Analyse des Zusammenhangs zwischen Hagelereignissen und Frontalsystemen in Westeuropa

Analysis of the relation between hail events and frontal systems in Western Europe

Masterarbeit im Fach Meteorologie von

Sven Baumstark

Januar 2017



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

Referent: Korreferent: PD Dr. Michael Kunz Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Inhaltsverzeichnis

1	l Einleitung			5		
2	Meteorologische Grundlagen					
	2.1	Hochr	eichende Konvektion	9		
		2.1.1	Konvektionsauslösung	9		
		2.1.2	Schichtung und Stabilität	12		
		2.1.3	Gewittersysteme und Windscherung	15		
		2.1.4	Stabilitäts- und Konvektionsparameter	18		
2.2 Hagelbildung und -wachstum		pildung und -wachstum	20			
		2.2.1	Mikrophysikalische Vorgänge	20		
		2.2.2	Makrophysikalische Vorgänge	22		
		2.2.3	Radarreflektivität und Mason-Kriterium	23		
	2.3	Fronte	n und Konvergenzlinien	25		
3	Date	on und l	Mathadan	20		
3	2.1 Dederbegierte Cowitterzüge und Deremeterliste		posierte Gewitterzüge und Parameterlicte	20 20		
	3.1					
	3.2	Fromenanarysen				
	3.5	ESWD-Weidungen				
3.5 Verschneiden von ESWD Meldungen und Gewitterzügen		nneiden von ESWD-Meldungen und Gewitterzügen	32			
	 5.5 verschneiden von ES w D-Weidungen und Gewitterzügen		nung und Abstandsberechnung der Gewitterzüge zu Fronten	35		
	5.0					
4	Erg	ebnisse		37		
	4.1 Räumliche Verteilung und Eigenschaften von Gewitterzügen, ESWD-Meldungen und Hagelzügen		iche Verteilung und Eigenschaften von Gewitterzügen,			
			D-Meldungen und Hagelzügen	37		
		4.1.1	Gewitterzüge	37		
		4.1.2	ESWD-Meldungen	41		
		4.1.3	Hagelzüge	43		
		4.1.4	Zeitliche und räumliche Variabilität der Hagelzüge und Hagelkorndurch-			
messer			messer	48		
	4.2	Fronta	le Zusammenhänge	51		
		4.2.1	Frontenhäufigkeit und frontale Gewitterzüge	51		

		4.2.2	Eigenschaften der frontalen Gewitterzüge	56				
		4.2.3	Frontale Hagelzüge	60				
	4.3 Luftmasseneigenschaften			62				
		4.3.1	Mittlere Bedingungen im Sommerhalbjahr	63				
		4.3.2	Vertikale Windscherung	67				
		4.3.3	Konvektive Größen	77				
5	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen							
A	Anh	ang		85				
Lit	Literaturverzeichnis							

1. Einleitung

In den Sommermonaten treten in Mittel- und Westeuropa schwere Gewitter häufig auf. Zum Teil gehen sie mit unwetterartigen Begleiterscheinungen wie Starkregen, Hagel oder Sturmböen einher. Ein Großteil der dadurch verursachten Schäden geht von großem Hagel aus. Hagelereignisse haben meist eine lokal sehr begrenzte Ausdehnung oft nur von wenigen Quadratkilometern. Sie sind aber, wenn sie in besiedelten Gebieten auftreten, im Fall von Hagelkörnern mit mehreren Zentimetern Durchmesser mit erheblichen Schadensummen verbunden. Klimatisch bedingt treten in Deutschland zwar im Süden häufiger Gewitter auf als im Norden. Prinzipiell können aber sehr schwere Hagelereignisse überall auftreten (Mohr und Kunz, 2013). Von Schäden sind dann vor allem Gebäude, Infrastrukturen, Fahrzeuge und landwirtschaftliche Produkte betroffen (Gessler und Petty, 2013). In weiten Teilen Mitteleuropas (z.B. in Süddeutschland, Österreich und der Schweiz) verursachen schwere Hagelgewitter den größten Anteil der Elementarschäden an Gebäuden. In Baden-Württemberg sind fast 40 % der Gebäudeschäden mit Hagelschlag verbunden (Kunz und Puskeiler, 2010).

Grundsätzlich gilt: Je größer der Hagelkorndurchmesser, desto höher das Gewicht und die Fallgeschwindigkeit (Houze Jr, 2014). Für zunehmende Hagelkorndurchmesser steigt die kinetische Energie beim Aufprall stark an (< 0,1 J bei 1 cm, ca. 1 J bei 2 cm, ca. 10 J bei 4 cm und ca. 100 J bei 7 cm Hagelkorndurchmesser; Kaschuba, 2014; Gessler und Petty, 2013). An Autos und in der Landwirtschaft sind bereits ab einem Korndurchmesser von etwa 1,5 cm Schäden zu erwarten (Allianz, 2013). Zwar sind schwere Hagelereignisse mit Korngrößen von über 5 cm Durchmesser eher selten, sie verursachen jedoch ein hohes Schadenausmaß.

Beispielsweise fielen am 28. Juli 2013 in einem Gebiet von Schramberg bis nach Aalen in Südwestdeutschland bei einem heftigen Superzellengewitter Hagelkörner mit einem Durchmesser von bis zu 8 cm vom Himmel. Dabei wurden 80.000 Gebäude zum Teil stark beschädigt. Zusammen mit dem Hagelgewitter vom 27. Juli 2013 über der Mitte Deutschlands entstand ein versicherter Schaden in Höhe von 3,5 Mrd. Euro (Munich Re, 2016). Die beiden Hagelereignisse Ende Juli 2013 markieren damit den höchsten jemals durch eine Naturkatastrophe verursachten versicherten Schaden in Deutschland (Munich Re, 2014). Nur wenige Tage später, am 06. August 2013, wurde bei Undingen auf der Schwäbischen Alb das größte jemals beobachtete Hagelkorn mit einem Durchmesser von 14,1 cm und einem Gewicht von 360 g registriert (GEA, 2013 und Kaschuba, 2014). Hagelstürme mit Schäden in Millionenhöhe sind aber keine neue Erscheinung. Am Abend des 12. Juli 1984 suchte ein schweres Hagelunwetter Südbayern und Teile Münchens heim. Tennisballgroße Hagelkörner bis 9 cm verursachten Gesamtschäden von 1,5 Mrd. Euro (Munich Re, 2014).

Angesichts der immensen Schadensummen auch in anderen Ländern wie Frankreich oder der Schweiz stehen Hagelereignisse und deren Auslöser seit kurzer Zeit verstärkt im Fokus aktueller Forschung. Aufgrund der unvollständigen Hagelbeobachtungen über einen längeren Zeitraum von mehreren Jahrzehnten werden für die Analyse der zeitlichen Variabilität oft indirekte Klimadaten, sogenannte Proxys, verwendet, beispielsweise in Form von hagelrelevanten Konvektionsparametern. Aus diesen Proxys bestimmte statistische Analysen über langjährige Zeitreihen ergaben für manche Gebiete einen statistisch signifikanten Anstieg des Konvektionspotentials in Deutschland und weiten Teilen Mitteleuropas bei gleichzeitig sehr hoher zeitlicher Variabilität (Mohr und Kunz, 2013). Für die Zukunft wird eine leichte Zunahme des Hagelpotentials erwartet (Mohr et al., 2015b).

Hagelstürme können verschiedene Organisationsformen aufweisen, die sich wiederum auf das Schadenausmaß auswirken. Hochreichende Konvektion als Ursache der Hagelstürme kann durch unterschiedliche Prozesse ausgelöst werden (Markowski und Richardson, 2011). Lokalskalig kann bodennahe Feuchtekonvergenz in der planetaren Grenzschicht Konvektion auslösen, die etwa durch Um- oder Überströmungen von Bergen oder inhomogene Landnutzungen verursacht wird (Barthlott et al., 2010). Von Wettervorhersage-, Klimamodellen oder Reanalysen werden diese Mechanismen in der Regel nicht oder oft nur ungenügend wiedergegeben. Mesoskalige Prozesse hingegen bestimmen, ob die Voraussetzungen für hochreichende Konvektion überhaupt gegeben sind, wie hoch das Potential für Schwergewitter ist und wie sich die Gewitterzellen gegebenenfalls organisieren können, zum Beispiel als Einzel-, Multi-, Superzellen oder mesoskalige konvektive Systeme (Houze Jr, 2014). Oft sind Multizellen oder Superzellen für schwere Hagelereignisse verantwortlich. Zur Bildung von Hagelkörnern müssen Eiskristalle und unterkühlte Wassertröpfchen vorhanden sein. Zahlreich verfügbar sind diese in organisierten Gewittersystemen, wo die Verweildauer und vertikale Erstreckung ausreichend ist, sodass durch Gefrier- und Bereifungsprozesse Hagelkörner mit großen Durchmessern entstehen können. Neben den Luftmasseneigenschaften (Feuchte, Temperatur und Stabilität) sind auf der Mesoskala auch Hebungsantriebe in der mittleren und oberen Troposphäre entscheidend als Auslösemechanismus für Feuchtkonvektion (Kottmeier et al., 2008). Zu erwähnen sind hierbei Frontensysteme, insbesondere Kaltfronten, und Konvergenzlinien.

Wegen der Querzirkulation, der Kaltluftadvektion in der Höhe und der damit einhergehenden Zunahme der Labilität sowie der vertikalen Windscherung sind die atmosphärischen Bedingungen in Frontnähe günstig für die Entstehung hochreichender Konvektion (Schemm et al., 2015a und Schemm et al., 2016a). Im Nordwesten der Schweiz, im südlichen Voralpenland und stromauf von Jura und Schwarzwald waren im Zeitraum von 2002 bis 2013 rund 40 % aller Hagelereignisse mit Fronten verbunden (Schemm et al., 2016a). Da dies für weitere Gebiete Mittel- und Westeuropas bislang nicht bekannt ist, soll dies in dieser Arbeit untersucht werden. Dazu werden Hagelmeldungen der European Severe Weather Database (ESWD) aus den Jahren 2005 bis 2014 mit radarbasierten Gewitterzügen kombiniert. Ein Ergebniskatalog von tatsächlich aufgetretenen Hagelereignissen verbunden mit den aus Radardaten abgeleiteten Hagelsignalen lag bis dato nicht vor. Die Gewitterzüge und mit Hagelmeldungen versehenen Hagelzüge wiederum werden anschließend mit Fronten in Zusammenhang gebracht. Dazu liegen Frontenanalysen von Schemm et al. (2015b) bzw. Schemm und Sprenger (2015) basierend auf ERA-Interim-Reanalysen vor. Damit lassen sich Aussagen treffen, inwieweit sich Hagelereignisse je nach Abstand zur Kaltfront unterscheiden und wie sich Fronten im Mittel auf den Hagelkorndurchmesser auswirken. Weiterhin ist das Ziel der Arbeit, Unterschiede zwischen frontalen und nicht-frontalen Gewitterzügen herauszustellen. Dazu werden Frontenhäufigkeit, vertikale Windscherung, konvektive Energie und Temperaturdifferenz zwischen zwei Schichten in die Analysen einbezogen und auf mögliche Einflussfaktoren wie Orographie und Kontinentalität hin untersucht.

In Kapitel 2 dieser Masterarbeit werden die meteorologischen Grundlagen für die Entstehung von Schwergewittern diskutiert. Anschließend folgt in Kapitel 3 die Beschreibung der verwendeten Datensätze und Methoden. Kapitel 4 enthält die Ergebnisse der Kombination von Hagelbeobachtungen und Radardaten sowie den Zusammenhang mit Kaltfronten. Abschließend werden in Kapitel 5 die wichtigsten Erkenntnisse zusammengefasst und ein kurzer Ausblick auf zukünftige Arbeiten gegeben.

2. Meteorologische Grundlagen

Im folgenden Kapitel werden die meteorologischen Grundlagen der Gewitterentstehung und Hagelbildung sowie der Frontentheorie diskutiert.

2.1 Hochreichende Konvektion

Hochreichende Konvektion ist Bedingung für die Bildung von Hagelgewittern. Konvektive Zellen gehen zum Teil mit unwetterartigen Erscheinungen einher. Neben Starkwindböen, Starkniederschlägen und Blitzschlag tritt auch Hagelschlag auf. Diese Wetterphänomene bergen für Mensch und Natur ein hohes Gefährdungs- und Schadenpotential. Für das Verständnis dieser Arbeit muss daher ein Grundwissen zur Konvektionsauslösung und deren Ursachen gelegt werden. Die theoretischen Grundlagen sind gut dokumentiert, beispielsweise in Bott (2012), Groenemeijer (2009), Klose und Klose (2014), Liljequist (2013) sowie Markowski und Richardson (2011).

Unter Konvektion (lat. convectum: zusammengebracht) versteht man in der Meteorologie ein kleinskaliges Phänomen, bei dem durch Vertikalbewegungen Impuls, Energie und Wasserdampf transportiert werden. Für die Konvektionsauslösung sind verschiedene Prozesse und Ursachen auf unterschiedlichen Raum- und Zeitskalen verantwortlich. Die Mechanismen überlappen und wechselwirken häufig miteinander. Das macht die Konvektionsauslösung zu einem komplexen Vorgang, der oft nur schwer vorherzusagen ist.

Als flach wird Konvektion bezeichnet, wenn das horizontale Ausmaß gegenüber der vertikalen Skala groß ist. Bei hochreichender Konvektion reicht die vertikale Erstreckung bis an den Oberrand der Troposphäre.

2.1.1 Konvektionsauslösung

Generell wird zwischen erzwungener und freier Konvektion unterschieden. Bei erzwungener Konvektion wird ein Fluid durch externe mechanische Kräfte und Inhomogenitäten der Oberfläche vertikal verfrachtet. Beispielsweise bei der Über- oder Umströmung von Bergen treten Druckgradientkräfte auf, die zum Vertikaltransport führen können. Bei freier Konvektion sind Dichteanomalien für die Vertikalbewegung des Fluids verantwortlich. Beispielsweise steigt durch starke Erwärmung bodennaher Luftschichten aufgrund von Sonneneinstrahlung die warme Luft wegen ihrer geringeren Dichte auf. Andernorts sinkt aus Gründen der Kompensation kühlere und damit dichtere Luft ab.

Nimmt man die Vertikalkomponente der Eulerschen Bewegungsgleichung

$$\rho \frac{dw}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g \tag{2.1}$$

mit der Höhe z, der Zeit t sowie der Vertikalkomponente der Geschwindigkeit w und zerlegt den Druck p und die Dichte ρ in einen mittleren homogenen Grundzustand ($\overline{\psi}$) und Abweichungen davon (ψ'),

$$\rho = \overline{\rho} + \rho' \tag{2.2}$$

$$p = \overline{p} + p' \tag{2.3}$$

setzt diese in Gleichung (2.1) ein und dividiert anschließend durch $\overline{\rho}$, so ergibt sich

$$\left(1+\frac{\rho'}{\overline{\rho}}\right)\frac{dw}{dt} = -g - \frac{\rho'}{\overline{\rho}}g - \frac{1}{\overline{\rho}}\frac{\partial\overline{p}}{\partial z} - \frac{1}{\overline{\rho}}\frac{\partial p'}{\partial z}.$$
(2.4)

Dabei ist g die Schwerebeschleunigung der Erde. Für die gemittelten Größen gilt die hydrostatische Approximation

$$\frac{\partial \overline{p}}{\partial z} = -\overline{\rho}g. \tag{2.5}$$

Wird diese in Gleichung (2.4) eingesetzt, so heben sich die Terme eins und drei der rechten Seite auf. Gemäß der Boussinesq-Approximation ist ρ' gegenüber $\overline{\rho}$ vernachlässigbar klein in der substantiellen Ableitung (linke Seite der Gleichung). Daraus folgt:

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\overline{\rho}}\frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\overline{\rho}}g = -\frac{1}{\overline{\rho}}\frac{\partial p'}{\partial z} + B.$$
(2.6)

Der zweite Term rechts stellt den Auftrieb $B = -\frac{\rho'}{\overline{\rho}}g$ dar. Der erste Term ist die Abweichung vom hydrostatischen Gleichgewicht.

Mit der Zustandsgleichung für ein ideales Gas für die Störungen

$$p' = \rho' R_L T' \tag{2.7}$$

mit der Temperatur T, der spezifischen Gaskonstante für trockene Luft $R_L \approx 287, 1 \text{ J} (\text{kg K})^{-1}$ und für kleine Druckstörungen $\frac{p'}{\overline{p}} \approx 0$ folgt

$$B = -g\frac{\rho'}{\overline{\rho}} \approx g\frac{T'_v}{\overline{T_v}} = g\left(\frac{T_{v,P} - T_v}{\overline{T_v}}\right).$$
(2.8)

 T_v und $T_{v,P}$ sind die virtuelle Temperatur der Umgebung und des Luftpakets, die neben dem

gemittelten Wasserdampf-Mischungsverhältnis r_V auch das gemittelte Flüssigwasser-Mischungsverhältnis r_L berücksichtigt:

$$T_v \approx T(1+0, 61r_V - r_L).$$
 (2.9)

Ein Luftpaket erfährt nur dann eine positive Auftriebsbeschleunigung B, wenn es eine höhere Temperatur $T_{v,P}$ als seine Umgebung mit T_v besitzt.

In mittleren Breiten gibt es drei notwendige, aber nicht hinreichende Entstehungsbedingungen für hochreichende Konvektion (Doswell, 1987 und Houze, 1993):

- 1) Die Troposphäre muss bedingt, latent oder potentiell instabil geschichtet sein. Dadurch gelangt warme Luft vom Boden rasch in höhere Troposphärenschichten.
- In den unteren Troposphärenschichten müssen Luftmassen mit einem hohen Feuchteanteil vorhanden sein. Durch Freisetzung latenter Wärme bei der Kondensation während des Aufstiegs intensiviert sich der Auftrieb.
- 3) Es muss ein Hebungsmechanismus zur Auslösung existieren (Orlanski, 1975). Dieser kann induziert werden durch eine Erwärmung und einer damit einhergehenden Labilisierung der unteren Luftschichten, durch verschieden starke Erwärmung der Oberfläche, durch erzwungene Hebung infolge von Gebirgsüber-/-umströmung, durch Konvergenzbereiche beispielsweise orographiebedingt oder vorderseitig einer Front, durch Querzirkulationen an Fronten (Prenosil et al., 1995) oder durch großskalige Hebungsantriebe vorderseitig eines Höhentrogs/-tiefs (Kunz, 2015).

Insbesondere Hebungsgebiete auf der Vorderseite eines Höhentrogs können zur verbreiteten Auslösung von Gewitterzellen führen, sofern die übrigen Voraussetzungen erfüllt sind.

Gemäß der Omega-Gleichung, die aus der Vorticitygleichung bei quasi-geostrophischen Bedingungen und dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik abgeleitet werden kann, sind drei Terme maßgeblich für Vertikalbewegungen auf der synoptischen Skala.

$$\left(\sigma\nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\omega = -f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left[-\mathbf{v}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f)\right] - \frac{R_L}{p} \nabla^2 \left[-\mathbf{v}_g \cdot \nabla_p T\right] - \frac{R_L}{c_p p} \nabla^2 H \quad (2.10)$$

Die Omega-Gleichung beinhaltet die Vertikalgeschwindigkeit im p-System ω , einen Stabilitätsparameter σ , den Coriolisparameter f, den Coriolisparameter auf der β -Ebene f_0 , den geostrophischen Wind \mathbf{v}_g , die relative Vorticity ζ_g des geostrophischen Winds und die Summe der diabatischen Wärmeübergänge H.

Der linke Term ist proportional zu $-\omega$, $-\omega$ wiederum ist proportional zur Vertikalgeschwindigkeit w im z-System. Die Terme auf der rechten Seite stellen die differenzielle Vorticityadvektion (erster Term), den Laplace der Temperaturadvektion (zweiter Term) und den Laplace der diabatischen Wärmeübergänge (dritter Term) dar. Hebung ist folglich besonders in solchen Gebieten kräftig, wo die Summe aus mit der Höhe zunehmender positiver Vorticityadvektion (oder abnehmender negativer Vorticityadvektion), der kräftigsten Warmluftadvektion (oder schwächsten Kaltluftadvektion) sowie der maximalen diabatischen Wärmezufuhr (oder des minimalen Wärmeentzugs) am größten ist. Das Zusammenspiel von diesen drei hebungswirksamen Vorgängen geht oft trogvorderseitig vonstatten. Eine Vielzahl von hagelträchtigen Gewittertagen tritt bei zyklonalen Südwestwetterlagen auf (Ehmann, 2010), wenn die ersten beiden Entstehungsbedingungen für hochreichende Konvektion erfüllt sind.

Abhängig von der Art der Hebung existieren für Luftpakete verschiedene Kondensationsniveaus. Bei erzwungener Hebung (z.B. Hebung durch die Orographie oder an einer Front) eines feuchten, ungesättigten Luftpakets findet solange eine trockenadiabatische Abkühlung (siehe 2.1.2) statt, bis das Luftpaket gesättigt ist und Kondensation einsetzt. Dieses Niveau heißt Hebungskondensationsniveau (HKN, engl. lifting condensation level, LCL) und stellt die Wolkenuntergrenze bei erzwungener Hebung dar. Es kann in thermodynamischen Diagrammpapieren als Schnittpunkt zwischen der Linie konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses und der Trockenadiabaten, jeweils ausgehend von den gemessenen Bodenwerten oder einem Mittel aus den unteren Schichten, bestimmt werden.

Steigt das Luftpaket nach Erreichen des HKN weiterhin gezwungen auf (dazu sind entsprechende Hebungsbedingungen nötig), folgt es der Feuchtadiabaten (siehe Abschnitt 2.1.2). Beim Niveau der freien Konvekion (NFK, engl. level of free convection, LFC) ist es gleich warm wie seine Umgebung. Oberhalb kann es aufgrund der höheren Temperatur gegenüber seiner Umgebung und der damit geringeren Dichte frei aufsteigen.

Werden die bodennahen Luftschichten beispielsweise tagsüber durch starke Sonneneinstrahlung ausreichend erhitzt, können Luftpakete auch frei aufsteigen. Die Höhe, bei dem sie nach trockenadiabatischem Aufstieg Sättigung erreichen, nennt man Kumuluskondensationsniveau (KKN, engl. cumulus condensation level, CCL). Es ist die Untergrenze von Kumuluswolken bei freier Konvektion. In thermodynamischen Diagrammen lässt sich das KKN über den Schnitt der Linie gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses, ausgehend von der Taupunkttemperatur am Boden, und dem Temperaturprofil bestimmen. Freie und erzwungene Konvektion erfolgt bis zur Wolkenobergrenze (WO), auch Niveau neutralen Aufstiegs (NNA, engl. equilibrium level, EL) genannt. Oberhalb dieses Niveaus ist die Umgebungstemperatur höher und hindert die Luftpakete am weiteren Aufstieg.

2.1.2 Schichtung und Stabilität

Eine wichtige Rolle bei der Entstehung von Gewittern spielt die Vertikalschichtung der Atmosphäre. Abhängig vom vertikalen Temperaturgradienten kann die Atmosphäre stabil, neutral oder labil geschichtet sein (z.B. Holton und Hakim, 2012; Kraus, 2007; Etling, 2013; Klose und Klose, 2014). Nur bei latenter, bedingter oder potentieller Labilität (bzw. Instabilität) sind Gewitter möglich.

Zur Stabilitätsanalyse findet die sogenannte Paketmethode Anwendung (Vallis, 2006). Dabei wird ein geschlossenes Luftvolumen unter quasistatischer Annahme vertikal ausgelenkt. Steigt es auf, so kühlt sich das Luftpaket aufgrund der Arbeit am Volumen ab. Dabei ändert sich gemäß des ersten Hauptsatzes der Thermodynamik in einem homogenen System die innere Energie du.

$$du = \delta q + \delta a \tag{2.11}$$

Bei reversiblen Prozessen wird Wärme δq zu- oder abgeführt und Volumenarbeit δa verrichtet. Verwendet man die Zustandsgleichung für ideale Gase $p = \rho R_L T$ und beachtet außerdem, dass $du = c_v dT$ und $\delta a = -p d\alpha$ sowie für die Enthalpie h = u + pV und deren Änderung $dh = c_p dT$ gilt, so lässt sich Gleichung (2.11) umformen zu

$$\delta q = c_v dT + p d\alpha = dh - \alpha dp = c_p dT - \alpha dp.$$
(2.12)

Hierbei ist $\alpha = \rho^{-1}$ das spezifische Volumen, V das Volumen, c_v die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Volumen und c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck.

Mit den Annahmen der adiabatischen Zustandsänderung ($\delta q = 0$) und der hydrostatischen Approximation folgt

$$0 = c_p dT + g dz \tag{2.13}$$

oder anders formuliert für den trockenadiabatischen Temperaturgradienten Γ_d

$$\Gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p}.$$
(2.14)

Für trockenadiabatische Prozesse beträgt $\Gamma_d \approx 0,0098 \text{ Km}^{-1}$.

Erreicht ein Luftpaket während des Hebungsvorgangs das HKN, so tritt Sättigung ein und Wasserdampf kondensiert. Dabei wird latente Wärme in sensible Wärme überführt, wodurch die Temperatur des Luftpakets bei weiterem Aufsteigen weniger abnimmt als im trockenadiabatischen Fall. Der feuchtadiabatische Temperaturgradient Γ_w ist von der Temperatur und vom Luftdruck abhängig. Entsprechend der Clausius-Clapeyron-Gleichung nimmt der Sättigungsdampfdruck bei höheren Temperaturen stärker zu als bei niedrigeren Temperaturen. Kühlt sich ein Luftpaket bei hohen Temperaturen um 1 K ab, so kondensiert deutlich mehr Wasserdampf als bei der selben Abkühlung bei niedrigen Temperaturen. Dadurch wird bei Abkühlung bei höheren Temperaturen mehr latente Wärme in fühlbare Wärme umgesetzt und dem Luftpaket zugeführt. Für feuchte und warme Luftmassen (häufig in unteren Troposphärenschichten) beträgt der feuchtadiabatische Temperaturgradient $\Gamma_w \approx 0,0040 \text{ Km}^{-1}$, in den kühleren höheren Troposphärenschichten dagegen $\Gamma_w \approx 0,0070 \text{ Km}^{-1}$ bis 0,0098 Km⁻¹ (Holton und Hakim, 2012). Nach Integration der Isentropengleichung ist es möglich, Aussagen über die Stabilität der Troposphäre bei trockenadiabatischen Vertikalbewegungen (ohne Phasenübergänge des Wassers) zu treffen. Daraus ergibt sich die potentielle Temperatur θ :

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\kappa} \tag{2.15}$$

mit $p_0 = 1000$ hPa und $\kappa = \frac{R_L}{c_p} = 0,286$. Bei trockenneutraler Schichtung ist $\theta = const.$ oder $\frac{d\theta}{dz} = 0$, das heißt die potentielle Temperatur ist höhenkonstant. Bei trockenlabiler Schichtung, wenn der vertikale Temperaturgradient größer als der trockenadiabatische ist, gilt $\frac{d\theta}{dz} < 0$ und bei trockenstabiler Schichtung $\frac{d\theta}{dz} > 0$, wenn der vertikale Temperaturgradient kleiner ist als der trockenadiabatische Temperaturgradient.

Für gesättigte Luftpakete (mit Phasenübergängen) ist die äquivalentpotentielle Temperatur θ_e geeignet, für die in Näherung gilt:

$$\theta_e = \theta \cdot \exp\left(\frac{l_v r_s}{c_p T}\right) \tag{2.16}$$

mit dem Sättigungs-Mischungsverhältnis r_s und der spezifischen Verdampfungswärme $l_v = 2\,257 \text{ kJ kg}^{-1}$.

Eine approximierte Formulierung (Bolton, 1980) erlaubt die Berechnung der äquivalentpotentiellen Temperatur über

$$\theta_e = T\left(\frac{p_0}{p}\right)^{0,02854(1-0,28\cdot10^{-3}q)} \cdot exp\left[\left(\frac{3,376}{T_{HKN}} - 0,00254\right) \cdot q(1+0,81\cdot10^{-3}q)\right]$$
(2.17)

mit der spezifischen Feuchte q, der Temperatur im HKN $T_{HKN} = \frac{1}{\frac{1}{T_d - 56} + \frac{ln\left(\frac{T}{T_d}\right)}{800}} + 56$ und der

Taupunkttemperatur T_d .

