

Eine Radar-basierte Untersuchung der Ursachen hochreichender Konvektion in Südwestdeutschland

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN (Dr. rer. nat.)
von der KIT-Fakultät für Physik des
Karlsruher Instituts für Technologie (KIT)

genehmigte

DISSERTATION

von

M. Sc. Melissa Latt
aus Eberbach

Tag der mündlichen Prüfung: 27. Juni 2025
Referent: Prof. Dr. Peter Knippertz
Korreferent: Prof. Dr. Michael Kunz



Dieses Werk ist lizenziert unter einer Creative Commons Namensnennung -
Weitergabe unter gleichen Bedingungen 4.0 International Lizenz (CC BY-SA 4.0):
<https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/deed.de>

Abstract

The frequency of thunderstorm occurrence in southwest Germany as a function of time, space and intensity is the focus of this work. Existing climatologies of thunderstorm initiations and tracks are updated and expanded. The availability of radar measurements in volume data sets since 2017 enables a detailed investigation of the new thunderstorm climatology in addition to the analysis of initiation locations and tracks. The aim is to quantify trigger mechanisms, investigate the properties and temporal development of thunderstorms and identify environmental conditions that contribute to the initiation and intensification of deep convection. In addition, the dynamics inside and around convection will be determined, validated and analyzed from measurements. Five new algorithms will be developed for detailed research of the climatology, some of which can also be transferred to other data sets and regions.

The work is based on an extensive data set from the years 2017 to 2023, which includes measurements from the months of May to September inclusive. The basic data set contains measurements from seven radars in the form of three-dimensional volume data sets in spherical coordinates and is supplemented by lightning measurements from the European lightning detection system EUCLID. In addition, measurements from the Swabian MOSES meteorological measurement campaign in 2021 are used. If no suitable measurements are available, reanalysis data are used.

The thunderstorm detection and tracking algorithm TRACE3D is applied to identify convective events as individual objects, whereby a distinction is also made between showers and thunderstorms based on lightning data. A fuzzy logic algorithm is developed to classify the relevant trigger mechanisms in the study area. Thunderstorm intensities are determined according to Rossi et al. (2014). In the years 2017 to 2023, 70 % of the thunderstorms reached a weak intensity, 24 % a moderate intensity, 5 % a strong intensity and 1 % a severe intensity.

Thunderstorms are often triggered secondarily by surrounding thunderstorms. In order to investigate the isolated initiation of thunderstorms, they are grouped into thunderstorm groups. In the years 2017 to 2023, most thunderstorms are triggered downstream of the southern Black Forest. The triggering of thunderstorms is favored by mountainous areas and local maxima are found in the Black Forest and Swabian Alb region. Here, 56 % of the thunderstorms are triggered synoptically, 19 % by a mountain overflow, 13 % by a flow around an orographic barrier and 12 % by heating of the underlying land surface. At the time of thunderstorm initiation, the wind in 500hPa blows from southerly directions and the equivalent potential temperatures are higher than the climatological mean.

A local maximum of severe thunderstorm tracks is observed in the upper Neckar valley, in the area of the Donau valley and along the southern Swabian Alb. Severe thunderstorms are preferably initiated in

the months of June and July around midday with higher 500hPa and 850hPa wind speeds and higher equivalent potential temperatures compared to less intense thunderstorms.

According to results for other regions (Markowski and Richardson, 2010), it is shown that air mass properties and dynamics are important factors that determine the maximum intensity of a thunderstorm. A new multi-Doppler algorithm is developed which is capable of automatically dealiasing velocities and filtering measurement uncertainties in radar-based radial velocities. The horizontal wind field can be determined in the vicinity of convection with a horizontal and vertical resolution of 500m, as well as a temporal resolution of five minutes with the Multi-Doppler algorithm. The horizontal wind components calculated with the algorithm are evaluated using a novel validation approach with lidar measurements at five locations over a period of two and a half months for a large number of events. There is a high level of agreement between the two measurements. The application of the multi-Doppler algorithm to a supercell and a multicell shows that the internal cell dynamics including convergence and rotation can be plausibly tracked and that there is a high spatial agreement between convergence and lightning measurements. With the help of the algorithm, insights into the complex intensification mechanisms of the cells can be gained and correlations between the dynamics and the development of cell properties can be analyzed: An increase in convergence in the lower atmosphere can often be observed before an increase in lightning rate or reflectivity.

This work contributes to a better understanding of the initiation and development of thunderstorms in southwest Germany in summer. The newly developed methods have potential to be applied to other regions and data sets to gain new insights into the initiation and development of thunderstorms. In the future, the horizontal multi-Doppler wind field could be used as an additional tool in short-term forecasting.

Kurzfassung

Die Häufigkeit des Auftretens von Gewittern in Südwestdeutschland in Abhängigkeit von Zeit, Raum und Intensität steht im Fokus dieser Arbeit. Bestehende Klimatologien von Gewitterinitiierungen und Zugbahnen werden aktualisiert und erweitert. Die Verfügbarkeit von Radarmessungen in Volumendatensätzen seit 2017 ermöglicht, neben der Analyse von Initiierungsorten und Zugbahnen, eine detaillierte Untersuchung der neuen Gewitterklimatologie. Es geht darum, Auslösemechanismen zu quantifizieren, Eigenschaften und die zeitliche Entwicklung von Gewittern zu untersuchen und Umgebungsbedingungen zu identifizieren, die zur Initiierung und Intensivierung hochreichender Konvektion beitragen. Außerdem soll die Dynamik im Inneren und im Umfeld von Konvektion aus Messungen bestimmt, validiert und analysiert werden. Zur detaillierten Erforschung der Klimatologie, werden fünf neue Algorithmen entwickelt, die teilweise auch auf andere Datensätze und Regionen übertragbar sind.

Grundlage der Arbeit bildet ein umfangreicher Datensatz aus den Jahren 2017 bis 2023, der Messungen aus den Monaten Mai bis einschließlich September umfasst. Der Basisdatensatz enthält Messungen von sieben Radaren in Form von dreidimensionalen Volumendatensätzen in Kugelkoordinaten und wird durch Blitzmessungen des europäischen Blitzortungssystems EUCLID ergänzt. Zusätzlich werden Messungen der meteorologischen Messkampagne Swabian MOSES im Jahr 2021 verwendet. Wenn keine geeigneten Messungen vorhanden sind, wird auf Reanalysedaten zurückgegriffen.

Der bereits entwickelte Gewittererkennungs- und verfolgungsalgorithmus TRACE3D wird genutzt, um konvektive Ereignisse als individuelle Objekte zu identifizieren, wobei zusätzlich eine Unterscheidung zwischen Schauern und Gewittern anhand von Blitzdaten vorgenommen wird. Anschließend wird ein Fuzzylogik Algorithmus neu entwickelt, der eine Klassifizierung der im Untersuchungsgebiet relevanten Auslösemechanismen erlaubt. Die Gewitterintensitäten werden nach Rossi et al. (2014) bestimmt. In den Jahren 2017 bis 2023 erreichten 70 % der Gewitter eine schwache Intensität, 24 % eine moderate Intensität, 5 % eine starke Intensität und 1 % eine schwere Intensität.

Häufig werden Gewitter sekundär durch umliegende Gewitter ausgelöst (Bennett et al., 2006). Damit die isolierte Initiierung von Gewittern untersucht werden kann, werden Gewitter zu Gewittergruppen gruppiert. In den Jahren 2017 bis 2023 werden die meisten Gewitter stromab des Südschwarzwalds ausgelöst. Die Auslösung von Gewittern wird durch das Bergland begünstigt, sodass weitere lokale Maxima im Bereich von Schwarzwald und Schwäbischer Alb gefunden werden. Dabei werden 56 % der Gewitter synoptisch ausgelöst, 19 % durch eine Bergüberströmung, 13 % durch eine Umströmung von orographischen Barrieren und 12 % durch Erwärmung der Landoberfläche. Zum Zeitpunkt von Gewitterinitiierungen weht der Wind in 500hPa aus südlicheren Richtungen und die äquivalentpotentiellen Temperaturen

sind höher als es dem klimatologischen Mittel entspricht.

Ein lokales Maximum von schweren Gewittern wird im oberen Neckartal, im Bereich des Donautals und entlang der südlichen Schwäbischen Alb beobachtet. Schwere Gewitter werden bevorzugt in den Monaten Juni und Juli um die Mittagszeit bei höheren 500hPa und 850hPa Windgeschwindigkeiten und höheren äquivalentpotentiellen Temperaturen, im Vergleich zu weniger intensiven Gewittern, ausgelöst. In Übereinstimmung mit Ergebnissen für andere Regionen (Markowski and Richardson, 2010) kann gezeigt werden, dass Luftmasseneigenschaften und die Dynamik wichtige Faktoren sind, die die maximale Intensität eines Gewitters bestimmen. Der neu entwickelte Multi-Doppler Algorithmus ist in der Lage, automatisiert Faltungen und Messunsicherheiten in Radar-basierten Radialgeschwindigkeiten zu beheben. Das horizontale Windfeld kann in der Umgebung von Konvektion mit einer horizontalen und vertikalen Auflösung von 500m, sowie einer zeitlichen Auflösung von fünf Minuten mit dem Multi-Doppler Algorithmus bestimmt werden. Die mit dem Algorithmus berechneten horizontalen Windkomponenten werden mit einem neuartigen Validierungsansatz mit Lidarmessungen an fünf Orten über einen Zeitraum von zweieinhalb Monaten für eine Vielzahl an Ereignissen evaluiert. Es gibt eine hohe Übereinstimmung der beiden Messungen. Die Anwendung des Multi-Doppler Algorithmus auf eine Superzelle und eine Multizelle zeigt, dass die interne Zelldynamik inklusive Konvergenz und Rotation plausibel nachverfolgt werden kann und dass es eine hohe räumliche Übereinstimmung zwischen Konvergenz und Blitzmessungen gibt. Mit Hilfe des Algorithmus können Einblicke in komplexe Intensivierungsmechanismen der Zellen gewonnen werden und Zusammenhänge zwischen der Dynamik und der Entwicklung von Zelleigenschaften analysiert werden: Häufig kann vor einem Anstieg in der Blitzrate oder der Reflektivität eine Zunahme der Konvergenz in der unteren Atmosphäre beobachtet werden.

Diese Arbeit leistet einen Beitrag zum besseren Verständnis der Initiierung und Entwicklung von Gewittern in Südwestdeutschland. Die neu entwickelten Methoden haben Potential, auf andere Regionen und Datensätze angewendet zu werden, um neue Erkenntnisse in Bezug auf die Initiierung und Entwicklung von Gewittern zu gewinnen. In der Zukunft könnte das horizontale Multi-Doppler Windfeld als zusätzliches Werkzeug in der Kurzfristvorhersage eingesetzt werden.

Vorwort

Hiermit bestätige ich, Melissa Latt, dass die veröffentlichten Ergebnisse in dieser Arbeit durch meine eigenständige Arbeit entstanden sind. In dieser Arbeit wird auf Daten und Methoden von folgenden anderen wissenschaftlichen Veröffentlichungen zurückgegriffen:

1. Die Kaltfrontklassifizierung (Kapitel 4.3) wurde von Max Schaub (Schaub, 2024) basierend auf einem Datensatz von Dr. Michael Sprenger, der durch den an der ETH Zürich entwickelten Frontendetektionsalgorithmus in ERA5 generiert wurde (Jenner et al., 2010), durchgeführt.
2. Der von Dr. Jan Handwerker entwickelte Algorithmus TRACE3D (Handwerker, 2002) wurde in dieser Arbeit zur Verfolgung von Gewittern angewendet. Die Beschreibung des TRACE3D Algorithmus in Kapitel 4.5 basiert auf Handwerker (2002). Außerdem wurden weitere MATLAB Routinen zum Einlesen und zur Darstellung von Radardaten von Dr. Jan Handwerker zur Verfügung gestellt.
3. Die Fuzzylogic Klassifizierung der Gewitterstärke (Kapitel 4.6) wurde aus Rossi et al. (2014) entnommen. Dabei wurde die Abbildung der Zugehörigkeitsfunktionen (Abb. 4.10) aus der Original Veröffentlichung entnommen und die Zugehörigkeitsfunktionen wurden in MATLAB nachprogrammiert.
4. Paulena Schiller hat im Rahmen ihrer Tätigkeit als studentische Hilfskraft nach Einarbeitung die Auslösemechanismen von 800 Gewittergruppen per Hand klassifiziert (Kapitel 4.6).
5. Bei der Entwicklung des Multi-Doppler Algorithmus hat ein intensiver Austausch mit Dr. Philipp Gasch stattgefunden. Viele Ideen von Dr. Philipp Gasch sind in die Entwicklung des Algorithmus eingegangen. Der Algorithmus wurde von mir eigenständig umgesetzt und programmiert.

Neben Daten und Methoden wurden Teile des Kapitels 6 von mir bereits für Kunz et al. (2022) zur Verfügung gestellt. Sowohl Ergebnisse der Gewitterklimatologie aus Kapitel 5 als auch Analysen des im Rahmen der Doktorarbeit entwickelten Multi-Doppler Algorithmus (Kapitel 4.7, 7) sind zur Verwendung in zukünftigen Publikationen vorgesehen. Ich bestätige, dass ich in dieser Arbeit alle von anderen Arbeiten entnommenen Ideen und wissenschaftlichen Erkenntnisse gekennzeichnet habe.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung	5
2.1. Radarmessungen	6
2.1.1. Radarmessgrößen	6
2.1.2. Herausforderungen in der Radarmeteorologie	11
2.1.3. Das Reichweiten-Doppler Dilemma	13
2.2. Hochreichende Konvektion	14
2.2.1. Etablierte Methoden zur Analyse von Konvektion	14
2.2.2. Auslösung von Konvektion	20
2.2.3. Auslösemechanismen von Konvektion	24
2.2.4. Entwicklung von Gewittern	29
2.2.5. Hochreichende Konvektion in Südwestdeutschland	35
3. Forschungsfragen	39
4. Daten und Methoden	45
4.1. Untersuchungsgebiet	46
4.2. C-Band und X-Band Dopplerradare	47
4.2.1. Datenverfügbarkeit der Radare	47
4.2.2. Qualitätskontrolle der C-Band Dopplerradaradaten	49
4.2.3. Qualitätskontrolle der X-Band-Dopplerradaradaten	50
4.2.4. Korrektur der Radialgeschwindigkeiten	61
4.3. Sonstige Messdaten	63
4.4. ERA5 und CERRA Reanalysen	64
4.5. TRACE3D	64
4.5.1. Zellidentifikation	65
4.5.2. Zelltracking	66
4.5.3. Performance	68
4.6. Klassifizierung der Gewitterstärke und möglicher Gewitterauslösemechanismen .	68
4.7. Radar Multi-Doppler Analysen	70
4.7.1. Multi-Doppler Algorithmus	71

Inhaltsverzeichnis

4.7.2. Berechnung des horizontalen Winds aus der Radialgeschwindigkeit	74
4.7.3. Berechnung von Konvergenz und Rotation	78
5. Gewitterklimatologie 2017-2023	79
5.1. Definitionen	79
5.2. Gewitterinitiierung	82
5.2.1. Gewitterentstehungsregionen	82
5.2.2. Räumliche und zeitliche Variabilität der Gewittergruppeninitiierungen	87
5.2.3. Einfluss der Schwellenwerte auf Verteilungen der Gewittergruppenentstehung	90
5.2.4. Thermodynamische und dynamische Umgebungsbedingungen bei der Initiierung von Gewittergruppen	92
5.2.5. Gewittereigenschaften in Abhängigkeit der Initiierungsregion	98
5.2.6. Gewitterauslösemechanismen	100
5.3. Gewitterentwicklung und -verlauf	107
5.3.1. Eigenschaften von Gewittergruppen	110
5.3.2. Intensität	112
5.3.3. Mittlere zeitliche Entwicklung entlang von Gewittergruppenpfaden	117
5.3.4. Eigenschaften von Gewittergruppenpfaden in Abhängigkeit der Zuggeschwindigkeit und Orographie	119
5.3.5. Räumliche Verteilung von Gewittergruppenpfaden, Gewitterpfaden und deren Eigenschaften in Südwestdeutschland	123
5.4. Zwischenfazit	127
6. Messkampagne Swabian MOSES 2021	129
6.1. Kampagnenablauf	130
6.2. Messsysteme	131
6.3. Übersicht der intensiven Beobachtungsperiode (IOP) Nummer 4	132
6.4. Initiierung von Gewittern, die das Neckatal durchlaufen	133
6.5. Validierung des neu entwickelten Multi-Doppler Algorithmus mit Lidar-Messungen	136
6.5.1. Abweichungen zwischen Multi-Doppler Windkomponenten und Lidar Windkomponenten in Abhängigkeit der Höhe	140
6.5.2. Abweichungen zwischen Multi-Doppler Windkomponenten und Lidar Windkomponenten in Abhängigkeit von Messgrößen	142
7. Fallbeispiele Swabian MOSES	147
7.1. Superzelle am 23. Juni 2021	147
7.1.1. Synoptische Übersicht	147

7.1.2. Lebenszyklus der Superzelle	148
7.1.3. Einordnung in die Klimatologie	154
7.1.4. Dynamische Entwicklung der Superzelle	155
7.2. Multizelle 17. Juni 2021	162
7.2.1. Synoptische Übersicht	162
7.2.2. Lebenszyklus der Multizelle	163
7.2.3. Einordnung in die Klimatologie	167
7.2.4. Dynamische Entwicklung der Multizelle	168
8. Zusammenfassung	175
A. Anhang	185
B. Danksagung	217

1. Einleitung

In Süddeutschland sind Gewitter im Sommer ein häufiges Phänomen. Im Durchschnitt wird jeden zweiten Tag in Süddeutschland mindestens ein Gewitter registriert (Hagen and Finke, 1999). Während sich die jährliche Anzahl an Gewittertagen in den letzten Jahrzehnten kaum verändert hat, konnte eine Zunahme an schweren Ereignissen mit Hagel im Südwesten Deutschlands beobachtet werden (Kunz et al., 2009). Starkregen, Hagel, Blitzschlag und Sturmböen verursachen lokal hohe Schäden und stellen eine Gefahr für die Gesellschaft dar. Zwischen den Jahren 1950 bis 2013 waren Unwetter für 59 % der 85 von der international Emergency Events Database erfassten Ereignisse mit weitreichenden Naturgefahren in Deutschland verantwortlich (Kreibich et al., 2014). Dabei wurde jedoch nicht zwischen Winterstürmen und konvektiven Stürmen im Sommer unterschieden. Außerdem gab es in Deutschland zwischen den Jahren 1950 bis 2013 684 Todesfälle durch Stürme, die sowohl Sommergewitter als auch Winterstürme umfassen (Kreibich et al., 2014). In Deutschland sind Begleiterscheinungen von Gewittern für versicherte Schadensummen von einigen hundert Millionen Euros pro Jahr verantwortlich. Davon fällt circa 80 % der Summe auf Hagelschäden, wovon 70 % alleine in Baden-Württemberg auftreten (SwissRe-Institute, 2021; Siegmann, 2022). Der hohe Wert in Baden-Württemberg kommt zum einen durch eine hohe Anzahl an Hagelgewittern zustande (Kunz and Puskeiler, 2010), zum anderen hat Baden-Württemberg mit einem Wert von 95 % eine sehr hohe Versicherungsdichte für Schäden an Gebäuden durch Naturgefahren (Kreibich et al., 2014). Es muss beachtet werden, dass es schwierig ist, Schäden durch Naturgefahren zu erfassen und diese oft mit hohen Unsicherheiten behaftet sind, sodass Gefahrenschäden mit Vorsicht interpretiert werden müssen (Gall et al., 2009).

Mit hochreichender Konvektion geht ein Transport von Wärme, Feuchte (Doswell, 2001) und Schadstoffen (Dickerson et al., 1987) einher. Neben Gefahren, können Gewitter aber auch positive Begleiterscheinungen haben. Im Sommer können sie für bodennahe Abkühlung sorgen und für die Landwirtschaft dringend benötigten Niederschlag verursachen. Ein Großteil des Niederschlags im Sommerhalbjahr entsteht in Süddeutschland durch konvektive Ereignisse (Bennett et al., 2006).

Aufgrund der kleinen räumlichen und zeitlichen Skalen von Gewittern (Chaudhuri, 2010), der Nichtlinearität von Gewitterprozessen, der begrenzten Beobachtungsdaten zur Datenassimilation (Das, 2022), der schnellen Entwicklung (Wilhelm et al., 2023) und der hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität (Nisi et al., 2020), bleibt die Vorhersage des genauen Ortes und Zeitpunktes von Gewittern herausfordernd. Dies macht es schwer, Messungen an deren Entstehungsort durchzuführen. Hochaufgelöste in-situ Messungen im direkten Umfeld von Gewittern sind aufwändig und teuer, weshalb solche Messungen selten vorhanden sind. Die Auslösung von Gewittern ist bisher der am wenigsten verstandene Teil des

1. Einleitung

Lebenszyklus. Zeitpunkt, Ort und ob es überhaupt zur Auslösung kommt, kann meist nicht ausreichend genau vorhergesagt werden, wodurch es vor allem im Sommer zu erheblichen Fehlvorhersagen kommen kann (Lock and Houston, 2014).

Als wesentliche Ursache für die Auslösung von Gewittern kommen zwei Mechanismen infrage: Entweder ist eine bodennahe Konvergenz (z.B. hervorgerufen durch die Orographie) der dominierende Faktor oder aber die Erzeugung von Instabilität durch die Veränderung des Vertikalprofiles von Feuchte und Wärme. Bisher werden Auslösemechanismen durch Fallbeispiele oder Modellstudien ermittelt. Jedoch können nicht-synoptische Auslösemechanismen noch nicht über eine Vielzahl von Ereignissen automatisch quantifiziert werden. Außerdem ist es schwierig, flächendeckend Windfelder und Konvergenz im Umfeld und im Inneren von Konvektion zu messen und zu validieren. Es gibt bereits Single- und Multi-Doppler Algorithmen für andere Regionen, die jedoch nicht ohne Weiteres auf die vorhandenen Messungen in Südwestdeutschland anwendbar sind und meist nicht oder nur für einzelne Fallbeispiele mit Messdaten validiert wurden. Deshalb wird in dieser Arbeit ein Multi-Doppler Algorithmus entwickelt und validiert, durch den automatisch Windfelder und Konvergenzen im Inneren von Konvektion basierend auf operationellen Radarmessungen in Deutschland bestimmt werden können.

Kunz and Puskeiler (2010) haben gezeigt, dass es in Südwestdeutschland ein lokales Maximum an Hagelstürmen im oberen Neckartal gibt. Sie stellen die Hypothese auf, dass es an Gewittertagen häufig zu einer Umströmung des Schwarzwalds kommt (Abb. 1.1a). Im Sommer dominieren in Süddeutschland Südwest- bis Westwinde. Bei einer Umströmung des Schwarzwaldes könnte so stromab auf dessen Ostseite eine mesoskalige Konvergenz entstehen, die Gewitter auslöst und verstärkt (Kunz and Puskeiler, 2010).

Basierend auf dieser Hypothese wurde im Sommer 2021 die interdisziplinäre Messkampagne Swabian MOSES im Bereich des Neckartals durchgeführt (Kunz et al., 2022). Die dort durchgeföhrten Lidarmessungen ermöglichen z.B. eine ausführliche neuartige Validierung des neu entwickelten Multi-Doppler Algorithmus über einen langen Zeitraum und eine Vielzahl an Ereignissen, die so vorher noch an keinem Multi-Doppler Algorithmus durchgeführt wurde. Das Ziel der Kampagne war, die gesamte Ereigniskette von Gewittern, von ihrem präkonvektiven Umfeld bis hin zu den Auswirkungen, zu erfassen. Die Auswirkungen von Gewittern sind häufig lokal begrenzt und es kann meist nicht vorhergesagt werden, wo welche Art von Auswirkungen stattfinden. Wird ein Ort von einem Gewitter getroffen, können hohe Niederschlagssummen oder Sturmböen zustande kommen. Zieht es an dem Ort vorbei, kann hingegen die Sonne scheinen und es werden nur niedrige Windgeschwindigkeiten gemessen. So kann es lokal zu erheblichen Fehlvorhersagen kommen. Neben den lokalen Folgen von Sturm, Hagel und Starkniederschlag, der Überschwemmungen, Sturzfluten, Hangrutsche auslösen kann und die Bodenfeuchte verändert, können Gewitter auch großräumige Auswirkungen haben. Von Gewittern erzeugte Stickoxide können das Gleichgewicht des atmosphärischen Ozons und der Hydroxylradikale beeinflussen (Smyshlyaev et al., 2010). Durch Starkregen können besonders in Gebieten mit landwirtschaftlicher Nutzung

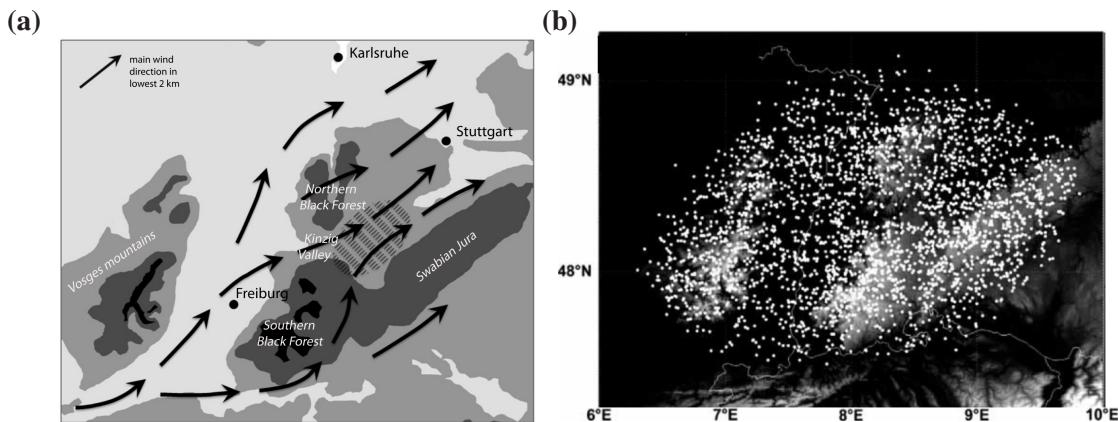


Abb. 1.1.: Konzeptionelle Darstellung der Umströmung des Schwarzwaldes bei niedrigen Froude Zahlen (a, Abbildung aus Kunz und Puskeiler (2010) entnommen). Klimatologie der Gewitterinitiiierungen über die Jahre 2000 bis 2006 und das Jahr 2008 (b, Abbildung wurde mit Genehmigung von John Wiley and Sons und Copyright Clearance Center aus Weckwerth et al. (2011) übernommen).

Schadstoffe in die Flüsse geraten und weiter transportiert werden (Glaser et al., 2022). Nach manchen Gewittern kann in deren Umgebung sogar eine erhöhte Anzahl an Bronchospasmen (Atemnot) beobachtet werden (Dabrera et al., 2013).

Für diese Arbeit steht ein umfangreicher, einzigartiger Datensatz zur Verfügung. Dieser umfasst für die Jahre 2017 bis 2023 Messungen von sieben Radaren des DWD, KIT und von MeteoSchweiz. Erst seit 2017 stehen Radarmessungen als Basisdaten in Volumendatensätzen zur Verfügung. Zuvor gab es Radarprodukte, die Messungen unterteilt in fünf bis sieben Werteklassen beinhalteten. Vor der Verfügbarkeit der Volumendatensätze war es bereits möglich eine Klimatologie von Gewitterauslösungen und Zugbahnen in Deutschland zu erstellen (Weckwerth et al., 2011, Abb. 1.1b). Aber die Verfügbarkeit der hochaufgelösten Messungen ermöglicht erst jetzt eine detaillierte Analyse von Gewittern und ihrer Dynamik. Die Radarmessungen werden durch Blitzmessungen, Reanalysedaten und Messungen der Messkampagne Swabian MOSES ergänzt.

Ziel dieser Arbeit ist es, einen Beitrag zu leisten, die Entstehung und Entwicklung von hochreichender Konvektion im Sommer in Südwestdeutschland besser zu verstehen. Diese Arbeit ist in drei große Teile unterteilt, welche die Zeitspanne vom präkonvektiven Umfeld des Gewitters bis hin zu dessen Zerfall behandeln:

1. Initiierung von Gewittern: Wo, wann und durch welche Mechanismen werden Gewitter in Südwestdeutschland im Sommer ausgelöst?

Basierend auf Messungen, und sofern keine passende Messung zur Verfügung steht, aus Reanalysedaten werden die zeitliche und räumliche Verteilung von Gewitterauslösungen, deren Variabilitäten, Umgebungsbedingungen zum Initiierungszeitpunkt, Gewittereigenschaften in verschiedenen Initiierungsregionen und Gewitterauslösemechanismen für den südwestdeutschen Raum analysiert.

1. Einleitung

Die Grundlage dazu bilden Gewitter, die basierend auf Radarreflektivitätsmessungen mit dem Tracking Algorithmus TRACE3D in den Jahren 2017 bis 2023 nachverfolgt werden. Gewitterauslösemechanismen werden mittels Fuzzylogik klassifiziert.

2. Entwicklung von Gewittern: Kommt es zur Häufung von intensiven Gewittern in der Region oberes Neckartal/Schwäbische Alb?

Anschließend werden Gewitterintensitäten, mittlere zeitliche Verläufe, mittlere Eigenschaften sowie die Verteilung von Gewitterpfaden mit unterschiedlichen Intensitäten über Südwestdeutschland in den Jahren 2017 bis 2023 diskutiert.

Dazu werden Verteilungen der von TRACE3D verfolgten Gewitterpfade erstellt und die zeitliche Entwicklung von Eigenschaften anhand von Radarmessungen entlang der Pfade untersucht. Die Intensität der Gewitter wird durch eine bereits publizierte Fuzzylogik Klassifizierung bestimmt (Rossi et al., 2014).

3. Dynamische Intensivierung von Gewittern: Kann im Lee des Schwarzwalds eine Konvergenz als Ursache für die Auslösung und Intensivierung von Gewittern gemessen werden?

Die Analyse der Umgebungsbedingungen zeigt, dass die Dynamik einen erheblichen Einfluss auf die Entwicklung von Gewittern hat. Um die Dynamik im Umfeld von Gewittern in Hinblick auf eine Intensivierung von Gewittern analysieren zu können, wird ein räumlich und zeitlich hochaufgelöstes Windfeld benötigt. In dieser Arbeit wurde ein auf Radarmessungen anwendbarer Multi-Doppler Algorithmus entwickelt und anschließend mit Lidarmessungen validiert. Der Algorithmus ist in der Lage, Radarmessungen unterschiedlicher Qualität zu verarbeiten und ein Windfeld im Umfeld von Konvektion zu bestimmen. Der Algorithmus wird auf zwei charakteristische Fallbeispiele angewendet um die Intensivierung einer Superzelle und einer Multizelle zu analysieren.

Die in dieser Arbeit erlangten Einsichten tragen dazu bei, die Initiierung, die Entwicklung und insbesondere die Intensivierung von Gewittern in Südwestdeutschland besser zu verstehen. Der in dieser Arbeit entwickelte Multi-Doppler Algorithmus kann auf weitere konvektive Ereignisse angewendet werden, um dynamische Einsichten in die Entwicklung von Gewittern in anderen Regionen zu erhalten. Das Wissen über die klimatologische Verteilung von Gewittervorkommen und deren Intensitäten kann dabei helfen, Vorbereitungen zu treffen um Gesellschaft und Eigentum vor den Gefahren zu schützen, die mit Gewittern einhergehen können. Außerdem kann die Kenntnis über die Klimatologie von Gewittern die operationelle kurzfristige Vorhersage von Gewittern erleichtern (Schneider and Dean, 2008). Abschließend kann das bessere Verständnis von mesoskaligen Umgebungsbedingungen sowie von der Initiierung und Entwicklung von Gewittern langfristig dazu beitragen, dass Prozesse wirksamer in den Vorhersagemodellen implementiert werden, wodurch die Vorhersage von Gewittern verbessert werden kann.

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

Das erste Radar wurde in Deutschland von Christian Hülsmeyer entwickelt und 1904 auf einer Brücke bei Köln vorgeführt (Griffiths et al., 2019). Im zweiten Weltkrieg wurden Radare für militärische Zwecke weiterentwickelt. Nach dem Krieg wurden die entdeckten Störsignale durch das Wetter untersucht und die meteorologischen Radare entstanden. Diese werden für viele zivile Anwendungen eingesetzt und sie entwickelten sich zu einem der wichtigsten Messgeräte in der Meteorologie. Je nach Einsatzgebiet, wird eine unterschiedliche Wellenlänge für die Radare gewählt (Skolnik, 1962; Burgess and Ray, 1986). Die Wellenlänge der Radare wird nach unten durch die Dämpfung und den Durchmesser der Streuer bestimmt, welcher deutlich größer als die Wellenlänge sein muss, damit Rayleigh Bedingungen erfüllt sind (Kapitel 2.1.1). Nach oben wird die Wellenlänge des Sendesignals durch die Antennengröße und den differentiellen Streuquerschnitt begrenzt (Kapitel 2.1.1, Gleichung 2.5). Ist die Wellenlänge zu groß, wird von den kleinen Partikeln zu wenig Leistung des Radarpulses zurück gestreut, sodass die Hydrometeore nicht mehr erkannt werden.

Seit über 70 Jahren werden Radarmessungen dazu verwendet, um Niederschlag zu messen. Von nur einem Standort, kann über einen großen Bereich flächendeckend und volumenfüllend gemessen werden (Wilson and Brandes, 1979). Niederschlag kann nicht direkt gemessen werden, sondern wird indirekt z.B. über die Reflektivität bestimmt (Doviak, 1983). Aber auch in der Datenassimilation und in der Kurzfrist Wettervorhersage, insbesondere im Nowcasting auf der Skala von Konvektion, spielen Radarmessungen eine wichtige Rolle (Sun and Wilson, 2003; Kain et al., 2010; Sun et al., 2020; Bae and Min, 2022). In Projekten wie SINFONY (Seamless Integrated Forecasting system) wurde in den letzten Jahren verstärkt daran gearbeitet, Kurzfristvorhersagen durch die Assimilation von Radardaten zu verbessern und Nowcasting Ensembles zur Verfügung zu stellen (Blahak and the Team SINFONY, 2023).

In diesem Kapitel werden zunächst gängige Radarmessgrößen vorgestellt. So praktisch und vielseitig Radarmessungen sind, gibt es auch einige Unsicherheiten und Herausforderungen, die bei der Verwendung der Messungen beachtet werden müssen (Krajewski et al., 2010). Über diese wird anschließend ein Überblick gegeben.

Neben der Bestimmung von Niederschlag werden Radare vermehrt zur Beobachtung und Verfolgung von Konvektion eingesetzt (Burgess and Ray, 1986). Im zweiten Teil des Kapitels werden etablierte Methoden zur Analyse von Konvektion diskutiert und anschließend Grundlagen der Auslösung von Konvektion, für das Untersuchungsgebiet relevante Auslösemechanismen und Grundwissen der Entwicklung von Gewittern zusammengefasst. Abschließend wird der aktuelle Stand der Forschung zu hochreichender Konvektion in Südwestdeutschland skizziert.

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

2.1. Radarmessungen

Ein Radar (Radiation Detection and Ranging) sendet eine scharf gebündelte, energiereiche, kurze, monofrequente, polarisierte elektromagnetische Welle aus. Ein Teil der Welle wird von der Atmosphäre zurück gestreut und anschließend am Radar wieder empfangen und analysiert. Aus der Analyse der Eigenschaften (Signallaufzeit, Amplitudenveränderung, Phasenveränderung, ect.) des zurückgestreuten Signals lassen sich Informationen über die Streuer (Ort, Anzahl, Größe, Radialgeschwindigkeit, Form) ableiten.

2.1.1. Radarmessgrößen

Die ausgesendete Radarstrahlung wird an Partikeln in der Atmosphäre gestreut und anschließend wieder vom Radar empfangen. Gustav Mie ermittelte 1908 eine allgemeine Lösung für die Streuung von elektromagnetischen Wellen an Kugeln (Mie, 1908). Damit die Streuung analytisch beschreibbar ist, müssen folgende Annahmen getroffen werden:

- Die ausgesendete Welle kann durch eine ebene Welle beschrieben werden.
- Die Streuer sind exakt kugelförmig.
- Die Streuer sind homogene Objekte in einer homogenen Umgebung.
- Die Umgebung absorbiert nicht.

Diese Bedingungen sind bei Radarmessungen nicht erfüllt. Hydrometeore sind oft weder rund noch homogen und es findet eine Dämpfung der Strahlung beim Weg durch die Atmosphäre statt. Bei Radarmessungen spielt vor allem der Streuquerschnitt, welcher eine Fläche beschreibt, eine wichtige Rolle. In der Mie Theorie ist der **totale Streuquerschnitt** Q durch

$$Q(\lambda, \alpha, \theta, m) = \frac{\lambda^2}{2\pi} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(|a_n(\alpha, \theta, m)|^2 + |b_n(\alpha, \theta, m)|^2) \quad (2.1)$$

gegeben (Penndorf, 1962). Dabei sind a_n und b_n die Besselfunktionen, die von der radioelektrischen Größe $\alpha = 2\pi r \lambda^{-1}$, dem Streuwinkel θ zwischen einfallender und gestreuter Welle und dem komplexen Brechungsindex m der Kugel mit Radius r abhängen. Die Wellenlänge wird durch λ beschrieben. Der totale Streuquerschnitt hat durch λ^2 die Einheit einer Fläche, der restliche Teil ist dimensionslos. Dennoch beschreibt er nicht die geometrische Fläche eines Streuers mit dem sich ein Objekt der Welle in den Weg stellt, sondern ist eine reine Berechnungsgröße. In der Radartechnik ist jener Anteil der Energie wichtig, der in die Richtung des Senders zurück gestreut wird. Setzt man dementsprechend $\theta = \pi$ in Gleichung 2.1 ein, ergibt sich der **differentielle Streuquerschnitt** σ zu (Penndorf, 1962):

$$\sigma(\lambda, \alpha, \theta = \pi, m) = \frac{\lambda^2}{4\pi} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1)(a_n - b_n) \right|^2. \quad (2.2)$$

Dies entspricht einer Multipolentwicklung in der Elektrodynamik. Verwendet man die Rayleigh Näherung, in der der Radius der Streuer viel kleiner als die Wellenlänge der gestreuten Welle angenommen wird ($m \cdot r \ll \lambda$), schrumpft die Multipolentwicklung auf den Dipol Term zusammen, sodass das Streuteilchen als ein einzelner, schwingender, von außen angeregter Dipol beschrieben werden kann (Penn-dorf, 1962):

$$\sigma_s(\lambda, \theta = \pi, K, r) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 (2r)^6. \quad (2.3)$$

Dabei ist K der Dielektrizitätsfaktor, der von der Wellenlänge, dem Aggregatzustand, dem Material und der Temperatur der Streukörper abhängt. Die Rayleigh Streuung hängt somit stark von der Wellenlänge ab. Im Rayleigh Bereich nimmt der differentielle Streuquerschnitt mit der sechsten Potenz des Kugelradius zu. Im Mie Bereich kommt es zu Interferenzen. Ist der Radius der Kugel im Verhältnis zur Wellenlänge klein, sind Interferenzeffekte unbedeutsam. Im optischen Bereich ist der differentielle Streuquerschnitt proportional zur Querschnittsfläche der Kugel.

Für K wird ein Wert für alle Streuer im Messvolumen angenommen, was zu Problemen in Mischphasenwolken führen kann. Vor allem bei X-Band Radaren, die eine kürzere Wellenlänge als C-Band Radare haben, kommt die Rayleigh Näherung bei großen Hydrometeoren an ihre Grenzen. Im Mie Bereich ($r \approx \lambda$) ist die Abhängigkeit der Streuung von der Wellenlänge kompliziert. Während bei der Rayleigh Näherung symmetrisch nach vorne und hinten gestreut wird, wird bei der Mie Streuung mit wachsender Streuergröße bevorzugt in Vorwärtsrichtung gestreut (Mie Effekt). Außerdem wächst im Mie Bereich der Streuquerschnitt aufgrund von Resonanzeffekten nicht mehr monoton mit der radioelektrischen Größe der Streuer an. Findet eine Radarmessung im Mie Bereich statt, kommt es bei der Annahme von Rayleigh Bedingungen somit zu großen Fehlern.

Wird die Rayleigh Näherung verwendet, streut jeder Tropfen Energie gemäß Gleichung 2.3 zum Radar zurück. Summiert man die Streuquerschnitte aller Tropfen (Gl. 2.3) im Messvolumen des Radars auf, erhält man die Leistung η des zurückgestreuten Radarpulses (Ryzhkov and Zrnic, 2019; Rauber and Nesbitt, 2018):

$$\eta = \int_0^\infty \sigma(\lambda, \theta = \pi, K, r) n(r) dr, \quad (2.4)$$

$$= \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 Z, \quad (2.5)$$

mit dem **Radarreflektivitätsfaktor** (Rauber and Nesbitt, 2018)

$$Z = 2 \int_0^\infty n(2r) (2r)^6 dr, \quad (2.6)$$

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

wobei $n(r)$ die Größenverteilung der Tropfen ist. Der Radarreflektivitätsfaktor wird meist in der Einheit $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ angegeben und hat den Vorteil, dass er nicht von der Wellenlänge der Radarstrahlung abhängt. Dadurch messen Radare mit unterschiedlichen Wellenlängen beim gleichen Ensemble von Streuern den gleichen Radarreflektivitätsfaktor, wenn Rayleigh Bedingungen erfüllt sind. Im Folgenden wird der Radarreflektivitätsfaktor nur noch als **Reflektivität** bezeichnet. Da die Reflektivität von Nieselregen bis Hagel stark variiert, wird sie oft logarithmisch dargestellt (Z_{dBZ}) (Rauber and Nesbitt, 2018; Ryzhkov and Zrnic, 2019):

$$Z_{dBZ} = 10 \log_{10} \frac{Z}{Z_0}, \quad \text{mit } Z_0 = 1 \text{ mm}^6 \text{m}^{-3}. \quad (2.7)$$

Da die Größenverteilung der Tropfen unbekannt ist, kann aus der Reflektivität nicht direkt auf die **Niederschlagsintensität** R geschlossen werden. Marshall und Palmer haben die erste Tropfengrößenverteilung durch eine zweiparametrische Exponentialverteilung genähert (Marshall and Palmer, 1948). Über die Momente der Verteilung und mit Hilfe eines Fallgesetzes haben sie daraus eine empirische Z-R Beziehung abgeleitet (Rauber and Nesbitt, 2018; Ryzhkov and Zrnic, 2019):

$$\frac{Z}{Z_0} = a \left(\frac{R}{R_0} \right)^b, \quad \text{mit } R_0 = 1 \text{ mm h}^{-1}. \quad (2.8)$$

In der Marshall-Palmer Z-R Beziehung wurde $a = 296$ und $b = 1.47$ gewählt. In dieser Arbeit wurde nach mündlicher Absprache mit Dr. Jan Handwerker $a = 300$ und $b = 1.5$ gewählt (Joss et al., 1969). Die Z-R Beziehung ist ein empirischer Ansatz. Die zu Grunde liegende Tropfengrößenverteilung hängt vom Aggregatzustand der Streuer und vom Tropfenspektrum ab, das heißt von der Art des Niederschlags (konvektiv/stratiform), der Turbulenz, dem Aggregatzustand usw. (Best, 1950). Außerdem wird im Streuvolumen Homogenität vorausgesetzt, welche besonders in und um die Schmelzschicht durch unterschiedliche Aggregatzustände der Hydrometeore nicht mehr gegeben ist. Für lange Mittelungszeiten beschreibt die Marshall-Palmer Verteilung Tropfenspektren gut. Für sehr kurze Zeiträume ist eine normierte, dreiparametrische Gammaverteilung besser zur Beschreibung der Tropfengrößenverteilung geeignet (Sheppard and Joe, 1994).

Ähnlich zur Z-R Beziehung haben Hagen und Yuter (2003) eine empirische Beziehung aufgestellt, mit der der **Wassergehalt** W in der Einheit $\text{mm}^3 \text{m}^{-3}$ aus der Reflektivität Z mit der Einheit $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ bestimmt werden kann:

$$W = 3.4 Z^{(4/7)}. \quad (2.9)$$

Aus der Polarisation, also der Schwingungsrichtung der empfangenen und gestreuten Strahlung können Informationen über die Beschaffenheit der Streuer gewonnen werden. Die **differentielle Reflektivität**

Z_{DR} ist der Logarithmus aus dem Verhältnis der Reflektivitäten Z bei horizontaler und vertikaler Polarisierung der Wellen (Ryzhkov and Zrnic, 2019; Rauber and Nesbitt, 2018):

$$Z_{DR} = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_{hh}}{Z_{vv}} \right). \quad (2.10)$$

Der erste Buchstabe im Index von Z (rechte Seite von Gleichung 2.10) gibt die Polarisation der vom Radar empfangenen Welle an, der zweite die Polarisation der gesendeten Welle. Z_{DR} gibt eine Information über die Form der Streuer (Ryzhkov and Zrnic, 2019). Bei runden Streuern ist $Z_h = Z_v$ und somit $Z_{DR} = 0$. Dadurch kann auch eine Information über die Größe flüssiger Streuer gewonnen werden (kleine Tropfen sind rund, große Tropfen platten ab). Z_{DR} wird gemeinsam mit weiteren Messgrößen wie z.B. der Reflektivität häufig zur Entfernung von Bodenechos und Klarluftechos verwendet (kleines Z + großes $Z_{DR} \rightarrow$ Klarluftechos und kleines $Z_{DR} +$ großes $Z \rightarrow$ Bodenechos) (Ryzhkov and Zrnic, 2019). Es gibt auch Ansätze mit Hilfe von Z_{DR} den Aggregatzustand der Streuer und die Niederschlagsintensität zu bestimmen (Matrosov et al., 2016).

Aufgrund der Radar-Hardware (Antenne, Hohlleiter, Koppler, Duplexer und Verstärker) kommt es zu unterschiedlichen Verstärkungen und Dämpfungen in der horizontal und vertikal polarisierten Welle, wodurch ein Z_{DR} -Offset entsteht, der durch Kalibration minimiert werden kann (Melnikov et al., 2019). Der Z_{DR} -Offset hängt von der Umgebungstemperatur des Radars und dessen Antenne ab. Temperaturveränderungen können die Achsensymmetrie der Antenne verändern, wodurch das Signal modifiziert werden kann (Hubbert et al., 2003). Auch der Polarisationsschalter sorgt für Schwankungen des Z_{DR} -Offsets (Hubbert et al., 2003). Da bei der Berechnung von Z_{DR} die Differenz zweier verhältnismäßig großer Werte gebildet wird, ist Z_{DR} mit merklichen Unsicherheiten behaftet.

Eine harmonische, homogene, ebene Schwingung zum Zeitpunkt t kann durch (Rauber and Nesbitt, 2018)

$$y(t) = A \sin(\phi), \quad (2.11)$$

beschrieben werden. Dabei ist A die Amplitude und $\phi = \omega t + \phi_0$ die Phase der Welle, welche sich aus der Kreisfrequenz ω und der Phase ϕ_0 zum Zeitpunkt t_0 zusammensetzt. Ist ϕ_0 für zwei Wellen unterschiedlich, so schwingen die Wellen phasenverschoben. Die **differentielle Phase** ϕ_{DP} beschreibt den Unterschied in der Phasenverschiebung zwischen der horizontal polarisierten ϕ_{hh} und der vertikal polarisierten ϕ_{vv} Welle (Ryzhkov and Zrnic, 2019):

$$\phi_{DP} = \phi_{hh} - \phi_{vv}. \quad (2.12)$$

Die differentielle Phase beschreibt die Summe aus der Rückstreuphasenverschiebung (Backscatterphase shift) ϕ_B aufgrund von Streuung an einem Hydrometeor außerhalb des Rayleigh Bereichs, einer Sendephase ϕ_S , die von der Radarhardware verursacht wird, und einer Ausbreitungsphasenverschiebung (pro-

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

pagational phase shift) ϕ_P aufgrund unterschiedlicher Ausbreitungsgeschwindigkeiten beim Durchlaufen eines Mediums (Ryzhkov and Zrnic, 2019):

$$\phi_{DP} = \phi_B + \phi_S + \phi_P. \quad (2.13)$$

Die differentielle Phase ist somit eine integrale Messgröße über den gesamten durchlaufenen Hin- und Rückweg der Welle und keine lokale Größe. Oft sind ϕ_{DP} Messungen stark verrauscht. Da die Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen in Wasser geringer als in Luft ist und die horizontale Ausdehnung von Tropfen meist größer ist als die vertikale, wächst die differentielle Phase mit dem Wassergehalt in der Atmosphäre annähernd linear an. Dies gilt jedoch nicht, wenn ϕ_{DP} durch die Rückstreuphasenverschiebung ϕ_B gestört wird, die durch Interferenzen der Wellen beim Streuen an großen Tropfen beeinflusst wird. Aufgrund dem annähernd linearen Wachstum von ϕ_{DP} mit dem Wassergehalt, wird ϕ_{DP} häufig als Maß der Dämpfung des Radarsignals beim Durchlauf durch die Atmosphäre (Testud, 2000; Bringi et al., 2007) oder manchmal auch zur Abschätzung der Niederschlagsintensität verwendet. Der große Vorteil ist dabei, dass ϕ_{DP} Messungen unabhängig von der Kalibrierung des Radars sind. Bei perfekt runden Hydrometeoren wird die vertikal und die horizontal polarisierte Welle gleichermaßen verlangsamt, sodass keine Phasenverschiebung gemessen wird: $\phi_{DP} = 0^\circ$. ϕ_{DP} beinhaltet somit eine Information über die Form der Streuer und indirekt über die Form auch über die Größe der Streuer. Außerdem eignet sie sich besonders gut zur Entfernung nicht meteorologischer Echos (Kapitel 4.2.3, Rauber and Nesbitt, 2018). Im Niederschlag wächst ϕ_{DP} annähernd linear mit dem durchlaufenen Wassergehalt entlang des Strahls an, wodurch die Struktur von ϕ_{DP} für meteorologische Streuer kleine Werte annimmt.

Die **Struktur** σ eines beliebigen Radarparameters x ist die gleitende Standardabweichung entlang des Radarstrahls mit Reichweite r über die Anzahl N Radarentfernungssektoren und berechnet sich durch (Dufton and Collier, 2015):

$$\sigma(x_r) = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=-(N-1)/2}^{(N-1)/2} (x_{r+i} - \bar{x})^2}, \quad N \text{ ungerade.} \quad (2.14)$$

Dabei ist N eine ungerade Anzahl an Radarentfernungssektoren, die in die Berechnung mit eingehen und \bar{x} das Mittel des Parameters an den betrachteten Radarentfernungssektoren. In dieser Arbeit wurde $N = 11$ verwendet. Bodenechos sind starke, punktuelle Streuer. So wird ϕ_{DP} von der Rückstreuphase des Streuers dominiert und variiert stark entlang des Radarstrahls, wodurch hohe Werte der Struktur von ϕ_{DP} entstehen. Klarluftechos sind kleine Punktziele (tote Insekten, Staub, kleine biologische Partikel), die nicht so stark streuen und deren Lage und Position variabel sind. Deshalb gibt es für Klarluftechos kleinere Sprünge in ϕ_{DP} als bei Bodenechos. Somit ist die Struktur für Klarluftechos größer als bei Niederschlag, aber kleiner als bei Bodenechos.

Die **spezifische differentielle Phase** K_{DP} beschreibt die Änderung von ϕ_{DP} entlang ihres Ausbreitungs-

weges und berechnet sich somit durch Differenzieren von ϕ_{DP} entlang des Radarstrahls (Ryzhkov and Zrnic, 2019):

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d}{dR} \phi_{DP}(R). \quad (2.15)$$

Wie Z_{DR} hängt auch K_{DP} von der Partikelgröße der Hydrometeore sowie von deren Form und Orientierung ab. K_{DP} ist somit eine wertvolle Größe, um Regentropfen von Hagel und Graupel zu unterscheiden. Es gibt auch Ansätze die Niederschlagsrate aus K_{DP} abzuschätzen. Jedoch muss K_{DP} meist über große Strecken gemittelt werden, um stabile Messwerte zu erhalten.

Die **radiale Dopplergeschwindigkeit** v_r der Streuer kann mit Hilfe der Empfangsphase ϕ_r über die Dopplerfrequenzverschiebung f_D bestimmt werden. Die Empfangsphase berechnet sich aus dem Hin- und Rückweg vom Radar zum Streuer im Abstand R , der Wellenlänge λ und der Phasendifferenz von 2π , was einer Wellenlänge entspricht (Rauber and Nesbitt, 2018):

$$\phi_r = -\frac{2\pi 2R}{\lambda}. \quad (2.16)$$

Durch Differenzieren der Empfangsphase und unter Verwendung der Dopplerfrequenzverschiebung kann die Radialgeschwindigkeit der Streuer ermittelt werden:

$$\frac{d\phi_r}{dt} = -\frac{4\pi}{\lambda} v_r = 2\pi f_D. \quad (2.17)$$

Da die Dopplerfrequenzverschiebung auch bei sehr hohen Windgeschwindigkeiten noch sehr gering ist, wird unter der Annahme, dass sich die Streuer innerhalb der Pulswiederholzeit nicht umsortieren, die Dopplerverschiebung mit Hilfe einer Fast Fourier Transformation bestimmt.

2.1.2. Herausforderungen in der Radarmeteorologie

Eine Radarmessung ist eine integrale Messung und die Interpretation ist ein Inversionsproblem. Aus den Eigenschaften der empfangenen Strahlung muss auf Prozesse zurückgeschlossen werden, die die Eigenschaften des empfangenen Signals entsprechend verändert haben. Anschließend müssen daraus noch Informationen über meteorologische Parameter abgeleitet werden. In der Radarmeteorologie stellen sich unter anderem folgende Herausforderungen (Bringi et al., 2007; Rauber and Nesbitt, 2018; Ryzhkov and Zrnic, 2019; Foken, 2021):

- **Dämpfung:** Durch Absorption und Streuung der Strahlung entlang ihres Wegs durch die Atmosphäre wird die Signalamplitude in unbekanntem Maß reduziert.
- **Nicht meteorologische Echos:** Gebäude, Bewuchs, Boden und kleine Partikel in der Luft wie z.B. Insekten und Staub streuen die Strahlung zurück und beeinflussen das empfangene Signal.

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

- **(Partielle) Strahlabschattung:** Hinter großen Hindernissen wie z.B. Bergen, Türmen oder Masten kann das Radar nicht messen. Wird nur ein Teil des Radarstrahls abgeschattet, wird die Reflektivität hinter dem Hindernis unterschätzt.
- **Entwicklung unterhalb des Radarstrahls mit dem niedrigsten Elevationswinkel:** Mit zunehmendem Abstand zum Radar vergrößert sich die Höhe über Normalnull (ü. NN.) des Radarstrahls mit dem kleinsten Elevationswinkel, weshalb meist auch der Abstand zum Boden größer wird. Wenn sich zwischen Radar und betrachtetem Ort zusätzlich Hindernisse befinden, kann der Abstand des Strahls mit dem niedrigsten Elevationswinkel zum Boden sehr groß werden. Da die Entwicklung des Niederschlags nicht unter der Radarmessung mit dem geringsten Elevationswinkel erkannt werden kann, kann es vorkommen, dass vertikal flach ausgedehnter Niederschlag gar nicht erfasst oder die Niederschlagsmenge unterschätzt wird.
- **Z-R Beziehung:** Das Radar misst die Reflektivität Z . Um daraus die Niederschlagsrate R zu schätzen, wird eine empirische Formel verwendet.
- **Horizontale Verdriftung:** Das Radar misst nicht direkt am Boden. Der Niederschlag benötigt Zeit, um den Boden zu erreichen. Wird die Niederschlagsrate durch die Z-R Beziehung berechnet, so wird der Niederschlag bis er den Boden erreicht durch Wind und Turbulenz horizontal verschoben.
- **Helles Band:** In der Schmelzzone ist die Streuerz zusammensetzung inhomogen, sodass viele Annahmen nicht mehr erfüllt sind. Z.B. können Hydrometeore aneinander kleben, sodass große Teilchen entstehen und die Rayleigh Näherung nicht mehr gültig ist. Im hellen Band sind die Reflektivitäten hoch. Der Hauptgrund für die hohen Reflektivitäten liegt in der Zunahme des Dielektrizitätsfaktors (Fabry and Zawadzki, 1995). Die hohen Reflektivitäten des hellen Bands liefern jedoch keine gute Information über die Niederschlagsrate in Bodennähe.
- **Messung von nur einer Geschwindigkeitskomponente:** Ein Radar kann nur die radiale Geschwindigkeitskomponente messen. Die Bestimmung des Windvektors (z.B. mit Multi-Doppler Algorithmen) erfordert zusätzliche Annahmen und Aufwand.
- **Multi-Trip Echos:** Radarstrahlung vorheriger Radarimpulse werden fälschlich als Echo des aktuellen Radarimpuls interpretiert.
- **Technische Beschränkungen:** Die Stabilität von Sender und Empfänger ist begrenzt, die Richtcharakteristik der Antenne ist nur näherungsweise bekannt, wodurch die Abstandsmessung mit Messfehlern versehen ist.

Für die meisten in dieser Arbeit verwendeten Radare wurde eine Dämpfungskorrektur durchgeführt, welche in Kapitel 4.2.3 beschrieben wird. Auch nicht meteorologische Echos wurden für das X-Band

Radar entfernt (4.2.3). In Kapitel 4.7.2 wird beschrieben, wie aus der Radialgeschwindigkeitsmessung ein horizontaler Windvektor berechnet wird. Helle Band Effekte und Multi Trip Echos werden routinemäßig für die DWD Radare minimiert (Kapitel 4.2.2), bei den anderen Radaren traten während des Untersuchungszeitraum solche Effekte nur sehr selten auf, sodass keine Korrektur durchgeführt wurde.

2.1.3. Das Reichweiten-Doppler Dilemma

Die maximale Dopplerfrequenzverschiebung und somit auch die **maximal eindeutige Radialgeschwindigkeit** v_N (Nyquistgeschwindigkeit), die durch ein Radar gemessen werden kann, ist durch die Pulswiederholfrequenz PRF und die Wellenlänge λ des Radars beschränkt (Rauber and Nesbitt, 2018):

$$v_N = \frac{\lambda \ PRF}{4}. \quad (2.18)$$

Ist die Änderung des Abstands zwischen Streuer und Radar innerhalb der Zeit zwischen zwei aufeinander folgenden Pulsen T größer als ein Viertel der Wellenlänge der gesendeten Welle, wird die Nyquistgeschwindigkeit überschritten. Dann entstehen Geschwindigkeitsfaltungen, wobei die Bewegung der Streuer als Bewegung in die umgekehrte Richtung interpretiert wird.

Die **maximal eindeutige Reichweite** R_{Max} legt die maximal mögliche Entfernung eines Echos vom Radarstandort fest, sodass das Echo noch gemessen werden kann. Die maximal eindeutige Reichweite wird durch die Dauer der Empfangszeit T beschränkt, welche von der Pulswiederholrate PRF bestimmt wird (Rauber and Nesbitt, 2018):

$$R_{Max} = \frac{cT}{2} = \frac{c}{2PRF}. \quad (2.19)$$

Dabei ist c die Lichtgeschwindigkeit. Ist ein Objekt weiter als R_{Max} vom Radar entfernt, ordnet das Radar das empfangene Echo fälschlicherweise nicht dem zugehörigen Sendesignal, sondern dem bereits nächsten ausgesendeten Signal zu, wodurch Echos am falschen Ort mit falschen Reflektivitäten und Ausdehnungen (Second trip echos) entstehen.

Anzustreben ist eine möglichst hohe maximal eindeutige Reichweite und eine möglichst hohe Nyquistgeschwindigkeit. Aus den Gleichungen 2.18 und 2.19 ergibt sich folgender Zusammenhang (Rauber and Nesbitt, 2018):

$$v_N \cdot R_{Max} = \frac{c\lambda}{8} \quad (2.20)$$

Das Produkt von v_N und R_{Max} ist konstant und endlich und wird durch die Wellenlänge beschränkt (Abb. 2.1), welche für ein Radar nicht verstellbar ist und meist anhand anderer Kriterien festgelegt wird.

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

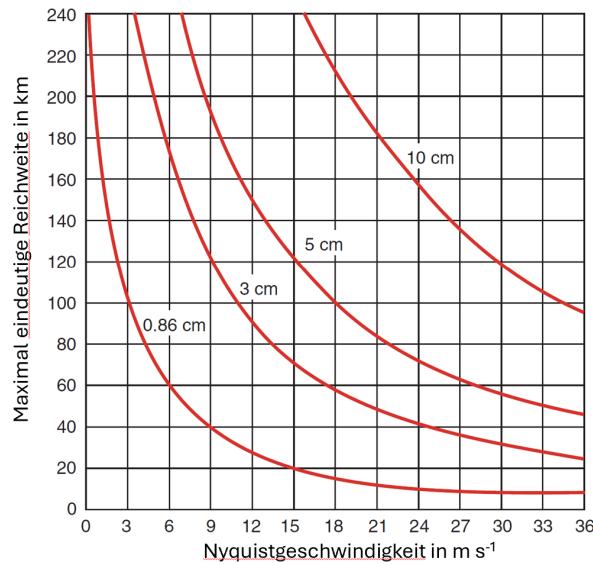


Abb. 2.1.: Die Nyquistgeschwindigkeit als Funktion der maximal eindeutigen Reichweite für verschiedene Wellenlängen. Abbildung wurde mit Genehmigung des Lizenzgebers durch PLSclear aus Rauber und Nesbitt (2018) entnommen.

2.2. Hochreichende Konvektion

Konvektion beschreibt eine vertikale Luftmassenbewegung, bei der warme Luftmassen aufsteigen und dabei abkühlen. Die aufsteigenden Luftmassen induzieren jeweils räumlich als auch zeitlich versetzte absinkende Kompensationsbewegungen. Erfolgt ein trockenadiabatischer Anstieg eines Luftpakets infolge erzwungener Hebung bis zum Hebungskondensationsniveau (HKN, Abb. 2.2), so erreicht es dort die Sättigung und es kommt zur Wolkenbildung. Ist die Atmosphäre gut durchmischt und steigt ein Luftpaket durch einen thermischen Aufstieg bis in eine Höhe, in der Sättigung erreicht wird, wird diese Höhe als Kumuluskondensationsniveau (KKN, Abb. 2.2) bezeichnet. Wenn ein Luftpaket das Level der freien Konvektion (LFC, Abb. 2.2) erreicht, steigt es durch freien Auftrieb weiter auf, solange die Temperatur des gesättigten Luftpakets höher als die Umgebungstemperatur ist. Bleibt der positive Auftrieb bis in hohe Höhen bestehen, können sich Kumulonimbus Wolken bilden und es wird von hochreichender Konvektion gesprochen (Markowski and Richardson, 2010).

2.2.1. Etablierte Methoden zur Analyse von Konvektion

Damit die Initiierung und Entwicklung von hochreichender Konvektion erforscht werden kann, müssen Ereignisse zunächst identifiziert und anschließend verfolgt werden. Im ersten Unterabschnitt dieses Kapitels werden Methoden aus der Literatur zur Identifikation und Verfolgung von Gewittern vorgestellt. Mit Radarmessungen können Gewitter nicht nur identifiziert und zeitlich/räumlich verfolgt werden. Die Messungen von Radaren eignen sich auch besonders dazu, dynamische Eigenschaften und Entwicklungsverläufe von Gewittern zu erforschen. Die Berechnung eines Windfelds aus Radialgeschwindigkeitsmes-

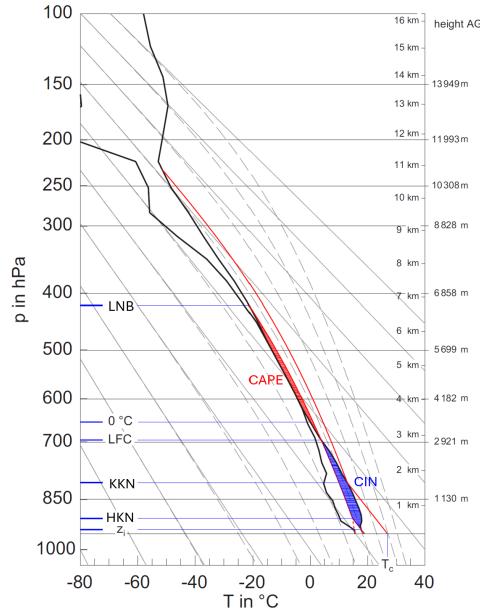


Abb. 2.2.: Stüve-Diagramm zur Veranschaulichung der verschiedenen Konvektionsniveaus und der Indizes CAPE (rote Fläche) und CIN (blaue Fläche). Dargestellt ist das vertikale Profil der Temperatur (rechte schwarze Linie) und des Taupunkts (linke schwarze Linie). Die Trockenadiabaten sind grau durchgezogen und die Feuchtadiabaten grau strichliert. Die Hebungskurve für erzwungene und für freie Konvektion werden durch rote Linien dargestellt. Abbildung wurde aus Mahlke (2017) übernommen.

sungen von Radaren wird bereits seit vielen Jahren mit Doppler Algorithmen durchgeführt (Lhermitte, 1966; Miller and Strauch, 1974). Der zweite Unterabschnitt diskutiert Herausforderungen bei der Berechnung Radar-basierter Windfelder und stellt bereits existierende Dual- und Multi-Doppler Algorithmen aus der Literatur vor. Der letzte Absatz fasst Methoden zusammen, wie die Intensität von Gewittern definiert werden kann.

Identifikation und Verfolgung von Gewittern

Eine Möglichkeit ist, Gewittertage anhand von bodengebundenen Wetterbeobachtungen, Radiosonden aufstiegen und einer Monte-Carlo Simulation zu definieren (Cacciamani et al., 1995). Auch Singh et al. (2011); Enno et al. (2013); Vido et al. (2024) verwendeten bodengebundene Wetterbeobachtungen von Wetterstationen zur Erstellung einer Gewitterklimatologie. Jedoch haben Gewitterklimatologien, die durch Beobachtungen von Wetterstationen erstellt wurden, häufig einen demographischen Bias und eine geringe zeitliche und räumliche Auflösung (Lakshmanan and Kingfield, 2015). Silva Neto et al. (2016) entwickelten ein Verfahren, um Gewitter durch Satellitenbeobachtungen zu detektieren und deren Intensität zu bestimmen. Auch Müller et al. (2019) verwendete Satellitenbeobachtungen des SEVIRI Wasserdampfkanals zur Detektion von Aufwinden und Gewittern.

Häufig wurden in der Literatur Gewitterklimatologien basierend auf Blitzmessungen erstellt (z.B. Hanuta und LaDochy, 1989; DiGangi et al., 2022; Augenstein, 2025) oder Algorithmen zur Radar-basierten Gewitterverfolgung angewendet (Lakshmanan und Kingfield, 2015; Werner et al., 2023). Algorithmen zur

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

Identifikation und Verfolgung von Konvektion mittels Radaren gibt es seit den 50er Jahren und die Algorithmen benötigen oft nur Reflektivitätssmessungen von mindestens einem Radar (Horvath et al., 2008; Handwerker, 2002; Braham Jr, 1958). Durch Verwendung von Blitzmessungen wird eine höhere zeitliche und räumliche Auflösung der Gewitterverteilung gewonnen, als wenn nur bodengebundene Beobachtungen von Wetterstationen verwendet werden (Hanuta and LaDochy, 1989). Blitzmessungen haben die Vorteile einer hohen Detektionsgenauigkeit und dass Gewitter von schwacher Konvektion (Schauern) abgegrenzt werden können. Es gibt Verfahren, die Blitze verfolgen, dennoch können einzelne Gewitterzellen nicht klar voneinander abgegrenzt werden und die Konvektion kann erst im bereits entwickelten Zustand mit den ersten Blitzen detektiert werden. Die Gewitterverfolgung mit Hilfe von Radaren hat die Vorteile, dass Zugbahnen der Gewitter ermittelt werden können, die Entwicklung der Gewitter bereits vor der ersten Blitzaktivität detektiert werden kann und die Ausdehnung der Gewitter genauer erfasst werden kann (Hayward et al., 2020). Es gibt auch Algorithmen, die Radar-basierte Verfolgungsalgorithmen mit Blitzmessungen kombinieren und so die Vorteile beider Methoden nutzen (Houston et al., 2015). Meist wird die verwendete Methode zur Identifikation und Verfolgung von Gewittern durch den zur Verfügung stehenden Datensatz festgelegt.

Berechnung von Windfeldern

Mit Hilfe der von Doppler-Radaren abgeleiteten Windfeldern können der Lebenszyklus und die Entwicklungsstadien von Zellen in Hinblick auf deren dynamische Entwicklung analysiert werden (Brandes, 1977). Außerdem können durch Multi-Doppler Windfelder mesoskalige Strömungsmerkmale im Umfeld von Konvektion erfasst werden (Houze Jr et al., 1989). In Kombination mit weiteren Radarmessungen können Zelleigenschaften wie z.B. die Ausbildung eines Hakenechos untersucht werden (Brandes, 1977). Außerdem ist es möglich, mittels Multi-Doppler berechneter Windfelder die Lage und unter Verwendung der Kontinuitätsgleichung die Stärke von Aufwindbereichen sowie die Struktur und den Organisationsgrad von konvektiven Stürmen zu beobachten (Peterson Jr, 1984; Cha and Bell, 2021; Brook et al., 2023).

Herausforderungen bei Multi-Doppler Windfeldberechnungen

Innerhalb der letzten Jahre wurden viele Verfahren entwickelt, um aus Radar Radialgeschwindigkeitsmessungen von Klarluftechos oder Hydrometeoren ein dreidimensionales Windfeld abzuleiten. Stehen die Radare dicht zusammen, kann Dual-Doppler basierend auf Radialgeschwindigkeitsmessungen von Klarluftechos durchgeführt werden. Bei größeren Abständen der Radare sind Dual-Doppler Berechnungen nur mit Radialgeschwindigkeitsmessungen an Hydrometeoren möglich. Das liegt daran, dass in Radarnähe Echos mit schwächeren Reflektivitäten als in größerer Entfernung gemessen werden können, da die räumliche Auflösung der Radarmessung feiner ist. Somit wird über kleinere Volumina gemittelt, wodurch die Chance wächst, dass ein Echo mit einer niedrigen Reflektivität detektiert wird. Außerdem nimmt die minimal detektierbare Signalstärke mit der Entfernung zum Radar zu. Aus diesen Gründen werden Klarluftechos nur im nahen Umkreis von Radaren detektiert.

Bei der Berechnung von Windfeldern mit Radar Dual- und Multi-Doppler Algorithmen gibt es einige Herausforderungen. Eine der größten Limitierungen ist, dass die Radare von Radarnetzwerken oft weit auseinander stehen und nur ein kleiner Überlappbereich entsteht, in dem Multi-Doppler Windfelder berechnet werden können (Chen and Chandrasekar, 2018).

Es gibt Methoden, die unter Verwendung verschiedener Annahmen ein Windfeld aus Radialgeschwindigkeitsmessungen von nur einem Radar berechnen (Laroche and Zawadzki, 1994; Liou et al., 2018). Insbesondere in Bereichen mit großen Windscherungen und inhomogenen Windverhältnissen können die aus den Radialgeschwindigkeitsmessungen eines Radars berechneten Windfelder, aufgrund nicht erfüllter Annahmen, mit erheblichen Unsicherheiten behaftet sein (Browning and Wexler, 1968; Tuttle and Gall, 1999). Deshalb werden meist Dual- oder Multi-Doppler Verfahren angewendet (Peterson Jr, 1984; Scialom and Lemaître, 1990; Chen and Chandrasekar, 2018).

Außerdem haben viele Multi-Doppler Algorithmen einen hohen Rechenaufwand und eine hohe Fehleranfälligkeit, insbesondere wenn unkorrigierte Radialgeschwindigkeitsmessungen in die Berechnung eingehen (Chen and Chandrasekar, 2018). Somit stellt die Entfaltung der Radialgeschwindigkeitsmessungen eine der größten Hürden dar, vor allem wenn nur wenige Radialgeschwindigkeitsmessungen verfügbar sind (Mapes and Lin, 2005). Die Radarmessungen im Kugelkoordinatensystem bringen weitere Herausforderungen. Bei der Verwendung mehrerer Radare müssen die Messungen erst einmal auf ein einheitliches Gitter interpoliert werden. Wenn Faltungen ins Spiel kommen, ist z.B. eine lineare Interpolation auf ein einheitliches Gitter nicht mehr so einfach möglich, denn: Wird ein Wert zwischen einer gefalteten Geschwindigkeitsmessung und einer ungefalteten Geschwindigkeitsmessung linear interpoliert, ist das Ergebnis unphysikalisch. Weitere Herausforderungen sind die Filterung fehlerhafter Radialgeschwindigkeiten, die Veränderung des Windfelds während der Dauer eines Radar Volumescans und die Wahl der Randbedingungen bei der Integration der Kontinuitätsgleichung zur Ermittlung der vertikalen Windkomponente (Testud, 1982; Cha and Bell, 2021). Die Kontinuitätsgleichung beschreibt die Massenerhaltung der Luft und wird dazu verwendet, den Zusammenhang zwischen horizontalen Windkomponenten und der vertikalen Windkomponente herzustellen.

Dual- und Multi-Doppler Algorithmen in der Literatur

Aufgrund der Komplexität und der vielen Fehlerquellen, wurden über die Jahre immer wieder neue Multi-Doppler Algorithmen für verschiedene Anwendungsbereiche entwickelt. Der MUSCAT Algorithmus (Multiple-Doppler Synthesis and Continuity Adjustment Technique) wurde zunächst für flugzeuggebundene Radare entwickelt (Bousquet and Chong, 1998) und später für bodengebundene Radare erweitert und für komplexes Gelände angepasst (Chong et al., 2000). MUSCAT kann jedoch nicht mit Messfehlern von Radialgeschwindigkeiten umgehen und benötigt entfaltete Radialgeschwindigkeitsmessungen. Auch andere Algorithmen wie z.B. von Park and Lee (2009) benötigen entfaltete und zusätzlich PRF korrigierte Radialgeschwindigkeitsmessungen. Liegen keine entfalteten Messungen vor, versucht der Multi-Doppler Algorithmus die Radialgeschwindigkeiten mittels des VAD (Velocity Azimuth Dis-

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

play) Algorithmus zu entfalten. Der VAD Algorithmus ist jedoch nur bei einer hohen Datenverfügbarkeit anwendbar und verwendet die Annahme eines linearen Windfelds. Somit ist eine zuverlässige VAD Entfaltung bei konvektiven Bedingungen oftmals nicht möglich. Der VAD Algorithmus wird auch im Multi-Doppler Algorithmus von (Caya and Zawadzki, 1992) angewendet. Beim Algorithmus von Mapes and Lin (2005) werden die Radialgeschwindigkeitsmessungen mit einer einfachen Histogramm Methode entfaltet. Diese Entfaltung ist jedoch besonders bei konvektiven Bedingungen fehleranfällig, sodass der Multi-Doppler Algorithmus keine zuverlässigen Windfelder unter konvektiven Bedingungen berechnen kann (Mapes and Lin, 2005). Weitere Algorithmen, die als Voraussetzung entfaltete Radialgeschwindigkeitsmessungen benötigen, wurden unter anderem z.B. von Shapiro and Mewes (1999); Gao et al. (1999) entwickelt.

Zwei umfangreiche, bekannte Multi-Doppler Algorithmen der letzten Jahre sind PyDDA (Python Dual Doppler Analysis) des Py-art Pakets (Jackson et al., 2020) und der SAMURAI Algorithmus (Bell et al., 2012) der Lidar Radar Open Software Environment (LROSE). Aber auch PyDDA benötigt qualitätskorrigierte Radialgeschwindigkeitsmessungen und zusätzlich eine weitere Datenquelle, z.B. in Form von Radiosondenmessungen oder Modelldaten. Es gibt verschiedene PyART Funktionen, die Artefakte in Radialgeschwindigkeitsmessungen entfernen und die Geschwindigkeiten entfalten. Die Entfaltung geschieht regionsbasiert, das heißt es werden Regionen mit ähnlichen Geschwindigkeiten gesucht und anschließend werden diese Regionenpaare zusammen entfaltet. Die SAMURAI Software wurde zunächst nur für Beobachtungen über flachem Gelände entwickelt und später von Foerster and Bell (2017) für komplexes Gelände erweitert. Aber auch der SAMURAI Algorithmus verlangt qualitätskorrigierte und entfaltete Radialgeschwindigkeitsmessungen. In der Beschreibung wird auf verschiedene Python Funktionen verwiesen, die zur Qualitätskontrolle der Radarmessungen verwendet werden können.

Validierung von Multi-Doppler Algorithmen aus der Literatur

Aufgrund der vielen Herausforderungen, die bei der Berechnung von Windfeldern durch Multi-Doppler Algorithmen auftreten (Kapitel 2.2.1), ist es notwendig die Multi-Doppler Algorithmen an realen Messungen zu testen und zu validieren. Aufgrund mangelnder Verfügbarkeit von Vergleichsmessungen wurden einige Algorithmen nur mit Modelldaten validiert (Shun et al., 2005). Gao et al. (1999) verglichen die Ergebnisse ihres Multi-Doppler Algorithmus mit den Ergebnissen eines zuvor entwickelten Algorithmus über einen Zeitraum von einer Stunde. Auch Scialom and Lemaître (1990) verglichen das mit Multi-Doppler berechnete Windfeld mit Radiosonden und Sodar Messungen, allerdings nur für einzelne Zeitschritte. Für ein konvektives Fallbeispiel haben Hildebrand and Mueller (1985) Windmessungen von bodengebunden Doppler-Radaren mit Flugzeugmessungen verglichen. Oftmals wurde der mit Multi-Doppler berechnete Vertikalwind evaluiert. Für einen Zeitraum von einem Tag haben Evaristo et al. (2021) die mit PyDDA ermittelte vertikale Windkomponente mit Messungen eines vertikal scannenden Radars validiert. Für zwei Fallbeispiele haben Marinescu et al. (2020) die mit Multi-Doppler berechnete Vertikalwindkomponente mit Radiosondenmessungen verglichen. Dort wurden teilweise Abweichungen

von über 15 ms^{-1} gefunden. Marinescu et al. (2020) vermuten, dass die großen Abweichungen aufgrund von Messfehlern der Radiosonden in konvektiven Bereichen mit starkem Niederschlag entstehen. Die Qualität der berechneten Vertikalwindkomponente ist positiv korreliert mit der Qualität des horizontalen Windfelds. Dennoch ist der Vertikalwind aufgrund von Annahmen über Randbedingungen und Kontinuitätsannahmen mit größeren Fehlern behaftet als das horizontale Windfeld. North et al. (2017) haben Windfelder aus Messungen eines Radarnetzwerks in Oklahoma mittels eines komplexen dreidimensionalen Multi-Doppler Variationsalgorithmus (3DVAR) für einen Zeitraum von drei Monaten berechnet. Der Algorithmus ähnelt dem Algorithmus von Gao et al. (1999). North et al. (2017) entfalteten zunächst die Radialwindmessungen mit Hilfe von Radiosondenaufstiegen und überprüften anschließend jeden Radaradatensatz manuell auf Fehler. Anschließend haben sie die vertikale Windkomponente mit 915 MHz Radar-Windmessgerätes evaluiert. Sie fanden mittlere absolute Fehler zwischen 1 ms^{-1} und 2 ms^{-1} . Ein Vergleich von Dual-Doppler Windfeldern über einen längeren Zeitraum von vier Monaten wurde von Vöhringer et al. (2024) durchgeführt. Sie verglichen das mit dem Smart Wind Dual-Doppler Algorithmus berechnete Windfeld zweier dicht beieinander stehender Radare (Abstand ca. 20 km) mit Lidar Windprofilen in den unteren 300 m über Grund in einem Windpark.

Definition der Intensität von Gewittern

Die Intensität von Gewittern wird in der Literatur mit vielen unterschiedlichen Methoden bestimmt. Jelić et al. (2021) definieren einen Gewitterintensitätsindex, der über eine Beziehung zwischen Blitzdaten zu Regen, Wind, Hagel und Wasserhosen sowie Instabilitätsindizes abgeleitet wird. Auch die Blitzdichte wird zur Definition der Gewitterintensität verwendet (Peterson, 2024).

Neben Blitzdaten werden häufig Satellitendaten zur Ermittlung der Intensität von Gewittern verwendet, wobei das zeitliche Flächenwachstum oder die Fläche innerhalb von Helligkeitstemperaturisothermen an Wolkenoberseiten als Proxy für die Quantifizierung der Intensitäten verwendet werden (Adler and Fenn, 1979; Raghavendra et al., 2018). Aber auch die von Satelliten ermittelte minimale Schwarzkörpertemperatur während eines Gewitterlebenszyklus' steht in Verbindung mit der vom Radar abgeschätzten maximalen Regenmenge und wird für die Abschätzung der maximalen Gewitterintensität genutzt (Negri and Adler, 1981).

Manche Arbeiten verwenden Radarmessungen und bestimmen über Parameter wie Reflektivität, Echotophöhe, vertikal integrierter Flüssigwassergehalt, vertikal integrierte Flüssigkeitsdichte und kinetischer Energiefluss des Hagels die Intensität der Gewitter (Cică et al., 2015). Rossi et al. (2014) verwenden einen Fuzzylogic Ansatz, der anhand von Radarmessungen und Blitzmessungen die Gewitterintensität abschätzt. Andere Arbeiten identifizieren schwere Gewitter durch die Hagelgröße, Niederschlagsintensitäten, die Stärke der Windböen und durch das Auftreten von Tornados (Simeonov and Georgiev, 2003; Allen and Karoly, 2014; Púčik et al., 2015). Zur Ermittlung der Intensität von Hagelgewittern, werden gerne die Hagelwahrscheinlichkeit und die maximal erwartete Hagelgröße verwendet (Nisi et al., 2018).

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

Manchmal werden auch noch Versicherungsschäden (Simeonov and Georgiev, 2003; Kunz and Puskeiler, 2010) oder Hagelmeldungen hinzugezogen (Lukach et al., 2017).

2.2.2. Auslösung von Konvektion

Damit Konvektion ausgelöst werden kann, benötigt es folgende Bedingungen (Richard et al., 2011):

- Ausreichend Feuchtigkeit und Wärme in den unteren Luftsichten,
- Labilität,
- Auslöser.

Feuchtigkeit und Wärme liefern die nötige Energie, Labilität begünstigt Vertikalbewegungen und der Auslöser ist für die Überwindung von Energiebarrieren zum Starten der Vertikalbewegung notwendig. Die Höhe des HKN hängt maßgeblich vom Temperaturgradienten der Atmosphäre und der Feuchtigkeit des aufsteigenden Luftpakets ab. Je höher die Feuchtigkeit des Luftpakets ist, desto niedriger ist das HKN und somit die Höhe, die durch erzwungene Hebung (Auslöser) überwunden werden muss. Die Auslösetemperatur beschreibt jene Temperatur, die ein Luftteilchen in 2 m Höhe erreichen muss, damit es ohne weitere Unterstützung trockenadiabatisch zum KKN aufsteigen kann.

Im Folgenden wird zunächst der vertikale Aufstieg eines Luftpakets mit der Luftpakettheorie beschrieben. Dem folgt ein Abschnitt über die Auswirkungen, die das Einmischen von trockener Luft bei der Entstehung von Konvektion hat. Anschließend werden Stabilitätsindizes von Luftmassen zusammengefasst. Zum Schluss werden einige Mechanismen der Konvektionsauslösung diskutiert.

Vertikale Auslenkung von Luftpaketen (Pakettheorie)

Damit Konvektion ausgelöst werden kann, muss feuchte Luft einen Auftrieb erfahren. Die vertikale Beschleunigung eines Luftpakets kann mit der Pakettheorie beschrieben werden (z.B. Holton and Hakim, 2013; Trapp, 2013). In der Pakettheorie wird angenommen, dass sich das aufsteigende Luftpaket nicht mit der Umgebung vermischt und die Umgebung frei von Vertikalbewegungen ist. Zu Beginn werden die vertikale Bewegungsgleichung

$$\frac{Dw}{Dt} = \frac{d^2z}{dt^2} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} - g \quad (2.21)$$

und das hydrostatische Gleichgewicht

$$\frac{dp_{\text{Umgebung}}}{dz} = -\rho_{\text{Umgebung}} g \quad (2.22)$$

benötigt. Dabei ist w die Vertikalgeschwindigkeit, z die Höhe der Auslenkung, t die Zeit, g die Erdbeschleunigung, ρ die Dichte und p der Luftdruck des Luftpakets. Durch Einsetzen von Gleichung 2.22 in Gleichung 2.21 und der Verwendung der idealen Gasgleichung ergibt sich:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{g(T - T_{\text{Umgebung}})}{T_{\text{Umgebung}}}. \quad (2.23)$$

Das heißt, das Luftpaket erfährt eine positive vertikale Beschleunigung, wenn die Temperatur T des Luftpakets höher als die Umgebungstemperatur T_{Umgebung} ist.

Weiter kann die Stabilität der vertikalen Auslenkung des Luftpakets in Abhängigkeit der vertikalen Temperaturgradienten betrachtet werden. Dazu wird die Umgebungstemperatur durch eine Taylorreihe ge- nähert:

$$T_{\text{Umgebung}}(z) = T_{0,\text{Umgebung}} + \frac{dT_{\text{Umgebung}}}{dz} \Big|_{z_0} (z - z_0) + \frac{1}{2} \frac{d^2T_{\text{Umgebung}}}{dz^2} \Big|_{z_0} (z - z_0)^2 + \dots \quad (2.24)$$

Anschließend wird analog eine Taylorreihenentwicklung für die Temperatur des Luftpakets durchgeführt. Da die vertikalen Höhenänderungen $\delta z = z - z_0$ klein sind, werden Terme größer der ersten Ordnung vernachlässigt. Nach Einsetzen der beiden entwickelten Temperaturgleichungen in Gleichung 2.23 ergibt sich:

$$\frac{d^2(\delta z)}{dt^2} + g \frac{1}{T_{0,\text{Umgebung}}} (\Gamma - \gamma) \delta z = 0. \quad (2.25)$$

Dabei ist $\Gamma = -\frac{dT_{\text{Umgebung}}}{dz}$ der vertikale Temperaturgradient der Umgebungsluft und $\gamma = -\frac{dT}{dz}$ beschreibt die vertikale Temperaturänderung des trockenen Luftpakets. Die lineare Differenzialgleichung (Gleichung 2.25) 2. Ordnung lässt sich mit dem Ansatz

$$\delta z = z_0 \exp(-ift), \quad \text{mit} \quad (2.26)$$

$$f = \pm \sqrt{\frac{(\Gamma - \gamma) g}{T_{0,\text{Umgebung}}}} \quad (2.27)$$

lösen. Sind die vertikalen Temperaturgradienten von Luftpaket und Umgebung identisch, findet eine Auslenkung des Luftpakets unter neutralen Bedingungen statt, sodass zeitlich keine weitere Beschleunigung in eine Richtung stattfindet. Ist der vertikale Temperaturgradient des trockenen Luftpakets kleiner als der der Umgebungsluft, wird der Exponent von Gleichung 2.27 positiv und das Luftpaket erfährt eine positive Beschleunigung. Die Auslenkung findet dann unter labilen Bedingungen statt. Umgekehrt nimmt der Exponent negative Werte an, wenn der vertikale Temperaturgradient des trockenen Luftpakets größer als der der Umgebungsluft ist. Dann herrschen stabile Bedingungen und das Luftpaket schwingt um das ursprüngliche Level mit der Frequenz f .

Es wird angenommen, dass ein Luftpaket während eines Aufstiegs zuerst trocken-adiabatisch und an-

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

schließend nach Sättigung feucht-adiabatisch abkühlt. Unter Verwendung des 1. Hauptsatzes der Thermodynamik (Markowski and Richardson, 2010)

$$q = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} \quad (2.28)$$

kann der trocken-adiabatische und feucht-adiabatische Temperaturgradient bestimmt werden. Der trocken-adiabatische Temperaturgradient ergibt sich zu $\Gamma_t = \frac{g}{c_p}$. Dabei ist c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck. Beim feucht-adiabatischen Aufstieg wird Kondensationswärme frei, wodurch das Luftpaket nur noch mit $\Gamma = \Gamma_f = \Gamma_t \left[1 + \frac{L_v q}{R_t T} \right] \left[1 + \frac{L_v^2 q}{c_p T^2} \right]^{-1}$ abköhlt. Die Verdampfungswärme wird durch L_v beschrieben, R beschreibt die Gaskonstante für trockene (R_t) und feuchte (R_f) Luft und q ist das Sättigungsmischungsverhältnis.

Einmischung von Umgebungsluft in die Wolke

In der Realität wird entgegen der Annahme der Pakettheorie Luft in die Wolke eingemischt. Wenn die Sättigung in einer Wolke trotz Einmischung von trockener Umgebungsluft aufrechterhalten werden soll, muss ein Teil des Wassers im aufsteigenden Luftpaket verdunsten. Dies führt zu einer Abkühlung, die wiederum den Auftrieb des Luftpakets vermindert (Gleichung 2.23). In dieser Arbeit wird die äquivalentpotentielle Temperatur durch

$$\theta_e \approx \left(T + \frac{L_v}{c_p} r \right) \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_t}{c_p}} \quad (2.29)$$

genähert (Stull, 2012). Das Massenmischungsverhältnis des Wasserdampfes ist durch r gegeben. In Holton and Hakim (2013) wird über eine Massenerhaltung die Änderung der äquivalentpotentiellen Temperatur und der kinetischen Energie pro Masseneinheit mit der Höhe, verursacht durch die Einmischung von Umgebungsluft in die Wolke, hergeleitet:

$$\left(\frac{d \ln \theta_e}{dz} \right)_{Wolke} = - \frac{d \ln m}{dz} \left[\frac{L_c}{c_p T} \cdot (q - q_{Umgebung}) + \ln \left(\frac{T_{Wolke}}{T_{Umgebung}} \right) \right], \quad (2.30)$$

$$\frac{d}{dz} \left(\frac{w^2}{2} \right) = g \left(\frac{T_{Wolke} - T_{Umgebung}}{T_{Umgebung}} \right) - \left(\frac{d \ln m}{dz} \right) w^2 \quad (2.31)$$

Dabei ist m die Masse der gesättigten Luft in der Wolke. Gibt es wie in der Pakettheorie keine Einmischung von Luft in das aufsteigende Luftpaket, ist die äquivalentpotentielle Temperatur des Luftpakets während des Aufstiegs konstant. Durch die Einmischung von trockener Umgebungsluft nimmt die äquivalentpotentielle Temperatur mit der Höhe ab (Gleichung 2.30). Außerdem ist die kinetische Energie eines Luftpakets geringer, wenn kältere Umgebungsluft ins Luftpaket eindringt (Gleichung 2.31). Dies liegt zum einen daran, dass der Auftrieb niedriger ist, zum anderen ist der Luftwiderstand durch den Massenaustausch höher.

Stabilität der Luftmasse

Eine ungesättigte Luftmasse gilt als labil, wenn die potentielle Temperatur θ mit der Höhe z abnimmt: $d\theta/dz^{-1} < 0$ (Hartmann, 2015). Labilität setzt per Definition voraus, dass im Grundzustand Energie gespeichert ist, welche durch eine Störung freigesetzt werden kann (Trapp, 2013). Das Gleichgewichtsniveau (level of neutral buoyancy: LNB, Abb. 2.2) beschreibt die Höhe, in der das Luftpaket die gleiche Temperatur wie dessen Umgebung hat. Die für Konvektion potentiell zur Verfügung stehende Energie (convective available potential energy: CAPE) ist das Integral des Auftriebs B zwischen dem LFC und dem Gleichgewichtsniveau (Abb. 2.2) und kann durch

$$\text{CAPE} = \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} B \, dz \quad (2.32)$$

$$B = g \frac{T_v - T_{v,Umgebung}}{T_{v,Umgebung}} \quad (2.33)$$

beschrieben werden. Dabei ist T_v die virtuelle Temperatur des Luftpakets und $T_{v,Umgebung}$ die virtuelle Temperatur der Umgebung. CAPE ist für die Entstehung von Konvektion notwendig. Jedoch kommt es nicht immer zur Konvektion, wenn CAPE vorhanden ist. Dies liegt daran, dass diese Energie nicht immer zugänglich ist. Die Konvektionshemmung (convective inhibition: CIN) beschreibt eine Schicht unterhalb des LFC mit negativem Auftrieb, die zunächst überwunden werden muss, damit CAPE freigesetzt werden kann:

$$CIN = \int_{z_0}^{z_{LFC}} B \, dz. \quad (2.34)$$

Die CIN ist somit ein Maß für die Schichtungsstabilität unterhalb des LFC und die CAPE für die Energie oberhalb des LFC, die durch Konvektion freigesetzt werden kann, nachdem die CIN überwunden wurde (Trapp, 2013, Abb. 2.2). Damit Konvektion ausgelöst werden kann, muss die CIN überwunden werden und anschließend ausreichend CAPE zur Verfügung stehen (Kirshbaum et al., 2018).

Die Hebung von Luftpaketen zum LFC wird durch mesoskalige Prozesse beschrieben. Dennoch werden die CIN und CAPE indirekt durch z.B. Veränderung der Temperaturschichtung durch synoptische Einflüsse geprägt. Die Gleichung für die zeitliche Änderung des vertikalen Temperaturgradienten, kann über den ersten Hauptsatz der Thermodynamik hergeleitet werden. Wird der erste Hauptsatz der Thermodynamik (Gleichung 2.28) unter Verwendung der hydrostatischen Approximation (Gleichung 2.22) vereinfacht, ergibt das (Markowski and Richardson, 2010):

$$q = c_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v}_h \cdot \nabla_h T + w \frac{\partial T}{\partial z} \right) + gw. \quad (2.35)$$

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

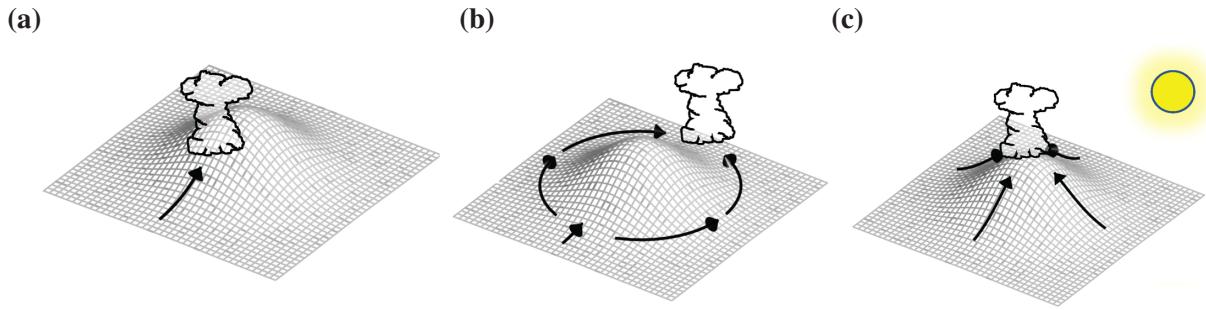


Abb. 2.3.: Veranschaulichung orographischer Auslösemechanismen von Konvektion: Überströmung des Bergs (a), Umströmung des Bergs mit Konvergenz im Lee (b) und partielle Erwärmung sonnenzugewandter Hänge (c). Abbildung wurde aus Kirshbaum et al. (2018) übernommen.

Wird c_p als konstant angenommen, die Gleichung differenziert, $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$ gesetzt und die Gleichung nach $\frac{\partial \gamma}{\partial t}$ umgeformt erhält man:

$$\frac{\partial \gamma}{\partial t} = \underbrace{-\vec{v}_h \cdot \nabla_h \gamma}_{1} - \underbrace{w \frac{\partial \gamma}{\partial z}}_{2} + \underbrace{\frac{\partial \vec{v}_h}{\partial z} \cdot \nabla_h T}_{3} - \underbrace{\frac{1}{c_p} \frac{\partial q}{\partial z}}_{4} + \underbrace{\frac{\partial w}{\partial z} (\Gamma_t - \gamma)}_{5} \quad (2.36)$$

Das heißt die zeitliche Änderung des vertikalen Temperaturgradienten ist eine Summe aus horizontaler (Term 1) und vertikaler (Term 2) Advektion der vertikalen Temperaturschichtung, der differentiellen Temperaturadvektion (Term 1 + Term 3), der differentiellen diabatischen Erwärmung (Term 4) und einem Dehnungsterm (Term 5). Ist im Dehnungsterm $\gamma = \Gamma_t$ hat dieser Term keinen Beitrag, da die vertikale Temperaturadvektion die durch adiabatische Expansion/ Kompression hervorgerufene Temperaturveränderung ausgleicht. Auf synoptischen Skalen liefert Term 1 den größten Beitrag. In der Mesoskala, die bedeutend für die Initiierung von Gewittern ist, haben auch die Terme 2 bis 5 einen ähnlichen Einfluss auf die zeitliche Änderung der vertikalen Temperaturschichtung.

2.2.3. Auslösemechanismen von Konvektion

Die CIN (Gleichung 2.34) kann sowohl thermisch als auch dynamisch überwunden werden. Manchmal genügt eine differentielle Erwärmung der bodennahen Schichten, wodurch eine Windzirkulation hervorgerufen wird, die die Auslösung von Gewittern z.B. durch Konvergenz unterstützen kann. Häufig ist es jedoch eine durch die Orographie erzwungene Hebung, die in Verbindung mit Instabilität die CIN lokal überwindet und Konvektion auslöst (Kirshbaum et al., 2018; Bennett et al., 2006). Synoptische Antriebe reichen alleine nicht aus um Konvektion auszulösen, können jedoch zusammen mit der Überlagerung von weiteren Prozessen entscheiden, ob es zur Auslösung von Konvektion kommt (Markowski and Richardson, 2010). Auch Kaltluftausflüsse (cold pools) anderer Gewitter können sowohl mechanisch als auch thermodynamisch sekundärer Auslöser für Konvektion dienen (Torri et al., 2015). Im folgenden werden für diese Arbeit relevante Auslösemechanismen genauer diskutiert.

Orographie

Bei der Auslösung von Konvektion durch Orographie spielen vor allem folgende vereinfachte Mechanismen eine große Rolle (Roe, 2005; Banta and Schaaf, 1987; Trapp, 2013; Kirshbaum et al., 2018):

- **Überströmung des Bergs**

Strömt Luft auf einen Berg zu, wird diese mechanisch, bei hinreichend labiler Schichtung der Atmosphäre, auf der windzugewandten Bergseite zum Aufstieg gezwungen, woraufhin Konvektion im Luv des Berges ausgelöst werden kann (Abb. 2.3a). Ein Ansatz von Geerts et al. (2008) quantifiziert die Intensität des anabatischen Aufstiegs einer Strömung am Berg mit der horizontalen Vorticity η :

$$\frac{D\eta}{Dt} = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial r}. \quad (2.37)$$

Die horizontale Vorticity wird aus dem Produkt aus der Stabilität der Atmosphäre und der radialen Änderung der virtuellen, potentiellen Temperatur $\frac{\partial \theta_v}{\partial r}$ bestimmt. Die zugehörige Zeit τ , die es benötigt, bis sich ein anabatischer Bergaufwind an einem Berg mit der Höhe H und der Länge L mit der Geschwindigkeit v_a ausbilden kann, lässt sich unter Vernachlässigung von Reibung mit folgendem Zusammenhang berechnen:

$$\tau = \frac{2v_a \theta_v L}{g \Delta \theta_v H} \quad (2.38)$$

Bei ausreichender Stabilität können bei einer Bergüberströmung im Lee der Berge Schwerewellen entstehen, sodass die Konvektion manchmal auch erst im Lee der Berge ausgelöst wird. Konvergente Täler oder die Interaktion mit Hangaufwinden können den Aufstieg der Luft weiter begünstigen und Konvektion auslösen (Whiteman, 2000).

- **(Partielle) Blockade der Strömung vor dem Berg:**

Wenn die Stabilität der Atmosphäre hoch und die Geschwindigkeit des Winds niedrig ist, kann die Luftströmung im Luv des Bergs blockiert werden. Ist die Windgeschwindigkeit sehr variabel oder ändern sich die Stabilität in höheren Schichten, kann es passieren, dass ein Teil der Strömung den Berg überströmt und nur Luft in unteren Schichten am Berg blockiert wird. Dies kann im Luv der Berge zu stationärem, langanhaltendem und intensiven Niederschlag führen.

- **Umströmung des Bergs mit Konvergenz im Lee:**

Ist die Atmosphäre stabil geschichtet und die Windgeschwindigkeit gering, so kann der Wind im Luv der Berge vollständig blockiert werden. Die Luft kann bei geeigneten Bedingungen um die Berge herum oder durch Täler strömen, wodurch im Lee der Berge eine Konvergenz und damit ein Aufwind entstehen kann (Abb. 2.3b).

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

- Partielle Erwärmung sonnenzugewandter Hänge:

Ein weiterer thermischer Auslöser für Konvektion ist die differentielle Erwärmung sonnenzugewandter Hänge. Im Laufe des Vormittags können sich dadurch Hangaufwinde entwickeln, die an den Berggipfeln konvergieren. Konvektion folgt auf der sonnenzugewandten Seite des Berges meist am späten Nachmittag oder an den Berggipfeln um die Mittagszeit. Auch in der Nacht kann Konvektion durch katabatische Hangabwinde ausgelöst werden (Abb. 2.3c).

- Diabatische Feedbacks:

Der Kaltluftausfluss von anderen Gewittern kann durch Hänge bergab beschleunigt werden und die Auslösung von Konvektion unterstützen.

Häufig kommt es vor, dass sich mehrere dieser Mechanismen überlagern und miteinander wechselwirken (Kirshbaum et al., 2018). Sowohl die Gebirgshöhe, die Stabilität der Atmosphäre als auch der Betrag der zum Berg senkrechten Windkomponente beeinflussen den Entstehungsort der Konvektion und dessen Intensität (Davolio et al., 2006; Li and Zhu, 1990). Zur Abschätzung zwischen Bedingungen, an denen die Luft zur Umströmung oder zur Überströmung von Bergen neigt, wird häufig die Froude Zahl Fr verwendet, die die Berghöhe H , die Windstärke U und die Stabilität der Atmosphäre in einem Parameter vereint (Smith, 1989):

$$Fr = \frac{U}{HN}, \quad (2.39)$$

$$= \frac{U}{H\sqrt{\left(\frac{g}{\theta}\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)}}. \quad (2.40)$$

Dabei ist N die Brunt-Väisälä Frequenz für ungesättigte Bedingungen, welche sich mit Hilfe der Erdbeschleunigung g und der mittleren potentiellen Temperatur $\bar{\theta}$ der Schicht berechnen lässt. Die Brunt-Väisälä Frequenz ist ein Maß für die Stabilität der Luftsicht und beschreibt die Frequenz, mit der ein Luftpaket nach einer kleinen Auslenkung in einer stabilen Luftsicht oszillieren würde. Ist die Luft gesättigt findet während des Aufstiegs des Luftpakets Kondensation statt und es wird latente Wärme freigesetzt, die der Abkühlung des Luftpakets entgegenwirkt. Dadurch ist die Brunt-Väisälä Frequenz in einer gesättigten Umgebung geringer als bei ungesättigten Bedingungen. Für gesättigte Bedingungen existieren unterschiedliche Varianten der Brunt-Väisälä Frequenz N_f (z.B. Dudis, 1972; Fraser et al., 1973; Lalas and Einaudi, 1973; Durran and Klemp, 1982). Durran and Klemp (1982) schreiben, dass die folgende Gleichung von Lalas and Einaudi (1973) die theoretisch korrekte Version ist:

$$N_f^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \Gamma_f \right) \left(1 + \frac{L_v q_s}{R_f T} \right) - \frac{g}{1 + q_w} \frac{dq_w}{dz}. \quad (2.41)$$

Das Gesamtwassermischungsverhältnis q_w ist die Summe des Flüssigwassermischungsverhältnisses q_l und des Sättigungsmischungsverhältnisses q_s . Bei Froude Zahlen größer eins wird eine Bergüberströmung erwartet, bei Froudezahlen unter eins eine Bergumströmung. Jedoch ist der Grenzwert von eins

nicht als fest zu betrachten, da auch weitere Prozesse wie z.B die Form und horizontale Ausdehnung der Berge sowie thermische Einflüsse die Strömungseigenschaften beeinflussen (Reisner and Smolarkiewicz, 1994). Oftmals findet auch eine kombinierte Um- und Überströmung des Berges statt (Hunt et al., 1997; Hagen et al., 2011).

Die vertikale Windgeschwindigkeit w durch erzwungene Hebung an einem Berg kann wie folgt beschrieben werden (Li and Zhu, 1990):

$$w = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2.42)$$

Dabei ist $\frac{\partial h}{\partial x}$ die Steigung der Topographie in x-Richtung und $\frac{\partial h}{\partial y}$ die Steigung der Topographie in y-Richtung. Je stärker die Steigung und je höher die Windgeschwindigkeit, desto stärker ist der Vertikalwind. Der Wind an der Oberfläche \vec{v}_o kann in einen Teil, der bergauf strömt \vec{v}_{ueber} und in einen Teil, der um den Berg strömt \vec{v}_{um} aufgeteilt werden (Li and Zhu, 1990):

$$\vec{v}_{um} \cdot \nabla \varphi_o = 0, \quad (2.43)$$

$$\vec{v}_{um} \times \nabla \varphi_o = \vec{v}_o \times \nabla \varphi_o, \quad (2.44)$$

$$\vec{v}_{ueber} \times \nabla \varphi_o = 0, \quad (2.45)$$

$$\vec{v}_{ueber} \cdot \nabla \varphi_o = \vec{v}_o \times \nabla \varphi_o. \quad (2.46)$$

Der Vektor der Orographieneigung wird durch $\nabla \varphi_o$ beschrieben. Daran ist zu erkennen, dass die unterschiedlichen Topographieverläufe und der Betrag der Windkomponenten unterschiedliche mechanische Auswirkungen auf die Strömungen haben, was zu einer Änderung des Verhältnisses zwischen dem aufsteigenden und dem umströmenden Strömungsanteil führt.

Synoptik

Vertikalbewegungen werden oft durch die Omega Gleichung $\omega = \frac{dp}{dt}$ beschrieben (Holton and Hakim, 2013):

$$\omega \sim f_0 \frac{\partial}{\partial p} [-\bar{v}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f)] + \frac{R}{c_p} \nabla^2 [-\bar{v}_g \cdot \nabla_p T] + \frac{R}{c_p p} \nabla^2 H \quad (2.47)$$

Dabei ist f der Coriolisparameter, \bar{v}_g der geostrophische Wind, ζ_g die geostrophische relative Vorticity und H die diabatische Wärmezufuhr. Die Vertikalbewegung resultiert aus der vertikalen Änderung der Vorticityadvektion (differentielle Vorticityadvektion), aus einer horizontalen Änderung der Temperaturadvektion und diabatischen Wärmeveränderungen. Oftmals überlagern sich die Prozesse und die Terme können sich gegenseitig kompensieren oder verstärken. Deshalb wurden über die Zeit einige unterschiedliche Formen der Omega Gleichung entwickelt (Hoskins et al., 1978). Eine Version (Jeevanjee and Romps, 2015) unterteilt die Vertikalbeschleunigung in einen dynamischen Beschleunigung a_d und eine Beschleunigung durch Auftrieb a_a :

$$\frac{d\omega}{dt} = a_d + a_a \quad (2.48)$$

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

Die beiden Beschleunigungen können über die beiden Poisson Gleichungen bestimmt werden:

$$\nabla^2(\rho a_a) = -g \nabla_h^2 \rho \quad (2.49)$$

$$\nabla^2(\rho a_d) = \frac{\partial}{\partial z} \nabla \cdot [\rho (\bar{v} \cdot \nabla) \bar{v}] \quad (2.50)$$

Die Beschleunigung durch Auftrieb resultiert aus horizontalen Dichteunterschieden und die dynamische Beschleunigung aus der vertikalen Änderung der Divergenz der Windadvektion. Fallstudien haben gezeigt, dass in der Stunde vor Konvektionsauslösung die vertikale Beschleunigung durch Auftrieb dominierte, circa 15 Minuten vor Konvektioninitierung leistet jedoch auch die dynamische Beschleunigung einen erheblichen Beitrag (Abulikemu et al., 2020).

Synoptikskalige Prozesse verursachen meist nur eine schwache großräumige Hebung, die alleine nicht ausreicht, um Luftpakete bis zum LFC zu heben. Bei quasi-geostrophischen Vertikalgeschwindigkeiten im Bereich von 1 cm/s würde ein Luftpaket etwa 42 Stunden benötigen, um ein LFC in 1500 m Höhe zu erreichen. Deshalb reichen quasi-geostrophische Vertikalbewegungen nicht als alleiniger Auslöser für Konvektion aus. Jedoch können synoptikskalige Prozesse günstige thermodynamische Umgebungsbedingungen für Konvektion schaffen, indem sie die Atmosphäre labilisieren oder die Feuchtigkeit in bodennahen Schichten erhöhen, wodurch die CIN verringert wird. In vielen Fällen konnte gezeigt werden, dass mit synoptischen Prozessen eine Vielzahl an Effekten einhergehen, die die Auslösung von Konvektion direkt oder indirekt beeinflussen. (Trapp, 2013; Markowski and Richardson, 2010). Zu diesen Prozessen zählen z.B. die Advektion von Vorticity oder die Veränderung der thermodynamischen Bedingungen durch Advektion von warmer und feuchter Luft, was wiederum die Stabilität verändert. Es konnten Zusammenhänge zwischen der lokalen Gewitteraktivität und der großräumigen Anströmrichtung, die die Luftmasseneigenschaften erheblich beeinflusst, gefunden werden (Piper et al., 2019).

Kaltfronten

Neben orographisch bedingten Auslösern, wird Konvektion in mittleren Breiten häufig in der Umgebung von Kaltfronten ausgelöst (Markowski and Richardson, 2010; Pacey, 2024). Vor allem bei einer flachen Orographie, wenn orographische Auslöser weg fallen, spielt die Auslösung von Gewittern durch Fronten eine wichtige Rolle (Pacey, 2024). Während die Frontlänge von einigen hundert Kilometern im synoptischen Bereich liegt, sind die Skalen quer zur Front von einigen zehn Kilometern im Bereich der Mesoskala. Entscheidend für die Auslösung von Gewittern ist die vertikale Zirkulation quer zur Front. Quer zur Front findet ein Aufstieg von Luft auf der warmen Seite vor der Front und ein Absinken von Luft auf der kühlen Seite hinter der Front statt. Im aufsteigenden Ast kann Luft um etwa 2 km innerhalb von zwei Stunden angehoben werden, was ein plausibler Wert für die Konvektionsauslösung ist. Außerdem wird die Atmosphäre durch den aufsteigenden Ast der Front labilisiert. Pacey (2024) hat vor Kaltfronten bodennah eine hohe Feuchtigkeit und hinter Kaltfronten eine erhöhte Feuchtigkeit in mittleren Höhen festgestellt. Durch konstruktive Wechselwirkungen des aufsteigenden Asts der Kaltfront

mit anderen mesoskaligen Zirkulationen kann die Auslösung von Konvektion weiter unterstützt werden (Trapp, 2013).

2.2.4. Entwicklung von Gewittern

Die Eigenschaften der Gewitter wie Lebensdauer und Intensität sowie die zeitliche Entwicklung hängen von ihrer Organisationsform ab. Gewitter werden häufig in drei Organisationsformen unterteilt (Trapp, 2013):

- Isolierte Konvektion in Form von Einzel- und Superzellen,
- Multizellen,
- Mesoskalige konvektive Systeme (MCS).

Dabei besteht ein MCS häufig aus dicht beieinanderliegenden Multizellen, die zusammen ein Gebilde mit einer horizontalen Ausdehnung von einigen 100km ergeben können. Die Organisationsform der Gewitter wird zu einem hohen Anteil durch die vertikale Windscherung bestimmt (Trapp, 2013). Bei geringen vertikalen Windgeschwindigkeitsunterschieden (0km - 6km Höhe) von unter 10 m s^{-1} entstehen häufig Einzelzellen, bei Differenzen zwischen 8 m s^{-1} und 22 m s^{-1} Multizellen und bei Geschwindigkeitsdifferenzen über 18 m s^{-1} Superzellen (Markowski and Richardson, 2010). Neben der vertikalen Windgeschwindigkeitsscherung haben aber auch weitere Effekte wie die vertikale Verteilung der Feuchte, die Windrichtungsscherung und die Stabilität einen Einfluss auf die Organisationsform der Zellen. In den folgenden Unterkapiteln wird die Theorie in Hinblick auf Eigenschaften und Entwicklungen für die unterschiedlichen Organisationsformen basierend auf Markowski and Richardson (2010) und Trapp (2013) kurz wiedergegeben. Zum Schluss werden aktuelle Forschungsergebnisse zur Entwicklung und Intensivierung von Gewittern zusammengefasst.

Einzelzellen und Multizellen

Einzelzellen haben meist eine Lebensdauer von unter einer Stunde, eine horizontale Ausdehnung von 10km und erreichen meist nur eine moderate Intensität. Ihre Entwicklung wird in der Literatur durch drei Stadien beschrieben (Trapp, 2013; Markowski and Richardson, 2010):

1. Kumulusstadium:

Kurz nach Initiierung des Gewitters befindet sich die Zelle im Kumulusstadium (Abb. 2.4a). Zu diesem Zeitpunkt besteht die Zelle nur aus einem Aufwind, der eine bodennahe Konvergenz antreibt und am oberen Ende der Zelle durch Luftmassendifferenz begrenzt wird. Im Aufwindbereich wachsen flüssige und gefrorene Wolkentropfen heran. Die Zelle wächst sowohl horizontal als auch vertikal an.

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

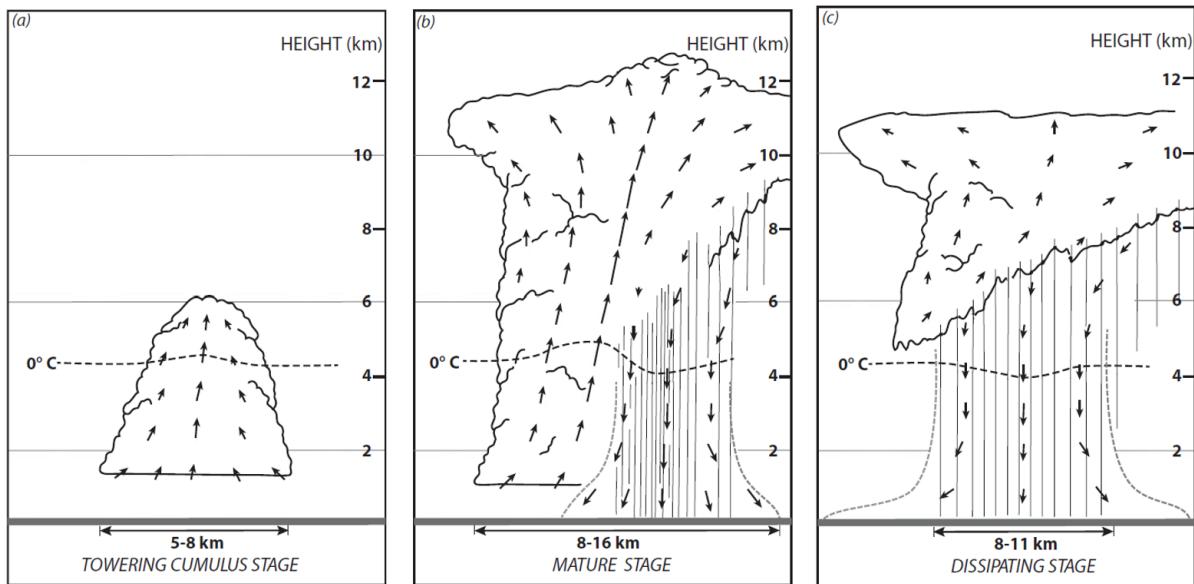


Abb. 2.4.: Die Entwicklungsstadien einer Einzelzelle: Kumulusstadium (a), Reifestadium (b) und Zerfallsstadium (c). Abbildung wurde mit Genehmigung des Lizenzgebers durch PLSclear aus Trapp (2013) entnommen.

2. Reifestadium:

Im Reifestadium (Abb. 2.4b) sind einige Wolkentropfen so groß herangewachsen, dass sie durch den Aufwind hindurch als Niederschlag zu Boden fallen. Der fallende Niederschlag gemeinsam mit der Abkühlung der Luft durch Verdunstung führen zu einem Abwindbereich. Am Oberrand der Wolke bildet sich ein Amboss. Wenn der Abwind den Boden erreicht, breitet er sich aufgrund der geringen Scherung annähernd horizontal symmetrisch aus. Die Vorderkante des Abwindbereichs in Bodennähe markiert die Böenfront. Zum Ende des Reifestadiums ist das Potential für unwetterartige Begleiterscheinungen wie z.B. Starkniederschlag und Starkwind am höchsten.

3. Zerfallsstadium:

Dominiert der Abwind die Zelle, ist das Zerfallsstadium eingeleitet (Abb. 2.4c). Zu diesem Zeitpunkt hat sich die durch Verdunstung abgekühlte Luft so weit ausgebreitet, dass der Aufwindbereich von der bodennahen Luftzufuhr abgeschnitten ist und somit zerfällt. Es kann vorkommen, dass ein Amboss aus Eiskristallen übrig bleibt, der erst einige Stunden später sublimiert.

Während des Zerfallsstadiums können an der Böenfront neue Zellen initiiert werden. Ob es zur Auslösung von neuen Zellen kommt wird unter anderem durch CIN in der Umgebung und durch die Ausdehnung und Intensität der durch die Böenfront hervorgerufenen Vertikalbewegung bestimmt. Werden Zellen wiederholt an der Flanke der ursprünglichen Zelle ausgelöst, können eine Reihe von Zellen entstehen, die eine deutlich längere Lebensdauer als eine Einzelzelle aufweisen und dann als **Multizelle** bezeichnet werden. Zellen in unterschiedlichen Entwicklungsstadien wachsen zusammen und wechselwirken miteinander. Multizellen sind die häufigste Organisationsform in mittleren Breiten (Markowski

and Richardson, 2010), können über einige Stunden hinweg bestehen und erreichen höhere Ausdehnungen und Intensitäten als Einzelzellen.

Superzellen

Superzellen haben Lebensdauern von einigen Stunden, erreichen eine starke Intensität (Wapler, 2021) und haben ein großes Potential großflächige Schäden durch Hagel, Sturmböen, Starkniederschlag oder Tornados anzurichten. Das Merkmal, das eine Superzelle definiert, ist eine vertikal ausgedehnte, rotierende Mesozyklone mit charakteristischen Durchmessern von ca. 3 km bis 8 km (Markowski and Richardson, 2010). In Einzelfällen sind auch Durchmesser über 10 km möglich. Die Mesozyklone geht mit einem langlebigen, starken (bis über 30 ms^{-1}), um eine vertikale Achse rotierenden Aufwindbereich einher, der mit zwei umliegenden Abwindbereichen gekoppelt ist. Die zeitliche Änderung der vertikalen Vorticitykomponente $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ kann wie folgt berechnet werden (Etling, 2008; Pichler, 1986):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{v}_h \cdot \nabla_h \zeta - w \underbrace{\frac{\partial \zeta}{\partial z}}_{(1)} - v \underbrace{\frac{\partial f}{\partial y}}_{(2)} - (\zeta + f) \underbrace{\nabla_h \cdot \vec{v}_h}_{(3)} - \underbrace{\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z}}_{(4)} + \underbrace{\frac{1}{\rho^2} \vec{k} \cdot \{\nabla_h p \times \nabla_h \rho\}}_{(4)} \quad (2.51)$$

Dabei ist \vec{k} der Einheitsvektor in z-Richtung. Der erste Term beschreibt die vertikale Vorticityadvektion, der zweite Term ist der Divergenzterm, der dritte Term enthält Produkte von Geschwindigkeitsscherungen und wird als Drehterm bezeichnet und der vierte Term als Solenoidterm, der die Baroklinität der Strömung beschreibt.

Voraussetzung für Superzellen ist eine vertikal ausgedehnte hohe vertikale Windscherung, insbesondere Windrichtungsscherung. Existiert über einen großen Bereich der Troposphäre eine hohe vertikale Windscherung, wird horizontale Vorticity produziert, die durch den Drehterm in der Vorticitygleichung in die uns interessierende Wirbelgröße von Drehungen um eine vertikale Achse umgewandelt werden kann (Markowski and Richardson, 2010). Er wird Drehterm genannt, da er versucht, eine horizontal liegende Rotationsachse in die vertikale Richtung zu drehen. Über horizontal unterschiedliche Vertikalbewegungen wird dabei Impuls von einer einen zur anderen Rotation überführt.

Wie bei einer gewöhnlichen Einzelzelle wachsen die Niederschlagsstropfen im Aufwindbereich heran. Durch hohe horizontale Windgeschwindigkeiten relativ zur Superzelle in mittleren bis hohen Höhen fallen die Niederschlagsstropfen jedoch außerhalb des Aufwindbereichs zu Boden (Markowski and Richardson, 2010; Lemon and Doswell III, 1979).

Superzellen haben zwei dominierende Abwindbereiche. Einer befindet sich an der Hinterflanke des Sturms und entsteht, wenn trockene Luft auf die Rückseite des feuchten Aufwindbereichs trifft und durch Verdunstung die Luft abgekühlt wird. Vertikale Druckgradienten resultieren aus vertikalen Gradienten in der Rotation und können das Absinken der abgekühlten Luft verstärken. Als Folge der vertikalen Windscherung und der hohen Windgeschwindigkeiten in der oberen Troposphäre sammeln sich die meisten Hydrometeore auf der Vorderseite des Aufwindbereichs. Durch Verdunstung, Schmelzen oder Sublima-

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

tion des Niederschlags entsteht an der Vorderflanke der Zelle der zweite Abwindbereich. Zwischen der kühlen Luft im Abwindbereich und der wärmeren Luft der Umgebung entstehen Böenfronten. An der Unterkante des Aufwindbereichs befindet sich häufig eine Wolkenwand. Diese entsteht, wenn feuchte, kühle Luft aus der Niederschlagsregion durch den Aufwind angehoben wird und schneller Sättigung erreicht als die Umgebungsluft (Markowski and Richardson, 2010).

Charakteristika der Superzelle wie z.B. Niederschlagsform, Niederschlagsintensität und Lebensdauer werden stark von dem vertikalen Windprofil der Umgebung beeinflusst. Die Dynamik der Superzelle wird durch die Mesozyclone geprägt. Dynamisch erzeugte vertikale Druckstörungen, die durch die Wechselwirkung zwischen Aufwindbereich und der Umgebungswinde mit hohen vertikalen Windgradienten entstehen können, sowie Wechselwirkungen mit der Mesozyclone können den Aufwind weiter verstärken. Aufgrund der eigenen Dynamik, kann die Zugrichtung von Superzellen erheblich vom mittleren Umgebungswind abweichen, wobei bei zyklonal (antizyklonal) rotierenden Mesozyclonen die Zugrichtung der Zelle meist nach rechts (links) vom mittleren Wind der Umgebung abweicht (Markowski and Richardson, 2010; Trapp, 2013; Davies-Jones, 1984).

Sowohl bei einer reinen vertikalen Windgeschwindigkeitsscherung als auch bei einer Kombination aus Geschwindigkeits- und Richtungsscherung kann es als Folge von nicht-linearen Druckstörungen zu einer Zellteilung kommen. Bei einer reinen Windgeschwindigkeitsscherung entstehen zwei achsensymmetrische Zellen, wovon sich die eine Zelle mit einer antizyklonal rotierenden Mesozyclone nach links vom ursprünglichen Aufwindbereich und die andere Zelle mit einer zyklonal rotierenden Mesozyclone nach rechts verlagert (Markowski and Richardson, 2010; Weisman and Rotunno, 2000).

Überlagert sich die Geschwindigkeitsscherung mit einer Richtungsscherung kann es auch zu einer Zellteilung durch nicht-lineare Druckstörungen kommen. Durch konstruktives Zusammenwirken von linearen und nicht-linearen Druckstörungen wird dann jedoch eine der geteilten Zellen intensiviert während sich der andere Teil der Zelle abschwächt. In mittleren Breiten der Nordhalbkugel geht häufig Konvektion mit einer Rechtsdrehung des Windes mit der Höhe einher. In diesem Fall wird die Zelle rechts des Aufwindbereichs intensiviert (Markowski and Richardson, 2010; Klemp and Wilhelmson, 1978; Houze Jr et al., 1993).

Mesoskalige konvektive Systeme

Mesoskalige konvektive Systeme (MCS) sind ein Zusammenschluss aus mehreren konvektiven Zellen, die miteinander interagieren und ein zusammenhängendes, großflächiges Niederschlagsgebiet erzeugen (Markowski and Richardson, 2010). Die Niederschlagsgebiete beinhalten sowohl konvektiven als auch stratiformen Niederschlag. In manchen Regionen wird die Hälfte der jährlichen Niederschlagssumme durch MCS verursacht (Schumacher and Rasmussen, 2020). Die Längenskala der Gebilde beträgt mindestens 100 km in mindestens eine Richtung (Houze Jr, 2014). MCS entwickeln während ihres Lebenszyklus mesoskalige Zirkulationen (Houze Jr, 2004). Es können Lebensdauern von einigen Stunden bis zu einem Tag erreicht werden (Markowski and Richardson, 2010). Auch bei MCS spielt die vertikale

Windscherung eine Schlüsselrolle und beeinflusst die Organisation und die Intensität der Systeme (Baidu et al., 2022). Bei einer starken vertikalen Scherung werden langlebige, mäßig schnelle, mäßig große Stürme mit hohen Niederschlagsmengen erwartet (Baidu et al., 2022). MCS können entstehen, wenn Konvektion verbreitet mit der Unterstützung von großräumiger Hebung ausgelöst wird (extern angetriebenes MCS) und diese im weiteren Verlauf zusammenwächst und miteinander interagiert (Schumacher and Rasmussen, 2020). Dies kann zum Beispiel im Umfeld von Fronten der Fall sein. Dann sind MCS meist linienartig angeordnet (Squall line). Ein MCS kann aber auch als Folge eines Zusammenschlusses von Kaltluftausflüssen existierender einzelner Zellen entstehen (intern angetriebenes MCS).

Maddox (1980) definiert einen mesoskaligen konvektiven Komplex (MCC), wenn Satelliten Infrarottemperaturen unter -32°C über eine zusammenhängende Fläche von mindestens $100\,000\,\text{km}^2$ und im Inneren der Wolke Infrarottemperaturen unter -52°C über eine Fläche von mindestens $50\,000\,\text{km}^2$ messen. Sie erreichen häufig eine Lebensdauer von über zwölf Stunden und grenzen sich durch ihre große Ausdehnung, ihre Organisation und ausgeprägte Massenzirkulationen von anderen Konvektionsformen ab. Neben dem Vorhandensein von ausreichend Feuchte und Wärme unterstützen Frontalzonen, geeignete vertikale Windscherungen, kurzwellige Druckstörungen in 500 hPa, Kaltluftausflüsse von umliegender Konvektion und Berge die Entstehung von MCCs (Leary and Rappaport, 1987).

Aktuelle Forschung zur Entwicklung von Gewittern

Die Überwachung der Entwicklung und Intensivierung von Gewittern ist eine der essentiellen Aufgaben des operationellen Wetterdiensts angesichts von Gefahren wie Blitzschlag, Hagel, Starkwind und Starkniederschlag (Rigo et al., 2010). Bereits in den 40er Jahren gab es schematische Darstellungen von der Struktur und der vertikalen Zirkulation von Gewittern zu den unterschiedlichen Entwicklungsstadien, welche in Abschnitt 2.2.4 beschrieben wurden (Byers, 1949). Durch neue technische Möglichkeiten war es in den letzten Jahren möglich, die Entwicklung von Gewittern und deren Entwicklungsstadien genauer zu beobachten.

Zöbisch (2020) schreibt, dass in Beobachtungsdaten von Satelliten und Radaren die Entwicklungsstadien der Gewitter anhand von Merkmalen identifiziert werden können. In Modellsimulationen (COSMO-DE) kann jedoch oft nicht der aktuelle Entwicklungsstatus einzelner Gewitterzellen erkannt werden. Rigo et al. (2010) beobachteten, dass das Entwicklungs- und das Zerfallsstadium für viele Fallbeispiele unterschiedlicher Konvektionsformen ähnlich lang andauern. Die Dauer des Reifestadiums hängt deutlich von der Intensität des Gewitters ab und macht circa 80 % der gesamten Lebensdauer des Gewitters aus. Die Intensität der Gewitter wurde durch die Blitzrate im Reifestadium definiert. Mit zunehmender Lebensdauer der Gewitter steigt die Intensität an (Rigo et al., 2010; Davini et al., 2012).

Die meisten Blitze werden während des Reifestadiums detektiert, im Entwicklungsstadium werden nur 2 % bis 5 % und im Zerfallsstadium 10 % bis 15 % aller Blitze, die mit dem gesamten Gewitter einhergehen, beobachtet (Rigo et al., 2010). Zwischen der Dauer des Reifestadiums und der logarithmischen

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

Anzahl an Blitzen im Reifestadium besteht eine positive Korrelation. Während die maximalen Reflektivitäten im Reifestadium erreicht werden, fällt der größte Anteil des konvektiven Niederschlags bereits im Entwicklungsstadium. Mit fortschreitender Entwicklung des Gewitters und der Ausbildung des Amboss nimmt der stratiforme Niederschlag zu und der konvektive Niederschlag immer weiter ab (Rigo et al., 2010). Davini et al. (2012) hingegen fand in einer Statistik, die alle Gewitter in Nordwestitalien über einen Zeitraum von sechs Jahren enthält, den maximalen Niederschlag zum gleichen Zeitpunkt wie die maximalen Reflektivitäten, ungefähr in der Mitte der zeitlichen Entwicklung des Gewitters. Dabei folgt die Entwicklung der Reflektivität und Zellfläche parabelförmigen Funktionen (Wilhelm, 2022; Davini et al., 2012). Weiter beobachteten Davini et al. (2012), dass die maximale Sturmfläche erst gegen Ende des Lebenszyklus erreicht wird.

Davini et al. (2012) schreiben, dass anhand der Reflektivität zu Beginn des Gewitters abgeschätzt werden kann, welche Intensität und Lebensdauer das Gewitter erreichen wird. Z.B. bei geringen Reflektivitäten unter 45 dBZ in den ersten 20 Minuten des Gewitters, wird sich das Gewitter mit einer Wahrscheinlichkeit von 90 % innerhalb der nächsten 10 Minuten auflösen. Umgekehrt kann bei einem schnellen Anstieg der Reflektivitäten eine längere Lebensdauer und höhere Intensität des Gewitters erwartet werden. Intensive Hagelgewitter zeigen zu Beginn ihres Lebenszyklus eine schnellere Intensivierung als schwächere Hagelgewitter (Nisi et al., 2018). Dabei wurde die Intensität über die Hagelwahrscheinlichkeit und die geschätzte maximale Hagelkorngröße bestimmt. Wilhelm et al. (2023) schreiben, dass sich die horizontale Zellfläche zu Beginn des Lebenszyklus am besten dafür eignet, um die maximale Zellfläche und die Lebensdauer des Gewitters vorherzusagen. Courtier et al. (2019) ergänzen, dass bei Einzellzellen circa 15 Minuten vor den ersten Blitzen ein deutlicher Anstieg in der Fläche mit hohen Reflektivitäten zu beobachten ist. Aber auch der mittlere Wind in der mittleren Troposphäre und die vertikale Windscherung sind geeignete Parameter um kurzlebig von langlebigen Zellen zu unterscheiden (Wilhelm et al., 2023).

Superzellen entstehen häufig in der Umgebung der Alpen, da dort thermische Windsysteme der darüber liegenden synoptischen Strömung entgegenwirken können, wodurch eine hohe Windgeschwindigkeits- und Richtungsscherung hervorgerufen werden kann (Scheffknecht et al., 2017). Superzellen haben höhere Blitzraten, Reflektivitäten, Zuggeschwindigkeiten und größere Ausdehnungen als Einzel- oder Multizellen (Wapler, 2021). Wie bei den anderen Organisationsformen, nehmen Reflektivitäten, Blitzrate und Intensität des Gewitters mit zunehmender Lebensdauer zu. Außerdem wachsen Superzellen deutlich schneller als nicht mesozyklonale Gewitter mit ähnlichen Lebensdauern (Wapler, 2021). Je größer die Intensität der Windscherung in der unteren Schicht der Atmosphäre zu Beginn der Superzellenentwicklung und auch während des Reifestadiums ist, desto längere Lebensdauern erreichen Superzellen (Bunkers et al., 2006). Die Windscherung unterstützt dann die dynamische Aufrechterhaltung der Superzelle (Davenport, 2021). Weisen Superzellen zu Beginn des Lebenszyklus keine Blitze auf, haben sie während ihrer gesamten Lebensdauer weniger Blitze und sind kleiner als Superzellen, die bereits zu Beginn blitzen (Wapler, 2021). Die meisten Blitze konzentrieren sich im Bereich des Zellzentrums. Die

Blitzrate ist asymmetrisch zur Lebensdauer der Superzelle. Am Ende des Lebenszyklus werden meist noch mehr Blitze detektiert als zu Beginn der Zellentwicklung. Das Maximum der Blitzrate wird erst nach dem Maximum der Sturmgröße erreicht. Die Entwicklung der Superzellgröße ist symmetrisch, der Median der Zellgröße steigt bis zur Hälfte der Lebensdauer an und nimmt anschließend wieder ab (Wapler, 2021).

2.2.5. Hochreichende Konvektion in Südwestdeutschland

Zum Thema Konvektion wurden in Mitteleuropa bereits einige Messkampagnen durchgeführt (Tabelle 2.1). Im Rahmen von COPS wurde basierend auf Radarprodukten (Kapitel 4.2) eine Statistik von Gewitterauslösungen und Zugbahnen für die Jahre 2000 bis 2006 und das Jahr 2008 in Südwestdeutschland erstellt (Weckwerth et al., 2011). Mit Hilfe von Blitzmessungen wurden räumliche Verteilungen von Gewittern über noch längere Zeiträume für die Region erstellt (Piper and Kunz, 2017). Bereits erstellte räumliche Verteilungen von Gewittern und Gewitterinitiierungen werden im folgenden Unterkapitel diskutiert. Die Verfügbarkeit von hochauflösten Basisdaten der operationellen DWD Radare in Form von Volumendatensätzen ab 2017 ermöglicht nun eine detailliertere Analyse der Gewitter in Südwestdeutschland, z.B. entlang ihrer Pfade, wie sie teilweise schon in anderen Regionen durchgeführt wurde (Kapitel 2.2.4). Auch eine Radar-basierte Untersuchung der Dynamik wird in Südwestdeutschland erst mit dem neuen Basisdatensatz möglich.

Verschiedene Aspekte der Auslösung von Gewittern wurden für viele Regionen der Erde und auch für Südwestdeutschland untersucht. In Amerika verglichen z.B. Lock and Houston (2014) Umgebungsbedingungen an Initiierungsorten mit Umgebungsbedingungen von nahegelegenen Orten, an denen es nicht zur Initiierung kam. Auch die Initiierung in Abhängigkeit von Gelände, Windrichtung (Schaaf et al., 1988) oder Konvergenzlinien wurde untersucht (Wilson and Schreiber, 1986). Außerdem gibt es viele Modellstudien, die die Ursachen einer Gewitterinitiierung meist für Fallstudien untersuchten (Lean et al., 2009; Kirshbaum, 2011, 2022). Kottmeier et al. (2008) untersuchten Initiierungsmechanismen in Südwestdeutschland anhand von Fallbeispielen im Rahmen von COPS (Tabelle 2.1). Aus den unterschiedlichen Arbeiten lassen sich Initiierungsmechanismen ableiten, die in Kapitel 2.2.3 zusammengefasst sind. Allerdings gibt es bisher noch keinen Ansatz, die Mechanismen automatisch zu quantifizieren, was für eine Verbesserung der Vorhersage hilfreich sein könnte (Kirshbaum et al., 2018). Im zweiten Unterkapitel dieses Abschnitts werden aktuelle Erkenntnisse zur Auslösung von Gewittern diskutiert.

Räumliche Verteilung von Gewittern und Gewitterinitiierungen

Die meisten Gewittertage in Deutschland gibt es im Bayrischen Alpenvorland und an den Alpen (Piper and Kunz, 2017; Piper et al., 2019; Mohr et al., 2019). Auch die meisten Blitze werden in der Alpenregion gemessen (Finke and Hauf, 1996; Piper et al., 2019; Manzato et al., 2022). Finke and Hauf (1996); Augenstein (2025) zeigen ein lokales Blitzmaximum im Bereich des Schwarzwalds auf und fand heraus,

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

dass insbesondere das Lee des Schwarzwalds eine bevorzugte Region für die Initiierung von Gewittern ist. Auch Weckwerth et al. (2011) zeigten basierend auf einer neunjährigen Radarklimatologie, dass Gewitter überall in Südwestdeutschland entstehen können, aber dass es bevorzugt im Bereich der Vogesen, des Schwarzwalds und der Schwäbischen Alb zur Initiierung von Gewittern kommt. Die jährliche Variabilität der Anzahl und Verteilung von Gewitterinitiierungen und Gewittern ist hoch (Weckwerth et al., 2011; Lock and Houston, 2015; Piper and Kunz, 2017). Oftmals sind Maxima erst zu erkennen, wenn ein ausreichend langer Zeitraum betrachtet wird (Piper and Kunz, 2017). Je nach Methode, wie ein Gewittertag mittels Blitzen definiert wird, können sich die Verteilungen der Gewittertage deutlich voneinander unterscheiden (Wapler, 2013).

Schwere Gewitter werden im Schwarzwald circa zwei Stunden früher am Tag ausgelöst als in Tälern (Weckwerth et al., 2011). Hagelstürme treten am häufigsten in Südwestdeutschland in einer Region südlich von Stuttgart auf, jedoch weisen die Zugbahnen von Hagelstürmen erhebliche räumliche und zeitliche Variabilitäten auf (Schmidberger, 2018; Puskeiler et al., 2016). Im Allgemeinen weisen die Verläufe von Zugbahnen von Gewittern deutlich stärkere Variabilitäten auf als die Maxima der Gewitterinitiierungen, welche meist an Berge mittlerer Höhe gebunden sind (Bertram and Mayr, 2004). Die höhere Variabilität in den Zugbahnen der Gewitter kommt dadurch zustande, dass die Verlagerung der Gewitter variabel ist. Sie wird durch den mittleren Wind in der freien Atmosphäre, durch mit Konvektion einhergehenden Fronten, Böenlinien oder Konvergenzen, durch die Produktion neuer Zellen infolge von Abwinden und bei Superzellen durch die Eigendynamik der Zelle bestimmt (Klose, 2016). Die Verteilungen der Gewittertage, der Gewitterinitiierungen und der Blitze zeigen, dass im Süden Deutschlands häufig Konvektion beobachtet werden kann.

Zum besseren Verständnis von Gewittern in Hinblick auf deren Auslösung, Dynamik und Verlauf mit dem Ziel die Gewitterentstehungen und Intensivierungen besser vorherzusagen, wurden in Mitteleuropa bereits einige Messkampagnen und Projekte durchgeführt. Einige Messkampagnen, die zum Thema Konvektion durchgeführt wurden, sind in Tabelle 2.1 zusammengefasst.

Auslösung von Gewittern

Die Auslösung von Gewittern im süddeutschen Raum wird begünstigt durch eine trogvorderseitige Lage, die eine Südwestströmung verursacht und warme, feuchte Luft advehiert (Piper et al., 2019; Hagen and Finke, 1999; Wapler and James, 2015). Auch eine Blocking Lage über der Ostsee begünstigt Gewitterentstehungen in Südwestdeutschland (Mohr et al., 2019). Die großräumige Wetterlage beeinflusst nicht nur die Anzahl der Gewitterinitiierungen sondern auch die Eigenschaften der Gewitter wie z.B. Zuggeschwindigkeit und Niederschlagsintensität (Wapler and James, 2015).

Dass die Auslösung von Gewittern bevorzugt in den Regionen der Mittelgebirge stattfindet, ist nicht überraschend. Berge haben sowohl auf die Gewitterauslösung als auch auf deren Entwicklung einen erheblichen Einfluss (Davolio et al., 2006). Orographische Erhebungen können sowohl thermisch als auch dynamisch Luft zum Aufstieg erzwingen und somit Konvektion auslösen (Kapitel 2.2.2). Außerdem wird

häufig Konvergenz und somit Hebung durch orographische Eigenschaften erzeugt (Hagen et al., 2011). Mit der Unterstützung von Hangaufwinden, kann sich Konvektion bilden, die auf die Berggipfel beschränkt ist (Meißner et al., 2007).

Simulationen zeigen, dass vor allem drei physikalische Effekte bei der Entstehung von Konvektion im Schwarzwald eine große Rolle spielen: Die starke Erwärmung von hoch gelegenen Flächen, Konvergenzlinien, die durch thermische Winde entstehen, und Kaltluftausflüsse, die sekundäre Konvektion auslösen (Bennett et al., 2011). Das Zusammenspiel verschiedener Initiierungsprozesse auf unterschiedlichen Skalen entscheidet, ob Konvektion ausgelöst wird, oder ob es bei ruhigem Wetter bleibt (Corsmeier et al., 2011). Wird Luft durch Konvergenzlinien zum Aufsteigen gezwungen, kann hochreichende Konvektion trotz einer geringen CAPE und einer hohen CIN ausgelöst werden (Barthlott et al., 2011). Es besteht Einigkeit darüber, dass die Entstehung von Konvergenzlinien ein Produkt aus Windfeld und Orographie ist und die Lage der Konvergenzlinie den Ort der Konvektionsauslösung innerhalb der ausgedehnten warmen und feuchten Gebiete bestimmt (Bennett et al., 2011; Hagen et al., 2011). Da die Lage von Konvergenzen stark durch die Orographie beeinflusst wird, häufen sich Initiierungen in einigen Regionen (Geerts et al., 2008). Es konnten einige Zeit vor der Initiierung hochreichender Konvektion im Schwarzwald Konvergenzlinien mit Hilfe von Radar, Sodar und Lidar in der Entstehungsregion beobachtet werden (Kottmeier et al., 2008). Allerdings konnten auch ausgeprägte Konvergenzen an Tagen beobachtet/modelliert werden, an denen es nicht zur Konvektionsauslösung kam. Eine ausgeprägte Konvergenz führt nicht zwangsläufig zur Auslösung von Konvektion (Geerts et al., 2008; Siegmann, 2022; Khodayar Pardo, 2015). Eine entscheidende Rolle scheint dabei die Mächtigkeit der bodennahen Windkonvergenz zu spielen und ob diese zusätzlich durch eine orographische Aufwärtsströmung (z.B. Hangaufwinde) unterstützt wird (Marquis et al., 2021). Jedoch konnte kein Zusammenhang zwischen der Intensität der Konvergenz in den unteren Höhen und der Auslösung von Konvektion gefunden werden (Wakimoto and Murphrey, 2010). Der stärkste Aufwind, der während der Fallbeispiele mittels Dual-Doppler gemessen wurde, war mit dem Nichteintreten von hochreichender Konvektion verbunden. Neben der Konvergenz sind bodennahe Feuchte und Temperatur sowie Divergenzen in größeren Höhen von großer Bedeutung (Meißner et al., 2007). Ein Fallbeispiel von CSIP (Tabelle 2.1) zeigt, dass die Konvektion, die unter anderem durch eine durch Umströmung von Bergen verursachte Konvergenz im Lee der Berge ausgelöst wurde, auf eine Höhe von knapp 6 km begrenzt blieb, da darüber trockene Luftsichten vorhanden waren (Russell et al., 2009).

2. Grundlagen und aktueller Stand der Forschung

Tab. 2.1.: Übersicht einiger Messkampagnen mit dem Ziel Gewitter besser zu verstehen und vorherzusagen

Kampagne	Region	Zeitraum	Instrumente	Ziel
Swabian MOSES (Modular Observation Solutions for Earth Systems, Kunz et al., 2022) 2021 + 2023	Neckartal, Schwarzwald, Schwäbische Alb	Mai 2021 – Oktober 2021; Mai 2023 – Oktober 2023	Doppler Lidar Netzwerk, X-Band Radar, C-Band Radar, Meteorologische Stationen, Energiebilanzstationen, Flugzeug, Radiosonden, Aerosol Wolkenkammer, COSMO-Simulationen	Die gesamte Ereigniskette (Entstehung, Entwicklung, Auswirkungen) von Gewittern untersuchen.
COPS (Convective and Orographic Storms, Wulfmeyer et al., 2008)	Südwestdeutschland/ Ostfrankreich	Juni 2007 – August 2007	Radar, Radiosonden, Flugzeug, Meteorologische Stationen, hochauflösende mesokalige Modellsimulationen	Wechselwirkung zwischen Orographie und Konvektion besser verstehen. Qualität der Vorhersagen von orographisch erzeugter Konvektion verbessern.
FESSTVaL (Field Experiment on Submesoscale Spatio-Temporal Variability in Lindenbergs, Hohenegger et al., 2023)	Lindenberg	Mai 2021 – August 2021	Cold pool logger, Wetterstationen, Bodensensorsysteme, Doppler Lidare, Mikrowellen Radiometer, X-Band Radar	Messung, Quantifizierung und Validierung von submesoskaliger Variabilität mit Fokus auf Kaltluftausflüssen.
MAP (The Mesoscale Alpine Programme, Volkert et al., 1996; Volkert, 2005)	Europäische Alpen	1995 – 2005	Operationelle meteorologische Stationen, hydrometeorologisches Netzwerk, gezielte Kurzzeitmessungen, Modellsimulationen	Besseres Verständnis von dreidimensionalen Zirkulationsmustern in der Umgebung von Bergen und treibenden Prozessen der Starkniederschlagsentstehung über komplexer Orographie.
CSIP (Convective Storm Initiation Project, Browning et al., 2007)	Süddengland	2004 – 2005	Große Anzahl von Instrumenten am Boden, 2 instrumentierte Flugzeuge, bodengestützte Fernerkundungsinstrumente, zahlreiche Sonden, Radarnetzwerk, Meteosat Satellitenbilder, Met Office Simulationen,	Wo, wann und wie bilden sich konvektive Wolken und wann werden sie zu Schauern? Validierung von Simulationen des hochauflösenden Wettermodells des Met Office
VERTIKATOR (Vertical Transports and Orography, Lugauer et al., 2003)	Nördliches Alpenvorland, Schwarzwald	Juni, Juli 2002	Sodare, Lidare und ein Radar-RASS System, Radare, flugzeuggetragenes Windlidar, meteorologisches Stationsnetz, Radiosonden	Quantifizierung konvektiver Transportprozesse über bergigem Gelände

3. Forschungsfragen

Ziel der Arbeit ist es, die Initiierung und Entwicklung von sommerlichen Gewittern in Südwestdeutschland besser zu verstehen. Dazu wird die räumliche und zeitliche Verteilung der Gewitterinitiierungen analysiert, die Häufigkeit einzelner Auslösemechanismen quantifiziert und günstige Umgebungsbedingungen für die Entstehung und Intensivierung der Gewitter identifiziert. Außerdem sollen durch die Analyse der zeitlichen Entwicklung der Gewitter, der Umgebungsbedingungen sowie des Windfeldes in unmittelbarer Gewitternähe nähere Einblicke in den Entwicklungs- und Intensivierungsprozess von Gewittern gewonnen werden. Die Region Südwestdeutschland wurde gewählt, da es im oberen Neckartal ein lokales Maximum an intensiven Gewittern gibt (Kunz and Puskeiler, 2010). Daraufhin wurde in dieser Region die Messkampagne Swabian MOSES durchgeführt (Kunz et al., 2022, Kapitel 6), welche einzigartige Daten zur Untersuchung der Gewitter liefert. Seit 2017 stehen für alle operationellen DWD Radare Basisdaten in Form von Volumendatensätzen zur Verfügung, welche zusammen mit Blitzmessungen und den Swabian MOSES Messungen die Grundlage der Arbeit bilden (Kapitel 4).

Die **Initiierung von Gewittern** ist jener Teil des konvektiven Lebenszyklus eines Gewitters, der bisher am wenigsten verstanden ist und der noch am wenigsten zufriedenstellend vorhergesagt wird (Púćik et al., 2011; Lock and Houston, 2014). Vor allem die Vorhersage des genauen Ortes und Zeitpunkts, an dem Konvektion beginnt, ist noch schwierig (Harrison et al., 2022). Deshalb bedarf es weiterer Untersuchungen, wo und wann Konvektion entsteht und welche weiteren Voraussetzungen gegeben sein müssen, damit Konvektion ausgelöst werden kann. Insbesondere Umgebungsbedingungen vor der Konvektionsinitiierung sollten näher untersucht werden (Groenemeijer et al., 2024). Die Auslösung hochreichender Konvektion kann meist nicht durch einen einzelnen Prozess beschrieben werden, da mehrere komplexe Prozesse zusammenwirken, die auf unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Skalen miteinander interagieren (Corsmeier et al., 2011; Mahlke, 2017). Eine Vielzahl von Umgebungen können Konvektion auslösen (Lock and Houston, 2014). Deshalb kann Konvektionsauslösung auch nicht anhand von 'magischen' Zahlen vorhergesagt werden (Lock and Houston, 2014) und es benötigt noch mehr Verständnis über das Zusammenspiel der Prozesse um Konvektionsvorhersagen zu verbessern.

Für Südwestdeutschland wurde bereits eine siebenjährige Statistik von Gewitterinitiierungen und Gewitterzugbahnen bis ins Jahr 2008 basierend auf Radarprodukten, welche diskrete, interpolierte Daten in fünf bis sieben Reflektivitätsklassen erhalten, erstellt (Kapitel 2.2.5, Weckwerth et al., 2011). Sowohl für Südwestdeutschland als auch für andere Regionen konnte gezeigt werden, dass Berge die Auslösung von Konvektion begünstigen (Schaaf et al., 1988; Bertram and Mayr, 2004; Kirshbaum et al., 2018). Trotzdem werden circa der Hälfte aller Gewitterauslösungen synoptische Ursachen zugrunde gelegt (Grebe,

3. Forschungsfragen

2009; Weckwerth et al., 2011). Die meisten Gewitterinitierungen werden in Süddeutschland Ende Juli um die Mittagszeit beobachtet (Grebe, 2009; Manzato et al., 2022). Dies zeigt, dass auch die thermische Auslösung eine bedeutende Rolle spielt. Für viele Regionen (Kirshbaum et al., 2018) und auch für Südwestdeutschland (Kottmeier et al., 2008) wurden Auslösemechanismen anhand von Beobachtungen und Simulationen charakterisiert. Jedoch wurden diese Mechanismen, mit der Ausnahme von synoptisch angetriebenen Mechanismen, noch nicht automatisch über eine hohe Anzahl an Ereignissen quantifiziert. Da bei der Initiierung von Gewittern viele Prozesse und unterschiedliche Auslösemechanismen zusammenwirken, kann vermutet werden, dass Konvektion in Regionen mit unterschiedlichem Gelände bei verschiedenen Umgebungsbedingungen ausgelöst wird.

Aus den eben genannten Forschungslücken ergeben sich die folgenden Forschungsfragen:

- Wo und wann wird hochreichende Konvektion ausgelöst?
- Wie verteilen sich Gewitterinitierungen in Raum und Zeit?
- Welche Umgebungsbedingungen begünstigen die Initiierung von Gewittern? Gibt es Unterschiede in den Umgebungsbedingungen zum Zeitpunkt der Gewitterinitierung zwischen verschiedenen Regionen?
- Welche Auslösemechanismen spielen im Untersuchungsgebiet eine Rolle und wie häufig kommen sie vor?

In dieser Arbeit wird die bestehende Statistik der Gewitter aktualisiert, erweitert und mit der bestehenden Statistik verglichen (Kapitel 5). Statt Radarprodukten werden Basisdaten in Form von Volumendatensätzen, welche eine höhere Genauigkeit und Qualität aufweisen, zur Erstellung der Statistik verwendet. Für Regionen wie Amerika (Lock and Houston, 2014), China (Yu et al., 2016) oder großräumig für Europa (Morgenstern et al., 2023) wurden bereits Umgebungsbedingungen analysiert, die Gewitterinitierungen begünstigen (Kapitel 2.2.5). Nun wird eine Analyse von günstigen Umgebungsbedingungen zur Auslösung von Konvektion in Südwestdeutschland ergänzt (Kapitel 5.2.4). Außerdem wird hier erstmals eine Methode vorgestellt, mit der vier verschiedene Auslösemechanismen quantifiziert werden können (Kapitel 5.2.6). Durch eine Quantifizierung der Mechanismen könnte die Vorhersage von Gewittern verbessert werden (Kirshbaum et al., 2018).

Viele offene Fragen gibt es in Bezug auf die weitere **Entwicklung von Gewittern** (Groenemeijer et al., 2024). Allen and Allen (2016) schreiben, dass die Intensität eines Gewitters hauptsächlich durch die Umgebungsbedingungen bestimmt wird, welche jedoch für unterschiedliche Regionen genauer analysiert werden sollten. Auch der Einfluss der Orographie auf die Entwicklung, insbesondere die Intensivierung und die Intensität von Gewittern ist noch nicht klar erforscht (Fischer et al., 2024). Außerdem wäre es für die Kurzfristvorhersage nützlich herauszufinden, ob es Gewittereigenschaften gibt, anhand derer zu Beginn des Gewitters die weitere Entwicklung und insbesondere die maximale Intensität abgeschätzt werden kann. Die Intensität von Gewittern und wie häufig schwere Gewitter vorkommen sind wichtige

Informationen für die Bevölkerung, landwirtschaftliche Betriebe und Versicherungen zur Ermittlung von Schadenswahrscheinlichkeiten. Bei zeitiger Vorhersage schwerer Ereignisse können Schäden reduziert werden (Hallegatte, 2012; Merz et al., 2020).

Bisherige Arbeiten zeigen am Beispiel anderer Regionen, dass vor allem CAPE, die vertikale Windscherung und die Stabilität der Atmosphäre darüber entscheiden, ob sich ein Gewitter zu einem schweren Gewitter entwickelt (Yamane and Hayashi, 2006; Schneider and Dean, 2008; Hurlbut and Cohen, 2014; Kahraman et al., 2017). Mit der Region und der Definition der Intensität eines Gewitters, kann sich der Einfluss der Umgebungsbedingungen auf die Gewitterintensivierung unterscheiden (Púčik et al., 2015). In Hinblick auf den Einfluss der Orogaphie auf die Gewitterintensität gibt es widersprüchliche Untersuchungen. Während Feldmann et al. (2023) eine höhere Intensität von Gewittern über Bergland in der Schweiz feststellten und Fluck et al. (2021) eine Häufung von schweren Gewittern im Lee von Bergen fanden, beobachteten Weckwerth et al. (2011) keinen Einfluss der Orogaphie auf die Gewitterintensivierung in Südwestdeutschland.

Im zweiten Teil der Arbeit wird die Entwicklung der Gewitter in Südwestdeutschland im Sommer analysiert und es werden folgende Forschungsfragen aufgestellt:

- Welche Umgebungsbedingungen begünstigen schwere Gewitter?
- Wie verläuft die zeitliche Entwicklung von Gewittern im Mittel?
- Gibt es einen Zusammenhang zwischen Gewittereigenschaften und der Zuggeschwindigkeit bzw. Orogaphie?
- Wie verlaufen die Zugbahnen der Gewitter? Wo gibt es besonders viele starke und schwere Gewitter?

Die seit 2017 verfügbaren Basisdaten der operationellen DWD Radare in Form von Volumendatensätzen ermöglichen nun eine detaillierte Untersuchung der Eigenschaften und der zeitlichen Entwicklung der Gewitter in Südwestdeutschland (Kapitel 5.3), wie es bereits in anderen Regionen durchgeführt wurde (Kapitel 2.2.5).

Im dritten Teil der Arbeit soll der Fokus auf der Untersuchung des **Windfelds in der Umgebung von einzelnen Gewittern** liegen. Richard et al. (2011) zeigten anhand von Fallbeispielen, dass für eine zufriedenstellende Vorhersage von Gewittern eine korrekte Darstellung der dynamischen Antriebe im Modell wichtiger ist als eine korrekte Erfassung der Luftmassenstabilität. Das umgebene Wind- und Feuchtefeld beeinflusst sowohl die Initiierung als auch die weitere Entwicklung von Gewittern (Linder et al., 1999; Groenemeijer et al., 2024). Zum Einfluss des Windfelds auf den Ort der Initiierung gibt es widersprüchliche Ergebnisse. Während Hagen et al. (2011) eine Initiierung von Gewittern im Lee der Vogesen bei starken Westwinden mit hohen Froude Zahlen und eine thermische Auslösung von Gewittern über den Bergrücken der Vogesen bei schwachen Winden und niedrigen Froude Zahlen beschreiben, wird in Kunz and Puskeiler (2010) eine Entstehung von Konvergenz und Gewittern im Lee des Schwarzwalds

3. Forschungsfragen

bei niedrigen Froude Zahlen und einer Umströmung des Schwarzwalds vermutet. Siegmann (2022) modelliert eine Entstehung von Konvergenz und Gewittern im Lee des Schwarzwalds bei niedrigen Froude Zahlen und einer Umströmung des Schwarzwalds bis in 1000 m Höhe, mit einer entkoppelten Strömung darüber. Ein jeweils umgekehrtes Verhalten wird für die Entstehung von Gewittern über dem Berggrücken beschrieben. Eine Verifikation von Konvergenzen während des Entwicklungszyklus von Gewittern mit Beobachtungsdaten wäre wünschenswert. Konvergenz in der unteren Atmosphäre zu messen ist nicht trivial und benötigt einen geeigneten Messaufbau sowie die Anwendung komplexer Methoden, die mit Einschränkungen verbunden sind. Es gibt viele verschiedene Methoden z.B. mittels Messungen von Radaren, Lidaren oder meteorologischen Masten ein Windfeld und die Konvergenz zu bestimmen (Kapitel 2.2.1, Watson et al., 1991; Bousquet and Chong, 1998; Mapes and Lin, 2005; Deierling and Petersen, 2008; Graham et al., 2012; Hildebrand et al., 2012; Cha and Bell, 2021). Werden Radar Multi-Doppler Verfahren auf Messungen mit Messunsicherheiten in einer konvektiven Umgebung angewendet, gibt es viele Herausforderungen (Kapitel 2.2.1). Bei der Bestimmung der zeitlich und räumlich stark variierende Konvergenz und Rotation im Inneren von Konvektion mit mehreren Radaren, ist zu beachten, dass jedes Radar unabhängig misst. Das heißt, dass die Radare aufgrund der Scanmuster und der Geometrie Konvergenz und Rotation an einem festen Ort zu unterschiedlichen Zeitpunkten und in verschiedenen Volumina und somit Auflösungen messen. Deshalb können die Verfahren, die in der Literatur zu finden sind (Kapitel 2.2.1), nicht ohne Weiteres auf den hier vorhandenen Messdatensatz angewendet werden (Kapitel 4.7). Außerdem wurden viele Multi-Doppler Verfahren nur mit Modelldaten oder gar nicht validiert (Kapitel 2.2.1). Aufgrund mangelnder Messungen und geeigneter Methoden war es in der Untersuchungsregion bisher noch nicht möglich, flächendeckend hochauflöste Windfelder und Konvergenzen in der unteren Atmosphäre im Umfeld und im Inneren von Konvektion zu messen.

Im zweiten Teil der Arbeit werden die mittlere zeitliche Entwicklung und mittlere Eigenschaften der Gewitter unabhängig von der Gewitterintensität untersucht. Die räumliche Verteilung von Gewitterpfaden und Umgebungsbedingungen zum Zeitpunkt von Gewitterinitierungen werden zwar in Abhängigkeit der Gewitterintensität analysiert, aber dennoch können anhand dieser Analysen die Gründe für eine Intensivierung einzelner Gewitter noch nicht verstanden werden. Deshalb soll weiter im dritten Teil der Arbeit anhand von Fallbeispielen (Kapitel 7) untersucht werden, welche dynamischen Prozesse mit einer **Intensivierung von einzelnen Gewittern** einher gehen. Dort sollen die folgenden Forschungsfragen beantwortet werden:

- Wie ist mittels Multi-Doppler Verfahren eine zuverlässige Messung des horizontalen Winds in konvektiven Bedingungen möglich?
- Welche Einblicke erlaubt ein Multi-Doppler Verfahren in das Windfeld in konvektiven Systemen?
- Welche dynamischen Bedingungen gehen mit einer Intensivierung von Gewittern einher?

Mit den Basisdaten der DWD Radare können nun auch für Südwestdeutschland hochauflöste Windfelder über große Flächen mit Radar Multi-Doppler Verfahren berechnet werden. In anderen Regionen

konnten wichtige Erkenntnisse über die dynamische Entwicklung von Gewittern mittels Multi-Doppler Verfahren gewonnen werden (Brandes, 1977; Stalker and Knupp, 2002; Trapp et al., 2020). In dieser Arbeit wird ein neuer Multi-Doppler Algorithmus entwickelt, der Radardaten mit Messunsicherheiten und Geschwindigkeitsfaltung verarbeiten kann und automatisch das horizontale Windfeld in Gewittern ermittelt (Kapitel 4.7). Sogar eine plausible Bestimmung der zeitlich und räumlich stark variierenden Konvergenz und Rotation ist mit dem neuen Algorithmus möglich. Die Swabian MOSES Daten ermöglichen eine neuartige, ausführliche Validierung des Multi-Doppler Algorithmus mit Lidar-Messungen über einen Zeitraum von zweieinhalb Monaten (Kapitel 6.5).

Bevor die hier aufgestellten Forschungsfragen beantwortet werden, wird im folgenden Kapitel 4 der umfangreiche Datensatz und dessen Qualitätskontrolle und -korrektur beschrieben. Außerdem werden die verwendeten Methoden wie das Gewittertracking mit TRACE3D, die Fuzzylogik Klassifizierung zur Ermittlung der Gewitterintensitäten und Auslösemechanismen, sowie der neu entwickelte Multi-Doppler Algorithmus zur Berechnung des horizontalen Windfelds im Umfeld von Gewittern vorgestellt. Anschließend wird in Kapitel 5 die Initiierung und Entwicklung von Gewittern aus den Jahren 2017 bis 2023 in Südwestdeutschland diskutiert. In Kapitel 6 werden das für diese Arbeit relevante Hintergrundwissen der Messkampagne Swabian MOSES sowie dessen intensive Beobachtungsperiode 4 zusammengefasst. Außerdem wird dort der in dieser Arbeit entwickelte Multi-Doppler Algorithmus mit Lidar-Messungen der Swabian MOSES Messkampagne validiert. Im letzten Kapitel 7 wird das mit dem Multi-Doppler Algorithmus berechnete Windfeld in der Umgebung von Gewittern in Hinblick auf dessen Initiierung, Entwicklung und Intensivierung für Fallbeispiele analysiert. Abgerundet wird die Arbeit mit einer Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse.

4. Daten und Methoden

Aufgrund der kleinen Zeit- und Raumskalen von Gewittern und der herausfordernden Vorhersage des Gewitterinitiierungsorts (Harrison et al., 2022) sind Messungen am Ort der Gewitterinitiierung und in dessen direkten Umfeld schwierig durchzuführen. Solche Messungen sind teuer und mit großem Aufwand verbunden, wodurch insbesondere in-situ Messungen selten vorhanden sind. Für diese Arbeit steht ein umfangreicher Datensatz an in-situ und Fernerkundungsmessungen zur Verfügung, wovon einige im Rahmen der Messkampagne Swabian MOSES (Kapitel 6) aufgezeichnet wurden.

Zur Identifizierung und Verfolgung von Gewittern wird der Algorithmus TRACE3D (Kapitel 4.5) auf Radarmessungen (Kapitel 4.2) in Form von Volumendatensätzen aus den Jahren 2017 bis 2023 angewendet. Die seit 2017 zur Verfügung stehenden Volumendatensätze beinhalten dreidimensionale, diskrete Radarmessungen und erlauben somit eine präzise Verfolgung und Analyse der Gewitter sowie eine Berechnung des Windfelds in der Umgebung von Gewittern durch einen in dieser Arbeit entwickelten Multi-Doppler Algorithmus (Kapitel 4.7). Während Klimatologien von Gewitterinitierungen und Gewitterpfaden auch mit Radarprodukten erstellt werden können (Weckwerth et al., 2011), ermöglichen die hochauflösten Radarmessungen detaillierte Analysen der verfolgten Gewitter entlang ihrer Pfade. Blitzmessungen (Kapitel 4.3) werden verwendet, um Gewitter von Schauern zu unterscheiden. Zur Beschreibung von Umgebungsbedingungen zum Zeitpunkt von Gewitterinitierungen werden ERA5 Reanalysen (Kapitel 4.4) hinzugezogen. Die Intensität von Gewittern (Kapitel 4.6) wird mittels Fuzzylogik nach Rossi et al. (2014) basierend auf Radarmessungen und Blitzmessungen klassifiziert. Die bekannte Methode der Fuzzylogik Klassifizierung wird in dieser Arbeit erstmals abgewandelt auf ERA5 Reanalysedaten angewendet und zur Klassifizierung von Gewitterauslösemechanismen verwendet (Kapitel 4.6). Zur Analyse der Entwicklung von Gewittern werden sowohl Radarmessungen als auch ERA5 Reanalysedaten verwendet. Um die dynamische Entwicklung und Intensivierung von Gewittern zu untersuchen, wurde im Rahmen dieser Arbeit ein Multi-Doppler Algorithmus entwickelt (Kapitel 4.7), der Radarmessungen mit unterschiedlichen Datenqualitäten verarbeiten und korrigieren kann. Der Multi-Doppler Algorithmus wird mit Lidar-Messungen (Kapitel 4.3) validiert und anschließend auf Messungen von sieben Radaren angewendet, um das Windfeld in der Umgebung von Konvektion zu bestimmen.

In diesem Kapitel 4 werden das Untersuchungsgebiet, die Datengrundlage, die Qualitätskorrektur der Messungen und die angewendeten Methoden beschrieben.

4. Daten und Methoden

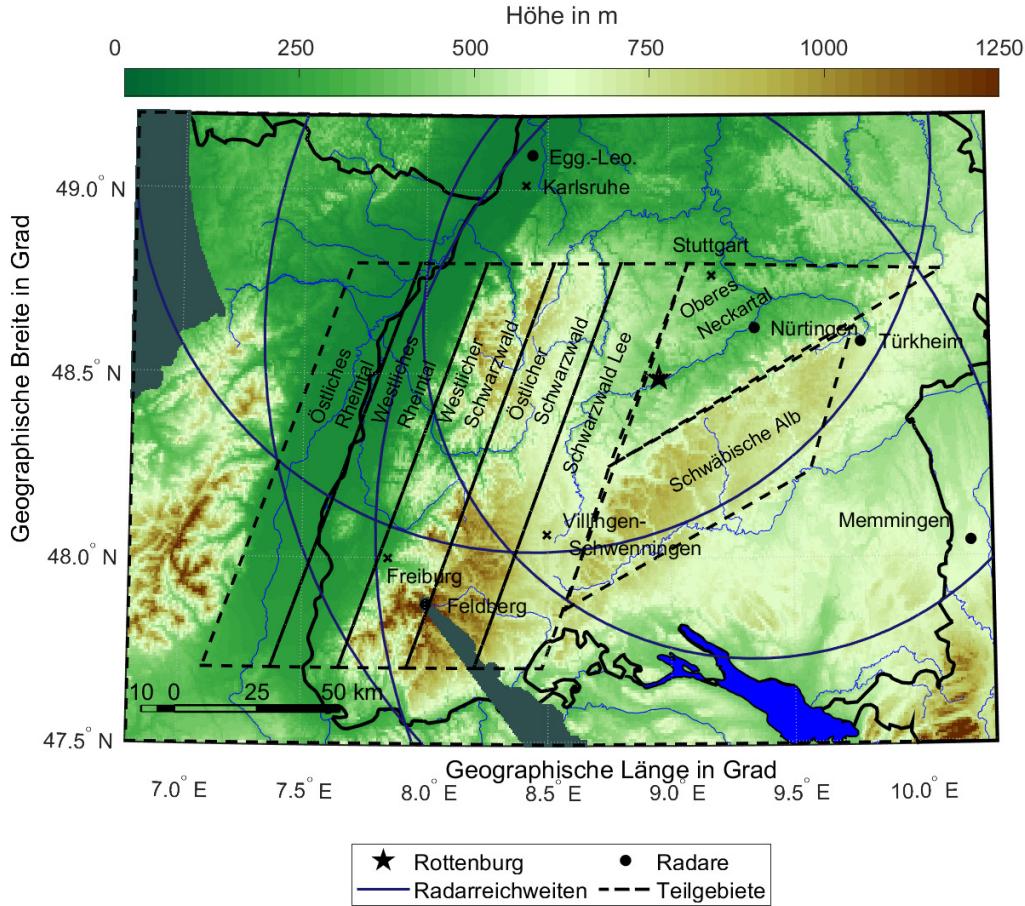


Abb. 4.1.: Einteilung des Swabian MOSES Untersuchungsgebiets in sieben flächengleiche Regionen mit einer Fläche von jeweils 2400km^2 . Der schwarze Stern markiert Rottenburg. Die schwarzen Punkte zeigen die Standorte der vier Radare. Bereiche, in denen nicht ein Radar mindestens drei Elevationsscans bis in eine Höhe von 6 km durchführt, werden aus dem rechteckigen Untersuchungsgebiet exkludiert (dunkelgrau eingefärbt).

4.1. Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet befindet sich in Südwesdeutschland (Abb. 4.1). Diese Region wurde gewählt, da im oberen Neckartal ein lokales Maximum an Hagelstürmen beobachtet wurde (Kunz and Puskeiler, 2010). Mittelgebirge wie die Vogesen, der Schwarzwald und die Schwäbische Alb sowie Flusstäler wie z.B. das Rheintal, und das Neckartal prägen die Landschaft, sodass sich die Region durch eine komplexe Orographie auszeichnet. Bereiche, in denen ein Radar nicht mindestens drei Elevationsscans bis in eine Höhe von 6 km durchführt, werden aus dem rechteckigen Untersuchungsgebiet exkludiert (grau eingefärbt). Für spätere regionale Analysen wurden sieben flächengleiche Teilgebiete mit Flächen von jeweils 2400km^2 definiert. Die Einteilung wurde so gewählt, dass die Mittelgebirge und dominante Täler zusammengefasst werden. Die genauen Koordinaten sind in Tabelle 4.1 aufgelistet.

Tab. 4.1.: Koordinaten zur Einteilung der Regionen aus Abb. 4.1 Außerdem die Abkürzungen der Regionsnamen, die in den weiteren Abbildungen verwendet werden. Jede Region hat eine Fläche von 2400 km².

Region	Abkürzung	Koordinaten der Eckpunkte in °O und °N			
Westliches Rheintal	W. Rhein.	7.700	48.800	7.975	48.800
Östliches Rheintal	O. Rhein.	7.975	48.800	8.250	48.800
Westlicher Schwarzwald	W. Schw.	8.250	48.800	8.525	48.800
Östlicher Schwarzwald	O. Schw.	8.525	48.800	8.800	48.800
Schwarzwald Lee	Schw. Lee	8.800	48.800	9.075	48.800
Oberes Neckartal	O. Neckar	9.075	48.800	10.120	48.800
Schwäbische Alb	Schw. Alb	8.750	48.250	9.750	48.625
				9.570	48.236
				8.570	47.861

4.2. C-Band und X-Band Dopplerradare

Die Datengrundlage für die Verfolgung der Gewitter mittels TRACE3D (Kapitel 4.5) und die Multi-Doppler-Analysen (Kapitel 4.7) zur Erfassung der Dynamik von Gewittern bildeten C-Band-Radarmessungen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT, Kapitel 4.2, Tab. 4.2). Für das Jahr 2021 wurden zusätzlich X-Band-Radarmessungen, die im Rahmen der Messkampagne Swabian MOSES (Kapitel 6) gemessen wurden, verwendet. Außerdem ergänzen C-Band-Radarmessungen vom Radar Albis von MeteoSchweiz diesen Datensatz für Multi-Doppler-Analysen. Bevor Radarmessungen meteorologisch genutzt werden können, müssen aufgrund der Messweise des Radars (Kapitel 2.1.2) Datenqualitätskontrollen und Korrekturen durchgeführt werden. Die C-Band-Radarmessungen des DWD werden bereits qualitätskorrigiert durch den DWD (Kapitel 4.2.2) zur Verfügung gestellt. Der Signalprozessor des KIT C-Band-Radars führt am Radarstandort eine erste Qualitätskorrektur durch und es wurden in dieser Arbeit keine zusätzlichen Qualitätskorrekturen vorgenommen. Die X-Band-Radarmessungen der Messkampagne Swabian MOSES wurden eigenständig qualitätskorrigiert (Kapitel 4.2.3). Die MeteoSchweiz Radarmessungen wurden nicht qualitätskorrigiert, da der Multi-Doppler-Algorithmus rohe Radialgeschwindigkeiten verarbeiten kann.

4.2.1. Datenverfügbarkeit der Radare

In dieser Arbeit wurden Messungen von insgesamt sieben Dopplerradaren verwendet. Dabei handelt es sich um vier C-Band-Radare, die vom DWD auf dem Feldberg, in Memmingen, in Offenthal und in Türkheim betrieben werden, ein C-Band-Radar, das vom KIT in Eggenstein-Leopoldshafen betrieben wird, ein weiteres C-Band-Radar auf dem Albis von MeteoSchweiz und ein mobiles X-Band-Radar des KIT, das im Rahmen von Swabian MOSES im Sommer 2021 in Nürtingen stand. Die technischen Instrumentendetails der verschiedenen Dopplerradare sind in Tabelle 4.2 zusammengefasst.

Für die Verfolgung der Gewitter mit TRACE3D (Kapitel 4.5) für die Jahre 2017 bis 2023 wurden die fünf C-Band-Radare in Nürtingen, Eggenstein-Leopoldshafen, Feldberg, Türkheim und Memmingen verwendet. Ab dem 26. Juli 2017 stehen Messungen der C-Band-Radare des DWDs in dem in Tabelle 4.2 beschriebenen Format als **Basisdatensatz** zur Verfügung, weshalb die Gewitterklimatologie in Kapitel 5

4. Daten und Methoden

Tab. 4.2.: Technische Instrumentendetails der sieben Dopplerradare.

Radarmame	Nürtingen	Eggenstein-Leopoldshafen	Feldberg, Türkheim, Memmingen, Offenthal	Albis
Verwendung	Tracking, Multi-Doppler	Tracking, Multi-Doppler	Tracking: Feldberg, Türkheim, Memmingen; Multi-Doppler: Feldberg, Türkheim, Memmingen, Offenthal	Multi-Doppler
Betreiber	KIT	KIT	DWD	MeteoSchweiz
Typ	Meteor 50DX, Leonardo Germany	DWSR/2501/C, EEC (USA)	DWSR/5001/SDP/CE, EEC (USA)	Radar des Herstellers Selex
Koordinaten ($^{\circ}$ N, $^{\circ}$ O)	48.6279, 9.3005	49.0939, 8.4363	47.8736, 8.0036; 48.5854, 9.7827; 48.0421, 10.2192	47.2843, 8.5123
Höhe (m ASL)	377	148	49.9847, 8.7129	938
Sendefrequenz	9370 MHz (X-Band)	5610 MHz (C-Band)	1516; 768; 724	5450 MHz (C-Band)
Pulsdauer	0.3 - 3.3 μ s	0.4 - 2.0 μ s	0.2 - 3.0 μ s	0.58 μ s
PRF	1000 Hz	1180 Hz	798 - 2395 Hz	600 - 1500 Hz
Messweite	100 km	100 km	150-180 km je nach Scan	27-246 km je nach Scan
Nyquistgeschw. (ms^{-1})	24	46	33	8-21 je nach Elevation
Zeitliche Auflösung	5 min	5 min	5 min	5 min
Radiale Auflösung	500 m	500 m	250 m	500 m
Antennendurchmesser	1.8 m	4.2 m	4.2 m	4.2 m
Strahlbreite	1.35 $^{\circ}$	0.98 $^{\circ}$	0.95 $^{\circ}$	1.00 $^{\circ}$
Elevationen ($^{\circ}$)	0.7, 1.2, 2.5, 3.8, 5.3, 7.4, 10.4, 14.6, 20.4,	0.4, 1.1, 2.0, 3.0, 4.5, 6.0, 7.5, 9.0, 11.0, 13.0,	5.5, 4.5, 3.5, 2.5, 1.5, 0.5, 8.0, 12.0, 17.0, 25.0; 90.0	-0.2, 0.4 1.1 1.6 2.5 3.5 4.5 5.5 6.5 7.5 8.5 9.5 11 13 15 20 25 30 35 40
Scanmodus	Volumenscan mit 10 Elevatoren	Volumenscan mit 14 Elevationen	Niederschlagsscan (orographieabhängig), Volumenscan mit 10 Elevationen, 90 $^{\circ}$ -Scan	Volumenscan mit 20 Elevationen

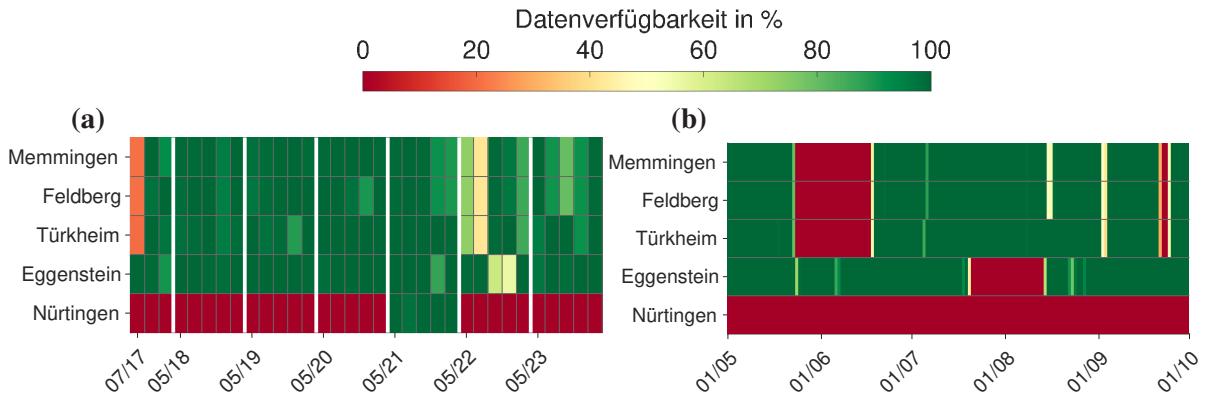


Abb. 4.2.: Datenverfügbarkeit an Reflektivitätssmessungen der fünf Dopplerradare, die für das Tracking der Gewitter verwendet werden, für die Monate Mai bis September in den Jahren 2017 bis 2023 (a) und für das Jahr 2022 (b).

im Jahr 2017 beginnt. Die Basisdaten beinhalten Reflektivitätssmessungen in Form von dreidimensionalen Volumendatensätzen in Kugelkoordinaten. Erst dadurch wird eine detaillierte Analyse der Gewitter und die Berechnung eines hoch aufgelösten Windfelds mittels Multi-Doppler möglich. Die Basisdaten werden vom DWD mit dem Softwarepaket POLARA (Kapitel 4.2.2) qualitätskorrigiert. Vor 2017 gab es **Radarprodukte**, die interpolierte Messungen in fünf bis sieben Reflektivitätsklassen beinhalteten und deren Qualität und Auflösung nicht an den neuen Basisdatensatz heranreichen.

Bis auf das Jahr 2022 gab es vereinzelt stundenweise Ausfälle einzelner Radarmessungen (Abb. 4.2(a)). Im Jahr 2022 sind Ende Mai bis Mitte Juni keine Messungen des DWD verfügbar, da es am KIT Probleme bei der Speicherung der Daten gab. Mitte Juli bis Mitte August 2022 fiel das C-Band-Radar in Eggenstein-Leopoldshafen aufgrund eines Defekts aus (Abb. 4.2(b)). Das X-Band-Radar lief im Sommer 2021 im Rahmen von Swabian MOSES ohne nennenswerte Ausfälle. Die Radarmessungen der Radare Offenthal und Albis wurden nur für Multi-Doppler-Analysen im Jahr 2021 verwendet und liegen dort vollständig vor.

Nördlich und nordwestlich des mobilen X-Band Radars in Nürtingen befanden sich einige Hindernisse, sodass dort vor allem in den unteren Elevationen die Messungen abgeschirmt wurden und nicht verwendbar sind. Dies ist nicht von großer Bedeutung, da das Hauptuntersuchungsgebiet im südlichen Radarsektor liegt und der nördliche Sektor von anderen Radaren wie z.B. dem Radar in Türkheim oder Eggenstein-Leopoldshafen abgedeckt wird.

4.2.2. Qualitätskontrolle der C-Band Dopplerradardaten

Die **operationellen Radarmessungen des DWD** durchlaufen eine automatische Qualitätskorrektur. Dabei wird zunächst ein Datenqualitätsflag vergeben. Anschließend werden basierend auf dem Qualitätsflag Daten entfernt und, wenn möglich, die Lücken wieder gefüllt. Sowohl die in dieser Arbeit verwendeten

4. Daten und Methoden

Reflektivitätsmessungen als auch die Radialgeschwindigkeiten werden korrigiert. Folgende Korrekturen werden durch den DWD durchgeführt (Werner, 2014):

- Flag Erkennung und Entfernung unerwünschter Echos durch den Signal Prozessor mittels Schwellenwerten von Parametern wie z.B. signal noise ratio und signal quality index.
- Entfernung von Speichen Echos, Corrupt Image Detection, Ring Echos, Second Trip Echos, Clutter Blacklisting, Dual-PRF-Unfolding Fehlerkorrektur nach Hengstebeck et al. (2010).
- Identifizierung und Entfernung von Clutter basierend auf Fuzzylogik.
- ZDR Korrektur: Entfernung unplausibler Messungen basierend auf Signal Prozessor Flag und Korrektur des Offsets mittels 90°-Scan nach Gorgucci et al. (1999).
- Dämpfungskorrektur basierend auf einem PHIDP und ZDR Algorithmus beschrieben in Werner and Steinert (2012).
- Speckle Filter und Interpolation kleiner Lücken.
- Bright Band Detektion nach Werner and Steinert (2012).

Das Softwarepaket POLARA (Polarimetrisches Radar), mit dem die Korrekturen für die Radare durchgeführt werden, wird ständig weiterentwickelt. Der hier beschriebene Stand der Qualitätskorrekturen ist aus dem Jahr 2014, da keine neueren Dokumentationen verfügbar sind.

Für das **KIT C-Band-Radar** in Eggenstein-Leopoldshafen wird durch den Signalprozessor eine automatische Filterung der Reflektivität, der Radialgeschwindigkeiten, der differentiellen Phase, der spezifischen differentiellen Phase und der differentiellen Reflektivität durchgeführt. Dies entfernt bereits viele Störechos. Die Dämpfung ist aufgrund ihrer Frequenzabhängigkeit bei einem C-Band-Radar deutlich geringer als bei einem X-Band-Radar, weshalb hier auf eine Dämpfungskorrektur verzichtet wurde.

4.2.3. Qualitätskontrolle der X-Band-Dopplerradardaten

Die Datenqualitätskontrollen und Korrekturen der X-Band-Dopplerradardaten wurden hier nach etablierten Verfahren durchgeführt (Bringi et al., 2007). Die Qualitätskontrolle für mobile Radargeräte ist schwieriger und anspruchsvoller als für fest installierte Radargeräte. Vibrationen und Belastungen während des Transports können die Leistung des Radars (z. B. die Kalibrierung) beeinträchtigen. Darüber hinaus bringt jeder Radarstandort unterschiedliche Fehlerquellen mit sich, wie z. B. Bodenstörungen, Strahlungsblockaden, fremde Strahlungsquellen, Auftreten von Klarluftechos usw.. Zusätzlich können auch die meteorologischen Bedingungen variieren und neue Merkmale auftreten, die mit diesem Instrument sonst nicht beobachtet werden. Genau wie bei den C-Band-Radaren wird auch bei dem X-Band-Radar eine erste automatische Qualitätsfilterung der Reflektivität, der Radialgeschwindigkeiten, der differentiellen Phase, der spezifischen differentiellen Phase und der differentiellen Reflektivität anhand von

Schwellenwerten durch den Signalprozessor durchgeführt. Für das mobile X-Band Radar wurden folgende Korrekturen durchgeführt, die in den nächsten Unterkapiteln genauer beschrieben werden:

- Identifizierung und Entfernung nicht-meteorologischer Signale wie Bodenechos, Klarluftechos und Spike Signale, Interpolation der entstandenen Datenlücken
- Korrektur des Offsets der differentiellen Reflektivität
- Dämpfungskorrektur für Niederschlag
- Kalibrierung mit Bodenmessungen und Dämpfungskorrektur für das nasse Radom
- Korrektur der Radialgeschwindigkeiten

Identifizierung und Entfernung nicht-meteorologischer Signale, Interpolation

Nicht-meteorologische Signale wurden mittels einer Streuer-Klassifizierung, die auf einem Fuzzylogik Algorithmus basiert (Gourley et al., 2007; Dufton and Collier, 2015; Ye et al., 2015), identifiziert. Radarparameter nehmen für die verschiedenen Streuerklassen einen charakteristischen Wertebereich an. Somit kann für jede Radarmessung, basierend auf verschiedenen Radarparametern, ein Zugehörigkeitswert zwischen 0 und 1 zu den vier Streuerklassen Bodenechos, Klarluftechos, Spike Signale oder Niederschlag mit Hilfe von Zugehörigkeitsfunktionen (membership functions) bestimmt werden. Es wurden Zugehörigkeitsfunktionen für die sechs Radarparameter Reflektivität Z , differentielle Reflektivität Z_{DR} , Korrelationskoeffizient ρ_{HV} und den Strukturparametern (Gleichung 2.14) von differentieller Reflektivität $\sigma(Z_{DR})$, differentieller Phase $\sigma(\phi_{DP})$ und Korrelationskoeffizient $\sigma(\rho_{HV})$ ermittelt.

Für die Bestimmung der Zugehörigkeitsfunktionen der sechs Radarparameter wurden zunächst für die drei Streuerklassen Bodenechos, Klarluftechos und Niederschlag Zeiträume herausgesucht, an denen der jeweilige Streuer dominiert. Anschließend wurden Häufigkeitsverteilungen der sechs Radarparameter für jeden der drei ausgewählten Zeiträume erstellt (Abb. 4.3 a, c, e, g, i, k). Die Zugehörigkeitsfunktion ist eine trapezförmige Funktion mit Werten zwischen 0 und 1. Die Zugehörigkeitsfunktionen sind ein Produkt aus der jeweiligen Häufigkeitsverteilung und meteorologischem Wissen (Abb. 4.3 b, d, f, h, j, l). Basierend auf Erfahrung werden die Zugehörigkeitsfunktionen angepasst, sodass die Zugehörigkeitsfunktionen von den Häufigkeitsfunktionen abweichen können. Ein Beispiel ist hier die Zugehörigkeitsfunktion der Reflektivität, die so erweitert wurde, dass auch sehr hohe Reflektivitäten, die in starken Gewittern vorkommen, noch als Niederschlag klassifiziert werden, damit Extremevents nicht ausgeschlossen werden (Abb. 4.3a, b). Außerdem ist eine saubere Trennung von nicht-meteorologischen Echos bei der Erstellung der Häufigkeitsverteilungen nicht möglich. Oft treten Bodenechos und Klarluftechos gemeinsam auf, sodass bei der Ableitung der Zugehörigkeitsfunktionen aus den jeweiligen Häufigkeitsverteilungen nur der zur jeweiligen Streuerklasse gehörende dominierende Anteil betrachtet wurde. Im Falle mehrerer dominierender Streuer in einer Häufigkeitsverteilung wurde nur jener Teil der Häufigkeitsverteilung

4. Daten und Methoden

betrachtet, der zur zugehörigen Streuerklasse gehört. Dies kann dazu führen, dass die Zugehörigkeitsfunktionen von den Häufigkeitsverteilungen abweichen (Abb. 4.3 a, c, g, l). Die Häufigkeitsverteilung der differentiellen Phase ϕ_{DP} ist stark verrauscht (Abb. 4.3 k). Deshalb wurden die Grenzen der zugehörigen Zugehörigkeitsfunktionen durch geschicktes Ausprobieren ermittelt (Abb. 4.3 l), wobei die meteorologischen Eigenschaften von ϕ_{DP} berücksichtigt wurden (Kapitel 2.1.1). Die Zugehörigkeit M_i zur Streuerklasse $i = 1, 2, 3$ ergibt sich aus der gewichteten Summe aller Zugehörigkeitsfunktionswerte $M_{i,j}$ der sechs Radarparameter $j = 1, 2, 3, 4, 5, 6$, die eine Funktion der Radarmessung x_j sind:

$$M_i = \sum_j w_j M_{i,j}(x_j). \quad (4.1)$$

Das Maximum der Zugehörigkeit M_i bestimmt die zugeordnete Streuerklasse. Wir wählten für die Gewichte $w_Z = 2$, $w_{Z_{DR}} = 1$, $w_{\rho_{HV}} = 1$, $w_{\sigma(Z_{DR})} = 1$, $w_{\sigma(\phi_{DP})} = 2$ und $w_{\sigma(\rho_{HV})} = 1$, da die Reflektivität ein wichtiger Parameter ist und da sich die Zugehörigkeitsfunktionen der Struktur der differentiellen Phase für die drei Streuer deutlich unterscheiden. Zum Schluss wurde anhand von Beispielen überprüft, dass mit Hilfe der Zugehörigkeitsfunktionen möglichst viele nicht-meteorologische Echos eliminiert und möglichst wenige meteorologische Echos entfernt werden.

Anschließend wurden Spike-Signale mit Schwellenwerten der differentiellen Phase ϕ_{DP} und des Signalqualitätsindexes SQI entfernt:

$$Spike = \quad 110^\circ < \phi_{DP} < 345^\circ \quad \& \quad SQI < 0.3. \quad (4.2)$$

Jede Radarmessung bekam ein Flag zugewiesen, das die wahrscheinlichste Streuerklasse angibt. Alle Daten, dessen wahrscheinlichsten Streuerklassen nicht als meteorologische Echos klassifiziert wurden, wurden entfernt und anschließend die dadurch entstehenden Lücken interpoliert. Durch Ausprobieren wurde die folgende Interpolation als zielführend erachtet: Für jede einzelne Elevationsebene wurde iterativ mit dem Mittel aus verfügbaren umliegenden Messungen interpoliert. Im ersten Schritt wurde geprüft wie viele Messungen im direkten Umfeld (Abstand $k = 1$) der Datenlücke verfügbar sind. Gab es mindestens $4k + 2 = 6$ von maximal 8 möglichen umliegenden meteorologische Messungen, wurde der fehlende Wert durch das Mittel der verfügbaren umliegenden Messungen interpoliert. Waren dort auch Datenlücken und nicht mindestens 6 Messungen vorhanden, so wurden zusätzlich die nächsten umliegenden Messungen im Abstand $k = 2$ hinzugezogen und erneut geprüft, ob mindestens $4k + 2 = 10$ umliegende Messungen für die Interpolation des fehlenden Wertes in der Mitte verfügbar waren und anschließend gegebenenfalls durch das Mittel der verfügbaren umliegenden Messungen interpoliert. Dieses Prinzip wurde bis maximal zum Abstand $k = 5$ zur fehlenden Messung wiederholt. Wenn es bis zum Abstand $k = 5$ nicht genügend umliegende Messungen gab, wurde die Lücke nicht geschlossen, um eine

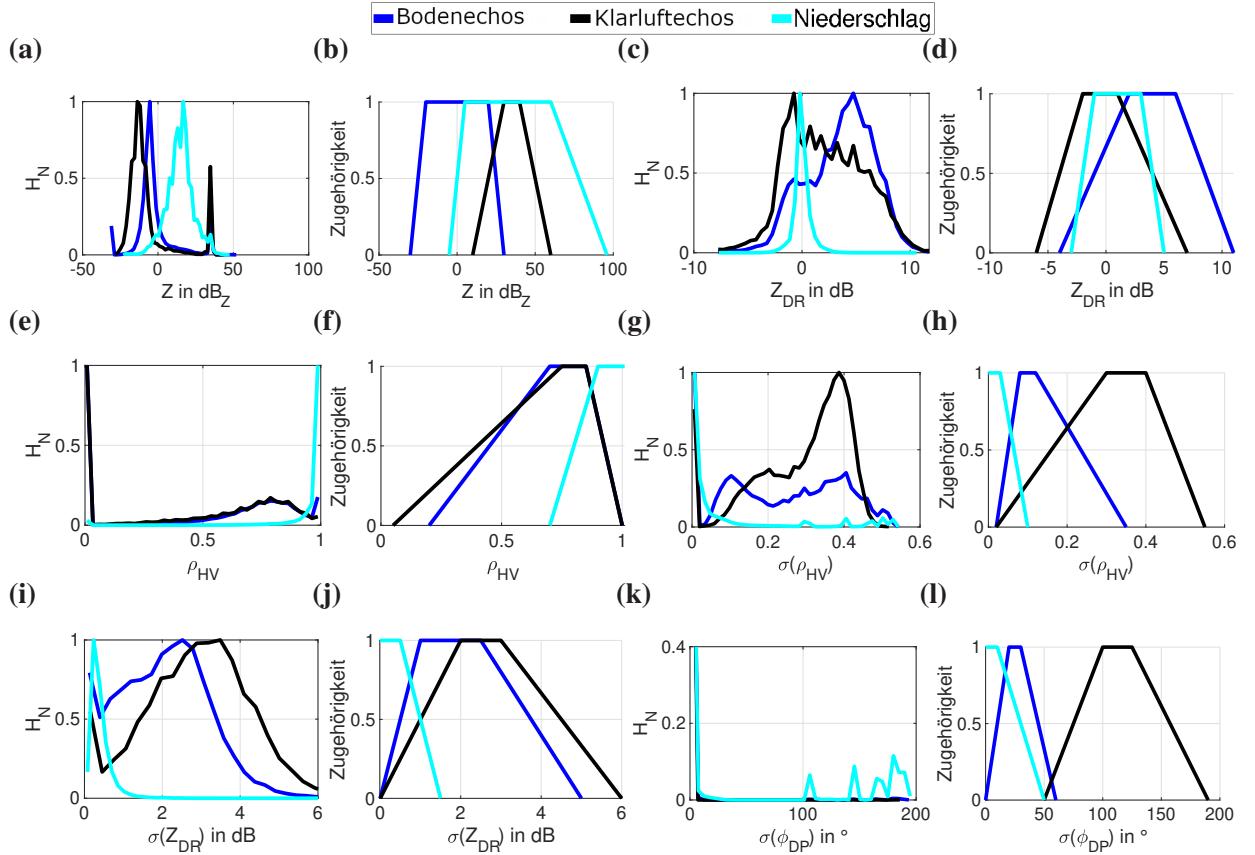


Abb. 4.3.: Normierte Häufigkeiten H_N der sechs Radarparameter Reflektivität Z , differentielle Reflektivität Z_{DR} , Korrelationskoeffizient ρ_{HV} , Struktur σ von ρ_{HV} , Z_{DR} und differentieller Phase ϕ_{DP} in Zeiträumen, an denen jeweils eine der drei Streuerklassen Bodenechos (GC), Klarluftechos (IC) und Niederschlag (PR) dominiert (a, c, e, g, i, k). Aus den Häufigkeitsverteilungen abgeleitete Zugehörigkeitsfunktionen für die drei Streuerklassen und die sechs Radarparameter (b, d, f, h, j, l).

fehlerhafte Interpolation zu vermeiden.

Korrektur des Z_{DR} Offsets

Aufgrund der Radarhardware entsteht ein Z_{DR} Offset (Kapitel 2.1.1). Der Z_{DR} Offset wurde mit einem Verfahren korrigiert, das von Gorgucci et al. (1999) eingeführt wurde. Wird mit dem Radar senkrecht nach oben gemessen, sollten die Reflektivitäten beider Polarisationen identisch sein und die differentielle Reflektivität nimmt somit den Wert Null an. Die Abweichung der mittleren differentiellen Reflektivität des vertikalen Scans vom Wert Null beschreibt den Z_{DR} Offset. Abbildung 4.4a zeigt für senkrecht nach oben gerichtete Scans eine Häufigkeitsverteilung der Z_{DR} Messungen in Abhängigkeit der Reflektivität Z über den gesamten Messzeitraum. Die Verteilung wurde mit unkorrigierten Z und Z_{DR} Messungen erstellt. Deshalb wurde anschließend nur jener Bereich der Verteilung betrachtet, in dem die Streuer überwiegend meteorologischer Herkunft sind. In unserem Fall wurde die Verteilung somit auf $3\text{dB}_Z < Z < 18\text{dB}_Z$ und $-3\text{dB}_Z < Z_{DR} < 3\text{dB}_Z$ beschränkt, da für diese Analyse unkorrigierte

4. Daten und Methoden

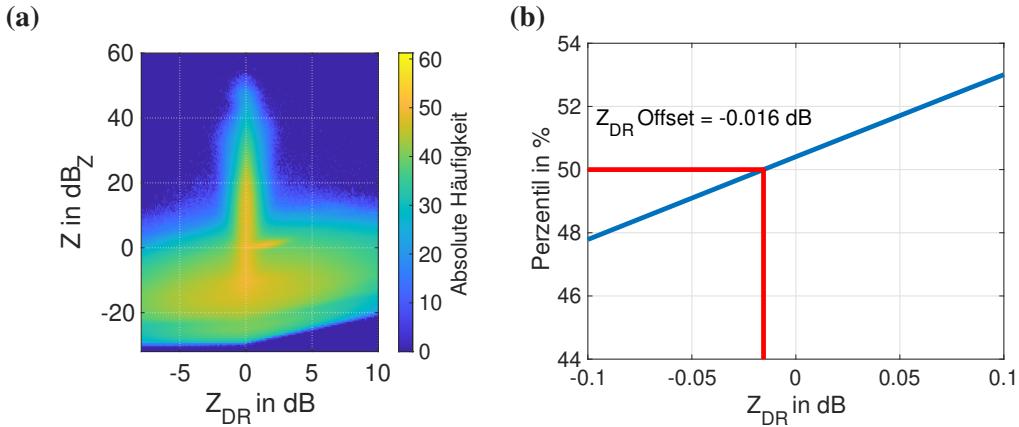


Abb. 4.4.: Häufigkeitsverteilung der differentiellen Reflektivität Z_{DR} in Abhängigkeit der Reflektivität Z vom 1. Mai 2021 bis 4. Oktober 2021 für senkrecht nach oben gerichtete Scans (a). Passend zu (a) die Perzentile der differentiellen Reflektivität (b).

Reflektivitäten verwendet wurden. Bei niedrigeren Reflektivitäten überwiegen Klarluftechos. Die zwei lokalen Maxima bei 0dB_Z und 20dB_Z entstanden vermutlich auch durch nicht-meteorologische Echos in den ersten Entfernungssektoren am Radar. Da die Verteilung jedoch auf $3\text{dB}_Z < Z < 18\text{dB}_Z$ und $-3\text{dB}_Z < Z_{DR} < 3\text{dB}_Z$ beschränkt wurde, spielt dies keine Rolle für die Bestimmung des Z_{DR} Offset. Der Z_{DR} Offset ergibt sich aus der Lage des Medians, welcher bei einer perfekten Kalibrierung bei Null liegen sollte. Für das mobile X-Band Radar in Nürtingen nahmen wir für die Messkampagne Swabian MOSES einen zeitlich konstanten Z_{DR} Offset = -0.016dB an (Abb. 4.4 b).

Dämpfungskorrektur für Niederschlag

Beim Durchgang durch Niederschlag wird die gesendete elektromagnetische Welle des Radars entlang ihres Hin- und Rückwegs gedämpft. Dies führt zur Unterschätzung der Reflektivität in und hinter Niederschlagsgebieten. Die Dämpfung hängt unter anderem vom Wassergehalt in der Atmosphäre und von der Wellenlänge des Radars ab. Das X-Band Radar hat mit seiner Wellenlänge von 3.20 cm eine höhere Auflösung und somit eine stärkere Dämpfung als die langwelligeren C- oder S-Band Radare. Um die Reflektivitätsunterschätzung zu korrigieren, wurde der ZPHI Algorithmus (Marecal et al., 1997; Bringi et al., 2007; Testud, 2000) auf die horizontal und vertikal polarisierten Reflektivitätstypen angewendet. Die ungedämpfte Reflektivität Z an der Stelle r des Radarstrahls wird um die spezifische Dämpfung A entlang ihres Wegs s abgeschwächt, sodass eine verringerte Reflektivität von Z' gemessen wird (Bringi et al., 2007):

$$Z'(r) = Z(r) \exp \left(-0.46 \int_{r_0}^r A(s) ds \right). \quad (4.3)$$

Die spezifische Dämpfung hängt wiederum von der ungedämpften Reflektivität Z ab:

$$A(r) = aN^{1-b} Z(r). \quad (4.4)$$

Die Konstanten a und b hängen von der Wellenlänge des Radars und der betrachteten Polarisation der Welle ab. Hier wurde für das X-Band Radar $a = 3.64 \times 10^{-6}$ und $b = 0.78$ verwendet. $N = 8 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$ ist ein Normalisierungsfaktor. Die spezifische Dämpfung wird entlang des Radarstrahls entsprechend der zugehörigen integrierten Reflektivitäten bis zur Reichweite r verteilt. Somit wird die spezifische Dämpfung $A(r)$ bis zur betrachteten Stelle r durch den entsprechenden Anteil $q(r, r_0)$ der gesamten spezifischen Dämpfung $A(r_0)$ bis zur Referenzreichweite $r_0 > r$ beschrieben:

$$A(r) = q(r, r_0) A(r_0). \quad (4.5)$$

Der Anteil $q(r, r_0)$ wird durch einen Quotienten aus der gemessenen Reflektivität $Z'(r)$ und der Summe aus den integrierten gemessenen Reflektivitäten bis zur betrachteten Radarstrahlstelle r entlang des Radarstrahlwegs s und der gemessenen Reflektivität an der Referenzreichweite r_0 berechnet:

$$q(r, r_0) = \frac{Z'(r)^b}{A(r_0) \cdot 0.46b \int_r^{r_0} [Z'(s)]^b ds + Z'(r_0)^b}. \quad (4.6)$$

Unter Berücksichtigung der physikalischen Eigenschaften der spezifischen differentiellen Phase K_{DP} und der differenziellen Phase ϕ_{DP} (Kapitel 2.1.1) kann die spezifische Dämpfung abgeschätzt werden. Dazu wird eine quasi lineare Beziehung zwischen der spezifischen Dämpfung und der spezifischen differentiellen Phase K_{DP} angenommen:

$$A = \gamma K_{DP}. \quad (4.7)$$

Die Konstante γ wird aus einem Streuermodell abgeleitet und hängt wieder von der Wellenlänge und der Polarisation der gesendeten Welle ab. Hier wurde für das X-Band Radar $\gamma = 0.25$ verwendet. Vernachlässigt man den Systemoffset der Phasenverschiebung und die Phasenverschiebung, die durch Streuung verursacht werden, und integriert Gleichung 4.7 entlang des Radarstrahls zwischen einem Startpunkt r_1 und der Referenzreichweite r_0 , berechnet sich die spezifische Dämpfung $A(r_0)$ an der Referenzreichweite r durch:

$$A(r_0) = \frac{[Z'(r)]^b (10^{0.1b\gamma\Delta\phi_{DP}(r_1, r_0)} - 1)}{0.46b \int_{r_1}^{r_0} [Z'(s)]^b ds}. \quad (4.8)$$

Dabei ist $\Delta\phi_{DP}(r_1, r_0) = \phi_{DP}(r_0) - \phi_{DP}(r_1)$. Zum Schluss kann die gesamte spezifische Dämpfung $A(r_0)$ mit Gleichung 4.5 entlang des Radarstrahls verteilt werden, sodass sich die spezifische Dämpfung an der Radarstrahlstelle r durch

$$A(r) = \frac{[Z'(r)]^b (10^{0.1b\gamma\Delta\phi_{DP}(r_1, r_0)} - 1)}{0.46b \int_{r_1}^{r_0} [Z'(s)]^b ds + (10^{0.1b\gamma\Delta\phi_{DP}(r_1, r_0)} - 1) 0.46b \int_r^{r_0} [Z'(s)]^b ds} \quad (4.9)$$

berechnet. Die Berechnung der Dämpfung erfolgte mit einer Routine von Dr. Jan Handwerker, die die eben beschriebenen Gleichungen beinhaltet.

4. Daten und Methoden

Die Messungen der differentiellen Phase sind oft verrauscht, weshalb zunächst akzeptable Messwerte mittels Schwellenwerten gekennzeichnet wurden. Zur Entfernung unphysikalischer Messungen (Kapitel 2.1.1) wurde das Signal-Rausch Verhältnis SNR , der Korrelationskoeffizient ρ_{HV} , die Höhe H über dem Horizont in Grad und die Standardabweichung der differentiellen Phase $\sigma(\phi_{DP})$ verwendet:

$$5dB < SNR < 70dB,$$

$$\rho_{HV} > 0.85,$$

$$HD > Strahlbreite/2,$$

$$\sigma(\phi_{DP}) < 10^\circ.$$

Die Schwellenwerte filtern alle Messungen der differentiellen Phase, die einen hohen Rauschanteil haben, die zu nah am Boden liegen und die starke Sprünge aufweisen. Zusätzlich wurde die differentielle Phase auf Werte beschränkt, die maximal um die Standardabweichung von ihrem Mittelwert entlang des Strahls abweichen. Messungen der differentiellen Phase, die mittels der Schwellenwertanalyse als unplausibel identifiziert wurden, wurden linear interpoliert. Für große Streuer, die zum Beispiel in Gewittern oder in der Schmelzsicht vorkommen, ist die Phasenverschiebung durch Streuung nicht mehr vernachlässigbar (Kapitel 2.1.1). Hochfrequente Fluktuationen der differentiellen Phase, die durch Streuung entstehen, wurden durch ein iteratives gleitendes Mittel herausgefiltert. Außerdem wurde nur ein monotoner Anstieg der differentiellen Phase mit der Reichweite zugelassen. Der Systemoffset der Phasenverschiebung ist eine Funktion des Azimuts. Er wurde durch das Minimum der differentiellen Phase entlang des Strahls bestimmt. Da auch der Systemoffset verrauscht ist, wurde dieser ebenfalls auf Werte beschränkt, die maximal um die Standardabweichung von seinem Mittelwert abweichen und anschließend mit einem gleitenden Mittel geglättet.

Kalibrierung mit Bodenmessungen und Dämpfungskorrektur für das nasse Radom

Für die Korrektur der Dämpfung durch das nasse Radom und die Kalibrierung der Reflektivität wurden Messungen bodengebundener Ombrometer des DWD mit einer zeitlichen Auflösung von einer Minute und Beobachtungen zweier Parsivals am Radarstandort Nürtingen hinzugezogen. Da der Niederschlag Zeit benötigt, um von der untersten zur Verfügung stehenden Elevation des Radars an den Boden zum Ombrometer zu gelangen, muss ein Zeitversatz zwischen den beiden Zeitreihen berücksichtigt werden. Der Zeitversatz t_l zwischen Radarmessung und zugehöriger Bodenmessung wurde aus dem maximalen Pearson Korrelationskoeffizienten, der durch das Verschieben einer Zeitreihe um $t = -60\text{ min}$ bis $t = 60\text{ min}$ erreicht werden kann, abgeschätzt. Die Zeitreihe wurde um den Zeitversatz t_l verschoben, sodass Radarzeitreihe und Ombrometerzeitreihe möglichst gut zusammenpassen. Außerdem wurden nur Ombrometerstationen mit einem zugehörigen Zeitversatz $t_l < 10\text{ min}$ und einem Pearson Korrelationskoeffizienten $R > 0.5$ für die Kalibrierung verwendet. Nachdem zusätzlich einzelne orographisch ungünstig

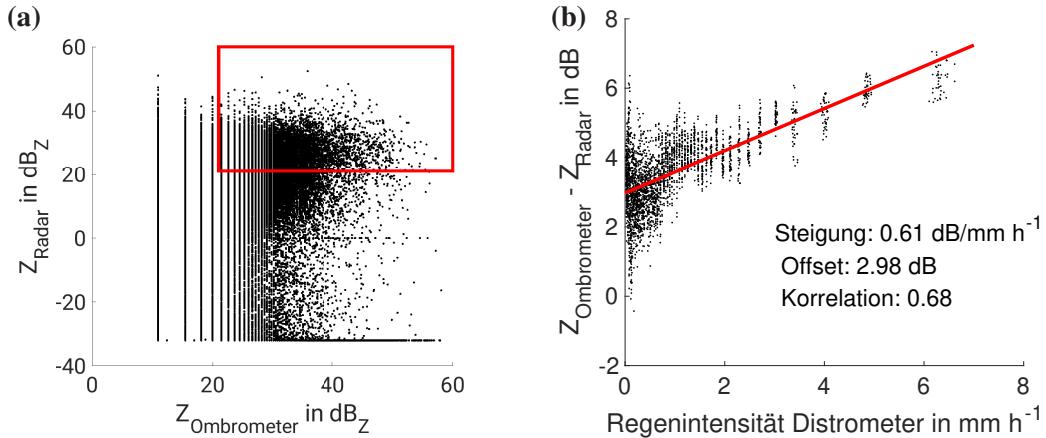


Abb. 4.5.: Reflektivität des Radars Z_{radar} in Abhängigkeit der Reflektivitäten der 27 Ombrometer $Z_{ombrometer}$ des DWD (a) Das rote Rechteck zeigt den Messbereich, der für die Kalibrierung des Radars verwendet wurde. Bestimmung der Dämpfung des nassen Radoms (Steigung) und des Kalibrierfaktors (Offset) mit einer linearen Regression zwischen Differenz der Reflektivitäten von Ombrometer und Radar und des mittleren Niederschlags am Radarstandort, der durch zwei Parsivel Distrometer gegeben ist (b). Die Korrelation beschreibt den mittleren Pearsons Korrelationskoeffizient zwischen der Niederschlagsintensität an den Distrometern und der Differenz der Reflektivitäten.

gelegene Bodenstationen per Hand entfernt wurden, blieben 27 geeignete Ombrometerstationen für die Dämmungskorrektur und Kalibrierung übrig:

1. **Niederschlagsintensität am Radar:** Die Niederschlagsintensität am Radarstandort wurde durch das Mittel der Distrometermessungen von zwei Parsivels bestimmt.
2. **Niederschlagsintensitäten an den Ombrometerstationen:** Die Niederschlagsintensitäten R der verbleibenden 27 Ombrometerstationen wurden für den Vergleich mit den Radarmessungen in Reflektivitäten Z mit Gleichung 2.8 umgerechnet. Da die Auflösung der Ombrometer 0.6 mm h^{-1} (10.96 dB_Z) beträgt, wurden nur Niederschläge mit Reflektivitäten von $Z > 20 \text{ dB}_Z$ betrachtet (Abb. 4.5 a). Zum Vergleich mit den Ombrometermessungen wurde die durch das Radar gemessene Reflektivität oberhalb des jeweiligen Ombrometerstandorts von dem niedrigsten verfügbaren PPI verwendet.
3. **Differenz zwischen Radar- und Ombrometermessung als Funktion des Niederschlags am Radarstandort:** Im Folgenden wurde angenommen, dass die Dämpfung des Radoms linear vom Niederschlag am Radar abhängt. Die mittleren Differenzen zwischen Radarreflektivität und Reflektivität der zugehörigen Ombrometermessung wurden für jede Station in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität am Radar ermittelt. Das Radom kann auch nass sein, wenn es zum aktuellen Zeitpunkt t_0 am Radarstandort nicht regnet. Deshalb wurde iterativ beginnend 15 bis 5 Minuten vor Radarmessung die fünfminütig gemittelten Niederschlagsintensitäts am Radar gegen die zugehörigen Radar-Ombrometer Differenzen zum Zeitpunkt t_0 aufgetragen (Abb. 4.5 b). Anschließend wurden für alle zusammengehörenden Radar-Ombrometer Differenzen zu den verschiedenen Zeit-

4. Daten und Methoden

punkten vor der Radarmessung am Zeitpunkt t_0 lineare Regressionen durchgeführt. Die mittlere Steigung aller Regressionsgeraden Z_1 bestimmt den Faktor der Dämpfung durch das nasse Radom und der mittlere y-Achsenabschnitt Z_{Offset} den Kalibrierfaktor in Bezug auf die Ombrometermessungen:

$$Z_{Offset} = 2.98 \text{ dB}, \quad (4.10)$$

$$Z_1 = 0.61 \text{ dB/mm h}^{-1}. \quad (4.11)$$

Validierung der Qualitätskontrolle der X-Band Dopplerradardaten

In Abbildung 4.6 sind MaxCAPPIs vor (linke Spalte) und nach der Datenqualitätskontrolle (rechte Spalte) für drei Fallbeispiele dargestellt. Am 23. Mai 2021 (1. Zeile) ist zu erkennen, dass die Bodenechos an der nördlichen Kante der Schwäbischen Alb gefiltert wurden, aber dennoch die Niederschlagsgebiete weiterhin vollständig dargestellt sind. Am 4. Juni 2021 (2. Zeile) wurden sowohl die Klarluftechos im unmittelbaren Umkreis um das Radar als auch die Spike Signale, die radial auf das Radar zulaufen, gefiltert. Die Reflektivitäten sind aufgrund der Dämpfungskorrektur etwas höher als vor der Qualitätskontrolle. Im Osten und Südosten, wo die Spike Signale meteorologische Echos überlagern, sind die entstandenen Lücken durch die Interpolation zufriedenstellend geschlossen worden. Ein Zusammenspiel aus Bodenechos an der Schwäbischen Alb, Klarluftechos im Umkreis des Radarstandorts, Spike Signalen und Dämpfung fand am 23. Juni 2021 (3. Zeile) statt. Auch dort wurden die meisten nicht-meteorologischen Echos gefiltert. Wenige Spike Signale sind jedoch auch noch nach der Korrektur vorhanden. Hier ist die Anpassung der Reflektivitäten durch die Dämpfungskorrektur gut sichtbar.

Die aus den X-Band Radar abgeleiteten Gesamtniederschlagssummen vom 15. Mai 2021 bis 2. Oktober 2021 sind für das X-Band Radar und umliegende Ombrometer Bodenstationen des DWDs in Abbildung 4.7 dargestellt. Der nördliche Sektor soll aufgrund von Hindernissen wie Bäumen, die nah am Radar standen und der daraus folgenden Abschirmung des Radarsignals nicht betrachtet werden (Abschnitt 4.2). Der Niederschlag des Radars wurde mit Gleichung 2.8 aus der Reflektivität des untersten verfügbaren PPI Scans berechnet. Dabei wurde in Abb. 2.8a die gemessene Reflektivität ohne jegliche Korrekturen verwendet und in Abb. 2.8b die qualitätskorrigierte Reflektivität. Während in der linken Abbildung die Niederschlagssummen durch das Radar im Vergleich zu den Bodenstationen deutlich unterschätzt werden, stimmen die Radar Niederschlagssummen in der rechten Abbildung an den meisten Orten gut mit den Bodenmessungen überein. Entscheidend für die großen Unterschiede sind vor allem die Dämpfungskorrektur und die Kalibrierung des Radars. Im direkten Umkreis des Radarstandortes konnten nicht alle Klarluftechos entfernt werden, die sich zu großen Niederschlagssummen aufsummieren. Ebenso sind an der nördlichen Kante der Schwäbischen Alb nicht alle Bodenechos gefiltert worden, sodass dort punktuell die Niederschlagssummen überschätzt werden. Eine Abnahme des Niederschlags im äußersten Rand im südlichen und südöstlichen Teil des Radarabdeckungsgebietes ist nicht plausibel. Der Niederschlag

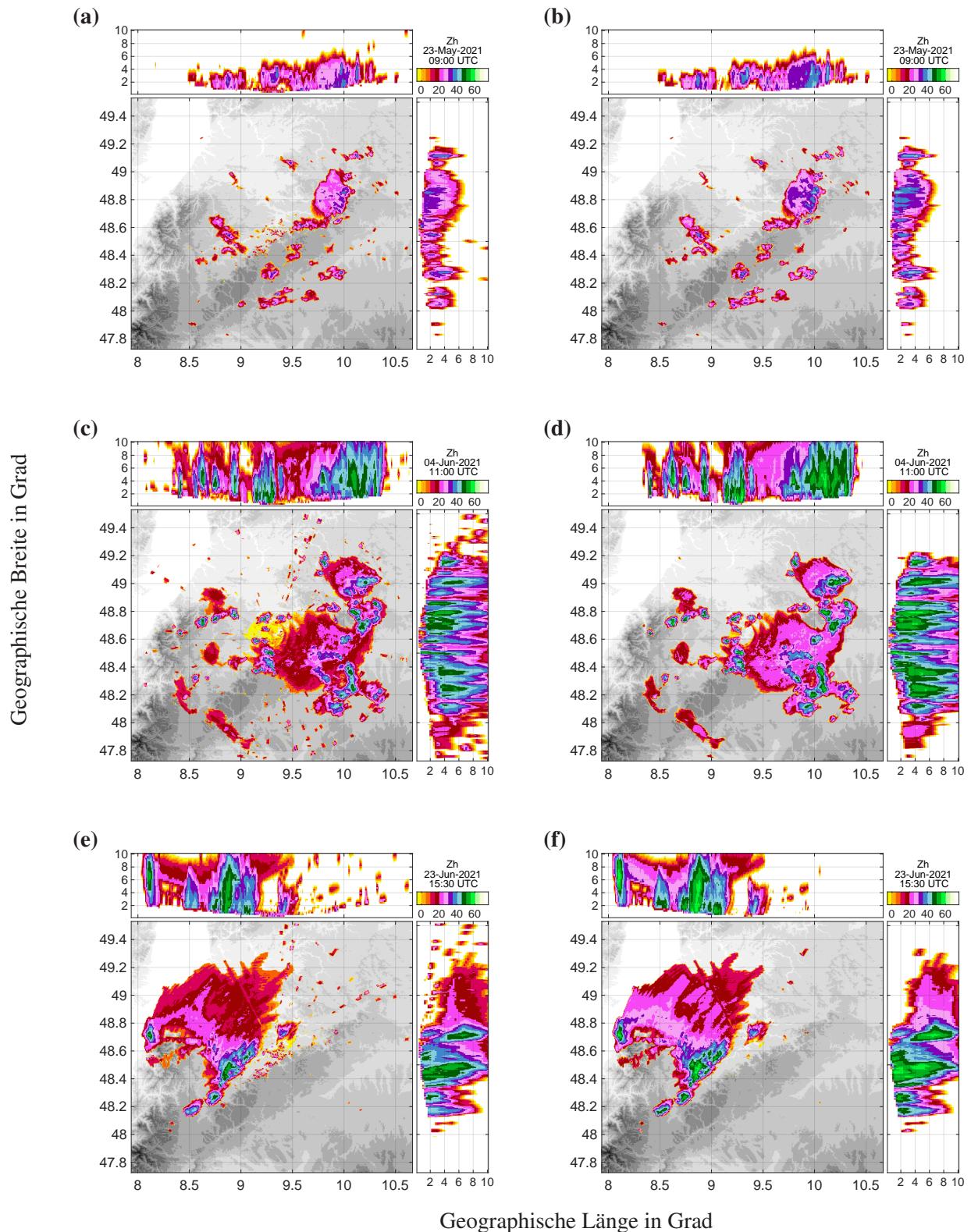


Abb. 4.6.: Drei Fallbeispiele für die Qualitätskontrolle der X-Band Radardaten. Dargestellt sind MaxCAPPIs der Reflektivität Zh in dB_Z , links ohne, rechts mit der Qualitätskontrolle (Kapitel 4.2.3). Im Vertikalschnitt ist die Höhe in Kilometern angegeben.

4. Daten und Methoden

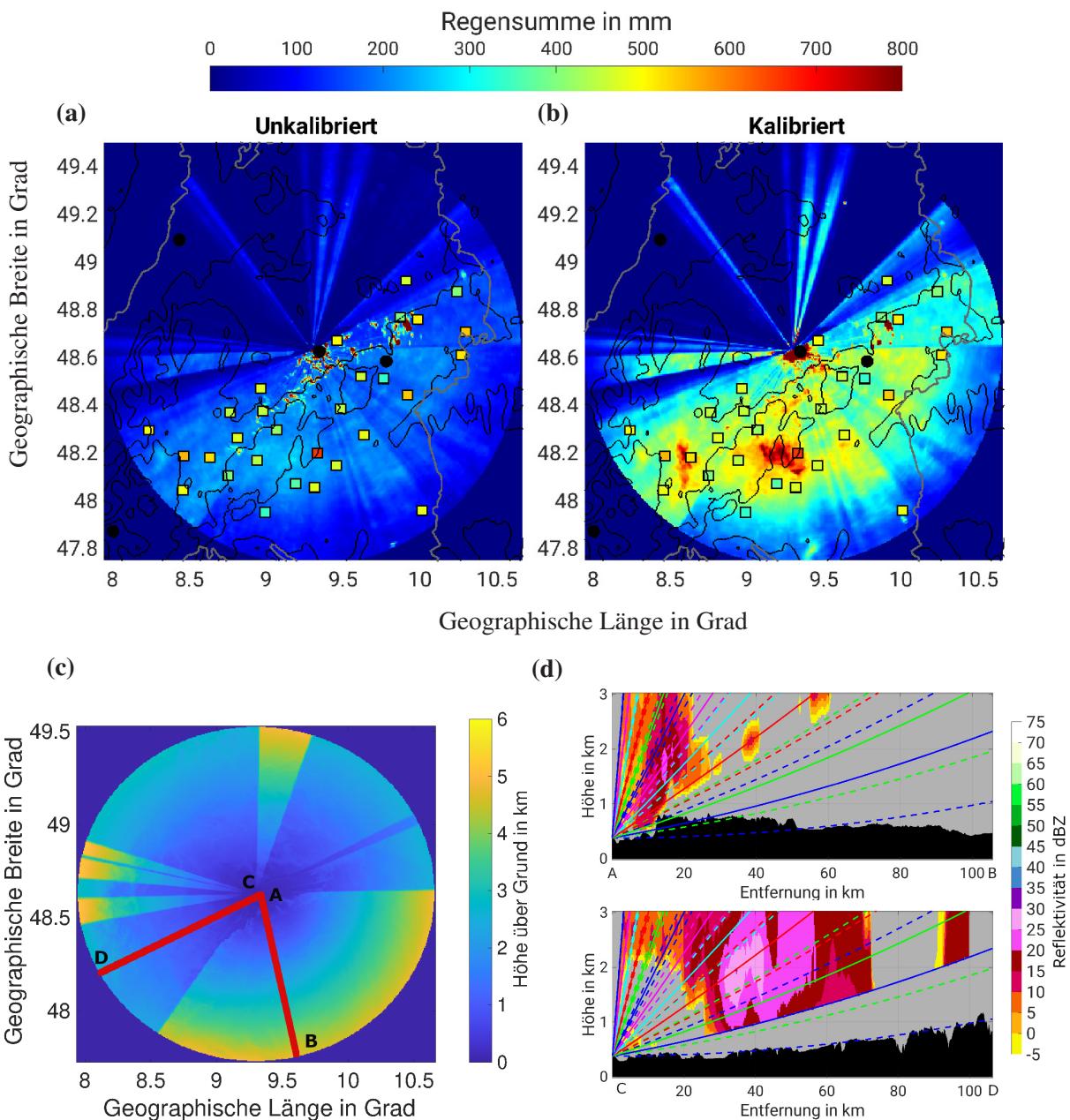


Abb. 4.7.: Gesamtniederschlagssummen von 15. Mai 2021 bis 2. Oktober 2021 berechnet aus den Rohdaten (a) und den qualitätskorrigierten Reflektivitätssmessungen (b) des X-Band Radars (Gl. 2.8). Die Kästchen repräsentieren Niederschlagsmessungen der DWD Ombrometer für den angegebenen Zeitraum. Höhe über Grund des tiefstmöglichen Radarstrahls (c) mit Kennzeichnung der Lage der Vertikalschnitte welche in Teilabbildung (d) eingezeichnet sind. Die bunten Linien kennzeichnen die Radarstrahlen des X-Band Radars, wobei die gestrichelten Linien die Strahlbreite kennzeichnen.

wird am äußersten Rand des südlichen bis östlichen Radargebiets unterschätzt, da dort der niedrigste Radarstrahl aufgrund von Abschattung (Kapitel 2.1.2) durch die steile Kante der Schwäbischen Alb (Abb. 4.7 d) bereits Höhen von über 5 km erreicht (Abb. 4.7 d) und so den bodennahen, stratiformen Niederschlag nicht mehr erfasst.

Abschließend werden in Abbildung 4.8 stündliche (1. Zeile) und tägliche (2. Zeile) Niederschlagssummen des Radars mit denen der 27 bodengebundenen Ombrometer Stationen verglichen. Dabei werden in der linken Spalte Messungen der 27 Ombrometer Stationen mit der jeweils zugehörigen Radarmessung verglichen (Abschnitt 4.2.3). Die rechte Spalte zeigt den Vergleich zwischen den mittleren Ombrometer Niederschlagssummen (gemittelt über alle 27 Ombrometermessungen) und den mittleren Radar Niederschlagssummen (gemittelt über alle 27 zugehörigen Radarmessungen). Bei beiden Vergleichen wurden nur Messungen verwendet, bei denen das Radar und das zugehörige Ombrometer mindestens 0.01 mm Niederschlag erfasst haben. Da sowohl die Ombrometer-Messungen als auch die Radar-Messungen mit Unsicherheiten behaftet sind, wurde eine orthogonale lineare Regression durchgeführt (Boggs and Rogers, 1990). Wenn man die Stationen einzeln betrachtet, haben die stündlichen Niederschlagssummen einen Pearson's Korrelationskoeffizienten von $R = 0.73$. Dies ist bei den hier durchgeföhrten Vergleichen aufgrund von Mittelungseffekten wie Mittelungszeitraum und Anzahl der niedrigste Wert. Bei den größeren täglichen Summen wird ein Korrelationskoeffizient von $R = 0.80$ erreicht. Bei stündlichen Niederschlagssummen zwischen 25 mm und 50 mm messen die Ombrometer meist einen geringeren Niederschlag als das Radar. Das kann daran liegen, dass die Messgenauigkeit der Ombrometer bei hohen Niederschlagsraten abnimmt und nicht aller Niederschlag vollständig erfasst wird. Wird über alle Ombrometer gemittelt, wurden für die Niederschlagssummen Korrelationskoeffizienten von $R = 0.86$ und $R = 0.93$ erreicht. Außerdem gibt es keine Tendenz zu einer Über- oder Unterschätzung des Niederschlags durch das Radar im Vergleich zu den Ombrometer-Messungen. Dies zeigt, dass die Qualitätskontrolle der Radardaten zu plausiblen Ergebnissen führt.

4.2.4. Korrektur der Radialgeschwindigkeiten

Für die Radialgeschwindigkeitsmessungen ist eine aufwendigere Qualitätskontrolle als für die Reflektivität oder die differentielle Reflektivität notwendig. Radialwindgeschwindigkeiten beinhalten häufig unplausible Messungen aufgrund von Wechselwirkungen mit Objekten wie z.B. Türmen, Schiffen, Windkraftanlagen oder dem Boden. Außerdem treten häufig Faltungen auf. Alle hier verwendeten Radare werden mit wechselnden Pulswiederholfrequenzen betrieben (Dual PRF Technik). Von Azimut zu Azimut wird die PRF zwischen zwei Werten gewechselt. Somit kann das empfangene Signal auch dann noch dem Sendesignal zugeordnet werden, wenn bereits der nächste Impuls vom Radar gesendet wurde. Dadurch verdoppelt sich die maximal eindeutige Reichweite des Radars (Kapitel 2.1.3). Außerdem ändert sich mit wechselnder PRF die maximal eindeutige Geschwindigkeit (Gleichung 2.18), sodass Faltungen an unterschiedlichen Stellen stattfinden. Es wird angenommen, dass die Messungen der benachbarten Azimute die gleiche Geschwindigkeit messen. Dann kann anhand der Geschwindigkeitsdifferenzen der gemessenen Radialwindgeschwindigkeiten $v_{e,2}^r$ und $v_{e,1}^r$, die zu den Pulswiederholfrequenzen PRF_1 und PRF_2 ($PRF_2 > PRF_1$) und Nyquistgeschwindigkeiten $v_{N,2} > v_{N,1}$ gehören, auf die wahren Geschwindigkeiten zurückgeschlossen werden (Doviak and Zrni, 2006):

4. Daten und Methoden

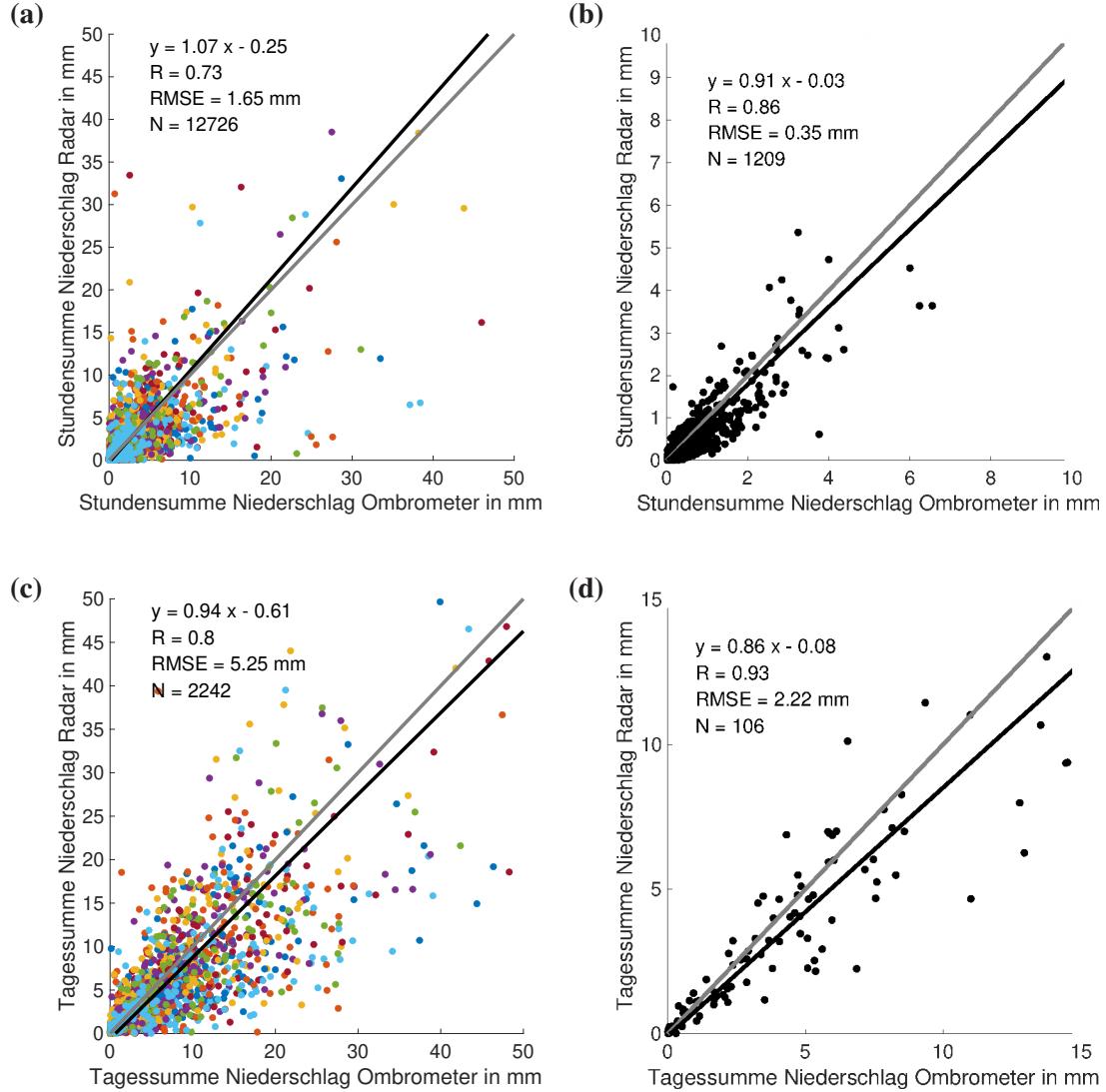


Abb. 4.8.: Streudiagramme für stündliche (tägliche) Niederschlagssummen des Radars und der bodengebundenen Ombrometer für alle 27 Ombrometer Stationen einzeln (a, c) und für das Mittel aller Ombrometer (b, d) zwischen 1. Mai 2021 und 4. Oktober 2021. Dabei ist R der Pearson Korrelationskoeffizient zwischen den Zeitreihen des stündlichen/täglichen Niederschlags von Ombrometer und der zugehörigen Radarmessung. In der rechten Spalte wurde R über alle 27 Ombrometer gemittelt. Es wurde jeweils eine orthogonale lineare Regression durchgeführt.

- Bereich 1: Ist keine der beiden geschätzten Geschwindigkeiten gefaltet, ist: $v_{e,2}^r - v_{e,1}^r = 0$.
- Bereich 2: Ist nur $v_{e,1}^r$ gefaltet, gilt $v_{e,2}^r - v_{e,1}^r = 2 \cdot v_{N,1}$.
- Bereich 3: Sind beide geschätzten Geschwindigkeiten einfach gefaltet, so ergibt sich $v_{e,2}^r - v_{e,1}^r < -(v_{N,2} - v_{N,1})$.

Dies kann für die weiteren Bereiche fortgeführt werden. Somit lässt sich die eindeutige Geschwindigkeit erweitern zu (Holleman and Beekhuis, 2003):

$$v_{N,1,2} = \frac{v_{N,2} \cdot v_{N,1}}{v_{N,2} - v_{N,1}}. \quad (4.12)$$

Das heißt es entsteht vor allem ein Gewinn, wenn die beiden Nyquistgeschwindigkeiten nah beieinander liegen. Meist werden die PRFs so gewählt, sodass

$$\frac{v_{N,2}}{v_{N,1}} = \frac{PRF2}{PRF1} = \frac{N+1}{N} \rightarrow v_{N,2} = \frac{N+1}{N} v_{N,1} \quad (4.13)$$

gilt (Holleman and Beekhuis, 2003). Dabei ist N ein ganzzahliger Faktor. Am meisten Gewinn entsteht, wenn N möglichst groß gewählt wird. Jedoch kann N nicht beliebig groß gewählt werden, da sonst die Eindeutigkeitsbereiche der Geschwindigkeiten zu dicht aneinander liegen. Gibt es Gradienten in den Radialgeschwindigkeitsmessungen zwischen den azimutal benachbarten Radarstrahlen, können dann bei zu kleinen Eindeutigkeitsbereichen Fehler bei der Dual-PRF Entfaltung entstehen. Aus der Kombination der Gleichungen 4.12 und 4.13 ergibt sich:

$$v_{N,1,2} = (N+1)v_{N,1} - Nv_{N,2} \quad (4.14)$$

Meist wird für N ein Wert zwischen zwei und vier gewählt.

In dieser Arbeit wurden Radialgeschwindigkeiten für Multi-Doppler-Analysen (Kapitel 4.7) von konvektiven Ereignissen verwendet. Der Multi-Doppler Algorithmus kann auch unkorrigierte Radialgeschwindigkeiten verarbeiten. Da die DWD Radare hohe Nyquistgeschwindigkeiten aufweisen und bereits qualitätskorrigiert zur Verfügung gestellt werden, werden diese im Multi-Doppler Algorithmus als Basis verwendet, um die Radialgeschwindigkeiten von den Radaren in Nürtingen, Albis und Eggenstein-Leopoldshafenzu entfalten. Die genaue Vorgehensweise ist in Kapitel 4.7 beschrieben.

4.3. Sonstige Messdaten

Zur Unterscheidung zwischen schwacher Konvektion und Gewittern wurden **Blitzdaten** aus dem europäischen Blitzortungssystem EUCLID (European Cooperation for Lightning Detection) für die Jahre 2017 bis 2023 verwendet (Schulz and Diendorfer, 2002). Bei den Blitzmessungen handelt es sich um sogenannte Blitzstrokes, die auch Blitzverzweigungen beinhalten. Zur Definition von Gewittern wurden nur Blitze verwendet, die den Boden erreichten. Aus der gemessenen Blitzposition von Wolken-Boden Blitzen, lässt sich die Gewitterposition genauer als durch Wolke-Wolke Blitze bestimmen. Die Messgenauigkeit der Wolke-Boden Blitze beträgt im gesamten Untersuchungsgebiet 250 m (Schulz et al., 2016). Da Blitze mit schwachen, positiven Stromstärken eine höhere Wahrscheinlichkeit zu Missklassifikationen zwischen Wolke-Boden Blitzen und Wolke-Wolke Blitzen haben, werden zur Qualitätssicherung Blitze mit Stromstärken zwischen 0 kA und 10 kA gefiltert.

Die Kaltfrontpassagen wurden mit einem Frontendetektionsalgorithmus bestimmt, der an der ETH Zürich von Jenkner et al. (2010) entwickelt wurde. Das Hauptkriterium zur Erkennung von frontalen Zonen ist ein Temperaturgradient der Äquivalentpotentielltemperatur von über 4.5 K innerhalb von 100 km und eine Mindestlebensdauer von 24 Stunden. Wurde eine Front erkannt, wird diese verfolgt und kate-

4. Daten und Methoden

gorisiert. Max Schaub implementierte im Rahmen seiner Bachelorarbeit (Schaub, 2024) den Frontendetektionsalgorithmus von Jenkner et al. (2010) für Deutschland für die Jahre 2005 bis 2023. Als Eingangsdaten für den Algorithmus wurden ERA-5 Reanalysedaten verwendet. Der in dieser Arbeit verwendete Datensatz von Kaltfrontpassagen, reduziert auf Baden-Württemberg, wurde von Max Schaub zur Verfügung gestellt.

Die SEVIRI Helligkeitstemperaturen wurden von Dr. Philipp Gasch prozessiert und für diese Arbeit zur Verfügung gestellt. Weitere **Messungen der Swabian MOSES Messkampagne 2021** (Kapitel 6) wurden durch die jeweiligen Instrumente PIs qualitätskorrigiert zur Verfügung gestellt. So wurden die Lidarmessungen von Dr. Philipp Gasch qualitätskorrigiert und prozessiert zur Verfügung gestellt, die Parsivel Messungen von Dr. Jan Handwerker und Sören Bergmann und die Energiebilanzmessungen von Martin Kohler. Die hier verwendeten Lidarmessungen wurden mit einem 15-minütigen Medianfilter gefiltert.

4.4. ERA5 und CERRA Reanalysen

Zur Beschreibung von Umgebungsbedingungen der Gewitter wurden ERA5 und CERRA Reanalysen verwendet. Es wurden zwei Reanalyseprodukte verwendet, da sie sich in ihrer horizontalen, vertikalen und zeitlichen Auflösung stark voneinander unterscheiden.

Die **ERA5 Reanalyse** (Hersbach et al., 2023) ist die fünfte und neuste Klima Reanalyse des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF). Sie beinhaltet ab dem Jahr 1940 diverse atmosphärische Parameter in einer stündlichen Auflösung auf einem Länge-Breite Gitter mit einer Auflösung von $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ auf 37 Druckniveaus. Die globale Reanalyse wird alle fünf Tage aktualisiert und wurde bereits vielfach evaluiert (Varga and Breuer, 2022; Hersbach et al., 2020).

Außerdem wurde die **CERRA Reanalyse** (Copernicus European Regional ReAnalysis) auf Höhenniveaus und Druckniveaus verwendet (Schimanke et al., 2021). Die regionale Reanalyse auf Höhenniveaus umfasst elf Höhenniveaus zwischen 15m und 500m und hat eine horizontale Auflösung von 5.5km \times 5.5km. Die zeitliche Auflösung beträgt drei Stunden. In der CERRA Analyse sind nicht alle Parameter der ERA5 Reanalyse verfügbar. Zum jetzigen Zeitpunkt liegen Daten bis ins Jahr 2021 vor. CERRA auf Höhenniveaus hat die Vorteile einer hohen horizontalen Auflösung (Abb. 4.9) und einer hohen vertikalen Auflösung bis in eine Höhe von 500m. Die vertikale Auflösung von CERRA auf Druckniveaus gleicht der der ERA5 Reanalyse. ERA5 ist horizontal größer aufgelöst (Abb. 4.9), aber hat dafür eine höhere zeitliche Auflösung. Außerdem sind mehr Variablen und der vollständige Zeitraum bis zum aktuellen Zeitpunkt verfügbar. So wurde je nach Anwendung der besser passende Datensatz ausgewählt.

4.5. TRACE3D

TRACE3D (Handwerker, 2002) ist ein am KIT entwickelter, frei verfügbarer Algorithmus, der konvektive Zellen detektiert und verfolgt. Ziel ist, die Entwicklung von Gewittern zu verfolgen und zu be-

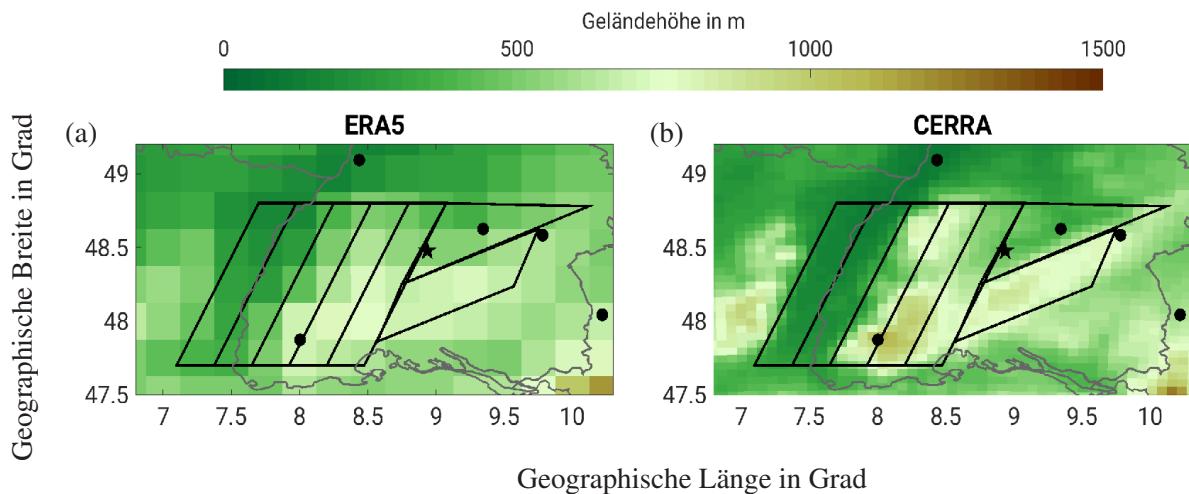


Abb. 4.9.: Modellorographie der ERA5 (a) und CERRA (b) Reanalyse und die Teilregionen nach Tabelle 4.1.

schreiben. TRACE3D benötigt dreidimensionale Reflektivitätsmessungen von mindestens einem Radar in Kugelkoordinaten. Durch die Verwendung dreidimensionaler Reflektivitätsmessungen können Regionen mit erhöhten Reflektivitätsmesswerten genauer ermittelt und dreidimensionale Größen wie Volumen und Wassergehalt bestimmt werden. Der Algorithmus identifiziert zunächst konvektive Zellen, welche anschließend in einem zweiten Schritt verfolgt werden. Der Algorithmus TRACE3D wurde von Dr. Jan Handwerker zur Verfügung gestellt und wurde auf die qualitätskorrigierten Radardaten der fünf Radare in Eggenstein-Leopoldshafen, Nürtingen, Türkheim, Memmingen und auf dem Feldberg angewendet (Tabelle 4.2).

4.5.1. Zellidentifikation

Da es sich bei den von TRACE3D erkannten Objekten nicht immer um Gewitter handelt, sondern auch konvektive Zellen, ein helles Band oder Bodenechos als Zelle erkannt werden können, wird im Folgenden der Begriff Reflektivitätskern (RC) verwendet. Zur Identifikation der Reflektivitätskerne werden zunächst „Regionen intensiven Niederschlags“ (ROIP) anhand eines Reflektivitätsschwellenwertes $dBZLimit$ identifiziert. Für diese Arbeit beträgt der Reflektivitätsschwellenwert $dBZLimit = 45 \text{ dB}_Z$. Anschließend werden für alle diese ROIPs die Maxima der Reflektivität bestimmt. Der Grenzwert $dBZDiff = 10 \text{ dB}$ wird von dem jeweiligen Reflektivitätsmaximum abgezogen und grenzt abschließend die Reflektivitätskerne voneinander ab. Diese Methode hat den Vorteil, dass auch bei ausgedehnter, intensiver Konvektion Reflektivitätskerne voneinander abgegrenzt werden und einzeln untersucht werden können. Dennoch können Nebenmaxima der Reflektivität dem Hauptmaximum zugeordnet werden.

Der Algorithmus TRACE3D sollte auf qualitätskorrigierte Radardaten angewendet werden. Zusätzlich wendet TRACE3D folgende Methoden zur Behebung von Fehlern bei der Identifikation von RCs an (Tabelle 4.3):

4. Daten und Methoden

- Ground Clutter wird vermieden, indem nur Reflektivitätsmessung oberhalb von $HMin = 1000\text{m}$ über Grund berücksichtigt werden.
- Zur Reduzierung der Dämpfung durch Niederschlag werden die Reflektivitätsmessungen in Abhängigkeit zum Abstand des Radars um $AttenKorr$ erhöht. Hier ist $AttenKorr = 0\text{dBkm}^{-1}$, da die Radare bereits dämpfungskorrigiert wurden.
- Um die falsche Unterteilung von RCs durch Hindernisse (z.B. Schornsteine) oder Rauschen in Radarnähe zu vermeiden, werden dicht aneinander liegende RCs zusammengefügt, wenn sie weniger Abstand als $DMergeMaxM = 1000\text{m}$ oder $DMergeMaxP = 2\text{Pixel}$ zueinander haben.
- Zur Vernachlässigung von temporären, kleinräumigen Störsignalen wie z.B. Flugzeugen werden kleine RCs mit einer Anzahl von Strahlvolumenelementen kleiner $NMin = 10\text{Pixel}$ oder einer Fläche kleiner $AMin = 2.5 \times 10^6\text{m}^2$ oder einem Volumen kleiner $VMin = 1.3 \times 10^9\text{m}^3$ entfernt.
- Damit das helle Band nicht als RC identifiziert wird, muss ein RC in mindestens zwei verschiedenen Elevationen mit mindestens einem Anteil seiner Fläche von $DoubleMin = 0.1$ identifiziert werden.

Die übrig bleibenden RCs werden gespeichert und im nächsten Schritt nachverfolgt, bis der Reflektivitätsschwellenwert von 45dBZ unterschritten wird.

4.5.2. Zelltracking

Eine Zuordnung der RCs wird nur getätigter, wenn die beiden Radarmessungen zeitlich maximal $DT = 1800\text{s}$ auseinander liegen. Zunächst wird eine Geschwindigkeit des RCs zum Startzeitpunkt t_0 geschätzt. Die Geschwindigkeit zum Zeitpunkt t_0 wird durch eine gewichtete Summe aller vorigen Geschwindigkeiten geschätzt. Ist der RC neu erstanden, wird die Geschwindigkeit durch die mittlere Geschwindigkeit aller umliegenden verfolgten RCs beziffert. Wenn keine Geschwindigkeiten umliegender RCs zur Verfügung stehen, wird die Geschwindigkeit durch den VVP (Volume Velocity Processing) Algorithmus genährt. Mit Hilfe der geschätzten Geschwindigkeit wird eine neue mögliche Position des RCs zum daraufliegenden Zeitschritt t_1 bestimmt, an dem dann nach RCs gesucht wird.

Wurde ein RC zum Zeitpunkt t_1 in diesem Bereich gefunden wird anschließend überprüft, ob die beiden RCs zu den Zeitpunkten t_0 und t_1 in Bezug auf ihre Fläche zusammenpassen. Ist die Fläche zum Zeitpunkt t_1 deutlich kleiner als zum Zeitpunkt t_0 , könnte ein Splitting stattgefunden haben und es wird nach weiteren RCs zum Zeitpunkt t_1 gesucht. Ist die Fläche zum Zeitpunkt t_1 größer, wird überprüft ob es zu einem Merging kam. Um die Flächen der RCs zu den Zeitpunkten t_0 und t_1 zu vergleichen wird zum Zeitpunkt t_1 nach Teilen des RCs gesucht, die mehr als $DSplitMin = 3000\text{m}$ vom Zentrum des verfolgten RCs zum Zeitpunkt t_1 entfernt liegen. Wenn solch ein abgetrenntes Teil des RCs gefunden werden konnte, wird zum Zeitpunkt t_1 nach weiteren RCs gesucht. Dabei werden RCs, die einen kleineren Abstand zum abgetrennten Teil des RCs haben als die Distanz, die der RC zum Zeitpunkt t_0 in

diesem Zeitschritt zurück gelegt hat, als mögliche abgesplitterte RCs berücksichtigt. Beim Merging wird dieses Verfahren genau anders herum angewendet.

Bei der Identifikation von Splittings und Mergings muss mit Vorsicht gearbeitet werden, damit durch die Definition der Zellen in TRACE3D Splitting's oder Merging's nicht künstlich erzeugt werden. Die eben beschriebene Vorgehensweise zum Tracking der RCs durch TRACE3D findet meist alle Zuordnungen. Leider werden oft zu viele Zuordnungen detektiert. Durch die Entfernung von Kreuzungen in den Zuordnungen können die Zuordnungen meist auf die korrekten Zuordnungen reduziert werden. Nur in Fällen mit vielen dicht beieinander liegenden RCs wie z.B. in Squall Lines bleibt die korrekte Zuordnung herausfordernd. Wenn eine hohe Anzahl an RCs nah aneinander detektiert wurden, würden dort mit der von TRACE3D angewandten Zuordnungsmethode schnelle Größenveränderungen des Systems und schnelles, häufiges Splitting und Merging detektiert werden. Dadurch wären die Zuordnungen willkürlich. Wenn solch eine Häufung von RCs identifiziert wurde, wird deshalb kein Splitting oder Merging zugelassen, um Fehler zu reduzieren.

Tab. 4.3.: Schwellenwerte in TRACE3D zur Identifikation und zum Tracking von RCs.

Parameter	Wert	Beschreibung
dBZLimit	45 dB _Z	Reflektivitätsschwellenwert, der von RC überschritten werden muss
dBZDiff	10 dB	Differenz zwischen der maximalen Reflektivität und DBZDiff, grenzt RC ab
HMin	1000m	Minimale Höhe über Grund von Reflektivitätsmessung
HMax	14000 m	Maximale Höhe über Grund von Reflektivitätsmessung
AttenKorr	0 dB/km	Dämpfungskorrektur Niederschlag
DMergeMaxM	1000m	RCs im Abstand kleiner DMergeMaxM werden verbunden
DMergeMaxP	2 Pixel	Wie DMergeMaxM nur in Pixel
NMin	10 Pixel	Minimale Anzahl an Strahlvolumenenlementen, die RC abdecken muss
AMin	$2.5 \times 10^6 \text{ m}^2$	Minimale Fläche, die RC abdecken muss
VMin	$1.3 \times 10^9 \text{ m}^3$	Minimales Volumen, das RC haben muss
DoubleMin	0.1	Flächenanteil, mit welchen das RC in mind. zwei Elevationen identifiziert werden muss
DT	1800s	Maximale Zeitverschiebung zwischen zwei Scans
NPmax	100	Bei großen RCs werden NPmax Volumenelemente zur Identifikation eines Splittings/Mergings verwendet
DSplittMin	3000m	Minimale Distanz für Splitting
DRmax	10000m	
NextNeighborFactor	0.5	Faktor wird mit Abstand zur Nachbarzelle für Suchradius multipliziert
VelocityFactor	0.6	
SpeedWeight	0.7	Wichtung der alten Geschwindigkeit

4. Daten und Methoden

4.5.3. Performance

Die Performance des Algorithmus wurde geprüft indem sie mit vier Testpersonen verglichen wurde. Durch die vier Testpersonen und den Algorithmus TRACE3D entstehen Datensätze von fünf Zuordnungen pro Zeitschritt. Eine Zuordnung wird als Wahrheit definiert, wenn mindestens drei der fünf Datensätze diese Zuordnung enthalten. Je mehr RCs in einem Bild zu einem Zeitschritt vorkommen, desto herausfordernder ist die Verfolgung der RCs. Unter sehr herausfordernden Bedingungen, das heißt mit einer hohen Anzahl an RCs, hat TRACE3D 87 % der RCs richtig und 7 % falsch getrackt. Die Testpersonen konnten mit einem Wert von 97 % nicht alle RCs korrekt verfolgen und haben mit 3 % etwas weniger falsche Zuordnungen getätigt. Unter einfachen Bedingungen mit wenigen zu verfolgenden RCs kann TRACE3D 97 % aller RCs richtig verfolgen und hat einen Anteil von 1 % an falschen Zuordnungen.

Neben der korrekten Verfolgung der RCs, existieren folgende Herausforderungen bei der Anwendung von TRACE3D:

- 45 dBZ RCs sind nicht unbedingt Gewitter. Dabei kann es sich auch um Konvektion ohne Begleiterscheinungen eines Gewitters handeln oder um Bodenechos. Auch im hellen Band können hohe Reflektivitäten erreicht werden, die ein RC erzeugen. Zur Unterscheidung zwischen Gewittern und schwacher Konvektion oder einem hellen Band wurden EUCLID Blitzmessungen verwendet (Kapitel 4.3). Bodenechos wurden im Rahmen der Qualitätskontrolle entfernt (Kapitel 4.2.2, 4.2.3).
- Die Reflektivität ist aufgrund von Bodenechos, Rauschen und Dämpfung mit Unsicherheiten behaftet. Mit der Entfernung nicht-meteorologischer Echos und der Anwendung der Dämpfungskorrektur (Kapitel 4.2.2, 4.2.3) wurden die Unsicherheiten der Reflektivität reduziert.
- Die größte Herausforderung ist die Trennung der Zellen, insbesondere wenn eine Zelle mehrere Reflektivitätsmaxima aufweist. Damit einher geht die Abgrenzung der Zelle. Da die Grenze eines RCs durch die Differenz zwischen der maximalen Reflektivität und DBZDiff (Tabelle 4.3) definiert ist, variiert die Grenze des RCs mit jedem Zeitschritt und jeder Zelle. Dies erschwert sowohl die Analyse der Entwicklung von Zelleigenschaften einer festen Zelle wie z.B. Fläche und Volumen als auch den Vergleich von Zelleigenschaften zwischen verschiedenen Zellen.

4.6. Klassifizierung der Gewitterstärke und möglicher Gewitterauslösemechanismen

Die **Gewitterstärke** und mögliche Gewitterauslösemechanismen wurden mit Hilfe von Fuzzylogik klassifiziert. Zur Klassifizierung der Gewitterstärke wurden die Zugehörigkeitsfunktionen aus Rossi et al. (2014) übernommen (Abb. 4.10). Die Einteilung in die vier Rubriken schwer, stark, moderat und schwach erfolgte basierend auf den sechs Radarparametern Gewitterfläche, maximale Reflektivität, maximale Echotop-Höhe 20dBZ, maximale Echotop-Höhe 45dBZ, maximale 60 minütige Niederschlagssumme und maximale Wolken-Boden Blitzdichte. Jedem Pfad wurde zu jedem Zeitpunkt eine Gewitterstärke zugeordnet. Die 60 minütige Regensumme wurde aus der Niederschlagssumme 30 Minuten vor und 30

4.6. Klassifizierung der Gewitterstärke und möglicher Gewitterauslösemechanismen

Minuten nach dem betrachteten Zeitpunkt ermittelt. Analog wurde für die Ermittlung der Blitzdichte der Zeitraum 7.5 Minuten vor bis 7.5 Minuten nach dem betrachteten Zeitraum verwendet. Die Gewitterstärke des Pfads wird als die maximal erreichte Stärke entlang des Pfads definiert. Analog erhält die Gewittergruppe die maximal in ihr vorkommende Gewitterstärke.

Als Basis für die Klassifizierung möglicher **Gewitterauslösemechanismen** dienen ERA5 Reanalyse-

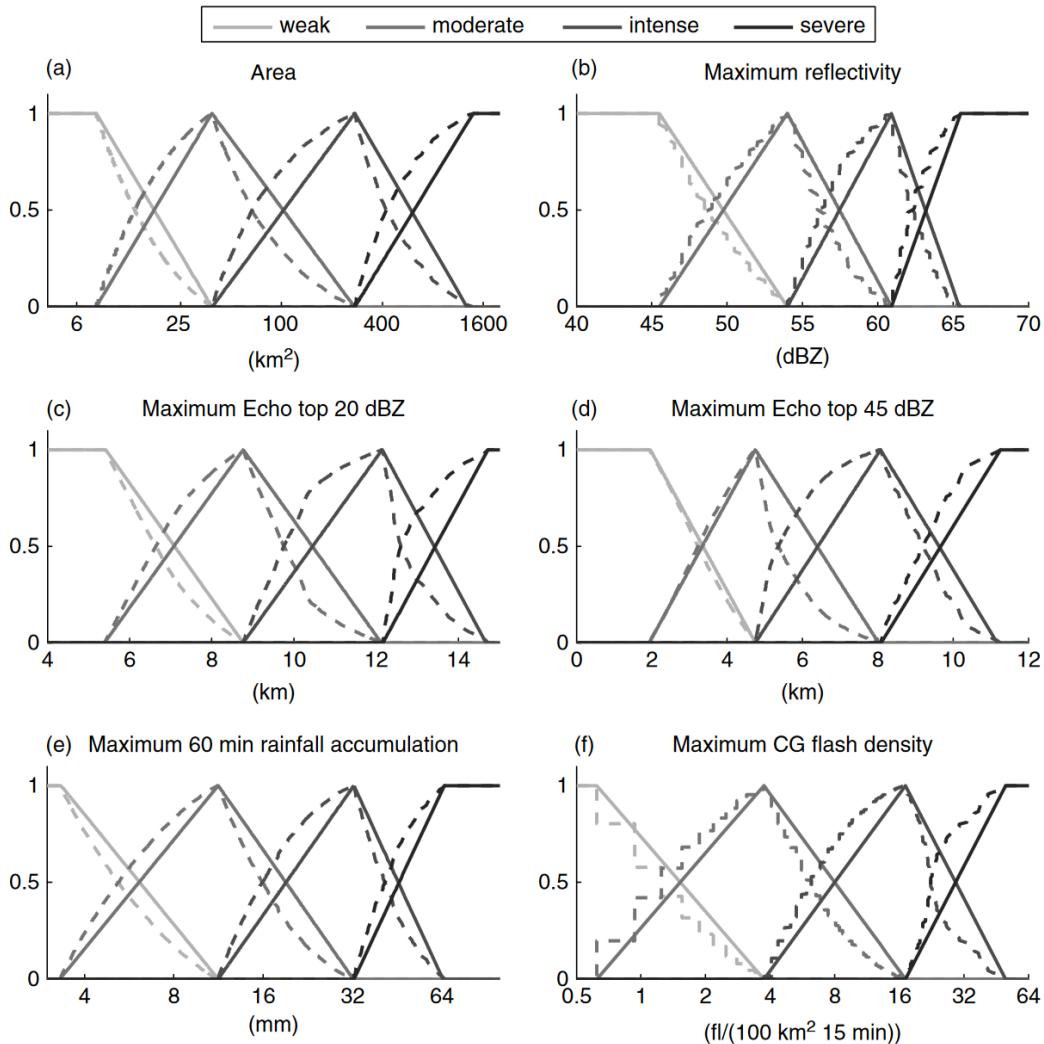


Abb. 4.10.: Vollständige Abbildung mit Genehmigung von John Wiley and Sons und Copyright Clearance Center aus Rossi et al. (2014) entnommen: Zugehörigkeitsfunktionen für die sechs Radarparameter Gewitterfläche, maximale Reflektivität, maximale Echotop Höhe 20 dBZ, maximale Echotop Höhe 45 dBZ, maximale 60 minütige Niederschlagssumme, maximale Wolken-Boden Blitzdichte zur Klassifizierung der Gewitterstärke in die vier Rubriken schwer, stark, moderat und schwach.

daten (Kapitel 4.3). Gewittergruppeninitierungen wurden in die vier möglichen Auslösemechanismen Bergumströmung, Bergüberströmung, thermische Auslösung und Synoptik klassifiziert. Dazu wurden zunächst 800 Gewitter per Hand in diese vier Rubriken eingeteilt. Für die Einteilung per Hand wurden Satellitenbilder, diverse Wetterkarten (z.B. 500hPa Geopotential, 500hPa, 850hPa Wind und Temperatur, Schichtdickenadvektion, Bodenwetterkarten) und bodennahe Messungen von Parametern wie z.B.

4. Daten und Methoden

Temperatur, Wind, Feuchte in Baden-Württemberg verwendet. Basierend auf der per Hand durchgeführten Klassifizierung der Auslösemechanismen wurden anschließend Häufigkeitsverteilungen für jegliche zur Verfügung stehenden ERA5 Reanalyseparameter, die einen Zusammenhang mit Konvektionsentstehung haben könnten, erstellt. Am Ende wurden die Parameter auf jene acht Parameter reduziert, die die größten Unterschiede für die vier Auslösemechanismen aufzeigten und daraus Zugehörigkeitsfunktionen abgeleitet (Abb. 4.3). Die Zugehörigkeitsfunktionen sowie die Chancen und Grenzen der Fuzzylogik Klassifizierung in Hinblick auf Gewitterauslösemechanismen werden in Kapitel 5.2.6 diskutiert.

Die Berechnung der Zugehörigkeiten in Hinblick auf Gewitterstärke und Gewitterauslösemechanismus erfolgt analog zur Klassifizierung der Streuerklassen mit Gleichung 4.1.

4.7. Radar Multi-Doppler Analysen

Im Rahmen dieser Arbeit wird ein Multi-Doppler Algorithmus entwickelt, der das Windfeld automatisiert in Bereichen mit ausreichenden Radarreflektivitäten basierend auf den Radialgeschwindigkeitsmessungen von sieben Radaren berechnet.

Die Radialgeschwindigkeitsmessungen der in dieser Arbeit zur Verfügung stehenden Radare haben unterschiedliche Datenqualitäten. Die Verarbeitung von Radar Radialgeschwindigkeiten benötigt zusätzliche Qualitätskontrollen. Oft haben die Radialgeschwindigkeiten eine ungenügende Datenqualität und sind von Faltungen betroffen. Die bisher durchgeführten Korrekturen bezogen sich auf die Reflektivität und die differentielle Reflektivität. Nur der DWD führt eine Dual-PRF-Unfolding Fehlerkorrektur für die Radialgeschwindigkeiten durch (Kapitel 4.2.2). Alle Radare sind von Faltungen betroffen, die Radare in Nürtingen und Albis haben besonders niedrige Nyquistgeschwindigkeiten (Tabelle 4.2), da sie mit einer niedrigeren Wellenlänge betrieben werden (Gleichung 2.18). Ohne externe Datenquellen ist ein entfalten von isolierten Geschwindigkeitsmessungen bei niedrigen Nyquistgeschwindigkeiten mit Werten um die 8 ms^{-1} meist nicht möglich.

Viele bereits existierende Algorithmen setzen qualitätskorrigierte Radialgeschwindigkeitsmessungen voraus (Kapitel 2.2.1). Außerdem ist es nicht einfach ersichtlich, wie sich nicht entfernte Messfehler in den Algorithmen fortpflanzen und welche Auswirkungen sie auf die Ergebnisse haben. Da hier mit verschiedenen Radaren (X- und C-Band Radaren) mit unterschiedlichen Sensitivitäten, Scanmethoden, Datenverarbeitungen und somit Datenqualitäten (Kapitel 4.2.2, 4.2.3) sowie Nyquistgeschwindigkeiten gearbeitet wird, habe ich mich dazu entschieden, einen eigenen, einfach verständlichen Multi-Doppler Algorithmus zu entwickeln. Dieser Algorithmus hat den Vorteil, dass auch unkorrigierte Radialgeschwindigkeiten von C- und X-Band Radaren mit niedrigen Nyquistgeschwindigkeiten und Artefakten, die z.B. durch das Dual-PRF Verfahren entstehen, verarbeitet werden können (Kapitel 4.2.4). Selbst wenn im Umfeld von Konvektion wenige Radialgeschwindigkeitsmessungen verfügbar sind, können die Radialgeschwindigkeiten im Algorithmus entfaltet werden. Die Entfaltung und Datenqualitätskontrolle werden im Algorithmus automatisch durchgeführt und es bedarf keiner manuellen Kontrolle der Datensätze, da-

mit das horizontale Windfeld durch den Algorithmus berechnet werden kann.

In Kapitel 2.2.1 wird ein Überblick über die Herausforderungen bei der Berechnung von Multi-Doppler Windfeldern und in Kapitel 2.2.1 über bereits verfügbare Multi-Doppler Algorithmen gegeben. Im Folgenden wird der neu entwickelte Algorithmus vorgestellt.

4.7.1. Multi-Doppler Algorithmus

Der neu entwickelte Algorithmus (Abb. 4.11) ist ein zweistufiger, Medianfilter basierter Algorithmus, der keine weiteren Datenquellen als die Radare selbst benötigt. Mit Hilfe des Algorithmus können rohe Radialgeschwindigkeitsmessungen gefiltert und entfaltet werden. Voraussetzung für die Anwendung des Algorithmus ist, dass ein Teil der eingehenden Radardaten hohe Nyquistgeschwindigkeiten und eine hohe Datenqualität aufweisen. Diese Voraussetzung wird in dieser Arbeit durch die C-Band Radarmessungen des DWD erfüllt. Der DWD betreibt ein flächiges Netzwerk aus operationellen Radaren, deren Radialgeschwindigkeiten Dual-PRF korrigiert sind und die hohe Nyquistgeschwindigkeiten aufweisen (Kapitel 4.2.2, 4.2.4). Ergänzt werden diese Messungen durch zwei weitere Radare des KIT und ein Radar von MeteoSchweiz. Sowohl die KIT als auch die MeteoSchweiz Radialgeschwindigkeitsmessungen sind abgesehen von einem ersten Check des Prozessors nicht qualitätskorrigiert. Hinzu kommt, dass beim Albis Radar die Geschwindigkeitsmessungen teilweise sehr niedrige Nyquistgeschwindigkeiten von nur 8 m s^{-1} haben. Die KIT Radare und das MeteoSchweiz Radar sind jedoch eine wichtige Ergänzung um die Datenverfügbarkeit, vor allem in niedrigen Höhen, zu verbessern.

Im Multi-Doppler Algorithmus werden folgende Arbeitsschritte durchgeführt, die in Abbildung 4.11 durch blaue Siebenecke gekennzeichnet sind:

1. Interpolation der Radialgeschwindigkeiten aller Radare auf ein einheitliches Gitter:

Zunächst werden die Radialgeschwindigkeitsmessungen v_{rad} aller Radare vom Koordinatensystem des Radars (Entfernung r , Azimut α , Elevation ε) auf ein regelmäßiges Gitter in geographischen Koordinaten (geographische Länge lon, geographische Breite lat, Höhe über Grund h) interpoliert, welches hier eine horizontale und vertikale Auflösung von 500m hat. Dazu wird zunächst eine dreidimensionale lineare Interpolation mit den umliegenden v_{rad} durchgeführt. Da in größeren Entfernung des jeweiligen Radars die vertikalen Messpunkte weit auseinander liegen können, werden nur v_{rad} für die Interpolation verwendet, die vertikal maximal 500m vom Punkt des Zielgitters entfernt liegen. Sobald eine Messung der acht umliegenden Punkte für die lineare Interpolation nicht zur Verfügung steht, was oft an Randpunkten oder in Regionen mit geringer Datenqualität der Fall ist, wird der Median der verfügbaren umliegenden v_{rad} verwendet.

Die auf das Gitter interpolierten Radialgeschwindigkeiten für die sieben Radare sind in Abbildung 4.12a-g dargestellt. Da die Entfernung des Gewitters zum Feldberg Radar groß ist, misst das Feldberg Radar am Ort des Gewitters in der Höhe von 2500m keine Radialgeschwindigkeiten mehr. Das Radar in Eggenstein-Leopoldshafen (Abb. 4.12f) misst um den Zellkern viele Fehlmessungen, die

4. Daten und Methoden

aufgrund der fehlenden Dual-PRF Korrektur entstehen. In Gewittern können die Gradienten der Radialgeschwindigkeiten zwischen zwei benachbarten Azimuten groß werden. Sind die Gradienten in der Radialgeschwindigkeit zwischen den beiden azimuthal benachbarten Strahlen größer als der Eindeutigkeitsbereich der Geschwindigkeiten, kommt es zu Fehlern bei der Dual-PRF Entfaltung, welche in der Nachbearbeitung korrigiert werden können (Kapitel 4.2.4). In den v_{rad} des Albis Radars (Abb. 4.12g) sind Geschwindigkeitsfaltungen zu erkennen.

2. Erstellung eines Hintergrunds basierend auf Radialgeschwindigkeiten der DWD Radare:

Der DWD stellt v_{rad} mit einer hohen Qualität zur Verfügung, da diese Messungen aufgrund hoher Nyquistgeschwindigkeiten wenige Faltungen beinhalten und Dual-PRF korrigiert sind. Die v_{rad} des DWD werden später als Grundlage für eine erste Schätzung des Windfelds verwendet, woraus die weniger gut kontrollierten Radialgeschwindigkeiten der anderen abgeschätzt werden können. Durch den Vergleich von erwarteten und gemessenen Radialgeschwindigkeiten, können fehlerhafte Messungen gefiltert und Geschwindigkeitsfaltungen entfaltet werden. Trotz Dual-PRF Korrektur sind auch die DWD v_{rad} nicht völlig frei von Artefakten. Damit für die finale Multi-Doppler Berechnung und die Schätzung des Windfelds für die anderen Radare die DWD v_{rad} möglichst wenige Messfehler enthalten, werden die DWD v_{rad} mit einem Hintergrund gefiltert. Der zweidimensionale Hintergrund wird auf der Grundlage der DWD v_{rad} erstellt. Damit isolierte, kleinräumige Artefakte entfernt werden, wird für die Erstellung des Hintergrunds die Datenverfügbarkeit für jedes DWD Radar überprüft. In einem quadratischen Bereich von 15km x 15km um die betrachtete Radialgeschwindigkeitsmessung, wird vorausgesetzt, dass mindestens 40% der möglichen Messungen auch zur Verfügung stehen. Wird dieser Wert nicht erreicht, werden die Radialgeschwindigkeiten verworfen. Im zweiten Schritt wird der Hintergrund erstellt, indem die DWD v_{rad} mit einem zweidimensionalen Medianfilter geglättet werden. Der Medianfilter verwendet alle verfügbaren Messungen in einem quadratischen Bereich von 15km x 15km um die jeweilige Radialgeschwindigkeitsmessung. Als Drittes werden Lücken im Hintergrund mit Radialgeschwindigkeiten aus den umliegenden Höhen bis zu einem maximalen Abstand von 1000m aufgefüllt. Zuletzt wird der Hintergrund durch ein zweidimensionales, gleitendes Mittel über eine Fläche von 30km x 30km extrapoliert, damit für möglichst viele v_{rad} ein Hintergrundwert zum Vergleich zur Verfügung steht.

Die berechneten Hintergründe der DWD Radare sind in Abbildung 4.12h, i, j, k dargestellt.

3. Filterung der Radialgeschwindigkeitsmessungen der DWD Radare:

In diesem Schritt werden die v_{rad} der DWD Radare mit Hilfe des Hintergrunds gefiltert. Um Artefakte aus den DWD Radialgeschwindigkeitsmessungen zu entfernen, werden für die DWD Radare alle v_{rad} auf dem geographischen Gitter (Schritt 1), die um mehr als 4.5 m s^{-1} gegenüber des geschätzten Hintergrunds (Schritt 2) abweichen oder für die kein geschätzter Hintergrund zur Verfügung steht, entfernt.

4. Glättung der Radialgeschwindigkeitsmessungen der DWD Radare:

Die gefilterten Radialgeschwindigkeiten der DWD Radare werden mit einem zweidimensionalen gleitenden Mittel, das Messungen in einem quadratischen Bereich mit einer Kantenlänge von 3 km um die betrachteten Messung zur Mittlung verwendet, geglättet. Bei Datenlücken oder an den Rändern, werden die zur Verfügung stehenden v_{rad} für das gleitende Mittel verwendet, auch wenn es nur wenige Messpunkte sind. Die daraus entstehenden korrigierten Radialgeschwindigkeiten (Abb. 4.12o, p, q, r) gehen in die finale Multi-Doppler Berechnung (Abschnitt 4.7.2) zur Bestimmung des horizontalen Windfelds ein.

5. Simulation der Radialgeschwindigkeiten für die Radare des KIT und von MeteoSchweiz:

In diesem Schritt wird basierend auf den korrigierten Radialgeschwindigkeiten der DWD Radare ein Radialgeschwindigkeitsfeld für die KIT Radare und das MeteoSchweiz Radar simuliert, wobei ein Verfahren angewendet wird, das Gemeinsamkeiten mit dem der Hintergrunderstellung hat. Zunächst wird aus den korrigierten v_{rad} Feld der DWD Radare mittels Multi-Doppler (Abschnitt 4.7.2) ein horizontaler Windvektor mit den Komponenten u, v berechnet. Analog zur Hintergrundrestitution werden u und v durch ein zweidimensionales, gleitendes Mittel mit einer Kantenlänge von 30 km extrapoliert. Auch hier werden Bereiche im horizontalen Windfeld ohne u, v Komponenten mit u, v Komponenten aus den umliegenden Höhen bis zu einem maximalen Abstand von 1000 m aufgefüllt. Anschließend wird aus dem horizontalen Windvektor für die beiden KIT Radare und das MeteoSchweiz Radar das zu erwartende Radialgeschwindigkeitsfeld simuliert:

$$v_{rad} = u \sin(\alpha) \cos(\varepsilon) + v \cos(\alpha) \cos(\varepsilon) + (w + w_t) \sin(\varepsilon). \quad (4.15)$$

Dabei ist α der Azimut und ε der Elevationswinkel. Der letzte Term mit der Vertikalgeschwindigkeit w und der Fallgeschwindigkeit w_t der Streuer wird hier vernachlässigt.

Die simulierten Geschwindigkeitsfelder sind in Abbildung 4.12l, m, n dargestellt.

6. Entfaltung der Radialgeschwindigkeiten für die Radare des KIT und von MeteoSchweiz:

Durch einen Vergleich zwischen simulierten und den gemessenen Radialgeschwindigkeiten auf dem geographischen Gitter, können die Messungen entfaltet werden. Es wird davon ausgegangen, dass eine Faltung vorliegt, wenn die Differenz zwischen den simulierten und den gemessenen Radialgeschwindigkeiten größer als das ganzzahlig Vielfache der Nyquist Geschwindigkeit des jeweiligen Radars ist. Rohe, gefaltete Geschwindigkeiten werden um das n -fache der Nyquist Geschwindigkeit verschoben.

7. Filterung der Radialgeschwindigkeiten für die Radare des KIT und von MeteoSchweiz:

Analog zu den v_{rad} der DWD Radare werden auch die v_{rad} für die Radare des KIT und von Meteo-Schweiz nach dem in Schritt 3 beschriebenen Verfahren gefiltert: Alle entfalteten Radialgeschwindigkeiten werden mit einem zweidimensionalen gleitenden Mittel, das Messungen in einem quadratischen Bereich mit einer Kantenlänge von 3 km um die betrachteten Messung zur Mittlung verwendet, geglättet. Bei Datenlücken oder an den Rändern, werden die zur Verfügung stehenden v_{rad} für das gleitende Mittel verwendet, auch wenn es nur wenige Messpunkte sind. Die daraus entstehenden korrigierten Radialgeschwindigkeiten (Abb. 4.12o, p, q, r) gehen in die finale Multi-Doppler Berechnung (Abschnitt 4.7.2) zur Bestimmung des horizontalen Windfelds ein.

4. Daten und Methoden

digkeitsmessungen der KIT Radare und des MeteoSchweiz Radars, die um mehr als 4.5 m s^{-1} vom simulierten Radialgeschwindigkeitsfeld (Schritt 5) abweichen, werden entfernt.

8. Glättung der Radialgeschwindigkeiten für die Radare des KIT und von MeteoSchweiz:

Im letzten Schritt werden die entfalteten, gefilterten Radialgeschwindigkeiten der KIT Radare und des MeteoSchweiz Radars analog zu den v_{rad} der DWD Radare nach dem im Schritt 4 beschriebenen Verfahren geglättet. Die daraus entstehenden korrigierten Radialgeschwindigkeiten gehen in die finale Multi-Doppler Berechnung (Abschnitt 4.7.2) zur Bestimmung des horizontalen Windfelds ein.

Die Dual PRF Artefakte im Radar von Eggenstein-Leopoldshafen wurden erfolgreich korrigiert (Abb. 4.12t). Auch im Albis Radar wurden die Radialgeschwindigkeiten erfolgreich entfaltet und kleinräumige Artefakte korrigiert oder entfernt (Abb. 4.12u).

Nun liegen für alle Radare qualitätskorrigierte, entfaltete und geglättete Radialgeschwindigkeitsfelder vor, sodass mittels Multi-Doppler (Abschnitt 4.7.2) ein horizontaler Windvektor (u, v) berechnet werden kann. Zum Schluss werden die Komponenten des horizontalen Windvektors über eine $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ Fläche mit einem gleitenden Mittel geglättet und Konvergenz und Rotation berechnet.

4.7.2. Berechnung des horizontalen Winds aus der Radialgeschwindigkeit

Ein Radar misst nur die radiale Geschwindigkeitskomponente (Kapitel 2.1.2). Stehen Radialwindmessungen mehrerer Radare für die gleiche Region zur Verfügung, kann mittels Multi-Doppler ein horizontaler Windvektors im Überlappbereich berechnet werden. Die Radialgeschwindigkeit v_{ri} eines Radars i setzt sich zusammen aus:

$$v_{ri} = u * a_i + v * b_i + W * c_i, \quad (4.16)$$

$$W = w + w_t, \quad (4.17)$$

$$a_i = \sin(\alpha_i) \cos(\varepsilon_i), \quad (4.18)$$

$$b_i = \cos(\alpha_i) \cos(\varepsilon_i), \quad (4.19)$$

$$c_i = \sin(\varepsilon_i). \quad (4.20)$$

Dabei sind α_i die Azimute und ε_i die Elevationswinkel des Radars i (Gl. 4.15) und u und v die Ost-West und Nord-Süd Komponenten des Windvektors. Der letzte Term mit der Summe aus Vertikalwindkomponente w und Partikelfallgeschwindigkeit w_t wird hier vernachlässigt, der Vollständigkeit halber jedoch immer mit aufgeführt. Somit werden zwei Gleichungen und mindestens zwei Radare benötigt, die das gleiche Volumen betrachten, um diese Gleichungen für die unbekannten horizontalen Windkomponenten u und v zu lösen:

$$u = \frac{b_2 v_{r1}}{a_1 b_2 - a_2 b_1} - \frac{b_1 v_{r2}}{a_1 b_2 - a_2 b_1}, \quad (4.21)$$

$$v = \frac{a_1 v_{r2}}{a_1 b_2 - a_2 b_1} - \frac{a_2 v_{r1}}{a_1 b_2 - a_2 b_1}. \quad (4.22)$$

Mit drei Radaren gibt es genau eine Lösung für die drei Unbekannten u , v , W :

$$u = D^{-1}[v_{r1}(b_2 c_3 - b_3 c_2) - v_{r2}(b_1 c_3 - b_3 c_1) + v_{r3}(b_1 c_2 - b_2 c_1)], \quad (4.23)$$

$$v = D^{-1}[v_{r1}(a_3 c_2 - a_2 c_3) - v_{r2}(a_3 c_1 - a_1 c_3) + v_{r3}(a_2 c_1 - a_1 c_2)], \quad (4.24)$$

$$W = D^{-1}[v_{r1}(a_2 b_3 - a_3 b_2) - v_{r2}(a_1 b_3 - a_3 b_1) + v_{r3}(a_1 b_2 - a_2 b_1)]. \quad (4.25)$$

Die Determinante D ist gegeben durch:

$$D = [a_1(b_2 c_3 - b_3 c_2) - a_2(b_1 c_3 - b_3 c_1) + a_3(b_1 c_2 - b_2 c_1)]. \quad (4.26)$$

Bei Verfügbarkeit von mehr als drei Radaren, ergeben sich aus Gleichung 4.16 mehrere Gleichungen, deren Anzahl der Anzahl der Radare entspricht. Dann wird mittels der Methode der kleinsten Quadrate die Differenz der Lösungen, die sich analog aus Gleichung 4.21 und Gleichung 4.22 bestimmen lassen, für die unterschiedlichen Radarkombinationen, die aufgrund unterschiedlicher Geometrien entstehen, minimiert. Multi-Doppler wird nur an Orten berechnet, an denen die Winkeldifferenzen der Azimute der verwendeten Radare größer als 45 Grad ist. Die Winkeldifferenzen wurden schrittweise von 20 Grad nach und nach erhöht, da eine deutliche Verbesserung der Ergebnisse des Multi-Doppler Algorithmus, insbesondere in Bereichen mit einer geringen Radarabdeckung wie z.B. im Südschwarzwald, beobachtet wurde.

4. Daten und Methoden

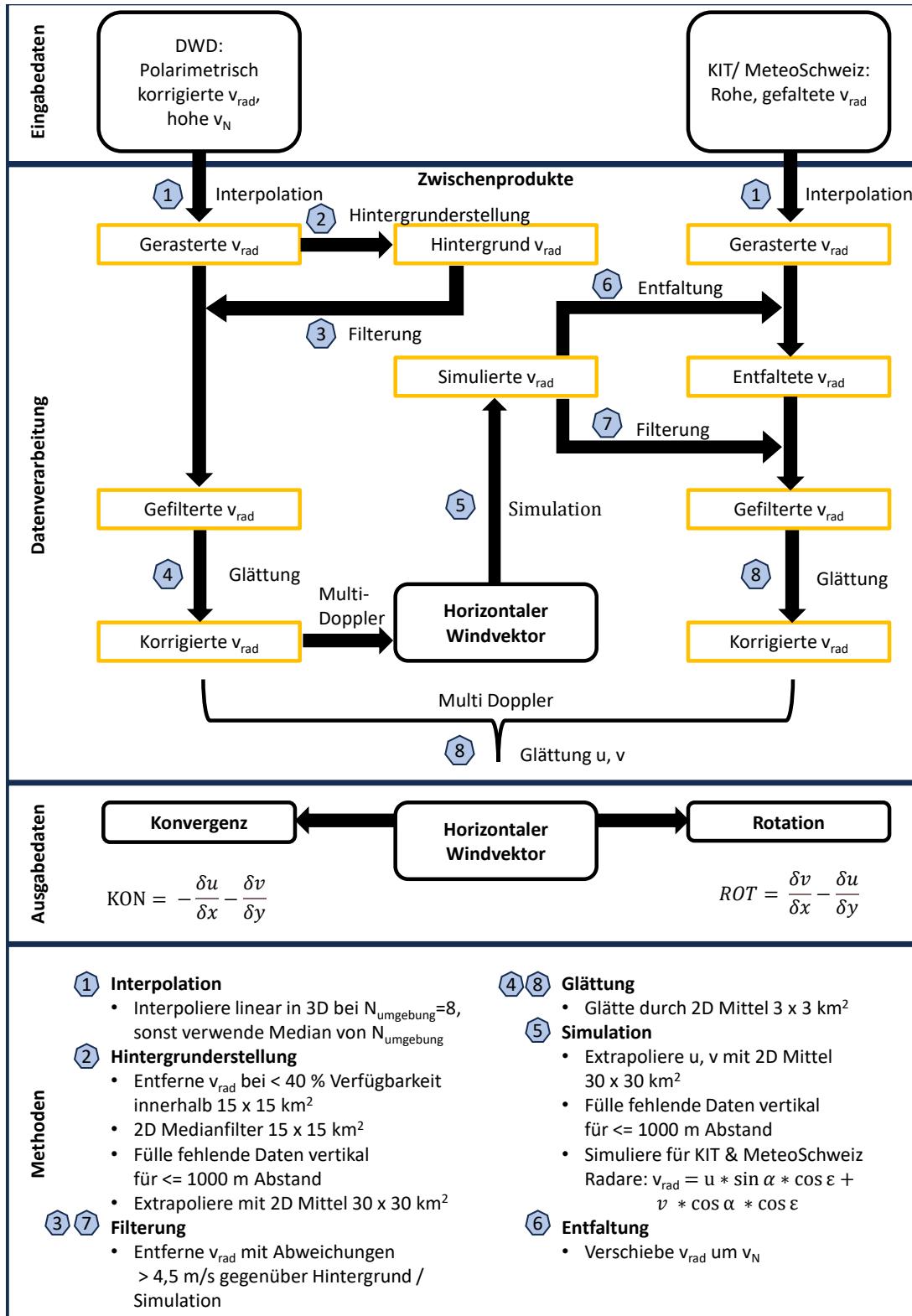


Abb. 4.11.: Schematische Darstellung des Multi-Doppler Algorithmus

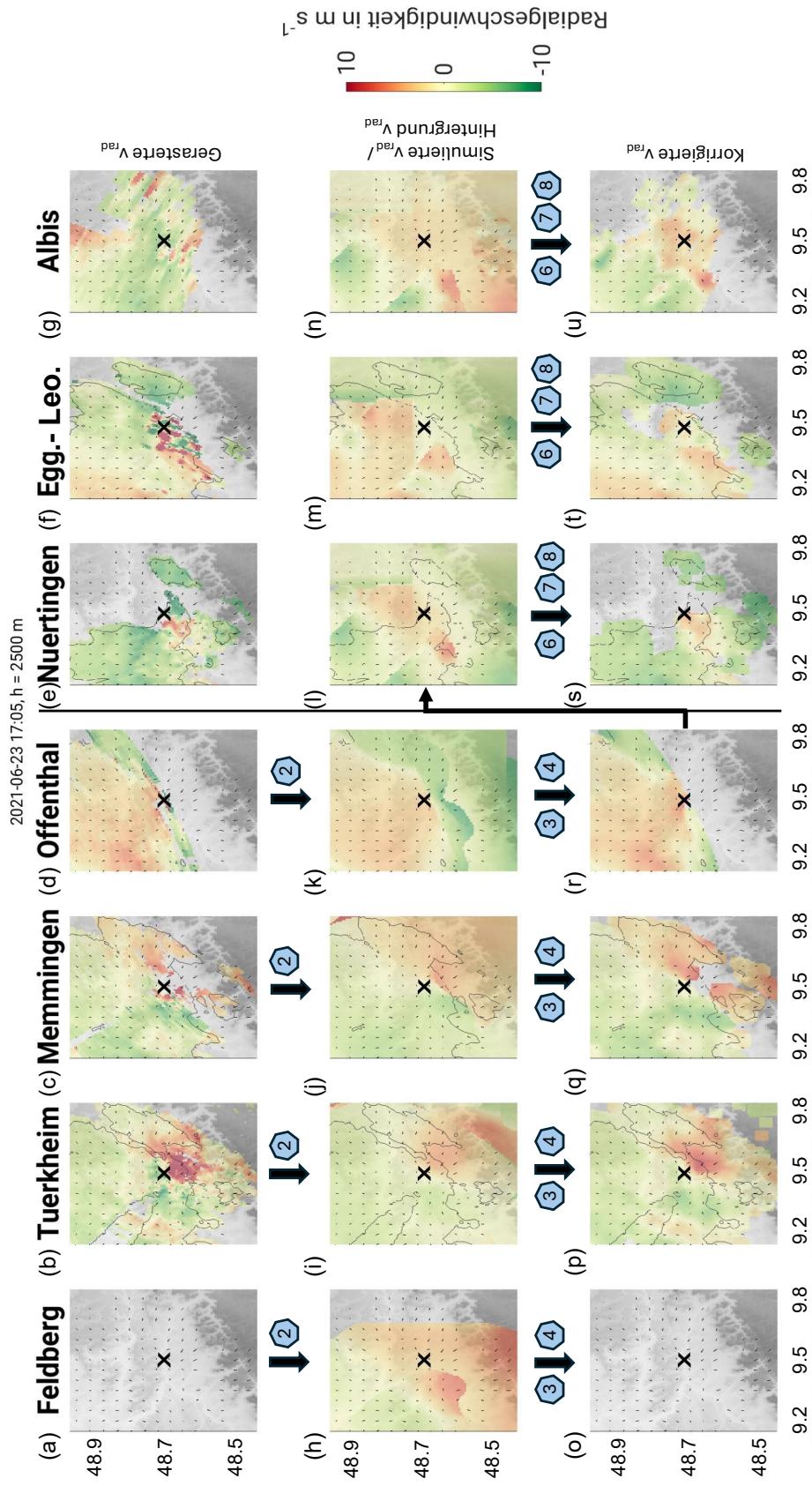


Abb. 4.12.: Ein Beispiel für die Prozessierung der Radialgeschwindigkeiten durch den Multi-Doppler Algorithmus anhand der Radialgeschwindigkeiten des 23. Juni 2021, 17:05 UTC. Die blauen Konturen zeigen die 10 dBZ Reflektivitätsisolinie. Das dicke, schwarze Kreuz im Zentrum beschreibt den Zellmittelpunkt der Superzelle des 23. Juni. Die Arbeitsschritte in den blauen Siebenecken sind in Abbildung 4.11 schematisch dargestellt.

4. Daten und Methoden

4.7.3. Berechnung von Konvergenz und Rotation

Aus dem in Abschnitt 4.7.2 berechneten horizontalen Windfeld berechnen sich Konvergenz und Rotation unter Vernachlässigung der Vertikalwindkomponente zu:

$$\text{Rotation} = \text{rot}(\vec{v}) = \nabla \times \vec{v}, \quad (4.27)$$

$$\text{Konvergenz} = -\text{div}(\vec{v}) = -\nabla \cdot \vec{v}. \quad (4.28)$$

Hier wurde die Vertikalkomponente vernachlässigt, sodass sich Gleichungen 4.27 und 4.28 vereinfachen:

$$\text{Rotation} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (4.29)$$

$$\text{Konvergenz} = -\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}. \quad (4.30)$$

Für die Berechnungen wurden jeweils zentrierte Differenzen verwendet.

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

In diesem Kapitel werden zeitliche und räumliche Verteilungen von Gewitterinitierungen, Gewitterpfaden und Häufigkeitsverteilungen ausgewählter Gewittereigenschaften von sieben Sommersaisons (Mai - September, 2017-2023) in Südwestdeutschland untersucht. Eine Statistik von sieben Jahren stellt keine Klimatologie dar, die meist einen Zeitraum von mindestens 30 Jahren umfasst (Rohli and Vega, 2017). Dennoch werden im Folgenden Häufigkeitsverteilungen und statistische Kenngrößen berechnet, die als statistische Charakteristika der zugehörigen Klimatologie angesehen werden können (Schönwiese, 2013). Deshalb wird hier ähnlich wie in Arbeiten von Mohee and Miller (2010); Weckwerth et al. (2011); Allen et al. (2011); Galanaki et al. (2018) vereinfacht von einer Klimatologie gesprochen, auch wenn es sich nur um eine siebenjährige Statistik handelt. Die Statistik ist durch den Datensatz begrenzt. Erst seit 2017 stehen Radarmessungen des DWD als Basisdaten in Volumendatensätzen zur Verfügung (Kapitel 4.2.1). Innerhalb dieser sieben Jahre, wurden 190253 RCs von TRACE3D im Untersuchungsgebiet verfolgt, worunter sich 104210 Gewittergruppenpfade mit einer Gruppenlebensdauer von mindestens 15 Minuten, 49592 Gewitterpfade und 8255 Gewittergruppeninitierungen befinden. Die Länge des homogenen Datensatzes mit der hohen Anzahl an Ereignissen ist ausreichend, um statistische Charakteristika, Eigenschaften und die Entwicklung von Gewittern im Untersuchungsgebiet zu erfassen.

Ab dem 26. Juli 2017 bis Ende September 2023 wurden Gewitter in Baden-Württemberg mit TRACE3D (Handwerker, 2002, Kapitel 4.5) identifiziert und nachverfolgt. In dieser Arbeit werden zur Identifikation und Verfolgung von Gewittern sowohl ein Radar-basierter Trackingalgorithmus als auch Blitzmessungen verwendet und die Vorteile dieser beiden Methoden kombiniert (Kapitel 2.2.1). Dadurch wird eine hohe Detektionsgenauigkeit mit einer hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung erreicht. TRACE3D wurde auf Messungen der vier Radare (Tab. 4.2) in Eggenstein-Leopoldshafen, Türkheim, Memmingen und auf dem Feldberg angewendet. Für das Jahr 2021 flossen zusätzlich X-Band Radardaten aus Nürtingen ein. Im Folgenden werden zunächst Gewittergruppen definiert. Anschließend gibt es zwei große Teilabschnitte, wovon sich der erste Abschnitt mit der Initiierung von Gewittern und der zweite Abschnitt mit dem Verlauf von Gewittern beschäftigt.

5.1. Definitionen

TRACE3D klassifiziert und verfolgt Reflektivitätskerne (RCs, Kapitel 4.5). Eine **Pfadinitiierung** ist ein neu entstandener Reflektivitätskern, der nicht dem Pfad eines RCs des vorigen Zeitpunkts zugeordnet werden kann und erstmalig den Reflektivitätsschwellenwert von 45 dBZ überschreitet. Zu jeder Pfadinitiierung

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

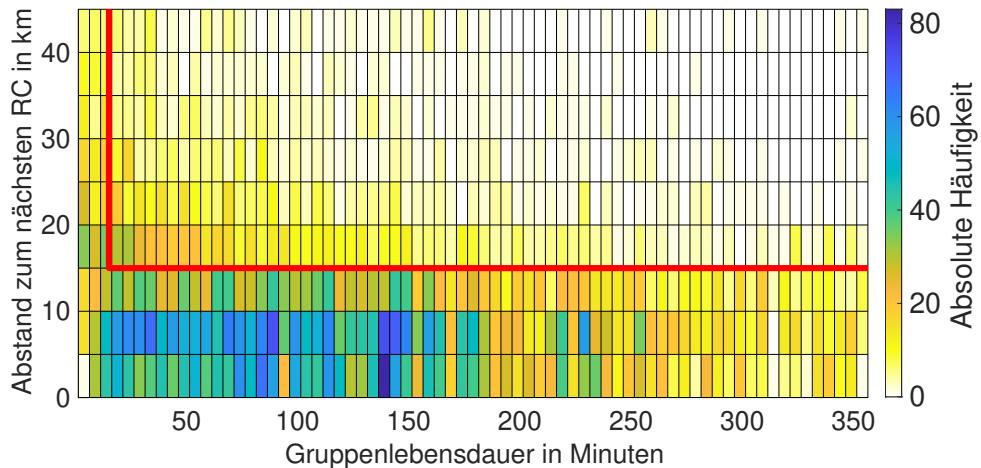


Abb. 5.1.: Häufigkeitsverteilung des Abstandes einer jeden Pfadinitiierung in den Sommermonaten 2017-2023 zum nächstgelegenen RC das nicht zum gleichen Pfad des betrachteten RCs gehört und das bis maximal 20 Minuten vor dem betrachteten RC detektiert wurde in Abhängigkeit der Gruppenlebensdauer. Die Gruppenlebensdauer wird für Gruppen, mit der in Abschnitt 5.1 definierten Gruppeninitiierung, ermittelt. Die roten Linien kennzeichnen die gewählten Schwellenwerte zur Definition einer Gewittergruppeninitiierung.

itierung kann ein Pfad mit Eigenschaften wie z.B. Lebensdauer, Reflektivität und Zuggeschwindigkeit zugeordnet werden. Der häufigste Auslöser für eine Pfadinitiierung ist ein bereits bestehender RC im nahen Umfeld der Pfadinitiierung. Im folgenden Kapitel 5.2 liegt jedoch der Fokus auf Gewittern, die isoliert entstehen, ohne dass vorher im direkten Umfeld schon ein RC existierte. Deshalb werden zeitlich und räumlich nahe beieinanderliegende Pfade zu Gruppen zusammengefasst und es werden nur Gruppeninitiierungen betrachtet. Dieses Konzept, Gewitterinitiierungen im Umfeld anderer konvektiver Gebilde auszuschließen um Mechanismen der Konvektionsauslösung zu untersuchen, wurde bereits in anderen Studien ähnlich angewendet (Lock and Houston, 2014; Wilson and Roberts, 2006). Lock and Houston (2015) bezeichnet eine Gewitterentstehung in Amerika als Gruppeninitiierung, wenn in einem Abstand von 100km zum Zeitpunkt der Gewitterentstehung kein anderes Gewitter mit einer minimalen Lebensdauer von 15 Minuten existierte. Da das Untersuchungsgebiet entlang beider Achsen eine Ausdehnung von unter 300km hat und auch der Schwarzwald eine kleinere Ausdehnung als z.B. die Rocky Mountains hat, wähle ich deutlich kleinere Werte. Eine große Anzahl an RCs hat einen Abstand unter 15 km zum nächstgelegenen RC, das nicht zum gleichen Pfad gehört und das bis maximal 20 Minuten vor dem betrachteten RC detektiert wurde (Abb. 5.1). Diese dicht beieinander liegenden RCs stehen meist mit dem gleichen System im Zusammenhang. Deshalb wird hier eine Pfadinitiierung als **Gruppeninitiierung** bezeichnet, falls in einem Abstand von 15 km innerhalb von 20 Minuten kein anderes RC vorher detektiert wurde (Abb. 5.2a).

Eine Schwachstelle von TRACE3D besteht darin, dass aufgrund der Identifikation der Reflektivitätskerne anhand von Schwellenwerten keine Unterscheidung zwischen Gewittern und Konvektion ohne Blitze getroffen werden kann. Um dies zu trennen werden zusätzlich Blitzmessungen des EUCLID Netzwerks hinzugezogen (Kapitel 4.3). Als **Gewitterpfade** werden Reflektivitätskerne bezeichnet, die mindestens

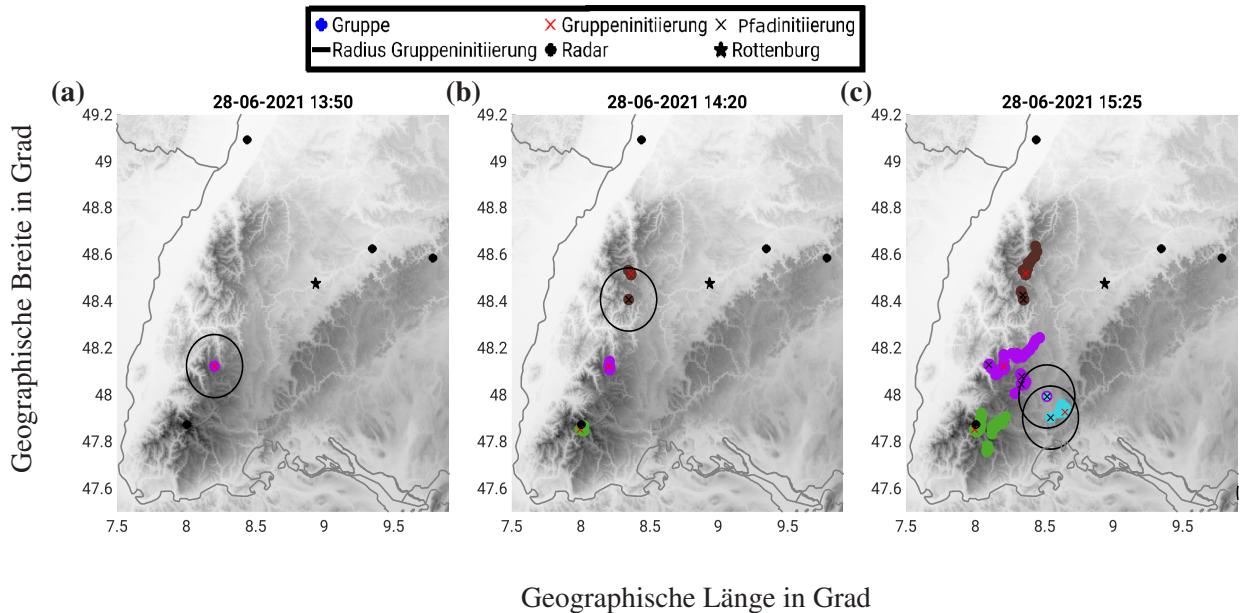


Abb. 5.2.: Beispiel einer Gruppierung von Reflectivity Cores aus TRACE3D am 28.06.2021.

eine Lebensdauer von 15 Minuten aufweisen und in deren Umkreis von 10km während ihrer Lebensdauer mindestens ein Blitz detektiert wurde, der den Boden erreichte. Alle anderen Pfade, werden als **Schauer** bezeichnet. Eine Gruppeninitiierung wird zur **Gewittergruppeninitiierung**, wenn mindestens einer der Gruppe zugehörigen Pfade ein Gewitterpfad ist. Eine **Schauergruppeninitiierung** wird analog zur Gewittergruppeninitiierung definiert, wenn keiner der Gruppe zugehörigen Pfade ein Gewitterpfad ist.

Ein Gewitterkomplex (z.B. Mesoskaliges System oder Squall Line) kann aus vielen einzelnen RCs bestehen. Auch bei einer Multizelle entstehen immer wieder neue RCs. Die Einteilung der beobachteten RCs in abgegrenzte Gewitter ist nicht trivial. Ausgehend von der Gewittergruppeninitiierung werden bis zu einem Abstand von 15 km alle umliegenden Pfadinitierungen inkl. derer Pfade (unabhängig von Lebensdauer und Blitzenschaften), die innerhalb der nächsten 20 Minuten detektiert werden, zu einer Gewittergruppe zusammengefasst (**Gewittergruppenpfade**; Abb. 5.2b). Dies wird für alle der Gruppe zugehörigen RCs wiederholt. Laufen mehrere Gewittersysteme ineinander, bekommen die RCs somit eine Mitgliedschaft zu mehreren Gruppen zugewiesen (Abb. 5.2c). Die **Gruppenlebensdauer** beschreibt den Zeitraum zwischen der Gewittergruppeninitiierung und dem letzten detektierten RC der Gruppe. Das erste und letzte detektierte RC einer Gruppe gehören oft nicht zum Pfad des gleichen RCs. Häufig entstehen RCs, die zunächst nur eine kurze Lebensdauer haben, aber in dieser Zeit weitere, stärkere RCs mit erheblich längerer Lebensdauer und längeren Paden auslösen. Dies ist der Grund, weshalb viele sekundäre Initierungen von TRACE3D erfasst werden und hier die Gruppierung der Gewitter durchgeführt wird. Außerdem werden nur Gewittergruppeninitiierungen behandelt, die eine Gewittergruppe mit einer Lebensdauer von mindestens 15 Minuten auslösen. Eine Gruppenlebensdauer von 15 Minuten reicht aus, um von der Qualitätskontrolle übersehene, nicht meteorologische Echos wie z.B. Ground Clutter

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

zu filtern. Ein in den RadARBereich hereingezogenes Gewitter verursacht immer eine neue Pfadinitierung, da außerhalb des Radargebiets der RC nicht vom Radar erkannt werden kann. TRACE3D erfasst zunächst alle RCs für jedes Radar einzeln und setzt die RCs anschließend für alle Radare zusammen. Im ersten Schritt werden Gewittergruppeninitiierungen in den äußeren 15 km der Reichweite durch eine Pfadinitierung ersetzt.

5.2. Gewitterinitiierung

Der Süden von Deutschland ist eine Region, in der häufig hochreichende Konvektion zu beobachten ist (Kapitel 2.2.5). Die Auslösung von Konvektion ist jener Teil des konvektiven Lebenszyklus eines Gewitters, der bisher am wenigsten verstanden ist und der noch am unsichersten vorhergesagt wird (Lock and Houston, 2014, Kapitel 2.2.5). Im Folgenden werden die Verteilung und die Variabilität der Gewitterinitiierungen für Südwestdeutschland analysiert. Um die Initiierung und die Verteilung der Gewittergruppeninitiierungen besser zu verstehen, werden anschließend die drei „Konvektionszutaten“ (Wärme und Feuchte, Instabilität, Auslösemechanismus; Kapitel 2.2.2) analysiert, wobei die ersten beiden „Zutaten“ als Umgebungsbedingungen zusammengefasst werden.

5.2.1. Gewitterentstehungsregionen

Insgesamt gab es im Untersuchungsgebiet 463 Tage innerhalb von sieben Sommerhalbjahren, an denen Konvektion ausgelöst wurde, was 47 % aller Beobachtungstage entspricht. Hagen and Finke (1999) beobachtete an jedem zweiten Tag im Sommer in Südwestdeutschland Konvektion und Weckwerth et al. (2011) an 62 % der Sommertage. Diese Zahlen werden durch die Größe des Untersuchungsgebiets beeinflusst. Werden alle **Gewittergruppeninitiierungen** (Abschnitt 5.1) in den Monaten Mai bis September der Jahre 2017 bis 2023 betrachtet (Abb. 5.3a), so entstehen die meisten Gewitter über dem Schwarzwald und der Schwäbischen Alb, mit einem lokalen Maximum im Lee des Südschwarzwalds. Auch der Nordschwarzwald, das obere Donautal (südlich von Rottenburg auf der Höhe von Freiburg) und die Südvogesen sind bevorzugte Gewitterentstehungsregionen. Ein Minimum an Gewittergruppenentstehungen befindet sich im Rheintal und in der Region um Karlsruhe. Die genauen Anzahlen der Gewittergruppeninitiierungen nach Regionen sind in Tabelle A.1 zusammengestellt.

Passend zu diesen Ergebnissen fanden Finke and Hauf (1996) heraus, dass im Lee des Schwarzwalds bevorzugt Gewitter entstehen und die meisten Blitze innerhalb von Deutschland in den bayrischen Voralpen und im Schwarzwald gemessen wurden. Auch Weckwerth et al. (2011) beobachteten in einer neun jährigen Klimatologie die meisten Gewitterauslösungen in unserem Untersuchungsgebiet über den Höhenzügen der Schwäbischen Alb, des Schwarzwalds und der Vogesen. Die genauen Zahlen unterschieden sich jedoch deutlich von dieser Arbeit. Während Weckwerth et al. (2011) im Rheintal $0.009 \text{ (km}^{-2}\text{)} (5 \text{ Monate})^{-1}$ Gewitterinitiierungen, im Südschwarzwald $0.018 \text{ (km}^{-2}\text{)} (5 \text{ Monate})^{-1}$ Gewitterinitiierungen und in der Schwäbischen Alb $0.020 \text{ (km}^{-2}\text{)} (5 \text{ Monate})^{-1}$ Gewitterinitiierungen zählten, werden in dieser Arbeit

$0.024(\text{km}^{-2}) (5 \text{ Monate})^{-1}$ Gewittergruppeninitiierungen im Rheintal, $0.034(\text{km}^{-2}) (5 \text{ Monate})^{-1}$ im Schwarzwald und $0.039(\text{km}^{-2}) (5 \text{ Monate})^{-1}$ in der Schwäbischen Alb detektiert (Tabelle A.1). Die Reihenfolge in Bezug auf die höchsten Gewitterinitiierungen ist bei beiden Arbeiten gleich, aber in dieser Arbeit sind die Zahlen höher. Diese absoluten Zahlen hängen jedoch von der Wahl der genauen Gebietsgrenzen ab und auch von Parametern, die zur Gruppierung von RCs in Gewittergruppen verwendet werden (wird in Kapitel 5.2.3 ausführlich diskutiert).

Die Verteilung der Gewittergruppenentstehungen in Abhängigkeit der Orographie bestätigt, dass die Auslösung von Gewittern durch Bergland begünstigt wird (Abb. 5.3b). Die meisten Gewittergruppeninitiierungen mit ca. 0.24 Gewittergruppeninitiierungen pro Quadratkilometer, in den Monaten Mai bis September der Jahre 2017 bis 2023, gibt es im Untersuchungsgebiet über einer Orographie mit Höhen zwischen 800m und 1000m (Abb. 5.3b). In diesen Höhenbereich fallen sowohl Teile des Schwarzwalds als auch der Schwäbischen Alb, die sich durch viele Gewittergruppenentstehungen auszeichnen. Geländehöhen über 1000m erreicht nur noch der Schwarzwald. Dort entstehen, bezogen auf die Fläche, weniger Gewitter als im Höhenbereich zwischen 800m und 1000m.

Dass es die meisten Gewittergruppeninitiierungen im Umfeld des Berglands gibt ist nicht überraschend und wurde bereits in vielen anderen Regionen der Welt beobachtet (Schaaf et al., 1988; Bertram and Mayr, 2004). Durch die Orographie kann Luft sowohl thermisch als auch dynamisch zum Aufstieg gezwungen werden und somit Konvektion ausgelöst werden (Kapitel 2.2.2). Berge begünstigen die Ausbildung von Konvergenzlinien (Hagen et al., 2011). Da die Lage von Konvergenzen stark durch die Orographie beeinflusst wird, häufen sich Initiierungen in einigen Regionen (Geerts et al., 2008). An manchen Tagen wird nur in den Bergen die Auslösetemperatur erreicht, sodass Konvektionsauslösung auf das Bergland begrenzt ist, wenn es keine weiteren Auslösemechanismen gibt (Meißner et al., 2007).

Bei der Auswertung der von TRACE3D ermittelten Verteilung der Initiierungen (Abb. 5.3a) ist zu beachten, dass der von TRACE3D ermittelte Ort der Initiierung meist nicht gleich dessen **ursprünglichen Entstehungsort** ist. Das beobachtete RC ist vor der Detektion durch TRACE3D stromauf des Windfelds entstanden, da es zum Detektionszeitpunkt bereits den Schwellenwert von 45 dBZ überschritten hat. Im westlichen Amerika beträgt der Median der Zeit, bis ein neues Gewitter eine Reflektivität von 30 dBZ erreicht, 24 Minuten (Wilson and Schreiber, 1986).

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

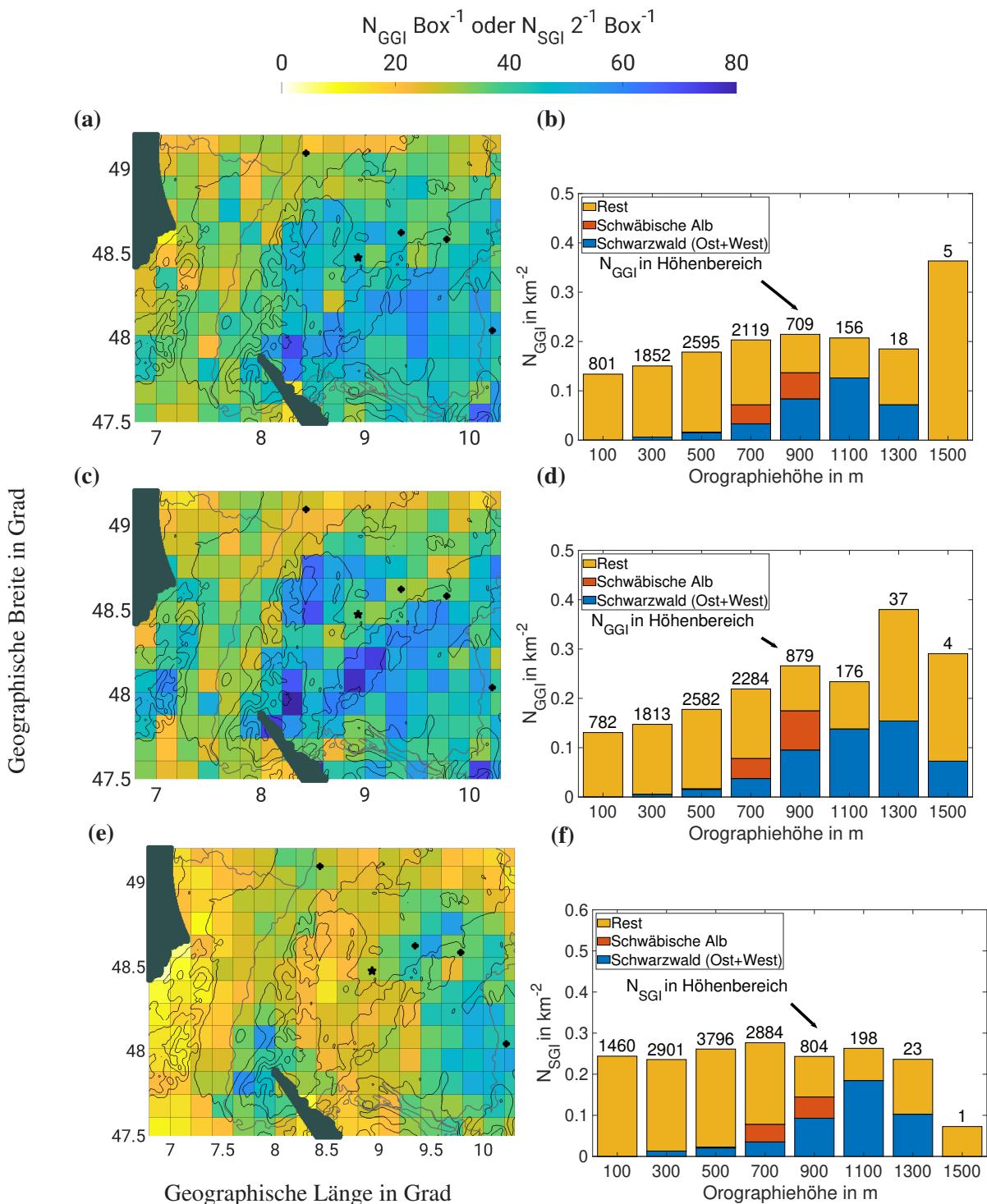


Abb. 5.3.: Anzahl an Gewittergruppeninitiierungen N_{GGI} pro Box mit einer Fläche von 225 km^2 , ermittelt durch TRACE3D in den Monaten Mai bis September für die Jahre 2017 bis 2023 (a). N_{GGI} , zugehörig zu (a), für verschiedene Orographiehöhenbereiche (b). N_{GGI} pro Box, die mittels des ERA5 850hPa Winds um eine Stunde stromauf ihres von TRACE3D detektierten Initiierungsorts verschoben wurden (c). N_{GGI} , zugehörig zu (c), für verschiedene Orographiehöhenbereiche (d). Dargestellt ist die Hälfte der Anzahl an Schauergruppeninitiierungen N_{SGI} in den Monaten Mai bis September für die Jahre 2017 bis 2023 (e). N_{SGI} , zugehörig zu (e), für verschiedene Orographiehöhenbereiche (f). Die schwarzen Punkte markieren die Standorte der Radare, deren Reflektivitätsmessungen in TRACE3D für die Ermittlung der Reflektivitätskerne eingehen.

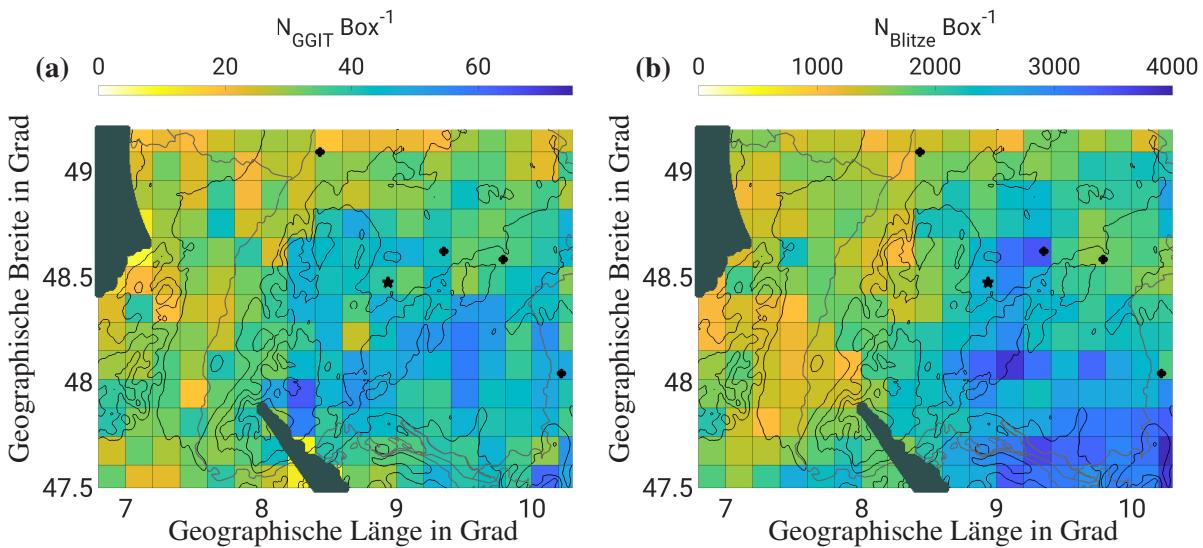


Abb. 5.4.: Anzahl an Tagen N_{GGIT} in den Monaten Mai bis September der Jahre 2017 bis 2023, an denen mindestens eine Gewittergruppeninitiierung in der jeweiligen Box stattfand, die eine Fläche von 225 km^2 hat (a). Blitzanzahl pro Box in den Monaten Mai bis September der Jahre 2017 bis 2023 (b). Der schwarze Stern markiert Rottenburg. Die schwarzen Punkte markieren die Standorte der Radare, deren Reflektivitätsmessungen in TRACE3D für die Ermittlung der Reflektivitätskerne eingehen.

Siegmann (2022) hat für Südwestdeutschland einige von TRACE3D ermittelte Auslösungen händisch zu jenem Zeitpunkt zurückverfolgt, an dem die ersten Anzeichen der Entwicklung von Konvektion sichtbar wurden. Er verwendete jedoch zum Zelltracking mit TRACE3D einen höheren Reflektivitätsschwellenwert von 52 dBZ . Dabei wurden zeitliche Diskrepanzen zwischen 40 Minuten bis hin zu vier Stunden und räumliche Distanzen von 0 km bis 80 km festgestellt. In Abbildung 5.3c wurden die Gewittergruppeninitiierungen aus Abbildung 5.3a um eine Stunde entlang des ERA5 850hPa Winds stromauf verschoben um die Diskrepanz zwischen TRACE3D Initiierungszeit und dem wahren Initiierungszeit zu verkleinern. Es ist zu erkennen, dass die Gewittergruppeninitiierungen noch stärker an das Bergland gekoppelt sind und die Maxima einzelner Boxen stärker ausgeprägt sind als bei der Verteilung der von TRACE3D ermittelten Initiierungszeit (Abb. 5.3c, d). Vor allem in den Vogesen und im Nordschwarzwald sind nun mehr Gewitterinitiierungen detektiert worden.

Werden alle Tage aufsummiert, an denen mindestens eine Gewittergruppeninitiierung von TRACE3D in der Box detektiert wurde (Abb. 5.4a), so gibt es im Schwarzwald und im Bereich der Schwäbischen Alb die meisten **Gewitterinitiierungstage**. Auch Wapler (2013); Puskeiler et al. (2016); Piper and Kunz (2017) beobachten ein lokales Maximum an Gewittertagen in den Sommermonaten im Bereich von Schwarzwald und Schwäbischer Alb. Die höchste **Blitzanzahl** wird östlich des Schwarzwalds und im Voralpenland gemessen (Abb. 5.4b). Ebenfalls Wapler (2013); Enno et al. (2020); Müller and Döpp (2025) berichten über ein Blitzmaximum östlich des Schwarzwalds. Wenn die Gewitter im Bereich des Schwarzwalds entstehen, scheinen noch nicht viele Blitze mit den Gewittern einherzugehen. Erst in der

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

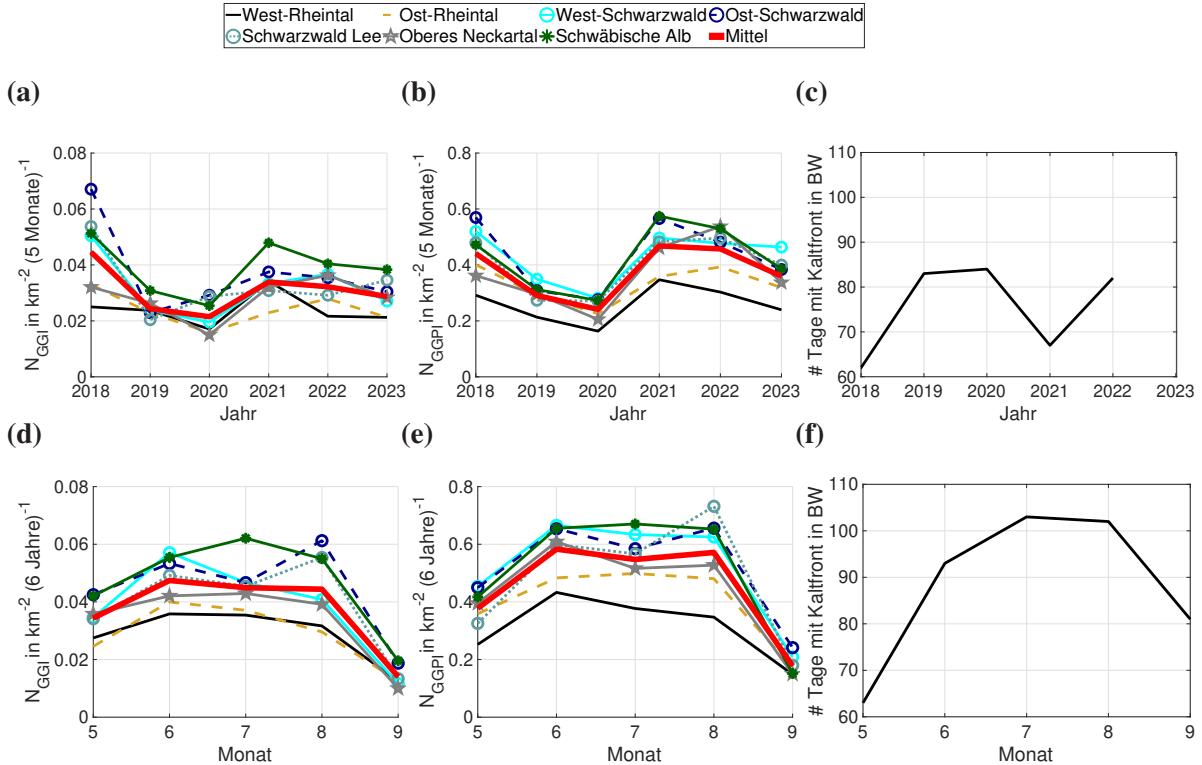


Abb. 5.5.: Jahressummen von Gewittergruppeninitiierungen (N_{GGI}) für die verschiedenen Regionen (Abbildung 4.1, Tabelle 4.1, (a)). Jahressummen von Gewittergruppenpfadinitiierungen (N_{GGPI}) (b). Jahressummen von Tagen mit Kaltfrontpassagen in Baden-Württemberg (Kapitel 4.3) in den Monaten Mai bis September (c). Monatssummen von Gewittergruppeninitiierungen (d). Monatssummen von Gewittergruppenpfadinitiierungen (e). Monatssummen von Tagen mit Kaltfrontpassagen in Baden-Württemberg in den Monaten Mai bis September (f).

weiteren Entwicklung, wenn sie mit dem Wind, welcher im Untersuchungsgebiet überwiegend aus Südwest weht, nach Nordosten advehiert werden, kommt es zur Intensivierung und die Blitzanzahl nimmt zu. Blitze eignen sich daher nicht zur Identifizierung von Gewitterinitiierungen.

Auch wenn sich die Verteilungen in den Abbildungen 5.3a, c und 5.4a im Detail voneinander unterscheiden, ist immer klar zu erkennen, dass Initiierungen bevorzugt in der Umgebung des Berglands von Vogesen, Schwarzwald und Schwäbischer Alb stattfanden.

Schauergruppeninitiierungen wurden hauptsächlich im Südosten des Untersuchungsgebiets, im Südschwarzwald, in der Region um Nürtingen und in der Region um Karlsruhe detektiert. Hier gibt es einen Zusammenhang zwischen der Anzahl an Schauergruppeninitiierungen und dem Abstand des Initiierungs-orts zum nächstgelegenen Radar. In Radarnähe befindet sich der unterste Radarstrahl näher am Boden als in einer großen Entfernung zum Radar und die vertikalen Abstände der Strahlen der verschiedenen Elevationen sind geringer (Abb. 4.7d). Deshalb können nur in Radarnähe auch Schauerzellen in geringer Höhe über Grund und mit einer geringen vertikalen Ausdehnung noch detektiert werden. Bei Schauergruppeninitiierungen ist der Einfluss der Orographie auf die Anzahl der Auslösungen nur noch klein (Abb. 5.3f).

5.2.2. Räumliche und zeitliche Variabilität der Gewittergruppeninitiierungen

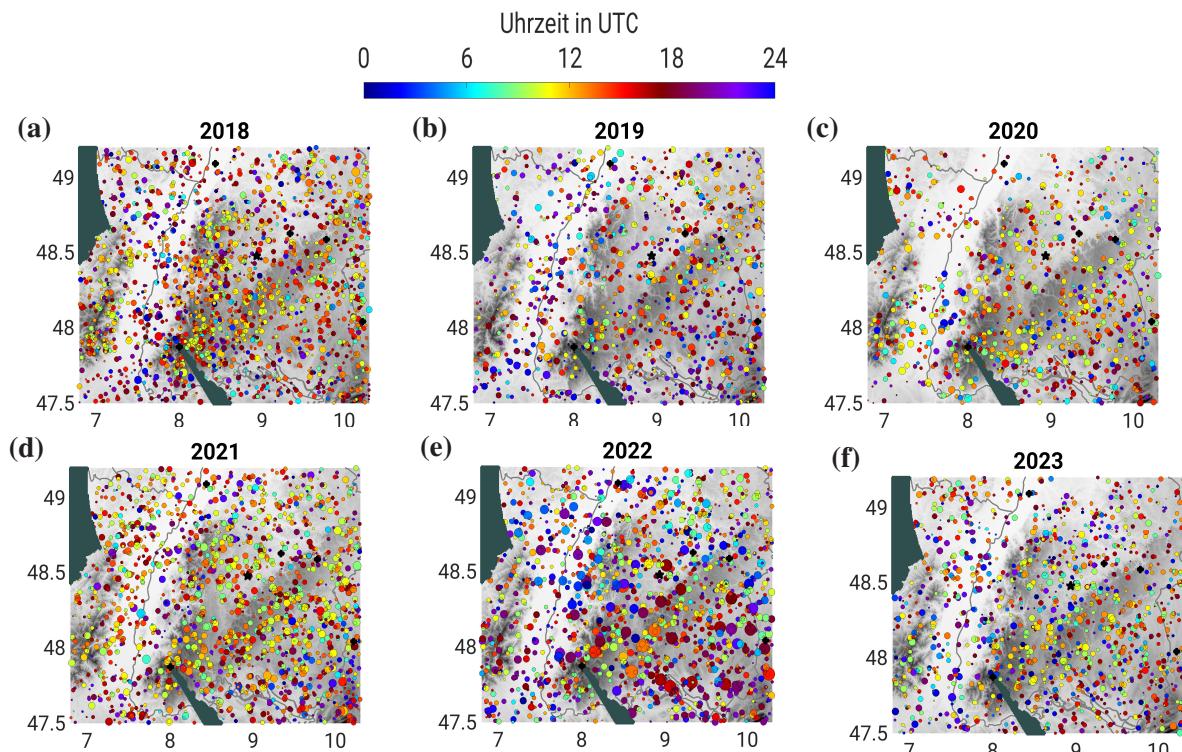
In diesem Kapitel wird untersucht, wie sehr die Anzahl und die räumliche Verteilung der Gewittergruppeninitiierungen innerhalb eines Jahres und zwischen den verschiedenen Jahren variiert. Die meisten Gewittergruppeninitiierungen mit 0.048 km^{-2} (6 Jahre) $^{-1}$ Gewittergruppeninitiierungen wurden im Juni beobachtet, dicht gefolgt vom Juli (Abb. 5.5a). Die höchste Anzahl an Tagen, an denen mindestens eine Gewittergruppeninitiierung stattfand, wurde hingegen oft für Juli, gefolgt von Juni ermittelt (Piper et al., 2019; Grebe, 2009). Jedoch handelt es sich nur um kleine Unterschiede und es ist zu beachten, dass die Anzahl an Gewittergruppeninitiierungen nicht das Gleiche wie die Anzahl an Tagen mit Gewittergruppeninitiierungen ist (Abb. 5.3a, 5.4a). Die Anzahl der Gewittergruppenpfadinitiierungen verhält sich ähnlich wie die Anzahl der Gewittergruppeninitiierungen. Wenn es viele Gewittergruppeninitiierungen gibt, gibt es auch viele sekundäre Gewittergruppenpfadinitiierungen. Die Anzahl an Gewittergruppeninitiierungen variiert zwischen den Jahren stark (Abb. 5.5). Im Jahr 2018 gab es mit durchschnittlich 0.044 km^2 Gewittergruppeninitiierungen innerhalb von 5 Monaten über doppelt so viele Gewittergruppeninitiierungen, wie im Jahr 2020 (Abb. 5.5a). Auch die regionale Verteilung der Gewittergruppeninitiierung variiert mit den Jahren, jedoch ist die regionale Variabilität geringer als die Variabilität in Bezug auf die Gewittergruppeninitiierungsanzahl.

Im Jahr **2018** gab es in Südwestdeutschland im Vergleich zu den anderen Jahren die meisten Gewittergruppeninitiierungen (Abb. 5.5a). Interessanterweise wurden 2018 die wenigsten Tage mit Kaltfronten in Baden-Württemberg detektiert. In diesem Jahr entstanden die meisten Gewitter über dem Schwarzwald, im Lee des Schwarzwalds und in der Schwäbischen Alb (Abb. 5.6a), ähnlich zur Klimatologie (Abb. 5.3a, c). Dies zeigt, dass im Jahr 2018 die Orographie einen erheblichen Einfluss auf die Auslösung von Gewittern hatte, was zu der geringen Anzahl an Kaltfrontpassagen passt. 850 hPa Windgeschwindigkeiten über 8 m s^{-1} kamen 2018 nur selten vor. Auffallend ist, dass in diesem Jahr in 850 hPa genauso häufig Nordostwinde bis Ostwinde wie Südwestwinde bis Westwinde wehten (Abb. 5.6g). In Kapitel 5.2.4 wird gezeigt, dass Gewitter bevorzugt bei 850 hPa Südwestwinden im Untersuchungsgebiet ausgelöst werden. Dies zeigt, dass die Verteilung der Windrichtung nicht die Anzahl der Gewittergruppenauslösungen dominiert, sondern auch andere Faktoren eine Rolle spielen.

Im Jahr **2019** sind die Gewittergruppeninitiierungen ziemlich gleichmäßig verteilt (Abb. 5.6b), die Unterschiede in der Anzahl der Gewittergruppeninitiierungen zwischen den Regionen sind nur klein (Abb. 5.5a). Die meisten Gewittergruppeninitiierungen gab es in der Schwäbischen Alb (Abb. 5.5a). Ein weiteres lokales Maximum gab es im Südschwarzwald (Abb. 5.6b). Aber auch im Rheintal wurden in diesem Jahr einige Gewittergruppeninitiierungen verzeichnet. Im Jahr 2019 gab es 83 Tage mit Kaltfrontpassagen, was der zweithäufigsten Anzahl im Untersuchungszeitraum entspricht. Abseits des Berglands fanden viele Initiierungen während der Nacht statt, was auf einen synoptischen Einfluss schließen lässt. Die vielen im Rheintal initiierten Gewitter könnten teilweise durch Kaltfronten ausgelöst worden sein. Meist wehte der Wind aus Südwesten bis Westen, was der Klimatologie entspricht (Abb. 5.6h).

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

Geographische Breite in Grad



Geographische Länge in Grad
Windgeschwindigkeit in ms⁻¹

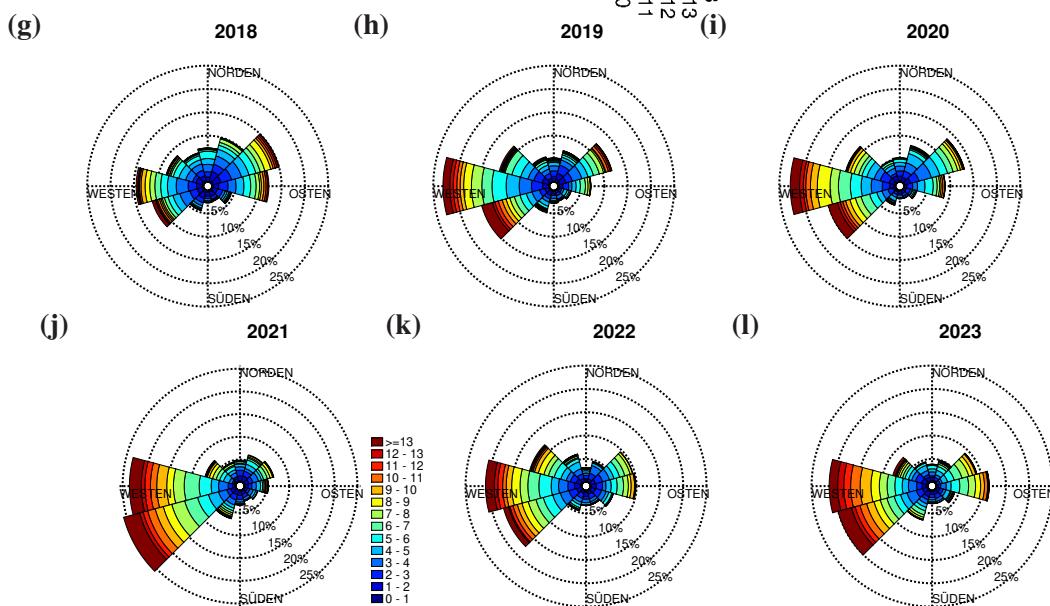
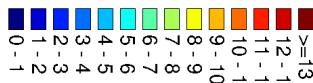


Abb. 5.6.: Gewittergruppeninitierungen mit einer Gruppenlebensdauer von mindestens fünfzehn Minuten, ermittelt mit TRACE3D für die Monate Mai bis September der Jahre 2018 (a) bis 2023 (f). Der schwarze Stern markiert Rottenburg. Die schwarzen Punkte markieren die Standorte der Radare, deren Reflektivitätsmessungen in TRACE3D für die Ermittlung der Reflektivitätskerne eingehen. Die Größe der Punkte beschreibt die Gruppenlebensdauer. ERA5 850hPa Windrichtung, gemittelt über Baden-Württemberg für die Monate Mai bis September in den Jahren 2018 (g) bis 2023 (l).

Erstaunlich wenige Gewittergruppeninitiierungen gab es im Jahr **2020** (Abb. 5.5a, 5.6c). Diese befanden sich überwiegend über dem Schwarzwald, den Südvogesen und an der Südkante der Schwäbischen Alb. Im Neckartal und rund um Karlsruhe haben sich nur wenige Gewitter neu gebildet. Insgesamt sind die regionalen Unterschiede in diesem Jahr aber klein (Abb. 5.5a). Die Verteilung der mittleren 850hPa Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen ähnelt sehr stark dem Vorjahr (Abb. 5.6h, i). Dennoch unterscheiden sich sowohl die Anzahl als auch die räumliche Verteilung der Gewittergruppeninitiierungen deutlich voneinander. Wie später noch gezeigt wird, hat der Wind einen großen Einfluss auf Initiierung von Gewittern. Jedoch ist hier zu erkennen, dass die regionale Verteilung von Gewittergruppeninitiierungen nicht alleine vom Windfeld abhängt, sondern auch weitere Faktoren eine wichtige Rolle spielen.

Das Jahr **2021** ist das Jahr mit den zweitmeisten Gewittergruppeninitiierungen im Untersuchungsgebiet (Abb. 5.5a). Dort fanden die Gewittergruppeninitiierungen erneut überwiegend tagsüber über dem Bergland statt (Abb. 5.6d). Die meisten Gewittergruppeninitiierungen gab es mit Abstand im Bereich der Schwäbischen Alb (Abb. 5.5a). Wie im Jahr 2018 gab es auch 2021 wenig Kaltfrontpassagen. Im Gegensatz zum Jahr 2018 dominierten 2021 West- bis Südwestwinde, die häufig Geschwindigkeiten über 8 m s^{-1} erreichten (Abb. 5.6j).

Im Jahr **2022** gab es fast genauso viele Gewittergruppeninitiierungen wie im Jahr 2021 (Abb. 5.5a). Es sind keine klaren Häufungen von Gewittergruppeninitiierungen zu identifizieren (Abb. 5.6e). Auffallend ist in diesem Jahr, dass viele Gewitter spät abends oder in der Nacht entstanden sind und dass die Gruppenlebensdauer deutlich höher als in den anderen Jahren ist. Die Kombination aus vermehrter Gewittergruppenauslösung bei Nacht und einer hohen Anzahl von 82 Tagen mit Kaltfrontpassagen über Baden-Württemberg (Abb. 5.5c) lässt vermuten, dass in diesem Jahr besonders viele Gewitter synoptisch initiiert wurden.

Auch im Jahr **2023** sind keine klaren Gewittergruppeninitiierungshotspots zu erkennen (Abb. 5.6f). Auch hier fanden vor allem in den Bergen die Gewitterinitiierungen oft am Vormittag und in den Tälern nachts oder abends statt. Die Gewittergruppenlebensdauern sind aber deutlich niedriger als im Jahr 2022. Die Verteilung der mittleren Windrichtungen sowie die Anzahl und die regionale Verteilung der Gewittergruppeninitiierungen 2023 ähnelt dem Jahr 2022 sehr. Nur 2023 waren die Windgeschwindigkeiten aus westlichen Richtungen etwas niedriger als 2022.

Wie bereits in anderen Arbeiten beschrieben (Lock and Houston, 2015; Weckwerth et al., 2011) weisen die Initiierungen von Gewittern eine starke Variabilität auf. Im Jahr 2018 gab es z.B. doppelt so viele Gewittergruppeninitiierungen wie im Jahr 2020 und auch in der räumlichen Verteilung kann es zwischen den Jahren große Unterschiede geben. Piper and Kunz (2017) zeigen, dass erst bei der Betrachtung von einem Zeitraum über mehrerer Jahre hinweg Gewittermaxima in Südwestdeutschland zu erkennen sind. Analog lassen sich hier erst klare Maxima in der Verteilung der Gewittergruppeninitiierungen erkennen, wenn alle sieben Jahre gemeinsam betrachtet werden. Auch wenn sich die Windrosen des 850hPa Winds für zwei Jahre ähneln können sich die Verteilungen der Gewitterinitiierungen stark voneinander

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

unterscheiden. Dies zeigt, dass der Ort von Gewitterinitiierungen nicht nur von Windmustern abhängig ist. Die Anzahl der Kaltfrontpassagen kann die Anzahl der Gewitterinitiierungen beeinflussen, aber ist nur einer von vielen Prozessen, der mit Gewitterauslösungen wechselwirkt. In Jahren mit vielen Kaltfrontpassagen gibt es insgesamt weniger Gewitterauslösungen (Abb. 5.5a, c), obwohl Kaltfronten als Auslöser von Gewittern dienen können (Kapitel 2.2.2). Eine mögliche Erklärung könnte sein, dass die mit den Fronten einhergehende Bewölkung im Sommer die Einstrahlung mindern und warme, feuchte Sommerluft durch kühlere, trockenere Umgebungsbedingungen ersetzt, sodass die Auslösung von Gewittern erschwert wird. Der Monatsverlauf der Kaltfrontpassagen ähnelt jedoch dem Monatsverlauf der Gewitterinitiierungen (Abb. 5.5d, f). Ob der Monatsverlauf der Kaltfronten plausibel ist, kann nicht überprüft werden. Ich hätte im Frühjahr und im Herbst aufgrund größerer Temperaturgradienten mehr Tiefdruckgebiete und somit Kaltfrontpassagen als im Sommer erwartet.

5.2.3. Einfluss der Schwellenwerte auf Verteilungen der Gewittergruppenentstehung

Auch wenn das Konzept, Gewitter im nahen Umfeld zu Gewittergruppen zusammenzufassen, bereits in anderen Studien (Lock and Houston, 2014; Wilson and Roberts, 2006) ähnlich angewendet wurde, soll hier untersucht werden, welchen Einfluss die Wahl der Parameter zur Gewittergruppeneinteilung auf die Anzahl und die eben diskutierte regionale Verteilung der Gewittergruppenentstehungen hat. Bevor Parameter festgelegt wurden, wurden sorgfältige Überlegungen getätigt, wie Gewitter sinnvoll zusammenzufassen sind und ausprobiert welche Parameter für diese Untersuchungsregion sinnvolle Gewittergruppen unterteilen.

In diesem Kapitel wird untersucht, welchen Einfluss die Wahl der drei Parameter

- Blitze ja/nein,
- Mindestlebensdauer der Gewittergruppe,
- Mindestabstand zwischen Initiierung und nächstliegendem RC, das bis zu 20 Minuten vor der betrachteten Initiierung entstanden ist, sodass eine Pfadinitiierung zur Gruppeninitiierung wird.

auf die Anzahl und die regionale Verteilung der Gewittergruppenentstehungen im Untersuchungsgebiet hat. Wenn keine Blitzmessungen verwendet werden, würden alle von TRACE3D detektierten Gruppeninitiierungen als Gewittergruppeninitiierungen gezählt werden. Eine Unterscheidung zwischen Schauern und Gewittern wäre nicht möglich, sodass die Gewittergruppeninitiierungen ohne die Unterscheidung durch Blitze (blaue Linien in Abb. 5.7) sowohl Schauer als auch Gewitter beinhalten können.

Wird der verlangte **Mindestabstand** zwischen der betrachteten Initiierung zum nächstliegenden RC zur Definition einer Gewittergruppeninitiierung vergrößert, so gibt es weniger Gewittergruppeninitiierungen und die einzelnen Gewittergruppen werden größer. Wird der Abstand verkleinert, entstehen mehrere kleine Gewittergruppen und somit gibt es auch mehr Gewittergruppeninitiierungen. Zwischen den Teilregionen gibt es nur kleine Unterschiede in der Anzahl der Gewittergruppeninitiierungen (Abb. 5.7a).

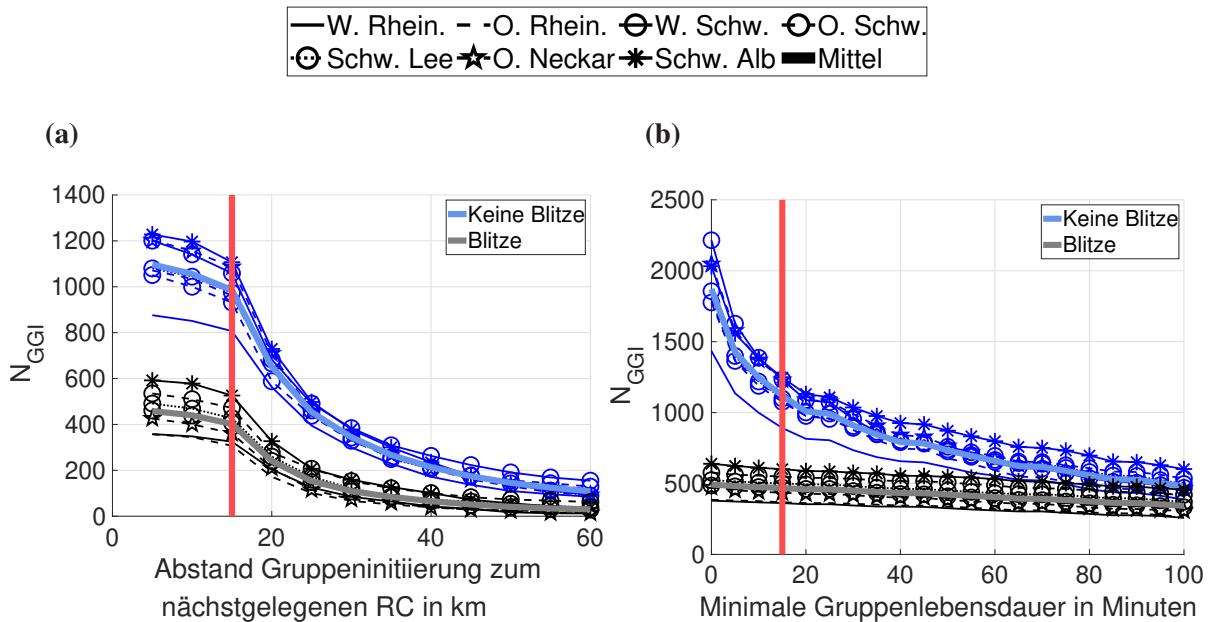


Abb. 5.7.: Anzahl der Gewittergruppeninitiierungen N_{GGI} in Abhängigkeit des Abstandes einer jeden Gruppeninitiierung zum nächstgelegenen RC, das nicht zum Pfad der Gruppeninitiierung gehört und bis zu 20 Minuten vor der Initiierung existierte, dargestellt für die Monate Mai bis einschließlich September der Jahre 2017-2013 (a). Anzahl der Gewittergruppeninitiierungen N_{GGI} in Abhängigkeit der minimalen Gruppenlebensdauer, die zur Filterung der Gewittergruppen verwendet wurde, dargestellt für die Monate Mai bis einschließlich September der Jahre 2017-2013 (b). Die roten Linien kennzeichnen die in dieser Arbeit verwendeten Schwellenwerte.

Außerdem verändert sich die regionale Verteilung der Gewittergruppeninitiierungen nur leicht durch die Veränderung des Mindestabstands. Unabhängig vom Abstand werden die wenigsten Gewittergruppeninitiierungen stets im westlichen Rheintal detektiert. Bei kleinen Abständen werden die meisten Gewittergruppeninitiierungen in der Schwäbischen Alb, bei größeren Abständen jedoch im Lee des Südschwarzwalds detektiert. Die Wahl des Mindestabstands zwischen der betrachteten Initiierung zum nächstliegenden RC zur Definition einer Gewittergruppeninitiierung beeinflusst die Anzahl an Gewittergruppeninitiierungen stark aber deren regionale Verteilung nur leicht (Abb. 5.7a). Auch Lock and Houston (2015) bestätigen, dass die Wahl des Umkreises zur Definition einer Gewittergruppeninitiierung weder die zeitliche noch die räumliche Verteilung der Gewittergruppeninitiierungen grundlegend verändert.

Werden nur Gewittergruppeninitiierungen betrachtet, denen während ihrer Gruppenlebenszeit mindestens ein **Blitz** zugeordnet werden kann, so verringert sich erneut die Anzahl der Gewittergruppeninitiierungen, da alle Schauer herausfallen. Circa die Hälfte aller detektierten Gruppeninitiierungen sind Schauergruppeninitiierungen. Die regionale Verteilung verändert sich kaum durch das Hinzuziehen von Blitzmessungen. Mit der Verwendung von Blitzmessungen werden für kleine Mindestabstände ebenfalls im Bereich der Schwäbischen Alb die meisten Gewittergruppen initiiert, dicht gefolgt vom Lee des Schwarzwalds. Wird der Mindestabstand zur Definition einer Gewittergruppeninitiierung unter Einbezug von Blitzmessungen verändert, so gibt es auch keine nennenswerten Änderungen in der regionalen Verteilung der Gewittergruppeninitiierungen (Abb. 5.7a).

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

Wird die **minimale Gruppenlebensdauer** zur Definition einer Gewittergruppeninitiierung erhöht, so nimmt die Anzahl der Gewittergruppeninitiierungen ab. Sowohl unter Einbezug der Blitzdaten als auch ohne deren Verwendung, hat die Veränderung der minimalen Gruppenlebensdauer nur einen kleinen Einfluss auf die regionale Verteilung der Initiiierungen (Abb. 5.7b). Werden Blitze als Filterkriterium verwendet, hat die Veränderung der minimalen Gruppenlebensdauer nur noch einen kleinen Einfluss auf die Anzahl der Gewittergruppeninitiierungen, da viele kurzlebige Schauergruppen, die sich nicht zu einem Gewitter entwickelt haben, bereits gefiltert wurden.

Somit beeinflusst die Veränderung der drei Parameter zwar die Anzahl der Gewittergruppeninitiierungen und somit die Gewittergruppengrößen erheblich, aber nicht die regionale Verteilung der Gewittergruppeninitiierungen.

5.2.4. Thermodynamische und dynamische Umgebungsbedingungen bei der Initiierung von Gewittergruppen

In Bezug auf die Umgebungsbedingungen vor Konvektionsauslösung gibt es noch viele offene Fragen (Kapitel 2.2.5, Groenemeijer et al., 2024). Ziel ist, Umweltfaktoren zu verstehen, die die Häufigkeit von Gewitterinitiierungen erhöhen oder vermindern und ob sich die Umgebungsbedingungen zwischen verschiedenen Regionen unterscheiden.

Dazu werden Umgebungsbedingungen im Bereich der meso-beta Skala zum Zeitpunkt einer Gewittergruppenauslösung zwischen den sieben Teilregionen (Abb. 4.1, Tab. 4.1) sowie mit den durchschnittlichen Umgebungsbedingungen, gemittelt über alle Teilregionen (in den Abbildungen als Klimatologie referenziert), verglichen (Abb. 5.8). Die Umgebungsbedingungen Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Windscherung, Konvergenz, äquivalentpotentielle Temperatur, Froudezahl, Gradient der potentiellen Temperatur, CAPE und CIN werden aus ERA5 Reanalysen (Kapitel 4.4) entnommen. Auch wenn Konvergenz, die Froudezahl und der Gradient der potentiellen Temperatur nicht mehr durch die meso-beta Skala erfasst werden können, werden diese Parameter hier testweise untersucht. Mittels der Nächste-Nachbar-Methode wird der räumlich und zeitlich nächstgelegene ERA5 Wert einer jeder Gewittergruppeninitiierung zugeordnet. Anschließend werden alle zu den Gewittergruppeninitiierung zugehörigen ERA5 Werte über alle Gewittergruppeninitiierungen in der jeweiligen Region gemittelt. Die ERA5 Klimatologie umfasst zugehörig zur Gewitterklimatologie den Zeitraum Juli 2017 bis Oktober 2023 für die Monate Mai bis einschließlich September.

Im Folgenden werden zunächst die Grenzen der Analyse aufgezeigt. Anschließend werden die Unterschiede zwischen Umgebungsbedingungen während Gewittergruppenauslösungen gemittelt über alle Regionen im Vergleich zu den durchschnittlichen Umgebungsbedingungen und Unterschiede in den Umgebungsbedingungen zwischen den Teilregionen während Gewittergruppenauslösungen diskutiert. Zum Schluss werden für einige Größen die ERA5 Umgebungsbedingungen mit den CERRA Umgebungsbedingungen verglichen.

Grenzen der Analyse von konvektiven Umgebungsbedingungen mittels ERA5

Reanalysedaten

In den Jahren 2017 bis 2023 fand beim DWD die Umstellung von COSMO-DE auf COSMO-D2 und anschließend auf ICON-D2 statt. Aufgrund von Konsistenz wurde hier die ERA5-Reanalyse verwendet und nicht die höher aufgelösten DWD Reanalysedaten der drei unterschiedlichen Modelle. Bei hoch aufgelösten Modellen müsste außerdem überprüft werden, ob das Gewitter zum richtigen Zeitpunkt am richtigen Ort erfasst wurde, sodass im Modell die Umgebungsparameter zum realen Initierungszeitpunkt noch nicht durch ein simuliertes Gewitter im Modell signifikant verändert wurden.

ERA5 hat eine horizontale Modellauflösung von 31 km und eine zeitliche Auflösung von einer Stunde. Das heißt, es wird eine Parametrisierung von konvektiven Prozessen benötigt (Hersbach et al., 2020). Da die Konvektion parametrisiert wird, haben die Gewitter keinen Einfluss auf die Umgebungsbedingungen im Modell. Außerdem ist die Orographie nur grob aufgelöst und die Berge sind niedriger als in der Realität (Abb. 4.9a). Die vertikale Auflösung von 25 hPa in der unteren Atmosphäre reicht nicht aus, um Vertikalprofile von Temperatur und Feuchte korrekt aufzulösen. Vor allem in der unteren Atmosphäre können Reanalysen sowohl in Windfeldern als auch in Temperatur- und Feuchtefeldern als Folge von Grenzschichtparametrisierungen und Grenzen in der Datenassimilation einen erheblichen Bias aufweisen (Latt et al., 2022; Li et al., 2020; Taszarek et al., 2020). Wu et al. (2024) fanden heraus, dass thermodynamische Parameter in ERA5 häufig überschätzt und dynamische Größen unterschätzt werden. Dennoch wurden in der Literatur ERA Reanalysen bereits vielfach verwendet um konvektive Umgebungsbedingungen zu charakterisieren (Taszarek et al., 2020; Allen and Karoly, 2014; Poręba et al., 2022; Li et al., 2020). Li et al. (2020) schreiben, dass ERA5 in der Lage ist, sowohl Umgebungsbedingungen von schweren, lokalen Stürmen als auch die synoptisch-skaligen Merkmale, die diese Gewitter auslösen, zu reproduzieren.

Auch in dieser Arbeit wird bei späteren Analysen gezeigt, dass ERA5 unterschiedliche Umgebungsbedingungen für verschiedene Gewitterintensitäten erfassen kann (Kapitel 5.3.2) und somit in der Lage ist, Unterschiede in Umgebungsbedingungen einiger Parameter während der Gewitterauslösung zu erfassen. Jedoch bleibt fraglich, ob die Größe der eingeteilten Teilregionen mit Flächen von jeweils 2400 km² im Verhältnis zur ERA5 Modellauflösung von 31 km groß genug ist, um relative Unterschiede zwischen den Regionen zu identifizieren. Deshalb wird im letzten Unterkapitel dieses Kapitels ein Vergleich zwischen den ERA5 und CERRA (horizontale Auflösung von 5.5 km, zeitliche Auflösung von 3 h, Verfügbarkeit bis 2021, Kapitel 4.4) Umgebungsbedingungen zu Zeitpunkten von Gewittergruppenauslösungen für die verschiedenen Teilregionen diskutiert. In Abbildung 4.9 sind die Modellorographien beider Reanalysen und die Teilregionen abgebildet.

Unterschiede zwischen Umgebungsbedingungen während Gewittergruppenauslösungen und den durchschnittlichen Umgebungsbedingungen

Für einige ERA5 Parameter existieren deutliche Unterschiede zwischen den Umgebungsbedingungen während Gewittergruppeninitierungen und den durchschnittlichen Hintergrundbedingungen. Gewitter werden bevorzugt bei einer 850hPa Windgeschwindigkeit von ca. 4 m s^{-1} ausgelöst (Abb. 5.8a). Die klimatologische ERA5 850hPa Windgeschwindigkeit hat ihr Maximum bei Windgeschwindigkeiten von unter 1 m s^{-1} . Diese sehr niedrigen Werte der klimatologischen 850hPa Windgeschwindigkeit könnten durch eine Unterschätzung von Windgeschwindigkeiten in der unteren Atmosphäre durch ERA5 in Gebieten mit komplexer Orographie zustande kommen (Gualtieri, 2021; Latt et al., 2022). In 500hPa wehen die Winde während Gewittergruppeninitierungen meist mit Werten um die 5 m s^{-1} , was ca. 2 m s^{-1} unterhalb des klimatologischen Maximums der Häufigkeitsverteilung liegt. Die Unterschiede zwischen den Windgeschwindigkeiten während Gewittergruppenauslösungen und der Klimatologie zeigen, dass die Dynamik bei der Auslösung von Gewittern eine wichtige Rolle spielt.

In 500hPa dominiert in der Klimatologie eine Südwest- bis Westströmung (Abb. 5.8d). Bei Gewittergruppenauslösungen dominieren in 500hPa Südwestwinde. Die Dominanz der Südwestwinde bei Gewittergruppenauslösungen könnte daher kommen, dass im Untersuchungsgebiet vor allem bei trogvor-derseitigen Lagen, die Südwestwinde im Untersuchungsgebiet verursachen, Gewitter initiiert werden. Außerdem strömt bei Südwestwinden feuchte, warme Luft ins Untersuchungsgebiet. Dies zeigt sich auch in der Windrichtungsscherung (500hPa - 850hPa): Gewitter werden bevorzugt bei negativen Windrichtungsscherungen ausgelöst, was einer Rechtsdrehung des Windes mit der Höhe und somit einer Warmluftadvektion entspricht. In 850hPa dominieren in der Klimatologie Südwest- bis Westwinde (Abb. 5.8c). Bei 850hPa Windrichtungen um die 260° werden Gewitter besonders häufig ausgelöst.

Um den Einfluss des Tagesgangs auf die äquivalentpotentielle Temperatur θ_E möglichst gering zu halten, werden nur äquivalentpotentielle Temperaturen zwischen 11 und 13 UTC miteinander verglichen (Abb. 5.8g). Wie zu erwarten liegt während der Auslösung von Gewittern die äquivalentpotentielle Temperatur deutlich über den Werten der klimatologischen äquivalentpotentiellen Temperatur. Feucht-warmer Luftmassen spielen somit eine wichtige Rolle bei der Auslösung von Gewittern. Auch die erhöhten CAPE Werte während Gewitterauslösungen unterstützen diese Aussage (Abb. 5.8h). Die CIN Werte zeigen kaum einen Unterschied zwischen der Klimatologie und Gewitterauslösungen (Abb. 5.8i). Die niedrige vertikale Auflösung der ERA5 Reanalyse könnte ein Grund dafür sein, dass die vertikale Schichtung im untersten Kilometer der Atmosphäre als überwiegend stabil dargestellt wird, obwohl im Sommer tagsüber eine eher labile Schichtung zu erwarten ist (Abb. 5.8j). Dennoch verschiebt sich das Maximum der Verteilung für die Auslösung von Gewittergruppen im Vergleich zur Klimatologie nach links zu einer weniger stabilen Atmosphäre. Die Schichtung der Atmosphäre wird um die Mittagszeit durch Sonnen-einstrahlung labiler, was ein Grund dafür ist, dass die meisten Gewitter um die Mittagszeit entstehen. Obwohl Konvergenz bei der Gewitterauslösung eine wichtige Rolle spielt, kann kaum ein Unterschied

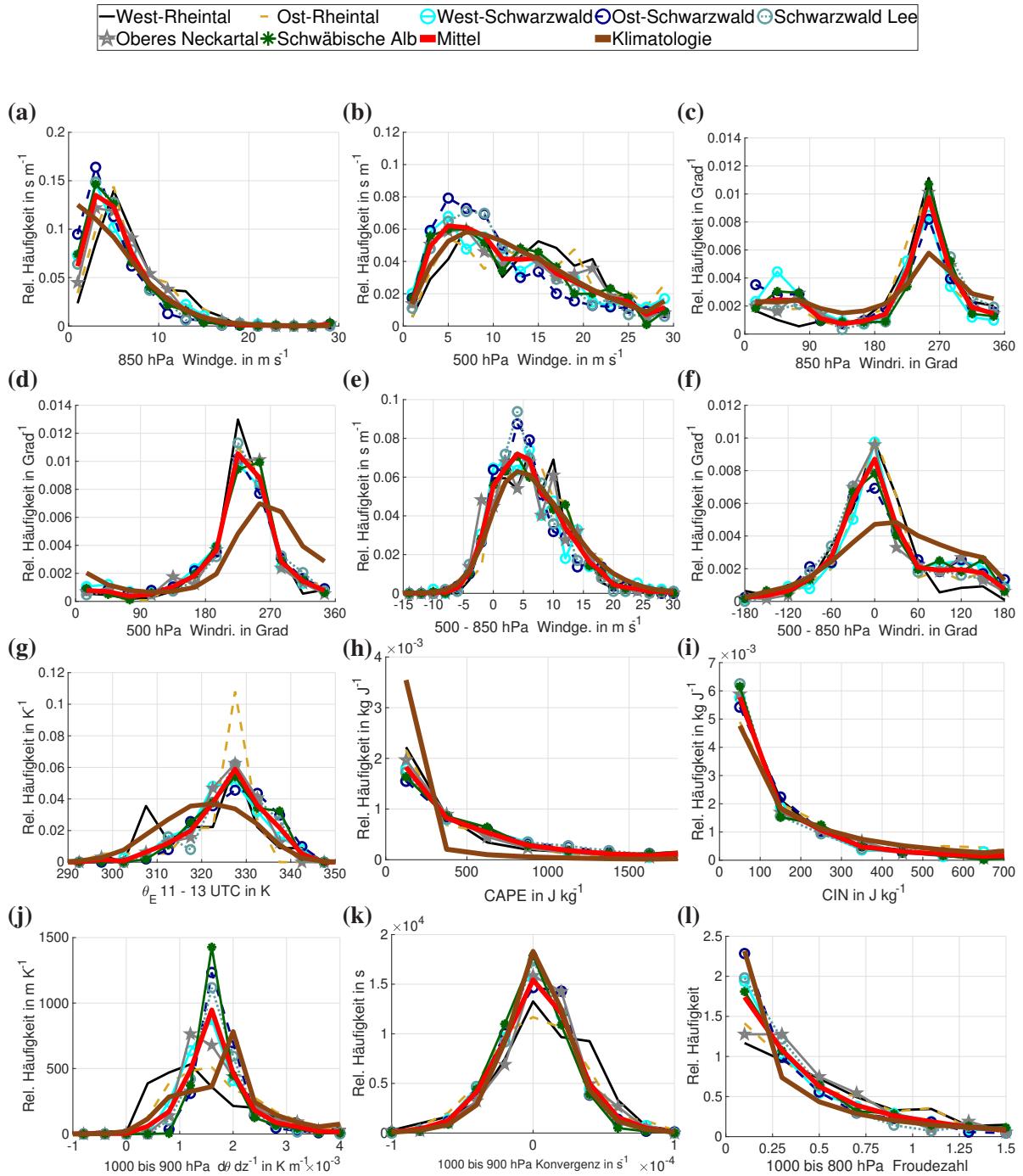


Abb. 5.8.: Relative Häufigkeitsverteilungen verschiedener ERA5 Umgebungsbedingungen für Gewittergruppeninitiierungen unterteilt nach den verschiedenen Teilregionen (Abb. 4.1).

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

zwischen den Bedingungen während Gewittergruppenauslösungen und der Klimatologie festgestellt werden (Abb. 5.8k). Dies liegt vermutlich an der groben horizontalen Modellauflösung von 31 km der ERA5 Reanalyse, wodurch ERA5 nicht in der Lage ist, für die Gewitterauslösung entscheidende Strömungsmuster wiederzugeben (Piper et al., 2019). Konvergenzen, die für die Gewitterauslösung eine Rolle spielen, finden auf kleineren Skalen als die meso-beta Skala statt und können somit nicht durch ERA5 erfasst werden. Selbst für hoch aufgelöste Modelle bleibt es herausfordernd Windfelder und Konvergenzen im Umfeld einer komplexen Orographie zu simulieren (Barthlott and Kirshbaum, 2013).

Die Froudezahl nimmt fast immer Werte unter 1 an (Abb. 5.8l). Da bodennahe Windgeschwindigkeiten von ERA5 häufig unterschätzt werden (Gualtieri, 2021; Latt et al., 2022) und die untere Atmosphäre eher als zu stabil von ERA5 analysiert wird, kann es zur Unterschätzung der Froudezahl kommen. Bei der Auslösung von Gewittern ist die Froudezahl oft etwas höher als im Durchschnitt.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass sich die Umgebungsbedingungen zwischen Klimatologie und Gewittergruppenauslösungen in erster Linie in Hinblick auf die Dynamik und Luftmasseneigenschaften wie bodennahe Temperatur und Feuchte unterscheiden. Das Zusammenspiel aus Dynamik und Luftmasseneigenschaften spielt eine wichtige Rolle bei der Auslösung von Gewittern, was mit Ergebnissen von Meißner et al. (2007) übereinstimmt. Gewitteraktivität ist ein Resultat aus verschiedenen interagierenden Prozessen unterschiedlicher Raum- und Zeitskalen (Piper et al., 2019; Corsmeier et al., 2011; Mahlke, 2017). Gewitter werden in Südwestdeutschland bevorzugt bei Südwestströmungen ausgelöst, welche oft mit einer trogvorderseitigen Lage des Untersuchungsgebiets einhergehen, bestenfalls mit einhergehender Advektion von feucht-warmer Luft, was sich mit Analysen von Piper et al. (2019); Wapler and James (2015); Mohr et al. (2019) deckt.

Unterschiede zwischen Umgebungsbedingungen während Gewittergruppenauslösungen in den Teilregionen

Insgesamt bestehen nur sehr kleine Unterschiede zwischen den sieben Teilregionen in Bezug auf die großräumigen Umgebungsbedingungen während Gewittergruppeninitierungen. Für einige Parameter werden für das West- und Ostrheintal leicht andere Umgebungsbedingungen im Vergleich zu den anderen Teilregionen dargestellt. Die kleinen Schwankungen könnten auch ein Mittelungseffekt sein, da es in diesen beiden Regionen die wenigsten Gewittergruppeninitierungen gibt (Abb. 5.5a) und somit die Verteilungen nicht so glatt werden.

Im Westrheintal gibt es im Vergleich zur Klimatologie und zu den anderen Regionen eine Tendenz zu Gewitterauslösungen bei leicht erhöhten 850 hPa und 500 hPa Windgeschwindigkeiten mit relativen Maxima um die 13 m s^{-1} bzw. 15 m s^{-1} (Abb. 5.8a, b). Für den Westschwarzwald gibt es ein sekundäres Maximum an Gewitterauslösungen bei einer 850 hPa Windrichtung von 45° (Abb. 5.8c). Dies zeigt, dass die Mittelgebirge die Gewitterinitierung beeinflussen und besonders viele Gewitter das erste Mal von TRACE3D in deren Lee detektiert wurden (Abb. 5.3a, c). Die Froudezahl liegt meist unter dem Wert 1,

was auf eine bevorzugte Umströmung der Berge und eine Gewitterinitiierung im Lee der Mittelgebirge hinweisen kann. Da die Gewitter bei ihrer Detektion bereits Reflektivitäten von 45 dB_Z erreicht haben, kann jedoch nicht sicher gesagt werden, dass im Lee auch wirklich die Auslösung stattgefunden hat. Im Ostrheintal werden Gewitter bevorzugt bei erhöhten äquivalentpotentiellen Temperaturen mit Werten um die 328 K ausgelöst (Abb. 5.8g). Zum Einen könnten das thermisch ausgelöste Gewitter sein, die im Rheintal entstehen, zum Anderen dominieren im Sommer im Rheintal oft feucht-warme Luftmassen, sodass sich die Klimatologie der Umgebungsbedingungen im Rheintal auch in der Gewitterauslösung widerspiegelt. Es gibt einige Parameter, für die sich die Umgebungsbedingungen zu Gewittergruppenauslösungen zwischen den Teilregionen unterscheiden. Die Unterschiede spiegeln jedoch nur die Klimatologie der jeweiligen Region wider und beeinflussen nicht die Häufigkeit der Gewittergruppenauslösungen. Zum Beispiel herrscht im Westrheintal während Gewittergruppenauslösungen besonders häufig eine Windrichtungsscherung (500hPa - 1000hPa) von 30° (Abb. A.1i). Die häufigste 500hPa Windrichtung ist Südwest (Abb. 5.8d). Durch das Rheintal werden die Südwestwinde südlich kanalisiert, wodurch häufig eine Windrichtungsscherung von ca. 30° zustande kommt, unabhängig davon, ob es ein Gewitter gibt oder nicht. Weitere Beispiele sind bodennahe Windgeschwindigkeiten und Temperaturen (nicht gezeigt).

Vergleich von Umgebungsbedingungen der ERA5 und CERRA Reanalysen zum Zeitpunkt von Gewittergruppenauslösungen

Im vorigen Abschnitt wurden nur sehr kleine Unterschiede in den Umgebungsbedingungen der ERA5 Reanalyse für die verschiedenen Teilregionen gefunden. Um einen Eindruck zu erhalten, ob die sehr kleinen regionalen Unterschiede real sind oder eine Folge der zu geringen räumlichen Auflösung von ERA5 in Relation zu den Teilregionen ist, werden in diesem Abschnitt ERA5 und CERRA Umgebungsbedingungen für die Teilregionen verglichen.

Sowohl die Klimatologie der Reanalysen als auch die über alle Regionen gemittelten Umgebungsbedingungen zum Zeitpunkt von Gewittergruppenauslösungen ähneln sich für die meisten Parameter beider Reanalysen stark (Abb. A.1). Die Klimatologie der CERRA 850hPa Windgeschwindigkeit (Abb. A.1d) folgt einer für den Wind zu erwartenden Weibull-Verteilung, die zugehörige Klimatologie der ERA5 850hPa Windgeschwindigkeit weist nur negative Steigungen auf. Wie die ERA5 Reanalyse ist auch die CERRA Reanalyse nicht in der Lage, plausible Temperaturgradienten der potentiellen Temperatur (Abb. A.1m, p) in der unteren Atmosphäre zu erfassen. Dies war zu erwarten, da die vertikale Auflösung beider Reanalysen auf Druckniveaus in der unteren Atmosphäre identisch ist. Die Konvergenz in 850hPa (Abb. A.1n, q) unterscheidet sich für beide Reanalysen deutlich voneinander. Die Beträge der Konvergenzen sind in der CERRA Reanalyse höher als in der ERA5 Reanalyse. Dennoch ist CERRA noch zu grob aufgelöst, um zwischen Bedingungen während Gewittergruppenauslösungen und der Klimatologie einen Unterschied in der Konvergenz festzustellen.

Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Teilregionen sind in der höher aufgelösten CERRA Re-

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

analyse auch nicht größer als in der ERA5-Reanalyse. Dies lässt vermuten, dass die horizontale Auflösung von 31 km der ERA5 Reanalyse nicht der ausschlaggebende Grund für die kleinen regionalen Unterschiede in den Umgebungsbedingungen ist, sondern dass die kleinen regionalen Unterschiede real sein können. Diese Aussage wird durch die im folgenden Abschnitt 5.2.5 diskutierten Gewittereigenschaften, welche sich ebenfalls für die verschiedenen Regionen nur leicht unterscheiden und nicht durch eine Modellauflösung begrenzt sind, unterstützt.

5.2.5. Gewittereigenschaften in Abhängigkeit der Initiierungsregion

In diesem Kapitel wird analysiert, wie sich die Eigenschaften von Gewittern in Abhängigkeit der Initiierungsregion unterscheiden. Leben Gewitter, die im Umfeld von Bergen initiiert werden länger und werden diese intensiver als Gewitter, die in Tälern initiiert wurden? Gibt es Unterschiede in Bezug auf die Initiierungssuhrzeit zwischen den verschiedenen Regionen? Das Wissen über mögliche Unterschiede in Gewittereigenschaften zwischen den unterschiedlichen Teilregionen kann dabei helfen, die in Kapitel 5.3.5 diskutierten Verteilungen der Gewittergruppenpfade besser zu verstehen und Ursachen für regionale Häufungen von schweren Gewittern zu finden.

Verschiedene mit TRACE3D ermittelte Gewittereigenschaften sind für die sieben Teilgebiete (Abb. 4.1, Tab. 4.1) in Abbildung 5.9 dargestellt. Die meisten Gewittergruppen werden zwischen 11 und 15 UTC ausgelöst (Abb. 5.9a). Weckwerth et al. (2011) fand die meisten Gewittergruppeninitiierungen etwas früher zwischen 10 und 12 UTC in Südwestdeutschland. Vor allem im Bereich der Mittelgebirge ist das Mittagsmaximum in der Anzahl der Gewittergruppenauslösungen sehr stark ausgeprägt (Weckwerth et al., 2011). Sowohl die differentielle Erwärmung als auch die daraus resultierenden thermischen Winde sind wichtige Antriebe der Konvektionsauslösung im Bereich der südwestdeutschen Mittelgebirge (Weckwerth et al., 2011; Nisi et al., 2020). In der Schwarzwaldregion sowie in der Schwäbischen Alb gibt es zwei Maxima in der Verteilung Gewittergruppeninitiierungssuhrzeiten, das Erste gegen 11 UTC und das Zweite gegen 14 UTC (Abb. 5.9a). Gegen 12 UTC erreichen die Taleinwinde ihre maximale Intensität (Whiteman, 2000), was ein Grund für das erste Maximum sein kann. Hangaufwinde sind schon wesentlich vorher voll ausgebildet. Gegen 14 UTC wird meist die Tageshöchsttemperatur erreicht und die durch die differentielle Erwärmung angetriebene Labilisierung ist maximal. In östlichen und im westlichen Rheintal befinden sich die Maxima der Verteilung erst gegen 14 bzw. 15 UTC. Außerdem gibt es dort am Abend gegen 20 UTC jeweils ein sekundäres Maximum. Grund für eine spätere Gewittergruppenauslösung im Rheintal könnte sein, dass dort Berge als Auslösemechanismus entfallen und eine längere Zeit Luft erwärmt werden muss, damit diese das LFC erreichen kann. Das sekundäre Maximum am Abend könnte durch Konvergenz, die durch Wechselwirkungen mit dem Hangabwind entstehen, verursacht werden.

Die Verteilung der Gewittergruppenpfadinitiierungssuhrzeiten (Abb. 5.9b) sieht ähnlich wie die Verteilung der Gewittergruppeninitiierungszeiten aus. Das Maximum der Verteilung der mittleren Gewittergruppenpfadinitiierungen befindet sich um 15 UTC und wird somit etwas später als das der Gewitter-

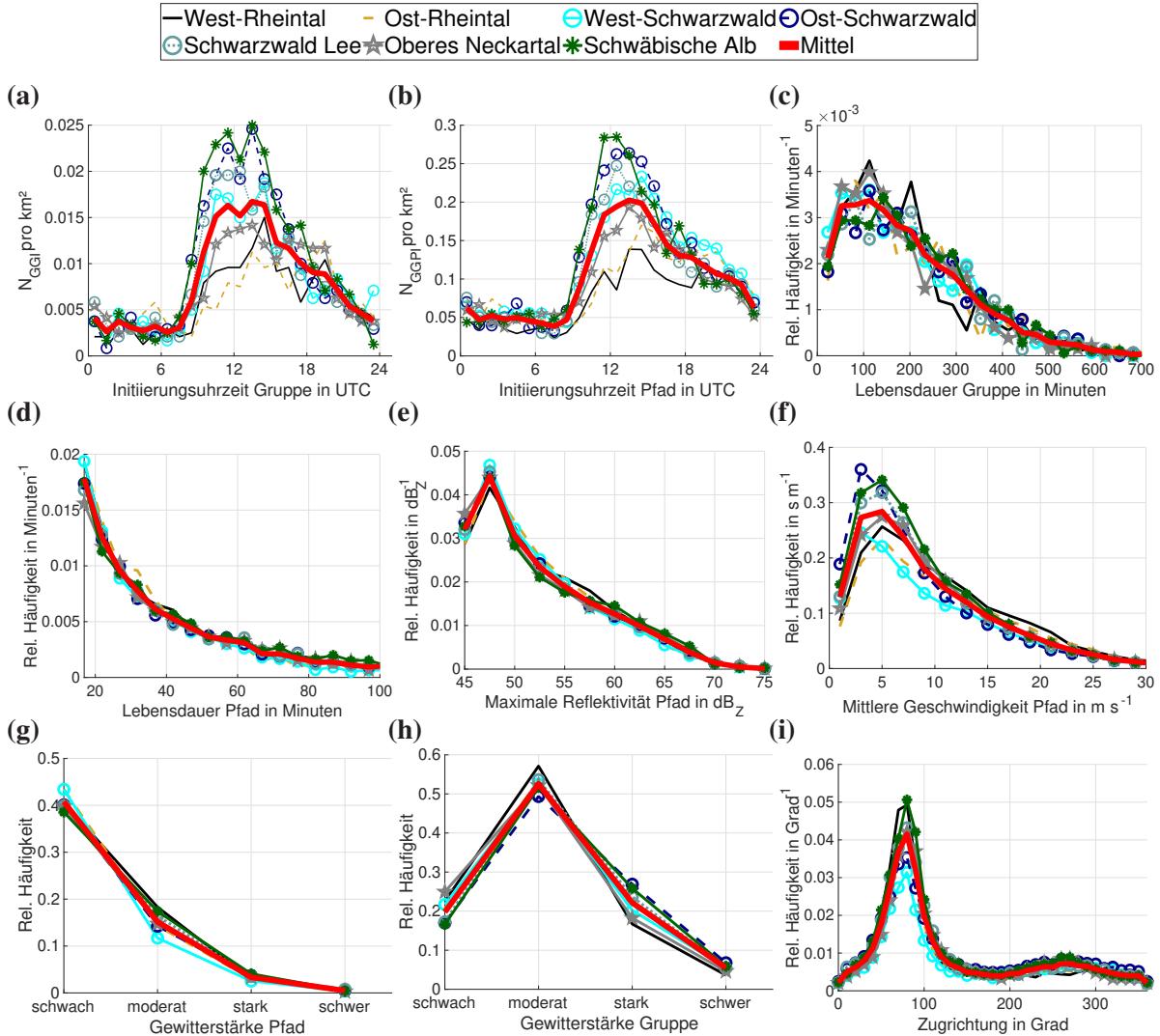


Abb. 5.9.: Absolute und relative Häufigkeitsverteilungen verschiedener Gewittercharakteristiken ermittelt durch TRACE3D für Gewittergruppeninitiierungen (GGI), sowie Gewittergruppenpfadinitiierungen (GGPI) unterteilt nach den verschiedenen Teilregionen (Abb. 4.1, Tab. 4.1).

gruppeninitiierungen erreicht. In der Verteilung der Gewittergruppenpfadinitiierungen gibt es weniger ausgeprägte sekundäre Maxima, da die häufigen sekundären Gewittergruppenpfadinitiierungen dominieren, wodurch die Verteilung geglättet wird.

Das Maximum der Verteilung der Gewittergruppenlebensdauern befindet sich bei Gruppenlebensdauern von 120 Minuten (Abb. 5.9c). Vereinzelt können Gewittergruppenlebensdauern von zehn Stunden vorkommen. Die Verteilung des westlichen Rheintals weicht etwas von den Verteilungen der anderen Regionen ab. Sonst gibt es zwischen den verschiedenen Teilregionen kaum Unterschiede.

Auch bei den Gewittergruppenpfadlebensdauern gibt es fast keine Unterschiede zwischen den sieben Teilregionen (Abb. 5.9d). Weckwerth et al. (2011) fand hingegen, dass Gewitter, die in den Bergen initiiert werden länger leben und höhere Intensitäten aufweisen. Die einzelnen Gewittergruppenpfade haben mit ca. 15 bis 120 Minuten deutlich kürzere Lebensdauern als die Gesamtgewittergruppe. Bei den Gewit-

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

tergruppenpfaden dominiert eine kurze Lebensdauern von 15 Minuten, welche der festgelegten Mindestgruppenlebensdauer entspricht. Die mittlere Gewittergruppenpfadlebensdauer beträgt 32 Minuten und die mittlere Gewittergruppenpfadlänge 27 km (Tabelle A.2). Diese Werte werden jedoch von dem Reflektivitätsschwellenwert in TRACE3D und den Minimalanforderungen zur Definition einer Gewittergruppenpfades und einer Gewittergruppe bestimmt. Mohee and Miller (2010) fand für North Dakota eine mittlere Pfadlebensdauer von 24 Minuten und eine mittlere Pfadlänge von 22 km. Obwohl die von Mohee and Miller (2010) ermittelte mittlere Geschwindigkeit von 16 m s^{-1} über der hier beobachteten mittleren Gewittergruppenpfadgeschwindigkeit von 11 m s^{-1} liegt, ist die von Mohee and Miller (2010) ermittelte Zugdistanz kürzer, da die mittlere Lebensdauer geringer ist. Passend zur häufigsten Windrichtung aus Südwest, ziehen die meisten Gewittergruppenpfade nach Nordosten, unabhängig von ihrem Initiierungsort (Abb. 5.9i).

RCs werden ab einer Reflektivität von 45 dB_Z verfolgt. Das Maximum der Verteilung befindet sich bei Reflektivitäten von 48 dB_Z (Abb. 5.9e). Darin ist erneut die Dominanz der vielen kurzlebigen Gewittergruppenpfade zu erkennen, die meist zu Beginn oder auch am Ende des Hauptpfades entstehen und keine starke Intensität erreichen. Ein paar Gewittergruppenpfade erreichen jedoch auch Reflektivitäten von über 70 dB_Z . Das Maximum der Verteilung der Pfadgeschwindigkeiten befindet sich bei 5 m s^{-1} (Abb. 5.9f). Auch hier besteht ein Zusammenhang zwischen Pfadgeschwindigkeit und Pfadlebensdauer. Je länger ein Gewittergruppenpfad existiert, desto schneller werden die Pfadgeschwindigkeiten (Abb. 5.19f).

Wie zu erwarten kommen schwache Gewittergruppenpfade am häufigsten vor und Gewittergruppenpfade mit einer schweren Intensität nur selten (Abb. 5.9g). Die meisten Gewittergruppen erreichen hingegen eine moderate Intensität, schwache und schwere Gewittergruppen kommen nur selten vor (Abb. 5.9h). Dies liegt an der Definition der Gewitterintensität einer Gewittergruppe (Kapitel 4.6). Jede Gewittergruppe bekommt die maximal erreichte Intensität aller ihrer enthaltenen Gewittergruppenpfade zugeordnet. So haben die meisten Gewittergruppen mindestens einen zugehörigen Gewittergruppenpfad mit moderater Intensität.

Bis auf kleine Unterschiede in den Initiierungsuhrzeiten sind die Unterschiede zwischen Eigenschaften von Gewittergruppen und Gewittergruppenpfaden, die in den verschiedenen Teilregionen initiiert wurden, nur sehr klein. Somit kann z.B. nicht gesagt werden, dass Gewitter, die im Bergland initiiert wurden länger leben oder intensiver werden als Gewitter, die in Tälern initiiert wurden. Die Entwicklung der Gewittergruppenpfade wird somit nicht durch die Initiierungsregion bestimmt, sondern durch andere Dinge, die in Kapitel 5.3 untersucht werden.

5.2.6. Gewitterauslösemechanismen

Damit Gewitter entstehen können, benötigt es neben geeigneten Umgebungsbedingungen in Form von einer feucht-warmen Luftmasse und einer instabilen Schichtung der Atmosphäre auch einen Auslöse-

mechanismus, der das Luftpaket zum LFC anhebt und somit die Konvektion initiiert (Kapitel 2.2.2). In Kapitel 5.2.4 wurde gezeigt, dass die mittleren Unterschiede in den Umgebungsbedingungen während Gewittergruppenauslösungen zwischen den Regionen nur klein sind. Das bedeutet, dass in Mittelgebirgen Gewitter unter ähnlichen Umgebungsbedingungen ausgelöst werden wie z.B. in Tälern oder flachen Regionen. Würden alleine die Umgebungsbedingungen die Anzahl der Gewittergruppeninitiierungen bestimmen, würde die Klimatologie der für die Auslösung relevanten Umgebungsparameter die Anzahl der Gewittergruppenauslösungen an einem Ort bestimmen und die Vorhersage von Gewittern wäre nicht so herausfordernd. Dies entspricht jedoch nicht der Realität, weshalb es von großer Bedeutung ist, die Auslösemechanismen von Gewittern und deren Einfluss zu verstehen. Dies könnte zu einer Verbesserung der Vorhersagen führen (Kirshbaum, 2011).

Deshalb werden in diesem Kapitel die im Untersuchungsgebiet relevanten Auslösemechanismen zunächst diskutiert und anschließend eine in dieser Arbeit entwickelte Methode vorgestellt, deren Häufigkeiten mittels Fuzzylogik automatisch zu quantifizieren. Dies geschieht analog zur Bestimmung der Gewitterintensität. Die Zugehörigkeitsfunktionen für die Klassifizierung der Auslösemechanismen werden basierend auf Häufigkeitsverteilungen abgeleitet, die aus einer händischen Klassifizierung von 800 Gewittergruppenauslösemechanismen resultieren. Das genaue Vorgehen ist in Kapitel 4.6 beschrieben. Nach der Diskussion relevanter Auslösemechanismen im Untersuchungsgebiet werden die Häufigkeitsverteilungen und die daraus abgeleiteten Zugehörigkeitsfunktionen diskutiert. Abschließend werden die Ergebnisse der Klassifizierung beschrieben.

Relevante Auslösemechanismen im Untersuchungsgebiet

Da das Untersuchungsgebiet (Kapitel 4.1) von einer komplexen Orographie geprägt wird, gibt es eine Vielzahl an Mechanismen, die Konvektion auslösen können (Kapitel 2.2.2). Kottmeier et al. (2008) fanden im Schwarzwald folgende Initiierungsmechanismen:

1. Orographisch bedingte Konvergenz, durch z.B. Um- oder Überströmung von Bergen.
2. Erwärmung der Erdoberfläche mit anschließender bodennaher Massenkonvergenz.
3. Ausreichend Feuchte in der Grenzschicht und Erwärmung der bodennahen Schichten zur Überwindung der Konvektionsunterdrückung.
4. Hebungsvorgänge in der mittleren Troposphäre ausgelöst durch Divergenz und Luftmassen- bzw. Vorticityadvektion.
5. Sekundäre Initiierung z.B. durch Böenfronten.

Basierend auf der Einteilung von Kottmeier et al. (2008) werden hier Gewittergruppeninitiierungen mit Hilfe von Fuzzylogik in vier mögliche Auslösemechanismen klassifiziert (Kapitel 4.6). Als orographische bedingte Auslösemechanismen werden in dieser Arbeit Umströmung und Überströmung von Ber-

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

gen verwendet. Der zweite und dritte Mechanismus von Kottmeier et al. (2008) werden als thermisch ausgelöste Gewitter zusammengefasst und der vierte Mechanismus wird als synoptisch ausgelöstes Gewitter bezeichnet. Dazu werden auch insbesondere Gewitter gezählt, die durch Kaltfronten initiiert werden. Sekundäre Konvektion wird in dieser Arbeit aufgrund der Gruppierung von Gewittern zu Gewittergruppen (Kapitel 5.1) vernachlässigt.

Bei der Initiierung von Gewittern wirken meist mehrere der vier Mechanismen zusammen (Corsmeier et al., 2011). Oftmals wurde eine kombinierte Um- und Überströmung des Schwarzwalds bei der Auslösung von Gewittern beobachtet (Hagen et al., 2011; Siegmann, 2022; Hunt et al., 1997). Aber auch andere Auslösemechanismen können zusammenwirken. Mit der Fuzzylogik Klassifizierung wird nur der wahrscheinlichste Mechanismus einer jeden Gewittergruppeninitiierung zugewiesen.

Häufigkeitsverteilungen und Zugehörigkeitsfunktionen

Die Methode der Fuzzylogik Klassifizierung (Kapitel 4.6) wurde hier erstmals dazu verwendet, um Gewittergruppenauslösemechanismen zu klassifizieren. In diesem Abschnitt wird diskutiert, inwiefern die abgeleiteten Zugehörigkeitsfunktionen bekannte physikalische Zusammenhänge erfassen. Dadurch kann abgeschätzt werden, ob die Zugehörigkeitsfunktionen (Abb. 5.10), welche die Grundlage für die Klassifizierung bilden, plausibel sind.

Zunächst ist es erstaunlich, dass sich die Häufigkeitsverteilungen und somit auch die Zugehörigkeitsfunktionen (Abb. 5.10) einiger ERA5 Parameter trotz der groben ERA5 Auflösung von 31 km für die vier Auslösemechanismen teilweise deutlich voneinander unterscheiden. Kaltfronten gehen mit erhöhten Windgeschwindigkeiten einher (Eisenstein et al., 2022). Liegt das Untersuchungsgebiet vorderseitig eines Troges, was einer synoptisch bedingten Auslösung entspricht, findet großräumige Hebung statt. Außerdem sind vorderseitig eines Trogs höhere Windgeschwindigkeiten zu erwarten als bei einer Lage vorderseitig eines Rückens oder einer anderen Großwetterlagen mit schwachen Druckgradienten (Holton and Hakim, 2013). Deshalb sind die hohen Windgeschwindigkeiten in 500 hPa und 850 hPa (Abb. 5.10a, b) für synoptisch initiierte Gewitter plausibel. Bei einer niedrigen Froude Zahl, die durch geringe Windgeschwindigkeiten begünstigt wird (Kapitel 5.2.6, Gleichung 2.39), findet bevorzugt eine Umströmung von Bergen statt (Fig. 5.10b). Umgekehrt, bei einer hohen Froude Zahl, die durch hohe Windgeschwindigkeiten begünstigt wird, bevorzugt eine Überströmung. Passend dazu gehen niedrige Froude Zahlen mit hohen Brunt-Väisälä Frequenzen einher und vice versa (Gleichung 2.39). Das heißt, dass bei höheren Brunt-Väisälä Frequenzen eher eine Umströmung erwartet wird und bei niedrigeren Brunt-Väisälä Frequenzen eine Überströmung der Berge. Dieser Zusammenhang wird durch die Zugehörigkeitsfunktionen korrekt abgebildet (Abb. 5.10d).

Der vertikale Temperaturgradient ist ein Maß für die Stabilität der Atmosphäre. Da bei thermisch ausgelösten Gewittern oft kein mechanischer Antrieb vorhanden ist (Kottmeier et al., 2008), kennzeichnen sie sich durch eine hohe Labilität der direkten Umgebung. Mit zunehmender Stabilität wird eine Bergumströmung einer Bergüberströmung bevorzugt (Gleichung 2.39). Auch dieses Verhalten wird durch die

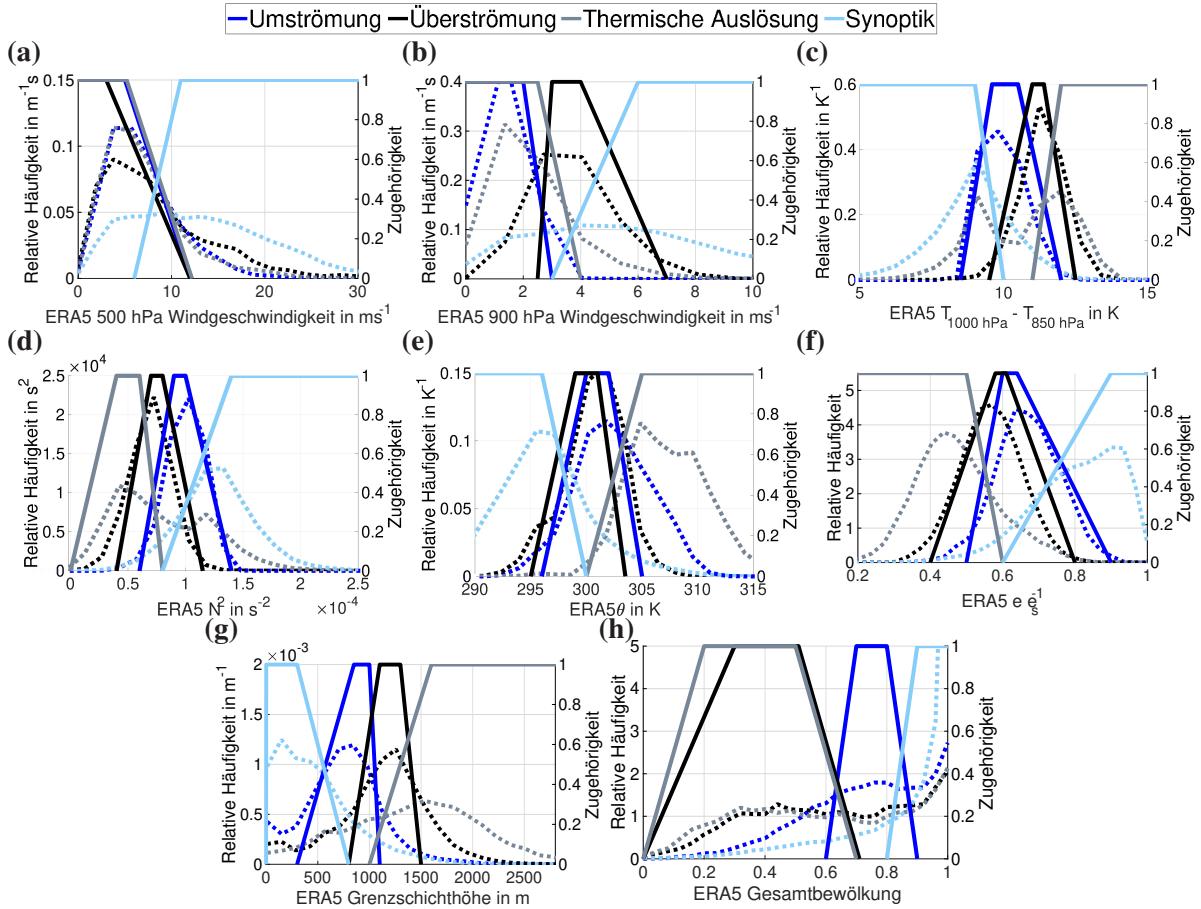


Abb. 5.10.: Häufigkeitsverteilungen (gestrichelt) und Zugehörigkeitsfunktionen (durchgezogen) für acht ERA5 Reanalyse Parameter (500hPa Windgeschwindigkeit, 900hPa Windgeschwindigkeit, Gradient der Temperatur zwischen 1000hPa und 850hPa, quadratische Nyquist Frequenz N^2 dichtegemittelt bis in 2 km Höhe, potentielle Temperatur θ , Quotient aus Dampfdruck e und Sättigungsdampfdruck e_s , die Grenzschichthöhe und Gesamtbedeckungsgrad) für die vier Gewitterauslöseklassen Umströmung von Bergen, Überströmung von Bergen, thermische Auslösung und Synoptik.

Zugehörigkeitsfunktionen der Temperaturdifferenz zwischen 1000hPa und 850hPa (Abb. 5.10c) erfasst. Die Grenzschichthöhe wird unter anderem durch die Stabilität beeinflusst (Frey, 2002), weshalb sich die Verteilungen der Temperaturdifferenz und der Grenzschichthöhe ähneln (Abb. 5.10c, g). Thermisch ausgelöste Gewitter werden durch eine starke Erwärmung der bodennahen Schichten definiert (Kottmeier et al., 2008) und gehen dadurch oft mit hohen Temperaturen und somit auch hohen potentiellen Temperaturen einher. Bei synoptisch ausgelösten Gewittern dominieren Hebungsprozesse in der mittleren Atmosphäre (Kottmeier et al., 2008) und die Thermik hat nur einen kleinen Einfluss. Dadurch umfasst die Zugehörigkeitsfunktion für synoptisch ausgelöste Gewitter kleinere Werte als für thermisch ausgelöste Gewitter (Abb. 5.10e). Großflächigere Hebungsantriebe sind bei synoptisch ausgelösten Gewittern involviert, die bereits vor der Gewitterauslösung für zahlreiche Wolken sorgen können. Thermisch ausgelöste Gewitter entstehen durch eine starke Erwärmung der bodennahen Schichten, die durch eine hohe sola-

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

Tab. 5.1.: Anzahl der Gewittergruppeninitiierungen N_{GGI} im gesamten Untersuchungsgebiet ausgelöst durch den jeweiligen Auslösemechanismus

Auslösemechanismus	N_{GGI}
Synoptik	4624 (56 %)
Überströmung	1546 (19 %)
Umströmung	1106 (13 %)
Thermische Auslösung	979 (12 %)

re Einstrahlung erreicht wird. Dies ist nur möglich, wenn der Bedeckungsgrad niedrig ist. Auch dieser Zusammenhang wird durch die Zugehörigkeitsfunktionen der Gesamtbewölkung (Abb. 5.10h) erfasst.

Ergebnisse der Klassifizierung

Synoptisch ausgelöste Gewitter dominieren mit einem Anteil von 56 % die Gewittergruppeninitiierungen (Tab. 5.1). Grebe (2009) klassifizierte in Südwestdeutschland 28 % Frontengewitter und 45 % mesoskalige konvektive Systeme. Ein mesoskalig konvektives System besteht zunächst aus einzelnen Gewittern, welche sich im Laufe der Zeit zu einem großen Gewitterkomplex vereinen. Jirak and Cotton (2007) analysierten, dass über die Hälfte der mesoskalig konvektiven Systeme durch synoptische Mechanismen ausgelöst werden, die z.B. mit Fronten oder Trögen einhergehen. Somit ist der von Grebe (2009) ermittelte Anteil der synoptisch ausgelösten Gewittern, welcher sich durch $28\% + \frac{45\%}{2} = 50.5\%$ berechnet, vergleichbar mit dem in dieser Arbeit ermittelten Anteil. Weckwerth et al. (2011) schreibt circa 20 % aller Initiierungsstage Frontengewitter zu und circa 50 % der Tage mesoskalig konvektive Systeme. Es ist zu vermuten, dass der prozentuale Anteil von synoptisch ausgelösten Gewittern über dem Anteil synoptischer Initiierungsstage liegt. Bei synoptischen Initiierungsstagen entsteht großflächig eine hohe Anzahl an Gewittern, während thermisch ausgelöste Gewitter und mechanisch ausgelöste Gewitter bevorzugt in der Umgebung von Bergen ausgelöst werden.

Es sind keine klaren bevorzugten Entstehungsgebiete für synoptische Gewitter zu erkennen (Abb. 5.12a, c). Nur östlich der Schwäbischen Alb gibt es eine Häufung von synoptisch initiierten Gewittern (Abb. 5.12c). Synoptische Gewitter werden bevorzugt in Regionen mit einem Höhenbereich zwischen 400m und 600m ausgelöst (Abb. 5.12e). Die Abhängigkeit der absoluten Häufigkeiten der Anzahl an Gewittergruppeninitiierungen hängt bei synoptisch ausgelösten Gewittern nicht so stark von der Geländehöhe ab wie für die anderen drei Mechanismen. Außerdem ist der Tagesgang von synoptisch ausgelösten Gewittern gering, das Maximum der Verteilung der Auslöseuhrenzeiten befindet sich gegen 20 UTC (Abb. 5.11c). Dies passt zu den Ergebnissen von Poręba et al. (2023). Sie fanden heraus, dass nächtliche Gewitter überwiegend durch Fronten oder Konvergenzlinien ausgelöst werden. Gruppenlebensdauer und Intensität von synoptisch ausgelöstem Gewittern sind im Vergleich zu anderen Auslösemechanismen nicht erhöht (Abb. 5.11d, f). Der prozentuale Anteil von synoptisch initiierten Gewittern ist mit 56 % deutlich höher als für die anderen drei Auslösemechanismen. Wie später diskutiert wird (Kapitel 5.3.3), dominieren viele kurzlebige und schwache Gewittergruppen die Verteilungen. In Abbildung (Abb. 5.12a) ist zu erkennen, dass

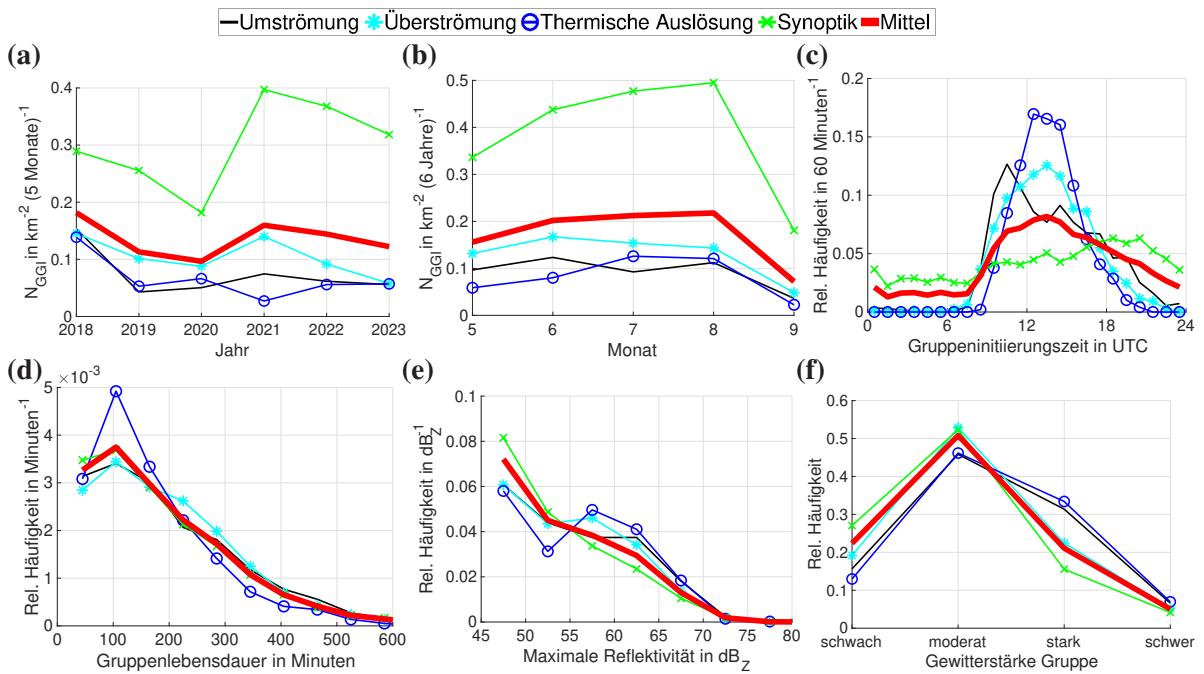


Abb. 5.11.: Jahressummen (a) und Monatssummen (b) der Gewittergruppeninitiierungen (N_{GGI}) im gesamten Untersuchungsgebiet unterteilt nach den vier Auslösemechanismen. Relative Häufigkeitsverteilungen der Gewittergruppeninitiierungsuhrzeit (c), der Gruppenlebensdauer (d), der maximalen Reflektivität (e) und der Gruppengewitterstärke (Kapitel 4.6) unterteilt nach den vier Auslösemechanismen.

es bei synoptisch ausgelösten Gewittern auch viele langlebige Gewittergruppen gibt, die jedoch aufgrund vieler kurzlebiger Gewittergruppen nicht ins Gewicht fallen.

Fischer et al. (2024) beschreibt, dass schwere Gewitter mit Hagel besonders häufig in der Umgebung von Bergen in der *European Severe Weather Database* erfasst wurden. Es könnte sein, dass sich im Bergumland verschiedene Initiierungsmechanismen überlagern und im weiteren Verlauf geeignete Umgebungsbedingungen wie eine hohe Verfügbarkeit von Wärme und Feuchte zur Entwicklung von schweren Gewittern führt. Allen and Allen (2016) schreibt passend dazu, dass die Intensität der Gewitter primär durch die Umgebungsbedingungen während ihres Lebenszykluses bestimmt wird. Dies würde bedeuten, dass der Auslösemechanismus nicht direkt die Intensität von Gewittern beeinflusst und würde somit erklären, warum synoptisch ausgelöste Gewitter keine höhere Intensität erreichen als Gewitter, die durch andere Mechanismen initiiert wurden. Da die synoptischen Gewitter dominieren, bestimmen sie die Variabilität der Gewittergruppeninitiierungsanzahlen sowohl jahresweise als auch monatsweise (Abb. 5.11a, b). Der Sommerjahresgang (Abb. 5.11b) der synoptisch initiierten Gewitter passt zum Monatsgang der Kaltfronten (Abb. 5.5f). Die jährliche Variabilität der synoptischen Gewitter (Abb. 5.11a) passt jedoch nicht zur jährlichen Variabilität der Kaltfrontpassagen (Abb. 5.5c). Im Jahr 2021 wurden in dieser Arbeit die meisten synoptischen Gewitter klassifiziert. Das war jedoch das Jahr mit den zweitwenigsten Tagen mit Kaltfrontpassagen in Baden-Württemberg. Im Jahr 2020, das Jahr mit den meisten detektierten Kaltfronttagen, wurden hier die wenigsten synoptischen Gewitter klassifiziert. Dies zeigt, dass nicht nur Kaltfronten Gewitter initiieren können, sondern dass synoptisch ausgelöste Gewitter auch mit ande-

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

ren Phänomenen wie z.B. Kurzwellentrögen oder synoptisch bedingten Konvergenzlinien einhergehen können (Weisman, 1990; Yang and Shu, 1985). Auch Warm- und Okklusionsfronten können Gewitter auslösen (Poręba et al., 2023).

Am zweithäufigsten wurden 19 % der Gewittergruppeninitiierungen als **Bergüberströmungen** (Tab. 5.1) klassifiziert. Das Maximum der Verteilung von Gewittergruppenauslösungen durch Bergüberströmungen befindet sich um 13:30 UTC (Abb. 5.11c). Viele Startpunkte der durch Bergüberströmung ausgelöste Gewittergruppen sind im Bereich des Schwarzwalds, der Schwäbischen Alb und der Vogesen detektiert worden (Abb. 5.12d). Wie zu erwarten befinden sich Gewittergruppeninitiierungen durch Bergüberströmung bevorzugt über höher gelegenem Gelände (Abb. 5.12f). Jedoch werden sowohl Gewittergruppenauslösungen durch Bergüberströmungen als auch durch Bergumströmungen an Orten klassifiziert, an denen keine Berge existieren. Auch hier muss beachtet werden, dass der von TRACE3D ermittelte Initiierungs-ort von dem Ort abweichen kann, an dem erste Konvektionsanzeichen zu erkennen sind. Werden die Gewittergruppeninitiierungen entlang des ERA5 850hPa Winds um eine Stunde stromauf verschoben (Abb. A.1), so befinden sich etwas mehr durch Bergum- oder Bergüberströmung ausgelöste Gewittergruppen in der direkten Umgebung von Bergland. Dennoch liegen immer noch einige Gewittergruppenauslösungen fernab von Bergland, wodurch deutlich wird, dass die Klassifizierung von Auslösemechanismen mittels Fuzzylogik Unsicherheiten aufweist.

Insgesamt wurden 13 % aller Gewittergruppeninitiierungen als Auslöser eine **Bergumströmung** zugeordnet (Tab. 5.1). Die meisten durch Bergumströmung ausgelösten Gewittergruppeninitiierungen befinden sich im Lee des Südschwarzwalds (Abb. 5.13a, c). Aber auch im Nordschwarzwald, in den Vogesen und in der Schwäbischen Alb sind Gewittergruppenauslösungen durch Bergumströmung klassifiziert worden. Die Verteilung der Anzahl der Gewittergruppeninitiierungen durch Bergumströmung in Abhängigkeit der Orographiehöhe ähnelt der Verteilung der Gewittergruppeninitiierungen durch Bergüberströmung (Abb. 5.13e). Das Maximum der Verteilung der Anzahl an Gewitterauslösungen durch Bergumströmungen befindet sich um 10:30 UTC (Abb. 5.11c). Etwas später zwischen 12 und 14 UTC befinden sich die Maxima der Verteilungen der Gewitterinitiierungsanzahlen, die durch Überströmung und Thermik ausgelöst wurden. Das Windminimum im Tagesgang befindet sich ungefähr zum Zeitpunkt des Sonnenaufgangs. Im Lauf des Tages wächst die Grenzschicht an, der Boden wird erwärmt wodurch die bodennahe Schicht labilisiert wird. Die Windgeschwindigkeiten steigen an, da sich thermische Windsysteme ausbilden. Zu einem früheren Zeitpunkt ist die Atmosphäre noch stabiler und die Windgeschwindigkeiten sind geringer, wodurch eine Bergumströmung bevorzugt wird. Später am Tag, mit steigender Labilisierung und höheren Windgeschwindigkeiten, verbessern sich die Bedingungen für eine Bergüberströmung.

Der Anteil von **thermisch ausgelösten Gewittern** im Untersuchungsgebiet ist mit 12 % aller Gewit-

tergruppeninitierungen im Untersuchungsgebiet am kleinsten (Tab. 5.1). Thermisch ausgelöste Gewittergruppen entstehen überall im Untersuchungsgebiet (Abb. 5.13d), aber werden bevorzugt auch im Bergland ausgelöst (Abb. 5.13f). Ein lokales Maximum an thermischen Gewittergruppeninitierungen befindet sich im Südschwarzwald (Abb. 5.13d). Der Winkel der einfallenden Sonnenstrahlung kann an Hängen günstiger als in der Ebene sein, sodass die gleiche Energie auf weniger Fläche verteilt wird. Dadurch ist es am Vormittag und Mittag über Berghängen wärmer und feuchter als in der umgebenen freien Atmosphäre (McCutchan, 1983) wodurch Gewitter thermisch ausgelöst werden können. Wie zu erwarten tendieren thermisch ausgelöste Gewitter zu kürzeren Gruppenlebensdauern als die anderen drei Gewittergruppeninitierungen (Abb. 5.11d). Interessanterweise weisen die klassifizierten thermisch ausgelösten Gewitter höhere Reflektivitäten und eine höhere Intensität auf, als Gewitter, die durch einen der drei anderen Mechanismen ausgelöst wurden (Abb. 5.13e, f). Zum einen könnte das daran liegen, dass die thermisch ausgelösten Gewitter den geringsten Anteil an der Statistik haben und somit die Unsicherheiten höher sind. Zum anderen wird eine hohe Temperatur als Voraussetzung für thermisch ausgelöste Gewitter angenommen (Abb. 5.10e). In Kapitel 5.3.2 wird gezeigt, dass die verfügbare Energie in Form von Wärme und Feuchte einen erheblichen Einfluss auf die Intensitätsentwicklung von Gewittern hat.

Die Ergebnisse zeigen im Detail große Unsicherheiten und die Methode ist nicht für die Analyse von Einzelfällen geeignet. Dennoch erscheint die Klassifizierung die Gewitterauslösemechanismen plausibel zu unterteilen, wenn die Einteilung als Ganzes statistisch betrachtet wird. Der prozentuale Anteil der synoptisch ausgelösten Gewittergruppen ist mit anderen Arbeiten vergleichbar. Die drei Auslösemechanismen Bergumströmung, Bergüberströmung und thermische Auslösung haben einen gemeinsamen Anteil von 44.3 %. Diese drei Mechanismen wirken bevorzugt in der Umgebung von Bergen. Dies bedeutet, dass in der Umgebung von Bergen im Mittel etwa doppelt so viele Gewittergruppen ausgelöst werden. Diese Abschätzung passt in etwa zu der Verteilung der Gewittergruppeninitierungen der Jahre 2017 bis 2023 aus Abbildung 5.3a.

Räumlich und zeitlich höher aufgelöste Reanalysedaten zur Klassifizierung der Gewitterauslösemachanismen, sowie die Verwendung zusätzlicher Klassifizierungsparameter könnten weitere Verbesserungen bringen. Erste Versuche mit CERRA Reanalysen sind vielversprechend. Zum Zeitpunkt des Verfassens der Arbeit waren CERRA Reanalysen nur bis Juni 2021 in dreistündiger Auflösung verfügbar, wodurch Gewitter nur bis ins Jahr 2021 klassifiziert werden können, sodass hier nicht mit diesen Daten weiter gearbeitet wurde.

5.3. Gewitterentwicklung und -verlauf

Im zuvorigen Kapitel wurde die Auslösung von Gewittern analysiert. Doch auch in Bezug auf die weitere Entwicklung, insbesondere die Intensivierung von Gewittern nach der Initiierung, gibt es in der aktuellen Forschung noch viele offene Fragen (Groenemeijer et al., 2024, Kapitel 2.2.5). Es ist von besonderem In-

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

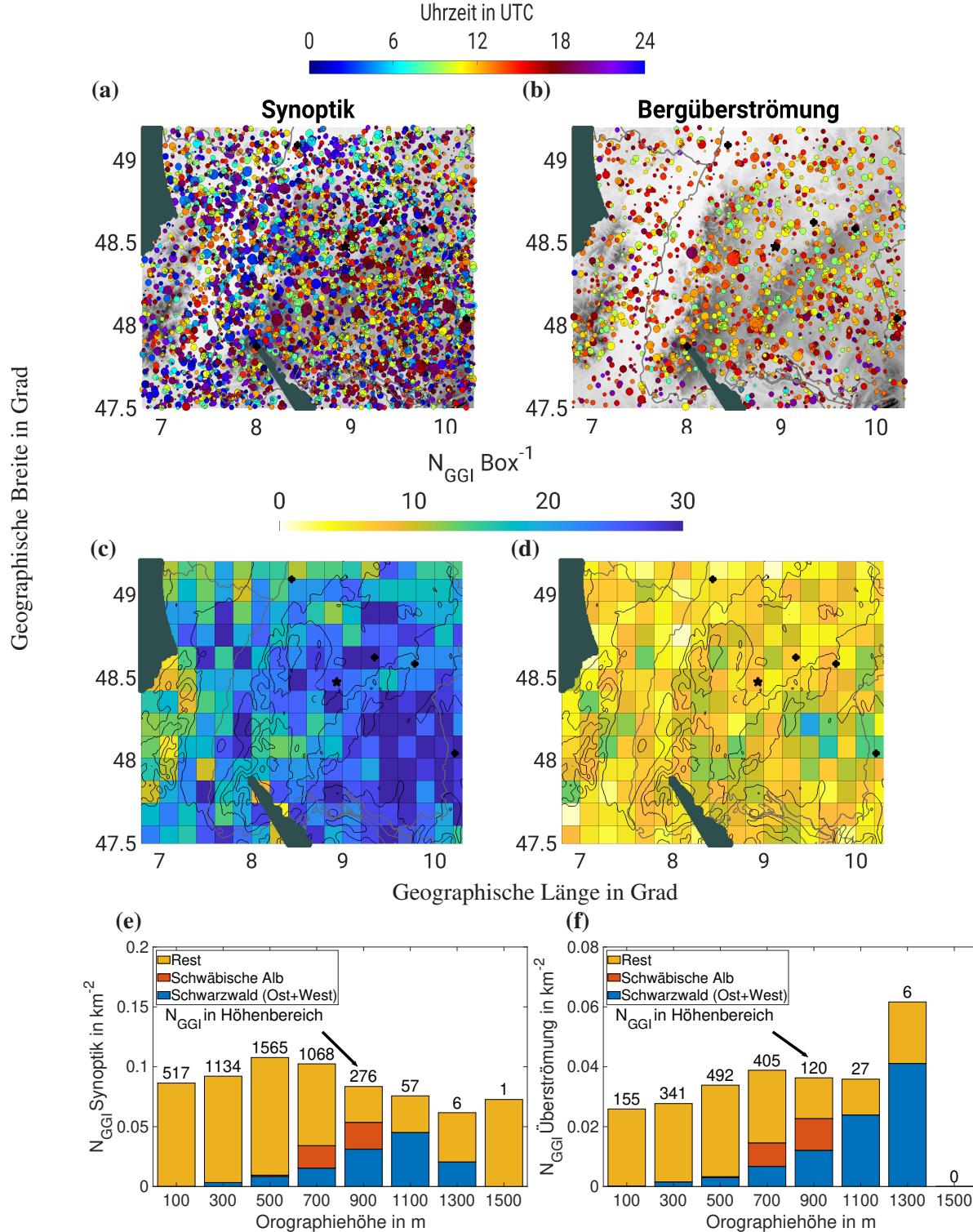


Abb. 5.12.: Räumliche Verteilung der Gewittergruppeninitiierungen mit Gewittergruppenlebensdauern von mindestens fünfzehn Minuten für die beiden klassifizierten Auslösemechanismen Synoptik (a) und Bergüberströmung (b) in den Monaten Mai bis September für die Jahre 2017 bis 2023. Die Punktgröße spiegelt die Gewittergruppenlebensdauer wider. Anzahl an Gewittergruppeninitiierungen N_{GGI} pro Box mit einer Fläche von 225 km^2 für die Auslösemechanismen Bergumströmung (c) und thermische Auslösung (d). N_{GGI} , zugehörig zu (a) und (b) für verschiedene Orographiehöhenbereiche (e, f). Der schwarze Stern markiert Rottenburg. Die schwarzen Punkte markieren die Standorte der Radare, deren Reflektivitätsmessungen in TRACE3D für die Ermittlung der Reflektivitätskerne eingehen.

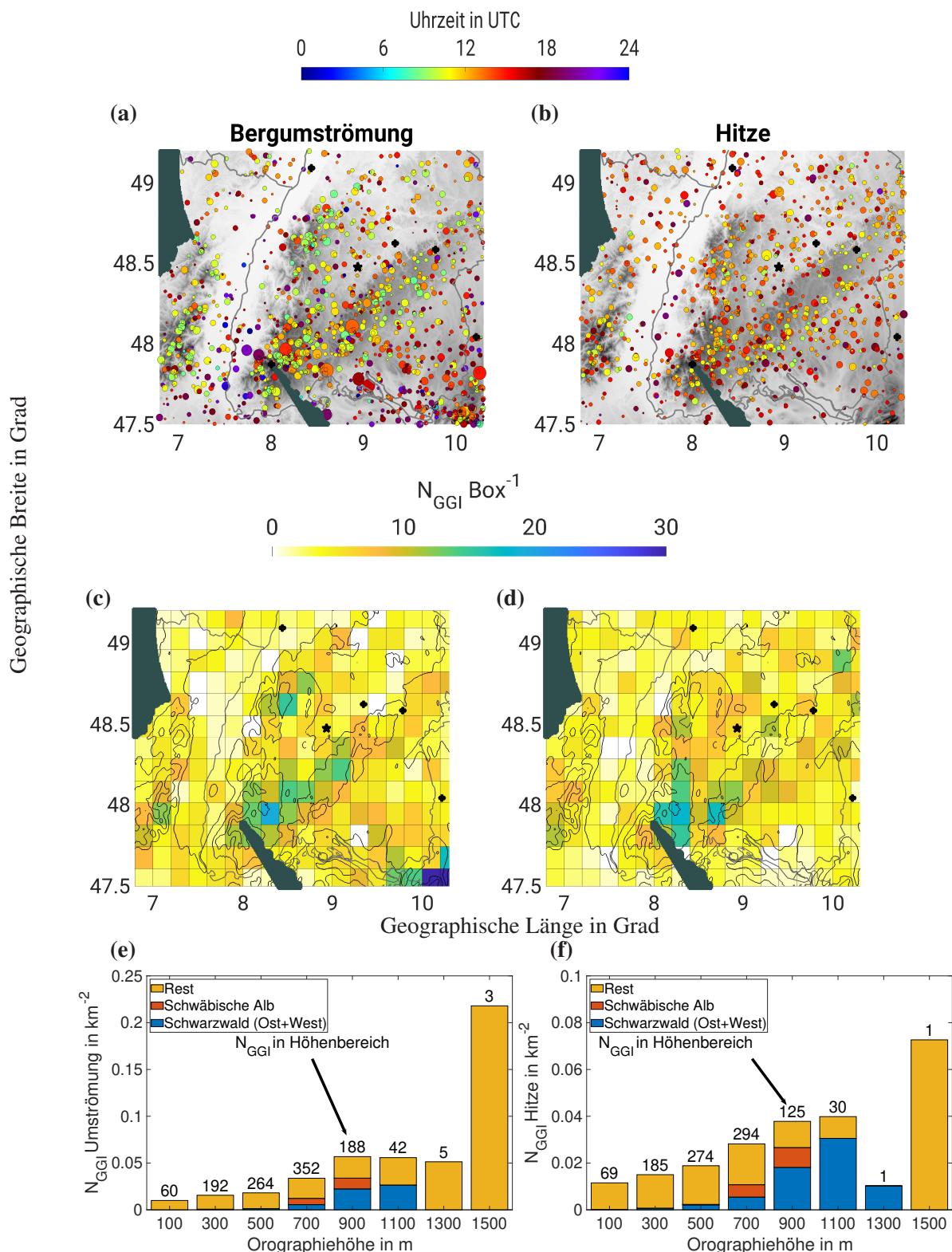


Abb. 5.13.: Wie Abb. 5.12 nur für die Auslösemechanismen Bergumströmung (linke Spalte) und thermische Auslösung (rechte Spalte).

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

teresse, schwere Gewitter gut zu verstehen und vorherzusagen zu können, um die Bevölkerung bestmöglich warnen zu können. Um ein besseres Verständnis zu erhalten, welche Voraussetzungen günstig für eine Intensivierung von Gewittern sind, werden in diesem Kapitel Umgebungsbedingungen und Eigenschaften von schweren Gewittern diskutiert. Im Anschluss erfolgt eine Analyse der durchschnittlichen zeitlichen Entwicklung und der typischen Eigenschaften von Gewittergruppenpfaden, um eine genauere Vorhersage ihres Verlaufs zu ermöglichen. Für Versicherungen und Wetterbeobachter ist es hilfreich, abschätzen zu können, wie häufig Regionen von schweren Gewitterereignissen getroffen werden. Deshalb wird zum Schluss die Verteilung von (schweren) Gewittergruppenpfaden in Südwestdeutschland aufgezeigt.

5.3.1. Eigenschaften von Gewittergruppen

Gewittergruppen werden basierend auf der in Kapitel 5.1 eingeführten Definitionen gruppiert und deren Zusammensetzung ist von den gewählten Schwellenwerten zur Einteilung der Gewittergruppen abhängig (Kapitel 5.2.3). Damit die statistischen Eigenschaften und die Entwicklung der (schweren) Gewittergruppenpfade in den folgenden Unterkapiteln besser interpretiert werden können, ist es notwendig, die Zusammensetzung und Entwicklung von der Gewittergruppe zu verstehen.

Eine Gewittergruppe besteht meist aus mehreren Gewittergruppenpfaden, die eigenständige Verläufe haben aber mit dem gleichen System in Zusammenhang stehen. Nur 9.6 % der Gewittergruppen bestehen aus einem Gewitterpfad (Abb. 5.14a). Über 50 % der Gewittergruppen fassen 40 oder mehr Gewittergruppenpfade zusammen. Die neuen Gewittergruppenpfadinitiierungen in der Nähe von bereits existierenden Gewittergruppenpfaden können sowohl durch physikalische Prozesse wie sekundäre Initiierungen, oder Splitting entstehen als auch durch technische Aspekte, wie z.B. dem Tracking basierend auf einem 45 dB_Z Schwellenwert. Multizellen können ebenfalls immer wieder neue Gewittergruppenpfadinitiierungen erzeugen. Bei der Zusammensetzung der Gewittergruppe dominieren oft kurzlebige, intensitätsschwache Pfade, die folglich dann auch die Gesamtverteilung aller Gewittergruppenpfade dominieren (z.B. Abb. 5.7d, g). Diese kurzlebigen Gewittergruppenpfade sind Teil der Entwicklung von Gewittergruppen und sollten nicht vollständig vernachlässigt werden. Dennoch ist bei der Analyse der Ergebnisse zu beachten, dass Verteilungen von kurzlebigen Gewittergruppenpfaden dominiert werden und nicht alle Gewittergruppenpfade auch Gewitterpfade (Kapitel 5.1) sind.

Eine Gewittergruppe kann mit kurzlebiger Konvektion beginnen, die oftmals noch kein Gewitter darstellt. 54 % der Gewittergruppeninitiierungen beginnen mit Schauern und entwickeln sich erst später durch sekundäre Pfadinitiierungen zu einer Gewittergruppe. Oft beinhalten Gewittergruppen einen oder zwei Hauptgewittergruppenpfade, die eine deutlich längere Lebensdauer als die anderen Pfade der Gewittergruppe haben. In 47.6 % der Gewittergruppen werden elf oder mehr Gewittergruppenpfade vor dem langlebigsten Pfad der Gewittergruppe initiiert (Abb. 5.14b). Die meisten sekundären Gewittergruppenpfadinitiierungen finden jedoch während der Lebensdauer des langlebigsten Pfades der Gruppe statt (Abb. 5.14c). Nach der Lebensdauer des langlebigsten Gewittergruppenpfades werden etwas weni-

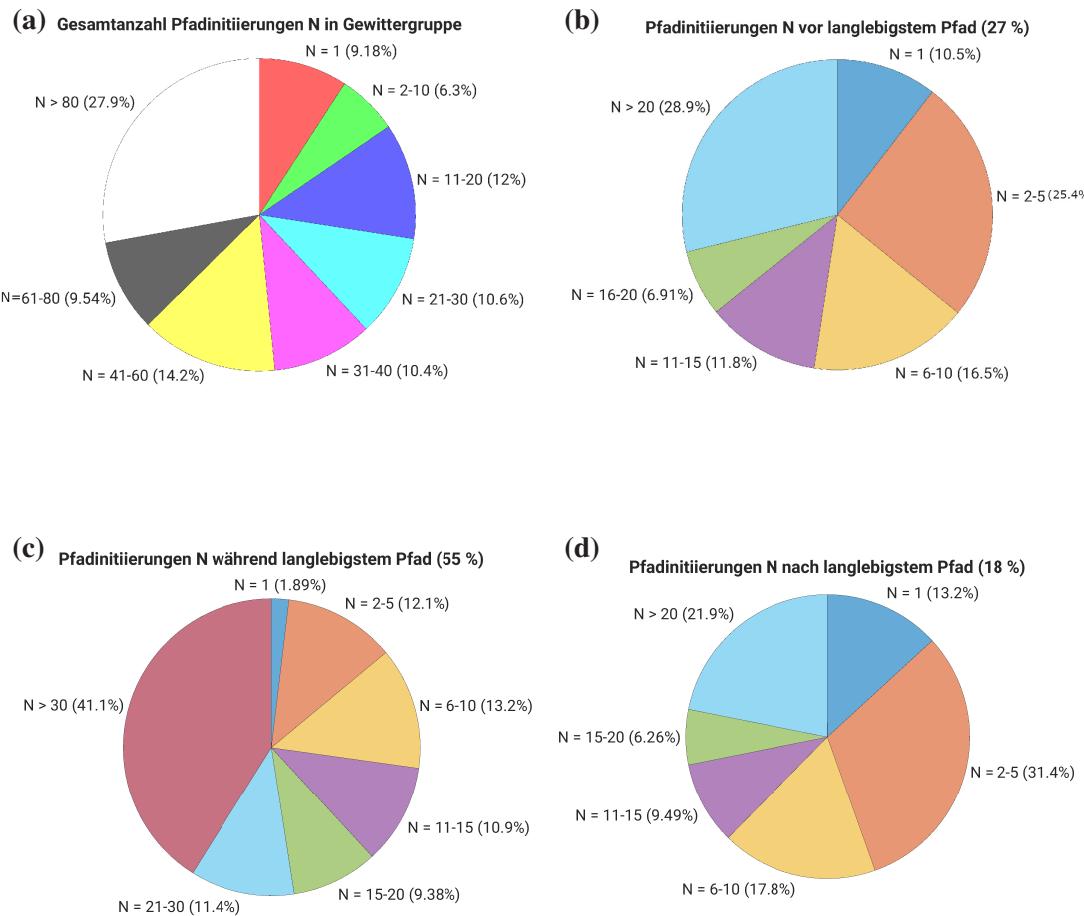


Abb. 5.14.: Gesamtanzahl Gewittergruppenpfadinitierungen in einer Gewittergruppe (a), sowie die Anzahl an Gewittergruppenpfadinitierungen, die vor (b), während (c) oder nach (d) der Initiierung des langlebigsten Gewittergruppenpfades der jeweiligen Gewittergruppe stattfanden.

ger Gewittergruppenpfade neu initiiert als vor der Initiierung des langlebigsten Gewittergruppenpfades (Abb. 5.14d). Von der Gewittergruppeninitiierung bis zur Initiierung des langlebigsten Gewittergruppenpfades können ganz unterschiedliche Zeiträume vergehen (Abb. 5.15a). Bei 64 % aller Gewittergruppen ist die Zeitdifferenz zwischen der Gewittergruppeninitiierung und der Gewittergruppenpfadinitiierung des langlebigsten Pfades der Gruppe kleiner als die Lebensdauer des langlebigsten Pfades, ein Zusammenhang zwischen der Zeitdifferenz und der Lebensdauer des langlebigsten Pfades besteht jedoch nicht. Wie zu erwarten legen in 94 % aller Gewittergruppen die Pfade vor dem langlebigsten Gewittergruppenpfad eine deutlich kürzere Distanz zurück (Abb. 5.15b). In 65 % aller Gewittergruppen haben die Gewittergruppenpfade vor dem langlebigsten Gewittergruppenpfad eine etwas geringere mittlere Zuggeschwindigkeit (Abb. 5.15c) als der langlebigste Pfad der Gewittergruppe. Von den intensitätsschwachen Anfängen einer Gewittergruppe, die aus mehreren kurzlebigen konvektiven Gebilden bestehen können,

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

kann im weiteren Verlauf ein langlebigeres, intensiveres Gewitter initiiert werden. Durch die in diesem Abschnitt beschriebene Konstellation der Gewittergruppen dominieren viele kurzlebige Gewittergruppenpfade die Verteilungen.

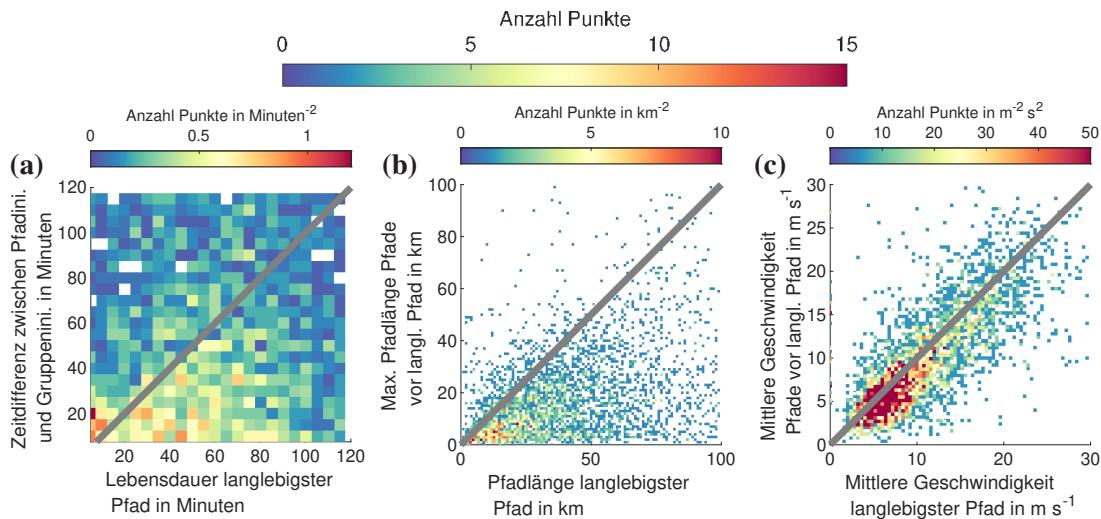


Abb. 5.15.: Zeitdifferenzen zwischen der Gewittergruppeninitiierung und der Gewittergruppenpfadinitiierung mit der höchsten Pfadlängsdauer der jeweiligen Gruppe in Abhängigkeit der Lebensdauer des langlebigsten Pfades der Gewittergruppe (a). Maximale Pfadlänge aller Gewittergruppenpfade, die vor der Initiierung des langlebigsten Gewittergruppenpfades der jeweiligen Gewittergruppe beginnen in Abhängigkeit der Lebensdauer des langlebigsten Pfades der Gewittergruppe (b). Mittlere Zuggeschwindigkeit aller Gewittergruppenpfade, die vor dem langlebigsten Gewittergruppenpfad initiiert wurden, in Abhängigkeit der mittleren Zuggeschwindigkeit des langlebigsten Gewittergruppenpfades der jeweiligen Gewittergruppe (c).

5.3.2. Intensität

Die Intensität von Gewittern ist eine wichtige Information für die Bevölkerung, landwirtschaftliche Betriebe und Versicherungen zur Ermittlung von Schadenswahrscheinlichkeiten. Die statistischen Verteilungen der Gewittereigenschaften werden von kurzlebigen, schwachen Gewittern dominiert (Kapitel 5.3.1). Hier soll untersucht werden, inwiefern sich die wenigen intensiven Gewitter von der großen Menge an schwachen Gewittern unterscheiden. Um Gewitter mit unterschiedlichen Intensitäten getrennt analysieren zu können, wurde zunächst basierend auf sechs Radarparametern mit Hilfe von Fuzzylogik nach Rossi et al. (2014) die Stärke der Gewitter für jeden Pfadzeitpunkt klassifiziert (Kapitel 4.6). Anschließend werden Umgebungsbedingungen und Eigenschaften für unterschiedliche Gewitterintensitäten miteinander verglichen.

Die meisten Gewittergruppenpfade erreichen nur eine schwache Intensität (Abb. 5.16a, b). Starke und schwere Gewittergruppenpfade kommen mit Anteilen von 5.1 % und 0.8 % nur selten vor (Tab. 5.2). Ähnlich zu den Zahlen dieser Arbeit fand Mohee and Miller (2010), dass 1.7 % aller Gewitter in North Dakota einen schweren Verlauf haben. Für die folgenden Statistiken ist zu bedenken, dass die Ergebnisse für schwache und schwere Gewittergruppenpfade auf einer kleinen Datenmenge beruhen und schwache, kurzlebige Ereignisse dominieren (Kapitel 5.3.1).

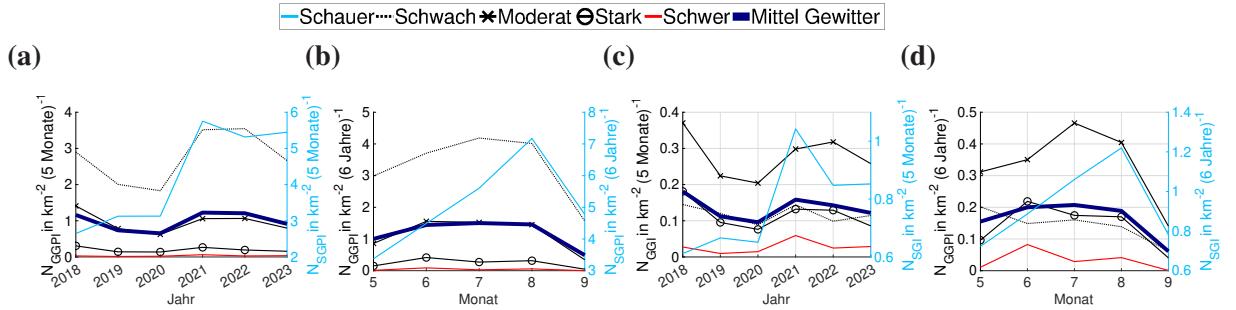


Abb. 5.16.: Jahressummen von Gewittergruppenpfadinitierungen (N_{GGPI}) bzw. Schauergruppenpfadinitierungen (N_{SGPI}) für das gesamte Untersuchungsgebiet, in den Monaten Mai bis September für die verschiedenen Pfadintensitäten (a). Monatssummen von (N_{GGPI}) bzw. (N_{SGPI}) der Jahre 2018-2022 für die verschiedenen Pfadintensitäten (b). Jahressummen von Gewittergruppeninitiierungen (N_{GGI}) bzw. Schauergruppeninitiierungen (N_{SGI}), in den Monaten Mai bis September, für die verschiedenen Gruppenintensitäten (c). Monatssummen von (N_{GGI}) bzw. (N_{SGI}) der Jahre 2018-2022 für die verschiedenen Gruppenintensitäten (d).

Die jährliche Anzahl der starken Gewittergruppenpfadinitierungen hat einen ähnlichen Verlauf wie die jährliche Gesamtanzahl an Gewittergruppenpfadinitierungen. Die meisten starken und schweren Gewittergruppenpfade gab es im Jahr 2021, welches auch das Jahr mit den meisten Gewittergruppenpfadinitierungen war (Abb. 5.16a). Im Jahr 2020 wurden hingegen fast keine starken Gewittergruppenpfade initiiert, dies war das Jahr mit den wenigsten Gewittergruppenpfadinitierungen. Der Verlauf der jährlichen und monatlichen Anzahl der Schauerpfadinitierungen ist unabhängig vom Verlauf der jährlichen und monatlichen Anzahl an Gewittergruppenpfadinitierungen (Abb. 5.16a, b). Während Schauerpfade am häufigsten im August initiiert werden und schwache Gewittergruppenpfade im Juli, werden die meisten starken und schweren Gewittergruppenpfade im Juni initiiert.

Werden Gewittergruppen betrachtet, so erreichen die meisten Gewittergruppen maximal eine moderate Intensität (Abb. 5.16c, d). Gewittergruppen, die eine schwere Intensität zugeordnet bekommen, kommen nur circa ein Viertel so oft vor wie moderate Gewittergruppen. Dass es anteilig mehr schwere Gewittergruppen als Gewittergruppenpfade gibt, liegt an der Definition der Gewitterstärke einer Gewittergruppe. Eine Gewittergruppe bekommt immer die maximale Intensität aller ihr zugehörigen Gewittergruppenpfade zugeordnet. Da Gewittergruppen aus vielen Pfaden bestehen (Kapitel 5.3.1), erreichen Gewittergruppen meist eine stärkere Intensität als Gewittergruppenpfade. Die Variabilität der Anzahl an Gewittergruppeninitiierungen verschiedener Intensitäten zwischen den verschiedenen Monaten und Jahren ähnelt der Variabilität der Anzahl der Gewittergruppenpfadinitierungen.

Tab. 5.2.: Anzahl der Gewittergruppenpfadinitierungen N_{GGPI} und Gewittergruppeninitiierungen N_{GGI} im gesamten Untersuchungsgebiet mit der jeweiligen Intensität.

Intensität	N_{GGPI}		N_{GGI}	
schwer	469	(0.8 %)	415	(5.1 %)
stark	2974	(5.1 %)	1741	(21.2 %)
moderat	14305	(24.3 %)	4194	(51.2 %)
schwach	41023	(69.8 %)	1847	(22.5 %)

Thermodynamische und dynamische Umgebungsbedingungen von schweren Gewittergruppenpfaden

Diese Häufigkeitsverteilung der Gewitterintensitäten (Abschnitt 5.3.2) birgt ein intrinsisches Problem für jede Gewitterstatistik: Sie wird stets von den schwachen Gewittern dominiert und damit von den weniger bedeutsamen Ereignissen. Deshalb werden hier Umgebungsbedingungen von Gewittergruppenpfaden für unterschiedlichen Pfadintensitäten getrennt untersucht. Falls es Unterschiede zwischen Umgebungsbedingungen im Zusammenhang mit den verschiedenen Pfadintensitäten gibt, könnten diese Zusammenhänge in der Kurzfristvorhersage helfen, die Intensität von Gewittern abzuschätzen. Allen and Allen (2016) schreiben, dass die Intensität eines Gewitters hauptsächlich durch die Umgebungsbedingungen bestimmt wird, welche jedoch für viele Regionen noch genauer analysiert werden sollten. Um für die Entwicklung schwerer Gewitter in Südwestdeutschland günstige Umgebungsbedingungen zu identifizieren, werden ERA5 Umgebungsbedingungen von Gewittergruppenpfadinitiierungen im Zusammenhang mit der Gewitterintensität in Südwestdeutschland untersucht. Dabei wird der räumlich und zeitlich nächstgelegene ERA5 Wert zur Gewittergruppenpfadinitiierung verwendet. Da die Gewittergruppeninitiierung räumlich und zeitlich weit entfernt von den einzelnen zugehörigen Gewittergruppenpfadinitiierungen liegen kann, werden nur noch Gewittergruppenpfadinitiierungen, welche meist sekundär initiiert wurden, für die Analyse der Umgebungsparameter verwendet. Ein Problem dabei ist, dass ERA5 oft die vorangeghenden Gewitter nicht auflösen kann.

Schwere Gewittergruppenpfade werden bei höheren ERA5 850hPa Windgeschwindigkeiten initiiert als Gewittergruppenpfade mit niedrigeren Intensitäten (Abb. 5.17a). In 500hPa befindet sich das Maximum der Verteilung für schwere Gewitter bei einer Windgeschwindigkeit von 14 m s^{-1} , was knapp 10 m s^{-1} über dem Maximum der mittleren Verteilung liegt (Abb. 5.17b). Die Differenz zwischen der mittleren Verteilung der Windgeschwindigkeiten und der Verteilung der Windgeschwindigkeiten für schwere Gewittergruppenpfadinitiierungen ist in 500hPa größer als in 850hPa, wodurch eine höhere Windgeschwindigkeitsscherung bei der Auslösung von schweren Gewittergruppenpfaden resultiert (Abb. 5.17e). Die Windscherung hat einen erheblichen Einfluss auf die Organisationsform der Gewitter und somit auch auf die Lebensdauer und Intensität (Kapitel 2.2.4). Auch Siegmann (2022) stellte bei der Auslösung von Hagelgewittern eine höhere Windgeschwindigkeit in 3000m über Grund als bei Gewittern ohne Hagel und damit einhergehend eine größere Windscherung fest. Poręba et al. (2022) und Taszarek et al. (2020) fanden ebenfalls in ERA5 Reanalysedaten höhere Windscherungen für schwere Gewitter als für schwache Gewitter. In Bezug auf die 850hPa Windrichtung gibt es für die vier Gewitterstärken kaum Unterschiede (Abb. 5.17c). In 500hPa findet mit zunehmender Intensität der Gewittergruppenpfade eine systematische Verschiebung zu südlicheren Windrichtungen statt (Abb. 5.17d). Im Vergleich zu geringeren Intensitäten verschiebt sich die Verteilung der Windrichtungsscherung hin zu negativen Scherungen (Abb. 5.17f). Dies entspricht einer Rechtsdrehung des Winds mit der Höhe, die häufig auf eine Warmluftadvektion hinweist. Bei der Windrichtungsscherung existiert für schwere Gewittergruppenpfade ein

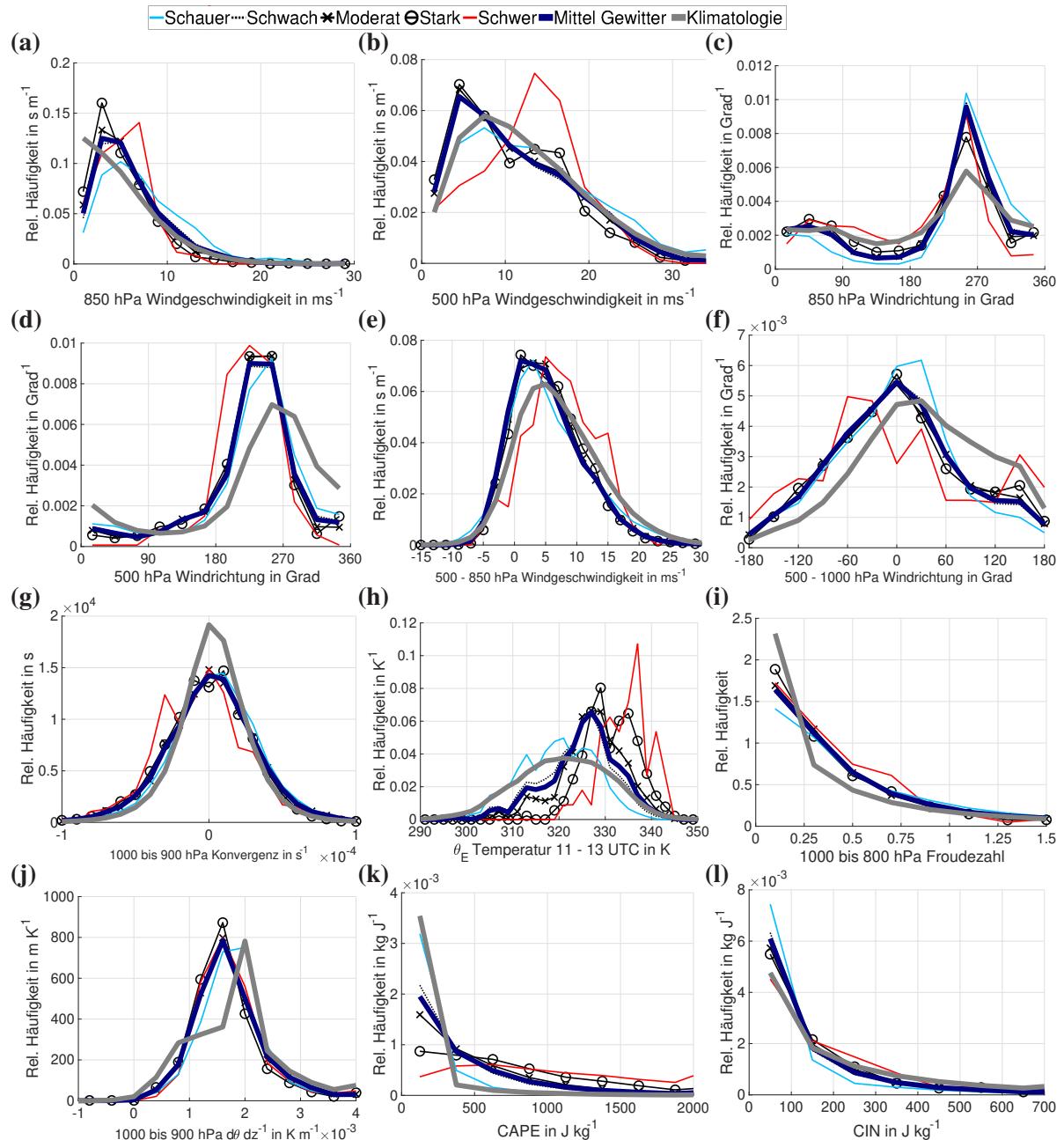


Abb. 5.17.: Relative Häufigkeitsverteilungen verschiedener ERA5 Umgebungsbedingungen für Pfadinitierungen, unterteilt nach den verschiedenen Pfadintensitäten.

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

sekundäres Maximum bei 150° .

Die ERA5 Auflösung reicht nicht aus, um mögliche Unterschiede in Bezug auf Konvergenz, Froudezahl und Stabilität zum Zeitpunkt der Gewittergruppenpfadinitiierung zwischen den vier Intensitäten festzustellen (Abb. 5.17g, i, j, Piper et al., 2019, Kapitel 5.2.4). Taszarek et al. (2020) konnten basierend auf ERA5 Daten zeigen, dass konvektive Gefahren mit zunehmender Instabilität und Windscherung zunehmen. Für starke und schwere Gewittergruppenpfadinitiierungen verschiebt sich die Verteilung der äquivalentpotentiellen Temperatur in Richtung höherer Temperaturen, für Schauergruppenpfadinitiierungen in Richtung niedrigerer Temperaturen (Abb. 5.17h). Es besteht ein systematischer Zusammenhang zwischen der Gewittergruppenpfadintensität und der äquivalentpotentiellen Temperatur. Die Verfügbarkeit von Wärme und Feuchte sind essenziell zur Auslösung von schweren Gewittern (Poręba et al., 2022). Dies spiegelt sich auch in der systematischen Verschiebung der CAPE Verteilung wider (Abb. 5.17k). Mit schweren und starken Gewittergruppenpfadinitiierungen gehen häufiger hohe und seltener niedrige CAPE Werte einher. Für die CIN Werte gibt es hingegen kaum Unterschiede zwischen den Gewitterstärken (Abb. 5.17l). Poręba et al. (2022) und Taszarek et al. (2020) fanden hingegen für schwere Gewitter sowohl erhöhte ERA5 CAPE als auch erhöhte ERA5 CIN Werte. Sie vermuten, dass durch erhöhte CIN Werte die Initiierung heraus gezögert wird, bis CAPE maximiert ist, und somit mehr Energie zur Verfügung steht. Gäbe es eine vernachlässigbare CIN, würde Konvektion schnell ausgelöst werden und es käme nur zu stratiformem Niederschlag.

Die Umgebungsbedingungen zeigen, dass sich schwere Gewitter besonders in Umgebungen mit einem hohen verfügbaren Energieangebot in Form von Feuchte und Wärme sowie durch in Umgebungen mit günstigen dynamischen Bedingungen entwickeln.

Eigenschaften von schweren Gewittergruppenpfaden

In diesem Abschnitt wird untersucht, durch welche Eigenschaften sich die hier als schwer klassifizierten Gewittergruppenpfade auszeichnen. Starke und schwere Gewittergruppenpfade beginnen im Tagesverlauf später als schwache und moderate Gewittergruppenpfade (Abb. 5.18a). Die Verteilung der schweren Gewittergruppenpfade erreicht ihr Maximum gegen 16 UTC und hat ein sekundäres Maximum um 19 UTC. Nachts beginnen besonders wenig schwere Gewittergruppenpfade.

Außerdem haben starke und schwere Gewittergruppenpfade eine höhere Lebensdauer als schwache und moderate Gewittergruppenpfade (Abb. 5.18b). Mit zunehmender Intensität nimmt die Pfadlebensdauer systematisch zu. Bei schweren Gewittergruppenpfaden liegt das Maximum der Verteilung bei einer Pfadlebensdauer von einer Stunde, das Maximum der mittleren Verteilung liegt bei 15 Minuten.

Schwere Gewittergruppenpfade gehen häufig mit erhöhten Windgeschwindigkeiten in 500hPa einher (Abb. 5.17b). Daraus resultiert, dass schwere Gewittergruppenpfade schneller ziehen als Gewittergruppenpfade mit geringeren Intensitäten (Abb. 5.18e).

Aufgrund der erhöhten Zuggeschwindigkeiten und Pfadlebensdauern von schweren Gewittergruppenpfaden (Abb. 5.18b, e) weisen schwere Gewittergruppenpfade auch deutlich längere Strecken auf (Abb.

5.18f). Die Gewittergruppenpfade sind jedoch nicht entlang ihres vollständigen Pfades von schwerer Intensität.

Schwere Gewittergruppenpfade haben stärkere Rechtsverschiebungen und weniger starke Linksverschiebungen der Zugrichtung in Referenz zur 500 hPa Windrichtung (Abb. 5.18c). Schwere Gewittergruppenpfade beinhalten auch Superzellen, die eine starke Eigendynamik haben und deren Zugrichtung erheblich von der mittleren Windrichtung abweichen kann (Markowski and Richardson, 2010). Außerdem kommen rechtsziehende häufiger als linksziehende Superzellen vor (Markowski and Richardson, 2010), wodurch die stärkeren Rechtsverschiebungen zustande kommen können.

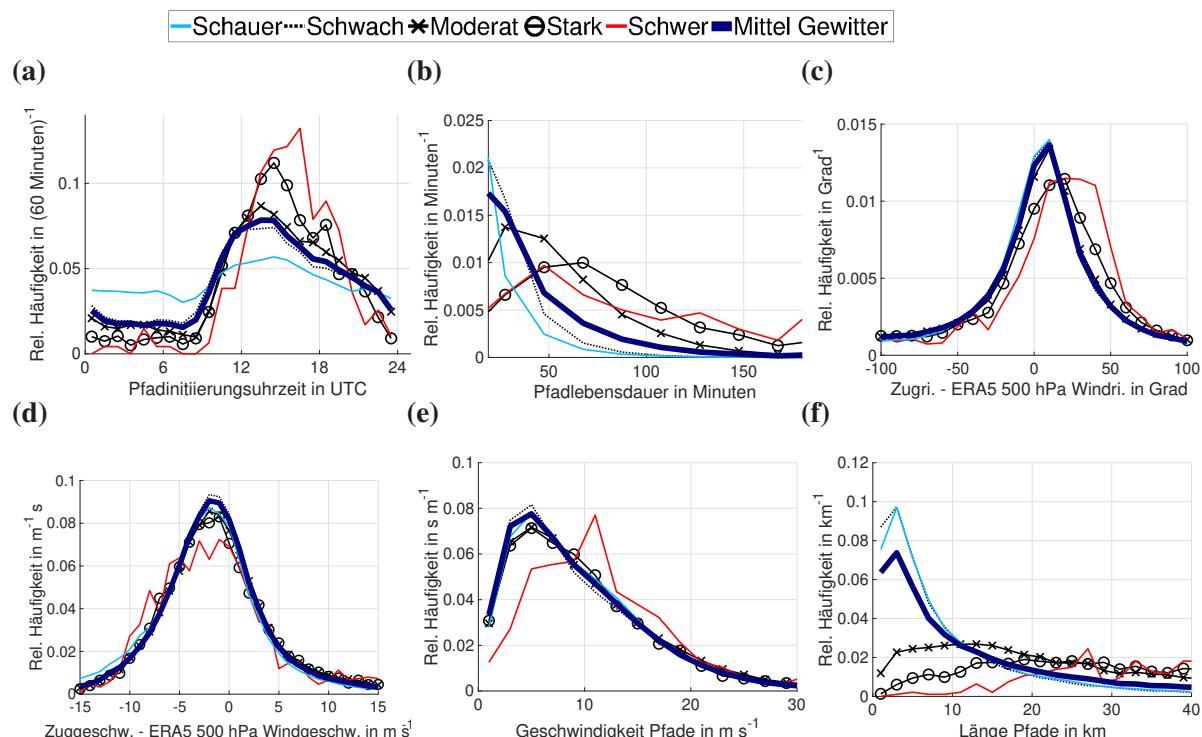


Abb. 5.18.: Absolute und relative Häufigkeitsverteilungen verschiedener Gewittercharakteristiken ermittelt durch TRACE3D für Gewittergruppenpfade, die die jeweilige Intensitätsstufe erreichen (Kapitel 4.6). Für diese Abbildung wurde die Zugrichtung analog zur Windrichtung definiert, das heißt die Zugrichtung gibt den Winkel an, aus dem das Gewitter herangezogen kommt.

5.3.3. Mittlere zeitliche Entwicklung entlang von Gewittergruppenpfaden

In Kapitel 5.3.2 wurde gezeigt, dass sich schwere Gewitter unter anderem durch eine lange Lebensdauer auszeichnen. Doch wie verläuft die zeitliche Entwicklung eines Gewittergruppenpfades entlang seines Lebenszyklus? Für die Ermittlung der mittleren Lebenszyklen wurden zunächst alle Gewittergruppenpfade nach ihrer Lebensdauer in 15 Minuten Intervallen gruppiert. Anschließend wurde für jede Gruppe die zu betrachtende Eigenschaft alle fünf Minuten entlang des Lebenszyklus über alle der Gruppe zugehörigen Gewittergruppenpfade gemittelt.

Die mittlere zeitliche Entwicklung der Reflektivitäten entlang der Gewittergruppenpfade folgt parabel-

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

förmigen Kurven (Abb. 5.19a). Je länger ein Gewittergruppenpfad lebt, desto höhere mittlere Reflektivitäten werden erreicht (konsistent mit Kapitel 5.3.2 und Rigo et al. (2010) und Davini et al. (2012)). Bei Lebensdauern bis etwa 120 Minuten, wird die maximale mittlere Reflektivität in etwa bei der Hälfte der Gesamtlebensdauer erreicht. Zellen mit noch höheren Lebensdauern erreichen das Maximum oft erst im letzten Drittel des Lebenszyklus. Davini et al. (2012) stellten ebenfalls dieses Verhalten fest und analysierten sehr ähnliche Verläufe der Reflektivität entlang des Lebenszyklus. Bei großen Lebensdauern gibt es größere Abweichungen von dem parabelförmigen Verlauf. Dies liegt zum einen an der in die Mittlung eingegangenen geringeren Pfadanzahl (Abb. 5.19i). Zum anderen haben langlebige Zellen eine komplexe Entwicklung hinter sich und können eine stärkere Eigendynamik entwickeln, vor allem wenn es sich um Superzellen handelt (Markowski and Richardson, 2010). Das letzte Mittlungsintervall ist nach oben hin nicht beschränkt, das heißt es gehen auch Gewittergruppenpfade mit Lebensdauern über 300 Minuten ein, weshalb bei 300 Minuten oftmals noch nicht das Ende des Lebenszyklus und somit noch keine niedrigen Reflektivitäten erreicht wurden.

Die mittleren zeitlichen Entwicklungen von Wassergehalt (Abb. 5.19b), 5 minütiger Niederschlagsintensität (Abb. 5.19c) und 45 dB_Z-Echotophöhe (Abb. 5.19d) ähneln der mittleren zeitlichen Entwicklung der Reflektivität. Dies ist nicht verwunderlich, da Wassergehalt und Niederschlagsintensität direkt in Verbindung mit der Reflektivität stehen. Wilhelm (2022) analysierte weiter für Zellfläche und Zellvolumen parabelförmige Entwicklungszyklen. Das Maximum der mittleren Niederschlagsintensität wird bei Gewittergruppenpfaden mit Lebensdauern mit bis zu 100 Minuten im ersten Drittel des Lebenszyklus vor dem Maximum der mittleren Reflektivität erreicht. Die Radarreflektivität hängt stark vom Durchmesser der Hydrometeore ab ($Z \propto D^6$, Kapitel 2.1.2) und wird somit von den großen Hydrometeoren dominiert. Die Niederschlagsintensität hängt von der Anzahl und der Masse der Teilchen, sowie von der Dynamik, die beeinflusst wie viel Niederschlag am Boden ankommt, ab. Tropfen mittlerer Größe können eine hohe Niederschlagsintensität erzeugen (Chen et al., 2023). Zu Beginn der Gewitterentwicklung gibt es viele kleine und mittelgroße Tropfen. Erst wenn im weiteren Entwicklungsprozess der Wolke die Tropfen und Eisteilchen anwachsen (Braham Jr, 1958) und evtl. sogar Hagel gebildet wird, erreicht die Reflektivität ihr Maximum. Brisson et al. (2018) fanden ebenfalls, dass bei konvektiven Zellen mit Lebensdauern bis zu 120 Minuten die maximale Niederschlagsintensität im ersten Drittel des Lebenszyklus erreicht wird. Auch Rigo et al. (2010) beobachteten, dass der größte Anteil des konvektiven Niederschlags bereits in der ersten Hälfte der Lebensdauer des Gewitters in dessen Entwicklungsphase fällt, bevor in einem Reifestadium die maximale Reflektivität und die maximale Intensität erreicht werden. Mit fortschreitender Entwicklung des Gewitters und der Ausbildung des Amboss, nimmt der stratiforme Niederschlag zu und der konvektive Niederschlag immer weiter ab.

Die zeitliche Entwicklung der mittleren Intensität (Abb. 5.19e, Kapitel 4.6) verläuft für Lebensdauern bis ca. 180 Minuten annähernd parabelförmig. Für kurze Lebensdauern bis 30 Minuten ist im Mittel nur eine Zunahme der Intensität zu erkennen. Für Lebensdauern zwischen circa 40 und 150 Minuten wird die höchste Intensität etwa in der Mitte der Lebensdauer erreicht. Bei noch größeren Lebensdauern kann

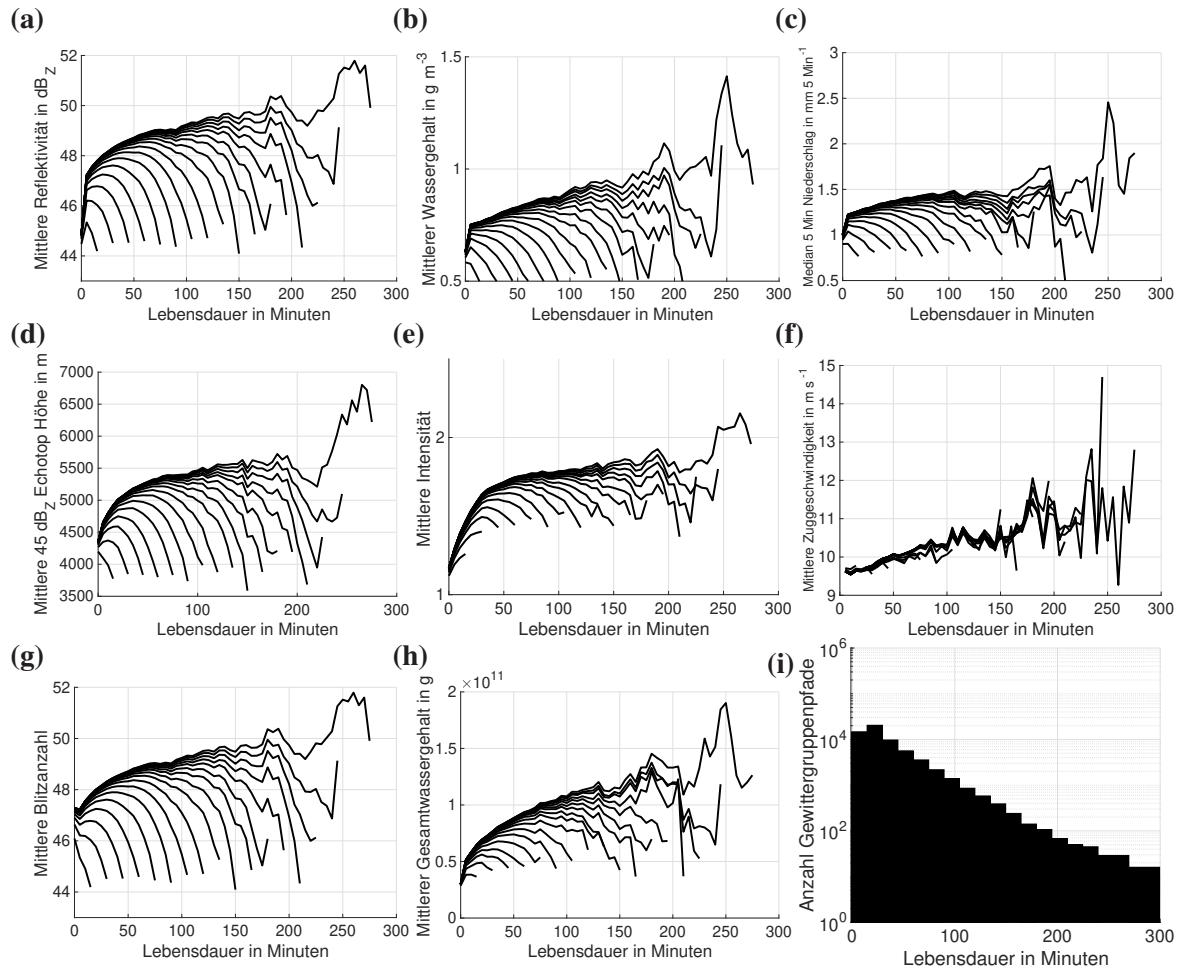


Abb. 5.19.: Mittlere zeitliche Entwicklung entlang von Gewittergruppenpfaden für die mittlere Reflektivität (a), den mittleren Wassergehalt (b), den Median der 5 minütigen Niederschlagsintensität (c), den mittleren 45 dB_Z-Echotophöhe (d), der mittleren Intensität (e), der mittleren Zuggeschwindigkeit (f) und der mittleren Blitzanzahl (g). Zur Erstellung der mittleren zeitlichen Entwicklung wurden Gewittergruppenpfade nach ihrer Lebensdauer gruppiert. (i) zeigt die Lebensdauerintervalle der Gruppierung und die Anzahl der Gewitter in jeder Gruppe.

über einen längeren Bereich der Lebensdauer eine hohe Intensität erreicht werden. In der mittleren zeitlichen Entwicklung der Zuggeschwindigkeit ist kein wiederkehrender Verlauf zu erkennen (Abb. 5.19f). Es gibt aber eine Tendenz zu höheren Zuggeschwindigkeiten bei größeren Lebensdauern.

5.3.4. Eigenschaften von Gewittergruppenpfaden in Abhängigkeit der Zuggeschwindigkeit und Orographie

Die Zuggeschwindigkeit zeigt im Mittel über alle Gewittergruppenpfade entlang des Lebenszyklus eines Gewittergruppenpfades nur eine kleine Zunahme (Abb. 5.19f). Im ersten Teil dieses Kapitels werden Gewittergruppenpfadeigenschaften in Abhängigkeit der mittleren Zuggeschwindigkeit des Gewittergruppenpfades untersucht. Falls es einen Zusammenhang zwischen anderen Gewittergruppenpfadeigenschaften und der mittleren Zuggeschwindigkeit des Gewittergruppenpfades gibt, könnte die Zuggeschwindig-

keit in der Kurzfristvorhersage helfen, diese Eigenschaften abzuschätzen.

Im zweiten Teil des Kapitels werden Gewittergruppenpfadeigenschaften in Abhängigkeit des 95. Perzentils der Orographiehöhe entlang des Pfades untersucht. Damit soll analysiert werden, ob sich die Eigenschaften von Gewittergruppenpfaden in bergigen Regionen von den Eigenschaften in überwiegend flachen Regionen unterscheiden.

Eigenschaften in Abhängigkeit der Zuggeschwindigkeit

Die Gewittergruppenpfade werden in drei Gruppen mit Median Zuggeschwindigkeiten unter 7.5 m s^{-1} , zwischen 7.5 m s^{-1} und 15 m s^{-1} und über 15 m s^{-1} unterteilt. Insgesamt wurden 78090 Gewittergruppenpfade eingeteilt. 50 % aller Gewittergruppenpfade haben Zuggeschwindigkeiten unter 7.5 m s^{-1} , 35 % der Gewittergruppenpfade haben Zuggeschwindigkeiten zwischen 7.5 m s^{-1} und 15 m s^{-1} und 15 % der Gewittergruppenpfade haben Zuggeschwindigkeiten über 15 m s^{-1} .

In Bezug auf die Lebensdauer gibt es keine Unterschiede in Abhängigkeit der Median Zuggeschwindigkeiten der Gewittergruppenpfade (Abb. 5.20a). Wie zu erwarten, gibt es eine systematische Zunahme der Pfadlänge mit zunehmender Zuggeschwindigkeit (Abb. 5.20b). Außerdem erreichen Gewittergruppenpfade mit hohen Median Zuggeschwindigkeiten von über 15 m s^{-1} höhere Pfadintensitäten (Abb. 5.20c). Im Gegensatz dazu haben schnellere Gewittergruppenpfade mit Median Zuggeschwindigkeiten von über 15 m s^{-1} niedrigere 95. Perzentile der Reflektivität (Abb. 5.20d). Bei den Verteilungen der 95. Perzentile der Niederschlagsintensität (Abb. 5.20e), des Gesamtwassergehalts (Abb. 5.20f) und der 45 dBZ -Echotophöhe (Abb. 5.20g) gibt es keine Unterschiede für die unterschiedlichen Zuggeschwindigkeiten der Gewittergruppenpfade. Der Gesamtwassergehalt von Zellen wird unter anderem von Volumen und Reflektivitäten der Zelle bestimmt und kann einen großen Wertebereich annehmen. 15 % der Gewittergruppenpfade haben größere Gesamtwassergehalte als $5 \times 10^{10} \text{ g}$, die jedoch einen sehr großen Wertebereich annehmen und deshalb in Abbildung 5.20f nicht dargestellt werden.

Die Wahrscheinlichkeit eine längere Lebensdauer und eine höhere Intensität zu erreichen, ist für Gewittergruppenpfade mit hohen Zuggeschwindigkeiten über 15 m s^{-1} höher als für Gewittergruppenpfade mit niedrigeren Zuggeschwindigkeiten. Dennoch kann anhand der Zuggeschwindigkeit der Gewittergruppenpfade nicht die weitere Entwicklung des Gewittergruppenpfades vorhergesagt werden.

Eigenschaften in Abhängigkeit der Geländehöhe

Fischer et al. (2024) vermuten, dass die Orographie entlang des Zugweges der Gewitter deren Entwicklung beeinflusst. Wie die Orographie die Entwicklung beeinflusst, ist jedoch noch nicht verstanden. Hier werden deshalb Eigenschaften von Gewittergruppenpfaden in Abhängigkeit der Geländehöhe entlang des Pfades untersucht. Dabei werden die Pfade nach dem 95. Perzentil der Orographiehöhe entlang des Pfades h_{95} in die drei Gruppen $h_{95} < 500 \text{ m}$, $500 \text{ m} < h_{95} < 1000 \text{ m}$, $h_{95} > 1000 \text{ m}$ unterteilt. Insgesamt wurden 78090 Gewittergruppenpfade eingeteilt. 32 % aller Gewittergruppenpfade haben ein Gelände mit

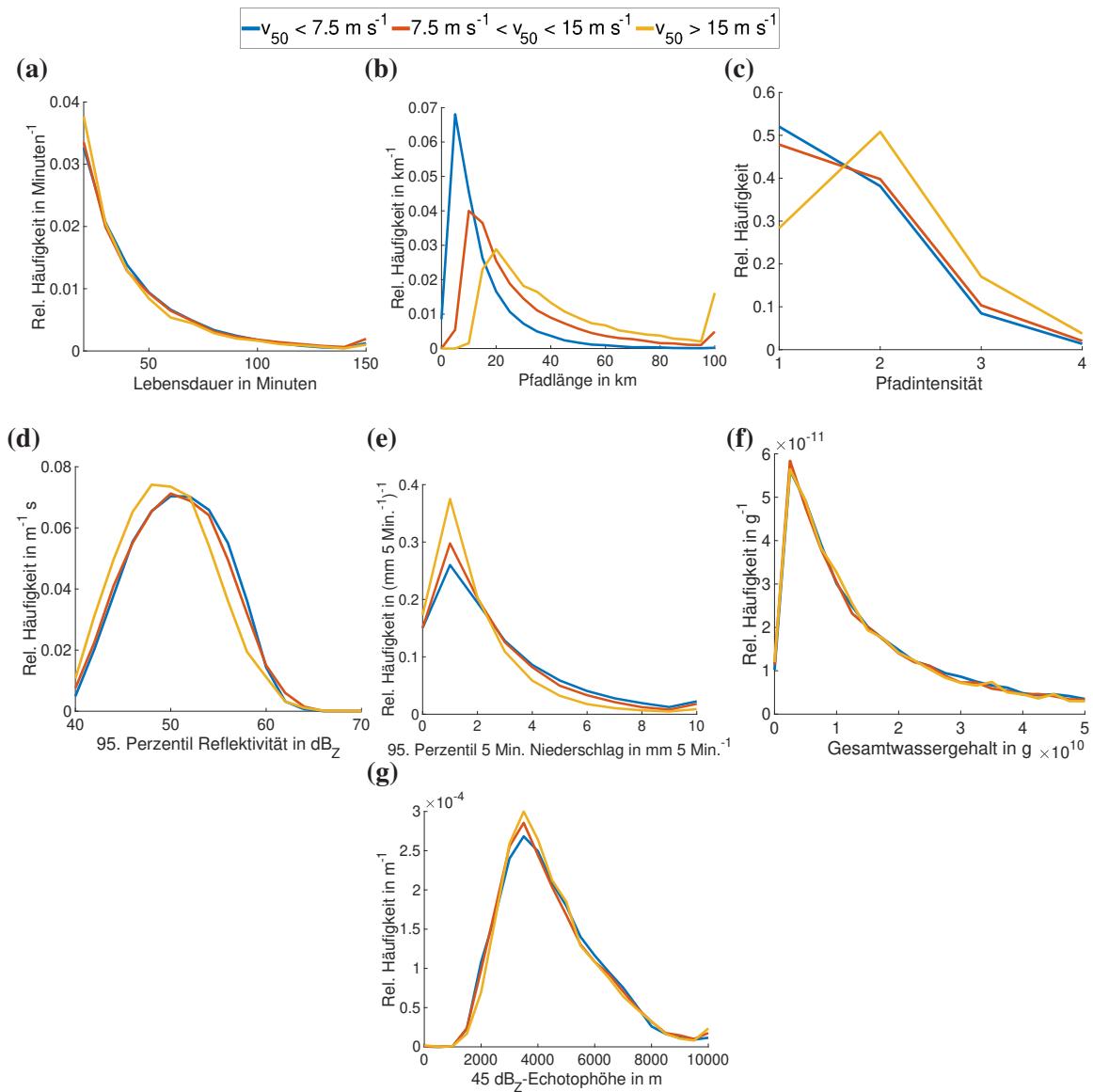


Abb. 5.20.: Häufigkeitsverteilungen der Lebensdauer (a), Pfadlänge (b), Pfadintensität (c), 95. Perzentil der Reflektivität (d), 95. Perzentil der 5 minütigen Niederschlagsintensität (e), Gesamtwassergehalt (f) und 45 dB_Z-Echotophöhe (g) in Abhängigkeit der Median Zuggeschwindigkeit für alle Gewittergruppenpfade mit einer Lebensdauer über 15 Minuten.

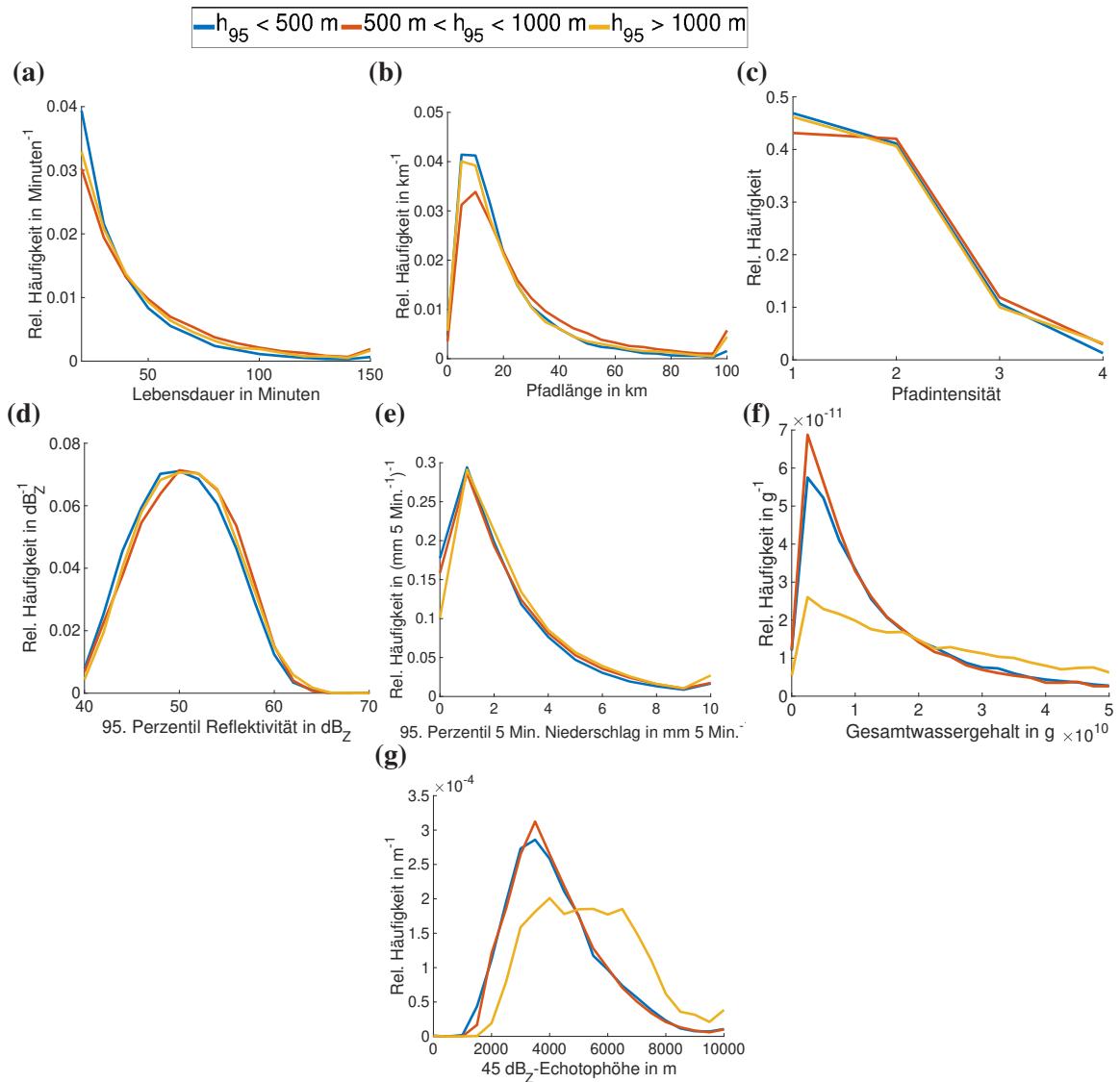


Abb. 5.21.: Häufigkeitsverteilungen der Lebensdauer (a), Pfadlänge (b), Pfadintensität (c), 95. Perzentil der Reflektivität, 95. Perzentil der 5 minütigen Niederschlagsintensität, Gesamtwassergehalt und 45 dB_Z-Echotophöhe in Abhängigkeit des 95. Perzentils der Geländehöhe entlang des Gewittergruppenpfades. Es wurden nur Gewittergruppenpfade mit einer Lebensdauer über 15 Minuten verwendet.

einem 95. Perzentil der Geländehöhe unter 500m passiert, 49 % zwischen 500m und 1000m und 19 % über 1000m.

Weder die Lebensdauer noch die Länge der Gewittergruppenpfade wird davon beeinflusst, ob der Pfad höher gelegenes Gelände passiert hat oder ob er überwiegend über niedrige Orographiehöhen hinweggezogen ist (Abb. 5.21a, b). Davini et al. (2012) fanden hingegen, dass die Pfadlänge von Gewittern in der Umgebung von Bergen kürzer ist als über Ebenen oder dem Meer. Sowohl die Verteilungen der Gewittergruppenpfadintensitäten als auch die Verteilungen der 95. Perzentile von Reflektivität und 5 minütiger Niederschlagsintensität (Abb. 5.21c, d, e) unterscheiden sich kaum für die drei Orographiehöhenbereiche. Auch hier haben 15 % der Gewittergruppenpfade größere Werte als $5 \times 10^{10} \text{ g}$ beim Gesamtwassergehalt, die jedoch einen großen Wertebereich umspannen und deshalb in Abbildung 5.21f nicht dargestellt werden. Sowohl der Gesamtwassergehalt als auch die 45 dB_Z-Echotophöhe nehmen systematisch mit dem 95. Perzentil der Geländehöhe zu (Abb. 5.21f, g). Das bedeutet, dass in der Umgebung von Bergland Gewittergruppenpfade statistisch keine höhere Pfadintensität, maximale Reflektivität oder Niederschlagsintensität aufweisen. Der erhöhte Gesamtwassergehalt und die erhöhte 45 dB_Z-Echotophöhe lassen vermuten, dass in der Umgebung von Bergland, im Vergleich zum Flachland, die konvektiven Gebilde eine höhere vertikale und vielleicht auch horizontale Ausdehnung erreichen und der Niederschlag auf eine größere Fläche verteilt wird oder länger andauert. Weckwerth et al. (2011) fand keinen Zusammenhang zwischen der Geländehöhe entlang des Pfades und der Entwicklung von Gewittern. Feldmann et al. (2023) fanden eine höhere Intensität von Gewittern über Bergland.

5.3.5. Räumliche Verteilung von Gewittergruppenpfaden, Gewitterpfaden und deren Eigenschaften in Südwestdeutschland

Das Wissen über die Häufigkeit von Gewittervorkommen an einem festen Ort kann dabei helfen, frühe Warnungen auszusprechen und Vorbereitungen zu treffen (Hayward et al., 2023). Vor allem besteht ein Interesse daran, Regionen mit häufig wiederkehrenden schweren Gewitterereignissen zu identifizieren. Aber auch weniger intensive Gewitter, die häufiger vorkommen, können ein Risiko für den Menschen und dessen Eigentum sein (Hayward et al., 2023). Deshalb wird zum Schluss dieses Kapitels die räumliche Verteilung von Gewittergruppenpfaden und Gewitterpfaden (Kapitel 5.1) sowie die Verteilung derer Zuggeschwindigkeiten und Wassergehalte in Südwestdeutschland diskutiert.

Die Anzahl der durch TRACE3D ermittelten RC Pfade an einem festen Ort hängt von der Distanz des Pfadortes zu den Radaren ab. In Radarnähe sind die vertikalen Abstände der Radarmessungen geringer und die niedrigste Radarmessung liegt näher am Boden als in einer größeren Entfernung zum Radar. Außerdem nimmt mit zunehmenden Abstand zum Radar das Volumen zu, über das die Radarmessung gemittelt wird, wodurch Maxima weniger stark ausgeprägt sind. In Radarnähe kann somit auch bodennahe, vertikal flach ausgedehnte und intensitätsschwache Konvektion erfasst werden, sodass dort mehr RC Pfade detektiert werden können. Hinzu kommt, dass Hindernisse und die Orographie Radarstrahlen abschirmen können (Abb. 4.7d), wodurch an manchen Orten RC Pfade erst in höheren Höhen detektiert

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

werden können. Um den Einfluss der Radarstandorte auf die Verteilung von Pfaden zu minimieren, wurde TRACE3D auf fünf dicht beieinander liegende Radare angewendet.

Die Verteilung der **Gewittergruppenpfade** enthält Maxima im Bereich des Feldbergradars und des Radars in Memmingen (Abb. 5.22a). Über dem Schwarzwald und der Schwäbischen Alb werden mehr Gewittergruppenpfade im Vergleich zum Umfeld beobachtet. An den Radaren in Karlsruhe und Türkheim sind keine Maxima zu erkennen, was eine reine Überschätzung der Pfadhäufigkeiten in Radarnähe nicht vermuten lässt. Dass im Bereich der Vogesen nur wenige Gewittergruppenpfade beobachtet werden, kann daran liegen, dass die Vogesen im Randgebiet mit einer geringeren Radarabdeckung liegen. Da Gewittergruppenpfade viele kurze und schwache Pfade enthalten, die vermehrt zu Beginn und am Ende des Lebenszyklus einer Gruppe auftreten, ist es nicht verwunderlich, dass in Gewittergruppeninitierungsregionen (Abb. 5.3) auch viele Gewittergruppenpfade beobachtet werden.

In den Vogesen, im Südschwarzwald und im Bereich der Schwäbischen Alb sind die mittleren Zuggeschwindigkeiten von Gewittergruppenpfaden mit Werten um die 7 m s^{-1} bis 9 m s^{-1} im Vergleich zu den anderen Regionen im Untersuchungsgebiet besonders niedrig (Abb. 5.22b). Dies sind Regionen, in denen viele Gewittergruppeninitierungen stattfinden. Die geringeren Zuggeschwindigkeiten in Initiierungsregionen könnte aus diesen beiden Zusammenhängen resultieren. Erstens nimmt die Zuggeschwindigkeit mit dem Lebenszyklus eines Gewittergruppenpfades leicht zu (Abb. 5.19f). Zweitens, haben Gewittergruppenpfade mit niedrigen Zuggeschwindigkeiten oft Pfadlängen unter 10 km (Abb. 5.20b), so dass die langsamen Gewitter nicht weit von den Initiierungsregionen weg ziehen können. Die höchsten mittleren Geschwindigkeiten mit Werten um die 14 m s^{-1} werden im südlichen Rheintal und im Voralpenland erreicht.

Im Bereich um Karlsruhe werden mit circa 0.35 g m^{-3} die geringsten mittleren Wassergehalte der Zellen gemessen (Abb. 5.22c). Im Neckartal und Rheintal dominieren Werte um die 0.5 g m^{-3} und im Bereich der Vogesen, des mittleren Schwarzwalds und der Schwäbischen Alb Werte um die 0.6 g m^{-3} .

Werden nur **Gewitterpfade** betrachtet, so sind die Maxima im Bereich des Feldbergs und von Memmingen immer noch erkennbar, aber nicht mehr ganz so dominant wie bei der Verteilung der Gewittergruppenpfade (Abb. 5.22d). Dies bedeutet, dass in diesen Regionen viele Schauer entstehen, die aber Teil einer Gewittergruppe sind (Kapitel 5.1, 5.3.1). Auch in Abb. 5.3e ist zu erkennen, dass in den Regionen um den Feldberg und Memmingen viele Schauer detektiert wurden. Jedoch muss hier auch wieder beachtet werden, dass die Anzahl der detektierten Schauer an einem festen Ort von dem Abstand des Ortes zu den umliegenden Radaren abhängt. Die meisten Gewitterpfade treten im Bereich der Schwäbischen Alb, des Donautals und westlich von Memmingen auf. Die räumliche Verteilung der mittleren Zuggeschwindigkeiten von Gewitterpfaden (Abb. 5.22e) ähnelt der Verteilung der mittleren Zuggeschwindigkeiten der Gewittergruppenpfade (Abb. 5.22b). Gewitterpfade haben jedoch etwas höhere Zuggeschwindigkeiten als Gewittergruppenpfade. Auch der mittlere Wassergehalt ist für Gewitterpfade (Abb. 5.22f) höher als für

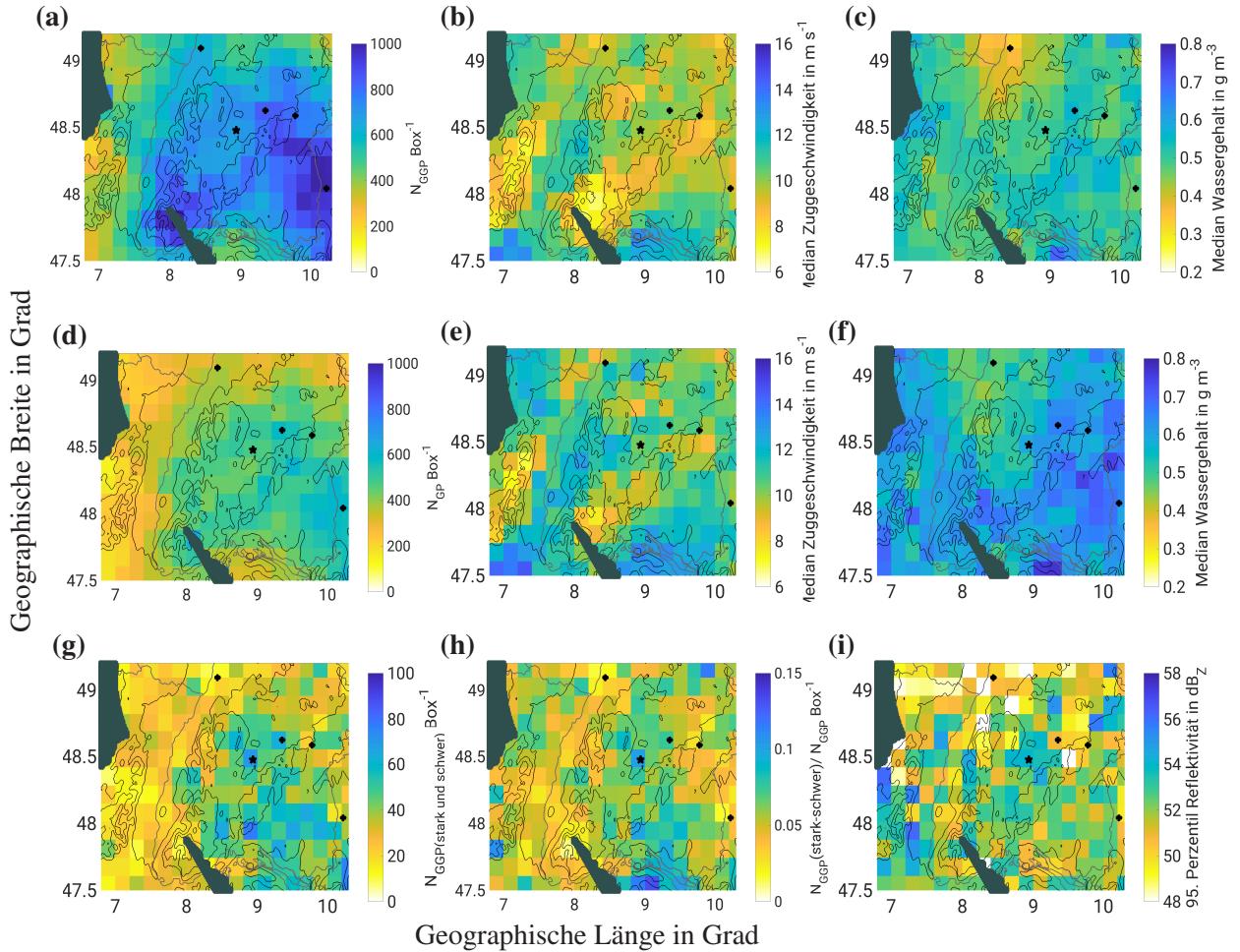


Abb. 5.22.: Anzahl an Gewittergruppenpfaden (N_{GGP}) pro Box (a). Median der Pfadgeschwindigkeit von allen Gewittergruppenpfaden der Box (b). Median des Wassergehalts der Zelle von allen Gewittergruppenpfaden der Box (c). Anzahl an Gewitterpfaden (N_{GP}) pro Box (d). Median der Pfadgeschwindigkeit von allen Gewitterpfaden der Box (e). Median des Wassergehalts der Zelle von allen Gewitterpfaden der Box (f). Anzahl an Gewittergruppenpfaden pro Box während sie die Intensitätsstufen (Kapitel 4.6) stark oder schwer erreichen ($N_{GGP(schwer-stark)}$) (g). Anzahl Gewittergruppenpfade der Intensitätsstufen schwer oder stark normiert mit der Gesamtanzahl der Gewittergruppenpfade (h). Median der 95. Perzentile der Reflektivität von allen Gewittergruppenpfaden der Box während der Intensitätsstufen schwer oder stark (i). Die Ergebnisse wurden durch TRACE3D ermittelt. Die Verteilungen umfassen den Zeitraum von 2017 bis 2023, jeweils für die Monate Mai bis einschließlich September. Eine Box hat eine Fläche von 225 km^2 . Der schwarze Stern markiert Rottenburg. Die schwarzen Punkte markieren die Standorte der Radare, dessen Reflektivitätsmessungen in TRACE3D für die Ermittlung der Reflektivitätskerne eingehen.

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

Gewittergruppenpfade (Abb. 5.22c). Für Gewitterpfade ist weiterhin der Wassergehalt in der Region um Karlsruhe am niedrigsten. Die niedrigen Wassergehalte um das Karlsruher Radar könnte ein Radareffekt sein, da das Karlsruher Radar als einziges Radar nicht dämpfungskorrigiert wurde. Die höchsten Werte treten entlang der Schwäbischen Alb und entlang des Donautals auf.

Die Verteilung der **Gewittergruppenpfadabschnitte**, die eine **starke bis schwere Intensität** aufweisen, ist vollständig von den Radarstandorten und den Initiierungsregionen entkoppelt (Abb. 5.22g). Die meisten starken und schweren Gewitter ziehen von Südwesten nach Nordosten (Abb. 5.23a) und werden im Bereich der südlichen Schwäbischen Alb, des oberen Neckartals sowie im Bereich des Donautals detektiert (Abb. 5.22g). Dort gibt es Knotenpunkte, wo sich besonders viele starke Gewittergruppenpfade kreuzen (Abb. 5.23a). Die Häufung von schweren Gewittern im Bereich der Schwäbischen Alb, des oberen Neckartals sowie im Bereich des Donautals könnte ein Resultat aus der Verteilung der Gewittergruppeninitierungen und der Verteilung von Windgeschwindigkeit und Windrichtung sein. Die meisten Gewitter werden im Lee des südlichen Schwarzwalds ausgelöst (Abb. 5.3). Am häufigsten herrscht im Untersuchungsgebiet eine Südwestströmung, die die Gewitter in Richtung Schwäbische Alb/Neckatal propagieren lässt. Interessant ist die Frage, inwiefern die Maxima starker und schwerer Gewitter im Neckatal und im Bereich der Schwäbischen Alb durch eine höhere Anzahl an Gewittergruppenpfaden in dieser Region oder einer häufigen Intensivierung der Gewitter angetrieben werden. Zum einen gibt es im oberen Neckatal und im Bereich der Schwäbischen Alb nicht mehr Gewitter- und Gewittergruppenpfade als in den umliegenden Regionen (Abb. 5.22a, d). Zum anderen erreichen die Quotienten aus der Anzahl der Gewittergruppenpfadabschnitte, die eine starke bis schwere Intensität aufweisen, und der Gesamtanzahl aller Gewittergruppenpfade (Abb. 5.22h), ebenfalls die höchsten Werte im südlichen Bereich der Schwäbischen Alb, im Bereich des Donautals, im Neckatal und im Alpenvorland. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass sich die Gewittergruppenpfade häufig intensivieren, bevor sie das Neckatal, die Schwäbischen Alb oder das Alpenvorland erreichen. Im Bereich des Neckartals und im Bereich der Westvogesen werden auch die höchsten Reflektivitäten gemessen (Abb. 5.22i). Diese hohen Reflektivitäten könnten auf Gewitter mit Hagel hinweisen.

Auch die **Pfadabschnitte schwerer Gewitter** akkumulieren im Bereich des Neckartals und der Schwäbischen Alb (Abb. 5.23b). Über dem Schwarzwald und dem Rheintal gibt es nur wenig Pfadabschnitte von schwerer Intensität. Es ist nicht zu erkennen, dass Gewittergruppenpfade mit hohen Intensitäten bevorzugt über Bergen zu beobachten sind, was zu den Ergebnissen aus Abschnitt 5.3.4 passt. Auch Weckwerth et al. (2011) fanden keine Intensivierung von Gewittern in der Umgebung von Bergland. Feldmann et al. (2023) analysierten hingegen, dass in der Schweiz Gewitterstürme höhere Intensitäten in der Umgebung von Bergen, sowie im Potal und im Bereich des Schweiz Plateau aufweisen. Im Gegensatz zu den Initiierungsregionen weisen Zugbahnen von Gewittergruppenpfaden jedoch erhebliche räumliche und zeitliche Variabilitäten auf (Bertram and Mayr, 2004). Kunz and Puskeiler (2010) fan-

den ebenfalls heraus, dass Hagelstürme am häufigsten in der Region um Stuttgart auftreten, aber deren Zugbahnen hohe räumliche und zeitliche Variabilitäten aufweisen. Starke und schwere Pfadabschnitte werden am häufigsten im Bereich der südlichen Schwäbischen Alb, des Neckartals sowie im Bereich des Donautals und des Alpenvorlands detektiert (Abb.5.22g, i). Diese Maxima sind zum einen ein Resultat aus den Hauptentstehungsregionen von Gewittern und der Hauptwindrichtung. Zum anderen findet aber auch eine häufige Intensivierung der Gewittergruppenpfade statt, bevor sie die südliche Schwäbische Alb, das Neckatal, das Donautal oder das Alpenvorland erreichen.

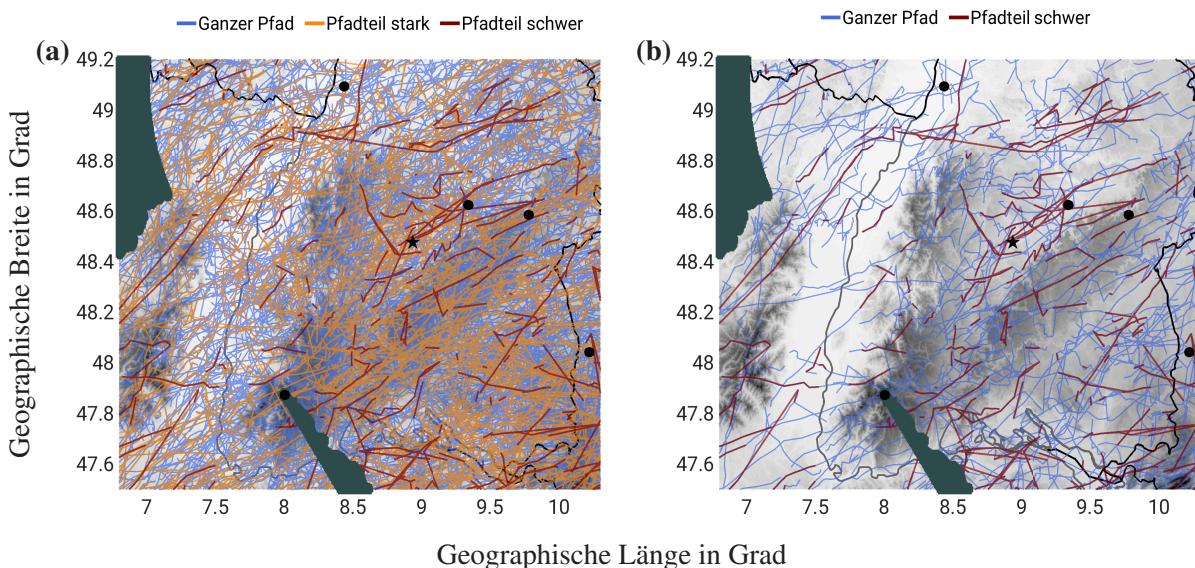


Abb. 5.23.: Gewittergruppenpfade, die die Intensitätsstufe schwer oder stark (a) bzw. schwer erreichen (b). Die Ergebnisse wurden durch TRACE3D ermittelt. Die Verteilungen umfassen den Zeitraum von 2017 bis 2023, jeweils für die Monate Mai bis einschließlich September. Der schwarze Stern markiert Rottenburg. Die schwarzen Punkte markieren die Standorte der Radare, dessen Reflektivitätsmessungen in TRACE3D für die Ermittlung der Reflektivitätskerne eingehen.

5.4. Zwischenfazit

In diesem Kapitel wurde eine Gewitterklimatologie für die Sommerhalbjahre 2017 bis 2023 in Südwestdeutschland aufgestellt, basierend auf Volumendatensätzen von Radaren und Blitzmessungen. Von den von TRACE3D detektierten Pfadinitiierungen, wurden 92 % durch umliegende Konvektion sekundär ausgelöst. Aufgrund der häufigen sekundären Gewitterinitiierungen ist es wichtig, Gewitter in Gruppen zu unterteilen und bei der Analyse isolierter Gewitterentstehungen ausschließlich die Initierungen von Gewittergruppen zu berücksichtigen. Parameter, die für die Einteilung der Gewittergruppen gewählt werden, beeinflussen die Größe und somit die absolute Anzahl von Gewittergruppen, aber nicht die räumliche Verteilung von Gewittergruppeninitiierungen.

In Südwestdeutschland werden die meisten Gewittergruppen im Umfeld der Mittelgebirge Schwarzwald und Schwäbische Alb initiiert. Das Maximum befindet sich stromab des Südschwarzwalds. Im Vergleich

5. Gewitterklimatologie 2017-2023

zur Klimatologie werden zum Zeitpunkt von Gewittergruppeninitierungen eine höhere äquivalentpotentielle Temperatur und südlichere 500hPa Windgeschwindigkeiten analysiert. Zwischen Teilregionen im Untersuchungsgebiet gibt es jedoch kaum Unterschiede in den Umgebungsbedingungen zum Zeitpunkt der Gewittergruppeninitierungen.

Die meisten Gewittergruppen entstehen am Nachmittag im Monat Juni, dicht gefolgt vom Monat Juli. Dies zeigt, dass neben dem Einfluss der Berge auch die Thermik eine bedeutende Rolle bei der Initiierung von Gewittergruppen in Südwestdeutschland spielt. In dieser Arbeit wird eine Fuzzylogik Methode entwickelt, um erstmals unterschiedliche Gewitterauslösemechanismen zu quantifizieren. Im Untersuchungsgebiet werden für 56 % der Gewittergruppenauslösungen als Auslösemechanismus ein Hebungs vorgang in der mittleren Atmosphäre durch synoptische Einflüsse, für 19 % eine Berüberströmung, für 13 % eine Bergumströmung und für 12 % ein thermischer Auslöser, klassifiziert. Die Klassifizierung ist im Detail noch mit Unsicherheiten behaftet, liefert aber einen plausiblen Ansatz, wenn die Einteilung als Ganzes statistisch betrachtet wird.

Im zweiten Teil wurde die Entwicklung und der Verlauf der Gewitter genauer analysiert, was nun durch die Verfügbarkeit der Radar Volumendatensätze auch für Südwestdeutschland möglich ist. Die Intensität der Gewitter wurde nach Rossi et al. (2014) basierend auf Radarmessungen und Blitzmessungen definiert. Die Gewitterstatistik wird von schwachen Ereignissen dominiert, starke und schwere Ereignisse treten mit einem gemeinsamen Anteil von 6 % nur selten auf. Es werden eine erhöhte vertikale Windgeschwindigkeitsscherung und äquivalentpotentielle Temperatur zum Zeitpunkt von Pfadinitierungen von Gewittern mit einer schweren Intensität analysiert. Reflektivität, Niederschlagsintensität und Gewitterintensität entwickeln sich im Mittel mit der Zeit parabelförmig und mit zunehmender Lebensdauer wird eine höhere maximale Intensität der Gewitter beobachtet. Der Einfluss von Orographie und Zuggeschwindigkeit auf die maximale Intensität der Gewitter ist im Vergleich zum Einfluss der Lebensdauer sehr klein.

Ähnlich wie in Kunz and Puskeiler (2010) konnte auch in dieser Arbeit ein lokales Maximum an starken und schweren Gewittern im oberen Neckartal festgestellt werden. Die erhöhte Anzahl an starken und schweren Gewittern wird nicht nur durch eine höhere Anzahl an Gewittern in dieser Region verursacht, sondern auch durch eine häufigere Intensivierung der Gewitter im Bereich des Neckartals. Um die Ursachen der Intensivierung in dieser Region zu erforschen, wurde die Messkampagne Swabian MOSES durchgeführt, welche im nächsten Kapitel beschrieben wird.

6. Messkampagne Swabian MOSES 2021

In diesem Kapitel wird zunächst eine Übersicht über die Messkampagne Swabian MOSES (Modular Observation Solutions for Earth Systems) gegeben und dessen Kampagnenablauf, Messsysteme und die für diese Arbeit relevante IOP beschrieben. Anschließend wird analysiert, wo Gewitter initiiert werden, die ins obere Neckatal advehiert werden. Am Ende des Kapitels wird der in Kapitel 4.7 beschriebene Multi-Doppler Algorithmus mit Lidarmessungen der Swabian MOSES Messkampagne über zwei Monate validiert.

Swabian MOSES 2021 war eine interdisziplinäre Messkampagne, die von Mai bis Oktober 2021 im Bereich des Neckartals und der Schwäbischen Alb in Südwestdeutschland (Abb. 6.1, Tab. 2.1) stattfand (Kunz et al., 2022). