist eine gute Näherung für die äquivalentpotentielle Temperatur:

$$\theta_e = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,2854(1-0,28 \cdot 10^{-3} r)} \exp \left[\left(\frac{3,376}{T_{\text{HKN}}} - 0,00254 \right) (r(1 + 0,81 \cdot 10^{-3} r)) \right] \quad (2.28)$$

mit der Temperatur am Hebungskondensationsniveau

$$T_{\text{HKN}} = \frac{2840}{T - \ln(e) - 4,805} + 55, \quad (2.29)$$

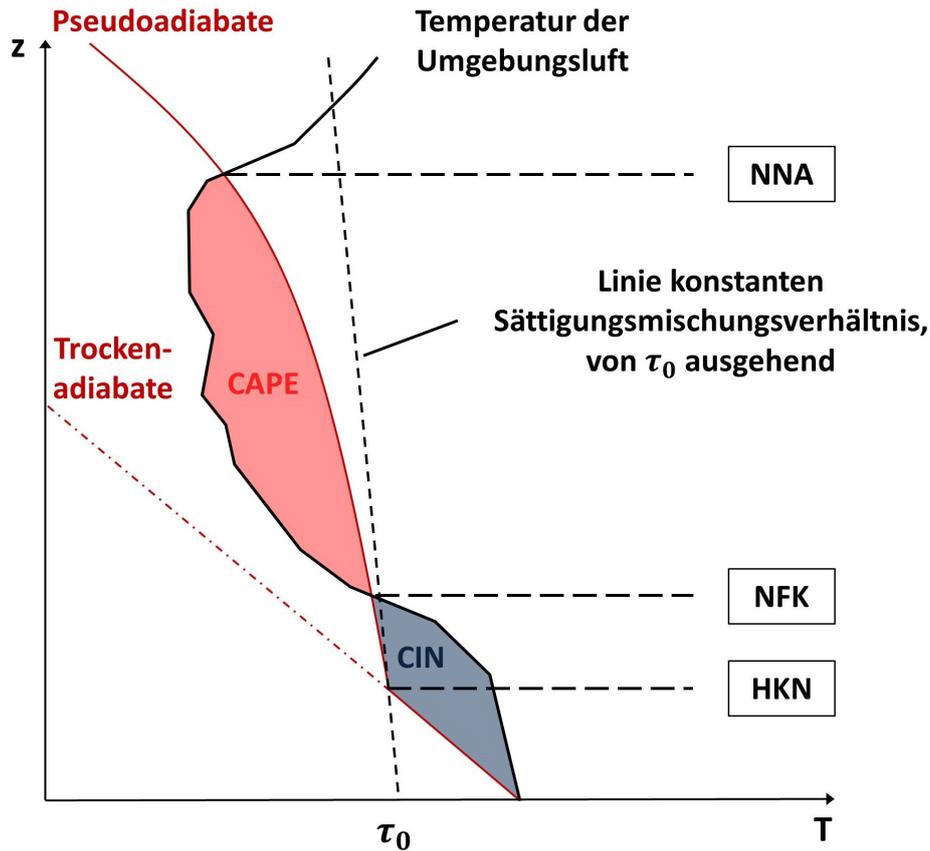


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung der Hebung eines Luftpakets unter Annahme von Adiabasie. Die notwendige Voraussetzung für hochreichende Konvektion ist das Vorhandensein von CAPE. Weitere Erläuterungen im Text.

dem Wasserdampfdruck e in hPa, der Temperatur T in K und dem Mischungsverhältnis r in der Einheit g kg^{-1} .

Für die pseudopotentielle Temperatur gelten auch die Aussagen zur Stabilität (2.23) bis (2.25) wie bei der potentiellen Temperatur. Befindet sich der Temperaturgradient zwischen dem pseudoadiabatischen und dem trockenadiabatischen Gradient, liegt eine bedingt labile Schichtung vor. Die Schichtung wird dann feuchtlabil sobald Sättigung eintritt. Unter ungesättigten Bedingungen ist die Schichtung stabil.

2.1.8 Adiabatische Hebung eines Luftpakets

Abbildung 2.1 zeigt schematisch die Hebung eines Luftpakets unter Annahme von Adiabasie. Die schwarze, durchgezogene Linie ist die Temperatur der Umgebung, wie sie beispielsweise bei einem Radiosondenaufstieg gemessen wird. Bei der Hebung eines bodennahen Luftpakets, erfolgt die Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe zunächst trockenadiabatisch gemäß Gleichung (2.18). Am Schnittpunkt zwischen Trockenadiabate und Sättigungskurve ist das Luftpaket vollständig gesättigt. Die Sättigungskurve gibt die Temperatur ausgehend von der Sättigungstemperatur am Boden τ_0 eines gesättigten Luftgemischs in Abhängigkeit von der Höhe an. Diese

Höhe wird als Hebungskondensationsniveau (HKN) bezeichnet. Der Schnittpunkt zwischen Temperaturkurve und der Linie konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses, ausgehend von der Taupunkttemperatur τ_0 am Boden, ist das Kumuluskondensationsniveau (KKN, nicht abgebildet). Bei weiterer Hebung und der damit verbundenen Abkühlung kommt es nun zur Kondensation. Die Temperatur des Luftpakets nimmt nach Gleichung (2.27) weiter ab, allerdings ist die Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe geringer als im trockenadiabatischen Fall. Ab dem Schnittpunkt mit der Temperatur der Umgebungsluft ist das Luftpaket wärmer als seine Umgebung. Damit kommt es zum freien Aufsteigen des Luftpakets und nach Gleichung (2.13) zur Vertikalbeschleunigung. Dieser Schnittpunkt wird als Niveau der freien Konvektion (NFK) bezeichnet. Spätestens in der Tropopausenregion schneiden sich die Temperaturkurve der Umgebungsluft und die Hebungskurve, die Pseudoadiabate. Dieser Punkt markiert das Niveau des neutralen Aufstiegs (NNA).

Die konvektiv verfügbare potentielle Energie (engl. convective available potential energy, CAPE) ist ein Maß für die Energie, die der Konvektion zur Verfügung steht. In Abbildung 2.1 ist sie als rote Fläche dargestellt. Die CAPE ist definiert als das Integral über den Auftrieb, den das Luftpaket zwischen NFK und NNA erfährt (Doswell III und Rasmussen, 1994):

$$CAPE = \int_{z_{\text{NFK}}}^{z_{\text{NNA}}} B dz = g \int_{z_{\text{NFK}}}^{z_{\text{NNA}}} \frac{T_{v,P} - T_{v,U}}{T_{v,U}} dz. \quad (2.30)$$

Nach Kunz (2007) führt im süddeutschen Raum, also auch am Standort des in dieser Arbeit verwendeten Radargeräts, kann eine CAPE von 500 Jkg^{-1} zu schwacher Konvektion führen. Bei einer CAPE von 500 bis 1000 Jkg^{-1} kann die Konvektion mäßig ausgeprägt sein und ab einem Wert von 1000 Jkg^{-1} ist sehr starke Konvektion möglich. Diese Angaben sind Mittelwerte, das heißt es kann auch bei geringen CAPE-Werten zu stark ausgeprägter Konvektion kommen.

Wird Gleichung (2.15) mit der Vertikalgeschwindigkeit w multipliziert und über die Höhe mit den Grenzen z_{NFK} und z_{NNA} integriert, ergibt sich:

$$\frac{dw^2}{2} = B dz \quad (2.31)$$

und damit für die maximale thermisch bedingte Vertikalgeschwindigkeit

$$w_{\text{max}} = \left[2 \int_{z_{\text{NFK}}}^{z_{\text{NNA}}} B dz \right]^{1/2} = \sqrt{2 \cdot CAPE}. \quad (2.32)$$

Die CAPE ist somit ebenfalls ein Maß für die maximal mögliche thermisch bedingte Vertikalgeschwindigkeit, die allerdings meist aufgrund von Einmischen trockener Umgebungsluft (engl. Entrainment) nicht erreicht wird (Weisman und Klemp, 1982).

Bis ein Luftpaket das NFK erreichen kann, muss es die konvektionshemmende Energie (engl. convective inhibition, CIN), die für die Hebung des Luftpakets auf diese Höhe notwendig ist, durch externe Kräfte überwinden. In Abbildung 2.1 ist die CIN als blaue Fläche dargestellt.

$$CIN = g \int_{z=0}^{z_{\text{NFK}}} \frac{T_{v,P} - T_{v,U}}{T_{v,U}} dz \quad (2.33)$$

Die CIN kann durch Einstrahlung und der damit einhergehenden Aufheizung der bodennahen Luftschicht überwunden werden. Eine zweite Möglichkeit ist ein externer Hebungsmechanismus. Dies kann eine bodennahe Strömungskonvergenz sein, wie sie beispielsweise im Lee einer Gebirgsumströmung, bei Land- Seewindsystemen oder bei Hangwinden auftritt (Banta, 1990; Kottmeier et al., 2008; Kalthoff et al., 2009).

Ein weiterer externer Hebungsmechanismus kann großräumige Hebung sein. Im Rahmen der quasi-geostrophischen Theorie lässt sich die Omega-Gleichung (hier im p -System) formulieren (Holton und Hakim, 2012):

$$\left[\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] \omega = -f_0 \frac{\partial}{\partial p} [-\mathbf{v}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f)] - \frac{R_L}{p} \nabla^2 [-\mathbf{v}_g \cdot \nabla_p T] - \frac{R_L}{c_p p} \nabla^2 H \quad (2.34)$$

mit dem Stabilitätsparameter σ , dem Coriolisparameter f und dem Coriolisparameter auf der β -Ebene f_0 , dem geostrophischen Wind \mathbf{v}_g , der relativen Vorticity des geostrophischen Winds ζ_g und der Summe der diabatischen Wärmeübergänge H . Sie beschreibt synoptisch-skaliges Aufsteigen und Absinken von Luftmassen. Ausgehend von dieser Gleichung lassen sich drei mögliche Ursachen für Vertikalgeschwindigkeiten ω finden:

Der erste Term auf der rechten Seite beschreibt die Änderung der Advektion absoluter Vorticity mit der Höhe, der zweite Term die horizontale Temperaturadvektion. Diabatische Wärmeübergänge, beispielsweise durch Verdunstung oder Einstrahlung, sind im dritten Term beschrieben.

Ausgehend von dieser Gleichung gibt es drei mögliche synoptische Hebungsantriebe:

- (1) eine mit der Höhe zunehmende positive oder abnehmende negative Vorticityadvektion wie zum Beispiel an der Vorderseite eines Höhentrogs,
- (2) stärkste Warmluft- oder minimale Kaltluftadvektion und
- (3) stärkste diabatische Wärmezufuhr oder geringster diabatischer Wärmeentzug

2.1.9 Entstehungsbedingungen für hochreichende Konvektion

Wie in Kapitel 2.1.8 diskutiert, setzt die Entstehung von Konvektion das Überwinden der CIN und das Erreichen des NFK voraus. Wengleich hochreichende Konvektion ein mesoskaliger Prozess ist, werden CAPE und CIN auch durch Prozesse und Vorgänge auf der synoptischen Skala gesteuert (Markowski und Richardson, 2010). Sowohl CAPE als auch CIN sind vom vertikalen Temperaturgradienten abhängig. Die Temperaturgradienttendenzgleichung zeigt, welche Prozesse die zeitliche Änderung des vertikalen Temperaturgradienten steuern.

Zur Herleitung dieser Gleichung erfolgt eine Differentiation des ersten Hauptsatzes der Thermodynamik in der Form (2.6) nach der Zeit:

$$\dot{q} = c_p \frac{dT}{dt} - v \frac{dp}{dt} \quad (2.35)$$

mit der massenspezifischen Erwärmungsrate \dot{q} . Nach der Euler-Zerlegung des ersten Terms auf der rechten Seite und unter den Annahmen von hydrostatischen Bedingungen und $p = p(z)$ folgt:

$$\dot{q} = c_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v}_h \cdot \nabla_h T + w \frac{\partial T}{\partial z} \right) + gw \quad (2.36)$$

mit dem horizontalen Windvektor \mathbf{v}_h und der Vertikalgeschwindigkeit w . Wird diese Gleichung partiell nach z abgeleitet und mit -1 multipliziert ergibt sich:

$$\frac{\partial \dot{q}}{\partial z} = c_p \left[\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) + \mathbf{v}_h \cdot \nabla_h \left(-\frac{\partial T}{\partial z} \right) + w \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{\partial \mathbf{v}_h}{\partial z} \cdot \nabla_h T - \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} \right] - g \frac{\partial w}{\partial z}. \quad (2.37)$$

Dabei ist c_p als konstant angenommen. Wird in dieser Gleichung die Definition $-\partial T/\partial z = \gamma$ für den aktuellen Temperaturgradienten und $\Gamma_d \equiv g/c_p$ eingesetzt und nach $\partial \gamma/\partial t$ umgestellt, ergibt sich die Temperaturgradiententendenzgleichung (Markowski und Richardson, 2010):

$$\frac{\partial \gamma}{\partial t} = \underbrace{-\mathbf{v}_h \cdot \nabla_h \gamma}_{(1)} - \underbrace{w \frac{\partial \gamma}{\partial z}}_{(2)} + \underbrace{\frac{\partial \mathbf{v}_h}{\partial z} \cdot \nabla_h T}_{(3)} + \underbrace{\frac{\partial w}{\partial z} (\Gamma_d - \gamma)}_{(4)} - \underbrace{\frac{1}{c_p} \frac{\partial \dot{q}}{\partial z}}_{(5)} \quad (2.38)$$

Die fünf Terme auf der rechten Seite sind dabei:

- (1) Horizontale Advektion des vertikale Temperaturgradienten.
- (2) Vertikale Advektion des vertikalen Temperaturgradienten.
- (3) Differentielle Temperaturadvektion durch vertikale Windscherung (siehe Kapitel 2.2) und horizontale Temperaturgradienten.
- (4) Stretching Term: bei synoptisch-skaliger Hebung und damit verbundener Streckung der Luftsäule nimmt die vertikale Geschwindigkeit mit der Höhe zu (untere Randbedingung), folglich ist $\partial w/\partial z$ positiv. Wenn $\gamma < \Gamma_d$ ist, folgt daraus eine Zunahme des vertikalen Temperaturgradienten und damit eine Labilisierung der Atmosphäre.
- (5) Dieser Term beschreibt diabatische Prozesse wie zum Beispiel solare Strahlung oder diabatische Wärmeübergänge.

Eine Skalenanalyse zeigt, dass der Term (1) in Gleichung (2.39) auf der synoptischen Skala dominiert. Auf der Mesoskala hingegen können die Terme (2) bis (5) mehrere Größenordnungen größer als der erste Term sein.

Für die Entstehung hochreichender Konvektion sind neben den Änderungen der CAPE und der CIN zusammenfassend folgende Bedingungen wichtig (Doswell III, 1987; Houze, 2014):

- (1) Eine bedingt oder potentiell labile Schichtung der Atmosphäre führt gemäß Gleichung (2.13) zu Auftrieb.
- (2) Ein hoher Feuchtigkeitsgehalt in der unteren Atmosphäre führt beim Einsetzen von Kondensation zur Freisetzung latenter Energie, die den Auftrieb beschleunigt. Wie in Kapitel 2.1.6 erläutert ist $\Gamma_d > \Gamma_s$. Je feuchter also ein Luftpaket, desto eher wird das NFK erreicht (siehe Abbildung 2.1.8).

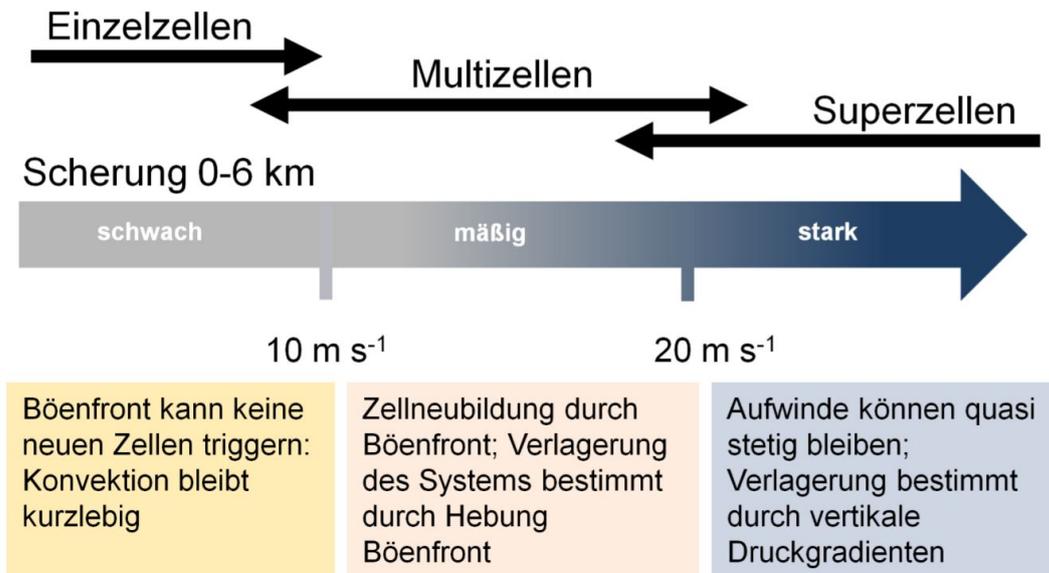


Abbildung 2.2: Organisationsformen der konvektiven Zellen nach Markowski und Richardson (2010) in Abhängigkeit von der vertikalen Windscherung.

- (3) Zur Überwindung der CIN ist weiterhin wie in Kapitel 2.1.9 erläutert, ein Auslösemechanismus nötig.

2.2 Organisationsformen konvektiver Gewittersysteme

Hochreichende Feuchtkonvektion tritt sowohl in Form einzelner isolierter Zellen als auch in Form komplexerer, organisierter konvektiver Systeme auf. Die Organisationsform der Gewittersysteme ist vor allem von der Änderung des Horizontalwinds mit der Höhe (vertikale Windscherung oder kurz Windscherung),

$$S = \frac{\partial v_h}{\partial z} \quad (2.39)$$

abhängig. Gewittersysteme werden in Einzel-, Multi-, und Superzellen sowie mesoskalige konvektive Systeme (engl. mesoscale convective system, MCS) untergliedert (Markowski und Richardson, 2010) (siehe Abbildung 2.2). Alle Gewittersysteme unterscheiden sich sowohl im strukturellen Aufbau, in ihrer räumlichen Ausdehnung, ihrer Lebensdauer, als auch in den damit verbundenen Wetterphänomenen wie Starkwinden, Starkniederschlag und Hagel.

2.2.1 Einzelzelle

Einzelzellen sind lokal isolierte hochreichende Zellen und besitzen die kürzeste Lebensdauer aller Gewitterarten. Sie entstehen meistens an Sommernachmittagen, wenn es aufgrund der solaren Einstrahlung zu einer Erwärmung der bodennahen Luftschicht und damit zu einer Labilisierung der Atmosphäre kommt. Einzelzellen bilden sich, etwa im Unterschied zu Multi- oder Superzellen, nur bei geringer Windscherung S .

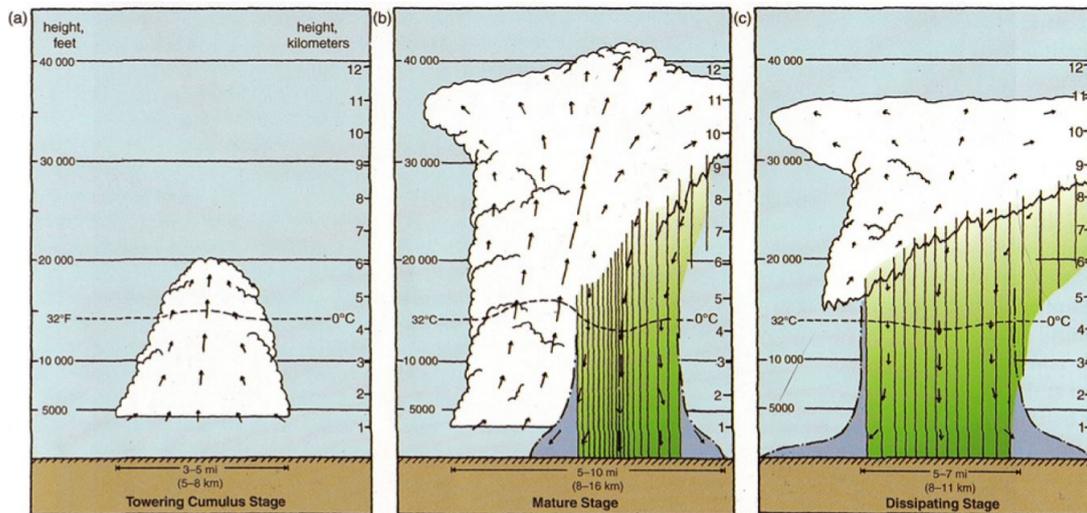


Abbildung 2.3: Stadien einer Einzelzelle (Markowski und Richardson, 2010 nach Doswell III, 1985, und Byers und Braham, 1949): (a) Cumulusstadium, (b) Reifestadium, (c) Dissipationsstadium

Der Lebenszyklus einer Einzelzelle beginnt mit einer Warmluftblase, die sich bei Einsetzen der Kondensation ab dem HKN oder KKN zu einer Cumuluswolke entwickelt (Abbildung 2.3 a). Im zentralen Aufwindbereich kommt es zur weiteren Beschleunigung und zum Nachströmen von Umgebungsluft aus den bodennahen Luftschichten. Im Reifestadium (Abbildung 2.3 b) bilden sich durch Autokonversion und Koagulation flüssige und gefrorene Niederschlagsteilchen (Hydrometeore). Bei Erreichen einer bestimmten Größe beginnen die Hydrometeore im Aufwindbereich zu Boden zu fallen. Die Hydrometeore initiieren beim Fallen durch Reibung einen Abwind. Da keine oder nur eine geringe Scherung vorhanden ist, kommt es zu keiner Trennung zwischen Auf- und Abwindbereich. Im Dissipationsstadium (Abbildung 2.3 c) wird durch den kälteren Abwind der Aufwind unterdrückt. Deshalb beginnt sich die Zelle aufzulösen. Die charakteristische Lebenszeit τ von Einzelzellen kann aus der Skalenhöhe $H \approx 10\text{ km}$, dem mittleren Aufwind $w_0 \approx 5 - 10\text{ m s}^{-1}$ und der mittleren Endfallgeschwindigkeit der Hydrometeore $v_t \approx 5 - 10\text{ m s}^{-1}$ gemäß der Formel

$$\tau = \frac{H}{w_0} + \frac{H}{v_t} \approx 30 - 60 \text{ min} \quad (2.40)$$

geschätzt werden. In Einzelzellen kommt es nur selten zu Hagelbildung (Weisman und Klemp, 1986).

2.2.2 Multizelle

Multizellen bestehen im Prinzip aus mehreren Einzelzellen, die sich jeweils in verschiedenen Entwicklungsstadien (siehe Abbildung 2.3) befinden. Wie in Abbildung 2.4 zu sehen ist, kommt es zur Entwicklung von Multizellen, wenn ausreichend Scherung, vor allem Geschwindigkeitscherung, existiert (Marwitz, 1972; Newton und Fankhauser, 1975; Weisman und Klemp, 1982; Fovell und Ogura, 1989).

Der Abwind (engl. cold pool) hat relativ zur Umgebungsluft eine geringere Temperatur und damit eine höhere Dichte. Trifft der Abwind auf den Boden, kommt es zur Ausbildung einer horizontalen Böenfront in alle Richtungen. Wie der Name impliziert, geschieht diese Umwandlung nicht

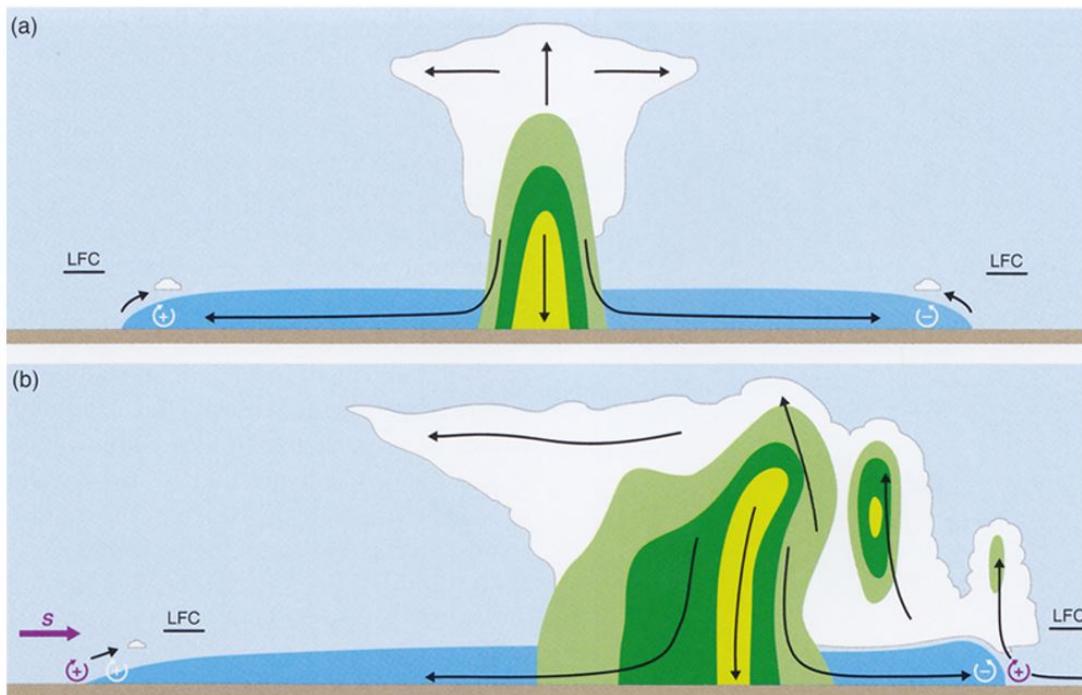


Abbildung 2.4: Konvektion ohne (a) und mit (b) Scherung. (b) zeigt die Entwicklung einer Multizelle durch Zelltriggerung an der Böenfront, wenn sich die Vorticity aus der Windscherung S mit der durch die Scherung der Böenfront hervorgerufenen Vorticity überlagert (Markowski und Richardson, 2010).

kontinuierlich, sondern erfolgt turbulent (Böigkeit). Eine Verstärkung dieses Effektes erfolgt zusätzlich, wenn horizontaler Impuls vertikal im Abwind nach unten transportiert wird. Durch die größere Dichte der Böenfront schiebt sich diese unter die Umgebungsluft und erzeugt so Vorticity (Abbildung 2.4 a). Diese ist je nach Richtung der Strömung positiv oder negativ. Wenn im Fall ohne Windscherung in der Umgebungsluft keine horizontale Vorticity generiert wird, kommt es an den Rändern des Kaltluftausflusses nicht zur Zellneubildung (siehe Abbildung 2.4 a). Wenn sich die Vorticity der Windscherung mit der Vorticity des Kaltluftausflusses überlagert, kann an der Böenfront ausreichend Hebung initiiert werden (Abbildung 2.4 b). Luftpakete können dann stromab das NFK erreichen und neue Zellen bilden.

Aufgrund der immer wieder eintretenden Zellneubildungen besitzen Multizellen im Vergleich zu Einzelzellen eine wesentlich längere Lebensdauer von mehreren Stunden (Markowski und Richardson, 2010). Aufgrund der Zellneubildung, bevorzugt an der rechten Flanke relativ gesehen zur Zugbahn, kann die Zugrichtung vom mittleren Wind bis zu 30° abweichen. Im Gegensatz zu Einzelzellen können Multizellen aufgrund ihrer längeren Lebensdauer Hagel bilden (Federer und Waldvogel, 1975; Ziegler et al., 1983).

2.2.3 Superzelle

Superzellen sind eine spezielle Form von Einzelzellen, die sich durch eine persistente Mesozyklone im Aufwindbereich auszeichnen. Superzellen sind meist mit Extremereignissen wie großem Hagel, Tornados oder Starkwindböen in Orkanstärke verbunden. Diese Zellen erreichen eine Ausdehnung von bis zu 50 km. Wird der Amboss ebenfalls zur Zelle hinzugezählt, kann die räumliche

Ausdehnung mehrere 100 km erreichen. Superzellen bilden sich bevorzugt bei folgenden Umgebungsbedingungen (Kunz, 2016):

- (1) Starke vertikale Windscherung, vor allem auch Richtungsscherung, sodass es zusätzlich zu einer Separierung von Auf- und Abwind auch zu einer Rotation des Aufwindes kommt (Davies-Jones, 1984; Weisman und Klemp, 1984)
- (2) Lage vorderseitig eines Trogs, die gemäß der Omegagleichung (2.34) mit einem synoptisch-skaligem Hebungsantrieb verbunden ist
- (3) Low-level Jet (Starkwindband), der für den Transport feucht-warmer Luftmassen in den Bereich des Aufwindes der Superzelle sorgt
- (4) Abgehobene Inversion, sodass hochreichende Konvektion erst bei maximalem Energiegehalt der Atmosphäre ausgelöst wird. Dies wird in der Regel am Nachmittag erreicht, wenn die solare Einstrahlung maximal ist.

Der Aufbau einer idealisierten Superzelle im Reifestadium ist schematisch in Abbildung 2.5 gezeigt. Der Aufwind ist aufgrund der Windscherung geneigt. Eine hohe Vertikalgeschwindigkeit transportiert Luft am Oberrand der Zelle bis in die untere Stratosphäre hinein (engl. overshooting top, OT). In diesem Aufwindbereich gibt es nur wenige Hydrometeore, da die Verweilzeit für die Bildung von Niederschlagsteilchen durch Autokonversion, Diffusion, Koaleszenz oder Akkreszenz zu kurz ist. Im Radarbild ist dies durch ein Gebiet mit relativ schwacher Reflektivität erkennbar (engl. bounded weak echo region, BWER) (Lemon und Doswell III, 1979).

Unterhalb der BWER ist die Wolkenbasis relativ zur Umgebung erniedrigt und es bildet sich dort die sogenannte Wallcloud. In diesem Bereich können sich auch Tornados ausbilden. Niederschlag löst an den Flanken des Aufwinds vorder- und rückseitig Abwinde aus. Ebenso wie bei Einzel- und Multizellen bewirken diese Abwinde Böenfronten am Boden. Diese bewegen sich im Lauf der Zeit aufeinander zu, bis schließlich die gesamte Zelle von der Advektion feucht-warmer Luftmassen abgetrennt ist. In größerer Entfernung zum Aufwind verdunstet der Niederschlag bevor er den Boden erreicht. Als Folge davon bilden sich von Fallstreifen (virgae) aus. Hagelschlag ist an den Flanken des Aufwinds möglich, was in Kapitel 2.3.2 näher erklärt wird.

Bedingt durch den BWER und die starken Reflektivitäten in den Niederschlagsbereichen ist in der horizontalen Projektion der Radarreflektivitätsmaxima (engl. Maximum Constant Altitude Plan Position Indicator, MaxCAPPI) ein charakteristisches Hakenecho erkennbar.

Superzellen können sich durch die vertikalen Druckstörungen (2.12) vor allem bei crosswise Vorticity (Geschwindigkeitsscherung) in eine links- und rechtsziehende Zelle teilen. Der Aufwindeschlauch separiert sich dann in einen zyklonal und antizyklonal rotierenden Teil. Meist sind rechts-ziehende Zellen gegenüber den links-ziehenden intensiver und besitzen eine längere Lebensdauer (Markowski und Richardson, 2010).

2.2.4 Mesoskalige konvektive Systeme

Wenn mehrere konvektive Zellen in ein größeres Niederschlagsgebiet eingelagert sind und dieses System eine horizontale Ausdehnung von mehr als 100 km in eine Richtung besitzt, wird es als mesoskaliges, konvektives System (engl. mesoscale convective system, MCS) bezeichnet. Bei dieser Ausdehnung wird die Corioliskraft zu einer relevanten Größe (Houze et al., 1989). Gesteuert

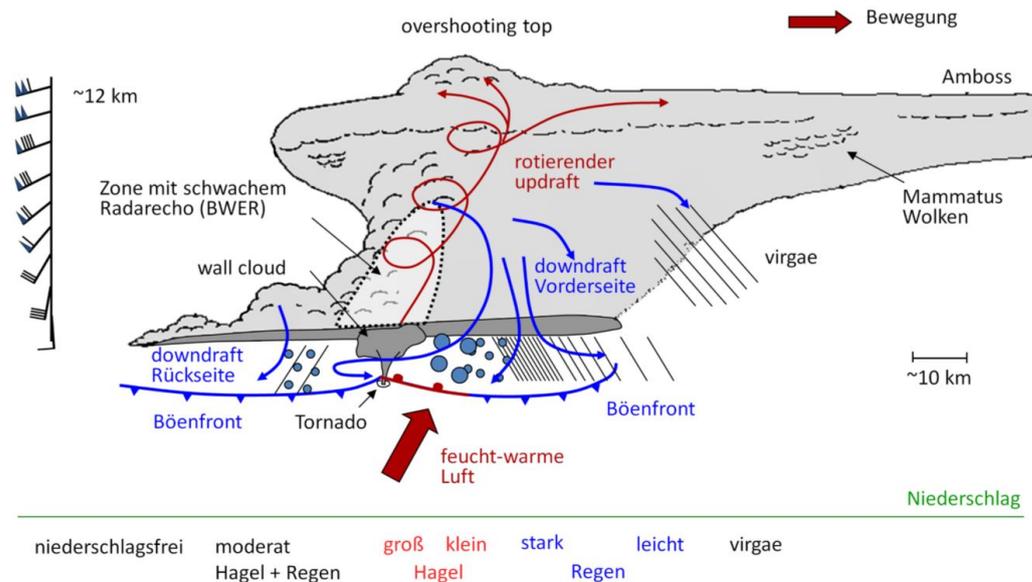


Abbildung 2.5: Vertikalschnitt durch eine idealisierte Superzelle (Kunz, 2016 modifiziert nach Bluestein und Parks, 1983). Weitere Erläuterungen im Text.

werden MCS über synoptisch-skalige Hebungsprozesse, die gemäß der Omegagleichung (2.34) bevorzugt vorderseitig eines Trops auftreten. Wie auch bei Multizellen sind Scherungswerte von 10 bis 20 ms^{-1} eine notwendige Voraussetzung zur Entstehung. MCS haben eine Lebensdauer von bis zu einem Tag (Kunz, 2016).

Die einzelnen Zellen eines MCS durchlaufen die selben Stadien wie eine Einzelzelle (siehe Kapitel 2.2.1). In dem Gebiet mit stratiformem Niederschlag sind somit Zellen in verschiedenen Entwicklungsstadien enthalten. MCS können daher auch zu Hagelschlag führen. Im Laufe der Entwicklung des gesamten Gebiets nimmt der Anteil an konvektivem Niederschlag ab und der stratiforme Anteil verbleibt.

Erreicht der Wolkenschirm eines MCS in der Höhe, in der die Temperatur $-32 \text{ }^\circ\text{C}$ beträgt, eine Ausdehnung von 100000 km^2 und in der Höhe, in der die Temperatur $-52 \text{ }^\circ\text{C}$ beträgt, eine Ausdehnung von 50000 km^2 , so wird dieser Komplex nach Maddox (1980) als Mesoskaliger Konvektiver Komplex (engl. Mesoscale convective komplex, MCC) bezeichnet.

Gewitterlinien

Gewitterlinien sind eine spezielle Form von MCS und sind definiert als linienhafte Anordnung von Gewittern mit einer geringen Breite aber einer großen Längenerstreckung von bis zu mehreren 100 km . Wie auch bei MCS kann ein Höhentrog zu Gewitterlinien führen. Oft treten Gewitterlinien auch in Kombination mit Kaltfronten auf. Rückseitig fließt initiiert, durch den Niederschlag, Kaltluft in das System ein und sorgt für die Neubildung von Gewitterzellen vorderseitig der Gewitterlinie. Das System hält sich somit selbst am Leben und kann bis zu einem Tag bestehen bleiben (Kunz, 2016). Bei Gewitterlinien kann es zu Hagel und im Fall von gebogenen Linien (engl. bow echos) an den Flanken zu Tornados kommen (Rauber et al., 2014).

2.3 Hagel

Hagel sind feste Hydrometeore aus Eiskristallen mit einem Durchmesser von mehr als 5 mm, die ausschließlich in Gewittersystemen generiert werden (AMS, 2017). Eisteilchen mit einer Größe von weniger als 5 mm werden als Graupel bezeichnet. Hagel tritt in verschiedenen Formen und Größen auf (Geer, 1996): die Hagelkörner können rund, konisch, gezackt oder abgeplattet sein. Das größte dokumentierte Hagelkorn in Deutschland hatte einen Durchmesser von 14,1 cm und wurde am 06.08.2013 in Undingen auf der Schwäbischen Alb gefunden (Kaschuba, 2014). Damit ein Eisteilchen die Größe eines Hagelkorns erreichen kann, muss zunächst ein Hagelembryo vorhanden sein.

2.3.1 Hagelbildung

Als Nukleation wird der Bildungsprozess von festen oder flüssigen Partikeln aus der Gasphase heraus bezeichnet. Es gibt zwei verschiedene Arten von Nukleation (Lamb und Verlinde, 2011):

- (1) Homogene Nukleation beschreibt die Entstehung von Partikeln aus der reinen Gasphase, ohne dass weitere Teilchen daran beteiligt sind.
- (2) Bei der heterogenen Nukleation werden die Partikel mit der Beteiligung von Aerosolen gebildet.

Homogene Nukleation

Für die Bildung von Eisteilchen durch homogene Nukleation sind Temperaturen von unter -40 °C notwendig (Lamb und Verlinde, 2011). Dies liegt daran, dass die beim Gefriervorgang frei werdende Gefrierwärme die Moleküle zu thermischer Bewegung anregt und diese zu einer Instabilität in der Kristallgitterstruktur führt. Je geringer die Temperatur, desto geringer ist auch die thermische Molekularbewegung. Damit einhergehend nimmt die Stabilität der Gitterstruktur zu. Hydrometeore, die diese Temperatur nicht erreichen, verbleiben im unterkühlten Zustand. Unterkühlung bezeichnet in der Thermodynamik den Zustand, bei dem trotz Unterschreitung des Gefrierpunkts kein Phasenübergang stattfindet. Dieser wird durch andere Prozesse, hier der Eiskristallisation, gehemmt. Wenn die Temperatur unter dem Schmelzpunkt liegt, ist die unterkühlte Temperatur definiert als die Differenz zwischen dem Gefrierpunkt von Wasser und der Temperatur (Lamb und Verlinde, 2011).

Heterogene Nukleation

Die heterogene Nukleation wird an dieser Stelle getrennt für beide Phasenübergänge betrachtet: vom gasförmigen zum flüssigen Zustand und vom gasförmigen zum festen Zustand.

Für die heterogene Flüssigwassernukleation wird als Aerosol ein Kondensationskeim (engl. cloud condensation nuclei, CCN) benötigt. CCN tragen auf zwei Arten zur Nukleation bei: Zum einen können die Aerosole selbst als benetzbare Teilchen agieren. Zum anderen sorgen in Wasser lösliche Aerosole dafür, dass der Sättigungsdampfdruck gemäß dem Raoult'schen Gesetz über der gelösten Substanz erniedrigt ist. So wird die notwendige Übersättigung der Umgebung für die Nukleation geringer (Guggenheim, 1937).

Bei der heterogenen Eiskristallisation aus der Dampfphase heraus sind spezielle Aerosole notwendig,

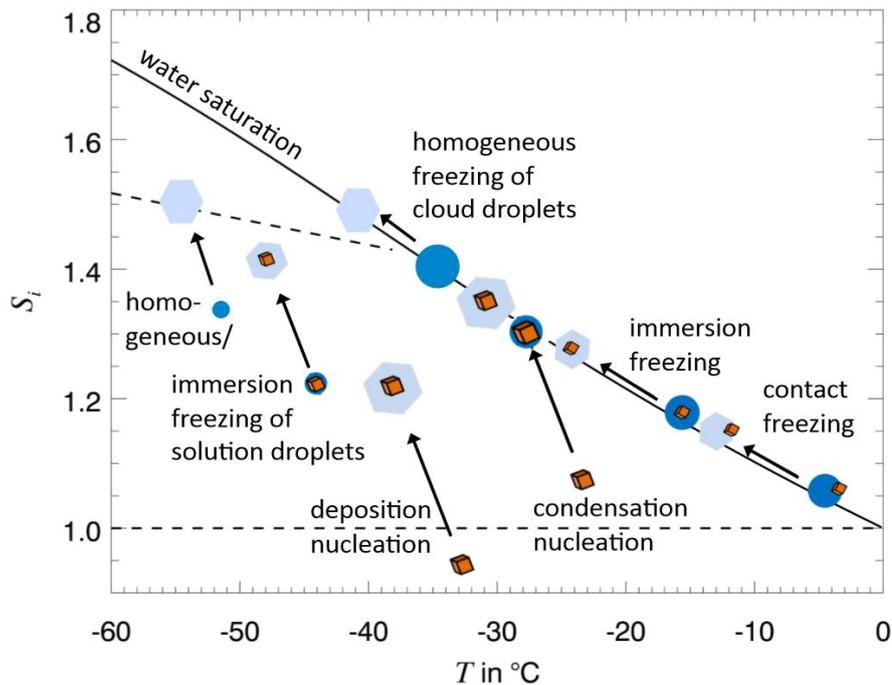


Abbildung 2.6: Verschiedene Eisbildungsmechanismen in Abhängigkeit von Temperatur T und Übersättigung S_i (Hoose und Möhler, 2012). Weitere Erläuterungen im Text.

die als Eiskeim (engl. ice nuclei, IN) fungieren. Aerosole, die als IN fungieren, müssen hochgradig wasserunlöslich sein, eine bestimmte Mindestgröße ($d < 0,1 \mu\text{m}$) aufweisen und ähnliche chemische Eigenschaften wie Wasser haben. Außerdem sollten ihre kristallographischen Eigenschaften möglichst denen von Eis ähneln (Kunz, 2016). Die heterogene Eisnukleation kann, je nach Temperatur, durch vier verschiedenen Möglichkeiten stattfinden (Abbildung 2.6) (Rieger, 2017):

- (1) Depositionsnukleation: Ein Eisteilchen wächst auf Kosten unterkühlter Tröpfchen direkt aus der Dampfphase, da der Sättigungsdampfdruck über unterkühltem Wasser bei gleicher Temperatur größer ist als der Sättigungsdampfdruck über Eis.
- (2) Kondensationsgefrieren: Wasser kondensiert zunächst auf der Oberfläche eines INs und gefriert dann.
- (3) Immersionsgefrieren: Ein IN innerhalb eines Tröpfchen initiiert den Gefrierprozess.
- (4) Kontaktgefrieren: Ein Tröpfchen kommt mit einem IN in Kontakt und gefriert dadurch.

Ausgehend von diesen Prozessen können aus den Tröpfchen oder Eiskristallen Hagelembryonen auf zwei Wegen entstehen (Lamb und Verlinde, 2011) (siehe Abbildung 2.7). Zum einen kommt es aus kleinen, flüssigen Tropfen über Kollisions- und Koaleszenzprozesse zur Bildung eines Regentropfens. Durch Einfangen eines IN gefriert der Tropfen bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt. Die Temperatur ist maßgeblich von der Art des INs abhängig. Dieser große gefrorene Tropfen dient dann als Hagelembryo. Zum anderen nimmt ein Eiskristall zunächst durch Depositionswachstum auf Kosten unterkühlter Wassertropfen weiter an Größe zu. Durch Bereifen mit unterkühlten Tröpfchen bildet sich daraus ein Graupelteilchen. Bereifen beschreibt den Prozess des trockenen Wachstums, bei dem die kollidierenden Tröpfchen durch spontanes Gefrieren zu einem Anwachsen des Graupelteilchens führen und letztlich zu einem Hagelembryo werden.

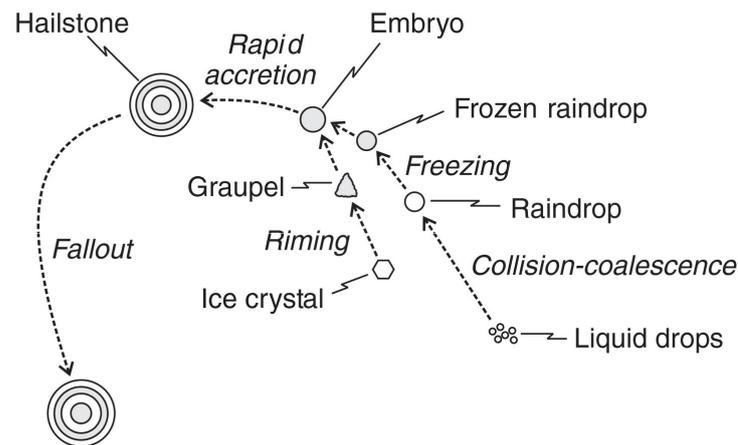


Abbildung 2.7: Verschiedene Wege der Hagelbildung nach Lamb und Verlinde (2011). Hagelembryos entstehen aus Eiskristallen oder großen Wassertropfen, die gefrieren. Weitere Erklärungen im Text.

Welcher Embryotyp in einer Wolke vorliegt, hängt maßgeblich von der Temperatur der Wolkenbasis ab (Knight, 1981).

2.3.2 Hagelwachstum

Nach der Entstehung eines Hagelembryos geschieht das Wachstum zum Hagelkorn einerseits durch Depositionswachstum, andererseits durch den Prozess des Bereifens. Dieser stellt den größeren Anteil am Wachstum dar. Hagelwachstum durch Deposition wird daher meist vernachlässigt (Pruppacher und Klett, 2010). Die Entwicklung des Hagelembryos zum Hagelkorn durch Bereifung beschreibt eine Gleichung von Fukuta und Takahashi (1999) für kontinuierliches Wachstum. Dabei gilt die Annahme, dass die Partikel sphärisch sind:

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi r^2 \rho_g \frac{dr}{dt} = \pi r^2 \bar{E} W_L |\Delta w| \quad (2.41)$$

mit dem Radius des Partikels r , der mittleren Bereifungseffizienz \bar{E} , dem Flüssigwassergehalt W_L , und dem Betrag der Differenz zwischen Aufwind und Endfallgeschwindigkeit des Partikels Δw .

Anhand dieser Gleichung (2.41) finden sich vier Voraussetzungen für die Bildung von Hagel:

- (1) ein hoher Flüssigwassergehalt W_L im Bereich der Wachstumszone, das heißt eine Umgebung mit vielen unterkühlten Tröpfchen
- (2) eine große Differenz zwischen Aufwind- und Endfallgeschwindigkeit des Graupel- oder Hagelteilchens, damit es zu möglichst vielen Kollisionen zwischen dem Teilchen und unterkühlten Tröpfchen kommt
- (3) eine hohe Bereifungseffizienz \bar{E} . Dies ist vor allem bei großen Eispartikeln gegeben, die Tropfen vieler Größen effizient einfangen (Lamb und Verlinde, 2011),
- (4) ein langer Verbleib des Partikels in einer Umgebung mit günstigen Wachstumsbedingungen mit gleichzeitig starkem Aufwind im Bereich des Hagelwachstums (siehe Abbildung 2.8)

Daher sind organisierte Gewitterstürme, in Form von Multizellen, Superzellen oder mesoskaligen konvektiven Systemen Voraussetzung für das Wachstum großer Hagelkörner (siehe

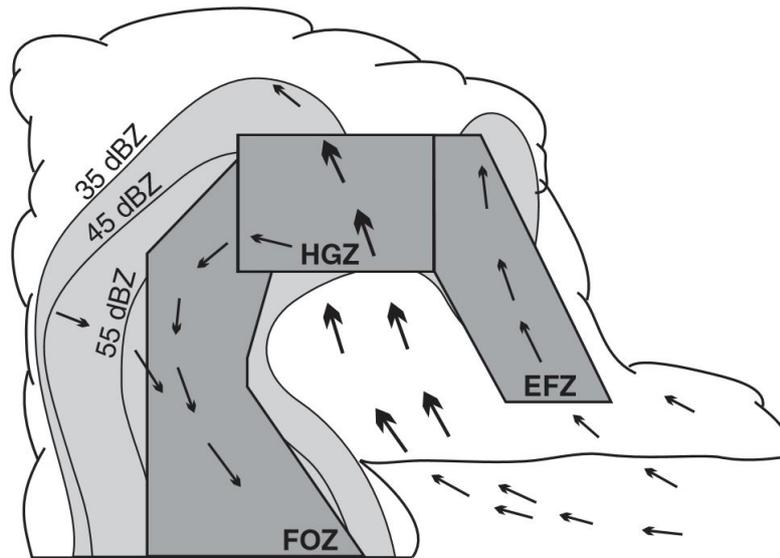


Abbildung 2.8: Verschiedene Gebiete des Hagelwachstums in einer Gewitterzelle (Lamb und Verlinde, 2011 nach Young et al., 1993). Die Pfeile stellen Windvektoren dar. Die Stärke der Pfeile ist dabei ein Maß für den Betrag des Vektors. EFZ bezeichnet die Zone der Embryoentstehung (engl. embryo forming zone, EFZ), HGZ die Zone des Hagelwachstums (engl. hail growth zone, HGZ) und FOZ den Bereich, in dem die Hagelkörner ausfallen (engl. fallout zone, FOZ). Außerdem ist die Radarreflektivität dieser idealisierten Zelle in dBZ dargestellt.

z. B. Ziegler et al., 1983; Miller et al., 1988; Ying und Jingbo, 1998). Auf diese Tatsache wird später in diesem Kapitel näher eingegangen .

Nach Browning (1966) erfolgt trockenes oder nasses Hagelwachstum in Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur des Hagelkorns. Wenn diese weit unter 0°C liegt, gefrieren aggregierte unterkühlte Wassertröpfchen spontan. Dabei kommt es zu Lufteinschlüssen und die Schicht nimmt ein milchig-weißes Aussehen an.

Eingefangene Tröpfchen setzen beim Gefrieren Kristallisationswärme frei. Als Folge davon kann die Oberflächentemperatur auf 0°C ansteigen. Die Flüssigkeit des Tropfens hat dann die Möglichkeit, in die Poren des Hagelkorns einzudringen und erst dort zu gefrieren. Bei diesem Prozess kommt es deshalb nicht zu Lufteinschlüssen.

Makrophysikalische Bildung von Hagel in verschiedenen Gewittersystemen

In einer Multizelle kann sich Hagel bilden wenn durch entsprechende Windverhältnisse die Partikel von einer Zelle im Cumulusstadium in die nächste Zelle, die sich bereits im Reifestadium befindet, transportiert werden (siehe Abbildung 2.9). So kann es durch eine lange Aufenthaltsdauer in einer Umgebung mit günstigen Wachstumsbedingungen nach Gleichung (2.41) zur Bildung von Hagel kommen.

Bei Superzellen sind in der Modellvorstellung im Bereich rückseitig und oberhalb des Aufwinds viele Hagelembryonen vorhanden (Lamb und Verlinde, 2011). Im oberen Bereich des Aufwinds ist dann die Konzentration unterkühlter Tropfen groß. Diese Anordnung begünstigt rasches Wachstum durch Akkreszenz (siehe Abbildung 2.8). Durch die vertikale Windscherung werden die Körner dann auf die Vorderseite des Aufwinds transportiert und fallen dort schließlich aus.

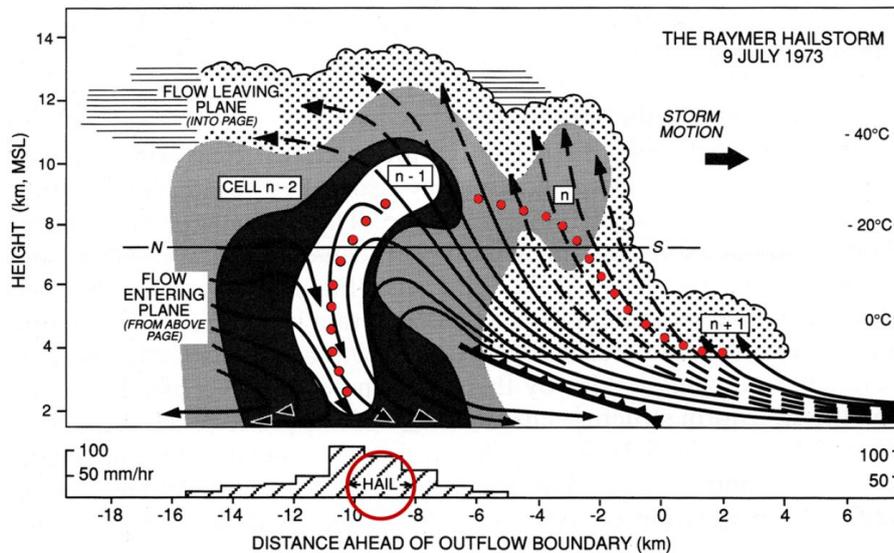


Abbildung 2.9: Mögliche Trajektorie eines Hagelkorns (rote Punkte), die durch verschiedene Zellen einer Multizelle transportiert wird (Kunz, 2016 nach Browning et al., 1976).

Eine zweite Möglichkeit ergibt sich durch eine spiralförmige Trajektorie im rotierenden Aufwind der Superzelle. Aufgrund der Länge können sich entsprechend viele unterkühlte Tröpfchen anlagern und Hagelkörner mit Durchmessern von mehr als 5 cm entstehen. Hagelschlag ist somit, wie in Kapitel 2.2.3 erwähnt, vor allem an den Flanken des Aufwindes möglich (Kunz, 2016).

2.4 Grundlagen der Radartechnik

Das Akronym Radar steht für die englischen Wörter Radio Detection and Ranging. Bei dieser Technologie können mithilfe des Aussendens und Empfangens elektromagnetischer Wellen Rückschlüsse auf Objekte gezogen werden, an denen diese Strahlung zurückgestreut wird. Aus der Amplitude, der Phase, der Frequenz und der Polarisation der empfangenen Strahlung können Informationen über die Streuer in der Atmosphäre gewonnen werden. Mithilfe des Doppler-Effekts kann außerdem die Geschwindigkeit der Rückstreuer ermittelt werden. Vorzugsweise handelt es sich bei den Rückstreuern um Hydrometeore. In solch einem Fall lassen sich aus der Anzahldichte, dem Bewegungszustand und dem Aggregatzustand auf die Niederschlagsrate und -art schließen. Das Radar gehört damit zu den aktiven Fernerkundungsmethoden (Sauvageot, 1992).

Damit die gewonnenen Informationen aus dem zurückgestreuten Signal verwertbar sind, werden folgende Anforderungen an das Radar gestellt:

- (1) Der Radarstrahl muss stark gebündelt sein und eine kurze Sendezeit haben, damit eine genaue Lokalisierung der Streuer möglich ist. Aus der Ausrichtung der Antenne und der Laufzeit des Signals wird dann auf den Ort der Rückstreuer geschlossen.
- (2) Der Radarstrahl muss energiereich sein, damit ein gutes Signal-Rausch-Verhältnis erzielt wird.
- (3) Die Polarisationsseigenschaften müssen bekannt und einfach sein, damit eine Interpretation der Daten möglich ist.

2.4.1 Die Radargleichung

Das Ziel ist es, eine Gleichung herzuleiten, die die empfangene Leistung als Funktion von der gesendeten Leistung P_t , den Eigenschaften des Radars beziehungsweise der Antenne und dem Rückstreuquerschnitt der Streuer beschreibt. Die Strahlungsintensität in der Entfernung R entspricht:

$$S_i(R, \theta, \phi) = \frac{P_t}{4\pi R^2} \quad (2.42)$$

mit dem Polarwinkel θ und dem Azimutwinkel ϕ . Zur genauen Lokalisierung ist die Verwendung einer Richtcharakteristik notwendig, welche die Energie in eine bestimmte Richtung konzentriert. Sie wird mathematisch durch die Richtcharakteristik $D(\theta, \phi)$ beschrieben. D ist das Verhältnis der Strahlungsintensität $S_r(\theta, \phi)$ in Aussendungsrichtung θ, ϕ zu der Strahlungsintensität $S_{r, \text{iso}}$ bei isotropischer Aussendung der Strahlung.

$$D(\theta, \phi) = \frac{S_r(\theta, \phi)}{S_{r, \text{iso}}} \quad (2.43)$$

Dadurch verändert sich die Gleichung der Strahlungsintensität 2.42 zu:

$$S_i(R, \theta, \phi) = \frac{P_t}{4\pi R^2} D(\theta, \phi). \quad (2.44)$$

Die Antenne sollte einen engen Bereich (Hauptkeule) aufweisen, in dem die maximale Intensität erreicht wird. Zusätzlich ist eine geringe Strahlintensität außerhalb dieser Hauptkeule vorteilhaft. Technisch wird das mit Hilfe einer Parabolantenne erreicht. Entlang der Hauptachse ($\theta = 0$) ist $D(\theta, \phi) = D_0 F(\theta, \phi)$. F beschreibt das Strahlungsmuster $F(\theta, \phi) = S_r(R, \theta, \phi) / S_{r, \text{max}}(R, \theta, \phi)$ und nimmt Werte zwischen 0 und 1 an.

Eine Antenne arbeitet in der Realität nie optimal, deshalb wird auch nur der Anteil β der gebündelten Leistung von der Antenne wieder abgestrahlt. Die Größe $G_0 = \beta D_0$ ist dabei der Antennengewinn.

Das führt zu der Gleichung für die Strahlintensität:

$$S_i(R, \theta, \phi) = \frac{P_t}{4\pi R^2} G_0 F(\theta, \phi). \quad (2.45)$$

Folglich ergibt sich die Rückstreuung durch

$$S_r = S_i \frac{\sigma_s(\pi)}{4\pi R^2} = \frac{P_t}{16\pi^2 R^4} G_0 F(\theta, \phi) \sigma_s(\pi) \quad (2.46)$$

mit dem Rückstreuquerschnitt $\sigma_s(\pi)$ eines Rückstreuers. Die Rückstreuung wird von der Radarantenne wieder gebündelt. Der Wirkungsgrad und die Richtcharakteristik müssen also ein zweites Mal berücksichtigt werden (Sauvageot, 1992). Außerdem ist die empfangene Leistung noch von der Wellenlänge λ des Radars abhängig:

$$P_r = \frac{P_t \lambda^2}{64\pi^3 R^4} G_0 F^2(\theta, \phi) \sigma_s(\pi). \quad (2.47)$$

Diese Gleichung gilt für einen Punktstreuer und vernachlässigt die in der Realität auftretende Dämpfung.

Bei einer Ansammlung von Streuern in einem Volumenbereich ist die empfangene Leistung die Summe aller Einzelleistungen.

$$\sum_V \sigma_i = V \left(\sum_V \frac{\sigma_i}{V} \right) = V\eta. \quad (2.48)$$

Die Radarreflektivität η ist der durchschnittliche Rückstreuquerschnitt der Streuer pro Volumen. Ausgehend von Gleichung (2.47) ergibt sich dann:

$$P_r = \frac{P_t \lambda^2 G_0 \eta}{64\pi^3} \int_V \frac{F^2(\theta, \phi)}{R^4} dV. \quad (2.49)$$

Das differentielle Volumenelement dV wird in Kugelkoordinaten folgendermaßen ausgedrückt: $dV = R^2 dR d\Omega$, mit dem Raumwinkel Ω . Wenn R groß gegenüber der Auflösungstiefe des Radars ist, kann folgende Näherung angenommen werden: $dR \approx c\tau/2$. Mit der Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Wellen c und der Pulsdauer τ ergibt sich dann aus Gleichung (2.49):

$$P_r = \frac{P_t \lambda^2 G_0 \eta c \tau}{64\pi^3 R^2} \int_{\Omega} F^2(\theta, \phi) d\Omega. \quad (2.50)$$

Wird die Richtcharakteristik durch eine Gaußkurve genähert (Probert-Jones, 1962), ergibt sich daraus die Radargleichung

$$P_r = \frac{P_t \lambda^2 G_0 \theta_0 \phi_0 c \tau \eta}{1024\pi^2 \ln(2) R^2} \quad (2.51)$$

oder mit der radarspezifischen Konstante C :

$$P_r = C \frac{\eta}{R^2}. \quad (2.52)$$

2.4.2 Der Radarreflektivitätsfaktor

Die Radarreflektivität η setzt sich zusammen aus dem Produkt der Rückstreuquerschnitte und der spektralen Anzahldichteverteilung $n(D) dD$ summiert über alle Hydrometeore:

$$\eta = \int_0^{\infty} \sigma(D) n(D) dD \quad (2.53)$$

Mithilfe der Rayleigh-Approximation ergibt sich der Rückstreuquerschnitt:

$$\sigma(D) = \frac{\pi^5}{\lambda^4 |K|^2 D^6}, \quad (2.54)$$

mit dem Dielektrizitätsfaktor K :

$$K = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}. \quad (2.55)$$

Der komplexe Brechungsindex m ist von der Temperatur und dem Aggregatzustand der Hydrometeore abhängig. Die Rayleigh-Approximation ist dann eine zulässige Näherung, wenn der Radius der Hydrometeore klein gegenüber der Wellenlänge der Radarstrahlung ist; ansonsten muss von Mie-Streuung ausgegangen werden (Sauvageot, 1992).

Für die Radarreflektivität ergibt sich somit

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int_0^\infty n(D) D^6 dD. \quad (2.56)$$

Die Radarreflektivität η hängt folglich auch von der Wellenlänge λ des Radargeräts ab. Um eine von der verwendeten Wellenlänge des Geräts unabhängige Größe zu finden wird der Radarreflektivitätsfaktor Z eingeführt:

$$Z = \int_0^\infty D^6 n(D) dD. \quad (2.57)$$

Der Radarreflektivitätsfaktor Z ist nur vom Durchmesser der Hydrometeore in der 6. Potenz abhängig. Die Einheit ist $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$, sie wird aber oft in der logarithmischen Einheit dBZ angegeben: $Z(\text{dBZ}) = 10 \log(Z(\text{mm}^6 \text{m}^{-3}))$.

2.4.3 Polarimetrische Messgrößen

Atmosphärische Streuer sind in der Regel nicht exakt sphärisch. Daher ist das am Radar empfangene Signal nicht direkt proportional zur Größe der Objekte. Es ist deshalb nicht möglich, allein aus der Radarreflektivität auf die Größen des Rückstreuers zu schließen (Rinehart, 2010).

Um aus dem empfangenen Signal auf die Form des Streuers schließen zu können, wird bei Dual-Pol Radargeräten die elektromagnetische Strahlung in horizontaler und vertikaler Richtung polarisiert ausgesendet. Prinzipiell ist jede beliebige Polarisierung möglich, beispielsweise auch eine zirkulare Polarisierung. Allerdings erschwert dies die Interpretation des empfangenen Signals. Es hat sich in der Meteorologie daher die Zerlegung in linear polarisierte Teilwellen durchgesetzt. Die Messung der Rückstreuung muss nicht zwingend in derselben Polarisierungsebene erfolgen. Damit deutlich ist, welche Polarisierung gemeint ist, wird die Messgröße Z mit Indizes versehen. Der erste Index beschreibt die ausgesendete Polarisierungsebene, der zweite Index die empfangene Polarisierungsebene. Z_{hv} beschreibt zum Beispiel die im vertikalen Kanal gemessene Reflektivität bei horizontaler Aussendung.

Wie in Abbildung 2.10 zu sehen ist, nimmt bei zunehmendem Tropfenradius auch die Abplattung der Tropfen zu. Der Grund hierfür ist die Reibung der Atmosphäre beim Fallen der Tropfen. Regentropfen sind bei zunehmender Größe also nicht exakt sphärisch, im Gegensatz zu anderen Hydrometeoren wie Graupel oder Hagel, bei denen dies eher der Fall ist. Diese Tatsache ist die grundlegende Motivation der polarimetrischen Messtechnik. Ziel dabei ist es, zwischen nahezu sphärischen und nicht-sphärischen Hydrometeoren unterscheiden zu können und Aussagen über die wichtigsten mikrophysikalischen Prozesse abzuleiten.

Hagelkörner sind jedoch ebenfalls nicht exakt rund. Inwieweit sich mit Hilfe der polarimetrischen Messgrößen wirklich eine Verbesserung der Unterscheidung zwischen den verschiedenen Hy-

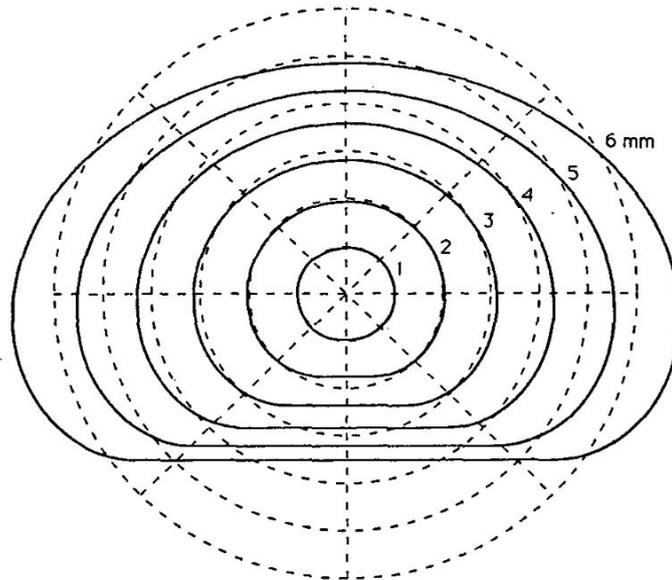


Abbildung 2.10: Vergrößerte Darstellung der Gleichgewichtsform von Regentropfen von 1 mm bis 6 mm Durchmesser nach Beard und Chuang (1987). Die gestrichelten Linien stehen für exakt runde Tropfen. Gut erkennbar ist die zunehmende Abweichung von der Kugelform bei zunehmender Tropfengröße.

drometeorarten, hier zwischen Hagel und Regen, erzielt lässt, ist Gegenstand der vorliegenden Arbeit.

Differentielle Reflektivität

Die differentielle Reflektivität ist das Verhältnis der gemessenen Reflektivitäten bei vertikaler und horizontaler Polarisation zueinander (Seliga und Bringi, 1976):

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_{hh}}{Z_{vv}} \right). \quad (2.58)$$

Die Größe Z_{DR} ist damit ein Maß für die Abweichung der Streuer von der Kugelform und wird in dB angegeben. Bei exakt sphärischer Form ist $Z_{DR} = 0$ dB (Abbildung 2.11 b). Wenn allerdings die horizontale Achse größer als die vertikale Achse ist, wird $Z_{DR} > 0$ (siehe Abbildung 2.11 a). Im umgekehrten Fall, wenn also die horizontale Achse kleiner als die vertikale Achse ist, nimmt Z_{DR} Werte kleiner als 0 an (siehe Abbildung 2.11 c). Wenn Hydrometeore in der Atmosphäre zu Boden fallen, richten sie sich aufgrund des Luftwiderstandes in der Regel so aus, dass die horizontale Achse größer ist als die vertikale Achse. Werte von $Z_{DR} < 0$ sollten daher selten auftreten.

Verschiedene Arbeiten zeigen, dass mit der differentiellen Reflektivität Z_{DR} prinzipiell eine Unterscheidung zwischen Hagel und Regen möglich ist (z. B. Bringi et al., 1984; Illingworth et al., 1986 oder Balakrishnan und Zrnica, 1990).

Spezifische differentielle Phase

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit einer elektromagnetischen Welle hängt vom umgebenden Medium ab. Der Brechungsindex bei typischen Radarfrequenzen liegt für Wasser zwischen 8 und 9 und für Eis um den Wert 1,73. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit von elektromagnetischer Strahlung

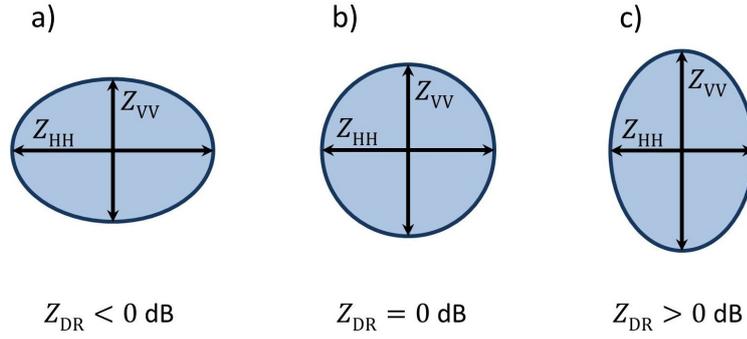


Abbildung 2.11: Messwerte für Z_{DR} in Abhängigkeit von der Tropfenform. (a) die horizontale Achse ist größer als die vertikale Achse, (b) die horizontale und vertikale Achse sind gleich groß, (c) die vertikale Achse ist größer als horizontale Achse.

ist im Wasser kleiner als in der Atmosphäre, welche einen Brechungsindex nahe 1 hat (Rinehart, 2010). Da Regentropfen eine von der Kugel abweichende Form haben (siehe Abbildung 2.10), breitet sich das horizontal polarisierte Signal langsamer aus als das vertikal polarisierte, und es kommt bei Niederschlag zu einer Phasenverschiebung zwischen der horizontalen Phase Φ_{hh} und der vertikalen Phase Φ_{vv} :

$$\Phi_{DP} = \Phi_{hh} - \Phi_{vv}. \quad (2.59)$$

Allerdings ist Φ_{DP} keine lokale Größe. Zur Phasenverschiebung kommt es auf dem gesamten Weg zwischen Radarantenne und Rückstreuer. Eine nützlichere Größe ist in diesem Fall die spezifische differentielle Phase:

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{\Phi_{DP}(r_2) - \Phi_{DP}(r_1)}{r_2 - r_1} \quad (2.60)$$

mit der Einheit $^\circ \text{km}^{-1}$. Die Größen r_1 und r_2 sind dabei die verschiedenen Abstände zum Radar. Bei der Interpretation der Ergebnisse gilt es zu bedenken, dass zur Berechnung von K_{DP} die bereits verrauschte Größe Φ_{DP} über große Strecken gemittelt werden muss. Die spezifische differentielle Phase ist abhängig von der Größe, der Form, der Orientierung und dem Brechungsindex der Hydrometeore. Der Vorteil dabei ist, dass sich Kalibrierungsfehler oder eine schwankende Sendeleistung nicht auf die Messgröße auswirken. Bei $K_{DP} \approx 0$ sind die Ziele nahezu sphärisch oder zufällig im Raum orientiert. Positive Werte deuten auf Regen hin und negative Werte auf Streuer, deren Höhe größer ist als ihre Breite. Letzteres Ergebnis weist auf Eisteilchen hin (Rinehart, 2010).

Korrelationskoeffizient

Der Korrelationskoeffizient berechnet sich aus der Korrelation der Einzelpulse:

$$\rho_{hv} = \frac{\langle S_{vv} S_{hh}^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_{hh}|^2 \rangle \langle |S_{vv}|^2 \rangle}}. \quad (2.61)$$

Die spitzen Klammern ($\langle \rangle$) bedeuten eine zeitliche Mittelung über alle Pulse und S_{hh}^* steht für das konjugiert Komplexe des Werts. S ist hier die Amplitude der jeweiligen Welle, ρ_{hv} eine einheitenlose Zahl, die Werte zwischen -1 und 1 annimmt. ρ_{hv} ist ein Maß dafür, wie synchron die Wellen

im horizontalen und vertikalen Kanal zueinander angeordnet sind. Damit der Korrelationskoeffizient Werte nahe 1 annimmt, müssen beispielsweise exakt sphärische Streuer vorhanden sein oder alle nichtsphärische Teilchen müssen das gleiche Achsenverhältnis haben und gleich ausgerichtet sein.

Nach Rinehart (2010) treten bei Regen Werte zwischen 0,97 und 0,99, bei Graupel, Eiskristallen und Hagel Werte zwischen 0,95 und 0,8 auf. Der Korrelationskoeffizient ist abhängig vom Neigungswinkel der Hydrometeore, der Form, der Exzentrizität und dem Mischungsverhältnis von Eis und Regen.

Der Korrelationskoeffizient dient außerdem als Qualitätskriterium. Volumenelemente, in denen der Korrelationskoeffizient kleiner als 0,4 ist, werden bei dem Radar, das in dieser Arbeit verwendet wird, herausgefiltert.

In der Literatur existieren noch weitere polarimetrische Messgrößen, die allerdings von dem in dieser Arbeit verwendeten Radargerät entweder nicht gemessen werden können oder in größerer zeitlicher Auflösung als die oben genannten Größen vorliegen.

Eine ausführlichere Einführung in polarimetrische Radartechnik enthält die Arbeit von Bringi und Chandrasekar (2001).

2.4.4 Hagelerkennung bei Radaren

Um aus Radarmessungen auf die Art der Hydrometeore, insbesondere auf Hagel, schließen zu können, gibt es verschiedene Kriterien. Während das Mason- und das Waldvogelkriterium aus der einfachen Reflektivität Z_{hh} bestimmt werden, verknüpft die differentielle Hagelreflektivität (engl. Hail Differential Reflectivity, HDR) Z_{hh} mit der differentiellen Reflektivität Z_{DR} .

Masonkriterium

Der Radarreflektivitätsfaktor eines Volumenelements dient zur Unterscheidung zwischen Regentropfen und Hagelkörnern. Der Schwellwert dazu liegt bei 55 dBZ. (Mason, 1972)

Differentielle Hagelreflektivität

Die differentielle Hagelreflektivität berechnet sich aus dem Radarreflektivitätsfaktor Z_{hh} und der differentiellen Reflektivität Z_{DR} (Aydin et al., 1986):

$$H_{DR} = Z_{hh} - f(Z_{DR}) \quad (2.62)$$

mit

$$f(Z_{DR}) = \begin{cases} 27, & \text{für } Z_{DR} \leq 0 \\ 19 \cdot Z_{DR} + 27, & \text{für } 0 \leq Z_{DR} \leq 1,74 \\ 60, & \text{für } Z_{DR} > 1,74. \end{cases} \quad (2.63)$$

Depue et al. (2007) gibt für H_{DR} zwei Grenzwerte zur Unterscheidung zwischen Hagel und Regen an. Ist $H_{DR} \leq 21$ dB beziehungsweise ≤ 30 dB, ist Hagel zu erwarten, im anderen Fall Regen.

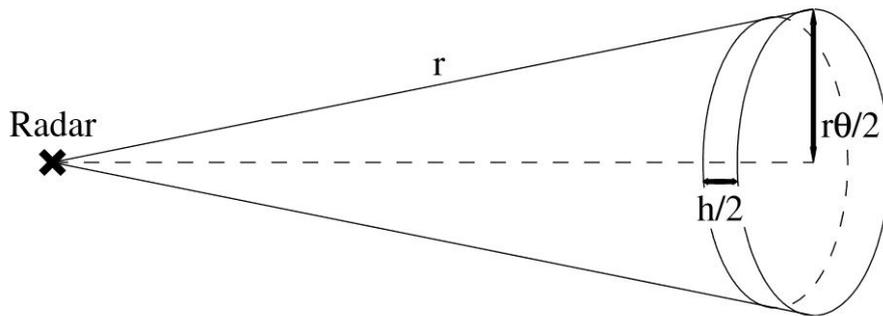


Abbildung 2.12: Skizze einer kreissymmetrischen Radarhauptkeule. Das Messvolumen hat eine Tiefe von $h/2 = c\tau/2$ und einen vom Abstand zum Radar abhängigen Radius von $r\theta/2$ (Bertram, 2005).

Waldvogelkriterium

Das Hagelkriterium nach Waldvogel et al. (1979) detektiert Hagel anhand der Differenz zwischen der 0° -Höhe und der Echotop₄₅-Höhe ein, also der Höhe, in der noch Reflektivitäten von 45 dBZ gemessen werden. Überschreitet diese Differenz den Wert von 1,4 km, wird von Hagel ausgegangen:

$$H_0 + 1,4 \text{ km} \geq H_{45}. \quad (2.64)$$

2.4.5 Radarmeteorologische Schwierigkeiten

Das Messprinzip des Radars hat neben baubedingten technischen Fehlerquellen auch einige prinzipielle Fehlerquellen. Das Verständnis dieser Fehler und die daraus resultierenden Unsicherheiten der Messungen sind für die Interpretation der Messdaten wichtig. Zu den technischen Fehlern gehört, dass Radargeräte eine absolute Konstanz der Wellenlänge und Sendeleistung nicht gewährleisten können. Aus diesem Grund muss ein Radarmessgerät in regelmäßigen Abständen gewartet und kalibriert werden.

Das Messvolumen ist aufgrund der Strahlaufweitung nicht konstant (siehe Abbildung 2.12). Je größer der Abstand zum Radar ist, desto größer wird auch das Messvolumen. Dies kann dazu führen, dass die horizontale Ausdehnung konvektiver Zellen am Rand des Messbereichs kleiner sind als das kleinste messbare Volumen. Mit größerem Abstand zum Radar wird ebenfalls die Auflösung der Feinstruktur von Gewitterzellen schlechter.

Für die Herleitung der Radargleichung (2.51) und des Radarreflektivitätsfaktors (2.57) werden Annahmen und Näherungen vorausgesetzt, die in der Natur nicht immer gegeben sind:

- (1) Die Richtcharakteristik wird durch eine Gaußkurve genähert.
- (2) Die Rayleigh-Approximation ist nur zulässig, wenn die Bedingung $d_p \gg \lambda_{\text{Radar}}$ erfüllt ist. Dies ist bei C-Band-Radaren mit einer Wellenlänge von $\lambda_{\text{Radar}} \approx 5 \text{ cm}$ nur bei Regentropfen und kleinen Eispartikeln der Fall. Ab einer Hydrometeorgröße von rund 2 cm ist der Mie-Bereich erreicht (Bertram, 2005). Es treten dann Resonanzeffekte auf, die auch Auswirkungen auf die polarimetrischen Größen haben.

- (3) Der Dielektrizitätsfaktor K wird in einem Messvolumen als konstant angenommen, ist aber unter anderem eine Funktion der Temperatur. Der Dielektrizitätsfaktor liegt für Wasser bei ca. $K_{\text{Wasser}} = 0,93$ und für Eis bei ca. $K_{\text{Eis}} = 0,2$ (Sauvageot, 1992). Da in einem Messvolumen jedoch verschiedene Phasen auftreten können, führt diese Annahme zu Messfehlern.

Abschattung und Dämpfung

Eine Abschattung erfolgt durch für Radarstrahlung undurchlässige Objekte wie Berge oder hohe Gebäude. Regionen mit starkem Niederschlag dämpfen den Radarstrahl. In dem Gebiet hinter diesen Regionen wird dadurch eine geringere Reflektivität gemessen. Nach Blahak (2005) ist eine Dämpfungskorrektur nur dann möglich, wenn Hydrometeorart, -größenverteilung und räumliche Variabilität der Größenverteilung bekannt sind. Eine operationelle Korrektur ist daher ohne eine genaue Kenntnis dieser Größen nicht möglich. Ein Fehler entsteht ebenfalls bei einer nassen Schicht auf dem Radom.

Das helle Band

Der Begriff *helles Band* (engl. bright band) kommt aus der Zeit, in der einfarbige Analogbildschirme für Radarmessungen genutzt wurden und eine hohe Reflektivität mit einem hellen Signal einherging. In dem Höhenbereich, in dem feste Hydrometeore schmelzen und in Regen übergehen, ist die Reflektivität gegenüber dem restlichen Niederschlagsbereich stark erhöht. Dies tritt besonders bei stratiformen Niederschlag auf. Das hat drei Gründe:

- (1) Der Dielektrizitätsfaktor K ändert sich aufgrund des Schmelzvorgangs. Zuerst schmilzt die oberste Schicht des Eispartikels und bildet einen flüssigen Film auf der Oberfläche. Dieser verursacht eine Erhöhung der Reflektivität.
- (2) Bedingt durch die nasse Oberfläche können Teilchen gut aneinander haften. Im Bereich des hellen Bandes treten daher besonders große Hydrometeore auf.
- (3) Die Form der Partikel ändert sich näherungsweise zu einer Kugelform (Sauvageot, 1992).

Anormale Strahlausbreitung und Bodenechos

Bodenechos sind Reflektionen, die durch feste Hindernisse wie Gebäude oder Berge hervorgerufen werden. Sie treten daher besonders bei niedrigen Elevationswinkeln auf.

Der Brechungsindex der Luft ist vom Luftdruck und der Temperatur abhängig (Owens, 1967). Vor allem bei starken Inversionen wird der Radarstrahl stärker als üblich zum Boden hin gekrümmt. Übertrifft diese Krümmung den Erdradius, kommt es ebenfalls zu Bodenreflektionen. Durch Doppler-Filter werden alle Reflektivitäten, die keine Radialgeschwindigkeit aufweisen, aus den Daten gelöscht. Damit lassen sich sowohl Bodenechos als auch Echos, die durch anormale Strahlausbreitung auftreten, eliminieren (Sauvageot, 1992).

Unsicherheiten mit polarimetrischen Messgrößen

Polarimetrische Messgrößen unterliegen wie die Reflektivität ebenfalls den genannten Unsicherheiten und Fehlerquellen. Durch die Rayleigh-Näherung treten im Übergang zum Mie-Bereich Resonanzeffekte auf. Zusätzlich kommt es bei Schmelzprozessen zur Änderung des Dielektrizitätsfaktors. Außerdem ist in einem Messvolumen bei Hagel in den meisten Fällen ein Partikelgemisch verschiedener Phasen vorhanden. Diese drei Prozesse erschweren die Interpretation der

gemessenen Radardaten.

Wie Abbildung 2.13 zeigt, ist der Zusammenhang zwischen den polarimetrischen Größen und dem Partikeldurchmesser nicht linear. Dieser Effekt tritt verstärkt bei schmelzendem Hagel auf. Beispielsweise entspricht ein Messwert von 70 dBZ gemessen von einem C-Band Radar bei trockenen Hagelkörnern einer Größe von ca. 3,5 cm (siehe Abbildung 2.13 a). Bei schmelzenden Hagelkörnern ist der Zusammenhang zwischen Reflektivität und Hagelkorngröße aber nicht mehr eindeutig. Hier sind bei einer gemessenen Reflektion von 70 dBZ sogar fünf verschiedene Hagelkorngrößen möglich, die zwischen 1,5 cm und 5,0 cm liegen (siehe Abbildung 2.13 b).

Bei polarimetrischen Größen ist dieser Effekt ebenfalls zu beobachten. Laut der Theorie sollten bei Hagelkörnern generell Werte von $Z_{DR} \leq 0$ dB gemessen werden. Während dies bei trockenen Hagelkörnern näherungsweise gegeben ist, treten bei schmelzenden Hagelkörnern erhebliche Abweichungen auf. Der Messbereich liegt zum Beispiel bei C-Band Radaren zwischen 8 und -4 dB (siehe Abbildung 2.13 c bzw. d).

Ein Teil dieser Arbeit beschäftigt sich daher auch mit der Frage, ob es einen Zusammenhang zwischen der Hagelkorngröße am Boden und der gemessenen Reflektivität bzw. den polarimetrischen Messgrößen gibt.

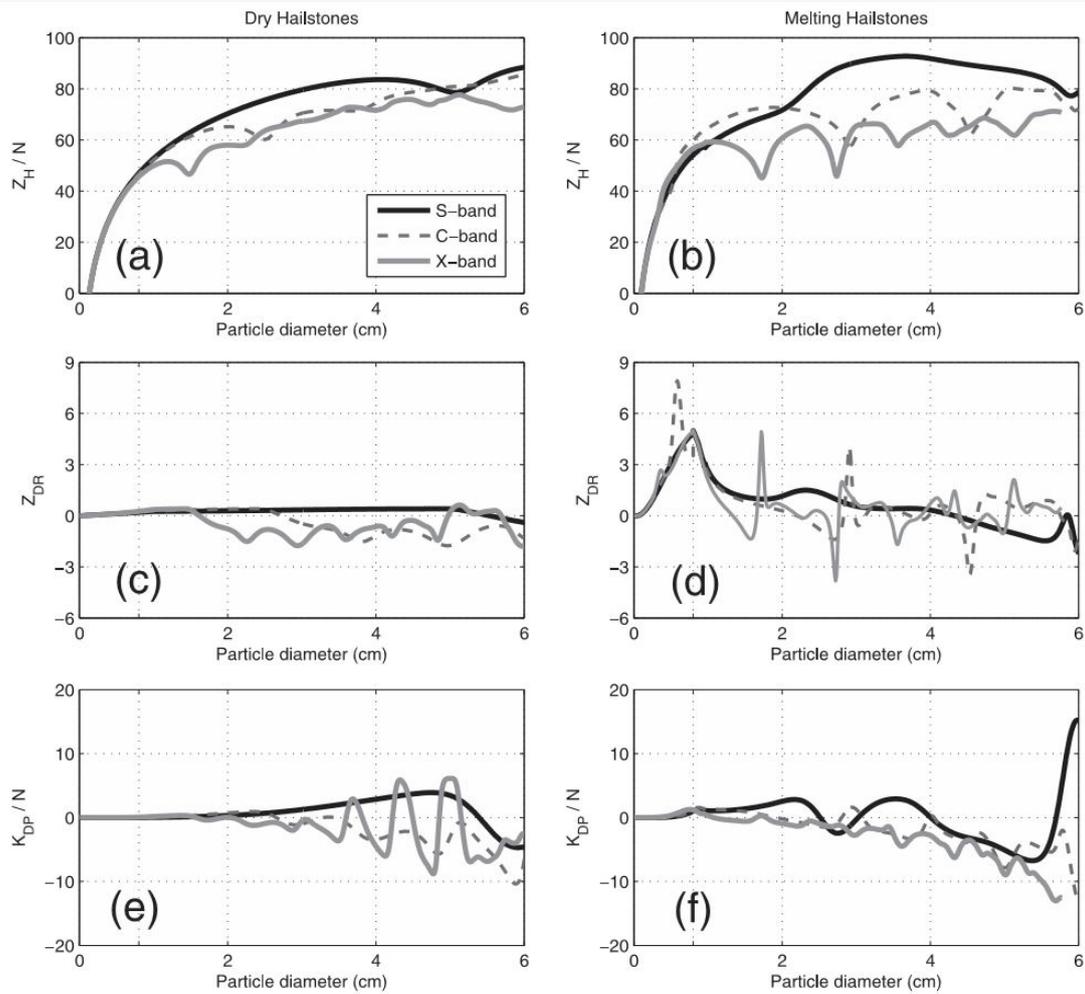


Abbildung 2.13: Resonanzeffekte bei trockenem (a,c,e) und schmelzendem (b,d,f) Hagel (Ryzhkov et al., 2013).

3 Daten und Methoden

Anhand von Beobachtungen von Hagelereignissen in Form von Meldungen der ESWD und Versicherungsdaten soll auf die Form des Niederschlags in einer Gewitterzelle geschlossen werden. Die Gewitterzellen werden anhand des Algorithmus TRACE3D in Radarmessungen identifiziert. Sowohl die Beobachtungen, als auch TRACE3D werden in diesem Kapitel vorgestellt. Im zweiten Teil werden die in dieser Arbeit verwendeten statistischen Methoden erklärt.

3.1 Datengrundlage

Dieser Arbeit liegen zwei verschiedene Datensätze von Bodenbeobachtungen zugrunde: Zum einen Hagelmeldungen von Einzelpersonen in Form der ESWD, zum anderen Angaben über Hagelschäden einer Landwirtschaftsversicherung. Während die Daten der ESWD eine hohe räumliche und zeitliche Genauigkeit aufweisen, liegen die Daten der Versicherung nur tageweise vor. Dafür ist die räumliche Abdeckung größer.

Für die Berechnung eines Hagelkriteriums wird neben den Radarmessungen auch noch die 0°C-Höhe benötigt, die durch Radiosondenaufstiege bestimmt wird. Diese Datensätze werden im Folgenden vorgestellt.

3.1.1 Radardaten

Das Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) am KIT betreibt seit 2013 ein Dual-Pol Radar, dessen Daten in dieser Arbeit verwendet werden. In Tabelle 3.1 sind die technischen Daten des Radars aufgelistet. Die Umstellung der radialen und temporalen Auflösung geschah am 12.08.2013 um 13:40 Uhr.

In dieser Arbeit werden die in Kapitel 2.4.3 beschriebenen polarimetrischen Messgrößen Z_{DR} , K_{DP} und ρ_{hv} ausgewertet. Es erfolgt eine Auswertung der Rohdaten, nicht der interpolierten Radardaten. Die ebenfalls verwendete Größe Z_{hh} , bei der in horizontaler Polarisation sowohl gesendet als auch empfangen wird, entspricht der konventionellen Reflektivität. Wird in dieser Arbeit von Reflektivität gesprochen, dann ist damit ausschließlich die horizontale Reflektivität gemeint.

Abbildung 3.1 (rechts) zeigt die niedrigste Höhe, in der im Messbereich des Radars (Abbildung 3.1, links) noch eine Messung vorgenommen werden kann. Kommt es beispielsweise zu Abschattungseffekten hinter Bergen (siehe Kapitel 2.4.5), kann das Radar dahinter keine Messung vornehmen. Wenn in einem Bereich die niedrigste Messhöhe hoch ist, im südlichen Messbereich liegt diese beispielsweise teilweise über 3000 m, kann möglicherweise der unterste Teil einer dort auftretenden Gewitterzelle nicht erfasst werden.

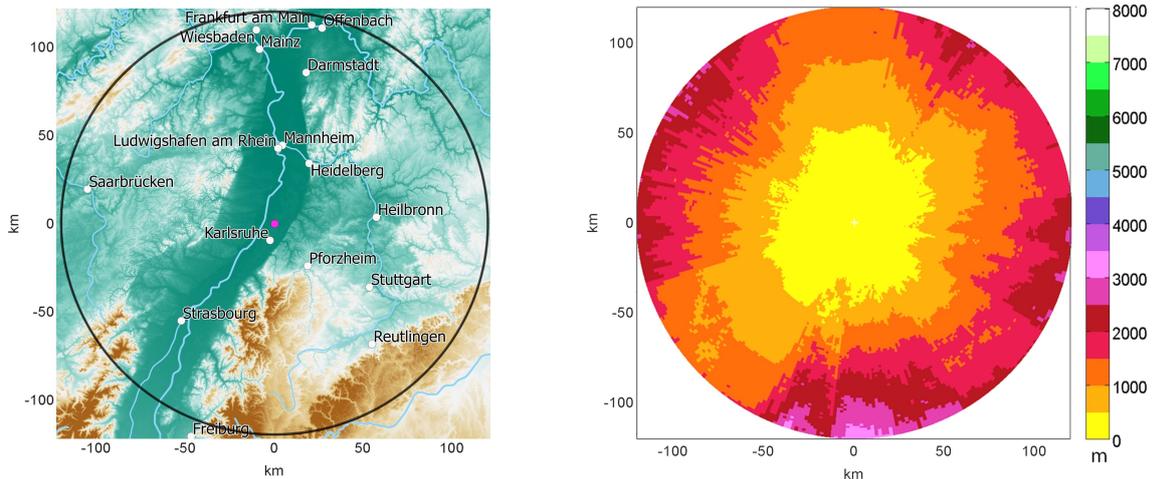


Abbildung 3.1: Der Messbereich des IMK-Radars beinhaltet unter anderem den Schwarzwald, die Vogesen und den Rheingraben (links). Die niedrigste Höhe, in der das Radar noch vollständig messen kann, wird maßgeblich von den Mittelgebirgen in der Umgebung bestimmt (rechts). Aufgrund der umliegenden Höhenzüge, wie z. B. der Schwarzwald in südlicher Richtung, kommt es zu Abschattungseffekten, wie an den höheren Werten erkennbar ist (Kunz und Kugel, 2015).

3.1.2 Hagelbeobachtungen

In dieser Arbeit werden mithilfe von Hagelmeldungen, die in der ESWD gespeichert sind, Gewitterzellen mit Hagel identifiziert, um so eine Stichprobe von Radarmessungen mit Hagel zu erhalten.

Als Vergleichsstichprobe sollen Radarmessungen von Gewitterzellen ohne Hagel genutzt werden. Um auszuschließen, dass eine in den Radardaten identifizierte Gewitterzelle zu Hagelschlag geführt hat, werden die Daten der Landwirtschaftsversicherung verwendet. Anhand dieser Daten werden Radarmessungen an Tagen, an denen Hagel gemeldet worden ist, nicht verwendet.

European Severe Weather Database

Die ESWD ist eine von dem European Severe Storm Laboratory (ESSL) eingerichtete und betriebene Datenbank, die meteorologische Extremereignisse vor allem konvektiver Art erfasst (Dotzek et al., 2009). Ein Eintrag einer Hagelbeobachtung enthält unter anderem die Koordinaten, die Uhrzeit, die zeitliche Unsicherheit und oftmals auch die beobachtete maximale Hagelkorngröße. Da jede beliebige Person Meldungen verfassen kann, gibt es eine Qualitätskontrolle, die diese hinsichtlich ihrer Verlässlichkeit wertet und dabei gegebenenfalls Falschmeldungen aussortiert. Dabei gibt es vier verschiedene Qualitätsstufen (engl. Quality Control, QC):

- QC0: eingegangene, unkontrollierte Meldung
- QC0+: Meldung ist plausibel, aber noch nicht endgültig bestätigt
- QC1: Meldung ist bestätigt
- QC2: Meldung ist bestätigt und vollständig verifiziert

In dieser Arbeit werden Meldungen aller Qualitätsstufen verwendet, da durch die Filterung mit den radarbasierten Gewitterzügen eventuell vorhandene Falschmeldungen ohnehin nicht berücksichtigt werden.

Tabelle 3.1: Daten des IMK-Radars am KIT Campus Nord. Die Änderung der Auflösung erfolgte am 12.08.2013 um 13:40 Uhr. Die Daten vor dieser Änderung stehen in Klammern.

Gerät	Dual polarisiertes C-Band Doppler-Radar DWSR-2501C
Hersteller	EEC, Enterprise, Alabama, USA
Geographische Koordinaten	8° 26' 13" O; 49° 5' 33" N; 148 mNN, 38 m über Grund
Frequenz	5610 MHz
Wellenlänge	5,3 cm
Pulsleistung	250 kW
Pulswiederholungsfrequenz	250 bis 1180 Hz
Pulsdauer	0,4 µs, 0,8 µs, 1,0 µs, 2,0 µs
Halbwertsbreite des Radarstrahls	0,98°
Antennendurchmesser	4,2 m
Antennengewinn	45,7 dB
Minimal detektierbares Signal	-111 dBm
Auflösung	azimutal: 1°, radial: 500 m (625 m) zeitlich: 5 min (10 min)
Scanmodus	Volumenscan mit 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°
Reichweite	120 km

Für den Zeitraum vom 4. Juli 2013 – ab diesem Zeitpunkt liegen die Daten des neuen Dual-Pol C-Band Radars des IMK vor – bis zum 18. August 2017 gibt es im Messbereich des Radars insgesamt 203 Hagelmeldungen.

Versicherungsdaten

In dieser Arbeit werden die Daten der Vereinigten Hagelversicherung VVaG verwendet. Diese ist die größte Landwirtschaftsversicherung in Deutschland und deckt 58,7% der versicherten Agrarflächen ab. Im Jahr 2015 lag die Versicherungssumme bei 9,49 Milliarden Euro. Für die vorliegende Arbeit stehen die Daten aus dem Jahr 2014 zur Verfügung, im Folgenden mit VH abgekürzt. Jeder Eintrag besteht unter anderem aus dem Schadendatum und dem Feldmarkgebiet. Geschulte Sachverständige prüfen jedes Ereignis und ermitteln die Schadenquote (Vereinigte Hagelversicherung VVaG, 2017).

Die VH-Daten weisen Unsicherheiten sowohl bei der Detektion als auch bei der Stärke der Hagelvorkommnisse auf. Wird ein Ereignis eingetragen, können Schäden an der Landwirtschaft sowohl vom Hagel selbst als auch von Windböen hervorgerufen sein. Außerdem unterliegen die verschiedenen Obst- und Getreidekulturen einer variierenden Schadensanfälligkeit, welche auch vom

Reifestadium und damit von der Jahreszeit abhängt. Getreide ist im Frühjahr besonders gefährdet, während Obstbaukulturen im Spätsommer anfälliger sind. Weiterhin kann es bei einem Hagelereignis zu einem Totalausfall der Ernte kommen. Tritt in einem betroffenen Gebiet ein weiteres Mal Hagelschlag auf, kann folglich kein Schaden mehr gemeldet werden.

Ebenso gilt es zu beachten, dass ein Hagelereignis nur gemeldet wird, wenn es eine versicherte, landwirtschaftlich genutzte Fläche betrifft und einen Schaden verursacht hat.

3.1.3 Radiosondendaten

Zur Berechnung des Waldvogelkriteriums wird – wie in Kapitel 2.4.4 beschrieben – die 0°-Höhe benötigt. Für die Analyse stehen dafür die Radiosondenaufstiege der DWD-Station Stuttgart-Schnarrenberg zur Verfügung. An dieser Station erfolgt die Messung des vertikalen Temperaturverlaufs um 0, 6, 12 und 18 UTC. Für die Berechnungen der Hagelkriterien wird der Temperaturverlauf verwendet, der den zeitlich geringsten Abstand zur Radarmessung aufweist. Beträgt die zeitliche Differenz zwischen Radiosondenaufstieg und der Detektion der Gewitterzelle mehr als zwölf Stunden, wird für die Zelle die 0°C-Höhe nicht berechnet. Für das gesamte vom Radar erfasste Gebiet gilt die Annahme, dass sich die Höhen und Temperaturen dieser Messung übertragen lassen.

3.2 Zellverfolgungsalgorithmus

Es gibt verschiedene Algorithmen, die in Radardaten konvektive Zellen identifizieren und zeitlich verfolgen (Dixon und Wiener, 1993; Johnson et al., 1998). In dieser Arbeit kommt TRACE3D zur Anwendung, ein Algorithmus von Handwerker (2002). TRACE3D ist in der Lage, konvektive Zellen in einem Volumenscan zu erkennen und diese im zeitlich darauffolgenden Volumenscan wiederzufinden. Dies ermöglicht es, konvektive Zellen sowohl zeitlich als auch räumlich zu verfolgen und ganze Gewitterzüge zu erfassen.

Der Algorithmus basiert ausschließlich auf der horizontalen Reflektivität Z_{hh} . Das Vorgehen zur Zellverfolgung lässt sich in zwei Schritte aufteilen: Zunächst werden in einem Volumenscan konvektive Zellen detektiert. Anschließend werden in dem darauffolgenden Volumenscan diese Daten mit denen des vorherigen Volumenscans abgeglichen. Die in beiden Zeitschritten detektierten Zellen werden dann gegebenenfalls einander zugeordnet.

Zelldetektion

Zunächst wird das gesamte Volumen nach Volumenelementen mit Reflektivitäten, die größer als 45 dBZ sind, durchsucht.

Benachbarte Volumenelemente werden zu einem Gebiet zusammengefasst, und als Region mit starkem Niederschlag (engl. region of intense precipitation, ROIP) bezeichnet (Abbildung 3.2 b). In dieser ROIP wird dann die maximale Reflektivität gesucht (Abbildung 3.2 c). Von dieser maximalen Reflektivität werden 10 dBZ abgezogen und damit die Reflektivitätsuntergrenze für diese ROIP festgelegt. Alle Regionen, die Reflektivitäten über der Untergrenze aufweisen, sind damit

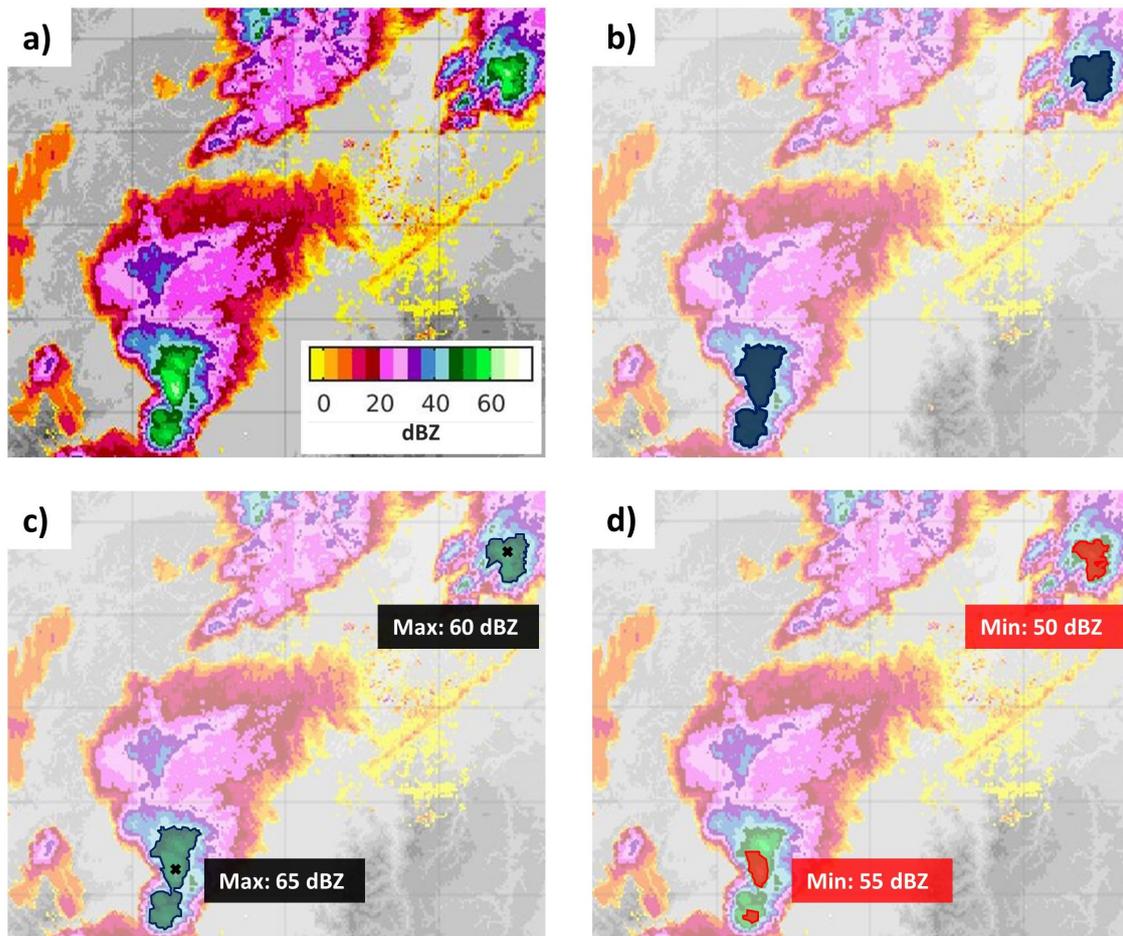


Abbildung 3.2: Vorgehensweise von TRACE3D bei der Zelldetektion vereinfacht dargestellt in zwei Dimensionen. (a) zeigt ein MaxCAPPI des Radarscans. In einem ersten Schritt sucht TRACE3D den Volumenscan auf Gebiete mit Reflektivitäten > 45 dBZ ab (b, blau markiert). Nachdem das Maximum dieser Regionen bestimmt ist (c, schwarze Kreuze), zieht der Algorithmus 10 dBZ davon ab. Dieser Wert ist die untere Grenze. Volumenelemente, die Reflektivitäten größer gleich diesem Wert vorweisen, sind den RC zugehörig (d, rote Flächen). So weist die obere Zelle einen niedrigeren Grenzwert auf als die untere Zelle.

einem Reflektivitätskern (engl. reflectivity core, RC) zugehörig (Abbildung 3.2 d). In anderen ROIP eines Volumenscans kann die Reflektivitätsuntergrenze einen anderen Betrag haben (Abbildung 3.2 c und d).

TRACE3D enthält mehrere Routinen, die verschiedene Fehlerquellen eliminieren sollen:

- (1) Um Störechos zu eliminieren, wie sie beispielsweise Flugzeuge oder Windräder verursachen, besteht ein relevanter RC immer aus mehr als 3 Volumenelementen und hat eine Fläche von über 2 km^2 .
- (2) Starke Bodenechos sind in der Lage, Reflektivitäten von mehr als 45 dBZ hervorzurufen. Daher werden RC unterhalb von 1 km Höhe unterdrückt.
- (3) Um Fehler herauszufiltern, die durch das *helle Band* (siehe Kapitel 2.4.5) verursacht werden, müssen 10% des RC in wenigstens 2 Elevationen vorhanden sein.

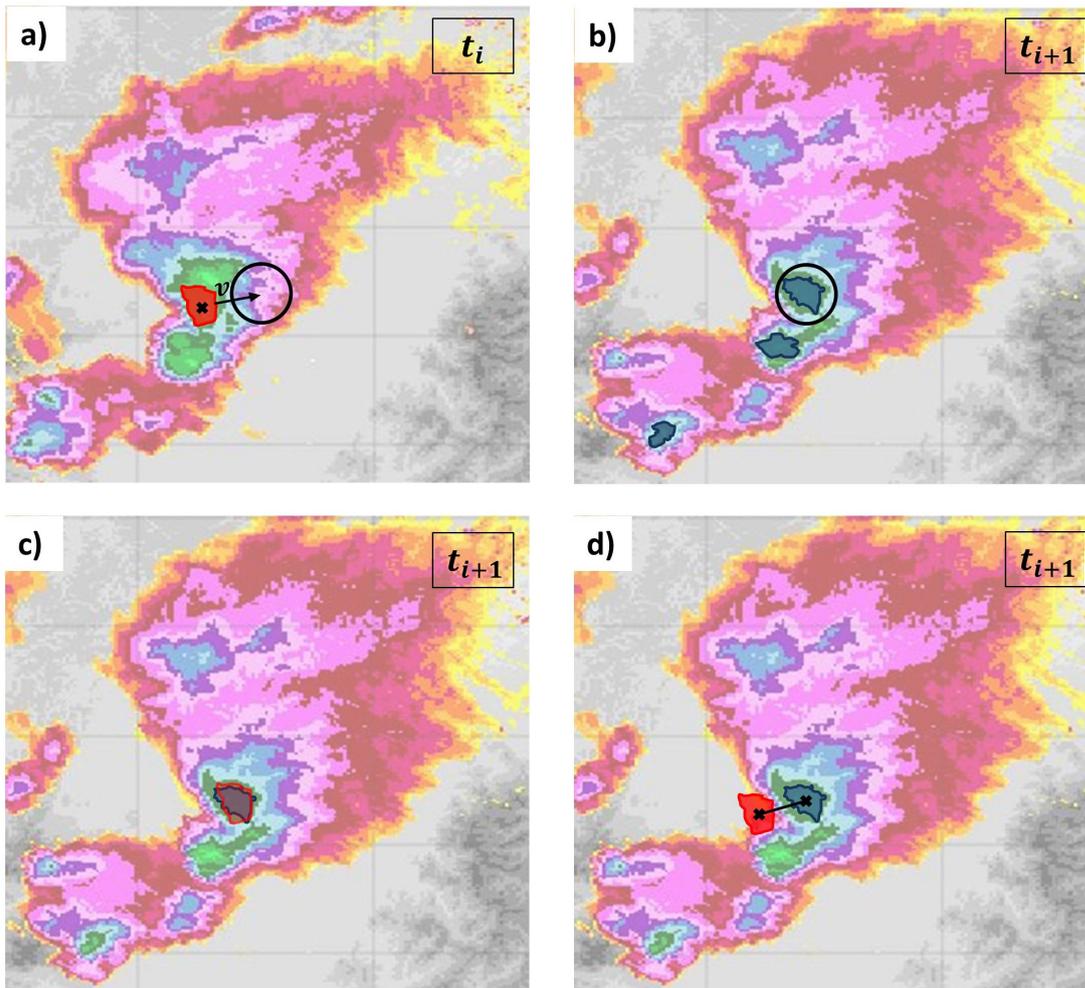


Abbildung 3.3: Zellverfolgung des Algorithmus TRACE3D dargestellt in zwei Dimensionen. Nach Extrapolation des RC (a) und Suche innerhalb eines bestimmten Radius zum Zeitpunkt t_{i+1} (b) erfolgt ein Größenvergleich der RC (c). Entsprechen die RC zum Zeitpunkt t_i und t_{i+1} den im Text erläuterten Kriterien, werden diese einander zugeordnet (d).

- (4) TRACE3D verwendet zur Zelldetektion eine Dämpfungskorrektur von $0,02 \text{ dB km}^{-1}$. Wie Blahak (2005) zeigt, sind verlässliche Dämpfungskorrekturen nur unter sehr günstigen Umständen möglich. Auch wenn TRACE3D diese Korrektur bei der Zelldetektion anwendet, erfolgt die Analyse der Zellen ohne diese Dämpfungskorrektur.

Zellverfolgung

Nach der Detektion der Zellen zum Zeitpunkt t ordnet TRACE3D RC verschiedener Zeitschritte einander zu, wenn diese zu derselben Zelle gehören. Wie auch in Abbildung 3.3 beschrieben, werden im nächsten Zeitschritt t_{i+1} konvektive Zellen zunächst wie oben beschrieben detektiert. Danach wird der Ort des RC von Zeitschritt t_i zum Zeitschritt t_{i+1} extrapoliert. Den dafür notwendigen Geschwindigkeitsvektor \mathbf{v} ermittelt TRACE3D anhand

- der Geschwindigkeitsvektoren der umgebenden RC, oder
- dem aus den Informationen des Doppler-Radars abgeleiteten, dreidimensionalen Horizontalwindfeld (engl. volume velocity processing, VVP) (Waldteufel und Corbin, 1979).

Zum Zeitschritt t_{i+1} sucht dann TRACE3D im Volumenscan innerhalb eines bestimmten Radius um den extrapolierten Ort des RC nach dem zum Zeitschritt t_{i+1} zugehörigen RC. TRACE3D versucht auch eventuelle Zellteilungen und Zellvereinigungen sowie Zellen, die sich kreuzen, zu erkennen.

Mit Hilfe des Algorithmus speichert TRACE3D dann Gewitterzüge, die aus den zeitlich zueinander zugeordneten RC bestehen. Die Startzeit markiert den Zeitpunkt der Erstdetektion, die Letzdetektion den Endzeitpunkt.

3.3 Statistische Verfahren

Die Untersuchung der Gewitterzellen erfolgt mit Hilfe statistischer Verfahren. Ein Ziel dieser Arbeit ist die Evaluierung von Hagelkriterien, die auf Radarmessungen basieren. Die kategorische Verifikation untersucht die Vorhersagegüte dieser verschiedenen Kriterien.

Mithilfe der logistischen Regression lässt sich die Frage beantworten, welche Variablen zur Unterscheidung zwischen Hagel und Regen im statistischen Sinne besonders geeignet bzw. ungeeignet sind.

3.3.1 Statistische Momente

Zur Beschreibung der Verteilung einer univariaten Zufallsvariable werden verschiedene statistische Momente verwendet. Die Formel für die zentralen Momente lautet allgemein:

$$m_r = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (x_j - \bar{x})^r \quad (3.1)$$

mit dem Stichprobenumfang N und den Ausprägungen der Variable x_j . Der Exponent r gibt das r -te Moment an. Im Folgenden soll auf das dritte und das vierte Moment näher eingegangen werden.

Schiefe

Der Betrag der Schiefe gibt den Grad der Asymmetrie einer Verteilung an und wird aus dem dritten zentralen Moment abgeleitet:

$$m_3 = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left(\frac{x_j - \bar{x}}{\sigma} \right)^3 \quad (3.2)$$

mit der Standardabweichung σ . Für $m_3 > 0$ liegt eine positiv schiefe Verteilung vor, für $m_3 < 0$ eine negativ schiefe Verteilung. Anschaulich bedeutet dies für eine Häufigkeitsverteilung, dass der Hauptteil der Verteilung auf der linken Seite ($m_3 > 0$) beziehungsweise auf der rechten Seite ($m_3 < 0$) konzentriert ist.

		Beobachtung		Summe
		ja	nein	
Vorhersage	ja	a	b	a + b
	nein	c	d	c + d
Summe		a + c	b + d	a + b + c + d

Abbildung 3.4: Eine Kontingenztabelle stellt mögliche Kombinationen zwischen Prädiktoren (Vorhersagevariablen) und eintretenden Ereignissen (Beobachtung) dar.

Wölbung

Die Wölbung ist ein Maß für die Flachheit einer Verteilung und wird aus dem vierten zentralen Moment abgeleitet:

$$m_4 = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left(\frac{x_j - \bar{x}}{\sigma} \right)^4. \quad (3.3)$$

Die Normalverteilung weist eine Wölbung von $m_4 = 3$ auf. Werte von $m_4 > 3$ zeigen also eine im Vergleich zur Normalverteilung spitz zulaufende Verteilung an. Werte von $m_4 < 3$ hingegen markieren eine flachere Verteilung im Vergleich zur Normalverteilung.

3.3.2 Kategorische Verifikation

Viele meteorologische Phänomene können als binäre, dichotome Ereignisse betrachtet werden. Ja/Nein-Vorhersagen können diese Ereignisse – beispielsweise Gewitter, Frost, Tornados und auch Hagel – prognostizieren. Zur objektiven Untersuchung der Prädiktoren – in dieser Arbeit die Radarmessgrößen – ist die kategorische Verifikation hilfreich (Jolliffe und Stephenson, 2003). Diese Methode kam im Bereich der Gewitter- und Hageldiagnostik bereits mehrfach zur Anwendung (Heinselman und Ryzhkov, 2006; Kunz, 2007; Kaltenböck et al., 2009; Kunz und Kugel, 2015; Puskeiler et al., 2016).

Die möglichen Vorhersagen der Prädiktoren in Kombination mit den Möglichkeiten von auftretenden Ereignissen ergeben vier verschiedene Kombinationen (Abbildung 3.4):

- (a) Die Vorhersage trifft ein (korrekte Prognose).
- (b) Das vorhergesagte Ereignis tritt nicht ein (Fehlalarm).
- (c) Das Ereignis tritt ohne Vorhersage ein (Überraschungseignis).
- (d) Es gibt keine Vorhersage und das Ereignis tritt ebenfalls nicht ein (kein Ereignis).

Für die Beobachtung – hier das Auftreten von Hagel (ja/nein) – ist die Definition eindeutig. Für die diagnostischen Parameter werden allerdings Schwellenwerte benötigt, wie zum Beispiel $Z_{DR} < 0$ dB. Ziel einer jeden Vorhersage ist eine möglichst große Korrektheit. In der Kontingenztabelle

(Abbildung 3.4) bedeutet dies, dass die richtigen Vorhersagen a und d hohe Werte, Überraschungsereignisse c und Fehlalarme b jedoch niedrige Werte annehmen müssen. In dieser Arbeit sind Nichtereignisse konvektive Zellen ohne Hagel.

Um die Vorhersagegüte untersuchen zu können, gibt es verschiedene Güte- und Qualitätsmaße (engl. skill scores) (Jolliffe und Stephenson, 2003):

Detektionswahrscheinlichkeit

Die Detektionswahrscheinlichkeit (engl. probability of detection, POD) gibt das Verhältnis von korrekten Vorhersagen (a) zu allen auftretenden Ereignissen ($a+c$) an:

$$POD = \frac{a}{a+c}. \quad (3.4)$$

Sie kann Werte zwischen 0 und 1 annehmen. Für eine perfekte Prognose ist $POD = 1$.

Fehlalarmrate

Der Quotient aus Fehlalarmen (b) und der Gesamtzahl aller korrekten Prognosen ($a+d$) ist die Fehlalarmrate (engl. false alarm rate, FAR) mit Werten von 0 bis 1, wobei 0 bei einer perfekten Vorhersage erreicht wird:

$$FAR = \frac{b}{a+d}. \quad (3.5)$$

$$(3.6)$$

Wahrscheinlichkeit einer Falscherkennung

Die Wahrscheinlichkeit einer Falscherkennung (engl. probability of false detection, POFD) gibt das Verhältnis von Fehlalarmen (b) zur Gesamtanzahl aller Nichtereignisse ($b+d$) an:

$$POFD = \frac{b}{b+d}. \quad (3.7)$$

Für die POFD gelten die selben Aussagen wie für die POD.

Kritischer Erfolgsindex

Der Kritische Erfolgsindex (engl. critical success index, CSI) teilt die Anzahl der korrekten Prognosen (a) durch die Menge der Ereignisse plus die Fehlalarme (Schaefer, 1990):

$$CSI = \frac{a}{a+b+c}. \quad (3.8)$$

Der CSI existiert im Intervall $[0,1]$.

Tabelle 3.2: Wertebereich der Genauigkeits- und Qualitätsmaße

Maß	Wertebereich	Wert der perfekten Vorhersage
POD	[0,1]	1
FAR	[0,1]	0
POFD	[0,1]	1
CSI	[0,1]	1
HSS	[-1,1]	1

Heidke Skill Score

Der Heidke Skill Score (HSS) bewertet eine Vorhersage relativ zu einer zufälligen Vorhersage. Die Trefferrate $TR = (a + d)/n$ setzt die Gesamtzahl aller korrekten Prognosen ins Verhältnis zur Gesamtanzahl $n = a + b + c + d$. Zusammen mit der Trefferrate einer Zufallsprognose

$$TR_Z = \frac{(a+b)(a+c)}{n^2} + \frac{(b+d)(c+d)}{n^2}, \quad (3.9)$$

ergibt sich der HSS:

$$HSS = \frac{TR - TR_Z}{1 - TR_Z}. \quad (3.10)$$

Wenn TR und TR_Z eingesetzt werden und der HSS mit Hilfe der Kontingenztabelle ausgedrückt wird, folgt:

$$HSS = \frac{a + d - R}{a + b + c + d} \quad (3.11)$$

mit

$$R = \frac{(a+b) \cdot (a+c) \cdot (c+d) \cdot (b+d)}{a+b+c+d}. \quad (3.12)$$

Der HSS nimmt Werte zwischen -1 und 1 an, wobei 1 eine perfekte Vorhersage bedeutet. Beim Wert 0 ist die Vorhersage genauso gut wie eine zufällige Vorhersage und bei Werten kleiner 0 ist eine zufällige Prognose sogar besser als die Vorhersage. Tabelle 3.2 zeigt nochmals den Wertebereich der Genauigkeits- und Qualitätsmaße und den Wert, den diese Maße annehmen, wenn die Vorhersage perfekt ist.

3.3.3 Logistische Regression

Die logistische Regression ist eine multivariate Analyseverfahren und gehört allgemein zur Gruppe der nicht-linearen Regressionsanalysen. Die grundlegende Fragestellung, die mithilfe der logistischen Regression beantwortet werden soll, lautet wie folgt: Mit welcher Wahrscheinlichkeit p tritt

ein Ereignis y in Abhängigkeit von verschiedenen Eingangsgrößen x_j ein (Backhaus et al., 2015)? In dieser Arbeit ist das Ereignis, beziehungsweise die abhängige Variable y (Hagel ja/nein), eine binäre Größe. Dabei gilt für $y = 0$, dass das Ereignis Hagel nicht eintritt und für $y = 1$, dass das Ereignis Hagel eintritt. Die Wahrscheinlichkeit p ist auf das Intervall $[0,1]$ begrenzt.

Logistische Funktion

Mit Hilfe der logistischen Regression berechnet sich die Wahrscheinlichkeit für das Eintreten des Ereignisses $y = 1$ mit der logistischen Funktion. Diese ist wie folgt definiert:

$$p = \frac{1}{1 + e^{-g(x)}} \quad \text{mit: } g(x) = \beta_0 + \sum_{j=1}^J \beta_j \cdot x_j \quad (3.13)$$

mit J als der Anzahl von unabhängigen Variablen. Bei mehreren Eingangsgrößen, also $j > 1$, wird von einer multiplen logistischen Regression gesprochen (Backhaus et al., 2015).

Schätzung der Modellparameter

Die Schätzung der β -Gewichte erfolgt bei dichotomen Ereignissen nach der Maximum-Likelihood-Methode. Im binären Fall ergibt sich entweder die Beobachtung $y = 0$ oder $y = 1$. Es gilt daher für die logistische Funktion (3.13) folgender Zusammenhang:

$$p_j(y) = \begin{cases} \frac{1}{1 + e^{-g(x)}}, & \text{für } y_j = 1 \\ 1 - \frac{1}{1 + e^{-g(x)}}, & \text{für } y_j = 0. \end{cases} \quad (3.14)$$

Eine Zusammenfassung dieser Beziehung ist durch folgendes Produkt beschrieben:

$$p_j(y) = \left[\frac{1}{1 + e^{-g(x)}} \right]^{y_j} \cdot \left[1 - \frac{1}{1 + e^{-g(x)}} \right]^{1 - y_j} \quad (3.15)$$

Die linke Klammer ist bei $y_k = 0$ gleich 1 und die rechte Klammer gleich 0. Bei $y_k = 1$ kehrt sich dieser Zusammenhang um. Die linke Klammer wird dann gleich 0 und die rechte Klammer gleich 1.

Die Wahrscheinlichkeit soll für alle Beobachtungsfälle N gleichzeitig maximiert werden, was durch die Likelihood-Funktion

$$L = \prod_{j=1}^J \left[\frac{1}{1 + e^{-g(x)}} \right]^{y_j} \cdot \left[1 - \frac{1}{1 + e^{-g(x)}} \right]^{1 - y_j} \quad (3.16)$$

erreicht wird. Diese Gleichung (3.16) soll maximal werden. Eine Vereinfachung dieses Maximierungsproblems erfolgt durch eine Logarithmierung von Gleichung (3.16):

$$LL = \sum_{j=1}^J \left[y_j \ln \left(\frac{1}{1 + e^{-g(x)}} \right) \right] + \left[(1 - y_j) \ln \left(1 - \frac{1}{1 + e^{-g(x)}} \right) \right] \quad (3.17)$$

Eine Parameterschätzung, die Gleichung (3.17) maximiert, sorgt auch für eine Maximierung der Gleichung (3.16). Gleichung (3.17) wird auch Logit-Transformation genannt. Eine Maximierung von L beziehungsweise LL erfolgt mithilfe des Newton-Raphson-Algorithmus. Dieser verändert die Parameter β_j in einem iterativen Prozess bis die Beobachtungswerte x_j so gewichtet sind, dass L beziehungsweise LL maximal wird (Backhaus et al., 2015).

Modellkontrolle

Eine Überprüfung des Gesamtmodells wird durch den Likelihood-Verhältnis-Test (LVT, auch Modell- χ^2 -Test genannt) ermöglicht, indem der maximierte LL -Wert mit dem LL_0 -Wert verglichen wird, welcher sich bei einer Nullsetzung aller Regressionskoeffizienten ergeben würde. Ein solches Modell wird als Nullmodell bezeichnet.

Zum Vergleich der LL -Werte wird die Devianz $-2LL_0$ beziehungsweise $-2LL_V$ betrachtet, die die Abweichung zum Idealwert, repräsentiert. Die Devianz ist das Analogon zur Fehlerquadratsumme bei der Regressionsanalyse. Ist die absolute Differenz zwischen den Devianzen groß, tragen die unabhängigen Variablen nur wenig zur Unterscheidung der y -Zustände bei. Der LVT

$$LVT = 2(LL_V - LL_0), \quad (3.18)$$

testet folgende Nullhypothese:

H_0 : Alle Regressionskoeffizienten sind gleich Null ($\beta_j = 0$)

H_1 : Alle Regressionskoeffizienten sind ungleich Null ($\beta_j \neq 0$)

Die Testgröße LVT ist mit J Freiheitsgraden asymptotisch χ^2 -verteilt. Anhand des entsprechenden Referenzwertes in der χ^2 -Tabelle kann auf die Signifikanz des Modells geschlossen werden (Backhaus et al., 2015).

Prüfung der Merkmalsvariablen

Ob die Hinzunahme einer weiteren Eingangsgröße x_j den logistischen Modellansatz verbessert, kann mithilfe des Likelihood-Quotienten-Test (LQT) bewertet werden:

$$LQT = 2(LL_R - LL_V). \quad (3.19)$$

Dazu wird die logarithmierte Likelihood-Funktion des vollständigen Modells LL_V mit der eines um eine oder mehrere Variablen reduzierten Modells LL_R verglichen. Je größer LQT , desto stärker ist der Einfluss der entsprechenden Variablen (Backhaus et al., 2015).

Multikollinearität

Eine hohe Kollinearität zwischen den unabhängigen Größen führt zu einer Instabilität des logistischen Modells. Eine Hinzunahme einer solchen kollinearen Größe führt dann zu einer starken Änderung der Regressionskoeffizienten β_j .

Der Varianzinflationsfaktor berechnet die Kollinearität zweier Größen (Götze et al., 2002):

$$VIF = \frac{1}{1 - r_n^2} \quad (3.20)$$

mit dem Bestimmtheitsmaß r_n^2 welches der Quotient aus erklärter Streuung und Gesamtstreuung ist. Werte über 4 weisen auf eine hohe Korrelation zwischen den Parametern hin.

4 Erstellung der verschiedenen Radardatensätze

Zwei Radardatensätze sind Grundlage dieser Arbeit. Zum einen Gewitterzüge mit Hagel, die aus dem Verschnitt aus ESWD-Meldungen mit detektierten Zellen des Algorithmus TRACE3D erstellt sind. Zum anderen sind es Gewitterzüge ohne Hagel die aus der Kombination von Gewitterzellen und Versicherungsdaten gewonnen werden.

4.1 Gewitterzüge mit Hagel

Die 203 Hagelmeldungen der ESWD-Datenbank im Untersuchungszeitraum und die durch den Algorithmus TRACE3D detektierten Zellen werden hinsichtlich einer eindeutigen Zuordnung untersucht. Wenn es in der Umgebung einer Meldung keine Detektion einer Zelle durch den Algorithmus gibt, wird diese Meldung nicht berücksichtigt. Auch wenn zu einer Hagelbeobachtung keine Zelle zugeordnet werden kann, muss diese nicht zwingend falsch sein. Es kann beispielsweise aufgrund starker Dämpfung des Radarstrahls zu keiner Detektion durch TRACE3D kommen.

In manchen Fällen ist eine Zuordnung der Beobachtung zu der entsprechenden Zelle schwierig, wenn in der Nähe des Ortes der Meldung mehrere Zellen detektiert werden. Dann ist die Art der Meldung entscheidend. Meldungen von Sturmjägern sind zum Beispiel genauer als Einträge, die aus Zeitungsartikeln stammen. Die Tatsache, dass die zeitliche Referenz einer Hagelbeobachtung fehlerbehaftet sein kann erschwert zusätzlich die Zuordnung.

Die Auswahl der Hagelzellen erfolgt aufgrund der genannten Schwierigkeiten manuell und nur bei einer eindeutig möglichen Zuordnung von ESWD-Beobachtung zur detektierten Zelle. Meldungen, denen Zellen am Rand des Erfassungsgebiets des Radars zugeordnet sind und damit nicht vollständig vom Radarscan erfasst sind, wurden ausgeschlossen. Dies betrifft allerdings nur drei Gewitterzüge. Insgesamt sind 83 von 203 Hagelbeobachtungen einem RC eindeutig zuzuordnen. Diese RC mit Hagel werden in dieser Arbeit als RCMH (RC mit Hagel) bezeichnet. In manchen Fällen gehören RC, die einer Hagelmeldung zugeordnet sind, zu demselben Gewitterzug, wurden jedoch zu unterschiedlichen Zeitpunkten des selben Gewitterzugs detektiert. Daher besteht der untersuchte Datensatz aus insgesamt 53 verschiedenen mit Hagel verbundenen Gewitterzügen, im Folgenden als GZMH (Gewitterzug mit Hagel) bezeichnet. Die GZMH sind in Abbildung 4.1 dargestellt. Diese sind für jeden Zeitschritt aus dem Mittelpunkt des durch TRACE3D detektierten RC berechnet. Daher sind manche Gewitterzugbahnen, vor allem im Fall einer langsam ziehenden Zelle, nicht glatt.

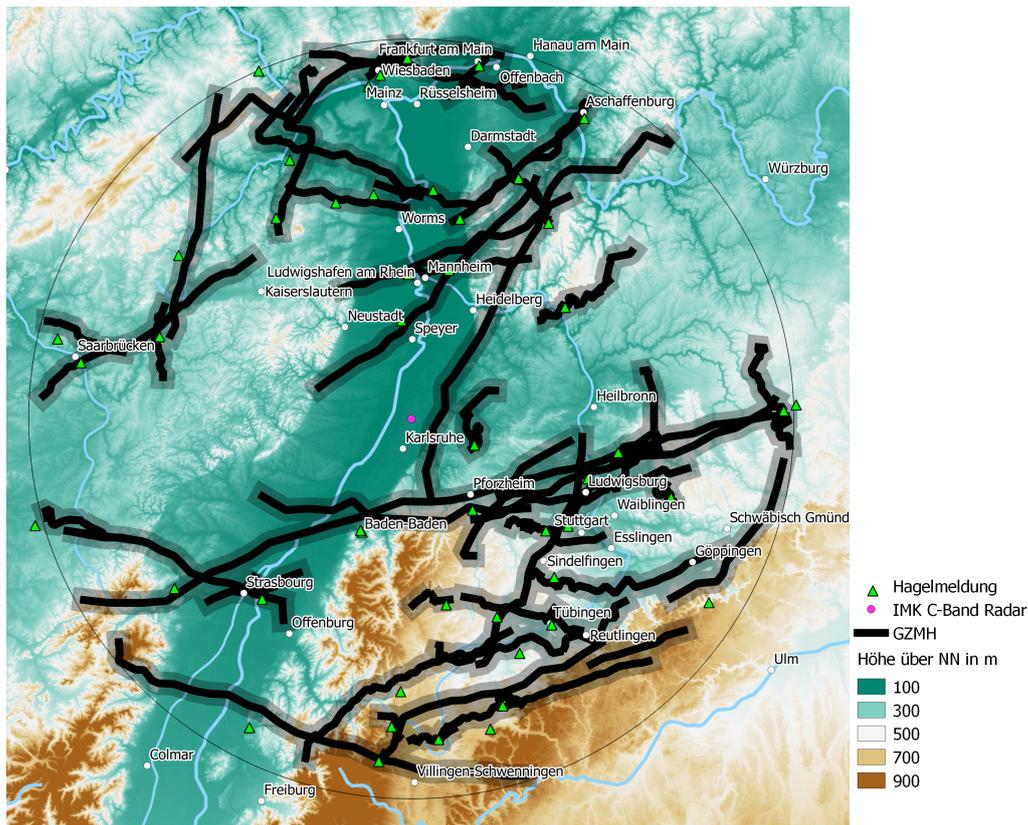


Abbildung 4.1: Alle Gewitterzüge mit Hagel im Messbereich des IMK C-Band Radars (schwarze Linien) und die Positionen der jeweils ersten Hagelmeldung (grünes Dreieck), die diesen Gewitterzügen zugeordnet sind.

In seltenen Fällen kam es im Laufe des Gewitterzugs zu einer von TRACE3D detektierten Zellteilung. In diesem Fall wird die rechte Zelle verfolgt, da diese, wie in Kapitel 2.2.3 erklärt, in der Regel die intensivere Zelle ist.

Wie in Abbildung 4.2 (links) zu sehen ist, überwiegen Gewitterzellen aus den Monaten Mai, Juni und Juli. In diesen Monaten finden über 70% der Hagelereignisse statt. In Europa treten in diesem Zeitraum am häufigsten Hagelereignisse auf (Punge und Kunz, 2016). Insofern ist diese Verteilung plausibel.

Außerdem zeigt Abbildung 4.2 (rechts) die Hagelzellen nach Hagelkorndurchmesser geordnet. 10% der Hagelzellen weisen Hagelkörner mit 5 cm und größer auf. Bei den meisten Hagelmeldungen liegt gar keine Meldung über den maximalen Hagelkorndurchmesser vor, nämlich bei 17 der insgesamt 53 Hagelmeldungen.

4.2 Gewitterzüge ohne Hagel

Um Gewitterzüge mit und ohne Hagel miteinander vergleichen zu können, wird ein Vergleichsdatensatz benötigt. Dieser sollte aus Gewitterzügen bestehen, bei dem Hagelvorkommnisse ausgeschlossen werden können. Dieser Vergleichsdatensatz entsteht ebenfalls mit Hilfe des Algorithmus TRACE3D. Um Gewitterzellen mit Hagel auszuschließen, werden nur identifizierte Gewitterzellen von Tagen genutzt, an denen keine Schadensmeldungen vorliegen. Ebenso wurden nur Zellen

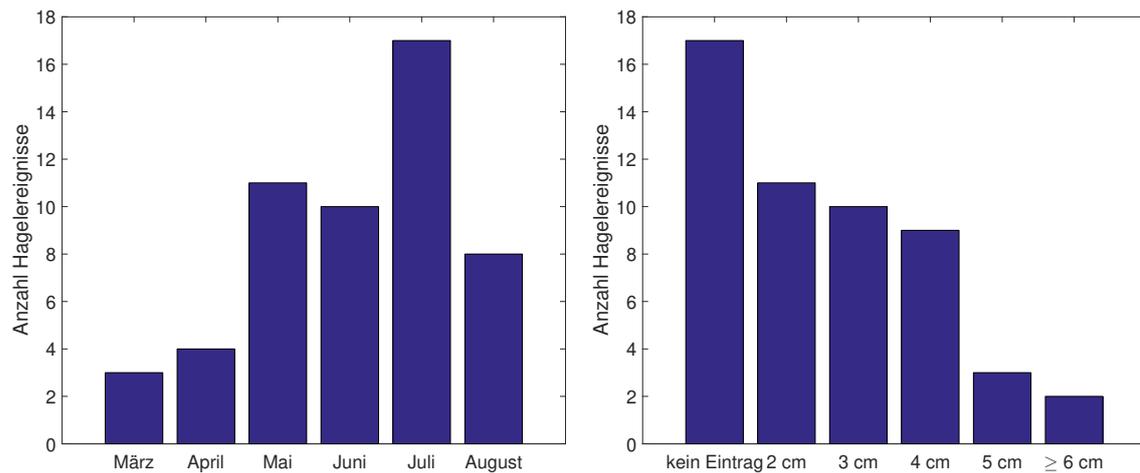


Abbildung 4.2: Anzahl der für die Analysen verwendeten Hagelzellen in den Monaten März bis August (links) und nach Hagelkorngröße geordnet (rechts).

auf deutschem Staatsgebiet verwendet, da die VH-Daten ausschließlich für Deutschland vorliegen. Die Vulnerabilität der Landwirtschaft ist – wie in Kapitel 3.1.2 erklärt – von der Jahreszeit abhängig. Im Zeitraum von Ende April bis Anfang August nimmt die Landwirtschaft bei Hagelereignissen besonders großen Schaden und somit ist im Falle eines Hagelgewitters ein Eintrag in der Datenbank wahrscheinlich. Als eine weitere Einschränkung wird daher nur der Zeitraum vom 30. April 2014 bis zum 5. August 2014 verwendet. An diesen Tagen erfolgten die ersten, beziehungsweise letzten Detektionen von Gewitterzellen durch TRACE3D in dem genannten Zeitraum.

Der Datensatz, der aus der Kombination der VH-Daten mit Zugbahnen aus TRACE3D resultiert, beinhaltet 52 verschiedene Gewitterzüge (Abbildung 4.3). Die RC ohne Hagel der einzelnen Zeitschritte, aus denen sich der Gewitterzug zusammensetzt, werden in dieser Arbeit als RCOH (RC ohne Hagel), der gesamte Gewitterzug als GZOH (Gewitterzug ohne Hagel) bezeichnet. Die zeitliche Länge variiert zwischen 10 min und 170 min. Dies entspricht zwei bzw. 34 zeitlich aufeinander folgenden Volumenscans.

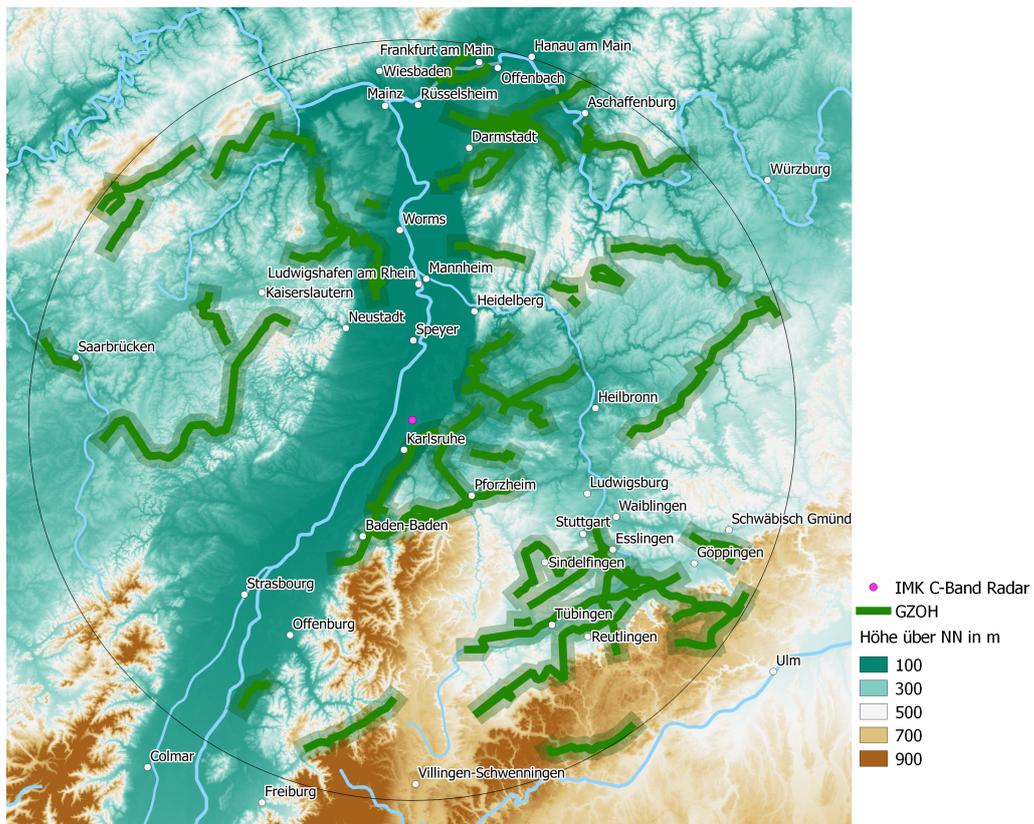


Abbildung 4.3: Alle Gewitterzüge ohne Hagel im Messbereich des IMK C-Band Radars (grüne Linien).

5 Zeitliche Entwicklung der polarimetrischen Größen in den Gewitterzellen

Zunächst sollen die zeitlichen Verläufe von GZMH und GZOH miteinander verglichen werden. Wie Abbildung 5.1 zeigt, erfolgt dazu eine zeitliche Referenzierung aller Ereignisse (horizontale graue Linien) um den Zeitpunkt der ersten Hagelmeldung in der ESWD, die mit diesem GZMH verbunden ist (rote vertikale Linie). Bei der Analyse der zeitlichen Entwicklung sollte berücksichtigt werden, dass bereits vor einer Beobachtung Hagel möglich ist, welcher aber nicht registriert wurde.

Abbildung 5.1 zeigt ebenso die zeitliche Referenzierung der GZOH. Der Zeitpunkt $t = 0$ min ist der Zeitpunkt, an dem die Gewitterzelle ihre maximale Reflektivität vorweist. Zudem soll durch diese Referenzierung eine ähnliche relative Positionierung zu $t = 0$ min wie bei den Hagelzellen erreicht werden.

5.1 Betrachtung einzelner Zeitschritte

Alle RC der GZOH und der GZMH eines Zeitschrittes sind in den Histogrammen in diesem Kapitel zusammengefasst. Dadurch wird die unterschiedliche zeitliche Entwicklung der beiden Gewitterzugtypen analysierbar. Die in den Abbildungen 5.2 bis 5.4 dargestellten Histogramme zeigen die relativen Häufigkeitsverteilungen der polarimetrischen Messgrößen zu den Zeitschritten $t = 45$ min, $t = 30$ min, $t = 15$ min und dem Zeitpunkt der ersten Hagelbeobachtung $t = 0$ min.

Die zugrunde liegende Anzahl an RC und die Menge der darin enthaltenen Volumenelemente ändern sich bei jedem Zeitschritt. Dies hat zwei Gründe: Zum einen ist der Zeitpunkt, an dem die Zelle zuerst detektiert wurde, von Zelle zu Zelle unterschiedlich, zum anderen setzen sich die detektierten Zellen selbst aus unterschiedlich vielen Volumenelementen zusammen.

So sind 45 min (dies entspricht 9 Radarscans) vor der ersten Hagelbeobachtung, 17 GZMH und 16 GZOH detektiert worden. Dies sind 32% der Gesamtzahl an GZMH beziehungsweise 30% der GZOH. Die Anzahl der Volumenelemente aller RC zusammen beträgt dabei 1833 im Fall von GZMH und 683 im Fall von GZOH. Sowohl die Menge an Gewitterzellen als auch die Quantität der Volumenelemente nimmt mit jedem Zeitschritt, der näher bei $t = 0$ min liegt, zu. So werden beispielsweise zum Zeitpunkt $t = -30$ min 35 GZMH mit 3698 Volumenelementen und 25 GZOH mit 1097 Volumenelementen detektiert. Zu diesem Zeitpunkt sind bei GZOH bereits knapp 48% der Zellen, im Fall von GZMH über 66%, aller Zellen detektiert. Zum Zeitpunkt $t = -15$ min beträgt die Anzahl der RC der GZMH 43 mit 6142 enthaltenen Volumenelementen bzw. 40 Zel-

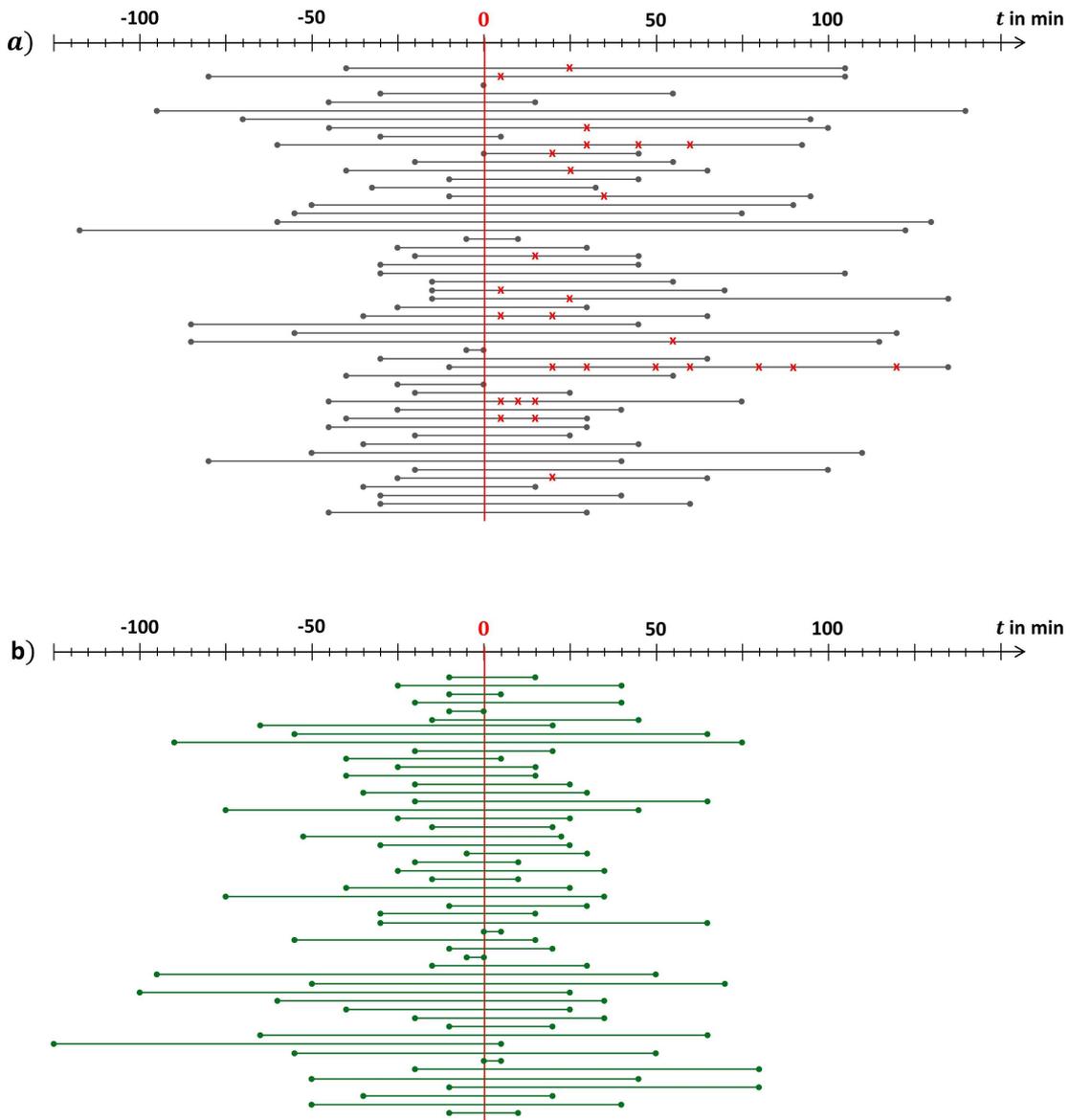


Abbildung 5.1: Die relative Positionierung der GZMH (graue Linien, a) und der GZOH (grüne Linien, b). Die kurzen vertikalen Striche auf der Zeitachse markieren die Zeitpunkte der Radarscans. Der Algorithmus TRACE3D detektiert die verschiedenen Gewitterzellen über unterschiedlich lange Zeiträume. Die Anfangs- und Endzeitpunkte dieser Gewitterzüge sind jeweils durch die Punkte an den Enden der Linien dargestellt. Bei drei Gewitterzellen, bei denen die Radarscans in 10-Minuten-Schritten erfolgen, ist die Schrittweite entsprechend verdoppelt. Die Synchronisation erfolgt um den Zeitpunkt der ersten Hagelbeobachtung nach den Daten der ESWD (rote Linie). Weitere Hagelmeldungen derselben Zelle – aber zu späteren Zeitpunkten – sind mit einem roten Kreuz markiert. Bei GZOH ist der Zeitpunkt $t = 0$ min der einzelnen Zellen so festgelegt, dass eine ähnliche relative Positionierung zu $t = 0$ min wie bei den Hagelzellen gegeben ist.

len der GZOH mit insgesamt 2391 Volumenelementen. Beim Zeitschritt $t = 0$ min sind es alle 53 GZMH und 52 GZOH mit 8021 bzw. 3658 Volumenelementen.

Differentielle Reflektivität

Wie in Abbildung 5.2 (rechts) zu sehen, werden bei den RCOH zu allen Zeitschritten differentielle Reflektivitätswerte um 2 dB am häufigsten gemessen. Der Median liegt bei allen Zeitschritten

zwischen 1,79 und 2,68 dB und weist damit nur eine geringe zeitliche Variabilität auf. Negative Werte treten nur selten auf, Werte unter -2 dB finden sich nur bei Zeitschritt $t = -15$ min. Alle Zeitschritte weisen eine positiv schiefe Verteilung auf, das heißt die rechte Seite der Verteilung fällt flacher ab, als die linke Seite. Aus dieser Art der Verteilung lässt sich auf eine größere Variabilität von Hydrometeoren schließen, deren horizontale Ausdehnung größer als die vertikale ist. Bei den RC der GZMH 5.2 (links) treten am häufigsten Werte zwischen 0,5 und 1,0 dB auf. Auch der Median liegt tiefer als bei den RCOH und nimmt Werte zwischen 0,84 dB und 0,66 dB an. Im Gegensatz zu den RCOH werden auch häufiger negative Werte gemessen, insbesondere auch Werte < -2 dB. Auch die Verteilungen der RC der GZMH weisen eine positive Schiefe auf. Bei den Werten über 2 bis ca. 6 dB ist, anders als bei den RCOH, keine kontinuierliche Abnahme der Häufigkeit bei höheren Werten zu beobachten. Dies zeigt sich auch bei der Betrachtung des Schiefemaßes ν . Während der Mittelwert der Schiefe über den Zeitraum von $t = -50$ min bis $t = 50$ min (hier nicht alle abgebildet) für die RCOH bei $\bar{\nu} = 0.39$ liegt, beträgt diese bei den RC der GZMH $\bar{\nu} = 0.94$.

Bei der Betrachtung des zeitlichen Verlaufs der GZMH zeigt sich außerdem, dass bei $t = 0$ min mehr Werte um 0 und negative Werte, insbesondere kleiner als $-2,5$ dB auftreten. Ein eindeutiger Trend – im Sinne einer deutlichen Zunahme – dieser auf Hagel hinweisenden Werte ist allerdings nicht auszumachen.

Dass bei den Gewitterzügen mit Hagel für die differentielle Reflektivität häufiger Werte um und kleiner Null gemessen werden, entspricht weitgehend den Ergebnissen in der Literatur (Keenan et al., 1998; Keenan, 2003; Rinehart, 2010).

Spezifische differentielle Phase

Bei der spezifischen differentiellen Phase K_{DP} treten sowohl bei den RC der GZOH als auch bei den GZMH Werte um Null am häufigsten auf. Vor allem bei den RC der GZMH ist ein markantes Maximum bei K_{DP} auszumachen. Zudem werden – anders als bei der differentielle Reflektivität – für beide Stichproben Werte aus dem gesamten Bereich von 15 bis -15 $^{\circ}\text{km}^{-1}$ gemessen. Die Verteilungen der RC der GZMH weisen bei allen Zeitschritten eine negative Schiefe auf. Bei den RCOH lassen sich bei den unterschiedlichen Zeitschritten sowohl gering positiv, als auch gering negativ schiefe Verteilungen finden. Die Werte für ν liegen dabei nahe 0, mit dem größten positiven Wert $\nu_{t=-45} = 0,29$ und dem kleinsten positiven Wert $\nu_{t=-30} = 0,06$. Der Median liegt für die RC der GZMH im Mittel der Zeitschritte von $t = -50$ min bis $t = -50$ min bei $-0,21$ und für die RCOH bei $-1,38$.

Hauptsächliche Unterschiede zwischen beider Stichproben treten in der Häufigkeit der Werte um 0 auf. Bei Gewitterzellen mit Hagel nimmt die Häufigkeit der Werte um 0 in der zeitlichen Entwicklung zu, d. h. je kürzer die Zeit bis zum Hagelereignis, desto häufiger treten diese Werte auf. Dies zeigt sich auch bei der Betrachtung der Kurtosis w . Während bei $t = -45$ min diese bei $w = 5,96$ liegt, weist sie bei $t = 0$ min einen Wert von $w = 7,51$ auf. Bei den RCOH findet sich eine solche Zunahme nicht, w liegt dort bei Werten um 4,5. Dies entspricht der Erwartung, da die Lage von $t = 0$ min bei den GZOH in keinem Zusammenhang zu einem Anstieg von Eisteilchen steht. Dass bei beiden Gewitterzügen mehr negative als positive K_{DP} -Werte auftreten, entspricht

nicht der Erwartung und den Angaben in der Literatur. Es scheint bei der Messung der spezifisch differentiellen Phase ein systematischer Fehler vorzuliegen, der in Kapitel 6.1 ausführlicher diskutiert wird.

Korrelationskoeffizient

Bei den Histogrammen für den Korrelationskoeffizienten (Abbildung 5.4) sind auf den ersten Blick keine eindeutigen Unterschiede zwischen den Histogrammen der RCOH und der RCMH erkennbar. Der Mittelwert der Mediane aller Zeitschritte von $t = -50$ min bis $t = 50$ min (nicht alle abgebildet) liegt bei den RCOH bei 0.82, bei den RC der GZMH bei 0.85. Die Differenz ist also mit 0.03 sehr gering. Auch der Mittelwert der Kurtosis über alle Zeitschritte ist nahezu identisch, die Differenz beträgt 0.09 Punkte. Abweichungen ergeben sich bei der Schiefe der Verteilung. Hier betragen die Mittelwerte $\overline{v_{GZMH}} = -0,69$ bzw. $\overline{v_{GZOH}} = -0,40$. Sowohl die RC der GZMH als auch die RCOH weisen eine negative Schiefe auf, allerdings treten bei RCMH mehr Werte am unteren Ende des Wertebereichs (hier $\rho_{hv} = 0,4$) auf. Beim Vergleich mit den Angaben in der Literatur zeigt sich, dass tendenziell zu viele Werte unter 0,8 auftreten. Nach Rinehart (2010) weisen Werte unter 0,8 auf eine unregelmäßige Form der Rückstreuer hin. Trotzdem weisen viele RCOH Volumenelemente Werte unter 0,8 auf. Diese Tatsache wird in Kapitel 6.1 nochmals aufgegriffen und diskutiert.

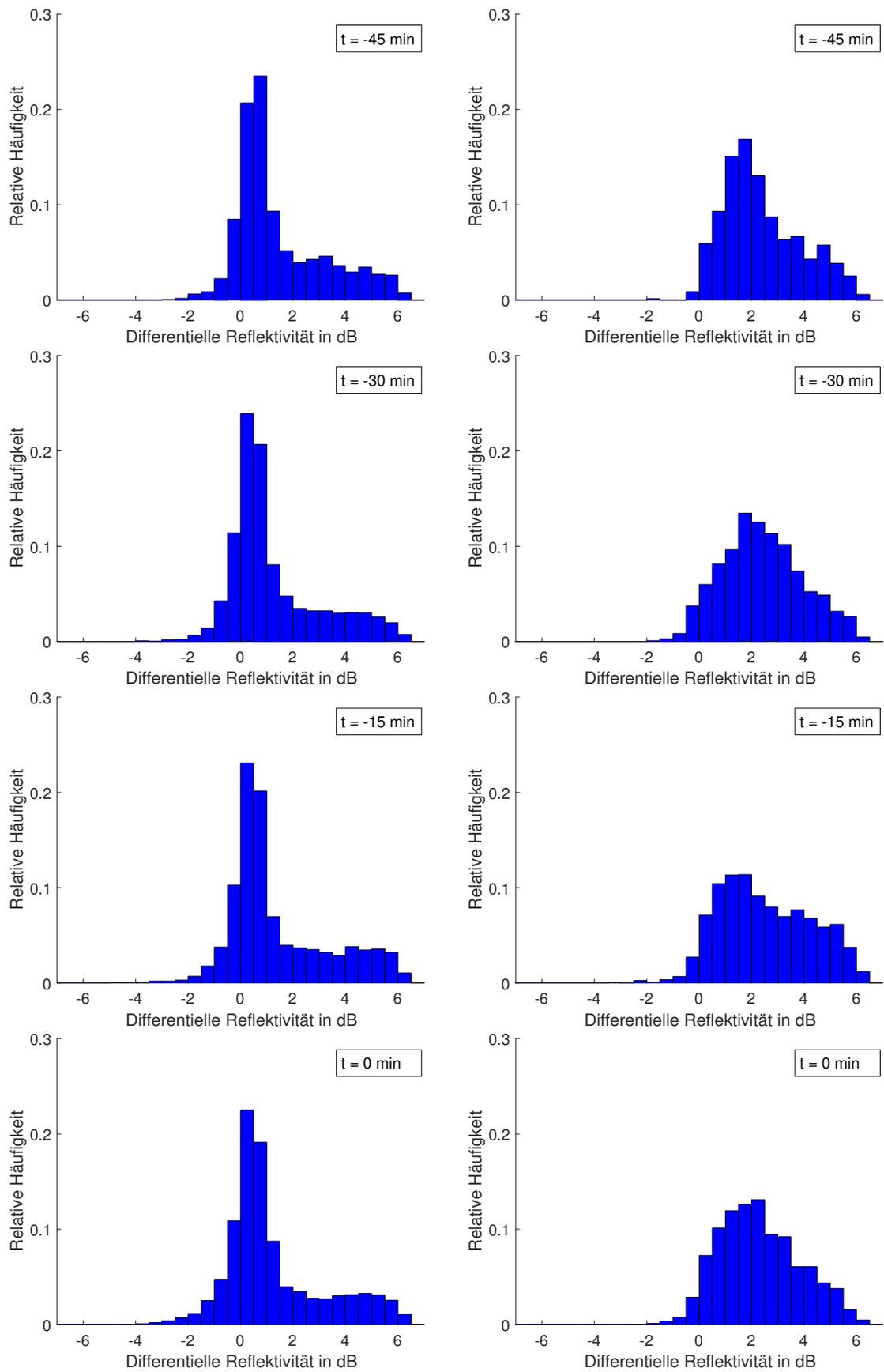


Abbildung 5.2: Histogramme der differentiellen Reflektivität Z_{DR} der RC zu den Zeitpunkten $t = -45$ min, $t = -30$ min, $t = -15$ min und $t = 0$ min (von oben nach unten) der 53 GZMH (links) und der 60 GZOH (rechts).

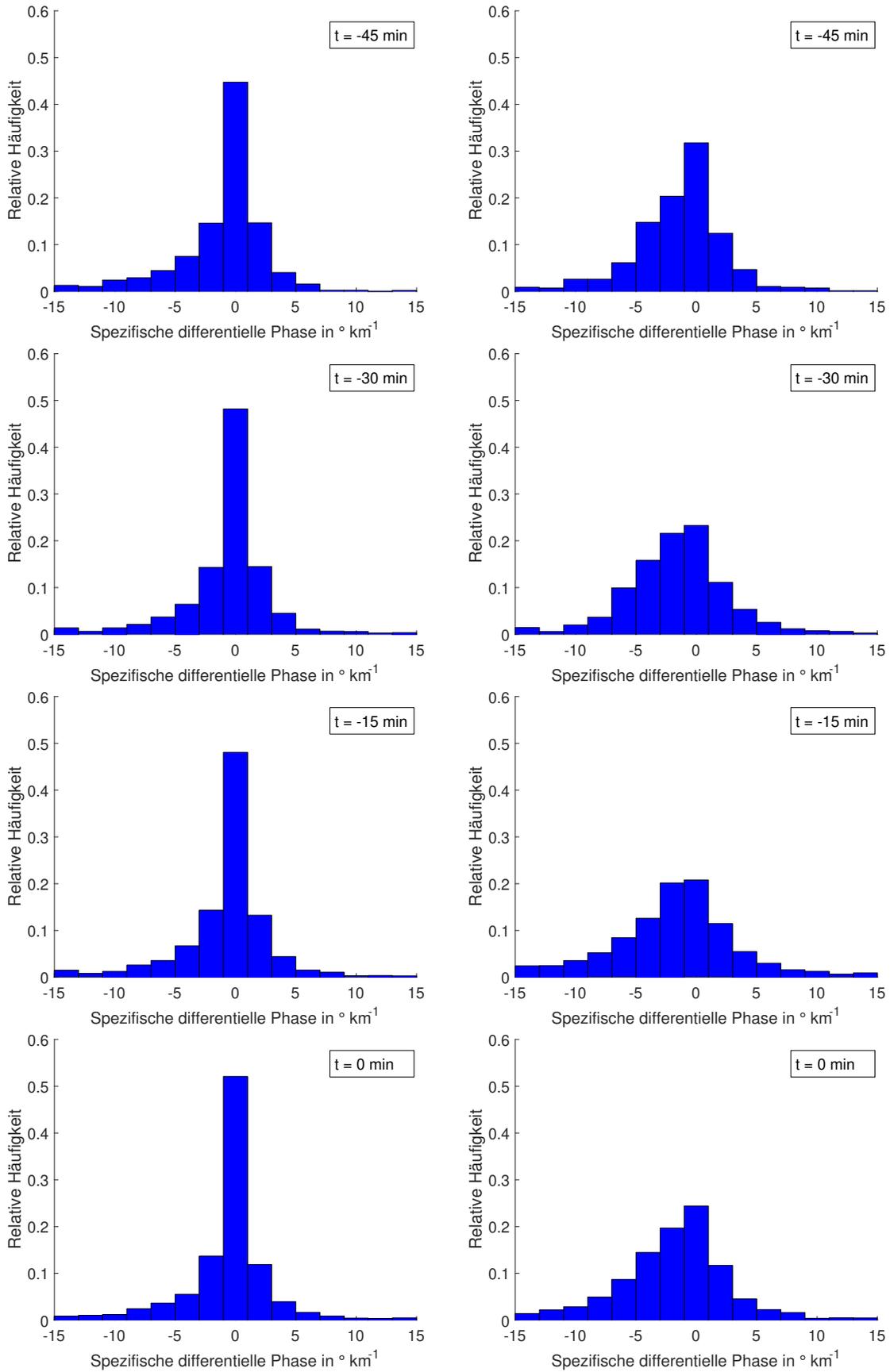


Abbildung 5.3: Wie Abbildung 5.2, aber für die spezifische differentielle Phase K_{DP}

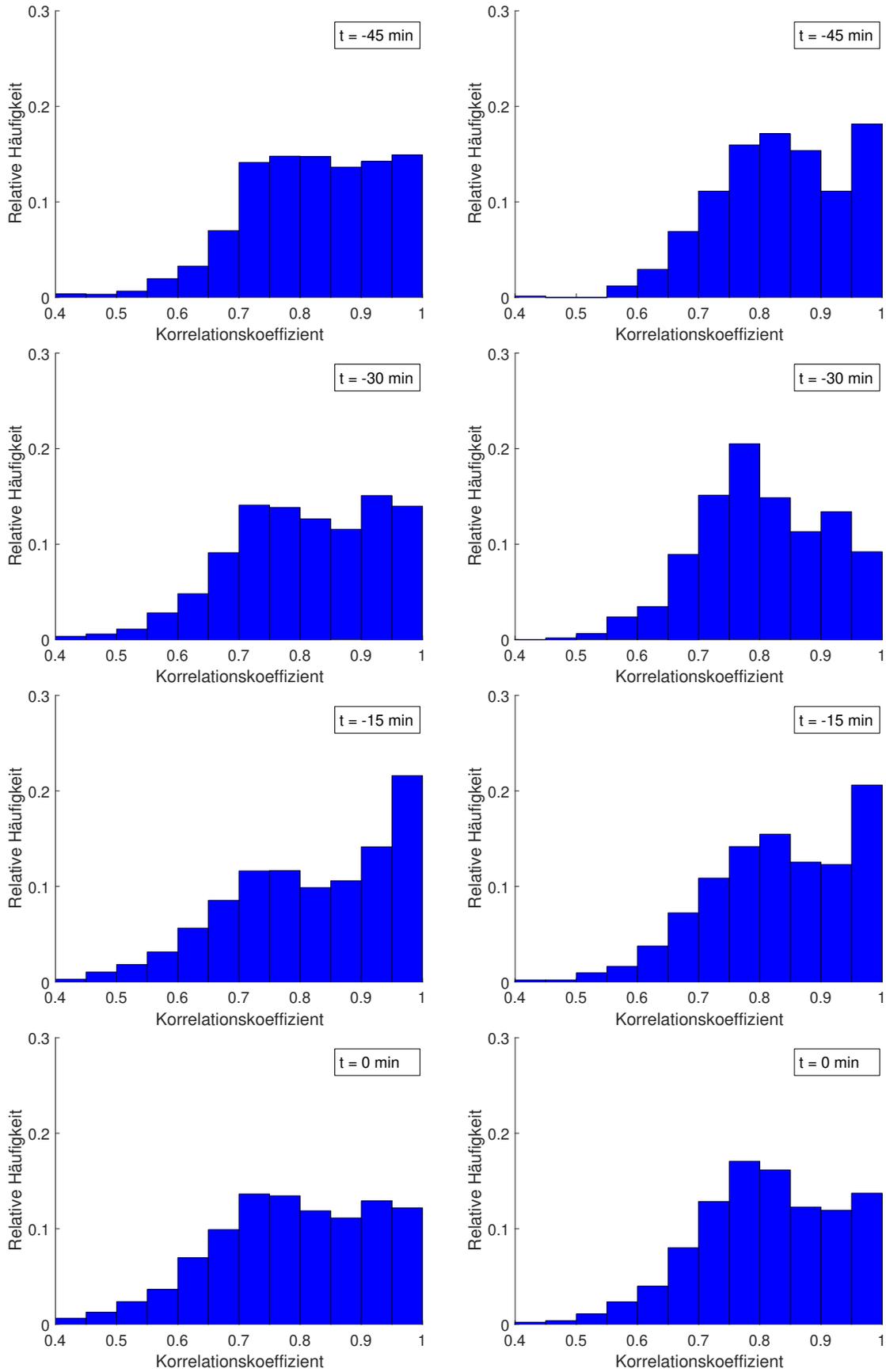


Abbildung 5.4: Wie Abbildung 5.2, aber für den Korrelationskoeffizient ρ_{hv} .

5.2 Betrachtung des gesamten Verlaufs

Es folgt in diesem Kapitel die Betrachtung des gesamten Verlaufs der beiden Gewitterzugtypen und ein Vergleich dieser. Abbildung 5.5 zeigt schematisch einen horizontalen und vertikalen Schnitt durch einen Volumenscan. Wie in Kapitel 3.2 erklärt, weist der Algorithmus TRACE3D Volumenelemente, die einen bestimmten Reflektivitätsgrenzwert überschreiten, einem RC zu. Dies ist hier durch die schwarzen Kreuze dargestellt. Für diese Volumenelemente liegen ebenfalls die polarimetrischen Größen vor.

Wie in Kapitel 2.4.3 erläutert, werden bei allen polarimetrischen Größen geringere Werte bei Hagel im Vergleich zu Regen erwartet. Für den Korrelationskoeffizient und die differentielle Reflektivität bestätigen die Untersuchungen in Kapitel 5.1 diese theoretischen Erwartungen. Bei der Analyse der Histogramme aller RC zu verschiedenen Zeitschritten ist jedoch nicht ersichtlich, ob diese Werte auch in allen einzelnen RCMH gehäuft auftreten.

Um diesen Umstand zu berücksichtigen, wird nun ein Verfahren entwickelt, das die einzelnen Zellen miteinander vergleichbar machen soll. Dazu wird für die polarimetrischen Größen Z_{DR} und ρ_{HV} jeweils ein Grenzwert festgelegt. Anhand dieses Grenzwerts erfolgt für jeden RC die Berechnung der relativen Häufigkeit der Volumenelemente, die Werte unterhalb dieses Grenzwerts aufweisen. Bei K_{DP} zeigen die Histogramme der Abbildung 5.3, dass eine Betrachtung des Betrags der Größe geeigneter erscheint, da sowohl bei RCMH als auch bei RCOH die meisten Werte um 0 gemessen werden. Die Kurtosis zur Diskriminanz zwischen RCMH und RCOH ist somit in diesem Fall geeigneter. Im Folgenden wird deshalb für die spezifisch differentielle Phase der Betrag der Messgröße betrachtet.

Um geeignete Grenzwerte für alle polarimetrischen Größen sinnvoll zu bestimmen, müssen zwei Kriterien erfüllt sein:

- (1) Der HSS soll beim Zeitschritt $t = 0$ min möglichst groß sein, damit eine gute Unterscheidung zwischen RCMH und RCOH vorgenommen werden kann.
- (2) Ein zu niedriger oder zu hoher Grenzwert legt zu viele Kurven in den Abbildungen übereinander. Zur besseren Darstellung soll daher der Grenzwert so gewählt sein, dass die Abbildungen interpretierbar sind.

Die Bestimmung des Grenzwerts, der diese beiden Kriterien erfüllt, erfolgt in zwei Schritten: Zunächst wird der Grenzwert der jeweiligen polarimetrischen Größe inkrementell um einen Wert von 0,05 dB beziehungsweise $0,05 \text{ }^\circ\text{km}^{-1}$ erhöht. Bei jedem Inkrement wird die relative Häufigkeit der diesen Grenzwert unterschreitenden Volumenelemente berechnet. Für jedes Inkrement ergibt sich somit für alle RC eine relative Häufigkeit von Volumenelementen, die nach diesem Grenzwert auf Hagel hinweisen.

Im nächsten Schritt wird ein Grenzwert für die relative Häufigkeit gesucht, bei dem die Aufteilung in Hagelzellen ja/nein – im Sinne des höchsten HSS – erfolgt. Dies geschieht ebenfalls in Inkrementen von 0,05 dB beziehungsweise $0,05 \text{ }^\circ\text{km}^{-1}$.

Am Ende wird dann der Grenzwert der polarimetrischen Größe als bester Grenzwert genom-

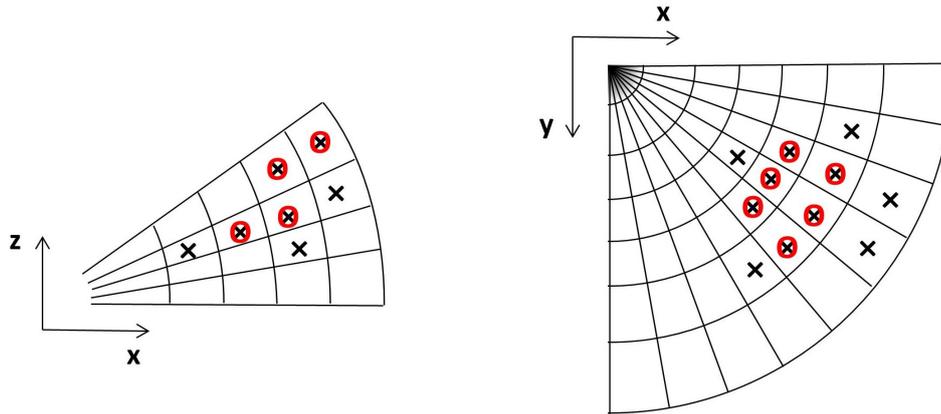


Abbildung 5.5: Schematische Darstellung eines Volumenscans, mit einem Schnitt parallel zur x-z-Ebene (links) und parallel zur x-y-Ebene (rechts). Die schwarzen Kreuze markieren Volumenelemente, die nach dem Algorithmus TRACE3D zu einem RC zugehörig sind. Die roten Kreise zeigen die Volumenelemente, in denen ein festgelegter Grenzwert von der jeweiligen polarimetrischen Größe unterschritten wird.

men, der den insgesamt höchsten HSS aufweist. Wenn die Abbildung bei diesem Grenzwert nicht interpretierbar ist, wird der Grenzwert entsprechend verändert und die Abweichung zu HSS_{\max} überprüft.

Es ergeben sich für die polarimetrischen Größen folgende Grenzwerte: Für $Z_{DR} = 0,75$ dB (HSS von 0,74), $|K_{DP}| = 2,5$ $^{\circ}\text{km}^{-1}$ (HSS = 0.30) und für $\rho_{hv} = 0.67$ (HSS von 0.32). Bei allen drei Grenzwerten beträgt die Differenz zu HSS_{\max} weniger als 0.09.

Für jeden RC wird dann folgende Berechnung vorgenommen:

$$h_{ZDR} = \frac{\sum_{i=1}^I (Z_{DR,i} \leq 0,75)}{I}, \quad h_{KDP} = \frac{\sum_{i=1}^I (|K_{DP,i}| \leq 2,5)}{I}, \quad h_{\rho} = \frac{\sum_{i=1}^I (\rho_{hv,i} \leq 0,67)}{I} \quad (5.1)$$

mit der Gesamtzahl an Volumenelementen I , h_{ZDR} für die differentielle Reflektivität, h_{KDP} für die spezifisch differentielle Phase und h_{rho} für den Korrelationskoeffizienten. In den Abbildungen 5.7 bis 5.9 ist der zeitliche Verlauf von h_{ZDR} (Abbildung 5.7), h_{KDP} (Abbildung 5.8) und h_{rho} (Abbildung 5.9) für den Zeitraum $t = -75$ min bis $t = 75$ min dargestellt.

Bei der Interpretation der Ergebnisse gilt es drei Punkte zu beachten:

- (1) Aufgrund der unterschiedlichen Länge der Gewitterzüge und der Lage um den Zeitschritt $t = 0$ min (siehe Abbildung 5.1) sind bei manchen Zeitschritten, besonders bei $|t| > 50$ min, wenige RC verfügbar (Abbildung 5.6).

Dies erklärt die teilweise erheblichen Schwankungen des Medians und der Perzentile zwischen einzelnen Zeitschritten. Eine Interpretation des Verlaufs der Perzentile und des Medians ist daher nur bei Zeitschritten $|t| \leq 50$ min sinnvoll. In den nächsten Abschnitten, in denen diese Verläufe der jeweiligen polarimetrischen Größe analysiert werden, wird daher der Bereich $|t| > 50$ min vernachlässigt.

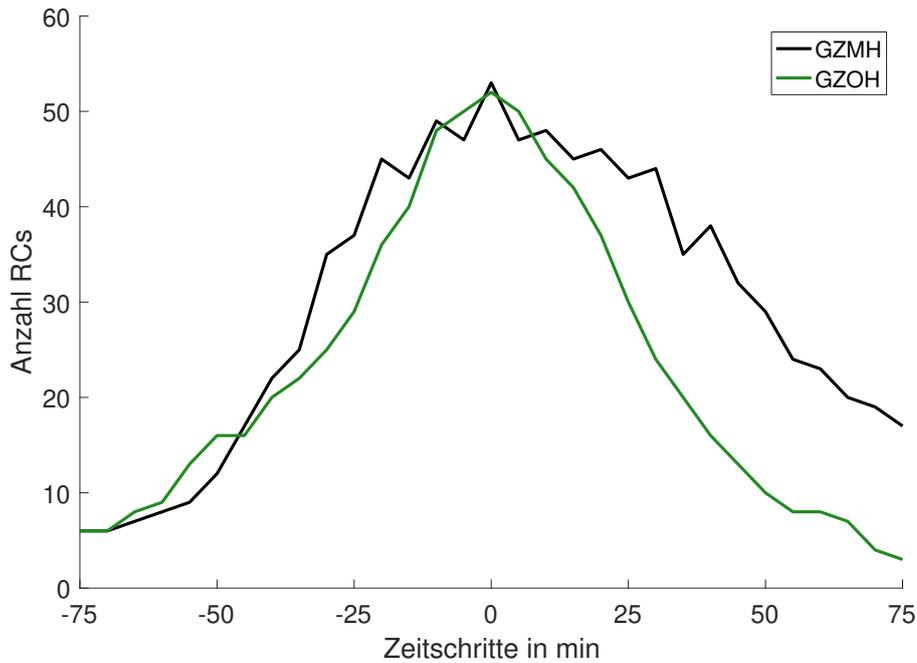


Abbildung 5.6: Anzahl der RC der GZMH und GZOH pro Zeitschritt.

- (2) Die relative Häufigkeit von Volumenelementen kleiner gleich des Grenzwertes ist maßgeblich von der Wahl des Grenzwertes abhängig. Die relative Häufigkeit als Wert ist in diesem Kapitel nicht der entscheidende Aspekt. Wichtig ist vor allem der zeitliche Verlauf und die Differenzen zwischen den einzelnen Kurven.
- (3) Starke Änderungen des Medians und der Perzentile zwischen den einzelnen Zeitschritten entstehen aufgrund des geringen Stichprobenumfangs von maximal 60 GZOH bzw. 53 GZMH.
- (4) Im Falle einer Normalverteilung entspricht das 15,9- und 84,1-Perzentil der einfachen Standardabweichung. Die generierten Verteilungen der GZMH sowie der GZOH sind jedoch nicht normalverteilt. Nichtsdestotrotz gibt die relative Lage zum Median und die Differenz dieser beiden Perzentile einen ersten Eindruck über einige statistische Momente der Verteilung.

Differentielle Reflektivität

Der Verlauf der Kurven von h_{ZDR} (Abbildung 5.7) zeigen deutliche Unterschiede zwischen den GZMH (graue Linien) und den GZOH (grüne Linien). Während bei den GZMH bei den meisten Zeitschritten der Median bei einer relativen Häufigkeit von ca. 0,5 liegt, ist dieser bei den GZOH bei einer relativen Häufigkeit von ca. 0,1. Die einzelnen RC der beiden Gewitterzugtypen weisen von Zeitschritt zu Zeitschritt starke Änderungen in der relativen Häufigkeit von Volumenelementen mit $Z_{DR} \leq 0,75$ auf. Es gibt zudem einige GZOH (grüne Linien), die gleiche oder sogar höhere relative Häufigkeiten aufweisen, als die GZMH. Dies kann zwei Ursachen haben:

- (1) Diese GZOH waren trotz der Tatsache, dass kein Hagelschaden nach den VH-Daten an diesem Tag aufgetreten ist, mit Hagel verbunden.

- (2) Es gibt Zellen, deren relative Häufigkeit von Volumenelementen mit $Z_{DR} \leq 0,75$ ähnliche Werte wie die RCMH annehmen und trotzdem nicht mit Hagelschlag am Boden verbunden sind. Eine Ursache dafür könnten Schmelzprozesse sein, während die Hagelkörner zu Boden fallen.

Bei den Gewitterzügen ohne Hagel zeigt sich ein relativ gleichbleibender Verlauf des Medians um 0.1, trotz großer Schwankungen zwischen den einzelnen Zeitschritten. Dies entspricht auch der Erwartung, da die Anordnung der Gewitterzüge ohne Hagel um $t = 0$ min keine physikalische Begründung hat. Weiterhin gibt es einige RCOH, in denen keine Volumenelemente mit $Z_{DR} \leq 0,75$ vorkommen. Die Differenz zwischen dem oberen 84,1-Perzentil und dem Median ist im gesamten Verlauf größer als die Differenz zwischen dem Median und dem unteren 15,9-Perzentil. Dies zeigt, dass Werte von $Z_{DR} \leq 0,75$ in den Histogrammen nicht in jedem RCOH zu finden sind, sondern von Volumenelementen einzelner weniger RC der GZOH stammen. Da bei einer Verringerung des Grenzwertes (nicht dargestellt) ähnliche Befunde für diese Differenzen entstehen, ist davon auszugehen, dass die Werte, die nach der Theorie auf Hagel hinweisen, in den Histogrammen der differentiellen Reflektivität von Volumenelementen einiger weniger Gewitterzellen hervorgerufen werden und in den meisten RCOH nicht auftreten.

Bei der Betrachtung der GZMH ist die Differenz zwischen dem oberen 84,1-Perzentil und dem Median im gesamten Verlauf ähnlich der Differenz zwischen dem Median und dem unteren 15,9-Perzentil. RCMH mit auffallend kleinen Werten der relativen Häufigkeit sind zudem selten (graue Linien). Es kann daher, im Gegensatz zu den GZOH, von einer mehr der Normalverteilung entsprechenden Verteilung ausgegangen werden.

Bei der Betrachtung des 15,9- und 84,1-Perzentsils zugleich, zeigt sich ein leichter Anstieg bis zum Zeitpunkt $t = 0$ min. Der Median verzeichnet einen starken Anstieg zwischen $t = -50$ min und $t = -30$ min. Die relative Häufigkeit von Volumenelementen in RC, die die Bedingung $Z_{DR} \leq 0,75$ erfüllen, nimmt also zu. Bei der Betrachtung des Verlaufs des 15,9-Perzentsils zeigt sich ein Abfall von Werten < 0.3 um den Zeitschritt $t = 0$ min auf Werte um 0,2. Nach dem Zeitschritt $t = 0$ min verringert sich somit die Anzahl an Zellen, welche, prozentual betrachtet, viele Volumenelemente mit Werten von $Z_{DR} \leq 0,75$ aufweisen. Dies zeigt sich auch darin, dass die Breite der Verteilung, sichtbar an der Vergrößerung des Abstands der Perzentile, zunimmt. Dies entspricht der Erwartung, dass bei Hagelereignissen vermehrt geringere Werte von Z_{DR} auftreten.

Spezifische differentielle Phase

Abbildung 5.8 zeigt, dass anhand der relativen Häufigkeit von $|K_{DP}| \leq 2,5$ keine deutliche Unterscheidung zwischen den GZMH und GZOH möglich ist. Bei der Betrachtung der einzelnen Zellen ergeben sich viele Überlagerungen von grünen und grauen Kurven. Der Median der GZOH weist, wie schon bei der differentiellen Reflektivität, keinen Trend auf.

Es ist zudem kein positiver Anstieg des Medians der GZMH vor $t = 0$ min zu erkennen, vielmehr ist sogar ein negativer Trend auszumachen. Die Differenz zwischen den Medianen für Gewitterzüge mit und ohne Hagel ist, mit Ausnahme des Bereichs $t \approx -40$ min, geringer als bei der

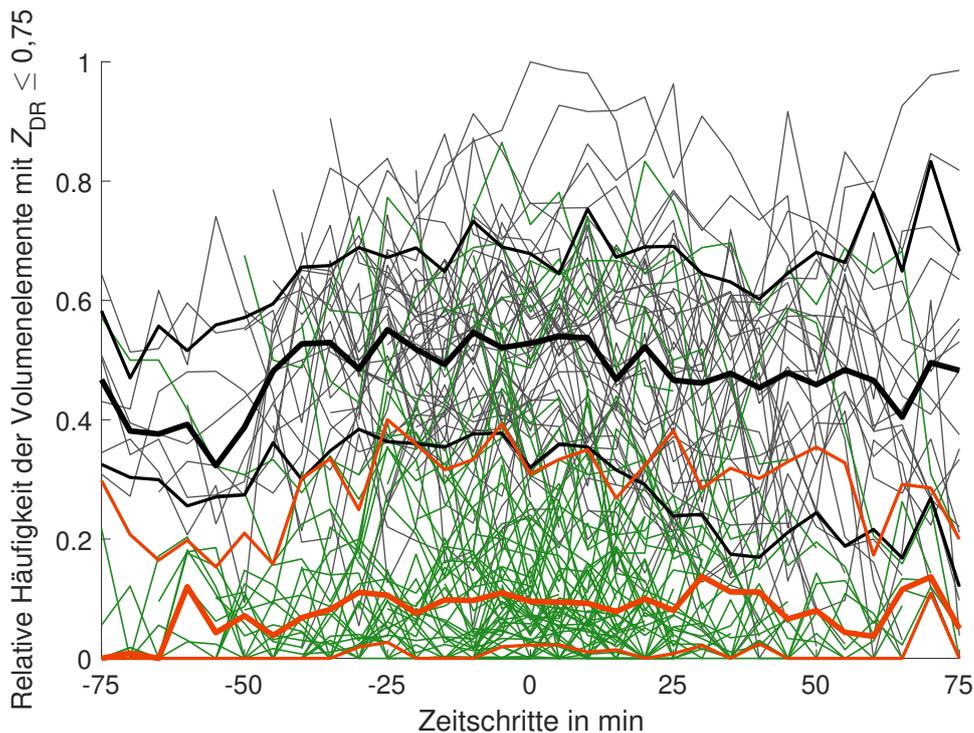


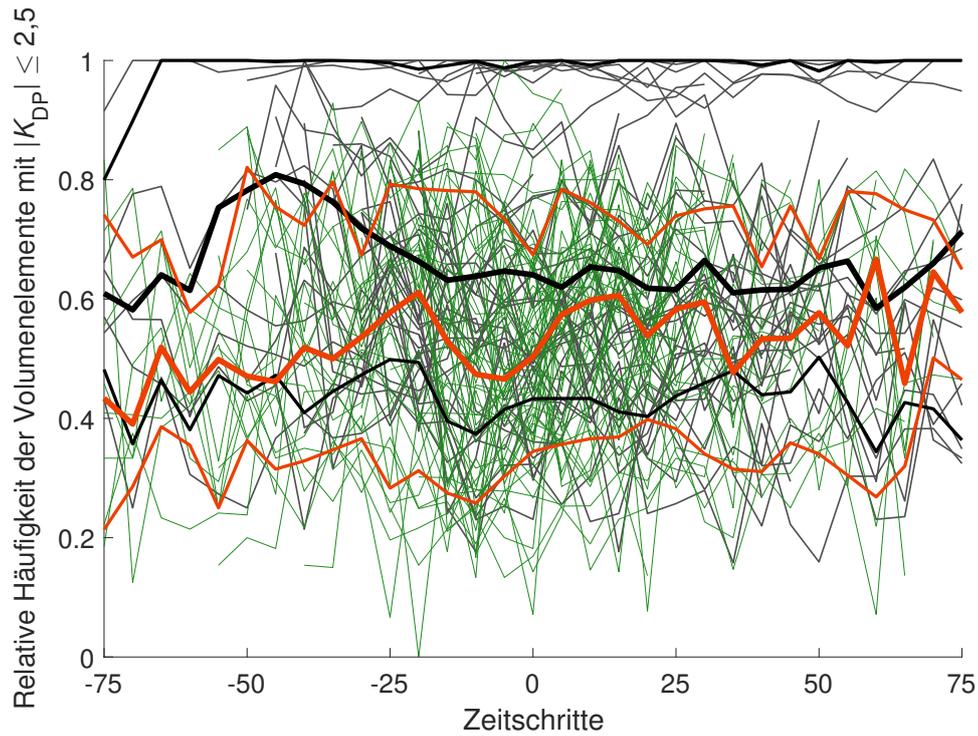
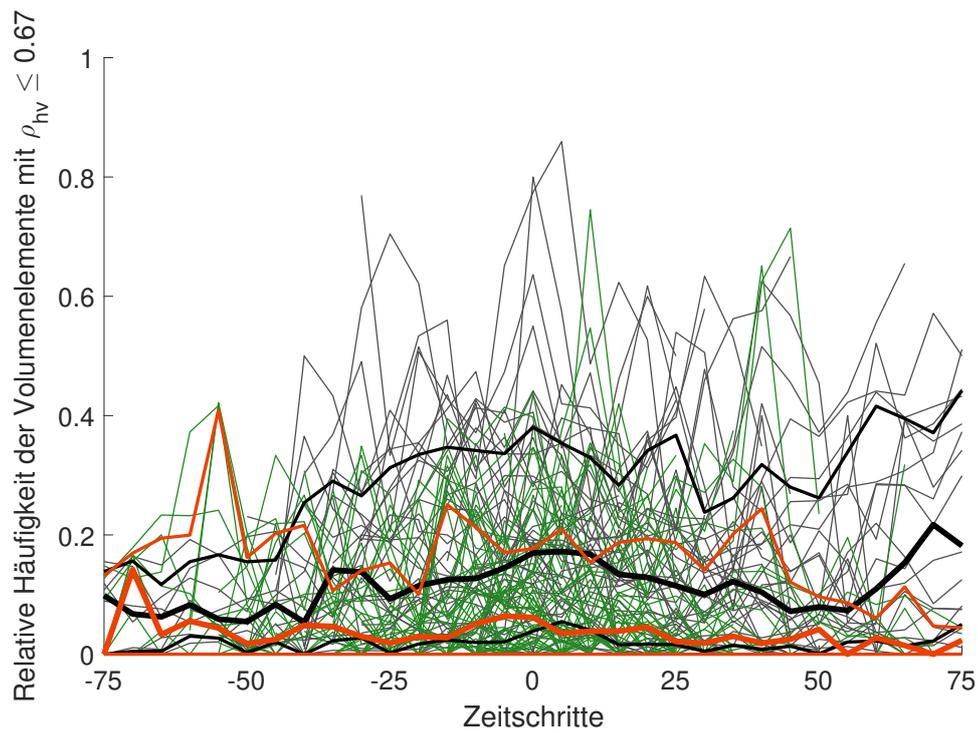
Abbildung 5.7: Relative Anzahl der Volumenelemente pro Zeitschritt, die die Bedingung $Z_{DR} \leq 0,75$ erfüllen, für alle RC der GZMH (dünne graue Linien), RCOH (dünne grüne Linien). Die dicke schwarze Kurve ist der Verlauf des Medians der grauen Kurven, die dicke orangene Kurve der Verlauf des Medians der grünen Kurven. Die beiden dünneren schwarzen beziehungsweise orangenen Kurven markieren den Verlauf der 15,9- und 84,1-Perzentile der jeweiligen Zugbahnen.

differentiellen Reflektivität. Dies ist bei einer Änderung des Grenzwertes ebenfalls zu beobachten. Einzelne RC der GZMH jedoch weisen, im Vergleich zu den übrigen Zellen, hohe Werte für die relative Häufigkeit auf. Bei einer Verringerung des Grenzwertes ist dies ebenfalls gegeben. Die im Vergleich zu RCOH häufiger auftretenden Werte von $K_{DP} \approx 0$ (siehe Abbildung 5.8) sind von wenigen einzelnen Zellen verursacht. Eine physikalische Interpretation ist für $|K_{DP}|$ aufgrund der Vermutung, dass diese Größe einen systematischen Fehler aufweist (siehe Kapitel 6.1) nicht möglich.

Korrelationskoeffizient

Der Verlauf des Medians und des 84,1-Perzentils der Gewitterzüge mit Hagel zeigen beim Korrelationskoeffizienten (Abbildung 5.9) einen positiven Trend vor dem ersten Hagelereignis ($t = 0$ min). Nach Zeitschritt $t = 0$ min ist dieser Trend negativ. Der Verlauf des Medians der GZOH weist keinen zeitlichen Trend auf. Dies entspricht auch der Erwartung, da für RCOH der Zeitschritt $t = 0$ min keine physikalische Bedeutung hat.

Die Drängung vieler Kurven am unteren Rand der Abbildung ist der Tatsache geschuldet, dass der Grenzwert entsprechend niedrig gewählt wurde. Bei höheren Grenzwerten weicht der HSS allerdings deutlich von HSS_{max} ab. Eine deutliche Separierung der GZMH von den GZOH ist nicht erkennbar. Viele grüne und graue Kurven liegen übereinander, d. h. für einzelne Zellen ist eine Einteilung in Hagel ja/nein nicht möglich. Dies bestätigt die in Kapitel 5.1 getroffene Aussage,

Abbildung 5.8: Wie Abbildung 5.7, nur mit der Bedingung $K_{DP} \leq 2,5$ Abbildung 5.9: Wie Abbildung 5.7, nur mit der Bedingung $\rho_{hv} \leq 0,67$

dass der Korrelationskoeffizient bei Hagel keine Werte aufweist, die deutlich verschieden sind von den Werten in RCOH.

6 Vergleich der Gewitterzellen mit und ohne Hagel

In diesem Kapitel werden ausschließlich RCOH mit RCMH verglichen. Außerdem erfolgt mithilfe der kategorischen Verifikation eine Auswertung der Hagelkriterien (Kapitel 2.4.4) und der einzelnen polarimetrischen Größen (Kapitel 2.4.3) inwiefern mithilfe dieser Größen zwischen den Hagelzellen und den Zellen ohne Hagel unterschieden werden kann. Für die RCMH sind dies alle Hagelzellen zum Zeitpunkt $t = 0$ min und alle Zellen, denen Hagelmeldungen zugeordnet sind (rote Kreuze in Abbildung 5.1). Insgesamt ergeben sich daraus 83 RCMH. Für die RCOH werden alle Zellen zum Zeitschritt $t = 0$ min und, wenn vorhanden, $t = 5$ min und $t = -5$ min genommen, insgesamt 152 RCOH.

6.1 Vergleich der Streudiagramme

Die Abbildungen 6.1 bis 6.3 zeigen Streudiagramme aller Wertepaare der Reflektivität Z_{hh} mit den entsprechenden polarimetrischen Größen. Die grünen Kreuze markieren die Wertepaare aus den RCOH und die schwarzen Kreuze die Wertepaare aus den RCMH.

Reflektivität und differentielle Reflektivität

Abbildung 6.1 zeigt die Wertepaare der Reflektivität Z_{hh} aufgetragen gegen die differentielle Reflektivität Z_{DR} .

Die RCOH enthalten selten Volumenelemente mit $Z_{DR} < 0$, während dies bei RCMH wesentlich häufiger vorkommt. In RCOH sind daher vermutlich weniger Eisteilchen enthalten, die differentielle Reflektivitäten unter 0 dB ergeben. Zudem gibt es eine Häufung von Wertepaaren mit Reflektivitäten um 55 dBZ und $0 \lesssim Z_{DR} \lesssim 2$ bei RCMH. Für RCOH gibt es eine Häufung von Wertepaaren mit Reflektivitäten um 45 dBZ und $1 \lesssim Z_{DR} \lesssim 3$. Diese beiden Häufungen für RCMH und RCOH entsprechen den Erwartungen (Kapitel 2.4.3). Während bei RCOH keine weitere Häufungen auftritt, gibt es bei den RCMH eine weitere auffällige Häufung im Bereich von $Z_{hh} \approx 40$ und $Z_{DR} \approx 1$. Weitere Untersuchungen zeigen, dass diese Häufung hauptsächlich von lediglich drei verschiedenen RCMH resultiert, die sich hinter starken Niederschlagsbändern befinden. Es ist zu vermuten, dass die starke Reduzierung der Reflektivität gegenüber der Häufung bei 55 dBZ und $0 \lesssim Z_{DR} \lesssim 2$ durch Dämpfungseffekte hervorgerufen wird. Weiterhin finden sich in RCMH für Z_{DR} auch viele Werte von über 2 dB. Eine Ursache dafür ist die Tatsache, dass in Volumenelementen nicht ausschließlich Hagelkörner, sondern auch Wassertropfen enthalten sind. Diese verursachen vermutlich die höheren Werte für Z_{DR} . Es gibt Volumenelemente bei RCMH, die differentielle Reflektivitäten kleiner als -2 dB aufweisen. Dies kann zwei Ursachen haben:

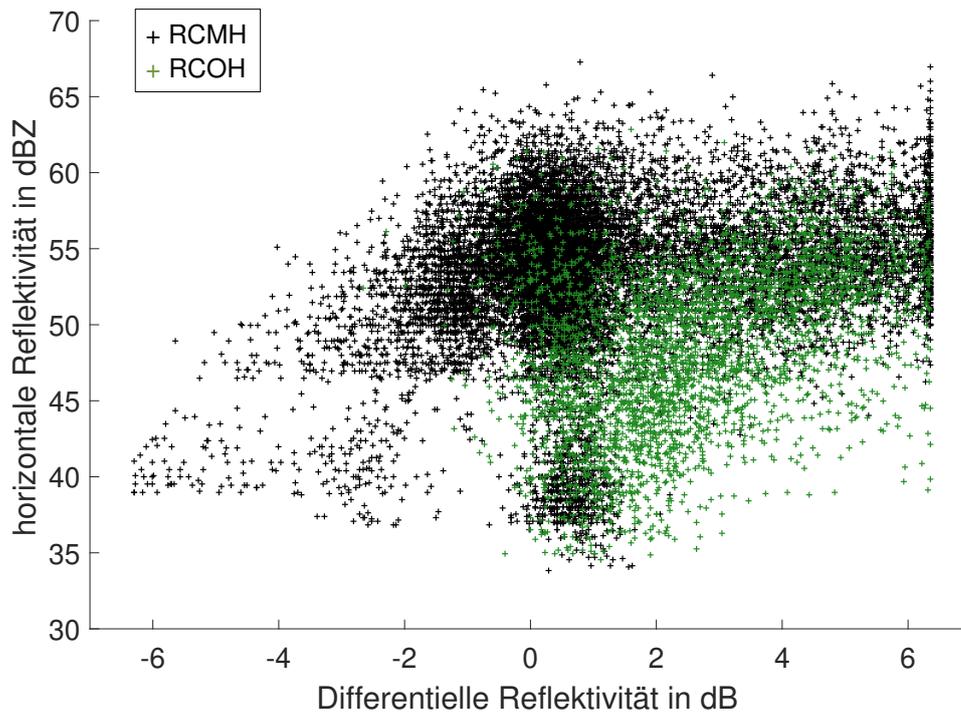


Abbildung 6.1: Streudiagramm aller Volumenelemente der Reflektivität und der differentiellen Reflektivität Z_{DR} für RCMH und RCOH

- (1) die vertikale Achse der Hydrometeore ist in diesem Volumelement wesentlich größer als die horizontale Achse, oder
- (2) diese geringen Werte resultieren aus Resonanzeffekten.

Wie in Kapitel 2.4.5 erläutert, wird der Mie-Bereich bei Hydrometeoren mit einem Durchmesser von mehr als 2 cm verlassen. Da dies bei großen Hagelkörnern durchaus der Fall sein kann, können Resonanzeffekte auftreten, die zusätzlich noch bei Schmelzprozessen der Eisteilchen verstärkt werden. Wie in Abbildung 2.13 zu sehen ist, können in solchen Fällen bei C-Band-Radargeräten betragsmäßig hohe negative Werte auftreten.

Welcher der beiden Punkte letztlich für diese Wertepaare mit $Z_{DR} < -2$ dB verantwortlich ist, lässt sich im Rahmen dieser Arbeit nicht beantworten. Möglich ist auch ein Wechselwirken beider Phänomene. Auffallend ist allerdings die Tatsache, dass solche Werte ausschließlich in RCMH auftreten.

Die höheren Reflektivitäten der RCMH gegenüber den RCOH folgen daraus, dass nach Gleichung (2.57) $Z \propto D^6$ ist. Die größeren Werte von Z_{DR} für die Häufung der Volumenelemente der RCOH weisen auf eine größere Abweichung hinsichtlich einer Kugelform hin (siehe auch Abbildung 2.10).

Reflektivität und spezifische differentielle Phase

Wie in Abbildung 6.2 zu sehen ist, erfolgt die Separation der RCMH von RCOH hauptsächlich über höhere Z_{hh} -Werte. Es zeigen sich für Hagelzellen zwei Häufungen: eine um $Z_{hh} \approx 55$ dBZ und $K_{DP} \approx 0^\circ \text{ km}^{-1}$ und eine um $Z_{hh} \approx 40$ dBZ und $K_{DP} \approx 0^\circ \text{ km}^{-1}$. Diese letztgenannte Häufung ist, wie im vorherigen Abschnitt erläutert, vermutlich auf Dämpfungseffekte zurückzuführen. Im

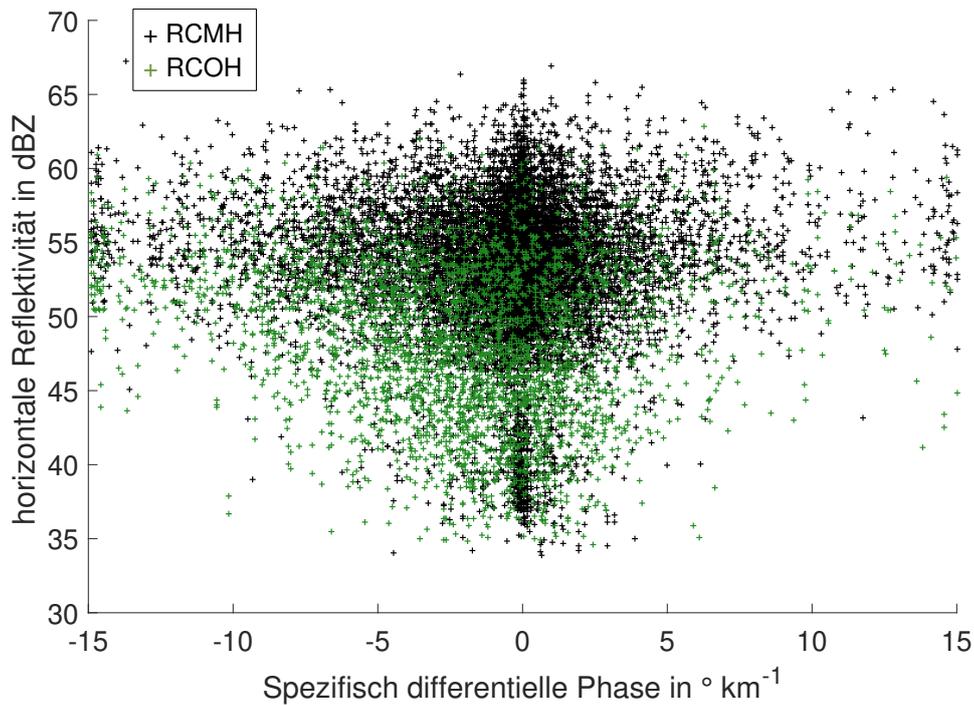


Abbildung 6.2: Streudiagramm aller Volumenelemente der Reflektivität und der spezifisch differentiellen Phase K_{DP} für RCMH und RCOH

Gegensatz zur differentiellen Reflektivität finden sich sowohl bei RCOH als auch bei RCMH Werte aus dem gesamten Wertebereich von -15 bis 15 ° km^{-1} .

Weiterhin treten sowohl bei RCMH als auch bei RCOH mehr negative als positive Werte auf, insbesondere Werte deutlich unter -5 ° km^{-1} . Diese Werte würden auf Hydrometeore hinweisen, die eine größere vertikale als horizontale Achse haben. Es wäre daher zu erwarten, dass diese Werte bei Hagelzellen häufiger auftreten, was jedoch nicht der Fall ist. Außerdem müssten nach der Theorie bei starkem Regen hohe Werte von K_{DP} auftreten, da insbesondere bei großen Regentropfen die horizontale Achse größer als die vertikale ist. Eine solche Häufung von großen, positiven Werten bei den RCOH ist aber nicht erkennbar. Es ist daher davon auszugehen, dass diese Werte nicht aus der Form der Hydrometeore resultieren. Es ist daher zu vermuten, dass die spezifische differentielle Phase stark fehlerbehaftet ist. Die Ursache dafür kann an einem Fehler in der Radarsoftware, oder in der Berechnung der Größe begründet sein. Die spezifische differentielle Phase berechnet sich nach Gleichung (2.60) durch die Differenz der ϕ_{DP} am Ort r_1 und r_2 geteilt durch die Differenz dieser Radien. Dies ist insofern problematisch, da dazu die bereits verrauschte Größe ϕ_{DP} über große Strecken gemittelt werden muss.

Reflektivität und Korrelationskoeffizient

Nach Rinehart (2010) treten für ρ_{hv} Werte zwischen 0,97 und 0,99 bei Regen und Werte zwischen 0,8 und 0,95 bei Hagel auf. Wie in Abbildung 6.3 zu sehen ist, finden sich allerdings für RCMH und RCOH keine augenscheinlichen Häufungen von Wertepaaren in diesen Bereichen. Bei beiden Gruppen findet sich auch sonst keine ausgeprägte Häufung. Es treten sowohl für RCMH als auch für RCOH Werte aus dem gesamten Wertebereich von 0,4 bis 1 auf. Eine eindeutige Unterscheidung zwischen Hagelzellen und Zellen ohne Hagel, beispielsweise anhand verschiedener

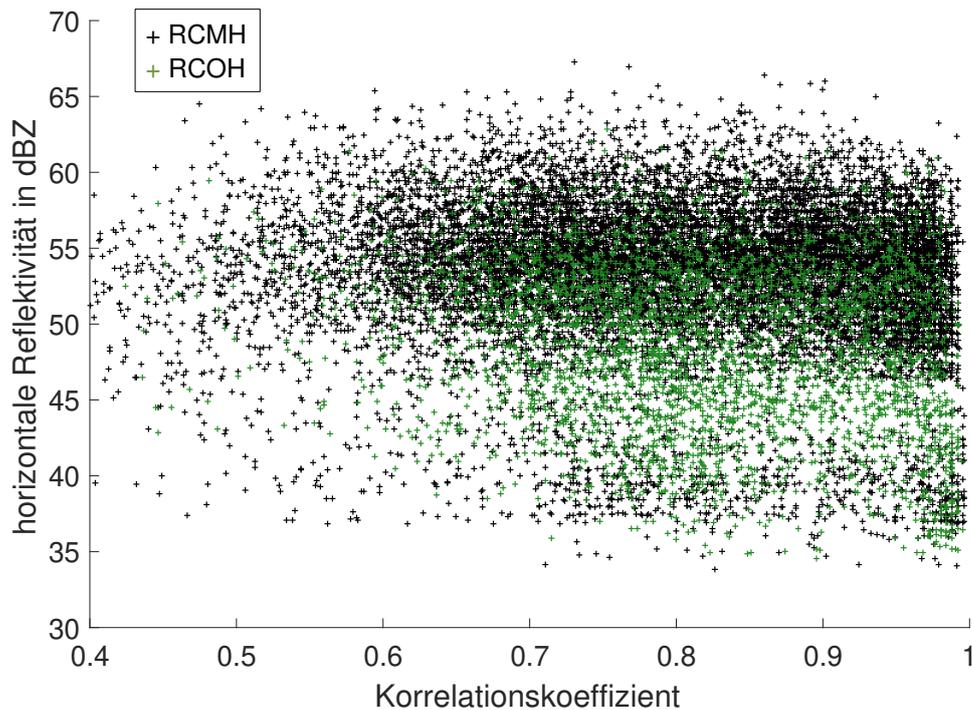


Abbildung 6.3: Streudiagramm aller Volumenelemente zwischen der Reflektivität und dem Korrelationskoeffizient ρ_{hv} für RCMH und RCOH

Häufungspunkte, ist in dieser Grafik nicht auszumachen. Ob trotz der Tatsache, dass für RCMH und RCOH keine verschiedene Häufungen zu erkennen sind, eine Unterscheidung zwischen Hagel und keinem Hagel möglich ist, wird abschließend in Kapitel 6.3 geklärt.

6.2 Statistische Evaluierung von reflektivitätsbasierten Hagelkriterien

Wie in Kapitel 2.4.4 beschrieben, gibt es verschiedene Kriterien, um aus der Reflektivität eines konventionellen Radars, in diesem Fall Z_{hh} , auf Hagel zu schließen. Die Evaluierung der Kriterien erfolgt hier mit Hilfe des in Kapitel 3.3.2 vorgestellten Verfahrens der kategorischen Verifikation. Die Kontingenztabelle ergibt sich aus der Erfüllung des Hagelkriteriums ja/nein und der tatsächlichen Hagelmeldung ja/nein.

Das Masonkriterium ist erfüllt, wenn die Reflektivität einen Wert von 55 dBZ überschreitet. Wie in Kapitel 2.2 erläutert, kommt es nur in einem Teilbereich einer Gewitterzelle zur Hagelbildung. Daher wird für die maximale Reflektivität eines RC der Mittelwert der drei höchsten Werte der Reflektivität Z_{hh} des jeweiligen RC benutzt. Für die Berechnung der Gütemaße werden alle 83 RCMH und 152 RCOH genutzt.

Für die Erfüllung des Waldvogelkriteriums ist mindestens eine Differenz zwischen EchoTop45- und 0 °C-Höhe von 1400 m notwendig. Wenn mehr als zwölf Stunden zwischen der Messung des vertikalen Temperaturprofils durch die Radiosondenmessung und dem Radarscan liegen, wird dieser RC nicht berücksichtigt. Das Waldvogelkriterium wird daher nicht für alle RC berechnet,

Tabelle 6.1: Die Qualitäts- und Gütemaße für das Waldvogel- und Masonkriterium sowie die modifizierten Kriterien. In Klammern stehen die veränderten Schwellenwerte.

Gütemaß	Waldvogel	Mason	Waldvogel (1800 m)	Mason (58.5 dBZ)
POD	0,90	0,90	0,90	0,73
FAR	0,11	0,35	0,07	0,22
POFD	0,07	0,26	0,04	0,11
CSI	0,81	0,61	0,84	0,61
HSS	0,83	0,59	0,86	0,67

und die Anzahl der RCMH reduziert sich auf 69. Als Vergleichsstichprobe dienen 116 RCOH. Tabelle 6.1 zeigt die Gütemaße für das Mason- und Waldvogelkriterium. Das Waldvogelkriterium weist bei allen Gütemaßen mit Ausnahme der POD Werte auf, die näher an dem Wert für die perfekte Vorhersage (siehe Tabelle 3.2) liegen.

Eine Verbesserung dieser Gütemaße ist erreichbar, wenn die Schwellenwerte der Kriterien variiert werden. Abbildung 6.4 zeigt die verschiedenen Gütemaße in Abhängigkeit von der Differenz zwischen EchoTop45- und 0°C-Höhe in 200 m Schritten (links) bzw. in Abhängigkeit der maximalen Reflektivität in 0,5 dBZ-Schritten (rechts). Eine Verbesserung im Sinne eines höheren HSS liefert für das Waldvogelkriterium eine Höhendifferenz von 1800 m und für das Masonkriterium einen Reflektivitätsgrenzwert von 58,5 dBZ. Bei diesem Grenzwert ist der CSI ebenfalls maximal. Die Gütemaße für diese neuen Grenzwerte sind ebenfalls in Tabelle 6.1 aufgestellt. Zwar kommt es beim Mason-Kriterium durch den höheren Grenzwert zu einer geringeren POD, allerdings reduzieren sich gleichzeitig die FAR und die POFD um mehr als 0,1. Nach der Modifikation der beiden Kriterien sind die Gütemaße des Waldvogelkriteriums näher an dem Wert der perfekten Vorhersage.

Puskeiler (2013) berechnete aus der Kombination von Versicherungsdaten mit Radardaten Gütemaße für das Mason- und Waldvogelkriterium und variierte dabei ebenfalls die Grenzwerte. Dabei wird in dem Bereich von 54 bis 56 dBZ der höchste HSS erzielt mit einem Wert von 0,64, also weniger als die hier erzielten 0,67. Der optimale Grenzwert ist etwas niedriger als die hier berechneten 58,5 dBZ. Für das Waldvogelkriterium findet Puskeiler (2013) einen optimalen Grenzwert der Differenz zwischen EchoTop45- und 0°C-Höhe von 3,5 km mit einem HSS von 0,55. Der optimale Grenzwert ist damit deutlich höher als die hier berechneten 1,8 km, und der HSS ist niedriger.

Ein Grund hierfür könnte die Filterung sein, die durch die Kriterien des Algorithmus TRACE3D zur Zelldetektion hervorgerufen wird. Dadurch werden Zellen, deren maximale Reflektivität unter 45 dBZ liegt, nicht detektiert. Dem diesen Berechnungen zugrunde liegenden Datensatz fehlen somit Zellen, deren Reflektivität unter diesem Schwellwert von 45 dBZ liegen.

Auch Kunz und Kugel (2015) geben, unter der Verwendung einer Kombination von Radardaten, Versicherungsdaten und Landnutzungsdaten, für das Masonkriterium einen höheren HSS an als für das Waldvogelkriterium. Eine Ursache dafür könnte sein, dass bei diesen beiden Arbeiten die Kriterien pro interpolierten Gitterpunkt ausgewertet werden, während in der vorliegenden Arbeit

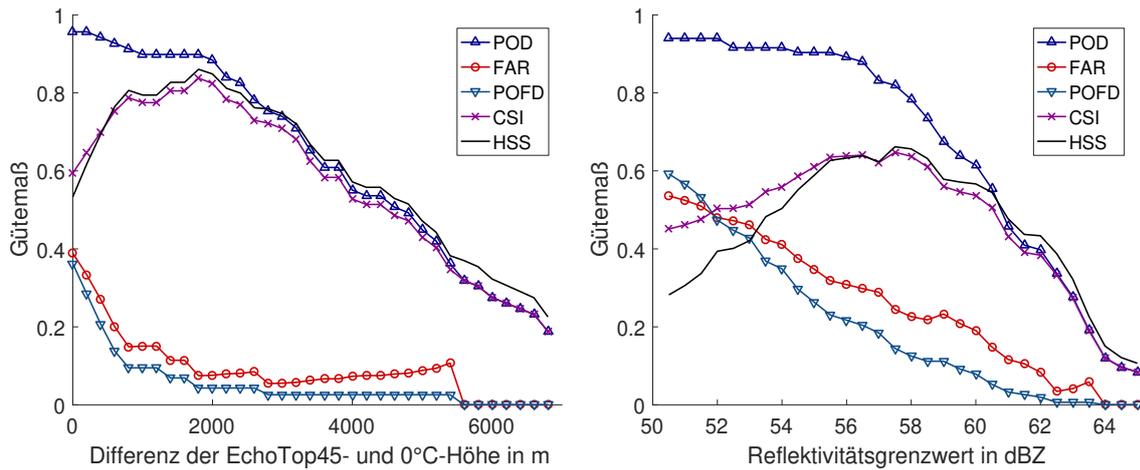


Abbildung 6.4: Verschiedene Gütemaße in Abhängigkeit der Differenz von EchoTop45- und 0°C-Höhe (links) und in Abhängigkeit der maximal gemessenen Reflektivität in dBZ (rechts).

die Auswertung mit Rohdaten des Radars und zellbasiert erfolgt. Vor allem in den Randbereichen einer Gewitterzelle kann es vorkommen, dass das Waldvogelkriterium erfüllt ist, es jedoch nur im Inneren der Zelle zu Hagelschlag kommt (siehe Abbildung 2.5 und 2.8).

6.3 Statistische Evaluierung der polarimetrischen Größen

Um die Güte der einzelnen polarimetrischen Größen hinsichtlich ihrer Hageldetektion zu quantifizieren, erfolgt nun eine Auswertung dieser Größen mithilfe des Verfahrens der kategorischen Verifikation. Die Vorgehensweise ähnelt dem zellbasierten Vorgehen im vorherigen Kapitel. Für die differentielle Reflektivität und den Korrelationskoeffizienten wird zunächst der Mittelwert über die drei kleinsten in einer Zelle gemessenen Werte gebildet und aus diesen Mittelwerten die Gütemaße in Abhängigkeit des Schwellenwerts der jeweiligen polarimetrischen Größe berechnet. Die Begründung für diese Vorgehensweise ist dieselbe wie bei der Reflektivität (siehe Kapitel 6.2).

Das Vorgehen bei der spezifisch differentiellen Phase, der differentiellen Hagelreflektivität und der modifizierten differentiellen Reflektivität unterscheidet sich von dem der anderen polarimetrischen Größen und wird im entsprechenden Unterkapitel erklärt. Für die Berechnung der Gütemaße werden wie im vorherigen Kapitel 6.2 alle 83 RCMH und 152 RCOH genutzt.

Die Abbildungen 6.5 und 6.6 zeigen die Gütemaße für verschiedene Schwellenwerte von ρ_{hv} , Z_{DR} und K_{DP} .

Differentielle Reflektivität

Für die Berechnung der Gütemaße wird der Schwellenwert im Bereich von -3 dB bis 3 dB im Abstand von $0,2$ dB variiert (siehe Abbildung 6.5). Die FAR liegt bei einem Schwellenwert von 0 dB bei $0,33$, das heißt bei etwa einem Drittel der RCOH kommt es zu einem Fehllalarm. Die POD ist bei diesem Grenzwert mit $0,94$ bereits nahe an dem Wert einer perfekten Vorhersage (siehe Tabelle 3.2). Der Schwellenwert 0 dB weist nach der Theorie auf exakt runde Hydrometeore hin. Aus den Werten der FAR und POD bei diesem Schwellenwert lässt sich folgender Schluss ziehen: Sowohl bei RCMH – wo dies auch zu erwarten ist – als auch bei RCOH sind in der Gewitterzel-

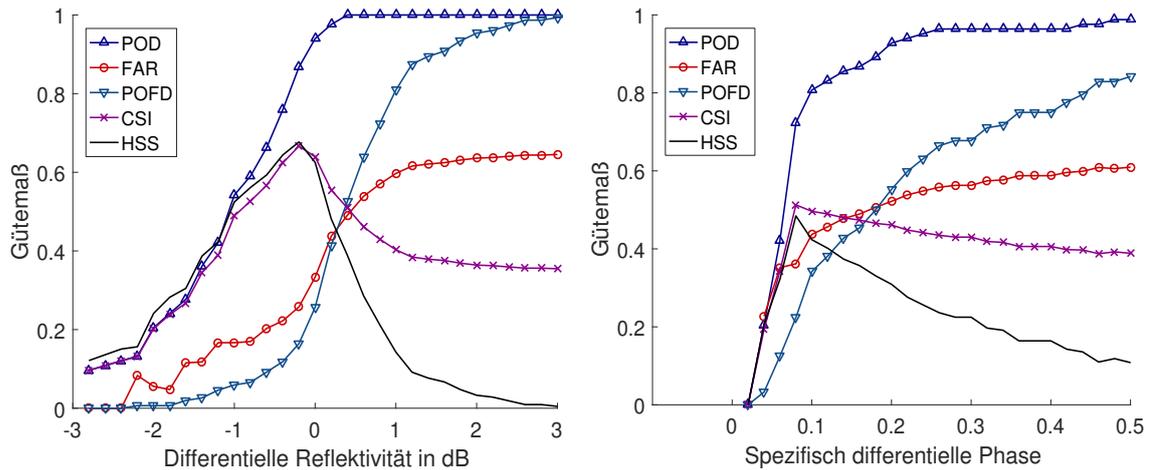


Abbildung 6.5: Verschiedene Gütemaße in Abhängigkeit der Differentiellen Reflektivität (links) und des Grenzwerts für die spezifisch differentielle Phase (rechts).

le vermutlich Eisteilchen vorhanden, die diese Werte von $Z_{DR} \approx 0$ verursachen. Allerdings führt dies nicht automatisch dazu, dass es am Boden zu Hagelschlag kommt. Während bei Schwellwerten über 0 dB die $POD > 0,98$ ist, nimmt die FAR hin zu negativen Grenzwerten ab. Bei einem Schwellwert von -1 dB ergibt sich zum Beispiel eine $FAR = 0,16$ und ein $HSS = 0,52$. Es gibt also Gewitterzellen ohne Hagel, die trotzdem Hydrometeore, die starke negative Werte für Z_{DR} ergeben, enthalten. Diese negativen Werte weisen nach Rinehart (2010) auf Hagel hin. Der optimale Schwellwert – im Sinne eines maximalen HSS – befindet sich bei $-0,2$ dB.

Spezifisch differentielle Phase

Werden, wie bei Z_{DR} , aus dem Mittelwert über die drei kleinsten in einer Zelle gemessenen Werte der spezifisch differentiellen Phase die Gütemaße berechnet, ergibt sich ein Maximum des HSS bei $-11 \text{ } ^\circ \text{ km}^{-1}$ mit $FAR = 0,58$ und $POD = 0,39$. Der CSI liegt bei 0,25 (nicht abgebildet). Diese Werte weichen weit von den Werten einer perfekten Vorhersage ab. Dies weist, ebenso wie die Befunde in Kapitel 6.1, darauf hin, dass bei der spezifisch differentiellen Phase K_{DP} ein im Rahmen dieser Arbeit nicht ermittelbarer systematischer Fehler vorliegt (siehe Kapitel 6.1). Eine sinnvolle physikalische Interpretation dieses Schwellenwerts ist deshalb nicht möglich.

Eine Verbesserung der Vorhersagegüte lässt sich allerdings erreichen, wenn stattdessen der Betrag von K_{DP} verwendet wird. Der Wertebereich des Schwellenwerts liegt zwischen $0 \text{ } ^\circ \text{ km}^{-1}$ und $0,6 \text{ } ^\circ \text{ km}^{-1}$ und wird im Abstand von $0,02 \text{ } ^\circ \text{ km}^{-1}$ variiert (siehe Abbildung 6.5). Bei einem Schwellenwert von $0,08 \text{ } ^\circ \text{ km}^{-1}$ liegt das Maximum des HSS mit einem Wert von 0,49 und damit fast gleich dem maximalen HSS des Korrelationskoeffizienten ($HSS = 0,49$).

Korrelationskoeffizient

Der maximale Wert des HSS beträgt beim Korrelationskoeffizient 0,49. Der Schwellenwert liegt bei $\rho_{hv} = 0,56$. Zwischen einem Schwellenwert von 0,54 und 0,64 ändert sich der CSI nur minimal und liegt bei Werten um 0,68. Auch der HSS reagiert in diesem Bereich nicht sehr sensitiv auf Variationen des Schwellenwerts. In diesem Bereich ist sowohl der Anstieg der FAR als auch der Anstieg der POD ähnlich. Die Anzahl an Zellen, die durch den höheren Schwellenwert als Hagel-

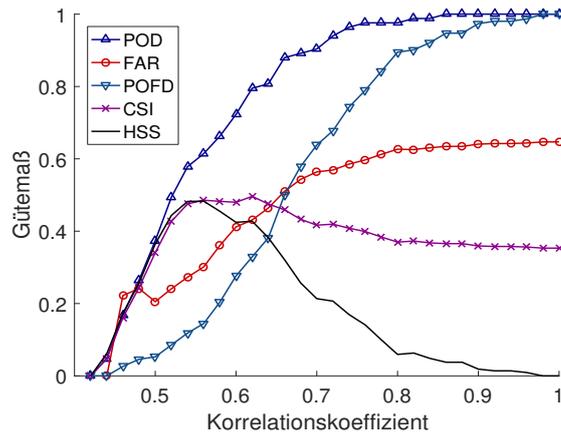


Abbildung 6.6: Verschiedene Gütemaße in Abhängigkeit des Grenzwerts des Korrelationskoeffizienten.

zelle erkannt werden, entspricht ungefähr der Anzahl an Zellen ohne Hagel, die fälschlicherweise als Hagelzelle eingeordnet werden.

Eine Auswertung der Gütemaße zeigt, dass in RCMH eher niedrigere Werte für ρ_{hv} auftreten, als in RCOH. Trotzdem sind die ρ_{hv} -Werte sowohl bei RCMH als auch bei RCOH wesentlich niedriger als bei Rinehart (2010) angegeben (Regen: $\rho_{hv} \geq 0,95$, Hagel: $\rho_{hv} \approx 0,8$).

Die Rotationsgeschwindigkeit des IMK C-Band Radars ist mit 30°s^{-1} bei den untersten zwei Elevationen, beziehungsweise 32°s^{-1} bei den übrigen Elevationen, wesentlich höher als bei anderen Radargeräten. So haben die C-Band Radare des DWD eine Rotationsgeschwindigkeit von lediglich 15°s^{-1} . Aufgrund der höheren Rotationsgeschwindigkeit ist auch die Verweildauer der Radarantenne pro Winkelgrad niedriger.

Für die Berechnung des Korrelationskoeffizienten (siehe Gleichung 2.61) wird eine zeitliche Mittelung der Amplituden aller Pulse durchgeführt. Aufgrund der geringeren Verweildauer der Antenne pro Winkelgrad reduziert sich ebenso die Umverteilungszeit der Hydrometeore zwischen zwei Pulsen (Sauvageot, 1992). Die Anzahl der unabhängigen Messungen ist damit verringert und führt zu kleineren Werten für den Korrelationskoeffizient. Dies ist vermutlich der Grund für die systematische negative Abweichung der ρ_{hv} -Werte von den Angaben der Literatur.

Differentielle Hagelreflektivität

Für die Berechnung des HDR (siehe Gleichung 2.63) werden hier für jede Zelle der Mittelwert über die drei Volumenelemente mit der größten Reflektivität und die drei Volumenelemente mit der geringsten differentiellen Reflektivität verwendet. Der Grenzwert mit dem höchsten HSS liegt mit 40 dB höher als die von Depue et al. (2007) angegebenen 21 dB bzw. 30 dB. Der Grund dafür ist vermutlich die Tatsache, dass hier die drei Volumenelemente mit den maximal bzw. minimal auftretenden Werten für Z_{hh} bzw. Z_{DR} verwendet werden, während Depue et al. (2007) volumenelementweise eine Unterscheidung zwischen Hagel und Regen für die einzelnen Volumenelemente vornimmt. Wie bereits in Kapitel 6.1 diskutiert, treten auch in Gewitterzellen ohne Hagel Volumenelemente mit $Z_{DR} < 0$ dB auf. Dies ist vermutlich der Grund, warum der Grenzwert bei dieser Art der Berechnung höher ist.

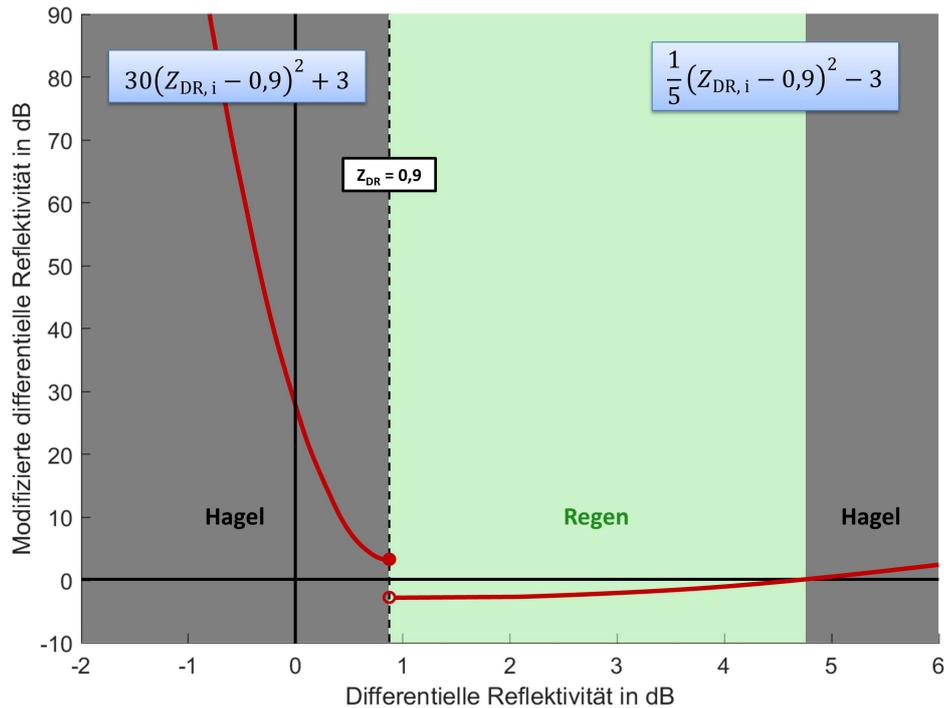


Abbildung 6.7: Veranschaulichung der modifizierten differentiellen Reflektivität. Weitere Erläuterungen im Text.

Wird stattdessen für jedes Volumenelement gemäß Gleichung (2.63) der H_{DR} berechnet und daraus der Mittelwert eines jeden RC gebildet, ergibt sich keine Verbesserung der Vorhersagegüte.

Modifizierte differentielle Phase

Bei der bisherigen Diskussion der Reflektivität und der polarimetrischen Größen ist für jeden RC für die Berechnung der Mittelwerte über drei Volumenelemente, im Fall von Z_{hh} mit den größten bzw. im Fall der polarimetrischen Größen den geringsten Werten, gebildet worden. Eine Ausnahme bildet K_{DP} , bei dem der Mittelwert über die drei Volumenelemente mit dem geringsten Betrag gebildet wurde. Durch diese Methodik wird aber, je nach Anzahl an Volumenelementen eines RCs, nur ein geringer Ausschnitt der Gewitterzelle betrachtet. Aus diesem Grund wird im Rahmen dieser Studie eine alternative Größe eingeführt: die modifizierte differentielle Reflektivität ($Z_{DR,i}$).

Der Berechnung der $Z_{DR,mod,i}$ liegt folgender Gedanke zu Grunde: Wie in Kapitel 6.1 gezeigt, treten sowohl in RCMH als auch in RCOH Volumenelemente mit $Z_{DR} < 0$ dB auf, allerdings ist die relative Häufigkeit bei RCMH größer als in RCOH. Weiterhin nimmt die relative Häufigkeit für kleinere Werte der differentiellen Reflektivität bei RCOH schneller ab, als dies bei RCMH der Fall ist. So existieren Volumenelemente mit $Z_{DR} < -2$ dB fast ausschließlich in Hagelzellen und sind somit ein starkes Indiz für Hagel und werden nach Gleichung (6.1) mit großen Werten gewichtet. Volumenelemente mit $0,9 \text{ dB} \lesssim Z_{DR} \lesssim 4,8 \text{ dB}$ weisen laut Literaturangaben auf Regen hin. Auch die Häufigkeitsverteilungen der GZOH (siehe Abbildung 5.2) zeigen ein Maximum in diesem Wertebereich. Für $Z_{DR,i}$ erfolgt daher ein negativer Wert.

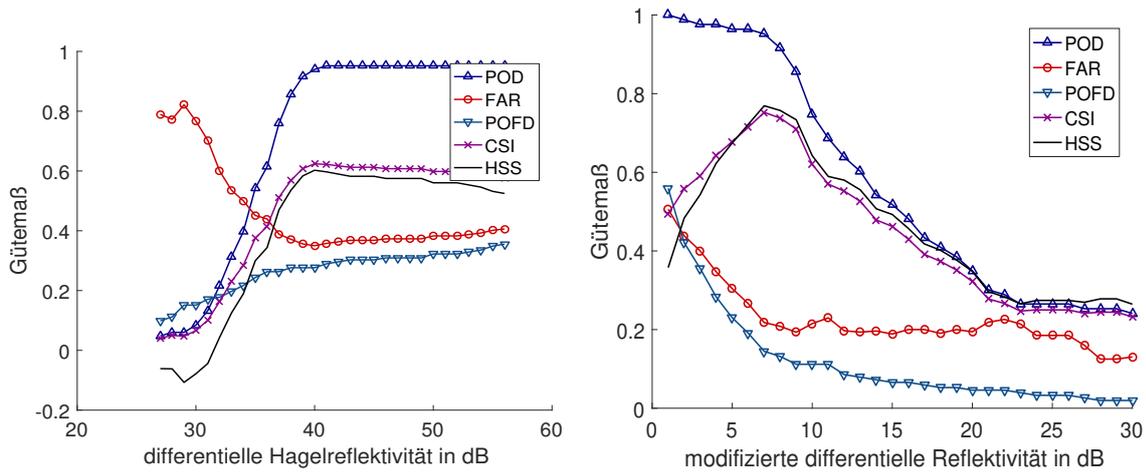


Abbildung 6.8: Verschiedene Gütemaße in Abhängigkeit des Grenzwerts der differentiellen Hagelreflektivität (links) und der modifizierten differentiellen Reflektivität (rechts).

Weiterhin treten Werte von $\gtrsim 4,8$ dB in RCMH häufiger auf als in RCOH. Diese Werte werden nach der Theorie eigentlich von abgeplatteten Hydrometeoren, wie fallenden Regentropfen, verursacht. Allerdings treten Werte von $\gtrsim 4,8$ dB häufiger in RCMH als in RCOH auf. Es ist daher zu vermuten, dass Volumenelemente, mit sehr stark positiven Werten von Z_{DR} durch Resonanzeffekte von großen Eisteilchen hervorgerufen werden können. Da diese aber nicht wie Werte mit $-2 \text{ dB} < Z_{DR}$ ausschließlich in RCMH auftreten, erfolgt eine weniger starke Gewichtung als Werte mit $Z_{DR} < -2 \text{ dB}$.

Diese Überlegungen sind durch die Funktion

$$Z_{DR, \text{mod}, i} = \begin{cases} 30(Z_{DR, i} - 0,9)^2 + 3, & \text{für } Z_{DR, i} \leq 0,9 \\ \frac{1}{5}(Z_{DR, i} - 0,9)^2 - 3, & \text{für } Z_{DR, i} > 0,9 \end{cases} \quad (6.1)$$

zusammengefasst (siehe auch Abbildung 6.7). Der Index i zeigt an, dass diese Berechnung für jedes Volumenelement durchgeführt wird. Die Parameter der Parabeln sind dabei so gewählt, dass der HSS für diesen Datensatz möglichst groß wird.

Für jeden RC wird abschließend der Mittelwert über alle enthaltenen Volumenelemente gebildet. Mit einem variierenden Grenzwert zur Diskriminanz zwischen Gewitterzellen mit und ohne Hagel erfolgt dann die Berechnung der verschiedenen Gütemaße.

Der maximale HSS beträgt 0,77 bei einem Grenzwert von 7 dB. Die FAR ist für Grenzwerte zwischen 6 und 23 dB relativ konstant bei Werten um 0,25. Selbst bei einer vierfachen Erhöhung des Grenzwertes ergibt sich keine Verringerung der FAR. Die Werte der POD reduzieren sich bei einer solchen Vervielfachung des Grenzwertes von Werten nahe 1 auf unter 0,4. Viele RCOH werden also mit dieser Methode fälschlicherweise als RC in Verbindung mit Hagel angesehen. Eine Schwellenwerterhöhung würde die FAR kaum reduzieren.

Tabelle 6.2: Die Qualitätsmaße für die polarimetrischen oder daraus abgeleiteten Messgrößen.

Gütemaß	Z_{DR}	$ K_{DP} $	ρ_{hv}	H_{DR}	Z_{DR} (mod.)
POD	0,87	0,72	0,61	0,94	0,95
FAR	0,26	0,36	0,30	0,35	0,22
POFD	0,16	0,22	0,14	0,28	0,14
CSI	0,67	0,51	0,47	0,62	0,75
HSS	0,68	0,48	0,49	0,60	0,77

Vergleich der konventionellen und polarimetrischen Größen

Die differentielle Reflektivität weist den höchsten HSS von allen polarimetrischen Größen auf (siehe Tabelle 6.2). Die Gütemaße der differentiellen Reflektivität sind denen des modifizierten Masonkriteriums mit einem Grenzwert von 58,5 dBZ ähnlich. Die FAR des modifizierten Masonkriteriums ist mit 0,22 niedriger als die FAR der differentiellen Reflektivität mit 0,26. Allerdings ist gleichzeitig die POD der differentiellen Reflektivität mit 0,87 höher als die POD des modifizierten Masonkriteriums mit 0,73. Die Detektion von Hagel ist also bei der differentiellen Reflektivität höher als beim modifizierten Masonkriterium, allerdings steigt damit auch die FAR.

Die modifizierte differentielle Reflektivität hingegen weist bei allen Gütemaßen Werte auf, die im Vergleich zum modifizierten Masonkriterium näher an den Werten einer perfekten Vorhersage liegen. So ist die POD mit 0,95 höher und die FAR mit 0,22 gleich. Allerdings sollte berücksichtigt werden, dass die Parameter zur Berechnung der modifizierten differentiellen Reflektivität in Gleichung (6.1) so gewählt sind, dass der HSS maximal wird.

Die HDR ist die einzige Größe, die die Reflektivität mit einer polarimetrischen Größe, nämlich der differentiellen Reflektivität, verknüpft. Allerdings weist diese Größe einen niedrigeren HSS als die differentielle Reflektivität und das modifizierte Masonkriterium auf. Bei dieser Größe sollte beachtet werden, dass die Parameter in Gleichung (2.63) nicht für diesen Datensatz optimiert wurden.

Die spezifische differentielle Phase und der Korrelationskoeffizient weisen den niedrigsten HSS von 0,48 auf.

6.4 Evaluierung der Kombination konventioneller und polarimetrischer Größen

Die Frage, ob polarimetrische Größen die Möglichkeit der Hageldetektion durch die konventionelle Größe (diese entsprechen hier der horizontalen Reflektivität Z_{hh}) und daraus abgeleitete Größen (Differenz zwischen EchoTop45 und der 0°C-Höhe) verbessern, soll in diesem Kapitel mit Hilfe eines logistischen Modells abschließend untersucht werden. Dazu werden, wie schon in Kapitel 6.3, die Mittelwerte über die drei Volumenelemente mit den größten Werten bei der Reflektivität Z_{hh} , beziehungsweise den niedrigsten Werten bei der differentiellen Reflektivität Z_{DR}

Tabelle 6.3: Kenngrößen der beiden logistischen Modelle für Z_{hh} und $H_{45 \text{ dBZ}} - H_{0^\circ\text{C}}$. Die letzte Spalte gibt an, ob das jeweilige Modell eine signifikante Erklärungskraft besitzt ($\alpha = 0,05$).

Eingangsgröße	β_0	β_1	HSS	LVT	Sig. LVT
$H_{45 \text{ dBZ}} - H_{0^\circ\text{C}}$	-2,1843	0,0011	0,86	2991,9	1
Z_{hh}	-19,1935	0,3325	0,69	243,0	1

und des Korrelationskoeffizienten ρ_{hv} eines RCs gebildet. Außerdem wird der Mittelwert der modifizierten differentiellen Reflektivität $Z_{DR, \text{mod}}$ über alle Volumenelemente eines RCs verwendet. Die spezifische differentielle Phase K_{DP} wird aufgrund der Vermutung, dass diese Größe einen systematischen Fehler beinhaltet, nicht betrachtet.

Zunächst wird sowohl die einfache Reflektivität Z_{hh} als auch die Differenz zwischen EchoTop45 und der 0°C -Höhe mithilfe der Logistischen Regression auf ihre Vorhersagegüte getestet. Danach soll getestet werden, ob sich die Vorhersagegüte des Modells durch die Hinzunahme der polarimetrischen Größen verbessert. Anhand des LQT kann dann diejenige polarimetrische Größe identifiziert werden, die den größten Beitrag zur Verbesserung der Vorhersagegüte hat. Außerdem wird der maximale HSS berechnet. Dazu wird der optimale Grenzwert p_{Hagel} zur Trennung zwischen Hagelereignissen $y = 1$ und keinem Hagel $y = 0$ gesucht, bei dem der HSS maximal wird.

Eine Untersuchung der Kombinationen von Z_{hh} beziehungsweise der Differenz zwischen EchoTop45 und der 0°C -Höhe mit allen polarimetrischen Größen ergibt für den Varianzinflationsfaktor *VIF* keine Werte über 3. Das heißt, es existieren keine zu hohen Korrelationen zwischen diesen Größen (siehe Kapitel 3.3.3).

Beide Modelle weisen eine signifikante Erklärungskraft auf (siehe Tabelle 6.3). Nach der Evaluierung dieser Größen mithilfe der kategorischen Verifikation war dies auch zu erwarten. Die maximalen HSS beider Größen sind ungefähr gleich den in Kapitel 6.2 berechneten maximalen HSS (Tabelle 6.3).

Im nächsten Schritt erfolgt eine Erweiterung beider logistischen Modelle mit einer neuen Eingangsgröße. Dabei werden alle polarimetrischen Größen verwendet. Mit Hilfe des LQT werden die Größen hinsichtlich ihrer Fähigkeit, den Modellansatz zu verbessern, untersucht.

Reflektivität in Kombination mit allen polarimetrischen Größen

Alle polarimetrischen Messgrößen leisten einen signifikanten ($\alpha = 0,05$) Beitrag zur Verbesserung des nur auf Z_{hh} basierenden Modells, wie die LQT-Werte in Tabelle 6.4 zeigen. Ein Vergleich der LVT-Werte mit der χ^2 -Tabelle zeigt daher folglich, dass alle Modelle eine signifikante ($\alpha = 0,05$) Erklärungskraft aufweisen (nicht in Tabelle enthalten). Dabei schneiden die differentielle Reflektivität als auch die modifizierte differentielle Reflektivität ähnlich gut ab. Die Differenz der LQT-Werte beträgt weniger als 2, während die Differenz zwischen dem LQT-Wert des Korrelationskoeffizienten für beide Größen über 40 liegt. Die Verbesserung durch den Korrelationskoeffizient ist also wesentlich geringer, was sich auch am maximalen HSS mit 0,67 zeigt. Der

Tabelle 6.4: Kenngrößen des erweiterten logistischen Modells für Z_{hh} in Kombination mit den polarimetrischen Größen. β_1 ist der Regressionskoeffizient für Z_{hh} und β_2 der Regressionskoeffizient für die jeweilige polarimetrische Größe. Sig. LQT zeigt an, ob sich die Modellgüte signifikant ($\alpha = 0,05$) verbessert.

Eingangsgröße	β_0	β_1	β_2	LQT	Sig. LQT	HSS
Z_{DR}	-14,2315	0,2303	-1,2959	44,72	1	0,73
ρ_{hv}	-13,6219	0,2797	-4,4834	4,69	1	0,67
$Z_{DR, mod}$	-18,3818	0,3005	0,0849	46,06	1	0,73

Tabelle 6.5: Wie Tabelle 6.4, allerdings für $H_{45 \text{ dBZ}} - H_{0^\circ\text{C}}$ in Kombination mit den polarimetrischen Größen.

Eingangsgröße	β_0	β_1	β_2	LQT	Sig. LQT	HSS
Z_{DR}	-2,93	0,0009	-1,7662	22,99	1	0,86
ρ_{hv}	0,9145	0,0010	-5,0696	3,61	0	—
$Z_{DR, mod}$	-3,2408	0,0010	0,1108	20,87	1	0,84

maximale HSS der differentiellen Reflektivitäten liegt für beide Größen bei 0,73.

Differenz Echotop45- und 0°C-Höhe in Kombination mit allen polarimetrischen Größen

Ein Vergleich der LVT-Werte mit der χ^2 -Tabelle zeigt, dass alle Modelle eine signifikante Erklärungskraft aufweisen (nicht in Tabelle enthalten). Die Kombination aus der Differenz der Echotop45-Höhe und 0°C-Höhe mit der differentiellen Reflektivität und der modifizierten differentiellen Reflektivität weist eine signifikante Verbesserung ($\alpha = 0,05$) der Modellgüte auf, während dies bei der Kombination mit dem Korrelationskoeffizienten nicht gegeben ist (Tabelle 6.5). Der Wert des LQT ist für Z_{DR} am höchsten, allerdings ist die Differenz zum LQT-Wert der modifizierten differentiellen Reflektivität mit 1,12 gering. Das Kriterium zur Hageldetektion, die Differenz der Echotop45-Höhe und 0°C-Höhe, lässt sich also durch die Hinzunahme der differentiellen Reflektivität oder der modifizierten differentiellen Reflektivität verbessern. Allerdings erhöht sich der maximale HSS nicht und weist für beide Größen einen ähnlichen Zahlenwert auf wie bei dem Modell mit der einzelnen Eingangsgröße (Differenz Echotop45- und 0°C-Höhe).

6.5 Einfluss des Hagelkorndurchmessers auf die differentielle Reflektivität und die Vertikalerstreckung

Bei der Betrachtung des Zusammenhangs zwischen Hagelkorndurchmesser und differentieller Reflektivität sowie Differenz der Echotop45- und 0°C-Höhe zeigt sich eine Häufung von der RCMH mit $d \geq 4$ cm im oberen linken Bereich (siehe Abbildung 6.9). Das heißt, dass bei Hagelereignissen mit Korndurchmessern von 4 und mehr cm niedrigere Werte der differentiellen Reflektivität in den

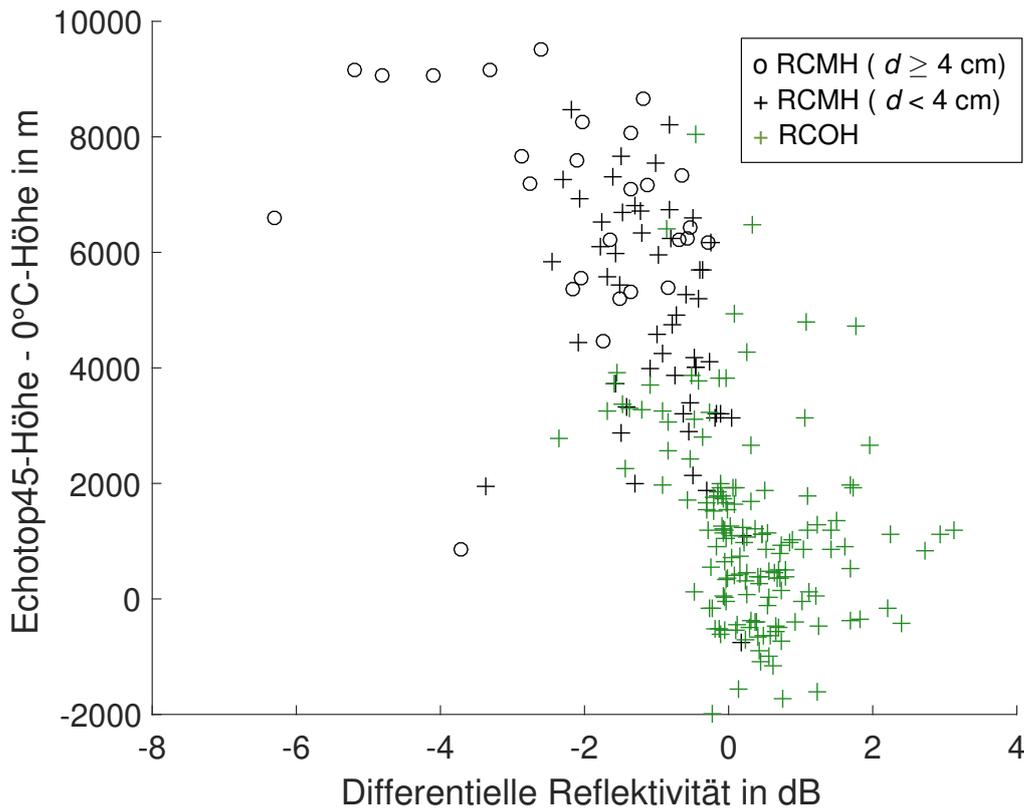


Abbildung 6.9: Streudiagramm der Differenz von EchoTop45- und 0°C-Höhe mit der differentiellen Reflektivität. RCMH mit einem gemeldeten Hagelkorndurchmesser $d \geq 4$ cm sind mit einem schwarzen Kreis dargestellt, $d < 4$ cm mit einem schwarzen Kreuz. Alle RCOH werden durch ein grünes Kreuz abgebildet. RCMH ohne Meldung des Hagelkorndurchmessers sind nicht abgebildet.

jeweiligen RCs auftreten. Außerdem steigt die Vertikalerstreckung der RCs an. Für die Entstehung von Hagelkorndurchmessern mit mehr als 4 cm werden gemäß Gleichung (2.41) starke Aufwinde und eine möglichst lange Verweildauer der Hydrometeore im Aufwindbereich der Gewitterzelle benötigt. Zellen mit einer großen Differenz der EchoTop45- und 0°C-Höhe weisen auf eine Gewitterzelle mit großer Vertikalerstreckung hin. Der in Abbildung 6.9 erkennbare Zusammenhang zwischen großen Hagelkorndurchmessern und einer großen Differenz der EchoTop45- und 0°C-Höhe lässt sich so plausibel erklären.

Weiterhin ist auch ein Zusammenhang zwischen Hagelkorndurchmessern ≥ 4 cm und stark negativen Werten erkennbar. In diesen RCMH treten also Volumenelemente mit großen negativen Werten für ZDR auf. Bei diesen Hagelkorngrößen treten Resonanzeffekte auf (siehe Abbildung 2.13). Es ist daher zu vermuten, dass stark negative Werte aufgrund dieses Effektes bei großen Hagelkorndurchmessern auftreten. Für weitere statistische Analysen ist jedoch der gegebene Stichprobenumfang zu klein. So liegen für Hagelkorngrößen > 4 cm lediglich 30 RCMH vor.

7 Zusammenfassung und Ausblick

Gewitterzellen in Verbindung mit Hagel verursachen in Deutschland immer wieder Schadenssummen von mehreren Milliarden Euro. Um durch kurzfristige Maßnahmen Schäden zu verringern, sind möglichst präzise Vorhersagen derartiger Hagelstürme notwendig. Mithilfe von Radarmessungen ist es möglich, Gewitterzellen zu lokalisieren und aus der vergangenen Zugbahn die zukünftige Zugbahn zu extrapolieren. Zwar ist eine Unterscheidung zwischen Gewitterzellen mit und ohne Hagel allein auf Basis von einfacher, horizontaler Reflektivität prinzipiell möglich (Mason, 1972; Waldvogel et al., 1979), allerdings sind dabei die Unsicherheiten relativ groß. Es treten Detektionswahrscheinlichkeiten von unter 80% und Fehlalarmraten von über 30% auf (zum Beispiel Kunz und Kugel, 2015; Puskeiler et al., 2016). Die Unterscheidung zwischen Gewitterzellen mit und ohne Hagel zu verbessern, ist daher Gegenstand aktueller Forschung.

Verschiedene Arbeiten zeigen, dass anhand polarimetrischer Größen wie der differentiellen Reflektivität Z_{DR} , der spezifischen differentiellen Phase K_{DP} und des Korrelationskoeffizienten ρ_{hv} eine Verbesserung der Hageldetektion erzielt werden kann (zum Beispiel Depue et al., 2007; Ryzhkov et al., 2013).

Seit Juli 2013 ist am IMK des KIT am Campus Nord ein C-Band Dual-Pol Doppler-Radar im Einsatz, das die oben genannten polarimetrischen Größen misst. Eine Untersuchung, ob sich die Unterscheidbarkeit zwischen Gewitterzellen mit und ohne Hagel unter Verwendung der polarimetrischen Messgrößen des IMK-Radars verbessert, war Ziel dieser Arbeit.

Dazu wurden in dieser Arbeit zwei verschiedene Radardatensätze mit Hilfe des IMK-Radars generiert. Der Algorithmus TRACE3D ist in der Lage, Gewitterzellen in Radarmessungen zu detektieren und zeitlich zu verfolgen. TRACE3D detektiert Zellen anhand der horizontalen Reflektivität. Volumenscans werden dazu nach Volumenelementen mit $Z_{hh} > 45$ dBZ durchsucht. In diesen Gebieten wird die maximale Reflektivität ermittelt und alle Volumenelemente, für die $Z_{hh} \leq Z_{hh, \max}$ gilt, als zum RC zugehörig festgelegt.

Die Detektion von Gewitterzellen wird zum Beispiel durch große Niederschlagsgebiete erschwert, da diese die Radarstrahlung dämpfen können.

Basierend auf den von TRACE3D verfolgten Gewitterzellen erfolgte eine Aufteilung der Zugbahnen in Gewitterzüge mit und ohne Hagel. Um diese Aufteilung vornehmen zu können, wurden zwei verschiedene Datensätze an Hagelbeobachtungen verwendet. Zum einen standen landwirtschaftliche Versicherungsdaten der Vereinigten Hagelversicherung aus dem Jahr 2014 mit einer hohen räumlichen Abdeckung, jedoch einer geringen temporalen Auflösung (tageweise) zur Verfügung, zum anderen Hagelbeobachtungen in Form der ESWD von 2013 bis 2017 mit einer höheren

zeitlichen Auflösung, aber einer geringen räumlichen Abdeckung. In der ESWD sind Meldungen verschiedener Quellen mit unterschiedlicher räumlicher und zeitlicher Genauigkeit gespeichert. Für manche Meldungen ist zusätzlich auch der maximal beobachtete Hageldurchmesser verzeichnet.

Zur Berechnung der 0 °C-Höhe wurden die Radiosondendaten der Station Stuttgart-Schnarrenberg des DWD verwendet.

An Tagen, an denen keine Hagelmeldung in den Versicherungsdaten vorliegt, wurde davon ausgegangen, dass kein Hagel aufgetreten ist. Von TRACE3D an diesen Tagen verfolgte Gewitterzüge wurden als Gewitterzüge ohne Hagel festgelegt.

Diese Vorgehensweise setzt voraus, dass bei einem Hagelereignis landwirtschaftliche Schäden hervorgerufen werden und diese auch in den Daten der landwirtschaftlichen Versicherung verzeichnet sind. Kommt es lediglich über nicht landwirtschaftlich versicherter Fläche zu Hagelschlag, so kann der Gewitterzug fälschlicherweise als Gewitterzelle ohne Hagel eingeordnet werden. Da die räumliche Abdeckung der Versicherungsdaten aber relativ groß ist, tritt dieser Fall vermutlich nur selten ein. Weiterhin setzt diese Vorgehensweise voraus, dass die versicherten Flächen für Hagel schadensanfällig sind. Um diesen Umstand zu berücksichtigen, sind in dieser Arbeit GZOH nur aus dem Zeitraum vom 30. April 2014 bis zum 5. August 2014 verwendet worden. In dieser Zeitspanne ist die Landwirtschaft besonders anfällig.

Ausgehend von den Meldungen in der ESWD erfolgte eine manuelle Zuordnung zu den Gewitterzügen. Dies war aufgrund der unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Genauigkeit der verschiedenen Quellen notwendig. Meldungen von Sturmjägern sind beispielsweise genauer als Zeitungsberichte zu einem Hagelereignis.

Sowohl die Zuordnung als auch die Meldungen selbst weisen Unsicherheiten auf.

Zwei auf konventionellen Radardaten basierende Kriterien wurden in dieser Arbeit ausgewertet: Das Masonkriterium unterscheidet zwischen Gewitterzellen mit und ohne Hagel anhand der maximal auftretenden Reflektivität. Der Schwellenwert ist dabei 55 dBZ.

Das Waldvogelkriterium unterscheidet Gewitterzellen mit und ohne Hagel anhand der vertikalen Erstreckung. Zellen, deren Differenz der Echotop45-Höhe und der 0 °C-Höhe mehr als 1,4 km beträgt, werden als Hagelzellen gewertet.

Eine Evaluierung dieser auf konventionellen Radardaten basierenden Kriterien mit Hilfe der kategorischen Verifikation ergibt mit diesem Datensatz einen HSS von 0,83 für das Waldvogelkriterium und einen HSS von 0,59 für das Masonkriterium. Einen größeren HSS lässt sich durch eine Erhöhung der Schwellenwerte erzielen. Wird statt einer Differenz von 1,4 km (Waldvogelkriterium) eine Differenz von 1,8 km verwendet, erhöht sich der HSS auf 0,86. Auch das Masonkriterium weist bei einem Schwellenwert von 58,5 dBZ einen höheren HSS von 0,67 auf.

Eine Untersuchung der RC zeigte, dass die spezifische differentielle Phase K_{DP} vermutlich einen systematischen Fehler enthält, dessen Ursprung aber im Rahmen dieser Arbeit nicht ermittelt werden konnte.

Die Evaluierung der verbleibenden zwei polarimetrischen Größen ergab für Z_{DR} einen maximalen HSS von 0,68 bei einem Schwellenwert von $-0,2$ dB. Für ρ_{HV} ergab sich ein maximaler HSS von 0,49 bei einem Schwellenwert von 0,56. Durch eine in dieser Studie entwickelten Modifikation der differentiellen Reflektivität $Z_{DR, mod}$ ließ sich der maximale HSS auf 0,77 erhöhen. Der HDR (Depue et al., 2007), der aus den beiden Eingangsgrößen Z_{DR} und Z_{hh} die differentielle Hagelreflektivität H_{DR} berechnet, lieferte für den verwendeten Datensatz einen maximalen HSS von 0,59.

Zur Beantwortung der Frage, ob sich die auf konventionellen Radardaten basierenden Hagelkriterien durch die Hinzunahme einer polarimetrischen Größe verbessern lassen, bediente sich diese Studie des logistischen Modells.

Die Modellgüte des nur auf Z_{hh} basierenden logistischen Modells verbesserte sich durch die Hinzunahme jeder polarimetrischen Größe signifikant ($\alpha = 0,05$). Die größte Verbesserung erzielte die differentielle Reflektivität und die modifizierte Reflektivität. Der LQT-Wert war bei diesen Größen fast identisch, während der LQT-Wert des Korrelationskoeffizienten wesentlich niedriger war.

Das Modell mit der Differenz der Echotop45- und 0°C -Höhe als Eingangsgröße erfuhr nur unter Verwendung von Z_{DR} oder $Z_{DR, mod}$ eine signifikante ($\alpha = 0,05$) Verbesserung.

Eine Untersuchung des Zusammenhangs zwischen Z_{DR} , der Differenz der Echotop45- und 0°C -Höhe und der maximal auftretenden Hagelkorngröße zeigte, dass RC in Zusammenhang mit einem Korndurchmesser von $d \geq 4$ cm eine besonders große Vertikalausdehnung mit stark negativen Z_{DR} -Werten aufweisen. Eine Validierung mit statistischen Methoden ist allerdings aufgrund des geringen Umfangs der Stichprobe (30 RCMH) nicht erfolgt.

Die Analyse des zeitlichen Verlaufs der Gewitterzellen zeigt bei allen polarimetrischen Größen keine eindeutige Zunahme der auf Hagel hinweisenden Werte.

Vermutlich ist für eine Untersuchung des zeitlichen Verlaufs die von TRACE3D gesetzte Untergrenze für die RC von 45 dBZ zu hoch gewählt. Gewitterzellen werden von TRACE3D erst ab diesem Wert als RC erkannt.

Zur Untersuchung der Gewitterzellen, bevor diese Reflektivitäten von 45 dBZ aufweisen, könnte der Algorithmus weiterentwickelt werden, indem die Gewitterzelle nicht nur zeitlich vorwärts, sondern auch rückwärts verfolgt wird. Dazu müsste aus dem Verlagerungsvektor der mögliche Ort im letzten Volumenscan berechnet werden und innerhalb eines Suchradius die Reflektivitätsuntergrenze abgesenkt werden. So könnte die zeitliche Entwicklung der Gewitterzellen über einen längeren Zeitraum analysiert werden.

Die Parameter zur Berechnung der modifizierten differentiellen Reflektivität sind für diesen Datensatz hinsichtlich einer optimalen Trennung zwischen RCMH und RCOH bestimmt. Daher sollte eine Überprüfung dieser Größe mithilfe der kategorischen Verifikation an einem unabhängigen Datensatz erfolgen. Auch das logistische Modell könnte durch die Hinzunahme weiterer polarimetrischer Größen erweitert und mit Hilfe anderer Datensätze getestet werden.

Die Evaluierung sowohl der polarimetrischen, als auch der konventionellen Größen erfolgte in dieser Arbeit zellbasiert. Mithilfe von Versicherungsdaten könnte, ähnlich wie bei Kunz und Kugel (2015) sowie Puskeiler et al. (2016) eine Evaluierung mit interpolierten Radardaten mit einer größeren räumlichen Auflösung erfolgen.

Literatur

- AMS 2017. Glossary of Meteorology. [online]. American Meteorological Society. Verfügbar unter: <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Hail> [Zugriff am 30.11.17].
- Auer, J. A. und August, H. 1994. Hail recognition through the combined use of radar reflectivity and cloud-top temperatures. *Mon. Wea. Rev.* 122(9):2218–2221.
- Aydin, K., Seliga, T. und Balaji, V. 1986. Remote sensing of hail with a dual linear polarization radar. *J. Climate Appl. Meteor.* 25(10):1475–1484.
- Backhaus, K., Erichson, B., Plinke, W. und Weiber, R. 2015. *Multivariate Analysemethoden: Eine anwendungsorientierte Einführung*. 14. Aufl. Berlin u. a.: Springer-Verlag.
- Balakrishnan, N. und Zrnic, D. 1990. Use of polarization to characterize precipitation and discriminate large hail. *J. Atmos. Sci.* 47(13):1525–1540.
- Banta, R. M. 1990. The role of mountain flows in making clouds. In: Blumen, W. (Hrsg.) *Atmospheric processes over complex terrain*. Boston, MA: American Meteorological Society:229–283.
- Beard, K. V. und Chuang, C. 1987. A new model for the equilibrium shape of raindrops. *J. Atmos. Sci.* 44(11):1509–1524.
- Bertram, I. 2005. *Bestimmung der Wasser- und Eismasse hochreichender konvektiver Wolken anhand von Radardaten, Modellergebnissen und konzeptionellen Betrachtungen*. Bd. 36. Wiss. Ber. Inst. Meteorol. Klimaforsch. Karlsruhe: Universitätsverlag Karlsruhe.
- Bjerknes, J. 1938. Saturated-adiabatic ascent of air through dry-adiabatically descending environment. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 64:325–330.
- Blahak, U. 2005. *Analyse des Extinktionseffektes bei Niederschlagsmessungen mit einem C-Band Radar anhand von Simulation und Messung*. Bd. 35. Wiss. Ber. Inst. Meteorol. Klimaforsch. Karlsruhe: Universitätsverlag Karlsruhe.
- Blair, S. F., Deroche, D. R., Boustead, J. M., Leighton, J. W., Barjenbruch, B. L. und Gargan, W. P. 2011. A radar-based assessment of the detectability of giant hail. *Electronic J. Severe Storms Meteor.* 6(7):1–30.
- Bluestein, H. B. und Parks, C. R. 1983. A synoptic and photographic climatology of low-precipitation severe thunderstorms in the southern plains. *Mon. Wea. Rev.* 111(10):2034–2046.

- Bolton, D. 1980. The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.* 108(7):1046–1053.
- Bringi, V. N. und Chandrasekar, V. 2001. *Polarimetric Doppler weather radar: principles and applications*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Bringi, V., Seliga, T. A. und Aydin, K. 1984. Hail detection with a differential reflectivity radar. *Science*. 225(4667):1145–1147.
- Browning, K. 1966. The lobe structure of giant hailstones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 92(391):1–14.
- Browning, K., Frankhauser, J., Chalon, J.-P., Eccles, P., Strauch, R., Merrem, F., Musil, D., May, E. und Sand, W. 1976. Structure of an evolving hailstorm part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.* 104(5):603–610.
- Byers, H. R. und Braham, R. R. 1949. *The thunderstorm: report of the Thunderstorm Project*. Washington, DC: U.S. Govt. Print. Off.
- Davies-Jones, R. 1984. Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms. *J. Atmos. Sci.* 41(20):2991–3006.
- Depue, T. K., Kennedy, P. C. und Rutledge, S. A. 2007. Performance of the hail differential reflectivity (HDR) polarimetric radar hail indicator. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 46(8):1290–1301.
- Dittmann, A., Fischer, S., Huhn, J. und Klinger, J. 1995. *Repetitorium der technischen Thermodynamik*. Wiesbaden: Springer-Verlag.
- Dixon, M. und Wiener, G. 1993. TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis and now-casting – A radar-based methodology. *J. Atmos. Oceanic Tech.* 10(6):785–797.
- Doswell III, C. A. 1985. *The Operational Meteorology of Convective Weather. Volume 2. Storm Scale Analysis*. Techn. Ber. NOAA ERL ESG-15.
- 1987. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting* 2(1):3–16.
- Doswell III, C. A. und Rasmussen, E. N. 1994. The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Wea. Forecasting* 9(4):625–629.
- Dotzek, N., Groenemeijer, P., Feuerstein, B. und Holzer, A. M. 2009. Overview of ESSL’s severe convective storms research using the European Severe Weather Database ESWD. *Atmos. Res.* 93(1):575–586.
- Etling, D. 2008. *Theoretische Meteorologie: Eine Einführung*. Berlin u. a.: Springer-Verlag.

- Federer, B. und Waldvogel, A. 1975. Hail and raindrop size distributions from a Swiss multicell storm. *J. Appl. Meteor.* 14(1):91–97.
- Fovell, R. G. und Ogura, Y. 1989. Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure. *J. Atmos. Sci.* 46(20):3144–3176.
- Fukuta, N. und Takahashi, T. 1999. The growth of atmospheric ice crystals: A summary of findings in vertical supercooled cloud tunnel studies. *J. Atmos. Sci.* 56(12):1963–1979.
- Geer, I. W. 1996. *Glossary of weather and climate: with related oceanic and hydrologic terms*. Boston, MA: American Meteorological Society.
- Gessler, S. E. und Petty, S. E. 2013. Hail Fundamentals and General Hail-Strike Damage Assessment Methodology. In: Petty, S. E. (Hrsg). *Forensic Engineering: Damage Assessments for Residential and Commercial Structures*. London u. a.: CRC Press:23–67.
- Götze, W., Deutschmann, C. und Link, H. 2002. *Statistik–Managementwissen für Studium und Praxis*. München: Wissenschaftsverlag Oldenbourg.
- Guggenheim, E. 1937. The theoretical basis of Raoult’s law. *Transactions of the Faraday Society* 33:151–156.
- Handwerker, J. 2002. Cell tracking with TRACE3D – A new algorithm. *Atmos. Res.* 61(1):15–34.
- Heinselman, P. L. und Ryzhkov, A. V. 2006. Validation of polarimetric hail detection. *Wea. Forecasting* 21(5):839–850.
- Hohl, R. und Schiesser, H. H. 2001. Cloud-to-ground lightning activity in relation to the radar-derived hail kinetic energy in Switzerland. *Atmos. Res.* 56(1):375–396.
- Holleman, I. 2001. *Hail detection using single-polarization radar*. Ministerie van Verkeeren Waterstaat: Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut.
- Holton, J. R. und Hakim, G. J. 2012. *An introduction to dynamic meteorology*. 5. Aufl. London u. a.: Academic press.
- Hoose, C. und Möhler, O. 2012. Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: a review of results from laboratory experiments. *Atmos. Chem. Phys.* 12(20):9817–9854.
- Houze, R. A. 2014. *Cloud dynamics*. 2. Aufl. London u. a.: Academic press.
- Houze, R. A., Biggerstaff, M., Rutledge, S. und Smull, B. 1989. Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 70(6):608–619.

- Illingworth, A., Goddard, J. und Cherry, S. 1986. Detection of hail by dual-polarization radar. *Nature* 320(6061):431–433.
- Johnson, J. T., MacKeen, P. L., Witt, A., Mitchell, E. D. W., Stumpf, G. J., Eilts, M. D. und Thomas, K. W. 1998. The Storm Cell Identification and Tracking Algorithm: An Enhanced WSR-88D Algorithm. *Wea. Forecasting* 13(2):263–276.
- Jolliffe, I. T. und Stephenson, D. B. 2003. *Forecast verification: a practitioner's guide in atmospheric science*. Hoboken, NJ: John Wiley & Sons.
- Kaltenböck, R., Diendorfer, G. und Dotzek, N. 2009. Evaluation of thunderstorm indices from ECMWF analyses, lightning data and severe storm reports. *Atmos. Res.* 93(1):381–396.
- Kalthoff, N., Adler, B., Barthlott, C., Corsmeier, U., Mobbs, S., Crewell, S., Träumner, K., Kottmeier, C., Wieser, A., Smith, V. und Di Girolamo, P. 2009. The impact of convergence zones on the initiation of deep convection: A case study from COPS. *Atmos. Res.* 93(4):680–694.
- Kaschuba, M. 2014. Schadenklassifikation von Hagel. [online]. Verfügbar unter: <http://www.hagelunwetter.de/inhalt/hagelskala.pdf> [Zugriff am 18.11.17].
- Keenan, T., Glasson, K., Cummings, F., Bird, T., Keeler, J. und Lutz, J. 1998. The BMRC/NCAR C-band polarimetric (C-Pol) radar system. *J. Atmos. Oceanic Tech.* 15(4):871–886.
- Keenan, T. 2003. Hydrometeor classification with a C-band polarimetric radar. *Australian Meteorological Magazine* 52(1):23–31.
- Knight, N. C. 1981. The climatology of hailstone embryos. *J. Appl. Meteor.* 20(7):750–755.
- Kottmeier, C., Kalthoff, N., Barthlott, C., Corsmeier, U., Van Baelen, J., Behrendt, A., Behrendt, R., Blyth, A., Coulter, R., Crewell, S., Di Girolamo, P., Dorninger, M., Flamant, C., T. F., Hagen, M., Hauck, C., Höller, H., Hartmut Konow, H., Kunz, M., Mahlke, H., Mobbs, S., Richard, E., Steinacker, R., Weckwerth, T., Wieser, A. und Wulfmeyer, V. 2008. Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during COPS. *Meteor. Z.* 17(6):931–948.
- Kraus, H. 2007. *Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie*. 3. Aufl. Berlin u. a.: Springer-Verlag.
- Kunz, M. 2007. The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 7(2):327–342.
- Kunz, M. 2016. *Meteorologische Naturgefahren*. Vorlesungsskript. Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Kunz, M. und Kugel, P. I. 2015. Detection of hail signatures from single-polarization C-band radar reflectivity. *Atmos. Res.* 153:565–577.

- Lamb, D. und Verlinde, J. 2011. *Physics and chemistry of clouds*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Lemon, L. R. und Doswell III, C. A. 1979. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.* 107(9):1184–1197.
- Maddox, R. A. 1980. Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 61(11):1374–1387.
- Makitov, V. 2007. Radar measurements of integral parameters of hailstorms used on hail suppression projects. *Atmos. Res.* 83(2):380–388.
- Markowski, P. und Richardson, Y. 2010. *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. Hoboken, NJ: John Wiley & Sons.
- Marwitz, J. D. 1972. The structure and motion of severe hailstorms. Part II: Multi-cell storms. *J. Appl. Meteor.* 11(1):180–188.
- Mason, B. J. 1972. The physics of clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 98(417):708–708.
- Miller, L. J., Tuttle, J. D. und Knight, C. A. 1988. Airflow and hail growth in a severe northern High Plains supercell. *J. Atmos. Sci.* 45(4):736–762.
- Munich Re 2016. Loss potential from severe thunderstorms in Europe is increasing. Münchner Rückversicherungsgesellschaft. [online]. Verfügbar unter: <http://www.munichre.com/en/media-relations/publications/press-releases/2016/2016-03-02-press-release/index.html> [Zugriff am 20.12.17].
- Newton, C. W. und Fankhauser, J. C. 1975. Movement and propagation of multicellular convective storms. *Pure and applied geophysics* 113(1):747–764.
- Owens, J. C. 1967. Optical refractive index of air: dependence on pressure, temperature and composition. *Appl. optics* 6(1):51–59.
- Probert-Jones, J. 1962. The radar equation in meteorology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 88(378):485–495.
- Pruppacher, H. R. und Klett, J. D. 2010. *Microphysics of Cloud and Precipitation*. 2. Aufl. Dordrecht u. a.: Springer Netherlands.
- Punge, H. und Kunz, M. 2016. Hail observations and hailstorm characteristics in Europe: A review. *Atmos. Res.* 176:159–184.
- Puskeiler, M. 2013. *Radarbasierte Analyse der Hagelgefährdung in Deutschland*. Bd. 59. Wiss. Ber. Inst. Meteorol. Klimaforsch. Karlsruhe: KIT Scientific Publishing.

- Puskeiler, M., Kunz, M. und Schmidberger, M. 2016. Hail statistics for Germany derived from single-polarization radar data. *Atmos. Res.* 178:459–470.
- Rauber, R., Walsh, J. und Charlevoix, D. 2014. *Severe & Hazardous Weather: An Introduction to High Impact Meteorology*. Dubuque, Iowa: Kendall/Hunt Publishing Company.
- Rieger, D. 2017. *Der Einfluss von natürlichem Aerosol auf Wolken über Mitteleuropa*. Bd. 71. Wiss. Ber. Inst. Meteorol. Klimaforsch. Karlsruhe: KIT Scientific Publishing.
- Rinehart, R. E. 2010. *Radar for meteorologists or you, too, can be a radar meteorologist, part III*. 5. Aufl. Nevada, Missouri: Rinehart Publications.
- Ryzhkov, A. V., Kumjian, M. R., Ganson, S. M. und Khain, A. P. 2013. Polarimetric radar characteristics of melting hail. Part I: Theoretical simulations using spectral microphysical modeling. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 52(12):2849–2870.
- Sauvageot, H. 1992. *Radar meteorology*. London u. a.: Artech House Publishers.
- Schaefer, J. T. 1990. The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting* 5(4):570–575.
- Seliga, T. A. und Bringi, V. 1976. Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteor.* 15(1):69–76.
- Simpson, R. 1978. On the computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.* 106(1):124–130.
- Vereinigte Hagelversicherung VVaG 2017. Versicherte Flächen in Deutschland. [online]. Verfügbar unter: www.vereinigte-hagel.net/de/unternehmen/fakten-und-zahlen/ [Zugriff am 16.11.17].
- Visser, P. J. und Heerden, J. van 2000. Comparisons of hail kinetic energy derived from radar reflectivity with crop damage reports over the eastern Free State. *Water S.A.* 26(1):91–96.
- Vivekanandan, J., Ellis, S., Oye, R., Zrnich, D., Ryzhkov, A. und Straka, J. 1999. Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 80(3):381–388.
- Waldteufel, P. und Corbin, H. 1979. On the analysis of single-Doppler radar data. *J. Appl. Meteor.* 18(4):532–542.
- Waldvogel, A., Federer, B. und Grimm, P. 1979. Criteria for the detection of hail cells. *J. Appl. Meteor.* 18(12):1521–1525.
- Weisman, M. L. und Klemp, J. B. 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.* 110(6):504–520.

- 1984. The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.* 112(12):2479–2498.
 - 1986. Characteristics of isolated convective storms. In: Ray P. S. (Hrsg.) *Mesoscale meteorology and forecasting*. Boston, MA: American Meteorological Society:331–358.
- Ying, D. und Jingbo, L. 1998. Numerical simulation about the hailstone growing processes in super cell, multi cell, and single cell hailstorm. *Acta Meteorologica Sinica* 56(5):529–539.
- Young, K. C. et al. 1993. *Microphysical processes in clouds*. Oxford: Oxford University Press.
- Ziegler, C. L., Ray, P. S. und Knight, N. C. 1983. Hail growth in an Oklahoma multicell storm. *J. Atmos. Sci.* 40(7):1768–1791.
- Zrnic, D. S. und Ryzhkov, A. V. 1999. Polarimetry for weather surveillance radars. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 80(3):389–406.

Danksagung

Mein ganz besonderer Dank gilt zu allererst Prof. Dr. Michael Kunz für die sehr gute fachliche und inhaltliche Betreuung meiner Arbeit. Seine aufmerksame Begleitung sowie zahlreiche Ideen und seine lockere Art haben sehr zur Fertigstellung der Arbeit beigetragen. Ich möchte mich auch dafür bedanken, dass er meine Teilnahme am zweiten europäischen Hagelworkshop ermöglicht hat.

Herrn Prof. Dr. Christoph Kottmeier möchte ich für die Übernahme des Korreferats danken.

Ich möchte mich auch bei allen Mitgliedern meiner Arbeitsgruppe bedanken für die lockere, gute Stimmung und die Offenheit und Diskussionsbereitschaft bei meteorologischen Fragen. Außerdem denke ich gerne an unseren gemeinsamen Skiurlaub in Österreich zurück. Bedanken möchte ich mich auch bei Sanna Mohr für die hilfreiche Einführung in das logistische Modell, ebenso Heinz-Jürgen Punge für die Hilfe bei dem Programm GIS.

Außerdem gilt mein Dank Jan Handwerker, dessen Hilfe bei Fragen zu Funktionen des Algorithmus TRACE3D und zu technischen Aspekten des IMK-Radars diese Arbeit überhaupt ermöglicht hat. Ich möchte mich auch bei allen Studenten für die lockere, aber auch produktive Atmosphäre in unserem Arbeitsraum bedanken.

Ein ganz besonderer Dank geht auch an Jan Wandel. Seine vielen, wertvollen Gedanken sowohl zu fachlichen als auch zu außerfachlichen Themen haben die Zeit meiner Masterarbeit, aber auch das gesamte Studium sehr bereichert. Durch seine Hilfe und Begleitung durfte ich sehr viele schöne, aber auch manche herausfordernde Phasen während des Studiums erleben.

An dieser Stelle möchte ich mich besonders bei meinem besten Freund Michael Maier-Gerber bedanken, der aufopferungsvoll in der letzten, heißen Phase des Schreibens zahlreiche zielführende Korrekturvorschläge eingebracht hat. Außerdem möchte ich mich für unsere super Freundschaft bedanken, die mich auch durch schwere Phasen gestützt hat.

Ein ganz besonderer Dank gilt auch meiner ganzen Familie: Mama und Papa, Tini und Dan, ihr habt heldenhaft in zahlreichen nächtlichen Korrekturschlachten euch durch die spannende Welt der Meteorologie gekämpft. Ohne euren Einsatz wäre diese Arbeit nicht in der jetzigen Form zustande gekommen. Sabine und Dave, auch euch danke ich für die nächtlichen Korrekturen aus dem fernen England. Michi und Jenni, vielen Dank für entspannende Golfstunden und die Zeit, die ihr mir auch mit eurem Kleinen geschenkt habt.

Zu allerletzt möchte ich mich bei meiner lieben Ehefrau Rahel bedanken. Ohne Dich wäre diese Arbeit nicht zustande gekommen. Danke für deine Unterstützung, egal zu welcher Uhrzeit, und die Liebe, die Du mir jeden Tag wieder neu schenkst.

Besonders möchte ich Gott danke sagen und ihm die Ehre geben für die Kraft, die er mir schenkt, die vielen lieben Menschen, die er mir zur Seite stellt, und die Freude, seine Schöpfung erforschen zu dürfen.

Erklärung

Ich versichere wahrheitsgemäß, die Arbeit selbstständig verfasst, alle benutzten Hilfsmittel vollständig und genau angegeben und alles kenntlich gemacht zu haben, was aus Arbeiten anderer unverändert oder mit Abänderungen entnommen wurde sowie die Satzung des KIT zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis in der jeweils gültigen Fassung beachtet zu haben.

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

Karlsruhe, den 22. Dezember 2017

Markus Augenstein