 θ_e ist diejenige potentielle Temperatur, die ein Luftpaket annähme, wenn der gesamte enthaltene Wasserdampf kondensiert und die latente Wärme als sensible Wärme dem Luftpaket zugeführt werden würde. Sie berücksichtigt den Gesamtenergiegehalt eines Luftpakets, also thermische, potentielle und latente Energie.

Bei feuchtneutraler Schichtung ist $\theta_e = \text{const.}$ oder $\frac{d\theta_e}{dz} = 0$, das heißt die äquivalentpotentielle Temperatur ist höhenkonstant. Bei feuchtlabiler Schichtung, wenn der vertikale Temperaturgradient größer als der feuchtadiabatische ist, gilt $\frac{d\theta_e}{dz} < 0$, und bei feuchtstabiler Schichtung $\frac{d\theta_e}{dz} > 0$, wenn der vertikale Temperaturgradient kleiner ist als der feuchtadiabatische Temperaturgradient.

Eine trockenlabile Schichtung ist also auch feuchtlabil, ebenso ist eine feuchtstabile Schichtung auch trockenstabil. Wenn sich der vertikale Temperaturgradient zwischen den feuchtadiabatischen und trockenadiabatischen Temperaturgradienten befindet, so ist die Schichtung bedingt labil. Sie ist trockenstabil bei ungesättigten Bedingungen und wird feuchtlabil, sobald Sättigung eintritt. Latente Labilität liegt vor, wenn in einer bedingt labilen Schichtung nur Luftpakete mit genügend Feuchtigkeit frei aufsteigen können. Dazu bedarf es beispielsweise eines erzwungenen Hebungsmechanismus. Potentielle Labilität wird freigesetzt, wenn die gesamte Luftsäule gehoben wird und gleichzeitig unten feuchte und oben trockenere Luftmassen lagern. In unteren Luftschichten wird dann früher Sättigung erreicht als in höheren Luftschichten. Dadurch erfolgt in der Höhe eine größere Temperaturabnahme als unten, und die Luftsäule labilisiert sich.

2.1.3 Gewittersysteme und Windscherung

Es gibt verschiedene Organisationsformen von Gewittern mit charakteristischen Merkmalen der räumlichen Ausdehnung, Lebenszeit und Intensität (siehe Tab. 2.1). Man unterteilt häufig in die drei Grundformen Einzel-, Multi- und Superzellen. Auf der Mesoskala sind zudem mesoskalige konvektive Systeme (MCS), mesoskalige konvektive Komplexe (MCC) und Squall Lines (Gewitterlinien) zu nennen, welche Ausmaße von zum Teil mehreren 100 km annehmen können.

Zellart	typ. räuml. Ausdehnung	typ. Lebensdauer	Gefahrenpotential
Einzelzelle	1 - 10 km	$\approx 1h$	gering
Multizelle	bis 50 km	mehrere h	hoch
Superzelle	bis 50 km	mehrere h	sehr hoch
MCS	100 km bis 300 km	bis 24 h	mittel bis hoch
Gewitterlinie	100 km bis 400 km	bis 24 h	hoch

Tabelle 2.1: Überblick über verschiedene Organisationsformen von Gewittern nach Kunz (2015).

Konvektive Zellen verlagern sich näherungsweise mit dem über die Höhe des Gewitters gemittelten Wind. Deshalb bewegen sich vertikal sehr ausgedehnte Gewitterzellen schneller und oft in leicht andere Richtungen als solche mit geringerer Vertikalerstreckung (für den Fall mit der Höhe zunehmender Windgeschwindigkeit). Aus dem Verlagerungsvektor **c** und dem Windvektor **v** erhält man den sturm-relativen Windvektor (**v** - **c**). Insbesondere in der Entwicklung fortgeschrittene Gewitterkomplexe entwickeln aber auch eine Eigendynamik durch den Kaltluftausfluss (cold pool) und Zellneubildungen. Bei Multizellen entstehen häufig an der Böenfront des Kaltluftausflusses neue Zellen (Markowski und Richardson, 2011). Die Neubildungen gehen im Interaktionsbereich der durch Geschwindigkeitsscherung induzierten horizontalen Vorticity und der durch den Kaltluftausfluss erzeugten horizontalen Vorticity hervor. Sind diese gegenläufig orientiert, entsteht ein Aufwind und eine neue Zelle. Dies ist in der Regel auf der rechten Flanke stromab der Fall. Bei Superzellen ist die Verlagerung zusätzlich durch vertikale Druckstörungen bestimmt. Dadurch können Gewitterkomplexe abweichend vom mittleren Wind in eine andere Richtung propagieren. Abweichungen von vereinzelt mehr als 45° sind möglich (Kunz, 2015). Welche Zellart sich ausbildet, entscheidet letztlich die vertikale Windscherung (kurz Windscherung oder Scherung). Die Windscherung ist definiert als die Änderung des Horizontalwinds mit der Höhe

$$\mathbf{S} = \frac{\partial \mathbf{v}_h}{\partial z}.$$
 (2.18)

Die Windscherung in Geschwindigkeit und Richtung zwischen zwei Höhen ergibt sich aus der Differenz der Horizontalwindvektoren der beiden Höhenniveaus. Üblicherweise wird die Windscherung zwischen dem Bodenniveau und 6 km Höhe als Betrag der Windvektordifferenz betrachtet. Die reine Geschwindigkeitsscherung ist als Differenz der Beträge der Windvektoren bestimmbar und bei Vorhandensein von Richtungsscherung immer kleiner als die Windscherung als Betrag der Vektordifferenz. Bei starker Richtungs- und geringer Geschwindigkeitsscherung treten die größten Unterschiede auf.

Nach Berechnung der Windrichtung vvd

$$vvd = 270^{\circ} - \frac{360^{\circ}}{2\pi} \arctan\left(\frac{v}{u}\right)$$
(2.19)

mit dem Horizontalwindvektor $\mathbf{v} = \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix}$ kann man die Richtungsscherung rsh als Differenz der Windrichtungen bestimmen. Es gilt

$$rsh = vvd_1 - vvd_2 \tag{2.20}$$

mit der Windrichtung des oberen Windvektors vvd_1 und des unteren Windvektors vvd_2 .

Die Windscherung hat verschiedene Ursachen. Gemäß der thermischen Windrelation (siehe Abschnitt 2.3) ändert sich bei Vorliegen eines horizontalen Temperaturgradienten der geostrophische Wind mit der Höhe. Abweichungen vom geostrophischen Gleichgewicht sind außerdem durch Reibung in der Grenzschicht (unter anderem orographische Ursachen und Oberflächenrauigkeit) oder im Bereich des Jetstreams gegeben.

Windscherung ist mit horizontaler Vorticity, also Rotation um eine horizontale Achse, verbunden. Die horizontale Vorticity lässt sich in Komponenten parallel und senkrecht zum sturm-relativen Windvektor aufteilen. Die senkrecht auf den sturm-relativen Windvektor stehende Komponente wird als crosswise Vorticity, die parallele Komponente als streamwise Vorticity bezeichnet. Erstere ist das Ergebnis einer Geschwindigkeitsscherung, zweitere das einer Richtungsscherung.

Bei schwacher Windscherung und schwacher Hintergrundströmung entwickeln sich meist nur Einzelzellen, bei mäßiger Windscherung, insbesondere bei Geschwindigkeitsscherung, vermehrt Multizellen und bei starker Windscherung, vor allem bei Richtungsscherung, können Superzellen entstehen (siehe Abb. 2.1).





Eine extrem hohe Windscherung kann schwache Aufwinde bei geringer Instabiliät quasi zerreißen. Außerdem kann sehr hohe Windscherung durch erhöhtes Entrainment und damit verbundener Verdunstungsabkühlung hinderlich bei der Konvektionsauslösung sein (Markowski und Richardson, 2011).

Die Windscherung beeinflusst die Organisation, Lebensdauer und Intensität von Gewittern aus zwei Gründen (Markowski und Richardson, 2011):

- 1) Durch Windscherung wird die Interaktion von Niederschlag und Kaltluftausfluss mit dem Aufwind reduziert, sodass im optimalen Fall die beiden Vorgänge vollständig voneinander getrennt sind. Die Distanz, die der Niederschlag vom ursprünglichen Aufwindbereich entfernt fällt, hängt von der Stärke der Windscherung in den unteren Troposphärenschichten und des sturm-relativen Winds in oberen Troposphärenschichten ab. Der sturm-relative Wind und die Windscherung sind miteinander verknüpft. In der Regel ist eine höhere Windscherung mit stärkerem sturm-relativen Wind verbunden. Meist fällt der stärkste Niederschlag in Richtung des sturm-relativen Winds verschoben. Der Aufwind wird durch den fallenden Niederschlag und die kalten Abwinde somit weniger abgeschwächt. Außerdem können starke sturm-relative Winde in den unteren Schichten verhindern, dass der Kaltluftausfluss den Aufwindbereich in unteren Schichten abschneidet, was im weiteren Verlauf einem Absterben der Zelle gleichkäme.
- 2) In moderat gescherter Umgebung wird an der Böenfront des Kaltluftausflusses Umgebungsluft gehoben. Dieser Mechanismus findet insbesondere auf der Flanke einer Multizelle in Scherungsrichtung statt. Das Zusammenspiel von crosswise Vorticity infolge von Geschwindigkeitsscherung und umgekehrt orientierter horizontaler Vorticity durch die Böenfront kann neue Zellen auslösen. Bei stark gescherter Umgebung wird stärkere horizontale

Vorticity (resultierend insbesondere aus Richtungsscherung) erzeugt. Im Aufwindbereich einer Superzelle wird die horizontale Vorticity gekippt und vertikal gestreckt. Das führt zu einer Rotation der Superzelle und vertikalen Druckgradienten, die Aufwinde hervorrufen können. Durch Richtungsscherung wird streamwise Vorticity erzeugt und aus der linearisierten Vorticitygleichung folgt, dass dann die Vorticity im Aufwindzentrum maximiert wird (Kunz, 2014). Das Vorticityfeld ist mit dem Druckfeld balanciert, wodurch der vertikale Druckgradient zunimmt und der Aufwind verstärkt wird (Hoose, 2015).

Als Kriterium für eine Superzelle ist das Vorhandensein einer über einige Stunden persistenten Mesozyklone im Aufwindbereich verbreitet. Die vertikale Vorticity der Mesozyklone umfasst oftmals 3 bis 8 km bei Vorticitywerten in der Größenordnung von 10^{-2} s⁻¹. Eine Superzelle hat zwei Abwindbereiche, einen rückseitig der Zelle (vor allem durch Verdunstung von Hydrometeoren) und einen vorderseitig (vor allem durch Verdunstungskühlung und Reibung des Niederschlags). Für Superzellen bedarf es nicht zwangsläufig extrem hoher Werte der konvektiv verfügbaren Energie (Markowski und Richardson, 2011). Wichtig ist darüber hinaus, dass solange konvektive Hemmung besteht, beispielsweise in Form einer abgehobenen Inversion, dass die Konvektionsauslösung erst bei Erreichen des bodennahen Erwärmungsmaximums erfolgt, das heißt während des maximalen Energiegehalts der Troposphäre.

Weitere Ausführungen und Erläuterungen zu konvektiven Systemen und den verschiedenen Organisationsformen sind bei Kunz (2015) zu finden.

2.1.4 Stabilitäts- und Konvektionsparameter

Das Vorliegen einer potentiellen Instabilität ist eine Voraussetzung für die Auslösung heftiger Gewitter (Corsmeier et al., 2011). Eine Abschätzung der potentiellen Instabilität stellt die Lapse Rate (LR) dar (Brooks et al., 2007):

$$LR = T_{700} - T_{500} \tag{2.21}$$

mit der Temperatur T_{700} in 700 hPa und T_{500} in 500 hPa.

Da die Berechnung der Lapse Rate nur mit den Temperaturen in zwei Druckniveaus verbunden ist, repräsentiert sie die potentielle Instabilität unter Umständen nicht vollständig. Es ist möglich, dass eine deutlich größere potentielle Instabilität vorliegt, wenn sich diese nicht in der Schicht zwischen 700 hPa und 500 hPa befindet, oder wenn etwas unterhalb des 500-hPa-Niveaus eine Inversion auftritt, wodurch es zur Unterschätzung der potentiellen Instabilität kommt.

Die vertikale Integration des thermischen Auftriebs $B \approx g \frac{T'_v}{T_v}$ (siehe Gleichung 2.8) über z mit $T'_v = T_{v,P} - T_v$ und der virtuellen Temperatur des Luftpakets $T_{v,P}$ sowie der Umgebungsluft T_v liefert die konvektiv verfügbare potentielle Energie (engl. convective available potential energy, CAPE)

$$CAPE = \int_{z_{NFK}}^{z_{WO}} g \frac{T'_v}{T_v} dz.$$
(2.22)

Hierbei ist z_{NFK} die Höhe des Niveaus der freien Konvektion (NFK) und z_{WO} die Höhe der Wolkenobergrenze (WO), wo der Auftrieb null wird. Zwischen dem NFK und der Wolkenobergrenze hat das Luftpaket eine höhere Temperatur als seine Umgebung. Durch Freiwerden latenter Wärme erfährt es einen Auftrieb. Über die CAPE lässt sich auch die maximale thermodynamische Vertikalgeschwindigkeit ableiten.

Wird die Gleichung (2.8) für den Auftrieb eines Luftpakets mit der Vertikalgeschwindigkeit w multipliziert und über die Höhe vom NFK zur WO integriert, so ergibt sich $\frac{dw^2}{2} = B dz$ und schließlich für die maximale Vertikalgeschwindigkeit w_{max}

$$w_{max} = \left(2\int_{z_{NFK}}^{z_{WO}} B\,dz\right)^{\frac{1}{2}} = \sqrt{2\cdot CAPE}.$$
(2.23)

 w_{max} ist jedoch nur ein theoretischer Wert, der meist nicht erreicht wird (Weisman und Klemp, 1982). Gründe hierfür sind beispielsweise Entrainment (Einmischen trockener Umgebungsluft) und Abschwächung des Aufwinds durch einen hohen Flüssigwassergehalt. Gefriert Flüssigwasser, so verstärkt sich hingegen die Auftriebsenergie.

Ein Vorzug der CAPE gegenüber anderen Konvektionsindizes ist die Integration über einen Höhenbereich ohne die Festlegung von zwei festen Druckniveaus (Doswell III, 1996). Schwache Konvektion ist für CAPE-Werte < 500 Jkg⁻¹ zu erwarten, mäßige Konvektion für Werte zwischen 500 und 1000 Jkg⁻¹ und starke Konvektion bei > 1000 Jkg⁻¹ (aus Puskeiler, 2013; nach Kunz, 2007). Für Tage, an denen schadenträchtige Hagelgewitter auftreten können, hat die CAPE (bei Mittelung über die untersten 100 hPa) für Südwestdeutschland nach Kunz (2007) eine hohe Vorhersagegüte. Die Hagelwahrscheinlichkeit steigt dabei für zunehmende CAPE-Werte an (siehe Tab. 2.2).

Wenn ein Luftpaket unterhalb des NFK eine höhere Dichte als seine Umgebung hat (also kälter als die Umgebung ist), muss ihm Energie zugeführt werden, um das NFK zu erreichen. Der Energieaufwand ist durch die konvektive Hemmung (convective inhibition, CIN) bestimmt und wird folgendermaßen berechnet:

$$CIN = \int_{z}^{z_{NFK}} B \, dz'. \tag{2.24}$$

Für die Auslösung von hochreichender Konvektion muss bei Vorhandensein hoher CAPE-Werte zunächst die CIN überwunden werden. Insbesondere wenn potentielle Labilität vorliegt, wird nach Hebung der Luftsäule CIN abgebaut und die Luftsäule rasch labilisiert. Der Abbau der CIN ist durch verschiedene Mechanismen möglich, zum Beispiel durch Temperaturadvektion, Feuchteadvektion, großskalige Hebungsantriebe oder bodennahe Konvergenzen. Bei zu geringer CIN mit Werten $< 15 \text{ Jkg}^{-1}$ wird diese schon früh am Tag überwunden und es entwickeln sich nur

Schönwetter-Cumuli. Bei CIN-Werten zwischen 15 J kg⁻¹ und 50 J kg⁻¹ sind einige kräftige Gewitterzellen möglich und zwischen 50 J kg⁻¹ und 150 J kg⁻¹ können sich verbreitet starke Gewitter entwickeln. Bei > 200 J kg⁻¹ ist die konvektive Hemmung zu hoch und es bilden sich in der Regel keine Gewitter (Kunz und Kottmeier, 2005).

Hagelwahrscheinlichkeit	Mittlere CAPE mit Standardabweichung
20 %	$1055~\pm~485~{ m Jkg^{-1}}$
30 %	$1601~\pm~163~{ m Jkg^{-1}}$
40 %	$1786~\pm~225~{ m Jkg^{-1}}$

Tabelle 2.2: Hagelwahrscheinlichkeit und CAPE-Werte in Südwestdeutschland nach Kunz (2007).

2.2 Hagelbildung und -wachstum

Hagelkörner von mehreren Zentimetern Durchmesser sind trotz ihres räumlich begrenzten Auftretens imstande, enorme Schäden anzurichten (siehe Abb. 2.2, unten rechts). Je größer der Durchmesser des Hagelkorns ist, desto höher wird die Endfallgeschwindigkeit sowie der Impuls und die kinetische Energie beim Aufprall auf eine Oberfläche.

Weisen Eisteilchen einen Durchmesser von mindestens 0,5 cm auf, wird von Hagel gesprochen. Kleine Eisteilchen werden als Graupel bezeichnet. Hagel setzt sich aus gefrorenem Wasser und kleinen Lufteinschlüssen zusammen und besitzt mit $\rho = 0, 7 - 0, 9$ g cm⁻³ (Pruppacher und Klett, 2010) eine etwas geringere Dichte als reines Eis. Die Formen der Hagelkörner unterscheiden sich oftmals. Runde, abgeplattete Körner oder säulenartige Anlagerungen (siehe Abb. 2.2, oben) sind häufig zu beobachten. Abhängig von der Art des Hagelwachstums wechseln sich gegebenenfalls milchige und klare Schichten ab (siehe Abb. 2.2, unten links). Die Hagelentstehung und das Wachstum bildet ein Zusammenspiel von verschiedenen Mechanismen auf unterschiedlichen Raum- und Zeitskalen.

2.2.1 Mikrophysikalische Vorgänge

Zur Entstehung von Hagelkörnern sind Hagelembryos nötig. Der Prozess der Nukleation mit der Bildung von Eisteilchen (Deposition) und Flüssigwassertröpfchen aus der Dampfphase ist ausführlich in Lamb und Verlinde (2011) beschrieben. Nach Kollisions- und Koaleszenzvorgängen bilden sich aus flüssigen Wolkentröpfchen Regentropfen, die nach Gefrieren als Hagelembryo dienen können. Im Temperaturbereich von 0 bis -38 °C, in dem die maßgeblichen wolkenmikrophysikalischen Vorgänge ablaufen, sind geeignete Eiskeime (z.B. Ice Forming Nuclei, IN) oder Oberflächen zur Auslösung des Gefriervorgangs notwendig (heterogenes Gefrieren), andernfalls verbleiben die Tropfen im unterkühlten Zustand in Flüssigform. Homogenes Gefrieren erfolgt erst bei Temperaturen um -38 °C, wenn das Wasser sehr rein und frei von Erschütterungen ist. Eine zweite Möglichkeit für die Entstehung von Hagel sind Eiskristalle, die durch Bereifungsvor-



Abbildung 2.2: Hagel mit körniger Struktur (oben links), Rekordhagelkorn mit einem Durchmesser von 14,1 cm am 06.08.2013 bei Undingen, ovale Form mit Anlagerungen (oben rechts), Hagelkorn mit alternierendem Schichtaufbau (unten links), Hagelschäden des Reutlinger Unwetters 2013 (unten rechts); Quelle: Marco Kaschuba.

gänge zu Graupel heranwachsen und ebenfalls als Hagelembryos zur Verfügung stehen. Ob als Embryos Graupel oder gefrorene Tropfen vorliegen, hängt von der Temperatur an der Wolkenbasis ab (Pruppacher und Klett, 2010).

Beim Wachstum von Embryos zu Hagelkörnern spielen die Deposition von Wasserdampf und die Kollision mit unterkühlten Tröpfchen eine Rolle. Die Deposition trägt allerdings nur zu einem kleinen Anteil zum Wachstum von Hagelkörnern bei und wird daher meist vernachlässigt (Pruppacher und Klett, 2010). Hagelwachstum geschieht überwiegend durch das Auftreffen von unterkühlten Tröpfchen auf gefrorene Hagelembryos (Bereifen) mit anschließendem Gefrieren. Die Anlagerung nennt man Akkreszenz. Dieser Prozess ist bei Lufttemperaturen von -5 bis 0 °C besonders effektiv, weil dann ein hoher Flüssigwasseranteil vorhanden ist. Die Massenänderungsrate eines Hagelkorns durch den Prozess des Bereifens kann für kontinuierliches Wachstum folgendermaßen dargestellt werden (Fukuta und Takahashi, 1999):

$$\frac{dm}{dt} \approx 4\pi r^2 \rho_g \frac{dr}{dt} = -\pi r^2 \overline{E} w_L \Delta u.$$
(2.25)

Dabei ist r der Radius des Graupel-/Hagelkorns, ρ_g dessen Dichte, \overline{E} die mittlere Bereifungseffizienz, W_L der Flüssigwassergehalt und Δu die Differenz zwischen Aufwind und Endfallgeschwindigkeit.

Um möglichst große Hagelkörner zu erhalten, sind gemäß Gleichung (2.25) folgende Voraussetzungen zu erfüllen:

- Konvektionssystem als organisierter Gewitterkomplex mit einer langen Lebensdauer, um ein langes Hagelwachstum zu gewähren;
- hohe Vertikalgeschwindigkeit im Aufwindbereich, um die wachsenden Hagelkörner möglichst lang in der Wolke zu halten;
- hoher Flüssigwassergehalt bzw. unterkühlte Tröpfchen für die Akkreszenz.

Zudem ist eine hohe Bereifungseffizienz hilfreich, die unter anderem von der Größe, Form, Oberflächenrauigkeit und Orientierung der Graupel-/Hagelkörner abhängt. Große Eispartikel wie Graupel und Hagel können unterkühlte Tropfen vieler Größen effizient einfangen (Hoose, 2015).

Abhängig von der Oberflächentemperatur eines Hagelkorns bilden sich während des Wachstumsprozesses zwei unterschiedliche Schichten. Liegt die Oberflächentemperatur um den Gefrierpunkt, so bildet sich eine durchsichtige, klare Hagelschicht mit einer Dichte von 0,8 bis 0,9 g cm⁻³. Diesen Vorgang nennt man feuchtes Wachstum. Je höher die Akkreszenzrate, umso höher ist die zugeführte Wärme. Dadurch kann es auch bei tiefen Umgebungstemperaturen bis -30 °C zu einem feuchten Wachstum kommen. Beim trockenen Wachstum hingegen liegt die Oberflächentemperatur unter dem Gefrierpunkt. Während des Bereifens frieren die eingefangenen unterkühlten Wassertröpfchen spontan an und Lufteinschlüsse lassen die neu gebildete Hagelschicht trüb oder milchig aussehen. Die Dichte einer solchen Schicht liegt je nach Gefrierrate zum Teil unter 0,7 g cm⁻³. Durch Freiwerden von Gefrierwärme beim Bereifungsvorgang (333,7 Jg⁻¹) und variierende Umgebungstemperaturen kann die Oberflächentemperatur eines Hagelkorns mal deutlich unter 0 °C, mal um den Gefrierpunkt liegen. Dadurch entstehen Hagelkörner mit klaren und undurchsichtigen Schichten.

2.2.2 Makrophysikalische Vorgänge

Um die mikrophysikalischen Hagelwachstumsprozesse zu ermöglichen, müssen verschiedene makroskopische Bedingungen erfüllt sein. Neben einer langen Lebensdauer des Gewittersystems ist ein starker Aufwind nötig (siehe Gleichung 2.25). Bei Einzelzellen sind weder eine ausreichend lange Lebensdauer, noch genügend hohe Vertikalgeschwindigkeiten im Aufwindbereich vorhanden. Relevant hinsichtlich schadenrelevanter Hagelkorngrößen sind im Wesentlichen Multizellen und Superzellen, aber auch Gewitterlinien sowie teilweise auch MCS und MCC. Daher können Superzellen die größten Hagelkörner produzieren.

In Multizellen können Hagelkörner heranwachsen, wenn sie bei der Entstehung verschiedene Zellstadien des Clusters von Einzelzellen durchlaufen (Browning et al., 1976). Eine vereinfachte Modellvorstellung: Gerät ein Flüssigwassertröpfchen auf der einen Flanke der Multizelle in den Aufwindbereich der Randzelle, bildet es ein Eiskristall und wächst in der nächsten Zelle zu einem größeren Eisteilchen heran, das als Hagelembryo dienen kann. Unter weiterem Bereifen entsteht ein Hagelkorn, das im Bereich der nächsten Gewitterzelle zu Boden fällt.

Für das Hagelwachstum in Superzellen sieht die idealisierte Vorstellung anders aus. Auf der Rückseite und in höheren Wolkenschichten des Aufwinds befindet sich demnach eine hohe Anzahl an



Hagelembryos (hellroter Bereich in Abb. 2.3), im mittleren Aufwindbereich eine hohe Konzentration von unterkühlten Wassertröpfchen (hellgrüner Bereich in Abb. 2.3).

Abbildung 2.3: Idealisierte Modellvorstellung des Hagelwachstums in einer Superzelle. Spiralförmige Trajektorien (grüne Linie) am Rand des Aufwindbereichs (schwarz gepunktete Umrandung) können große Hagelkörner (blaue Kreise) entstehen lassen. Trajektorien durch den zentralen Aufwindbereich (rote Linie) bringen nur kleine Hagelkörner hervor. Nach Rauber et al. (2002).

Wenn die Hagelembryos von der Rückseite in den Aufwindbereich gelangen, beginnt ein rascher Bereifungsvorgang, welcher die Hagelembryos zu Hagelkörnern anwachsen lässt. In spiralförmigen Trajektorien durch den rotierenden Aufwindbereich der Superzelle können auf diese Weise große Hagelkörner produziert werden. Durch vertikale Windscherung geraten die Hagelkörner auf die Vorderseite des Aufwindbereichs und fallen dort zu Boden. Über die Hagelwachstumsvorgänge ist auch die charakteristische Niederschlagsverteilung von Superzellen beschrieben. In Regionen vor dem Aufwindbereich fallen die größten Hagelkörner, weiter stromab starker Regen und kleine Hagelkörner, rückseitig des Aufwindbereichs zum Teil kleinere Hagelkörner und Regen. Fasst man die räumlich und zeitlich variablen Regionen eines Gewitterkomplexes zusammen, aus denen kontinuierlich Hagel fällt, so erhält man einen sogenannten Hagelzug. Bei großen Gewitterkomplexen können mehrere Hagelzüge analysiert werden.

2.2.3 Radarreflektivität und Mason-Kriterium

Mithilfe eines Radars lassen sich Wolken, Windströmungen und Niederschläge beobachten. Das Radar, ein aktives Fernerkundungsverfahren, sendet in der Regel ein gepulstes, zeitlich kurzes, stark gerichtetes, monofrequentes, intensives, linear polarisiertes, elektromagnetisches Signal in die Atmosphäre (Handwerker, 2013; Rinehart, 1990; DWD, 1995). Ein Radarscan erfolgt durch Drehung der Antenne im Azimut bei festem Elevationswinkel. Diese Antennenbewegung wird Plan Position Indicator (PPI) genannt. Eine weitere Möglichkeit ist der Range Height Indicator (RHI), bei dem bei festem Azimut der Elevationswinkel variiert. Durch mehrfach hintereinander ausgeführte PPI erhält man Volumendatensätze. Horizontalschnitte durch das Datenvolumen werden Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) genannt (Handwerker, 2013).

Hydrometeore in der Atmosphäre verändern das Signal und streuen einen Teil zurück. Die zurück-

gestreute Energie P_r zur Antenne durch die im Radarstrahl befindlichen Streuer lässt sich über die Radargleichung bestimmen. Mit einigen Annahmen (z.B. rotationssymmetrische Richtcharakteristik, Probert-Jones-Näherung, homogene Größenverteilung der Hydrometeore innerhalb des Streuvolumens und Vernachlässigung der Dämpfung) ergibt sich die Radargleichung (Handwerker, 2013) zu

$$P_r = \frac{\pi^3}{1024\ln(2)} \frac{P_t G^2 c \tau \theta_{3dB}^2}{\lambda^2} |K|^2 \frac{Z}{R^2}$$
(2.26)

mit der ausgesendeten Gesamtleistung P_t des Radars, der Entfernung R des Streuers vom Radar, dem sogenannten Gewinn G der Antenne, dem 3 dB-Öffnungswinkel θ_{3dB}^2 , der Radarwellenlänge λ , einem Dielektrizitätsfaktor $|K|^2$, der Radarreflektivität Z, der Sendeimpulsdauer τ und der Lichtgeschwindigkeit c.

Die Radarreflektivität Z ist proportional zur zurückgestreuten Energie und kann als Maß für den Rückstreuquerschnitt von Hydrometeoren dargestellt werden als

$$Z = \int_{0}^{\infty} n(D) D^{6} dD$$
 (2.27)

mit der Größenverteilung n und dem Durchmesser D der Hydrometeore.

Mit den bekannten und gemessenen Größen in Gleichung (2.26) kann Z berechnet werden. Die natürliche Einheit von Z wird in mm⁶m⁻³ angegeben. Da Z einen großen Wertebereich abdecken kann, insbesondere bei sehr großen Hydrometeoren wie Hagel, wird stattdessen üblicherweise der Wert 10 dBZ $\log_{10}(Z)$ verwendet. Eine Radarreflektivität von 316 228 mm⁶m⁻³ in der natürlichen Einheit entspricht dem Wert 55 dBZ.

Ein Schwellwert von 55 dBZ der Radarreflektivität wurde bereits in etlichen Studien als Kriterium für die Detektion von Hagel verwendet (z.B. Puskeiler, 2009; Kunz und Puskeiler, 2010; Kunz et al., 2012). Bekannt ist dieses Hagelkriterium nach Mason (1971), wobei zweidimensionale (2D) CAPPI-Radardaten genutzt werden. Die maximale Radarreflektivität aus verschiedenen Höhen wird dabei auf eine Fläche projiziert. Allerdings bestehen Unsicherheiten bezüglich des tatsächlichen Auftretens von Hagel am Boden. Da die 2D-Reflektivitätswerte keine Information über die Höhe enthalten, ist nicht auszuschließen, dass detektierbare Hagelkörner beim Fallen geschmolzen sind oder selbst in der Höhe nur sehr große Regentropfen darstellen. Eine Verschneidung der aus 2D-Radardaten gewonnenen Gewitterzüge nach dem Mason-Kriterium mit Hagelbeobachtungen ist daher sinnvoll.

2.3 Fronten und Konvergenzlinien

Fronten sind Übergangszonen von Luftmassen verschiedenen Ursprungs mit hoher Baroklinität (Isothermen und Isobaren schneiden sich). Bereits 1922 entwarfen J. Bjerknes und H. Solberg das Schema einer idealen Zyklone mit Warm- und Kaltfront, bekannt als das Norwegische Modell. Die Luftmassen unterscheiden sich unter anderem hinsichtlich ihrer Stabilität, Temperatur und Feuchte (Klose und Klose, 2014). Wenn sich der horizontale Temperatur- und Dichtegradient im Bereich einer Front bezüglich der einstrahlungsbedingten, großskaligen Meridionalverteilung der Temperatur deutlich erhöht, spricht man von Frontogenese (Frontenentstehung). Es gibt verschiedene Modellvorstellungen der Frontogenese (Kurz, 1990). In einem Viererdruckfeld beispielsweise werden Isothermen gedrängt, wenn im Nordwesten und Südosten jeweils ein Hoch, im Nordosten und Südwesten jeweils ein Tief liegen sowie im Norden und Süden unterschiedlich temperierte Luftmassen vorherrschend sind. Eine Front kann sich aber auch in einer zyklonalen Scherungszone bilden, wenn die Strömung bezüglich der Isothermen eine senkrechte Komponente aufweist und dadurch der horizontale Temperaturgradient erhöht wird. Frontogenese setzt außerdem ein, wenn die Isothermen parallel zur Hauptströmung angeordnet sind und durch Konfluenz gedrängt werden, oder wenn die Isothermen senkrecht zur Hauptströmung liegen und Diffluenz herrscht.

In der Praxis werden Fronten oft anhand des maximalen Gradienten der äquivalentpotentiellen Temperatur analysiert (z.B. im 850-hPa-Niveau), wenn ein Schwellwert überschritten wird (z.B. mindestens 4 K pro 100 km). Der Temperaturgradient ist auf der kalten Seite einer Front am größten. Kaltluftadvektion (Warmluftadvektion) im Bereich einer Kaltfront (Warmfront) trägt zu steigendem (fallenden) Luftdruck bei. Mit einer Front sind zudem vertikale Vorticity (durch zugehöriges Tiefdruckgebiet und Winddrehung) und vertikale Windscherung verbunden. Gemäß der thermischen Windrelation geht ein horizontaler Temperaturgradient, welcher im Frontbereich maximiert ist, mit einer Änderung des geostrophischen Winds einher.

$$\frac{\partial \mathbf{v}_g}{\partial z} = \frac{g}{Tf} \mathbf{k} \times \nabla_h T \tag{2.28}$$

Der thermische Wind \mathbf{v}_t ist dabei die Differenz des geostrophischen Winds $\Delta \mathbf{v}_g$ in zwei Höhenniveaus.

$$\mathbf{v}_t = \Delta \mathbf{v}_g = \frac{\partial \mathbf{v}_g}{\partial z} \Delta z \tag{2.29}$$

Die meteorologischen Bedingungen prä- und postfrontal variieren zum Teil deutlich (Liljequist, 2013). Ein Frontdurchgang geht mit Änderungen der Windrichtung, der Temperatur, der Dichte und des Drucks einher. Fronten sind in der Regel bis zu 100 km breit und teilweise mehrere 1000 km lang. Entsprechend den Überlegungen von Margules sind Fronten oft im Verhältnis 1:50 bis 1:300 geneigt (Bott, 2012), während Kaltfronten meistens steiler sind als Warmfronten. Bodenfronten bewegen sich mit der frontsenkrechten Komponente des isallobarischen Winds in Richtung der stärksten Druckänderung. Warmfronten verlagern sich normalerweise pol- und ostwärts, Kaltfronten äquator- und ostwärts. Kaltfronten sind schneller als Warmfronten, weil

die ageostrophische Querzirkulation entlang der Front üblicherweise thermisch direkt stattfindet. Holt die Kaltfront die Warmfront ein, ist das Okklusionstadium erreicht. Dabei ist die Warmluft vollständig gehoben, sodass keine weitere Entwicklung des Tiefs mehr möglich ist (Ausnahme: erneute Zyklogenese bei großräumiger Hebung vorderseitig eines Trogs). Fronten mit sehr geringer Verlagerungsgeschwindigkeit bezeichnet man als quasistationär.

Fronten lassen sich in Ana- und Kata-Fronten unterteilen (Starr, 1997). Dabei ist bei Kaltfronten der Verlauf des Warm Conveyor Belts (WCB) entscheidend. Der WCB als geneigte barokline Luftströmung transportiert Wärme, Feuchte und Impuls. Bei Ana-Kaltfronten verläuft der WCB relativ gesehen vom Warmsektor über die Kaltfront hinweg Richtung Kaltsektor, hinter der Front strömt darunter trockene Kaltluft zur warmen Seite (Bott, 2012). Dadurch wird die Warmluft gehoben und der konvektive Niederschlag liegt überwiegend über oder knapp hinter der Bodenfront. Bei Kata-Kaltfronten verläuft der WCB über der Kaltfront hinweg in Richtung des Warmsektors. Trocken-kalte Luft strömt in mittleren Troposphärenschichten Richtung Warmsektor und verursacht potentielle Instabilität präfrontal etwa im Bereich der Vorderkante des zur Kaltfront gehörigen Wolkenbands. Im Bereich der Front und postfrontal treten aufgrund des Abgleitvorgangs kaum Niederschläge auf, vor der Front kann hochreichende Konvektion ausgelöst werden. Ana-Kaltfronten sind flacher geneigt und verlagern sich schneller als Kata-Kaltfronten. Oft entwickeln sich Kata-Kaltfronten aus Ana-Kaltfronten. Neugebildete Kaltfronten über dem Atlantik sind hauptsächlich vom Typ Ana, gealterte kontinentale Kaltfronten meist vom Typ Kata (ZAMG, 1996).

Warmfronten sind weitaus weniger gewitteraktiv als Kaltfronten, da die Warmluft an der flacheren Neigung nur langsam aufgleitet und vor allem für stratiforme Niederschläge sorgt. Warmfronten weisen zudem meist einen schwächeren Temperaturgradienten und damit geringere vertikale Windscherungswerte, schwächere Querzirkulationen und schwächere horizontale Winddrehungen auf (Markowski und Richardson, 2011).

Im Bereich von Fronten, insbesondere bei Kaltfronten, kann hochreichende Konvektion ausgelöst werden. Nicht selten ebnen Kaltfronten der Entstehung schwerer Hagelereignisse den Weg (Ogura und Portis, 1982). Hochreichende Konvektion im Zusammenhang mit Kaltfronten kann durch Hebung der Warmluftmasse oder durch Labilisierung aufgrund von Kaltluftadvektion in der Höhe ausgelöst werden. Außerdem wird mithilfe der Frontalzirkulation Feuchte aufwärts transportiert (Neiman und Wakimoto, 1999). Erhöhte vertikale Windscherung im Bereich einer Kaltfront trägt zur Organisation der Gewitterzellen bei und fördert im Fall von Richtungsscherung die Entstehung von Superzellen.

Im Sommer kommt es häufig präfrontal zur Bildung von Konvergenzlinien, die wiederum hochreichende Konvektion auslösen können (Heymsfield und Schotz, 1985). Solche Konvergenzlinien treten auf, wenn Luft zusammenströmt und es aufgrund der Massenerhaltung bei Annahme von Inkompressibilität zur Hebung kommt. Die thermodynamischen Eigenschaften sind im Gegensatz zu Fronten auf beiden Seiten der Konvergenzlinie gleich (Bott, 2012). Typischerweise entstehen Konvergenzlinien in Teilen West- und Mitteleuropas beispielsweise bei Warmluftadvektion aus Südwesten auf der Vorderseite einer nachfolgenden Kaltfront (Übel, 2011), teilweise über 100 km präfrontal und häufig parallel zur Front. Im Bereich der wärmsten Luft im Warmsektor labilisiert sich die Luftsäule vor allem bei Kaltluftadvektion in der Höhe und löst möglicherweise hochreichende Konvektion aus. Außerdem kann unterschiedliche Erwärmung der bodennahen Luftschichten durch variierende Sonneneinstrahlung an der Vorderseite des zur Kaltfront gehörigen Wolkenbands (ZAMG, 1996) zur Bildung von Konvergenzlinien führen, wenn Warmluft aufsteigt und in der Folge am Boden Luft zusammenströmt. Solche nicht orographisch verursachten Konvergenzlinien treten daher vor allem in den Nachmittagsstunden auf und sind mit potentieller Labilität verbunden. Konvergenzlinien können zudem durch bodennah zusammenströmende Luft bei einer Gebirgsum- oder -überströmung hervorgerufen werden.

Neben den synoptischen Fronten gibt es außerdem mesoskalige Luftmassengrenzen, beispielsweise durch Kaltluftausflüsse von Gewittersystemen. Solche Luftmassengrenzen können ebenfalls neue Zellen auslösen.

Basierend auf ERA-Interim-Reanalysen der Jahre 1979 – 2014 haben Schemm et al. (2016b) gezeigt, dass die Häufigkeit hauptsächlich im Sommer auftretender sehr starker Fronten in Europa zugenommen hat. Ein Grund dafür ist die statistisch signifikante Zunahme der Feuchte vor allem in bodennahen Luftschichten (IPCC AR5, 2014; Mohr und Kunz, 2013).

Für die Schweiz haben Schemm et al. (2016a) den Zusammenhang zwischen Kaltfronten und Hagel untersucht. Bis zu 45 % aller Hagelereignisse im Nordosten und Süden der Schweiz traten östlich einer Front auf (präfrontal). Mit Fronten verbundene Hagelereignisse formieren sich prozentual am häufigsten in Regionen, wo Hagel nur selten auftritt. Außerdem konnten die Autoren zeigen, dass Fronten bedingt durch die damit verbundene Windscherung die Hagelentstehung begünstigen.

3. Daten und Methoden

In diesem Kapitel werden die für die Masterarbeit verwendeten Datensätze aufgeführt und die entwickelten Methoden beschrieben. Die Daten und Methoden beziehen sich, sofern nicht anders angegeben, jeweils auf das Untersuchungsgebiet mit Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg und umfassen das Sommerhalbjahr (April bis September) der Jahre 2005 bis 2014.

3.1 Radarbasierte Gewitterzüge und Parameterliste

Gewitterzüge werden repräsentiert durch Gebiete hoher Radarreflektivitäten, die mittels des Middle European Tracking Algorithm (META) gewonnen und von Frau Elody Fluck zur Verfügung gestellt wurden. Dabei werden zuerst die maximalen Reflektivitätswerte von 2D Radarscans des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und von Météo-France in fünfminütigem Abstand auf ein äquidistantes Gitter interpoliert. Das Gitter wurde vom Rückversicherungsunternehmen Tokio Millenium Re Ltd. für das Projekt Hail Model for Europe (HAMLET) mit einer Auflösung von ca. 1×1 km² vorgegeben. Die Trajektorien potentieller Hagelstürme werden mit META auf ein 2D-Gitter rekonsturiert, wobei das gleiche Prinzip wie bei dem Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D vorliegt, nur mit Integration von 2D- statt 3D-Radarprodukten. Details zum Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D sind dem Paper von Handwerker (2002) zu entnehmen. Um Fehler durch Störechos zu eliminieren, wurden alle Radardaten mittels Blitzdaten (Siemens BLIDS) gefiltert. Durch den Filter werden hohe Radarreflektivitäten aussortiert, wenn im Umkreis von 10 km kein Blitz registriert wurde (Fluck, 2017). Anschließend werden die Reflektivitäten einer Glättung mittels einer Advektionskorrektur unterzogen. Dieser Schritt ist nötig, weil durch die fünfminütige Zeitdifferenz Streifenmuster sichtbar werden können, wenn sich eine Gewitterzelle beispielsweise rasch verlagert und eine geringe Ausdehnung besitzt (Puskeiler, 2013).

Jeder aus den Radardaten identifizierte Gewitterzug erhält eine Nummer und wird separat berechnet, um eine Überlappung oder Überschneidung mit anderen Gewitterzügen zu vermeiden. Zu einem Gewitterzug gehörige Gitterpunkte werden auf "1" gesetzt, der Rest auf "0". Auf diese Weise können Gewitterzüge analysiert und danach unter Einbeziehung des Horizontalwinds mit den maximalen Reflektivitätswerten, die die 55 dBZ-Schwelle überschreiten, kombiniert werden.

Eine Parameterliste enthält zusätzliche Angaben über die Mittelpunktskoordinaten eines Gewitterzugs, die Uhrzeit am Mittelpunkt, den Winkel der Verlagerung am Mittelpunkt sowie über die Länge, Breite und Dauer aller identifizierten Gewitterzüge. Diese Eigenschaften werden bei der Ermittlung der Gewitterzüge berechnet. Der Winkel stellt die Orientierung des Gewitterzugs dar und kann als mittlere Richtung angesehen werden, aus der die jeweilige Gewitterzelle zieht. Der Winkel wird zwischen dem Gewitterzugmittelpunkt und dem Endpunkt ermittelt. Bei langen und kurvigen Gewitterzügen wird das Mittel der Winkel entlang des Gewitterzugs berechnet. Die Dauer ist die Anzahl der Zeitschritte und gleicht damit der Anzahl der verwendeten Radarscans für einen Gewitterzug.

Um diese Informationen nutzen zu können, bedarf es zunächst einer Zuordnung der Gewitterzüge zu den Mittelpunkten in der Parameterliste, weil die Parameterliste zwar aus den Gewitterzügen hervorgeht, allerdings nicht mit der entsprechenden Gewitterzugnummer versehen ist. Für die Zuordnung werden Abstände von maximal 2 km von den Mittelpunktskoordinaten zum entsprechenden Gewitterzug zugelassen. Dieser Wert ist ausreichend, weil sich der jeweils in der Parameterliste angegebene Mittelpunkt auf einem Gewitterzug befinden muss. Lediglich geringe Abweichungen von wenigen hundert Metern sind aufgrund der Projektion der Gewitterzüge auf das HAMLET-Gitter möglich. Die Abstandsberechnung erfolgt analog zur Zuordnung der Gewitterzüge zu den ESWD-Meldungen (siehe Abschnitt 3.5). In seltenen Fällen können Gewitterzüge nicht der Parameterliste zugeordnet werden.

3.2 Frontenanalysen

Die in dieser Arbeit verwendeten Frontenanalysen stammen von Schemm et al. (2015b). Zur Frontenanalyse wird ein thermischer Ansatz verwendet, der von Hewson (1998) eingeführt und in einigen Studien angewendet wurde. Gegenüber einem windinduzierten Ansatz werden für die Nordhemisphäre bessere Ergebnisse bei der Frontenidentifikation erzielt.

Um Fronten zu identifizieren und zu lokalisieren, wird ein sogenannter thermischer Frontenparameter (thermal frontal parameter, kurz TFP) verwendet. Er ist in Anlehnung an Renard und Clarke (1965) folgendermaßen definiert:

$$TFP = -\nabla |\nabla \theta_e| \cdot \frac{\nabla \theta_e}{|\nabla \theta_e|}$$
(3.1)

Als Fronten werden identifiziert, wenn sie einen Gradient der äquivalentpotentiellen Temperatur von $\nabla \theta_e > 4 \text{ K} (100 \text{ km})^{-1}$ im 850-hPa-Niveau und eine Länge von mindestens 500 km aufweisen. Eine Front wird dort platziert, wo der TFP null ist. Werden in einem Radius von 300 km zwei Fronten registriert, so werden diese zu einer zusammengefasst. Dies erlaubt Variationen der Frontenstärke, wie sie beispielsweise im Endstadium der Frontogenese auftreten können.

Quasi-stationäre Fronten mit einer Verlagerungsgeschwindigkeit von weniger als 3 m s⁻¹ werden von Schemm et al. (2015b) herausgefiltert. Dazu muss die Bewegungsrichtung und -geschwindigkeit einer Front bekannt sein. Dazu wird eine Windkomponente v_f senkrecht zur Front definiert

$$v_f = \mathbf{v} \cdot \frac{\nabla TFP}{|\nabla TFP|} \tag{3.2}$$

mit v als Vektor des Horizontalwinds. Positive v_f kennzeichnen Kaltfronten, negative v_f Warmfronten. Typische (quasi-)stationäre thermische Gradienten an Küsten oder bei steiler Topographie werden dadurch als Fronten ausgeschlossen.

Die zur Verfügung gestellten Fronten liegen in sechs-stündlichem Abstand zu den Terminen 00, 06, 12 und 18 UTC vor. Zur Frontenanalyse wurden ERA-Interim-Daten verwendet (siehe Abschnitt 3.4). Als 2D netCDF-Dateien sind die Fronten auf einem globalen, kartesischen $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ -Gitter abrufbar. Außerdem sind im ASCII-Format in jeder Datei alle Fronten zu einem Termin mit Angaben der interpolierten geographischen Koordinaten mit entsprechender Frontennummer enthalten. Die ASCII-Dateien werden als Datengrundlage bei der Berechnung des Abstands eines Gewitterzugs zur nächstliegenden Front verwendet.

3.3 ESWD-Meldungen

Im Jahr 2002 entstand das European Severe Storm Laboratory (ESSL) als Informationsnetzwerk zur Verbesserung des wissenschaftlichen Austauschs im Bereich der Erforschung schwerer konvektiver Stürme in Europa. Seit 2004 betreibt das ESSL die European Severe Weather Database (ESWD; Dotzek et al., 2009). In der Datenbank werden Beobachtungen von extremen, vor allem konvektiven Wetterereignissen gesammelt. Die Meldungen werden nach verschiedenen Unwettererscheinungen klassifiziert, unter anderem Starkniederschlag, schwerer Hagel, Starkwindböen und Tornados.

Anschließend erfolgt eine Qualitätskontrolle (Quality Control, kurz QC). Abhängig von der Plausibilität (z.B. offizielle Bestätigungen, Validierung durch Radardaten und Reanalysen oder Fotos) erhält jede Meldung ein QC-Level (QCO: erhaltene Meldung, QCO+: plausible Meldung, QC1: bestätigte Meldung, QC2: vollständig verifizierte Meldung). Für die Arbeit werden die Meldungen aller QC-Level verwendet. Dies beinhaltet zwar einige Unsicherheiten, weil jede beliebige Person melden kann und nicht immer gewährleistet werden kann, dass die Beobachtung richtig gemeldet wurde. Andererseits werden fehlerhaft gemeldete Beobachtungen (z.B. falsches Datum, falsche Uhrzeit oder falsche Ortung) durch die Kombination mit radarbasierten Gewitterzügen in dieser Arbeit ohnehin herausgefiltert. Ein Nachteil ist in der unterschiedlich verteilten Häufigkeit der Meldungen in Europa zu sehen. So gibt es Länder, vor allem Deutschland, in denen viele Meldungen vorhanden sind, und Länder wie Frankreich mit sehr wenigen Meldungen. Aufgrund zu weniger Beobachter in manchen Regionen sind daher nicht alle tatsächlich aufgetretenen Hagelereignisse erfasst.

In der Datenbank sind in der Rubrik Hagel nur diejenigen Meldungen aufgenommen, bei denen ein Hagelkorndurchmesser von mindestens 2 cm oder eine Hagelschicht von mindestens 2 cm Mächtigkeit beobachtet wurde oder Schäden sichtbar waren, die auf die Erfüllung dieser Kriterien schließen lassen. Hagelmeldungen, die in der Spalte des Hagelkorndurchmessers keine Zentimeterangabe enthalten, sind entweder mit einer mindestens 2 cm dicken Hagelschicht verbunden oder es wurde keine genaue Größe gemeldet. Im Falle einer mindestens 2 cm dicken Hagelschicht kann der maximale Hagelkorndurchmesser auch unter 2 cm liegen. Auch Hagelmeldungen ohne Angabe des Durchmessers wurden in dieser Arbeit verwendet und mit einer "1" versehen. Dieses Vorgehen gilt es in den Analysen der nächsten Kapitel zu berücksichtigen.

Insgesamt liegen den Analysen dieser Masterarbeit 4577 Hagelmeldung der ESWD des ESSL zugrunde. Der verwendete Datensatz umfasst die Hagelmeldungen des Gebiets von Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg in den Jahren 2005 bis 2014 (jeweils Sommerhalbjahr). Auf Deutschland entfallen mehr als drei Viertel aller Meldungen (76,5 %), auf Frankreich ein Fünftel (21,1 %), auf Belgien und Luxemburg jeweils weniger als jede 50. Meldung (1,7 % bzw. 0,7 %). Die Anzahl der Hagelmeldungen nahm in den vergangenen Jahren deutlich zu. Wurden im Jahr 2006 nur 204 Hagelbeobachtungen gemeldet, so waren es 2014 schon 675 Meldungen. Dieser Anstieg ist wahrscheinlich hauptsächlich auf das weiter verbreitete (mobile) Internet und auf die gestiegene Anzahl an Sturmjägern zurückzuführen, weniger auf eine tatsächliche Zunahme von Hagelgewittern.

Insgesamt 46,5 % der Hagelmeldungen haben keinen eingetragenen Korndurchmesser. Ein Großteil dieser Meldungen ist für Hagelschäden weitgehend irrelevant, weil oftmals eine Hagelschicht von mindestens 2 cm beobachtet wurde, der maximale Durchmesser der Hagelkörner jedoch unter 2 cm lag. Über einen Durchmesser von 2 cm bis kleiner als 4 cm berichten 38,5 % der Hagelmeldungen. Einen Durchmesser von 4 cm bis kleiner als 6 cm haben 11,3 % der gemeldeten Beobachtungen, von 6 cm bis kleiner als 8 cm 2,7 % und 1,0 % der Hagelkörner sind mindestens 8 cm groß.

3.4 ERA-Interim-Daten

Reanalysen beschreiben den atmosphärischen Zustand der Vergangenheit. Sie werden mithilfe von numerischen Wettervorhersagemodellen berechnet und berücksichtigen in der Regel alle bekannten Beobachtungen, Messungen und Unsicherheiten, um eine möglichst große zeitliche und räumliche Konsistenz zu erhalten.

ERA-Interim ist ein globaler atmosphärischer Reanalysedatensatz, der vom European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) erstellt wurde (Uppala et al., 2005; Dee et al., 2011). Die Reanalysen reichen bis ins Jahr 1979 zurück und werden fortlaufend aktualisiert. Mittels einer vierdimensionalen Variationsanalyse werden die Daten berechnet und zum Download mit einer Auflösung von $0,75^{\circ} \times 0,75^{\circ}$ auf einem kartesischen Gitter angeboten. Die atmosphärischen Größen liegen je nach meteorologischem Parameter sechs-stündlich oder drei-stündlich vom Boden bis rund 0,1 hPa in 60 Druckniveaus vor.

Verwendet werden in dieser Arbeit Winddaten (Geschwindigkeit und Richtung der Horizontal-

komponenten) in 10 m, 950 hPa und 500 hPa, die Temperaturen in 700 hPa und 500 hPa sowie die CAPE. Dabei steht die CAPE drei-stündlich (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC), alle übrigen Größen sechs-stündlich (00, 06, 12, 18 UTC) zur Verfügung.

ERA-Interim-Daten wurden auch von Schemm et al. (2015b) als Datenbasis bei der Frontenanalyse genutzt.

3.5 Verschneiden von ESWD-Meldungen und Gewitterzügen

Den ESWD-Hagelmeldungen werden die radarbasierten Gewitterzüge zugeordnet. Die Berechnung des Abstands *d* zwischen einem Pixel eines Gewitterzugs und einer ESWD-Meldung findet über folgende Gleichung statt:

$$d = \sqrt{(c_{diff,lon} \cdot \cos(lat_x \cdot 2\pi/360) \cdot c_l)^2 + (c_{diff,lat} \cdot c_l)^2}$$
(3.3)

Dabei ist $c_{diff,lon}$ die Differenz der Längengrade zwischen einer ESWD-Meldung und einem Gitterpunkt eines Gewitterzugs, $c_{diff,lat}$ entsprechend für die Differenz der Breitengrade, c_l die konstante Distanz zwischen zwei Breitengraden (111,32 km) und lat_x der Breitengrad einer ESWD-Meldung. Dieser trägt im Kosinus der Tatsache Rechnung, dass die Längengrade polwärts konvergieren und dadurch die Distanz zwischen zwei Längengraden abnimmt.

Für jeden Gitterpunkt eines Gewitterzugs wird somit die Entfernung zu jeder ESWD-Meldung am selben Tag berechnet. Diese Berechnung geschieht folglich für alle Gewitterzüge und für alle Hagelmeldungen des Beobachtungstags. Das Minimum der Abstände aller Gitterpunkte eines Gewitterzugs entspricht dann der minimalen Entfernung eines Gewitterzugs zu einer ESWD-Meldung. Eine Zuordnung eines Gewitterzugs zu einer ESWD-Meldung findet dann statt, wenn die ESWD-Meldung maximal 10 km zum nächstliegenden Punkt eines Gewitterzugs am selben Tag entfernt ist (siehe Abb. 3.1). Ein Gewitterzug mit mindestens einer maximal 10 km entfernten ESWD-Hagelmeldung wird im Folgenden Hagelzug oder ESWD-Hagelzug genannt.

Die Toleranz von 10 km erscheint sinnvoll, weil die räumliche Zuordnung der Hagelmeldungen zum Teil ungenau ist (z.B. ungenaue Angaben der geografischen Koordinaten einer Hagelbeobachtung). Zudem ist ein horizontaler Versatz zur Gewitterzelle bedingt durch die Horizontalverlagerung der Hagelkörner beim Fallen durch den Horizontalwind möglich. Diese Horizontalverlagerung kann bei großen Fallhöhen und kräftigen Horizontalwinden senkrecht zur Zellverlagerung im Bereich weniger Kilometer liegen (Schuster et al., 2006).

Wird eine Höhe von $h = 10\ 000\ \text{m}$ und einen mittleren Horizontalwind von $v = 50\ \text{m}\,\text{s}^{-1}$ angenommen, ergibt sich über $h = \frac{1}{2} \cdot g \cdot t^2$ die Falldauer t, die für die Beispielwerte rund 45 s beträgt. Die Horizontalverlagerung s kann dann bestimmt werden über $s = t \cdot v$. Daraus resultieren Horizontalverlagerungen von bis zu 2,25 km unter Annahme eines senkrecht zur Zugrichtung des Hagelgewitters herrschenden Horizontalwinds. Für dieses Beispiel wurden extreme Bedin-



Abbildung 3.1: Schematische Skizze der Zuordnung eines Gewitterzugs (rot kariert) zu einer ESWD-Hagelmeldung (grüne Dreiecke). Ein Gewitterzug, in dessen Ellipse mit 10 km Abstand (blau gestrichelt) sich eine ESWD-Meldung befindet (ESWD-Meldung 1), gilt als der ESWD-Meldung zugeordnet und wird Hagelzug genannt. Einer ESWD-Meldung außerhalb der Ellipse (ESWD-Meldung 2) mit einem minimalen Gewitterzugabstand von mehr als 10 km wird der Gewitterzug nicht zugeordnet.

gungen verwendet, die nur selten in der Atmosphäre auftreten, aber theoretisch durchaus möglich sind.

Teilweise kommt es vor, dass einer ESWD-Meldung mehrere Gewitterzüge zugeordnet werden. Eine Parameterliste mit diversen Spezifikationen zu den einzelnen Gewitterzügen dient sodann als Entscheidungshilfe. Insgesamt können (zunächst ohne Betrachtung der Uhrzeit am entsprechenden Tag) den ESWD-Meldungen für den zu untersuchenden Zeitraum 1097 Hagelzüge zugeordnet werden.

Außerdem ist noch keine Aussage darüber möglich, ob der Hagelzug auch zur entsprechenden Uhrzeit der Hagelmeldung auftrat. Hierfür wird ebenfalls die Parameterliste herangezogen, welche weitere Informationen über die Gewitter-/Hagelzüge enthält. In einigen Fällen ist die zugeordnete Uhrzeit des Hagelzugs und die Uhrzeit der ESWD-Meldung zu unterschiedlich. Diejenigen Hagelzüge, für die mithilfe der Parameterliste nicht eindeutige, fehlerhafte oder uhrzeitlich unpassende Zuordnungen festzustellen sind, werden nicht weiter verwendet. Da diese Fälle willkürlich auftreten, wird für die folgenden Auswertungen weiterhin eine Repräsentativität des Datensatzes angenommen.

Übrig bleiben somit noch 985 Hagelzüge mit zugehöriger Information über den maximalen Hagelkorndurchmesser nach ESWD-Meldungen, die Mittelpunktskoordinaten, das Datum und die Uhrzeit am Mittelpunkt, Angaben über die Länge, Breite und Dauer sowie die mittlere Orientierung des jeweiligen Hagelzugs.

3.6 Zuordnung und Abstandsberechnung der Gewitterzüge zu Fronten

Für jede Koordinatenangabe eines Frontenpixels wird der minimale Abstand zu jedem Gewitterzugpixel des entsprechenden Termins berechnet. Das Minimum aller Abstandsberechnungen stellt somit den minimalen Abstand der nächstliegenden Fronten zu einem Gewitterzug dar. Der minimale Abstand wird dabei analog zur Zuordnung der Gewitterzüge zu den ESWD-Meldungen ermittelt.

Als frontal werden Gewitterzüge bezeichnet, in deren Suchradius sich eine Front befindet. Folgendes Kriterium gilt für den Suchradius *R*:

$$R = \frac{L}{2} + c_{200} \tag{3.4}$$

mit L als Länge des Gewitterzugs. Der Suchradius R besteht aus einem variablen Anteil, der die Hälfte der Gewitterzuglänge umfasst, und einem konstanten Anteil $c_{200} = 200$ km. Gewitterzüge, die eine minimale Entfernung r < R zur nächstliegenden Front am zugehörigen Zeitpunkt besitzen (siehe Abb. 3.2), werden fortan als frontal bezeichnet.



Abbildung 3.2: Schematische Skizze eines frontalen Gewitterzugs (rot kariert) der Länge L (schwarzer Pfeil) mit zugehöriger Kaltfront (blau). Die Kaltfront liegt innerhalb der Ellipse (blau gestrichelt), die den Abstand R (roter Pfeil) vom nächstliegenden Gewitterzugpunkt besitzt. Die Entfernung r (blauer Pfeil) des nächstliegenden Gewitterzugpunkts zur Front ist kleiner als der zugelassene Suchradius R.

Der variable Anteil trägt dem Umstand Rechnung, dass nur die Uhrzeit am Mittelpunkt des Gewitterzugs bekannt ist und die Fronten in einer Auflösung von $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ vorliegen. Über die Uhrzeit am Mittelpunkt des Gewitterzugs wird die Auswahl der Uhrzeit der Fronten (also 00, 06, 12, 18 UTC) festgelegt. Für den Fall, dass ein Gewitterzug am Mittelpunkt eine Uhrzeit exakt zwischen den Uhrzeiten der Fronten besitzt, werden beide Zeitpunkte der Fronten in die Abstandsberechnungen einbezogen. Da die Fronten im sechs-stündlichen Zeitabstand vorliegen, beträgt die Zeitdifferenz zum Mittelpunkt des Gewitterzugs somit maximal drei Stunden.

Beispiel 1: Der Mittelpunkt des Gewitterzugs wurde um 15:00 UTC registriert. Dann werden die Fronten von 12 und 18 UTC des entsprechenden Datums verwendet. In allen anderen Fällen wird die nächstliegende Uhrzeit gewählt.

Beispiel 2: Bei einem Mittelpunkt des Gewitterzugs um 16:45 UTC erfolgen die Abstandsberechnungen mit den Fronten von 18 UTC.
4. Ergebnisse

In diesem Kapitel sollen die räumliche Verteilung und die Eigenschaften der anhand von Radardaten bestimmten Gewitterzüge, der ESWD-Meldungen und der Hagelzüge beschrieben werden. Außerdem wird auf die zeitliche Variabilität der Hagelzüge eingegangen. Anschließend wird untersucht, wie häufig Gewitter- und Hagelereignisse im Zusammenhang mit Fronten entstehen. Dazu werden die Frontenanalysen nach Schemm et al. (2015b) basierend auf ERA-Interim-Reanalysen verwendet. Schließlich werden die vorherrschenden Luftmasseneigenschaften beleuchtet. Dabei wird zunächst auf die vieljährigen mittleren Bedingungen der vertikalen Windscherung (Geschwindigkeits- und Richtungsscherung) sowie der konvektiven Größen der Lapse Rate und der CAPE nach ERA-Interim-Reanalysen in den Sommerhalbjahren 2005 – 2014 eingegangen. Anschließend werden die räumlichen Verteilungen der vertikalen Windscherung und der konvektiven Größen im Bereich der Gewitterzüge betrachtet. Für die Hagelzüge mit Hagelmeldungen der ESWD werden mittlere Werte der untersuchten Luftmasseneigenschaften für Westeuropa berechnet. Die Resultate werden nach frontalem und nicht-frontalem Zusammenhang separiert.

4.1 Räumliche Verteilung und Eigenschaften von Gewitterzügen, ESWD-Meldungen und Hagelzügen

4.1.1 Gewitterzüge

Für die Analyse der räumlichen Verteilung der aus Radardaten detektierten Gewitterzüge wird Deutschland in $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ -Flächenelemente aufgeteilt. Ein Gewitterzug erhöht dabei die Anzahl in denjenigen Flächenelementen um eins, über die er hinweggezogen ist. Ein langer Gewitterzug sorgt demnach in mehreren Flächenelementen für eine Anzahlerhöhung um eins, während kurze Gewitterzüge unter Umständen nur ein Flächenelement betreffen. Die Gesamtanzahl der Gewitterzüge pro Flächenelement (Dichte der Gewitterzüge) wird jeweils auf den entsprechenden Mittelpunkt projiziert und anschließend interpoliert.

Unmittelbar im Randbereich der Radarabdeckung repräsentiert die dargestellte Anzahl der Gewitterzüge allerdings nicht die tatsächliche Gewitteraktivität. Flächenelemente im Randbereich der Radare werden nur teilweise abgedeckt, sodass die tatsächliche Zahl für die Randelemente höher liegt. Geringe räumliche Verschiebungen sind wegen der Projektion der Anzahl der Gewitterzüge auf die Mittelpunkte der Flächenelemente möglich und bei der Interpretation der Karten zur Anzahl der Gewitterzüge zu berücksichtigen.

Die räumliche Verteilung von schweren Gewittern und des Hagelpotentials wurde bereits in einigen Studien beschrieben. Puskeiler et al. (2016) untersuchten die Anzahl der Hageltage in Deutschland, die sie von 2D- und 3D-Radarreflektivitäten im Zeitraum von 2005 – 2011 ableiteten. In den Arbeiten fanden die Autoren eine zunehmende Anzahl der auf Radardaten basierenden Hageltagen von Nord nach Süd. Die höchsten Werte wurden meist stromab von Gebirgen identifiziert.

Puskeiler (2013) analysierte die Anzahl der Hageltage im Zeitraum von 2005 – 2011 anhand eines Hagelkriteriums (HK), das auf einer größtmöglichen Übereinstimmung von 3D-Radardaten und Versicherungsdaten basiert (HK > 3,5 km). Gemäß seiner Arbeit ist in Deutschland eine hohe räumliche Variabilität zu erkennen. Während südlich und östlich von Stuttgart, im bayerischen Voralpenland, in Teilen Hessens und im Erzgebirge Maxima der Hageltage zu finden sind, treten im Umfeld von Nord- und Ostsee kaum Hageltage auf. Jedoch gibt es auch im Süden Deutschlands Regionen mit nur wenigen Hageltagen (z.B. im Osten Bayerns). Für die räumliche Verteilung von Hagelgewittern starker Intensität (HK > 6 km) ergab sich eine ähnliche Struktur bei einer geringeren Anzahl an Hageltagen, jedoch mit höheren horizontalen Gradienten. Basierend auf 2D-Radardaten mit Reflektivitätswerten von mindestens 55 dBZ erhielt der Autor eine ähnliche räumliche Verteilung wie für das Hagelkriterium (HK > 3,5 km), allerdings mit einer teilweise höheren Anzahl der Tage, für die die Kriterien erfüllt sind, und einer größeren Ausdehnung der Gebiete mit hohen Werten.

Punge et al. (2014) untersuchten die räumliche Verteilung von stochastischen Hagelereignissen basierend auf Satellitenbeobachtungen von Overshooting Tops (OT) und Hagelmeldunen der ESWD in den Sommerhalbjahren 2004 – 2011. Gemäß ihren Ergebnissen ist eine hohe räumliche Variabilität sowie in Deutschland ein Nord-Süd-Gradient und in Frankreich ein Nordwest-Südost-Gradient der Anzahl stochastischer Hagelereignisse festzustellen. Die höchste Hagelaktivität fanden die Autoren über Gebirgen (Pyrenäen, Zentralmassiv, Alpen), die geringsten Werte in der Bretagne und in Norddeutschland.

Mohr et al. (2015) beschrieben die potentielle Hagelgefährdung (potential hail index, PHI) in Europa mithilfe eines logistischen Hagelmodells, in das der surface-based Lifted Index, die Tiefsttemperatur und die Temperatur in 2 m eingehen. Für Deutschland und Frankreich wurde für das Flachland ein Nord-Süd- bzw. Nordwest-Südost-Gradient gefunden. Dabei wurde die höchste Hagelgefährdung vom Alpenvorland bis in die nördliche Schweiz analysiert, am geringsten gefährdet ist der Nordwesten Frankreichs (insbesondere die Bretagne). Über den Gebirgen (Alpen, Pyrenäen, Zentralmassiv) herrscht demnach aufgrund der verwendeten Bodentemperaturen für den PHI eine geringe Hagelgefährdung vor.

Den Analysen dieser Arbeit zufolge lassen sich, ähnlich wie bei den eingangs beschriebenen Arbeiten, in Deutschland im Wesentlichen vier Gebiete mit einer erhöhten Anzahl an Gewitterzügen ausmachen, in welchen vergleichsweise häufig Gewitterzüge mit Radarreflektivitäten von mindestens 55 dBZ auftreten. Eines der vier Gebiete mit hoher Dichte der Gewitterzüge erstreckt sich vom Erzgebirge bis ins östliche Thüringen und südliche Brandenburg (Abb. 4.1). Ein zweites Gebiet mit hoher Dichte der Gewitterzüge befindet sich im südlichen Bayern, etwa von München bis zum Alpenrand. Ein drittes Gebiet mit hoher Dichte der Gewitterzüge ist südlich und östlich von Stuttgart entlang der Schwäbischen Alb zu finden. Eine erhöhte Dichte der Gewitterzüge herrscht außerdem von Südhessen bis ins Ruhrgebiet vor, etwa im Bereich der Großräume Frankfurt und Köln. Dieses Gebiet hat zwar eine große räumliche Ausdehnung, ist aber nicht derart ausgeprägt wie die anderen drei Regionen mit einer hohen Zugbahndichte.

Auch abseits der vier beschriebenen Gebiete gibt es Regionen mit erhöhter Dichte der Gewitterzüge, beispielsweise bei Hannover, südlich von Hamburg im Bereich der Lüneburger Heide, vom Hunsrück bis zum Odenwald oder über dem Thüringisch-Fränkischen Mittelgebirge. Eine auffallend geringe Dichte der Gewitterzüge herrscht im östlichen Unterbayerischen Hügelland (südlich des Bayerischen Walds), im Thüringer Becken, im Emsland und Ostfriesland sowie im Umfeld der Ostsee.



Abbildung 4.1: Anzahl der aus Radardaten (Z \geq 55 dBZ) bestimmten Gewitterzüge pro 0,25° × 0,25° in den Sommerhalbjahren (SHJ) 2005 – 2014 in Deutschland. Isohypsen sind grau dargestellt (600, 1200, 1800, 3600 m ü. NN).

In Frankreich befindet sich der Schwerpunkt der Gewitterzüge im Zentralmassiv, insbesondere im nördlichen und östlichen Teil (Abb. 4.2). Eine erhöhte Dichte der Gewitterzüge ist außerdem in Teilen des Rhônetals zu finden, etwa südlich von Lyon. Im Norden schließen sich Teile Burgunds, Teile der Champagne-Ardenne und Teile Lothringens mit einer Vielzahl an Gewitterzügen an. Auch in weiten Teilen Aquitaniens (südlich von Bordeaux bis zu den Pyrenäen) ist die Gewitterzuganzahl erhöht. Eine geringe Anzahl der Gewitterzüge weisen dagegen die Regionen Centre-Val de Loire und Languedoc-Roussillon auf, ebenso wie die Bretagne.



Abbildung 4.2: Wie Abb. 4.2, aber für Frankreich, Belgien und Luxemburg.

Die räumliche Verteilung der Gewitterzüge in dieser Arbeit kann verschiedene Ursachen haben. Zur Auslösung von starken Gewittern sind hohe Werte der CAPE günstig. Klimatisch bedingt sind im Süden höhere Temperaturen zu finden und es treten im Mittel höhere Werte der CAPE auf als im Norden. Auch hohe Werte der potentiellen Instabilität bieten günstige Voraussetzungen zur Auslösung von Schwergewittern. Insbesondere für Frankreich sind im Süden deutlich höhere Werte der Lapse Rate als Maß für die potentielle Instabilität zu finden. Die räumliche Verteilung der Gewitterzüge hat aber auch orographische Gründe. Gebirge können die Windverhältnisse in den unteren Troposphärenschichten entscheidend beeinflussen und beispielsweise für Konvergenzbereiche sorgen. So treten vor allem stromab (östlich und nordöstlich) von Gebirgen viele Gewitterzüge auf. Maßgeblich für die Häufigkeit des Auftretens von Gewitterzügen kann auch ein Zusammenhang mit synoptischen Kaltfronten sein. Kaltfronten gehen in der Regel mit höheren Werten der Windscherung einher und haben dadurch Einfluss auf die Organisationsform und damit auch die Intensität von Gewitterzellen. Wie die atmosphärischen Eigenschaften in Westeuropa bei Gewitterzügen im Detail aussehen, kann Kapitel 4.3 entnommen werden.

Die Maxima und Minima der räumlichen Verteilungen der Anzahl der Gewitterzüge stimmt im Wesentlichen mit den räumlichen Verteilungen in den zu Beginn des Abschnitts genannten Arbeiten überein. Insbesondere der Vergleich mit der aus 2D-Radardaten gewonnenen räumlichen Verteilung der Anzahl von Tagen mit einer Radarreflektivität von mindestens 55 dBZ nach Puskeiler (2013) weist überwiegend Gemeinsamkeiten auf. Diese sind unter anderem darauf zurückzuführen, dass in Puskeiler (2013) die Anzahl der Tage mit Radarreflektivitäten von Z > 55 dBZ, in dieser Arbeit hingegen die Anzahl der Gewitterzüge mit Z > 55 dBZ betrachtet wurde. Unterschiede der Anzahl können beispielsweise dadurch erklärt werden, dass in einer Region mehrere Gewitterzüge an einem Tag auftreten können. Unterschiede treten beispielsweise westlich von Frankfurt bis zur Eifel, wo in dieser Arbeit eine geringere Anzahl im Vergleich zu den Maxima bei Frankfurt und Köln zu finden sind, und in Sachsen, wo eine höhere Anzahl und eine glattere Verteilung zu finden ist, auf.

4.1.2 ESWD-Meldungen

Den ESWD-Hagelmeldungen in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg der Sommerhalbjahre 2005 – 2014 werden die radarbasierten Gewitterzüge zugeordnet. Eine Zuordnung erfolgt dann, wenn eine Meldung der ESWD höchstens 10 km von einem Gewitterzug entfernt ist. Für die zugeorndeten Hagelmeldungen der ESWD ergibt sich folgende Statistik: Der Anteil aller ESWD-Meldungen mit Gewitterzug-Zuordnung beträgt 58,3 %, sodass von den 4 577 Hagelbeobachtungen insgesamt 2 668 verwendet werden können.

Die Hagelmeldungen werden für die folgende Betrachtung in verschiedene Größenklassen der Korndurchmesser aufgeteilt (2 bis < 4 cm, 4 bis < 6 cm und 6 bis < 8 cm sowie ≥ 2 cm, ≥ 4 cm, ≥ 6 cm und ≥ 8 cm). Verglichen mit der Gesamtheit aller ESWD-Hagelmeldungen im Zeitraum von 2005 bis 2014 treten durch die in Kapitel 3.5 beschriebene Verschneidung mit den aus Radardaten bestimmten Gewitterzüge nur geringe Unterschiede hinsichtlich der Verteilung auf die verschiedenen Größenklassen auf (siehe Tab. 4.1). Die Abweichungen der verwendeten ESWD-Meldungen zur Gesamtheit aller gemeldeten ESWD-Hageldaten betragen höchstens 2,8 % (für Hagelkörner der Größenklasse 2 bis < 4 cm). Für die anderen Größenklasse sind die Abweichungen deutlich geringer. Beispielsweise für die Größenklasse 2 bis < 4 cm sind es 0,8 % und für die Größenklasse ≥ 8 cm sogar weniger als 0,1 %. Bezüglich der Hagelkorndurchmesser ist die Repräsentativität der verwendeten ESWD-Meldungen einigermaßen gewahrt.

Für Deutschland (DE) konnten 61,6 % aller ESWD-Meldungen mit Gewitterzügen identifiziert werden, für Frankreich (FR) war es knapp die Hälfte aller Meldungen (49,6 %). Für Belgien (BE)

Tabelle 4.1: Häufigkeit der ESWD-Meldungen in den SHJ 2005 – 2014 in Abhängigkeit vom maximalen Durchmesser der Hagelkörner für alle Meldungen (mittlere Spalte) und für die Meldungen, die den aus Radardaten bestimmten Gewitterzügen zugeordnet werden konnten (rechte Spalte).

Hagelkorn- durchmesser	Anteil an allen Meldungen (in %)	Anteil an verwendeten Meldungen (in %)
2 - < 4 cm	38,5	35,7
4 - < 6 cm	11,3	12,1
6 - < 8 cm	2,7	3,0
$\geq 2 \text{ cm}$	53,5	51,9
\geq 4 cm	14,9	16,2
\geq 6 cm	3,7	4,0
\geq 8 cm	1,0	1,0

und Luxemburg (LU) war die prozentuale Zuordnung geringer, jedoch ist auch die Anzahl der Hagelmeldungen für diese Länder sehr gering (vgl. Abschnitt 4.1.2). Die prozentuale Zuordnung unterscheidet sich je nach Jahr zum Teil erheblich. Im Jahr 2006 sind nur 32,4 % der ESWD-Meldungen Gewitterzüge zugeordnet, 2013 hingegen beachtliche 80,6 %.

Eine solch starke Variation kann möglicherweise auf Radarausfälle zurückzuführen sein, beispielsweise wenn ein Radargerät an einem hagelrelevanten Tag nicht funktionierte und ein Großteil der ESWD-Meldungen des Jahrs an einem solchen Ausfalltag registriert wurde.

Für den Länderanteil bezüglich aller verwendeten ESWD-Meldungen ergibt sich folgende Verteilung (siehe Tabelle 4.2): Auf Deutschland fallen davon rund vier von fünf (80,8 %) der verwendeten Hagelmeldungen, auf Frankreich 18,0 %, auf Belgien 1,2 % und auf Luxemburg < 0,1 %. Verglichen mit der Gesamtheit aller ESWD-Meldungen von 2005 – 2014 ist das relativ gesehen für Deutschland ein Plus von 4,3, für Frankreich ein Minus von 3,1, für Belgien ein Minus von 0,5 und für Luxemburg ein Minus von rund 0,6 Prozentpunkten.

Tabelle 4.2: Länderverteilung aller und der verwendeten ESWD-Meldungen in den SHJ 2005 – 2014.

Land	Anteil an allen Meldungen (in %)	Anteil an verwendeten Meldungen (in %)
DE	76,5	80,8
FR	21,1	18,0
BE	1,7	1,2
LU	0,7	< 0,1

Bei der Verteilung der Hagelmeldungen auf die einzelnen Jahre treten je nach Jahr zum Teil grö-

ßere Unterschiede auf (siehe Tabelle 4.3). Beispielsweise liegt im Jahr 2013 die Differenz des Anteils aller ESWD-Meldungen zum Anteil der verwendeten ESWD-Meldungen bei 5,4 %. Im Jahr 2014 unterscheiden sich die Anteile hingegen nur minimal (< 0,1 %). Die Gründe für die Differenzen können nicht identifiziert werden. Sind die Unterschiede in einem Jahr sehr groß, so kann dies unter anderem an einer der von Jahr zu Jahr unterschiedlich hohen Zuordnungsrate der Gewitterzüge zu den ESWD-Meldungen liegen. Auch ein Ausfall von Radargeräten ist möglich. In diesem Fall liegen dann keine radarbasierten Gewitterzüge vor, sodass eine Zuordnung unmöglich ist und sämtliche ESWD-Meldungen für die Ausfallzeit nicht verwendet werden können.

Tabelle 4.3: Jährliche Verteilung aller und der verwendeten ESWD-Meldungen in den SHJ 2005 – 2014.

Jahr	Anteil an allen Meldungen (in %)	Anteil an verwendeten Meldungen (in %)
2005	5,2	4,6
2006	4,5	2,5
2007	8,1	5,6
2008	8,3	5,7
2009	9,3	9,9
2010	12,4	15,1
2011	11,4	7,9
2012	12,0	14,5
2013	14,1	19,5
2014	14,7	14,7

4.1.3 Hagelzüge

Nach Zuordnung der aus Radardaten bestimmten Gewitterzüge mit den ESWD-Meldungen verblieben insgesamt 1097 Ereignisse. Da für alle Ereignisse Hagelmeldungen vorliegen, werden diese im Folgenden als Hagelzüge bezeichnet. Die Hagelzüge wurden mit der Parameterliste, die Eigenschaften der Hagelzüge enthält, darunter auch die Uhrzeit am Mittelpunkt eines Hagelzugs, kombiniert. Durch den Vergleich der Uhrzeiten der ESWD-Meldungen mit den aus der Parameterliste stammenden Uhrzeiten der Hagelzüge verbleiben noch 985 Hagelzüge in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg für den Zeitraum 2005 – 2014. Von den 985 Hagelzügen entfallen 76,6 % auf Deutschland, 21,7 % auf Frankreich und der Rest auf Belgien. Über luxemburgischem Gebiet wurden keine Hagelzüge analysiert. Die Länderzuweisung erfolgt über den Ort des zugehörigen maximalen Korndurchmessers eines Hagelzugs. Jeder vierte Hagelzug (25,5 %) brachte gemäß den zugehörigen ESWD-Meldungen einen maximalen Hagelkorndurchmesser von weniger als 2 cm hervor (siehe dazu auch Abb. 4.15). Fast die Hälfte aller Hagelzüge (46,5 %) hat maximale Korndurchmesser im Bereich von 2 cm bis < 4 cm. Bei jedem fünften Hagelzug (20,7 %) wurden maximale Durchmesser von 4 cm bis < 6 cm gefunden, und bei 7,3 % der Hagelzüge war das größte beobachtete Hagelkorn jeweils mindestens 6 cm groß.

Die Verteilung der Hagelzüge in Deutschland weist ebenfalls vier Gebiete mit einer hohen Dichte auf. Ein Hagelschwerpunkt erstreckt sich vom Großraum Stuttgart bis zur Schwäbischen Alb, ein zweiter vom Großraum München bis zum Alpenrand, ein dritter vom Erzgebirge bis nach Thüringen und ein vierter im Großraum Köln (Abb. 4.3). Für Frankreich, Belgien und Luxemburg kann aufgrund einer wesentlich geringeren Anzahl an Hagelzügen (insgesamt nur 230) auf einer erheblich größeren Fläche keine belastbare Aussage zur räumliche Verteilung der Hagelzüge getroffen werden.



Abbildung 4.3: Anzahl der Hagelzüge pro $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ in den SHJ 2005 – 2014 in Deutschland. Isohypsen sind grau dargestellt (600, 1200, 1800, 3600 m ü. NN).

Dass die vier Gebiete mit hoher Dichte der Gewitter-/Hagelzüge in Abbildung 4.1 und Abbildung 4.3 ähnlich auftreten, spricht dafür, dass die Verteilung der deutlich geringeren Anzahl von Hagelzügen als repräsentativ für die Gesamtheit aller Gewitterzüge in Deutschland angesehen werden kann und umgekehrt eine hohe Anzahl von Gewitterzügen hagelgefährdete Gebiete darstellt. Verglichen mit der Verteilung aller Gewitterzüge in $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ -Auflösung (vgl. Abb. 4.1

oder in $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ -Auflösung: siehe im Anhang Abb. A.1, rechts) ist die Verteilung der Hagelzüge glatter und räumlich zum Teil leicht verschoben. Grund hierfür ist unter anderem die Projektion der Anzahl der Hagelzüge auf die Mittelpunkte der $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ -Flächenelemente mit anschließender Interpolation. Abweichungen existieren dadurch beispielsweise im Thüringer Becken, im Raum Hamburg oder im Stuttgarter Raum.

Um herauszufinden, ob die Länge eines Hagelzugs mit dem Hagelkorndurchmesser zusammenhängt, werden die die Hagelzüge in fünf verschiedene Längenklassen unterteilt (< 25 km, 25 km bis < 50 km, 50 km bis < 100 km, 100 km bis < 150 km und \geq 150 km). Für die ersten drei Längenklassen resultiert eine vergleichbare Anzahl der Hagelzüge (265, 299 bzw. 235 Hagelzüge), ebenso für die beiden größten Längenklassen (95 bzw. 91 Hagelzüge). Mit zunehmenden Längen der Hagelzüge ist eine Zunahme des maximalen Hagelkorndurchmessers festzustellen (Abb. 4.4).



Abbildung 4.4: Boxplot des maximalen Hagelkorndurchmessers in Abhängigkeit von der Länge der Hagelzüge in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg. Zwischen dem oberen Quartil (q₃, oberes Ende der blauen Boxen) und dem unteren Quartil (q₁, unteres Ende der blauen Boxen) sind der Median (rote Linie) und das Mittel (rotes x) dargestellt. Ausreißer sind als rote + dargestellt und liegen außerhalb der Länge der Antennen (q₃ + 1,5 × (q₃ - q₁) bzw. q₁ - 1,5 × (q₃ - q₁), schwarz gestrichelt).

Beträgt der mittlere Durchmesser für die kürzeste Längenklasse 2,43 cm, sind es für die zweite Längenklasse (25 km bis < 50 km) im Durchschnitt 2,75 cm und für die dritte Längenklasse (50 km bis < 100 km) 2,93 cm. Ein noch deutlicherer Unterschied des mittleren maximalen Hagelkorndurchmessers ist zwischen der Längenklasse 100 km bis < 150 km mit 3,11 cm und der Längenklasse \geq 150 km mit 4,01 cm festzustellen. In jeder Längenklasse existieren einzelne Hagelzüge mit Hagelkorndurchmessern von mindestens 6 cm. Gewitterzellen kurzer Hagelzüge können demnach ebenfalls sehr große Hagelkörner produzieren. Ein Ursache für diese Befunde ist wahrscheinlich in der Organisationsform der Hagelgewitter zu finden. Horizontal und vertikal sehr ausgedehnte Gewitterkomplexe wie beispielsweise Superzellen oder Gewitterlinien bestehen in der Regel länger, sind oftmals intensiver und mit größeren Hagelkörnern verbunden als kleinere Gewittersysteme, die häufig nur für kleinere Hagelkörner sorgen. Ein weiterer Grund können Kaltfronten sein. Sie bescheren den Gewitterzellen aufgrund stärkerer vertikaler Windscherung eine organisiertere Form und eine längere Lebensdauer und bieten deshalb in der Regel günstige Bedingungen für die Ausbildung größerer Hagelkörner (siehe Kapitel 4.2.3).

Aus welcher Richtung Hagelzüge aufziehen, hängt auch mit dem großräumig dominierten Strömungsmuster zusammen. Bestimmte Wetterlagen begünstigen die Entstehung von starken Hagelgewittern, andere sind quasi ein Ausschlusskriterium. Beispielsweise bei südwestlicher Anströmung dominieren oft feuchte und heiße Luftmassen, die (sofern die übrigen Voraussetzungen zur Auslösung hochreichender Konvektion erfüllt sind) günstige Bedingungen für Schwergewitter darstellen. Inwiefern die Orientierung der Hagelzüge wiederum mit dem Korndruchmesser zusammenhängt, soll durch die Aufteilung der Hagelzüge mit den Hagelmeldungen der ESWD auf zwölf gleich große Winkelklassen (jeweils 30°-Intervalle) deutlich gemacht werden. Es wird ersichtlich, dass Hagelzüge mit einem Verlagerungswinkel von Nordwest über Nordost bis Südost kaum auftreten. Nur 13,6 % aller Hagelzüge kommen aus Richtungen zwischen 315° und 135°. Fast ein Drittel (66,1 %) aller Hagelzüge haben eine Verlagerung aus südwestlichen bis westlichen Richtungen (195° – 285°), 32,2 % besitzen einen Winkel im Intervall von 225° bis 255°.

Werden nun die mittleren Hagelkorndurchmesser in den verschiedenen Winkelklassen betrachtet, fällt auf, dass die größten mittleren Durchmesser in denjenigen Winkelklassen auftreten, in die auch die meisten Hagelzüge fallen. Die größten mittleren Durchmesser sind für diejenigen Hagelzüge zu finden, die aus westnordwestlicher bis südsüdwestlicher Richtung aufziehen (Abb. 4.5), die geringsten Durchmesser für nördliche bis östliche Richtungen. In der Winkelklasse 195° – 225° (insgesamt 180 Hagelzüge) beträgt der mittlere maximale Hagelkorndurchmesser 2,97 cm, in der Klasse $225^{\circ} - 255^{\circ}$ (insgesamt 317 Hagelzüge) 3,09 cm und in der Klasse $255^{\circ} - 285^{\circ}$ (insgesamt 154 Hagelzüge) 3,06 cm. In den übrigen Klassen sind die Hagelkorndurchmesser geringer. Den kleinsten mittleren maximalen Durchmesser aller Winkelklassen hat die Klasse Ost $(75^{\circ} - 105^{\circ})$ mit 2,0 cm.

In jeder 30-Grad-Klasse im Bereich von $75^{\circ} - 345^{\circ}$ gibt es jeweils mindestens einen Hagelzug mit einem maximalen Korndurchmesser von mindestens 6 cm. Sehr große Hagelkörner mit Durchmessern von mindestens 8 cm beschränken sich auf den Winkelbereich zwischen 135° und 315°, extrem große Hagelkörner von mindestens 10 cm auf den Winkelbereich von 195° – 285°. Besonders aus südwestlichen bis westlichen Richtungen ziehende Gewitter sind oft mit der Gefahr großen Hagelschlags verbunden. In den weniger häufig vorkommenden Winkelbereichen zwischen 75° und 195° (75° – 105°: insgesamt 23 Hagelzüge, 105° – 135°: 34, 135° – 165°: 53, 165° – 195°: 88) sowie zwischen 285° und 345° (285° – 315°: insgesamt 59 Hagelzüge, $315^{\circ} - 345^{\circ}$: 19) kommen einzelne schadenträchtige Hagelzüge jedoch ebenfalls vor. Zwischen Winkeln von 345° und 75° ($345^{\circ} - 15^{\circ}$: insgesamt 9 Hagelzüge, $15^{\circ} - 45^{\circ}$: 19, $45^{\circ} - 75^{\circ}$: 30) haben sämtliche Hagelzüge einen maximalen Hagelkorndurchmesser von unter 6 cm. Großhagel fällt also nicht aus Gewittern, die aus den Richtungen von Nord bis Ost kommen. Aus allen anderen Richtungen werden Gewittersysteme mit großen Hagelkörnern beobachtet.



Abbildung 4.5: Boxplot des maximalen Hagelkorndurchmessers in Abhängigkeit vom Verlagerungswinkel der Hagelzüge in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg.

Entsprechend der günstigsten atmosphärischen Bedingungen zur Entstehung starker Gewitter, kommt ein Großteil der Gewitter in Westeuropa aus südlichen bis südwestlichen Richtungen. Hochreichende Konvektion kann erst bei Vorliegen von (potentieller) Instabilität, starker bodennaher Erwärmung, hoher Feuchte in den unteren Troposphärenschichten und einem zusätzlichen Hebungsmechanismus ausgelöst werden. Warme und feuchte Luftmassen werden häufig aus südlichen Richtungen advehiert. Großskalige Hebungsantriebe sind beispielsweise auf der Vorderseite von Trögen zu finden, die sich in der Regel ostwärts verlagern. Da das Strömungsmuster die Zugrichtung der Hagelgewitter stark beeinflusst, bewegen sich die Hagelgewitter annähernd mit dem vertikal gemittelten Horizontalwind. Bei nördlichen und östlichen Strömungsmustern sind die konvektionsauslösenden Voraussetzungen nur sehr selten gegeben, weil die Luftmassen klimatisch und kontinental bedingt kühler und trockener sind. Starke Gewitter entwickeln manchmal eine Eigendynamik und können vom Mittelwind teilweise über 45° abweichen. Das könnte ein Grund sein, weshalb große Hagelkörner vereinzelt in Hagelzügen auftreten, welche aus nordwestlichen oder südöstlichen Richtungen aufziehen.

4.1.4 Zeitliche und räumliche Variabilität der Hagelzüge und Hagelkorndurchmesser

Hagelgewitter in Westeuropa weisen einen starken saisonalen und uhrzeitabhängigen Gang auf. Zunächst wird die Verteilung der Hagelzüge in den Sommerhalbjahren 2005 – 2014 betrachtet. In den Monatsdekaden von Mai bis August sind die meisten Hagelzüge und auch die größte Anzahl starker Hagelereignisse mit großen Hagelkorndurchmessern zu verzeichnen (Abb. 4.6). Im April und September ist die Gesamtzahl der Hagelzüge erheblich geringer als in den Monaten von Mai bis August.



Abbildung 4.6: Anzahl der Hagelzüge in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg nach Monatsdekaden mit verschiedenen Größenklassen der maximalen Hagelkorndurchmesser.

Bei der Verteilung der Anzahl ist ein Ausreißer nach oben hin in der dritten Maidekade zu beobachten. Dafür sind einzelne sehr hagelaktive Tage verantwortlich (beispielsweise 24. Mai 2010), an denen eine Vielzahl von Hagelzügen zugeordnet wurde. In einigen Fällen werden vom Zellverfolgungsalgorithmus lange Hagelzüge in mehrere kurze Hagelzüge unterteilt, insbesondere dann, wenn die maximale Reflektivität um einen Wert von 55 dBZ schwankt. Dies scheint vor allem in der dritten Maidekade der Fall zu sein. Auffällig ist außerdem die geringe Anzahl an Hagelzügen in der zweiten Augustdekade, die zumindest teilweise durch die geringere Zahl an ESWD-Meldungen gegenüber anderen Dekaden im Sommer bedingt ist.

Potentiell schadenträchtige Hagelzüge mit großen Korndurchmessern von mindestens 6 cm treten vor allem von der dritten Maidekade bis in die dritte Augustdekade auf. In der ersten Junidekade sind sowohl bezüglich der Gesamtzahl aller Hagelzüge (1,2 %) als auch relativ zur Gesamtzahl

der Hagelzüge in der Dekade (15,6 %) die meisten Hagelzüge mit Hagelkörnern von mindestens 6 cm Durchmesser vorzufinden. Ein besonders hoher Anteil der Hagelzüge hat in der dritten Junidekade Hagelkörner von mindestens 4 cm Durchmesser (41,6 %), nur wenige sind mit Korndurchmessern von weniger als 2 cm verbunden (8,3 %). Die erste und dritte Junidekade weisen daher ein sehr hohes Schadenpotential auf. Im April und September sind keine Hagelzüge mit maximalen Korndurchmessern von mindestens 6 cm vorhanden. In den letzten beiden Septemberdekaden treten nur Hagelkörner mit Durchmessern von weniger als 4 cm auf.

Verglichen mit dem saisonalen Verlauf von Hagelereignissen in der Arbeit von Punge und Kunz (2016) sind einige Gemeinsamkeiten festzustellen. Demzufolge beginnt die Hagelsaison in Westeuropa im April/Mai und endet im August/September. Im Mai und Juni ist die Anzahl der Hagelstürme demnach am höchsten, im Mai außerdem die Anzahl der Hageltage und die hagelkinetische Energie. Im Juni und Juli sind dagegen die betroffene Fläche, die größten Hagelkorndurchmesser und die Schäden am größten. Im April und September stellten die Autoren Minima der Hagelaktivität fest. Diese Befunde stehen in Einklang mit dem in dieser Arbeit gefundenen saisonalen Verlauf der Anzahl der Hagelzüge und der Größe der Hagelkorndurchmesser.

Bei Betrachtung des Tagesgangs fällt auf, dass im Zeitintervall von 12 bis 15 UTC ein starker Anstieg der Anzahl der Hagelzüge zu verzeichnen ist (28,4 % aller Hagelzüge) und dass die meisten Hagelzüge auf den Zeitraum von 15 – 18 UTC (39,0 %) entfallen. In den Abendstunden (18 – 21 UTC) nimmt die Hagelaktivität wieder deutlich ab (auf 18,9 %). Von 21 bis 00 UTC geht die Anzahl der Hagelzügen weiter merklich zurück (4,0 %). In den Früh- (00 – 03 UTC) und Morgenstunden (03 – 06 UTC) sowie am Vormittag (06 – 09 UTC) ist die Hagelaktivität am geringsten (2,0 % bzw. 1,1 % bzw. 2,1 % aller Hagelzüge; siehe Abb. 4.7). Mittags (09 – 12 UTC) nimmt die Anzahl der Hagelzüge wieder zu (4,5 % aller Hagelzüge). In der ersten Tageshälfte (00 – 12 UTC) beträgt der Anteil der Hagelzüge bezogen auf die Gesamtzahl weniger als 10 % (9,7 % oder 96 von 985 Hagelzügen).

In der ersten Tageshälfte (00 – 12 UTC) sind die meisten Hagelzüge mit Hagelkörnern von weniger als 4 cm Durchmesser verbunden. Insbesondere von 06 bis 09 UTC treten fast ausschließlich Korndurchmesser von weniger als 4 cm auf. In den Mittags- und Nachmittagsstunden wird vor allem während des bodennahen Erwärmungsmaximums häufiger hochreichende Konvektion ausgelöst. Am Nachmittag (12 – 15 UTC) nimmt der Anteil der Hagelzügen mit Korndurchmessern von mindestens 4 cm deutlich zu (24,6 % der Hagelzüge in diesem Zeitraum). In absoluten Zahlen tritt die Größenklasse von mindestens 6 cm Hagelkorndurchmesser im Zeitraum von 15 bis 18 UTC (28 Hagelzüge) am häufigsten auf. Insgesamt 31,5 % der Hagelzüge in diesem Zeitraum verursachten Hagelkörner von mindestens 4 cm Durchmesser. In den Abendstunden (18 – 21 UTC) nimmt die Gesamtzahl der Hagelzüge in diesem Zeitraum mit maximalen Hagelkorndurchmessern von mindestens 4 cm bleibt mit 32,3 % (60 Hagelzüge) weiterhin auf hohem Niveau. Insbesondere Superzellen und Hagelgewitter, die mit Kaltfronten im Zusammenhang stehen (siehe 4.2.3), haben dabei eine lange Lebensdauer und können zum Teil bis in die späten Abendstunden



Abbildung 4.7: Anzahl der Hagelzüge in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg nach Uhrzeit (UTC) und verschiedenen Größenklassen der maximalen Hagelkorndurchmesser.

hinein große Hagelkörner hervorbringen, wenngleich immer seltener neue hagelproduzierende Gewitterzellen entstehen. Im Zeitraum von 12 bis 21 UTC sind 86,1 % der Hagelzüge der obersten Größenklasse (≥ 6 cm) zu finden. Neun von zehn (90,6 %) Hagelzüge mit einem maximalen Korndurchmesser von mindestens 4 cm treten ebenfalls in diesem Zeitraum auf. Die Zeit zwischen 12 und 21 UTC ist demzufolge als sehr schadenträchtig anzusehen. Von 21 bis 00 UTC geht die Anzahl von Hagelzügen weiter merklich zurück. Einzelne Hagelzüge mit maximalen Korndurchmessern von mindestens 4 cm und mindestens 6 cm treten weiterhin auf.

Gemäß Punge und Kunz (2016) ist der Tagesgang der Konvektion eng mit der bodennahen Erwärmung und dem resultierenden Anstieg der Lapse Rate verknüpft. Außerdem orientieren sich Auslösemechanismen wie bodennahe Konvergenzen durch thermisch induzierte Zirkulationen über komplexem Terrain, inhomogene Landnutzungen oder Land-See-Windzirkulationen in Küstennähe ebenfalls am Tagesgang der bodennahen Temperatur. Hochreichende Konvektion entwickelt sich daher häufig in den Nachmittag- und Abendstunden zu ausgewachsenen Gewitterzellen, die zu Hagelschlag mit größeren Korndurchmessern führen können. Schwere Hagelereignisse treten den Autoren zufolge hauptsächlich zwischen 13 und 18 Uhr Lokalzeit auf (also ca. 11 bis 16 UTC). Kunz und Puskeiler (2010) fanden für Südwestdeutschland einen Anteil potentieller Hagelereignisse basierend auf Radardaten von über 92 % in diesem Zeitraum. In Westeuropa ergaben die Analysen in dieser Arbeit, dass nur 44,6 % der Hagelzüge im Zeitraum von 11 bis 16 UTC auftreten. Die Uhrzeit wurde zum Beobachtungszeitpunkt der maximalen Korndurchmesser der ESWD-Hagelmeldungen verwendet. Verglichen mit den Ausführungen in Punge und Kunz (2016) sowie Kunz und Puskeiler (2010) ist eine zeitliche Verschiebung der Hagelaktivität zu späteren Uhrzeiten zu beobachten.

4.2 Frontale Zusammenhänge

Kaltfronten können die Organisation und die Eigenschaften von Gewittern beeinflussen und Auswirkungen auf die Hagelkorngröße haben. In diesem Kapitel werden deshalb die frontalen Zusammenhänge in Westeuropa untersucht. Neben der Frontenhäufigkeit im Sommer soll die räumliche Verteilung der frontalen Gewitterzüge diskutiert werden. Ein Augenmerk liegt auch auf den unterschiedlichen Eigenschaften von frontalen und nicht-frontalen Gewitterzügen. Eine Unterscheidung in frontale und nicht-frontale Hagelzüge mit Hagelmeldungen der ESWD lässt Aussagen über den Auswirkungen von Kaltfronten auf den Hagelkorndurchmesser zu.

4.2.1 Frontenhäufigkeit und frontale Gewitterzüge

Zunächst wird die Frontenhäufigkeit der Sommerhalbjahre 2005 – 2014 betrachtet (Abb. 4.8). Die Frontenhäufigkeit bezeichnet dabei die Gesamtzahl von Kaltfronten im genannten Zeitraum an den Gitterpunkten mit einer Auflösung von $1^{\circ} \times 1^{\circ}$.

In West- und Mitteleuropa propagieren die Fronten meistens ost- bis südostwärts. Damit ist auf der Vorderseite der höheren Gebirge (Pyrenäen, Alpen, Zentralmassiv) die Anzahl der Kaltfronten gegenüber den Gebieten im Lee deutlich erhöht. Gebirge verlangsamen und deformieren Fronten. Maxima der Frontenhäufigkeit sind vor allem von den Pyrenäen bis zum Zentralmassiv und nordwestlich davon sowie an den Westalpen und im Voralpenland zu finden. Bedingt durch die Nähe zum Atlantik sind Fronten auch in Westfrankreich (nördlich von Bordeaux) häufig anzutreffen. Etwas weniger ausgeprägte Maxima treten vom östlichen Belgien über Teile Niedersachsens bis nach Schleswig-Holstein auf. In Deutschland ist neben den Maxima der Frontenanzahl in Süddeutschland, im Nordwesten sowie im äußersten Westen ein weiteres schwaches Maximum nördlich von Berlin zu finden.

Eine geringere Anzahl der Fronten als über Land ist vom Ärmelkanal zur Nordsee und über der Ostsee zu beobachten. Außerdem weisen vom Mittelmeer beeinflusste Regionen eine geringere Anzahl der Fronten auf. Das Minimum über dem Mittelmeer liegt zwischen Korsika und der Côte d'Azur. Entsprechend reduziert ist die Frontenanzahl auch im Südosten Frankreichs (Seealpen und Côte d'Azur). Vom Sauerland über den Pfälzer Wald und weiter bis zum Bayerischen Wald und zum Erzgebirge treten Kaltfronten ebenfalls vergleichsweise selten auf. Diese Gebiete liegen einerseits zum Teil östlich von anderen Mittelgebirgen, andererseits bewirkt die zunehmende Kontinentalität, dass sich Fronten zuvor bereits abschwächen oder auflösen.

Für ein größeres Gebiet war bisher nicht bekannt, wie hoch der frontale Anteil von starken Gewitter ist. Die räumliche Verteilung ist von Interesse, weil Gewitter- und Hagelereignisse, die im Zusammenhang mit Kaltfronten stehen, wahrscheinlich andere Eigenschaften haben als nicht-



Abbildung 4.8: Anzahl der Kaltfronten von April bis September der Jahre 2005 – 2014 nach den Analysen von Schemm et al (2015b) basierend auf ERA-Interim-Reanalysen. Für eine Frontenanzahl von 100 tritt in 1,37 % aller Zeitschritte eine Kaltfront auf. Isohypsen sind grau dargestellt (600, 1200, 1800, 3600 m ü. NN).

frontale Ereignisse. Ein Gewitterzug wird als frontal bezeichnet, wenn der minimale Abstand eines Pixels des Gewitterzugs zur nächstliegenden Kaltfront maximal die Hälfte seiner Länge plus 200 km beträgt. Die Kombination mit den Fronten erfolgt mit einer möglichst geringen zeitlichen Differenz zum Mittelpunkt eines Gewitterzugs (vgl. Kapitel 3.6). Die Verteilung radarbasierter Gewitterzüge ist bereits aus Kapitel 4.1 bekannt. Gewitterzüge erhöhen die Anzahl in denjenigen Gitterzellen um eins, in denen sie aktiv waren. Für jede Gitterzelle $(0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ})$, in der mindestens 50 Gewitterzüge aktiv waren, wird der frontale Anteil berechnet. Dazu wird die Anzahl frontaler Gewitterzüge und die Gesamtzahl der Gewitterzüge auf den jeweiligen Mittelpunkt der Gitterzelle projiziert. Nach der Division der Anzahl der frontalen Gewitterzüge durch die Anzahl aller Gewitterzüge in einer Gitterzelle und anschließender Multiplikation mit 100 liefert den frontalen Anteil. Gitterzellen mit einer Gesamtzahl von weniger als 50 Gewitterzügen sind nicht aussagekräftig genug und für sie wird der frontale Anteil daher nicht berechnet. Zur Darstellung der räumlichen Verteilung wird der frontale Anteil an den Mittelpunkten der Gewitterzellen interpoliert.

In Westeuropa stehen über 20 % aller vom Radar detektierten Gewitterzüge mit Z > 55 dBZ im Zusammenhang mit einer Kaltfront. In Deutschland weisen 18,9 % der Gewitterzüge einen frontalen Zusammenhang auf. Insgesamt ergibt sich für Deutschland ein deutliches Nord-Süd-Gefälle (Abb. 4.9). Nichtsdestotrotz variiert der frontale Anteil regional erheblich. Im Bereich der Mecklenburgischen Seenplatte reicht der Anteil frontaler Gewitterzüge bis 50 %. Über 30 % aller Gewitterzüge gehen über der Rhön mit Fronten einher, im südlichen Weserbergland zwischen dem Sauerland und dem Harz sind es rund 35 %.



Abbildung 4.9: Anteil frontaler Gewitterzüge (in %) in den Sommerhalbjahren 2005 – 2014 in Deutschland. Dargestellt sind nur Gitterpunkte mit mindestens 50 Gewitterzügen pro $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. Isohypsen sind grau dargestellt (600, 1200, 1800, 3600 m ü. NN).

In der Südhälfte Deutschlands nimmt der frontale Zusammenhang bei gleichzeitiger Zunahme der Anzahl der Gewitterzüge merklich ab. In Süddeutschland sind verbreitet nur 12 - 20 % aller Gewitterzüge mit Kaltfronten verbunden, im Schwarzwald sogar nur knapp 10 %. Minima mit nur etwa 15 % frontalem Anteil sind in der Eifel, im Raum Frankfurt, in Teilen des Sauerlands und in der Grenzregion zwischen Brandenburg und Sachsen zu finden. Eine Ausnahme bildet Oberschwaben mit rund 25 % frontalen Gewitterzügen.

Die räumliche Variabilität des frontalen Anteils der Gewitterzüge ist dabei das Ergebnis des Zusammenspiels einer Vielzahl von Einflussfaktoren. Neben der CAPE, der Lapse Rate, der boden-

nahen Erwärmung und Feuchte spielen auch konvektionsauslösende Mechanismen eine Rolle bei der Entwicklung von starken Gewittern. Gemäß Abbildung 4.1 treten Gewitterzüge in Deutschland östlich von Gebirgen und im Süden häufiger auf als beispielsweise im Norden. In diesen Gebieten sind die atmosphärischen Bedingungen auch ohne frontalen Einfluss in vielen Fällen günstig für die Entstehung schwerer Gewitter. Eine Vielzahl der Hagelstürme in weiten Teilen Süddeutschlands benötigen demnach nicht die konvektionsauslösenden Mechanismen von Fronten, weil beispielsweise klimatisch bedingt, verglichen mit dem Norden, eine höhere bodennahe Erwärmung, höhere Werte der CAPE sowie orographisch bedingte Auslösemechanismen vorhanden sind. Im Norden und Nordosten, wo deutlich weniger Gewitterzüge zu beobachten sind, treten Kaltfronten häufiger auf (Ausnahme: nördlich der Alpen bis in den Süden Baden-Württembergs und Bayerns) und gebietsweise ist jeder zweite Gewitterzug mit einer Kaltfront verbunden. Dort werden ohne Front also viel seltener starke Gewitter ausgelöst. Es lässt sich also schlussfolgern, dass in Norddeutschland schwere Gewitterereignisse mit möglichem Hagelschlag häufig Auslösemechanismen durch Fronten benötigen. Eine Ausnahme von den beschriebenen Zusammenhängen stellt der Bereich westlich der Rhön (nordöstlich von Frankfurt) dar. Dort ist ein sowohl ein hoher frontaler Anteil (rund 30 %) als auch eine hohe Anzahl an Gewitterzügen zu beobachten.

Insgesamt weisen in Frankreich 22,4 % aller Gewitterzüge einen frontalen Zusammenhang auf. Das sind 3,5 Prozentpunkte mehr als in Deutschland. Der höhere frontale Anteil in Frankreich steht sicherlich mit der gegenüber Deutschland insgesamt deutlich erhöhten Frontendichte im Zusammenhang. Auf dem Weg ostwärts nach Deutschland schwächen sich manche Fronten ab oder lösen sich auf. Das Wettergeschehen in Frankreich ist, abgesehen vom äußersten Südosten, verbreitet häufiger mit Fronten verbunden als in Deutschland. In Frankreich ist die räumliche Verteilung des frontalen Anteils aller radarbasierten Gewitterzüge komplexer (Abb. 4.10).

Im einigen Regionen Frankreichs beträgt der frontale Anteil aller Gewitterzüge über 25 %. Ein Maximum mit rund 40 % befindet sich über dem Zentralmassiv-Ausläufer Morvan bis nordöstlich von Bourges. Der höchste Anteil ist im Nordwesten der Region Centre-Val de Loire mit bis zu 45 % zu finden. Der Unterschied zur westlichen Normandie beträgt fast 40 %. Vom westlichen Teil der Normandie bis in den Großraum Nantes werden nur 10 - 20 % frontale Gewitterzüge analysiert. Ganz im Südwesten Frankreichs (südliche Gascogne) beträgt der Anteil 15 – 20 %. Ebenfalls bis zu 20 % treten nördlich von Paris und teilweise im französisch-belgischen Grenzgebiet sowie in Teilen Lothringens auf. Ein Bereich mit einer sehr geringen Anzahl frontaler Gewitterzüge ist in Südfrankreich zu finden. Von den Seealpen zum Languedoc sind nur um oder unter 10 % aller Gewitterzüge mit Fronten verbunden. Bemerkenswert ist außerdem der starke Gradient im Rhônetal. Von nur rund 5 % frontaler Gewitterzüge im Rhônedelta bis nach Avignon nimmt der Anteil rhôneaufwärts bis zu den Vogesen bei 30 – 40 %. In den genannten nördlichen Gebieten ist oftmals eine Front nötig, um potentielle Hagelereignisse zu verursachen.

In Südfrankreich und im südlichen Rhônetal werden dagegen nur wenige starke Gewitter durch Fronten ausgelöst. Für die dort auftretenden schweren Gewitter genügt offenbar der Einfluss des Mittelmeers: Bei südwestlicher Anströmung gelangen bodennah heiße Luftmassen von der Iberi-



Abbildung 4.10: Wie Abb. 4.9, aber für Frankreich.

schen Halbinsel nach Südfrankreich. Diese können durch das Mittelmeer mit viel Feuchte angereichert werden. Hochreichende Konvektion kann insbesondere dann ausgelöst werden, wenn sich in oberen Troposphärenschichten noch trockene Luftmassen befinden, die zuvor beispielsweise durch Absinkvorgänge im Bereich eines im Sommer häufig über dem Mittelmeer auftretenden Höhenrückens hervorgerufen wurden. Dadurch entsteht hohe potentielle Instabiliät und sobald ein Hebungsmechanismus einsetzt, können starke Gewitter ausgelöst werden. Auslöser können beispielsweise großskalige Hebung trogvorderseitig oder bodennahe Konvergenz durch die kanalisierende Wirkung des Rhônetals mit dem Zentralmassiv im Westen und den Westalpen im Osten sein. Dadurch können ohne den Einfluss von Kaltfronten starke Gewitter entstehen.

Verglichen mit der räumlichen Verteilung aller Hagelzüge ist in Frankreich keine derart ausgeprägte komplementäre Struktur zu erkennen wie in Deutschland. Eine niedrige Gesamtzahl an Gewitterzügen ist oftmals nicht mit einem hohen frontalen Anteil verbunden. Nur wenige Gewitterzüge treten beispielsweise im Nordwesten und auch in Teilen Südfrankreichs (z.B. unmittelbar nördlich der Pyrenäen und im Languedoc) auf. Gleichzeitig ist dort der frontale Anteil sehr gering. Im Nordwesten Frankreichs stellt die Luftmasse vorderseitig einer Kaltfront offenbar meistens keine günstigen Voraussetzungen für starke Gewitter dar, sodass dort selbst die Mechanismen von Fronten keine hochreichende Konvektion auslösen können. Welche Gesamtzahl der Gewitterzüge bei der Ermittlung des frontalen Anteils in den verschiedenen Regionen zugrunde liegt, kann der Abbildung A.1 (l.) und der Abbildung A.2 im Anhang entnommen werden.

4.2.2 Eigenschaften der frontalen Gewitterzüge

Im Folgenden soll der Fragestellung nachgegangen werden, wie Kaltfronten die Eigenschaften von Gewitterzügen beeinflussen. Dazu werden die frontalen Gewitterzüge hinsichtlich ihrer Länge und ihrer Verlagerungswinkel mit den nicht-frontalen Gewitterzügen verglichen. Die Werte der Länge und des Winkels eines Gewitterzugs gehen in diejenigen Gitterzellen $(1^{\circ} \times 1^{\circ})$ ein, in welchen der Gewitterzüge und 10 für frontale Gewitterzüge gewählt. Für die Längen der Gewitterzüge wird jeweils das 90. Perzentil, für die Winkel jeweils der Median für jede Gitterzelle berechnet.

Durch den Vergleich der geographischen Verteilung der Längen der frontalen Gewitterzüge mit den der nicht-frontalen Gewitterzüge, lässt sich feststellen, dass frontale Gewitterzüge im Mittel größere Längen aufweisen.

Im Randbereich der Radarabdeckung können Gewitterzüge jedoch abgeschnitten sein, sodass sich kurze Gewitterzüge dort häufen und möglicherweise auch Auswirkungen auf die Differenz der Längen frontaler und nicht-frontaler Gewitterzüge haben können. Dies muss bei Betrachtung der folgenden Abbildungen berücksichtigt werden.

Die Differenz der 90. Perzentile der Längen der frontalen Gewitterzüge und der nicht-frontalen Gewitterzüge ergibt für Deutschland verbreitet positive Werte zwischen 40 km und 100 km (Abb. 4.11).

In der Mitte und in Teilen Ostdeutschlands (Thüringen, westliches Sachsen) ist das 90. Perzentil der frontalen Gewitterzüge 70 bis über 100 km länger als das der nicht-frontalen Gewitterzüge. Zwischen Nürnberg und dem Thüringisch-Fränkischen Mittelgebirge beträgt die Längendifferenz sogar rund 130 km. Vergleichsweise gering fällt die Längendifferenz mit 20 bis 50 km im Süden und Nordosten Deutschlands aus. Diese Verteilungen stimmen mit den mittleren Längen frontaler und nicht-frontaler Gewitterzüge überein. Frontale Gewitterzüge haben im Nordwesten und Süden im Mittel kürzere Längen als vom Westen über die Mitte bis nach Ostdeutschland, nicht-frontale Gewitterzüge sind in Süddeutschland insgesamt länger als im übrigen Deutschland (nicht gezeigt).

In Frankreich beträgt die Differenz der 90. Perzentile der Längen der frontalen Gewitterzüge und der nicht-frontalen Gewitterzüge verbreitet sogar zwischen 70 und 160 km (Abb. 4.12).

In einem Korridor von Bordeaux über die Gebiete nördlich des Zentralmassivs und südlich der Île de France bis zu den Vogesen haben die Differenzen der Längen Werte von überwiegend über 100 km. Die größten Werte werden südlich der Île de France mit fast 200 km erreicht. Frontale Gewitterzüge, die in diesen Gebieten vorwiegend aus südwestlicher Richtung kommen, bestehen dort besonders lang.



Abbildung 4.11: Differenz der 90. Perzentile der Längen der Gewitterzüge frontal - ohne Front in Deutschland.

Im Südosten Frankreichs, vom östlichen Zentralmassiv bis zu den Westalpen und zum Mittelmeer, sind die Werte mit 30 bis 50 km meist geringer. Nicht-frontale Gewitterzüge in Frankreich sind im Mittel in Teilen des Westens und Südens länger als im übrigen Frankreich (nicht gezeigt). Der frontale Effekt der Vergrößerung der Längen der Gewitterzüge kommt im Südosten Frankreichs weniger zur Entfaltung (nicht gezeigt). Frontale Gewitterzüge, die im Mittel im Südosten Frankreichs und unmittelbar nördlich der Pyrenäen kürzer ausfallen (nicht gezeigt), werden möglicherweise im Rhônetal abgeschwächt, unterbrochen oder ziehen langsamer.

Kaltfronten bringen einerseits höhere Werte der Geschwindigkeitsscherung mit sich, die größere mittlere Winde zur Folge haben und die Gewitterzellen schneller verlagern. Bei Annahme einer identischen Lebensdauer wie im nicht-frontalen Fall können frontale Gewitterzüge dadurch größere Strecken zurücklegen, also größere Längen erreichen. Zudem lassen höhere Werte der vertikalen Windscherung organisiertere Gewitterkomplexe entstehen, die wiederum eine längere Lebensdauer haben können.

Die räumliche Verteilung der Längendifferenz zwischen frontalen und nicht-frontalen Gewitterzügen orientiert sich insbesondere in Frankreich an der räumlichen Verteilung der Häufigkeit frontaler Gewitterzüge. In Gebieten, wo die Differenz der Längen stark positiv ist, ist verbreitet auch ein



Abbildung 4.12: Wie Abb. 4.11, aber für Frankreich.

hoher Anteil frontaler Gewitterzüge vorzufinden. In Deutschland ist dieser Zusammenhang nicht so deutlich. Allerdings befindet sich das Maximum des frontalen Anteil der Gewitterzüge nah am Rand der Radarabdeckung, zudem ist die Anzahl frontaler Hagelzüge für zuverlässige Aussagen über die genaue räumliche Verteilung der Längendifferenz zu gering. Festzuhalten ist auch für Deutschland, dass Fronten zu längeren Gewitterzügen führen, allerdings nicht in so hohem Maße wie in Frankreich.

Die Orientierung eines Gewitterzugs lässt Aussagen über dessen mittlere Zugrichtung zu. Gewitterzüge, die in Deutschland nicht mit einer Front in Verbindung stehen, ziehen überwiegend aus Südwest bis Westsüdwest (Abb. 4.13, links). Insbesondere im Süden Deutschlands verlagern sich die nicht-frontalen Gewitterzüge mit größeren Winkeln (westlichere Richtungen). Frontale Gewitterzüge hingegen ziehen in Deutschland vor allem aus Westsüdwest bis West (siehe Abb. 4.13, rechts), besonders im Westen und Süden aus westlicheren Richtungen als im übrigen Deutschland. Da Hagelereignisse in manchen Regionen nur selten auftreten und die Gesamtzahl frontaler Gewitterzüge in einzelnen $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ -Gitterzellen von wenigen Hageltagen dominiert sein können, spiegelt der Winkelmedian möglicherweise nicht die Realität wider.

Durch den Vergleich der Winkelmediane der frontalen mit den nicht-frontalen Gewitterzügen er-



Abbildung 4.13: Median der Winkel der Gewitterzüge ohne Front (l.) und frontal (r.) in Deutschland.

gibt sich eine Winkeldifferenz, die durch den Einfluss von Fronten hervorgerufen wird (unter der Annahme, dass sowohl die frontalen als auch die nicht-frontalen Gewitterzüge der Realität entsprechen). Im Westen Deutschlands liegt die Winkeldifferenz verbreitet zwischen 20° und 30°, im Osten meist zwischen 0° und 30°, vereinzelt darüber. In den meisten Fällen weisen die frontalen Gewitterzüge größere Winkel auf, das heißt sie ziehen aus westlicheren Richtungen.

Im Norden und teilweise auch im Süden sind in manchen $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ -Zellen negative Differenzen auszumachen. Die Gründe dafür, warum sich die frontalen Gewitterzüge mit kleineren Winkeln bewegen, sind nicht endgültig zu klären. Denkbar sind beispielsweise orographische Einflüsse, die die Windverhältnisse und die Zugbahnen entsprechend modifizieren. Wahrscheinlich ist aber auch eine zu geringe Anzahl von frontalen Gewitterzügen in diesen Flächenelementen vorherrschend.

In Südfrankreich beträgt der Winkelmedian für nicht-frontale Gewitterzüge meist zwischen 240° und 260°. In Nordfrankreich werden meist Werte zwischen 230° und 250° erreicht. Im westlichen und nordwestlichen Frankreich sowie ganz im Südosten Frankreichs liegen die Winkel überwiegend im Bereich zwischen 180° und 210° (Abb. 4.14, links).

Im frontalen Fall ist ein deutlicher Nordwest-Südost-Gradient festzustellen (Abb. 4.14, rechts). Ganz im Nordwesten Frankreichs liegt der Winkelmedian verbreitet zwischen 170° und 200°. Weiter nach Osten, Südosten und Süden nimmt der Winkelmedian zu und erreicht Werte von 230° bis 250°.

Der Vergleich von Gewitterzügen ohne und mit Front liefert wiederum die Differenz des Winkelmedians zwischen frontalen und nicht-frontalen Gewitterzügen. Vom Languedoc bis nach Lothringen ist der Winkelmedian der frontalen Gewitterzüge verbreitet $10^{\circ} - 30^{\circ}$ größer, vereinzelt sogar 40° . Frontale Gewitterzüge kommen in diesem Bereich somit aus wesentlich westlicheren



Abbildung 4.14: Median der Winkel der Gewitterzüge ohne Front (l.) und frontal (r.) in Frankreich.

Richtungen als nicht-frontale Gewitterzüge. Dies entspricht etwa der Situation von Deutschland. Nördlich des Zentralmassivs bis nach Nordfrankreich überwiegen negative Winkel (-20° bis 0°). Frontale Gewitterzüge ziehen in diesen Gebieten aus südlicheren Richtungen als nicht-frontale Gewitterzüge. In den übrigen Gebieten ist die Differenz mal positiv, mal negativ und es sind keine eindeutigen Aussagen möglich.

4.2.3 Frontale Hagelzüge

Von den Hagelzügen in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg (insgesamt 985), die aus der Verschneidung der aus Radardaten bestimmten Gewitterzüge mit Hagelbeobachtungen der ESWD resultieren, weisen 25,0 % einen frontalen Zusammenhang auf. Die räumliche Verteilung des frontalen Anteils der Hagelzüge in Deutschland ist im Anhang zu finden (Abb. A.3). Als Kriterium für die Mindestanzahl bei der Berechnung des frontalen Anteils wurden 30 Hagelzüge pro $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ -Gitterzelle gewählt. Ebenso wie bei der räumlichen Verteilung des frontalen Anteils der Gewitterzüge ist im Nordosten ein Maximum mit rund 35 % frontalen Hagelzügen zu finden. Weiter nach Süden nimmt der Anteil ab, es sind allerdings größere Abweichungen vorhanden (z.B. in Franken). Ursächlich für die Abweichungen ist unter anderem auch die geringe Anzahl von Hagelzügen. Das ist auch der Grund, weshalb für Frankreich keine aussagekräftige Darstellung zur räumliche Verteilung der Hagelzüge gemacht werden kann. Verglichen mit allen Gewitterzügen, für die 21,3 % frontal sind, bedeutet das ein Plus von 3,7 Prozentpunkten. Welche der beiden Zahlen der Realität näher liegt, kann nicht beantwortet werden. Nicht endgültig geklärt ist, ob alle Gewitterzüge durch ihre höhere Anzahl (21 125 Gewitterzüge) die Realität besser repräsentieren oder ob durch die Verschneidung mit den ESWD-Meldungen ein realitätsnäheres Ergebnis für den frontalen Anteil erzielt wird.

Durch Aufteilen der Hagelzüge in vier verschiedene Hagelkorn-Größenklassen (wie in Abschnitt 4.1.2) lässt sich der frontale Anteil der Hagelzüge in jeder Größenklasse bestimmen (Abb. 4.15).



Abbildung 4.15: Anzahl der Hagelzüge in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxembrug nach Größenklassen der beobachteten maximalen Hagelkorndurchmesser nach Daten der ESWD. Die Größenklassen sind nach frontalen (blau) und nicht-frontalen (gelb) Hagelzügen unterteilt.

Für die Größenklasse mit beobachteten maximalen Hagelkorndurchmessern bis < 2 cm stehen nur 16,7 % der Hagelzüge mit einer Front in Verbindung; für Hagelkorngrößen von 2 cm bis < 4 cm sind es 23,1 %, für Hagelkorngrößen von 4 cm bis < 6 cm beträgt der frontale Anteil 35,8 % und bei Hagelzügen mit maximalen Hagelkorndurchmessern von mindestens 6 cm sind 34,7 % frontal. Für Hagelzüge, die Hagelkörner mit einem Durchmesser von \geq 4 cm produzieren, ist der frontale Anteil also deutlich erhöht. Zur Entstehung großer Hagelkörner bedarf es demnach häufiger eines frontalen Einflusses, als bei Hagelzügen mit kleineren Hagelkörnern. Fronten scheinen also Voraussetzungen mit sich zu bringen, die günstig für die Entstehung großer Hagelkörner sind. So haben beispielsweise durch Kaltfronten modifizierte Werte der vertikalen Windscherung Einfluss auf die Organisationsform von Gewitterzellen (siehe Kapitel 4.3.2). Multi- und Superzellen entstehen bevorzugt bei starker Vertikalscherung und sind meist für die großen Hagelkörner verantwortlich. Zudem weisen die Atmosphäre im Falle frontaler Hagelzüge wahrscheinlich andere Stabilitäts- und Schichtungseigenschaften auf, welche augenscheinlich die Entstehung großer Hagelkörner im Mittel häufiger begünstigen als bei Hagelzügen ohne Front (siehe Kapitel 4.3.).

Die frontalen Hagelzüge haben einen durchschnittlichen maximalen Hagelkorndurchmesser von 3,33 cm, die Hagelzüge ohne frontalen Zusammenhang hingegen nur von 2,73 cm (Abb. 4.16, links). Gleichzeitig zeigt sich aber deutlich, dass Hagelzüge mit großen Hagelkörnern auch ohne

Fronteneinfluss entstehen können, denn rund 65 % der Hagelzüge stehen nicht mit Kaltfronten in Verbindung.

Deutliche Unterschiede sind auch hinsichtlich der Längen der Hagelzüge erkennbar (Abb. 4.16, rechts). Frontale Hagelzüge weisen eine durchschnittliche Länge von 96,2 km auf, nicht-frontale Hagelzüge hingegen nur 56,8 km. Der längste nicht-frontale Hagelzug ist 400 km lang, der längste frontale Hagelzug über 600 km.



Abbildung 4.16: Boxplots der maximalen Hagelkorndurchmesser (l.) und Längen (r.) der frontalen und nicht-frontalen Hagelzüge in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg.

Die Ursachen für die größeren Längen im frontalen Fall können in Kapitel 4.2.2 nachgelesen werden. Nun sind die Hagelzüge aber nachweislich mit Hagelbeobachtungen der ESWD verbunden und stellen nicht nur aus Radardaten gewonnene Gewitterzüge dar.

4.3 Luftmasseneigenschaften

Um weitere Einzelheiten über die Entstehungsvoraussetzungen von Hagelgewittern zu bestimmen, werden im Folgenden die Luftmasseneigenschaften während der Ereignisse betrachtet. Die vieljährigen mittleren atmosphärischen Bedingungen in den Sommerhalbjahren 2005 – 2014 (12 und 18 UTC) der für hochreichende Konvektion relevanten meteorologischen Parameter aus ERA-Interim-Reanalysen sollen Aufschluss darüber geben, in welchen Gebieten die Bedingungen für Hagelereignisse am günstigsten sind. Durch Auswertungen von vertikaler Windscherung, CAPE und Lapse Rate in den Sommerhalbjahren 2005 – 2014 im Bereich der Gewitterzüge können Unterschiede zwischen (Hagel-)Gewittern mit frontalem Zusammenhang und ohne Frontzusammenhang analysiert werden.

4.3.1 Mittlere Bedingungen im Sommerhalbjahr

Für die mittleren Bedingungen werden die in $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ vorliegenden Werte von 12 und 18 UTC an jedem Tag im Sommerhalbjahr gewählt, am jeweiligen Gitterpunkt gemittelt und anschließend interpoliert. Zur Berechnung der Geschwindigkeitsscherung als Differenz der Beträge der Windvektoren werden die Winddaten im 500 hPa-Niveau und in 10 m verwendet. Die mittlere Geschwindigkeitsscherung ist besonders über atlantiknahen Landmassen erhöht. Von den Pyrenäen über das Pays de Loire bis nach Belgien und Westdeutschland liegen die Werte der Geschwindigkeitsscherung zwischen 10 m s⁻¹ und 11 m s⁻¹ (Abb. 4.17). In Aquitanien und nördlich von Paris wird mit rund 11 m s⁻¹ die höchste mittlere Geschwindigkeitsscherung erreicht.



Abbildung 4.17: Mittlere Geschwindigkeitsscherung (500 hPa und 10 m) nach ERA-Interim-Reanalysen von April bis September der Jahre 2005 – 2014, 12 und 18 UTC.

Unmittelbar in Küstennähe und über den Meeren ist die Geschwindigkeitsscherung deulich vermindert. Reibungseffekte in der Grenzschicht spielen hier eine geringere Rolle, sodass die Differenz der Windgeschwindigkeit zwischen 500 hPa und dem 10 m-Wind geringer ist. Über dem Atlantik beträgt die Geschwindigkeitsscherung rund 9 m s⁻¹, über dem Ärmelkanal 9 – 10 m s⁻¹, über Nord- und Ostsee rund 8 m s⁻¹ und über dem Mittelmeer zwischen 7 m s⁻¹ und 9 m s⁻¹. Vom Elsass bis in die Region Rhône-Alpes wird eine mittlere Geschwindigkeitsscherung um 10 m s⁻¹ analysiert, südlich des Zentralmassivs und über dem Rhônedelta 8 – 9 m s⁻¹. Über Deutschland ist ein deutliches West-Südost-Gefälle erkennbar. Werden über dem äußersten Westen Deutschlands bis 11 m s⁻¹ erreicht, sind es über dem äußersten Südosten um 9 m s⁻¹. Die Ursachen dieser Verteilung sind unter anderem in den Windgeschwindigkeiten in Bodennähe zu finden. Über dem Meer und über Gebirgen weht der Wind aufgrund geringerer Reibungseinflüsse generell eher stärker als über Land bzw. im Flachland. Bei identischer räumlicher Verteilung der Windgeschwindigkeit in 500 hPa folgen daher über dem Meer und über Gebirgen geringere Werte der Geschwindigkeitsscherung. Die Geschwindigkeitsscherung ist beispielsweise auch abhängig von der Lage der Druckgebilde. Hohe Druckgradienten, wie sie im Sommer eher im Norden zu finden sind, gehen mit stärkerem geostrophischen Wind in Bodennähe einher und reduzieren (bei identischer räumlicher Verteilung der Windgeschwindigkeit in 500 hPa) wiederum die Geschwindigkeitsscherung. Auch die mittlere Lage des Jetstreams ist entscheidend, da er die Windgeschwindigkeit in der Höhe beeinflusst (z.B. auch in 500 hPa).

Bei der Richtungsscherung als Differenz der Winkel der Windvektoren in 500 hPa und 950 hPa ist die Verteilung anders. Die Windrichtung in 950 hPa wird verwendet, da sie in 10 m Höhe insbesondere bei sehr geringen Windgeschwindigkeiten oft fehlerbehaftet ist. Die Richtungsscherung unterscheidet sich über Land insgesamt mehr als über den Meeren (Abb. 4.18), weil über dem Meer geringere orographisch bedingte Reibungseinflüsse auftreten. Reibungseffekte führen zu einer größeren Richtungsveränderung des bodennahen Windvektors gegenüber dem Windvektor in größeren Höhen und ziehen deshalb im Mittel eine höhere Richtungsscherung nach sich.

Am geringsten ist die Richtungsscherung in der Bretagne, im Nordwesten des Zentralmassivs und in den Westalpen mit Werten von 50° bis 60°. Vor allem östlich von Gebirgen (Zentralmassiv, Pyrenäen, Westalpen, Vogesen/Schwarzwald/Schwäbische Alb) weist die Richtungsscherung erheblich höhere Werte auf als westlich davon. Vom Nordwesten des Zentralmassivs bis in den Süden des Zentralmassivs nimmt die Richtungsscherung um 30° zu, von den französischen Alpen bis ins Piemont sogar um rund 60°. Die höchste Richtungsscherung von Frankreich, Deutschland, Belgien und Luxemburg wird in Südfrankreich im Küstenumfeld des Mittelmeers (östlich der Pyrenäen bzw. südlich und südöstlich des Zentralmassivs) mit Werten bis 100° erreicht. Nördlich des Zentralmassivs befindet sich ein Nebenmaximum mit Werten um 70°. Entlang der französischen Atlantikküste nimmt die Richtungsscherung von Nord nach Süd von 60° auf 80° zu. In Deutschland ist ein West-Südost-Gradient zu beobachten mit Werten von 65° – 70° im äußersten Westen bis um 80° im äußersten Südosten.

Stromab von Gebirgen nimmt die Richtungsscherung höhere Werte an, weil die Gebirge die Windrichtung in 950 hPa beeinflussen können. In Gebieten, wo die Reibung gering ist (z.B. über dem Meer) und kaum Gebirge vorherrschend sind, die die Winkel in 950 hPa stromab verändern können, ist die Richtungsscherung gering. Auch die mittlere räumliche Verteilung des Drucks und des Jetstreams wirkt sich auf die Richtungsscherung aus, denn beispielsweise im Bereich starker Druckgradienten weht der Wind in 950 hPa verglichen mit dem 500 hPa-Wind aus ähnlichen Richtungen, wodurch die Richtungsscherung gering ist.



Abbildung 4.18: Mittlere Richtungsscherung (500 hPa und 950 hPa) nach ERA-Interim-Reanalysen von April bis September der Jahre 2005 – 2014, 12 und 18 UTC.

Die mittlere konvektiv verfügbare potentielle Energie, CAPE, (Abb. 4.19) weist insgesamt einen Nordwest-Südost-Gradienten in Frankreich und Belgien sowie einen Nord-Süd-Gradienten in Deutschland auf. In Frankreich werden im gesamten Umfeld der Nordküste Werte von rund 50 Jkg^{-1} erreicht, unmittelbar nördlich der Pyrenäen sind es um 200 Jkg⁻¹. Über dem Mittelmeer ist die CAPE mit 150 Jkg⁻¹ über dem westlichen Mittelmeer und bis 300 Jkg⁻¹ über der Adria wesentlich höher. Im Rhônetal liegen die CAPE-Werte nur bei 100 Jkg⁻¹ und sind damit niedriger als in der übrigen Südosthälfte Frankreichs.

In Deutschland reichen die Werte der CAPE von 50 – 100 Jkg⁻¹ im Norden bis 150 Jkg⁻¹ im Süden Deutschlands und rund 200 Jkg⁻¹ am Alpenrand. In Belgien nimmt die CAPE von Nordwest nach Südost um 50 Jkg⁻¹ auf rund 100 Jkg⁻¹ zu.

In Gebieten mit hoher CAPE sind die mittleren Voraussetzungen für die Ausbildung von Hagelgewittern am günstigsten. Je höher die CAPE, desto stärker ist die Konvektion. Außerdem steigt die Hagelwahrscheinlichkeit für hohe CAPE-Werte an. Die räumliche Verteilung der CAPE orientiert sich dabei stark an den klimatischen Gegebenheiten. Im Süden, wo sich die Luft boden-



Abbildung 4.19: Mittlere CAPE nach ERA-Interim-Reanalysen von April bis September der Jahre 2005 – 2014, 12 und 18 UTC.

nah stark erhitzen kann, ist die CAPE am höchsten. Atlantisch geprägte Gebiete im Nordwesten Frankreichs sind mit geringer CAPE verbunden.

Die Lapse Rate, als Differenz der Temperaturen in 700 hPa und 500 hPa, nimmt etwa südlich des 48. Breitengrads deutlich zu (siehe Abb. 4.20). Über dem westlichen Mittelmeerraum werden die höchsten Werte mit rund 17,0 K erreicht. An der Mittelmeerküste beträgt die Lapse Rate 16,6 - 16,8 K, in Südwestfrankreich 16,2 - 16,4 K. Das Minimum reicht von Nordfrankreich über Belgien bis nach Westdeutschland mit Werten um 15,6 K. Bemerkenswert sind die höheren Werte über der Nordsee (15,9 - 16,1 K).

In Deutschland sind räumlichen Variationen der mittleren Lapse Rate (Unterschiede von maximal 0,4 K) deutlich geringer als in Frankreich (Unterschiede bis zu 1,2 K). Die Maxima sind mit Werten bis 16,0 K ganz im Norden und im Südosten, das Minimum in Sachsen mit rund 15,7 K zu finden.

Für hohe Werte der Lapse Rate muss die Temperaturdifferenz zwischen 700 hPa und 500 hPa möglichst groß sein. Bei konvektiven Bedingungen sind hohe Werte dann zu erreichen, wenn sich in den unteren troposphärenschichten heiße und feuchte Luftmassen befinden und in der mittleren



Abbildung 4.20: Mittlere Lapse Rate (Temperaturdifferenz zwischen 700 hPa und 500 hPa) nach ERA-Interim-Reanalysen von April bis September der Jahre 2005 – 2014, 12 und 18 UTC.

Troposphäre trockene und kühle Luft zu finden ist. Insbesondere In der Südhälfte Frankreichs und Richtung Mittelmeer ist das der Fall, weil das Mittelmeer die Luft in den unteren Troposphärenschichten feucht-warm ist und in der mittleren Troposphäre Sommerhalbjahr häufig von Höhenrücken geprägte trockene Luftmassen vorherrschen und durch Verdunstung Wärme entzogen wird. In Deutschland ist die Temperatur in 700 hPa im Süden gegenüber dem Norden zwar im Mittel höher, aber das ist sie auch im 500 hPa-Niveau. Dadurch ergeben sich in Deutschland nur schwache Gradienten der Lapse Rate, ebenso wie im Norden Frankreichs.

4.3.2 Vertikale Windscherung

Bei der Hagelbildung spielt die vertikale Windscherung eine wichtige Rolle. Vertikale Windscherung beeinflusst die Organisationsform und hat damit auch Einfluss auf die Größe der Hagelkörner. Multi- und Superzellen, die bevorzugt bei starker vertikaler Windscherung entstehen, bringen die größten Hagelkörner hervor.

Zur Berechnung der vertikalen Windscherung werden die Werte an demjenigen Gitterpunkt der ERA-Interim-Reanalysen verwendet, welcher dem Mittelpunkt eines aus den Radardaten be-

stimmten Gewitterzugs (oder eines Hagelzugs) räumlich am nächsten liegt und die zeitliche Differenz zwischen der Uhrzeit der ERA-Interim-Reanalysen und der Uhrzeit am Mittelpunkt des Gewitterzugs (des Hagelzugs) am geringsten ist. Für die Berechnung der Geschwindigkeitsscherung als Differenz der horizontalen Windvektoren werden die Windgeschwindigkeiten in 10 m und 500 hPa verwendet. Für die Richtungsscherung als Differenz der Windrichtung werden die Werte in 500 hPa und (statt der Windrichtung in 10 m) die des 950 hPa-Niveaus verwendet, weil die Windrichtung in 10 m Höhe insbesondere bei geringen Windgeschwindigkeiten zum Teil mit großen Fehlern behaftet ist. Mittlere räumliche Verteilungen der vertikalen Windscherung können nur für die Gewitterzüge realisiert werden (insgesamt 21 125 Gewitterzüge in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg). Für die Hagelzüge ist Anzahl für aussagekräftige räumliche Verteilungen zu gering (985 Hagelzüge). Der Wert der Geschwindigkeits- und Richtungsscherung am Mittelpunkt eines Gewitterzugs geht in diejenigen $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ -Gitterzellen ein, in welchen der Gewitterzug aktiv war. Zur Ermittlung der Geschwindigkeits- und Richtungsscherung werden die Werte auf die Mittelpunkte der $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ -Gitterzellen projiziert, gemittelt und anschließend interpoliert. Dargestellt sind in den nachfolgenden Abbildungen nur Gitterpunkte mit einer Gesamtzahl von mindestens 50 Gewitterzügen (ebenso bei der Richtungsscherung). Für die Geschwindigkeitsund Richtungsscherung der frontalen Gewitterzüge werden nur solche Gitterpunkte dargestellt, in deren $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ -Gitterzellen außerdem mindestens 20 frontale Gewitterzüge aktiv waren. Dadurch reduziert sich das dargestellte Gebiet im frontalen Fall gegenüber dem nicht-frontalen Fall.

Die mittlere Geschwindigkeitsscherung für nicht-frontale Gewitterzüge beträgt in Deutschland meist zwischen 8 und 12 m s⁻¹ und zeigt insgesamt eine recht homogene Verteilung (Abb. 4.21).

Maxima bis 12 m s⁻¹ sind im Raum Stuttgart, östlich der Schwäbischen Alb, westlich von Köln, in Teilen Sachsens und zwischen Berlin und Hamburg zu finden. Deutlich geringere Geschwindigkeitsscherung mit 8 – 9 m s⁻¹ herrscht vom Harz bis in den Bayerischen Wald vor. Die räumliche Verteilung der Geschwindigkeitsscherung orientiert sich in groben Zügen an der Orographie. Über Bergen ist die Geschwindigkeitsscherung geringer, weil der 10 m-Wind in der Regel stärker ist. Weitere Aussagen über die geographische Verteilung, beispielsweise wie sich die Geschwindigkeitsscherung in der Nähe zum Meer verhält oder ob weitere räumliche Unterschiede bestehen (z.B. zwischen Norden und Süden), können nicht getroffen werden.

In Frankreich liegen die Werte der Geschwindigkeitsscherung für nicht-frontale Gewitterzüge zwischen 6 und 14 m s⁻¹ (siehe Abb. 4.22). Niedrige Werte der Geschwindigkeitsscherung sind über dem Zentralmassiv und den französischen Alpen zu verzeichnen (6 – 8 m s⁻¹). Im Flachland der Nordhälfte Frankreichs ist die Geschwindigkeitsscherung mit 9 – 11 m s⁻¹ insgesamt schwächer ausgeprägt als im Flachland der Südhälfte Frankreichs. Die höchsten Werte werden mit bis zu 14 m s⁻¹ im Südwesten Frankreichs erreicht, etwa von der Biskaya bis westlich des Zentralmassivs.

Im nicht-frontalen Fall unterscheiden sich die räumliche Verteilung der Geschwindigkeitsscherung der Gewitterzüge insgesamt kaum von der räumlichen Verteilung des vieljährigen Mittels der Geschwindigkeitsscherung (vgl. Abb. 4.17). Die groben Strukturen sind in beiden Abbildungen



Abbildung 4.21: Mittlere Geschwindigkeitsscherung aus ERA-Interim-Reanalysen bei Gewitterzügen ohne Front in Deutschland.

gleichermaßen zu erkennen. Für Deutschland ist für beide Darstellungen eine glatte Verteilung zu beobachten. Die Werte liegen für die nicht-frontalen Gewitterzüge verbreitet zwischen 8 und 12 m s^{-1} verglichen mit 9 – 11 m s⁻¹ im vieljährigen Mittel. In Frankreich liegen die Werte für die nicht-frontalen Gewitterzüge je nach Region meist zwischen 9 und 14 m s⁻¹, im vieljährigen Mittel (abgesehen vom Rhônedelta) zwischen 9 und 12 m s⁻¹. Für nicht-frontale Gewitterzüge ist die Geschwindigkeitsscherung folglich kaum höher als im vieljährigen Mittel, sodass sie bei der Hagelbildung vermutlich kaum eine Rolle spielt. Diese Vermutung wird auch bei der Betrachtung der räumlichen Verteilungen der Anzahl der Gewitterzüge und des frontalen Anteils der Gewitterzüge bestätigt. Hierbei sind keine auffälligen Zusammenhänge mit der Geschwindigkeitsscherung im nicht-frontalen Fall festzustellen.

Die Geschwindigkeitsscherung für frontale Gewitterzüge ist in Deutschland ebenfalls recht homogen verteilt (Abb. 4.23). In Baden-Württemberg und Hessen sowie vom Norden Sachsens bis nach Brandenburg ist sie mit $14 - 15 \text{ m s}^{-1}$ am höchsten. Geringere Geschwindigkeitsscherung herrscht von Niedersachsen über Sachsen-Anhalt bis nach Bayern. In Mittelfranken werden die niedrigsten Werte mit rund 11 m s⁻¹ erreicht.



Abbildung 4.22: Mittlere Geschwindigkeitsscherung aus ERA-Interim-Reanalysen bei Gewitterzügen ohne Front in Frankreich.

Die Geschwindigkeitsscherung ist bei frontalen Gewitterzügen damit überall höher als bei nichtfrontalen Gewitterzügen (siehe hierfür auch Abb. A.4 im Anhang). Am größten ist die Differenz von Brandenburg über Thüringen und Hessen bis nach Baden-Württemberg. Dort ist die Geschwindigkeitsscherung im frontalen Fall im Mittel zum Teil über 5 m s⁻¹ höher als im nichtfrontalen Fall. Am geringsten ist die Differenz zwischen frontalen und nicht-frontalen Gewitterzügen dagegen in Teilen Niedersachsens und Bayerns mit gebietsweise unter 2 m s⁻¹.

In Frankreich ist die Geschwindigkeitsscherung für frontale Gewitterzüge verbreitet höher als in Deutschland und auch die räumlichen Unterschiede sind erheblich größer. Sie liegt in den meisten Regionen zwischen 15 und 24 m s⁻¹ (Abb. 4.24). Die niedrigsten Werte sind vom Süden des Zentralmassivs über das Rhônetal bis zu den Vogesen zu finden. Werte der Geschwindigkeitsscherung von $18 - 20 \text{ m s}^{-1}$ werden vielerorts im Norden Frankreichs erreicht. Das Maximum der Geschwindigkeitsscherung befindet sich nordöstlich von Bordeaux.

Auch in Frankreich sind die Werte der Geschwindigkeitsscherung für die frontalen Gewitterzüge deutlich höher als für die nicht-frontalen Gewitterzüge (siehe hierzu auch Abb. A.5 im Anhang). Vom Süden Aquitaniens über den Süden des Zentralmassivs bis ins Rhônetal beträgt die Differenz verbreitet um 4 m s⁻¹. Westlich von Paris und nordöstlich von Bordeaux ist die mittlere



Abbildung 4.23: Mittlere Geschwindigkeitsscherung aus ERA-Interim-Reanalysen bei frontalen Gewitterzügen in Deutschland.

Geschwindigkeitsscherung im frontalen Fall über 10 m s⁻¹ höher als im nicht-frontalen Fall. In den übrigen Gebieten beträgt die Differenz vielerorts $6 - 8 \text{ m s}^{-1}$.

In den Abbildungen der Geschwindigkeitsscherung für frontale Gewitterzüge in Deutschland und Frankreich und in der Abbildung für die vieljährigen Mittelwerte (vgl. Abb. 4.17) sind ähnliche Strukturen zu erkennen. Das Maximum in Frankreich befindet sich im Westen, das Minimum im Südosten. In Deutschland ist im Westen jeweils höhere Geschwindigkeitsscherung zu finden und niedrigere Geschwindigkeitsscherung im Südosten. Jedoch sind die Werte für die frontalen Gewitterzüge überall bedeutend höher und die Maxima wesentlich deutlicher ausgeprägt. In der Westhälfte Frankreichs und insbesondere westlich des Zentralmassivs sind die Werte teilweise über 10 m s⁻¹ höher als im vieljährigen Mittel. Frontale Gewitterzüge gehen in Deutschland mit verbreitet 2 – 5 m s⁻¹ höheren Werten der Geschwindigkeitsscherung als im vieljährigen Mittel einher. Höhere Werte der Geschwindigkeitsscherung begünstigen die Entwicklung von organisierten Gewittersystemen, insbesondere von Multizellen. Multizellen können zum Teil große Hagelkörner enstehen lassen. Das ist ein Grund dafür, weshalb frontale Hagelgewitter mit größeren Hagelkörnen einhergehen können als nicht-frontale Hagelgewitter. Demzufolge könnten



Abbildung 4.24: Mittlere Geschwindigkeitsscherung aus ERA-Interim-Reanalysen bei frontalen Gewitterzügen in Frankreich.

insbesondere in Teilen Westfrankreichs, wo die Geschwindigkeitsscherung und auch der frontale Anteil der Gewitterzüge sehr hoch (vgl. Abb. 4.10) sind, schwere Hagelgewitter entstehen. Bei Betrachtung der Zugbahndichte (vgl. Abb. 4.1 und 4.2) wird deutlich, dass die Gebiete mit einer hohen Anzahl der Gewitterzüge nicht unbedingt an Maxima der Geschwindigkeitsscherung gekoppelt sind, weder im frontalen, noch im nicht-frontalen Fall. Zur Konvektionsauslösung bedarf es folglich anderer Mechanismen als eine hohe Geschwindigkeitsscherung.

Bei der Richtungsscherung für nicht-frontale Gewitterzüge ist in Deutschland insgesamt ein schwaches Süd-Nord-Gefälle bei gleichzeitig recht glatter Verteilung festzustellen (Abb. 4.25). Während der mittlere Betrag in Bayern teilweise bis 80° beträgt, liegt er zwischen dem Harz und Hamburg bei 40 – 50°. In den übrigen Gebieten werden verbreitet Werte zwischen 55° und 70° erreicht.

In Frankreich sind wesentlich größere räumliche Unterschiede der mittleren Richtungsscherung für nicht-frontale Gewitterzüge vorzufinden (Abb. 4.26). Die höchsten Werte werden im äußersten Südwesten mit bis zu 90° erreicht. Im Norden des Zentralmassivs und gebietsweise bis nach Nordfrankreich und Belgien sind dagegen nur Werte von $50^{\circ} - 60^{\circ}$ zu finden. Im Süden und Westen Frankreichs liegt die Richtungsscherung meist zwischen 60° und 80° . Vom Süden des Zentralmassive des Zentralmassiv


Abbildung 4.25: Mittlere Richtungsscherung aus ERA-Interim-Reanalysen bei Gewitterzügen ohne Front in Deutschland.

sivs über das Rhônetal bis zur französisch-schweizerischen Grenze beträgt die Richtungsscherung meist $55^{\circ} - 70^{\circ}$.

In Deutschland sind bei der Betrachtung der Richtungsscherung der vieljährigen Mittelwerte (vgl. Abb. 4.18) mit den Werten für nicht-frontale Gewitterzüge überwiegend Gemeinsamkeiten festzustellen. Die Werte sind in vielen Regionen vergleichbar und auch die Strukturen mit dem Maximum im Südosten und geringeren Werten nach Westen und Norden ähneln einander. Im Norden sind für nicht-frontale Gewitterzüge teilweise geringere Werte als im vieljährigen Mittel zu finden. In Frankreich sind für die nicht-frontalen Gewitterzüge höhere Werte als im vieljährigen Mittel zu finden, Richtung Mittelmeer zum Teil geringere. Für nicht-frontale Gewitterzüge unterscheidet sich die Richtungsscherung insgesamt also wenig vom vieljährigen Mittel. Folglich spielt die Richtungsscherung bei der Auslösung von Hagelereignissen vermutlich eine untergeordnete Rolle. Da die Zugbahndichte der Gewitterzüge (vgl. Abb. 4.1 und 4.2) kaum Zusammenhänge mit der Richtungsscherung erkennen lässt, wird diese Vermutung bestätigt.

Im Fall der frontalen Gewitterzüge sind die Werte der Richtungsscherung in Deutschland insgesamt geringer als für nicht-frontale Gewitterzüge (Abb. 4.27). Im Norden und Südosten wer-



Abbildung 4.26: Mittlere Richtungsscherung aus ERA-Interim-Reanalysen bei Gewitterzügen ohne Front in Frankreich.

den hohe Werte von zum Teil über 70° analysiert, in der Mitte und im Westen werden dagegen verbreitet deutlich geringere Werte von unter 50° erreicht (nördliches Baden-Württemberg bis nach Nordrhein-Westfalen und in den Westen Thüringens). Durch Vergleich des mittleren Betrags der Richtungsscherung von frontalen und nicht-frontalen Gewitterzügen (siehe Abb. A.6 im Anhang) gibt es folgende Auffälligkeiten: In der Mitte, im Westen und Südwesten Deutschlands weisen nicht-frontale Gewitterzüge geringere Werte der Richtungsscherung auf, teilweise bis -30°. Im Norden Deutschlands sind die Werte der Richtungsscherung für die frontalen Gewitterzüge deutlich höher als für die nicht-frontalen Gewitterzüge, im Raum Hamburg bis zu +30°. In Brandenburg, Sachsen und Bayern gehen im Mittel teils die frontalen, teils die nicht-frontalen Gewitterzüge mit höheren Werten der Richtungsscherung einher.

In Frankreich sind für Richtungsscherung der frontalen Gewitterzüge erneut deutlich größere räumliche Unterschiede zu finden als in Deutschland (Abb. 4.28). Die höchsten Werte werden im Westen Frankreichs und insbesondere Richtung Biskaya mit bis zu 90° erreicht. Die Minima befinden sich im Nordwesten des Zentralmassivs und im Rhônetal mit unter 40°. In der Nordhälfte variieren die Werte in den meisten Regionen zwischen 50° und 65°.

Durch Vergleich der mittleren Beträge der Richtungsscherung von frontalen Gewitterzügen mit



Abbildung 4.27: Mittlere Richtungsscherung aus ERA-Interim-Reanalysen bei frontalen Gewitterzügen in Deutschland.

nicht-frontalen Gewitterzügen (siehe Abb. A.7 im Anhang) ist im Norden Frankreichs kein eindeutiges Muster festzustellen. Teils sind frontale Gewitterzüge mit bis zu 15° höherer Richtungsscherung verbunden, teils gehen nicht-frontale Gewitterzüge mit bis zu 15° höherer Richtungsscherung einher. Östlich von Nantes ist die Richtungsscherung im nicht-frontalen Fall über 20° höher als im frontalen Fall. In der Südhälfte Frankreichs dominieren höhere Werte der Richtungsscherung für nicht-frontale Gewitterzüge, vor allem vom östlichen Zentralmassiv bis zur schweizerischen Grenze, örtlich ist die Richtungsscherung aber auch im frontalen Fall höher (z.B. südlich von Bordeaux und südwestlich des Zentralmassivs). Im Südosten Frankreichs sind vor allem für die frontalen Gewitterzüge die Werte der Richtungsscherung sehr niedrig.

In den Abbildungen der Richtungsscherung für frontale Gewitterzüge in Deutschland und Frankreich und in der Abbildung für die vieljährigen Mittelwerte (vgl. Abb. 4.18) sind insgesamt einige Unterschiede in den Strukturen zu erkennen. In Frankreich ist die Richtungsscherung bei frontalen Gewitterzügen verglichen mit dem vieljährigen Mittel vor allem im Nordwesten und Südwesten relativ hoch, über dem nördlichen Zentralmassiv dagegen deutlich geringer. In Deutschland ist die grobe Struktur der Richtungsscherung der frontalen Gewitterzüge verglichen mit dem vieljährigen Mittel (mit einem Maximum im Südosten und geringeren Werten nach Westen) ähnlich. Im



Abbildung 4.28: Mittlere Richtungsscherung aus ERA-Interim-Reanalysen bei frontalen Gewitterzügen in Frankreich.

Westen liegen die Werte aber deutlich unter dem vieljährigen Mittel, im Norden dagegen leicht höher. In Regionen, wo die Richtungsscherung erhöht ist, wird die Entwicklung von organisierten Gewittersystemen, insbesondere von Superzellen, begünstigt. Superzellen können große Hagelkörner entstehen lassen. Da die Richtungsscherung in einigen Regionen (z.B. vom Zentralmassiv bis zu den Westalpen und in der Mitte und im Westen Deutschlands) im frontalen Fall deutlich geringer ist, scheinen Kaltfronten die Organisation von Superzellen im Mittel nicht zu begünstigen. Umgekehrt ist die Richtungsscherung im nicht-frontalen Fall in einigen Regionen mit hoher Zugbahndichte, aber geringer Anzahl von frontalen Gewitterzügen (vgl. Abb. 4.9 und 4.10), gegenüber dem frontalen Fall deutlich erhöht (z.B. im östlichen Zentralmassiv, im Erzgebirge und vor allem vom nördlichen Baden-Württemberg bis nach Köln). Dort trägt die Richtungsscherung offenbar zur Entstehung starker Gewitter bei.

Auswertungen der vertikalen Windscherung für die Hagelzüge in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg ermöglichen aufgrund der zu geringen Anzahl (nur 4,7 % aller Gewitterzüge sind mit Hagelmeldungen der ESWD versehen und sind somit Hagelzüge) keine Darstellungen der räumlichen Verteilung. Insgesamt zeigt sich im Mittel aber eine deutlich erhöhte Geschwindigkeitsscherung in Verbindung mit Kaltfronten. Die Werte liegen für die frontalen Hagelzüge im Mittel über 4 m s⁻¹ höher als die der nicht-frontalen Hagelzüge. Nach weiterer Unterteilung der Hagelzüge in vier verschiedene Größenklassen (< 2 cm, 2 – < 4 cm, 4 – < 6 cm, \geq 6 cm) der maximalen Hagelkorndurchmesser ergibt sich folgender Zusammenhang: Für steigende Geschwindigkeitsscherung nimmt der Hagelkorndurchmesser zu (siehe Tab. 4.4). Hohe Werte der Geschwindigkeitsscherung begünstigen diesen Analysen zufolge offenbar die Entstehung größerer Hagelkörner. In jeder Größenklasse ist die mittlere Geschwindigkeitsscherung der frontalen Hagelzüge mindestens 4 m s⁻¹ höher als die der nicht-frontalen Hagelzüge.

Der Betrag der Richtungsscherung ist bei den frontalen Hagelzügen im Mittel rund 12° geringer als bei den nicht-frontalen Hagelzügen. Für die ersten drei Hagelkorngrößenklassen sind die Unterschiede innerhalb der frontalen und nicht-frontalen Hagelzüge gering, für Hagelzüge mit maximalen Hagelkörnern von mindestens 6 cm Durchmesser steigt die Richtungsscherung sowohl im frontalen als auch im nicht-frontalen Fall an (siehe Tab. 4.4). In allen Größenklassen ist die mittlere Richtungsscherung bei nicht-frontalen Hagelzügen höher als bei frontalen Hagelzügen.

Tabelle 4.4: Überblick über die mittlere vertikale Windscherung der nicht-frontalen und frontalen Hagelzüge in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg nach verschiedenen Größenklassen der maximalen Hagelkorndurchmesser (1. Spalte). Dargestellt sind die Anzahl nicht-frontaler (2. Spalte) und frontaler (5. Spalte) Hagelzüge mit den mittleren Werten der Geschwindigkeitsscherung (3. bzw. 6. Spalte) und der Richtungsscherung (4. bzw. 7. Spalte).

	nicht-frontale Hagelzüge			frontale Hagelzüge		
Durchm Klasse	Anzahl	Geschw scherung	Richtungs- scherung	Anzahl	Geschw scherung	Richtungs- scherung
< 2 cm	209	$10,0 \text{ m s}^{-1}$	63,4°	42	$15,5 \text{ m s}^{-1}$	57,1°
2 - < 4cm	352	$11,0 \text{ m s}^{-1}$	68,6°	106	$15,1 \text{ m s}^{-1}$	54,4°
4 - < 6 cm	131	$13,0 \text{ m s}^{-1}$	75,4°	73	$17,2 \text{ m s}^{-1}$	56,8°
\geq 6 cm	47	$14,2 \text{ m s}^{-1}$	90,0°	25	$18,3 \text{ m s}^{-1}$	75,5°

4.3.3 Konvektive Größen

Teilweise variablere und weniger eindeutige Ergebnisse liefern die Stabilitäts- und Konvektionsparameter. Die Verteilung der Lapse Rate für frontale und nicht-frontale Gewitterzüge ist der Abbildung A.8 (Deutschland) und der Abbildung A.9 (Frankreich) im Anhang zu entnehmen. Die Lapse Rate, als Maß für die potentielle Instabilität, weist in Deutschland nur geringe räumliche Unterschiede zwischen frontalen und nicht-frontalen Gewitterzügen auf. Die Differenz der Lapse Rate zwischen frontalen und nicht-frontalen Gewitterzügen beträgt überall weniger als 1 K. Für die frontalen Gewitterzüge ist eine etwas höhere räumliche Variabilität festzustellen als für die nicht-frontalen Gewitterzüge. Im frontalen Fall ist sie im Nordosten und Südosten insgesamt leicht höher als im nicht-frontalen Fall. In der Mitte und im Nordwesten weisen frontale Gewitterzüge leicht geringere Werte auf als nicht-frontale. Die räumliche Verteilung der Lapse Rate in Deutschland und Frankreich liefert keine eindeutigen Ergebnisse, insbesondere auch die räumliche Verteilung der Unterschiede zwischen frontalen und nicht-frontalen Gewitterzügen kann nicht begründet werden. Auch Vergleiche mit der räumlichen Verteilung der Gewitterzüge (vgl. Abb. 4.1 und Abb. 4.2) und der räumlichen Verteilung des frontalen Anteils der Gewitterzüge (vgl. Abb. 4.9 und Abb. 4.10) führen zu keinen Erkenntnissen. Gegenüber dem vieljährigen Mittel sind verbreitet leicht höhere Werte der Lapse Rate für frontale, aber auch für nicht-frontale Gewitterzüge festzustellen.

In Frankreich ist die Lapse Rate bei frontalen Gewitterzügen in vielen Regionen höher als bei nicht-frontalen Gewitterzügen, etwa westlich vom Zentralmassiv bis nach Nordfrankreich und westlich der Vogesen. Dort ist die potentielle Instabilität im Zusammenhang mit Fronten höher. Nördlich der Pyrenäen und über dem Zentralmassiv sowie teilweise im Nordwesten Frankreichs sind Gebiete mit höheren Werten der Lapse Rate für nicht-frontale Gewitterzüge zu finden. Auch für Frankreich sind somit keine eindeutigen Ergebnisse für die Verteilung der Lapse Rate bei frontalen und nicht-frontalen Gewitterzügen zu erkennen. Vergleiche mit den Regionen mit einer hohen Anzahl von Gewitterzügen (vgl. Abb. 4.1 und Abb. 4.2) oder einem hohen Anteil frontaler Gewitterzüge (vgl. Abb. 4.9 und Abb. 4.10) liefern keine Begründung. Verglichen mit der vieljährigen räumlichen Verteilung der Lapse Rate (vgl. Abb. 4.20) sind vor allem im Norden Frankreichs deutlich höhere Werte sowohl für frontale als auch für nicht-frontale Gewitterzüge zu identifizieren. Die Lapse Rate bei schweren Gewittern ist also vor allem im Norden Frankreichs erhöht. Die Werte der Lapse Rate sind davon abhängig, ob sie entsprechend der möglichst geringen zeitlichen Differenz zum nächstliegenden Gitterpunkt der ERA-Interim-Reanalysen vorderseitig der Front oder knapp rückseitig der Front analysiert wurden.

Bei Betrachtung der Werte der Lapse Rate für die Hagelzüge mit Hagelmeldungen der ESWD sind die Zusammenhänge deutlicher. Sowohl bei frontalen als auch bei nicht-frontalen Hagelzügen begünstigen hohe Werte der Lapse Rate die Entstehung großer Hagelkörner in Westeuropa. Insbesondere bei sehr großen maximalen Hagelkorndurchmessern (≥ 6 cm) ist die Lapse Rate für die frontalen Hagelzüge im Mittel um 1,0 K höher als bei den nicht-frontalen Hagelzügen. In den anderen Größenklassen treten kaum Unterschiede zwischen frontalen und nicht-frontalen Hagelzüge allerdings zu gering.

Die Verteilung der CAPE für frontale und nicht-frontale Gewitterzüge ist in der Abbildung A.10 (Deutschland) und der Abbildung A.11 (Frankreich). In Deutschland gibt es Regionen, die im frontalen Fall mit höheren Werten der CAPE verbunden sind als im nicht-frontalen Fall (östlich der Schwäbischen Alb und verbreitet im Norden), aber auch Regionen mit niedrigeren Werten im frontalen Fall (beispielsweise in Sachsen und Thüringen bis ins nördliche Baden-Württemberg). In Frankreich werden für frontale Gewitterzüge verbreitet höhere Werte erreicht als für nicht-frontale Gewitterzüge. Es gibt aber auch Regionen, wo nicht-frontale Gewitterzüge mit höheren Werten verbunden sind (teilweise im Nordwesten und östlich des Zentralmassivs).

Auch Vergleiche mit den Regionen mit einer hohen Anzahl von Gewitterzügen (vgl. Abb. 4.1 und Abb. 4.2) oder einem hohen Anteil frontaler Gewitterzüge (vgl. Abb. 4.9 und Abb. 4.10) liefern

kein eindeutiges Muster. Verglichen mit der vieljährigen räumlichen Verteilung (vgl. Abb. 4.19) sind deutlich höhere Werte der CAPE im frontalen Fall westlich des Zentralmassivs zu beobachen, aber auch im nicht-frontalen Fall. In den anderen Regionen sind die Unterschiede der CAPE zwischen der vieljährigen Verteilung und den Gewitterzügen geringer.

Die CAPE lässt bei Betrachtung der Hagelzüge insgesamt ähnliche Schlussfolgerungen zu wie die Lapse Rate. Hohe Werte der CAPE begünstigen die Entstehung von Hagelzügen mit großen Hagelkörnern, sowohl im frontalen als auch im nicht-frontalen Fall. Keine eindeutigen Ergebnisse liefert der Vergleich zwischen Hagelzügen und Gewitterzügen in Westeuropa jeweils im frontalen und im nicht-frontalen Fall. Demnach gehen frontale Gewitterzüge im Mittel mit leicht höheren Werten der CAPE einher als nicht-frontale Gewitterzüge. Bei den Hagelzügen mit Hagelmeldungen der ESWD ist es genau umgekehrt: Frontale Hagelzüge weisen im Mittel leicht niedrigere Werte der CAPE auf als nicht-frontale Hagelzüge.

Ein Grund für die nicht eindeutigen Ergebnisse kann die Wahl des CAPE-Werts des nächstliegenden Gitterpunkts der ERA-Interim-Daten zum Mittelpunkt eines Gewitter-/Hagelzugs mit zeitlich möglichst geringer Differenz sein. Dadurch ist es möglich, dass der CAPE-Wert des gewählten Gitterpunkts im frontalen Fall rückseitig der Kaltfront analysiert wird und dadurch geringere CAPE-Werte vorgetäuscht werden.

5. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Insbesondere im Sommer führen Gewitterstürme in Westeuropa häufig zu Schäden durch Hagel. Gewitterstürme treten in Westeuropa regional unterschiedlich auf. Um die geographische Verteilung von schweren Gewittern zu beschreiben, wurden insgesamt 21 125 radarbasierte Gewitterzüge mit Radarreflektivitätswerten von mindestens 55 dBZ aus den Sommerhalbjahren 2005 – 2014 ausgewertet. Weil der 55 dBZ-Schwellwert für die radarbasierten Gewitterzüge noch keine zuverlässigen Aussagen über das Auftreten von Hagelschlag zulässt, wurden die Gewitterzüge mit Hagelbeobachtungen der European Severe Weather Database (ESWD) kombiniert. Gewitterzüge mit maximal 10 km entfernten Hagelmeldungen der ESWD werden als Hagelzüge bezeichnet. Die Zuordnung der Gewitterzüge zu den ESWD-Hagelmeldungen ergab 985 Hagelzüge. Dadurch sind erstmals präzisere Aussagen über tatsächlich aufgetretene Hagelereignisse möglich, wenngleich die ESWD-Hagelmeldungen aufgrund zeitlich und räumlich unvollständiger Beobachtungen nicht unbedingt die tatsächlich aufgetretenen größten Hagelkörner repräsentieren. Dadurch können der Tages- und Jahresgang der Hagelereignisse beschrieben werden.

Kaltfronten verändern die atmosphärischen Bedingungen und die charakteristischen Eigenschaften von schweren Gewittern. Wie hoch der Anteil von Gewitterstürmen mit frontalem Zusammenhang in Westeuropa ist, war bisher ungeklärt. Dazu wurden die Gewitter- und Hagelzüge mit den auf ERA-Interim-Reanalysen basierenden Kaltfronten von Schemm et al. (2015b) kombiniert. Ein Gewitterzug, der maximal die halbe Länge des Gewitterzugs plus einer konstanten Länge von 200 km von der nächstliegenden Kaltfront entfernt war, gilt dabei als frontaler Gewitterzug (ebenso für die Hagelzüge). Anschließend konnte in frontale und nicht-frontale Gewitter- und Hagelzüge unterteilt und einige atmosphärische Eigenschaften im Bereich der Hagelereignisse basierend auf ERA-Interim-Reanalysen untersucht werden (Geschwindigkeits- und Richtungsscherung, CAPE und Lapse Rate).

Regionen mit einer hohen Anzahl von Gewitterzügen treten vor allem in den nördlichen und östlichen Teilen des Zentralmassivs auf, wo mehr als doppelt so häufig schwere Gewitter beobachtet werden können, als in allen übrigen Gebieten Westeuropas. Im Südwesten Frankreichs (Aquitanien) sowie nördlich des Zentralmassivs und westlich der Vogesen sind ebenfalls Maxima der Gewitterzuganzahl zu finden. Ähnlich häufig treten Gewitter entlang der Schwäbischen Alb, vor allem über der Ostalb, und im Erzgebirge sowie nördlich ausgreifend in weiten Teilen Sachsens auf. Im Voralpenland bis in den Großraum München sowie vom Odenwald über den Taunus bis in den Großraum Köln befinden sich weitere Gewitterschwerpunkte. Leichte Variationen sind durch Ausfälle von Radargeräten oder durch den Trackingalgorithmus nicht auszuschließen.

Kaltfronten werden besonders häufig von den Pyrenäen bis zum Zentralmassiv, im Westen und Norden der Alpen sowie in Teilen Westfrankreichs und Norddeutschlands analysiert. Der Anteil frontaler Gewitterzüge ist besonders in Teilen Nord- und Nordostdeutschlands sowie in den nördlichen Teilen der Region Centre-Val de Loire mit über 40 % hoch. Über 30 % frontale Gewitterzüge sind außerdem im Norden Aquitaniens, im Nordwesten des Zentralmassivs, im nördlichen Rhônetal bis zu den Vogesen zu finden. In Gebieten, die einen hohen frontalen Anteil der Gewitterzüge aufweisen, bedarf es zur Entwicklung hochreichender Konvektion offenbar häufig einer Kaltfront. Beispielsweise vom Erzgebirge bis nach Nordostdeutschland, wo verbreitet über 25 % aller Gewitterzüge mit Kaltfronten im Zusammenhang stehen und Kaltfronten vergleichsweise selten analysiert werden, scheinen Kaltfronten besonders häufig mit Gewitterzügen einherzuge-hen.

Im gesamten Untersuchungsgebiet sind die frontalen Gewitterzüge länger als die nicht-frontalen. Höhere Verlagerunsgeschwindigkeiten der Gewitterzüge im frontalen Fall sorgen für längere Zugbahnen und damit für größere Gebiete, die möglicherweise von schweren Gewittern beziehungsweise Hagelschlag betroffen sein können. Das 90. Perzentil der Länge ist vor allem im Bereich des Thüringisch-Fränkischen Mittelgebirges und in einem Bogen von Bordeaux, südlich von Paris bis zu den Vogesen deutlich erhöht. Längere Hagelzüge führen durchschnittlich zur Beobachtung von größeren maximalen Hagelkörnern. Entsprechend der typischen Verlagerung von Kaltfronten in östliche bis südöstliche Richtungen ziehen frontale Gewitterzüge in der Regel aus westlicheren Richtungen auf als nicht-frontale Gewitterzüge. In einzelnen Regionen kommen frontale Gewitterzüge aus westlicheren Richtungen als nicht-frontale Gewitterzüge (z.B. in Teilen Nordfrankreichs). Ob der Grund hierfür lediglich die geringe Anzahl an Gewitterzügen in dieser Region ist, bleibt unbeantwortet. Zwei Drittel aller Hagelzüge ziehen aus südwestlicher bis westlicher Richtung auf. Hagelzüge mit Hagelkorndurchmessern von ≥ 8 cm kommen alle aus Südsüdwest bis Nordwest. Hagelkörner mit mindestens 6 cm Durchmesser treten nicht in Hagelzügen auf, die aus Nord bis Ost aufzogen.

Für jeden Hagelzug wurde der zugehörige maximale Hagelkorndurchmesser der beobachteten ESWD-Meldungen ermittelt. Des Weiteren erfolgte eine Unterteilung der Hagelzüge in vier Größenklassen (< 2 cm, 2 – < 4 cm, 4 – < 6 cm und \geq 6 cm) entsprechend der beobachteten maximalen Hagelkorndurchmesser. Rund 28 % der Hagelzüge haben maximale Hagelkorndurchmesser von mindestens 4 cm, über 7 % der Hagelzüge brachten Hagelkörner von mindestens 6 cm Durchmesser hervor. Hagelzüge mit hohem Schadenpotential (Hagelkörner \geq 4 cm) treten fast ausschließlich von Mai bis August auf, die großen Hagelkörner (\geq 6 cm) konzentrieren sich auf den Zeitraum von der dritten Maidekade bis in die dritte Augustdekade. Die Hagelaktivität ist von 00 bis 12 UTC gering. Von 12 bis 15 UTC steigt die Anzahl der Hagelzüge stark an und erreicht

zwischen 15 und 18 UTC das Maximum. In diesem Zeitraum sind auch die meisten Hagelzüge mit Hagelkörnern von mindestens 4 cm zu verzeichnen. In den Abendstunden und in der ersten Nachthälfte nimmt die Anzahl der Hagelzüge wieder ab, einige Hagelereignisse mit großen Hagelkörnern treten aber weiterhin auf.

Jeder vierte Hagelzug in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg hängt mit einer Front zusammen. Große Hagelkörner hervorbringende Hagelzüge stehen besonders häufig mit Kaltfronten im Zusammenhang. Hagelzüge mit maximalen Korndurchmessern von mindestens 4 cm sind in rund 35 % der Fälle und damit etwa 15 Prozentpunkte häufiger mit Kaltfronten in Verbindung zu bringen als Hagelereignisse mit maximalen Korndurchmessern von unter 4 cm. Der durchschnittliche maximale Hagelkorndurchmesser von frontalen Hagelzügen liegt um 0,6 cm höher als von nicht-frontalen Hagelzügen.

Zur Untersuchung der Geschwindigkeits- und Richtungsscherung, der CAPE und der Lapse Rate wurden zunächst die mittleren langjährigen Luftmasseneigenschaften der Sommerhalbjahre 2005 – 2014 betrachtet. Anschließend wurde die räumliche Verteilung dieser atmosphärischen Eigenschaften im Bereich der frontalen und nicht-frontalen Gewitterzüge in Deutschland und Frankreich diskutiert. Für die frontalen und nicht-frontalen Hagelzüge wurden aufgrund der geringen Anzahl lediglich Mittelwerte für Westeuropa gebildet.

Die Geschwindigkeitsscherung ist für die frontalen Gewitterzüge im Mittel im gesamten Untersuchungsgebiet höher als für die nicht-frontalen Gewitterzüge. Vor allem in Teilen Westfrankreichs ist die Geschwindigkeitsscherung bei frontalen Gewitterzügen sehr hoch. Höhere Werte der vertikalen Windscherung, sowohl der Geschwindigkeits- als auch der Richtungsscherung, gehen im Mittel mit Hagelzügen einher, die größere Hagelkorndurchmesser hervorbringen können. Frontale Hagelzüge weisen im Mittel in jeder Hagelkorngrößenklasse höhere Werte der Geschwindigkeitsscherung, welche insbesondere die Entstehung von Multizellengewittern begünstigen, auf als nicht-frontale Hagelzüge.

Der Betrag der Richtungsscherung variiert stärker. Vor allem in Norddeutschland und in Teilen Nordfrankreichs ist die Richtungsscherung für die frontalen Gewitterzüge im Mittel höher als im nicht-frontalen Fall. In den übrigen Gebieten gehen nicht-frontale Gewitterzüge verbreitet mit höheren Werten der Richtungsscherung einher als nicht-frontale Gewitterzüge. Nicht-frontale Hagelzüge sind in Westeuropa im Mittel mit höheren Werten der Richtungsscherung verbunden, die gute Voraussetzungen für die Ausbildung von Superzellen bieten, sofern die übrigen nötigen Entstehungsbedingungen erfüllt sind.

Die räumliche Verteilung der Unterschiede der Lapse Rate und CAPE jeweils zwischen frontalen und nicht-frontalen Gewitterzügen bringt keine erklärbaren Ergebnisse hervor. Auch bei einem Vergleich der frontalen und nicht-frontalen Gewitterzüge mit den frontalen und nicht-frontalen Hagelzügen liefern die Werte der Lapse Rate und CAPE keine eindeutigen Ergebnisse. Fest steht jedoch: Mit steigenden Werten der CAPE und der Lapse Rate für die frontalen und für die nichtfrontalen Hagelzüge steigt auch der maximale Hagelkorndurchmesser. Für Hagelzüge, die mindestens 6 cm große Hagelkörner hervorbrachten, liegt die Lapse Rate im frontalen Fall 1,0 K höher als ohne Frontenzusammenhang.

Die Ergebnisse können als Grundlage für erweiterte Untersuchungen der Umgebungsbedingungen von Gewitter- und Hagelzügen dienen und für die Jahre seit 2014 fortgeführt werden. Beispielsweise könnten kombinierte Betrachtungen der konvektiven Hemmung (CIN) oder der Feuchtebedingungen in den unteren Troposphärenschichten zu einem weiteren Verständnis der Entwicklungsbedingungen von potentiellen Hagelereignissen führen. Des Weiteren können die in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse für ein bereits existierendes logistisches Hagelmodell (Mohr et al., 2015) oder für Modelle zur Hagelvorhersage verwendet werden. Für Gebiete mit einem hohen Anteil an frontalen Gewitter-/Hagelzügen ist es denkbar, einen Modellparameter einzufügen, der die atmosphärischen Umgebungsbedingungen und Kaltfronten mit den Hagelkorngrößen verknüpft. Durch anschließende Analysen können damit weitere Verbesserungen der Vorhersagegüte von Hagelereignissen und der Abschätzung des Schadenpotentials erzielt werden. Die zugrundeliegenden Daten und die gewonnenen Erkenntnisse können zudem genutzt werden, um andere extreme Wettererscheinungen, beispielsweise Blitzschlag, Starkwindböen und Starkregen, auf frontale Wirkungsprozesse zu untersuchen und mögliche Zusammenhänge zu frontalen und nichtfrontalen Hagelereignissen zu erforschen.

A. Anhang



Abbildung A.1: Anzahl der Gewitterzüge pro $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ (l.) und pro $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (r.) in Deutschland. Isohypsen sind grau dargestellt (600, 1200, 1800, 3600 m ü. NN).



Abbildung A.2: Anzahl der Gewitterzüge pro $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ in Frankreich.



Abbildung A.3: Frontaler Anteil der Hagelzüge pro $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ in Deutschland.



Abbildung A.4: Differenz der Geschwindigkeitsscherung ohne Front - frontal in Deutschland.



Abbildung A.5: Differenz der Geschwindigkeitsscherung ohne Front - frontal in Frankreich.



Abbildung A.6: Differenz des Betrags der Richtungsscherung ohne Front - frontal in Deutschland.



Abbildung A.7: Differenz des Betrags der Richtungsscherung ohne Front - frontal in Frankreich.



Abbildung A.8: Mittlere Lapse Rate der nicht-frontalen (l.) und frontalen (r.) Gewitterzüge in Deutschland.



Abbildung A.9: Mittlere Lapse Rate der nicht-frontalen (l.) und frontalen (r.) Gewitterzüge in Frankreich.



Abbildung A.10: Mittlere CAPE der nicht-frontalen (l.) und frontalen (r.) Gewitterzüge in Deutschland.



Abbildung A.11: Mittlere CAPE der nicht-frontalen (l.) und frontalen (r.) Gewitterzüge in Frankreich.

Literaturverzeichnis

- Allianz, 2013: Hagel Checkliste. Allianz Risk Consulting, http://www.agcs.allianz.com/insights/white-papers-and-case-studies/ natcat-checklist-hailstorm, zuletzt aufgerufen am 23.12.2016.
- Barthlott, C., J. W. Schipper, N. Kalthoff, B. Adler, C. Kottmeier, A. Blyth, und S. Mobbs, 2010: Model representation of boundary-layer convergence triggering deep convection over complex terrain: A case study from COPS. *Atmos. Res.*, **95** (2), 172–185.
- Bjerknes, J. und H. Solberg, 1922: *Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation*. Grondahl.
- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108** (7), 1046–1053.
- Bott, A., 2012: Synoptische Meteorologie: Methoden der Wetteranalyse und -prognose. Earth Sciences, Springer Berlin Heidelberg.
- Brooks, H. E., A. R. Anderson, K. Riemann, I. Ebbers, und H. Flachs, 2007: Climatological aspects of convective parameters from the NCAR/NCEP reanalysis. *Atmos. Res.*, 83 (2), 294– 305.
- Browning, K., J. Frankhauser, J.-P. Chalon, P. Eccles, R. Strauch, F. Merrem, D. Musil, E. May, und W. Sand, 1976: Structure of an Evolving Hailstorm Part V: Synthesis and implications for Hail Growth and Hail Suppression. *Mon. Wea. Rev.*, **104** (5), 603–610.
- Corsmeier, U., N. Kalthoff, C. Barthlott, A. Behrendt, P. Di Girolamo, M. Dorninger, F. Aoshima, J. Handwerker, C. Kottmeier, H. Mahlke, S. Mobbs, G. Vaughan, J. Wickert, und V. Wulfmeyer, 2011: Processes driving deep convection over complex terrain: a multi-scale analysis of observations from COPS IOP 9c. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137** (**S1**), 137–155.
- Dee, D., S. Uppala, A. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechthold, A. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. Geer, L. Haimberger, S. Healy, H. Hersbach, E. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. McNally, B. Monge-Sanz, J. Morcrette, B. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J. Thépaut, und F. Vitart, 2011: The ERA-Interim

reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137** (**656**), 553–597.

- Doswell III, C. A., 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., 1996: On convective indices and sounding classification. *Unveröffent-licht*, http://cimms.ou.edu/~doswell/0Ztrip/STSConf/Indices.html, zuletzt aufgerufen am 23.12.2016.
- Dotzek, N., P. Groenemeijer, B. Feuerstein, und A. M. Holzer, 2009: Overview of ESSL's severe convective storms research using the European Severe Weather Database ESWD. *Atmos. Res.*, 93 (1), 575–586.
- DWD, 1995: *Herbstschule Radarmeteorologie 1995*. Annalen der Meteorologie, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes (DWD), Offenbach.
- Ehmann, C., 2010: Hagelereignisse über Baden-Württemberg: Ursachen, Vorhersage, Auswirkungen. Seminararbeit. *Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT)*.
- Etling, D., 2013: Theoretische Meteorologie: Eine Einführung. Vieweg+Teubner Verlag.
- Fluck, E., 2017: Hail potential over Western Europe. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT), vorläufige Rohversion, unveröffentlicht.
- Fukuta, N. und T. Takahashi, 1999: The growth of atmospheric ice crystals: A summary of findings in vertical supercooled cloud tunnel studies. *J. Atmos. Sci.*, **56** (**12**), 1963–1979.
- GEA, 2013: Dickstes Hagelkorn Deutschlands. Reutlinger Generalanzeiger, http://www.gea.de/region+reutlingen/ueber+die+alb/video+dickstes+ hageklkorn+deutschlands.3322094.htm, zuletzt aufgerufen am 09.10.2016.
- Gessler, S. und S. Petty, 2013: Forensic engineering: Damage assessments for residential and commercial structures. *Hail Fundamentals and General Hail-strike Damage Assessment Methodology*, CRC Press, 23–67.
- Groenemeijer, P., 2009: Convective storm development in contrasting thermodynamic and kinematic environments. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe (TH).
- Handwerker, J., 2013: Fortgeschrittene Messverfahren. Radarmeteorologie. Skript zur Vorlesung. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).

Hewson, T. D., 1998: Objective fronts. Meteor. Appl., 5 (1), 37-65.

- Heymsfield, G. M. und S. Schotz, 1985: Structure and evolution of a severe squall line over Oklahoma. *Mon. Wea. Rev.*, **113** (9), 1563–1589.
- Holton, J. R. und G. J. Hakim, 2012: *An introduction to dynamic meteorology*, Vol. 88. Academic Press.
- Hoose, C., 2015: Wolkenphysik. Skript zur Vorlesung. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Houze, R., 1993: Cloud dynamics. Academic Press.
- Houze Jr, R. A., 2014: Cloud dynamics, Vol. 104. Academic Press.
- IPCC, 2014: Synthesis Report. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Group I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovermental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)], Camebridge University Press.
- Kaschuba, M, 2014: *Schadensklassifikation von Hagel*. Hail Research Laboratory, http://www.hagelunwetter.de/inhalt/hagelskala.pdf, zuletzt aufgerufen am 23.12.2016.
- Klose, B. und H. Klose, 2014: *Meteorologie: Eine interdisziplinäre Einführung in die Physik der Atmosphäre*. Springer-Lehrbuch, Springer Berlin Heidelberg.
- Kottmeier, C., N. Kalthoff, U. Corsmeier, C. Barthlott, J. Van Baelen, A. Behrendt, R. Behrendt, A. Blyth, R. Coulter, S. Crewell, M. Dorninger, C. Flamant, T. Foken, M. Hagen, C. Hauck, H. Höller, H. Konow, M. Kunz, H. Mahlke, S. Mobbs, E. Richard, R. Steinacker, T. Weckwerth, A. Wieser, und V. Wulfmeyer, 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*. Springer Berlin Heidelberg.
- Kunz, M., 2007: The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Hazards and Earth Syst. Sci.*, **7** (2), 327–342.
- Kunz, M., 2015: Meteorologische Naturgefahren. Skript zur Vorlesung. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Kunz, M. und C. Kottmeier, 2005: Meteorologische Ereignisse mit großem Schadenpotenzial. *KLARA - Klimawandel, Auswirkungen, Risiken, Anpassung*, Potsdam-Institut f
 ür Klimafolgenforschung, Vol. 99 PIK-Report, 161 – 199.
- Kunz, M. und M. Puskeiler, 2010: High-resolution assessment of the hail hazard over complex terrain from radar and insurance data. *Meteor. Z.*, **19** (**5**), 427–439.

- Kunz, M., M. Schmidberger, und M. Puskeiler, 2012: Projekt HARIS-SV (Hagelgefährdung und Hagelrisiko SV Sparkassenversicherung). Abschlussbericht Teil 1.
- Kurz, M., 1990: Synoptische Meteorologie, Leitfaden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes (DWD), Offenbach.
- Lamb, D. und J. Verlinde, 2011: Physics and chemistry of clouds. Cambridge University Press.
- Lange, H., 2002: Die Physik des Wetters und des Klimas: ein Grundkurs zur Theorie des Systems Atmosphäre. Reimer.
- Liljequist, G., 2013: Allgemeine Meteorologie. Vieweg+Teubner Verlag.
- Markowski, P. und Y. Richardson, 2011: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Advancing Weather and Climate Science, John Wiley & Sons.
- Mason, B., 1971: The physics of clouds. Oxford University Press.
- Mohr, S., 2013: Änderung des Gewitter- und Hagelpotentials im Klimawandel. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Mohr, S. und M. Kunz, 2013: Recent trends and variabilities of convective parameters relevant for hail events in Germany and Europe. *Atmos. Res.*, **123**, 211–228.
- Mohr, S., M. Kunz, und B. Geyer, 2015a: Hail potential in Europe based on a regional climate model hindcast. *Geophys. Res. Lett.*, **42** (24).
- Mohr, S., M. Kunz, und K. Keuler, 2015b: Development and application of a logistic model to estimate the past and future hail potential in Germany. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, **120** (9), 3939–3956.
- Munich Re. 2014: Bedeutende Schadenereignisse Deutschland 1970 _ 2013. Die 10 für Gesamtwirtschaft. GeoRisikoForteuersten Ereignisse die **NatCatSERVICE** Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, schung, der http://www.ergo.com/~/media/ergocom/pdf/praesentationen/2014/ 20140116_schadenereignisse_deutschland_1970-2013.pdf?la=de, zuletzt aufgerufen am 09.10.2016.
- Munich Re. 2016: Eu-Loss potential from severe thunderstorms in Rückversicherungs-Gesellschaft, rope is increasing. Münchener https://www.munichre.com/en/media-relations/publications/press-releases/ 2016/2016-03-02-press-release/index.html, zuletzt aufgerufen am 09.10.2016.
- Neiman, P. J. und R. M. Wakimoto, 1999: The interaction of a Pacific cold front with shallow air masses east of the Rocky Mountains. *Mon. Wea. Rev.*, **127** (9), 2102–2127.

- Ogura, Y. und D. Portis, 1982: Structure of the cold front observed in SESAME-AVE III and its comparison with the Hoskins-Bretherton frontogenesis model. *J. Atmos. Sci.*, **39** (**12**), 2773–2792.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56** (5), 527–530.
- Prenosil, T., D. Thiel, und H. Kraus, 1995: Frontogenesis and cross frontal circulation in a strong summertime cold front. *Meteorol. and Atmos. Phys.*, 56 (3-4), 181–196.
- Pruppacher, H. R. und J. D. Klett, 2010: *Microphysics of clouds and precipitation*. Taylor & Francis Group.
- Punge, H. und M. Kunz, 2016: Hail observations and hailstorm characteristics in Europe: A review. Atmos. Res., 176, 159–184.
- Punge, H. J., K. M. Bedka, M. Kunz, und A. Werner, 2014: A new physically based stochastic event catalog for hail in Europe. *Nat. Hazards*, 73 (3), 1625–1645.
- Puskeiler, M., 2009: Analyse der Hagelgefährdung durch Kombination von Radardaten und Schadendaten für Südwestdeutschland. Diplomarbeit, Universität Karlsruhe (TH).
- Puskeiler, M., 2013: Radarbasierte Analyse der Hagelgefährdung in Deutschland. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Puskeiler, M., M. Kunz, und M. Schmidberger, 2016: Hail statistics for germany derived from single-polarization radar data. *Atmos. Res.*, **178**, 459–470.
- Rauber, R., J. Walsh, und D. Charlevoix, 2008: *Severe and Hazardous Weather: An Introduction to High Impact Meteorology*. Kendall Hunt Publishing Company.
- Renard, R. J. und L. C. Clarke, 1965: Experiments in numerical objective frontal analysis. Mon. Wea. Rev., 93 (9), 547–556.
- Rinehart, R., 1990: Radar for Meteorologists. University of North Dakota.
- Schemm, S., L. Nisi, A. Martinov, D. Leuenberger, und O. Martius, 2016a: On the link between cold fronts and hail in Switzerland. *Atmos. Sci. Lett.*, **17** (**5**), 315–325.
- Schemm, S., L. Nisi, A. Martynov, und O. Martius, 2015a: Hail formation in pre-frontal environments: A long-term study over Switzerland. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vol. 17, 15043.
- Schemm, S., I. Rudeva, und I. Simmonds, 2015b: Extratropical fronts in the lower troposphere– global perspectives obtained from two automated methods. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 141 (690), 1686–1698.

- Schemm, S. und M. Sprenger, 2015: Frontal-wave cyclogenesis in the north atlantic–a climatological characterisation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 141 (693), 2989–3005.
- Schemm, S., M. Sprenger, O. Martius, H. Wernli, und M. Zimmer, 2016b: Increase in the number of extremely strong fronts over Europe? – A study based on ERA-Interim reanalysis (1979– 2014). *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 1–23.
- Schuster, S. S., R. J. Blong, und K. J. McAneney, 2006: Relationship between radar-derived hail kinetic energy and damage to insured buildings for severe hailstorms in Eastern Australia. *Atmos. Res.*, **81** (3), 215–235.
- Starr, J., 1997: Forecasters' reference book. Met. Office.
- Übel, M., 2011: Konvergenzlinien mit Konvektion im Warmluftbereich. Diplomarbeit, Meteorologisches Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms- Universität Bonn.
- Uppala, S. M., P. Kållberg, A. Simmons, U. Andrae, V. Bechtold, M. Fiorino, J. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. Balmaseda, A. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. Hoskins, L. Isaksen, P. Jannsen, R. Jenne, A. McNally, J. Mahfouf, J. Morcrette, N. Rayner, R. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, und J. Woollen, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (612), 2961–3012.
- Vallis, G., 2006: Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics: Fundamentals and Large-scale Circulation. Cambridge University Press.
- Weisman, M. L. und J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110** (6), 504–520.
- ZAMG, 1996: *Manual of Synoptic Satellite Meteorology*. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, http://www.zamg.ac.at/docu/Manual/, zuletzt aufgerufen am 12.12.2016.

Danksagung

Allen, die mir beim Anfertigen der Masterarbeit unterstützend zur Seite standen, danke ich hiermit herzlich. Einen besonderen Dank möchte ich zuerst Herrn PD Dr. Michael Kunz für die Übernahme des Referats aussprechen und für das Ermöglichen diese Masterarbeit anzufertigen. Für die zahlreichen Hinweise, Hilfen und Antworten möchte ich ihm sehr danken. Danken möchte ich auch Herrn Prof. Dr. Christoph Kottmeier für die Übernahme des Korreferats.

Ein Dankeschön gebührt den Mitgliedern der Arbeitsgruppe "Atmosphärische Risiken" für die angenehme Arbeitsatmosphäre und die Diskussionen sowie den hilfsbereiten Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern am IMK. Ein Dank gilt Frau Elody Fluck und Herrn Dr. Heinz Jürgen Punge für die Bereitstellung von Datensätzen sowie für die vielen Hilfestellungen und Ratschläge, welche zum Gelingen der Arbeit beitrugen. Außerdem möchte ich meinen Kommilitoninnen und Kommilitonen für die schöne Studienzeit danken.

Danksagen möchte ich auch meiner Familie und meiner Freundin. Ein besonderer Dank geht an meine Eltern für die tolle Unterstützung während des gesamten Studiums.

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 12. Januar 2017

Sven Baumstark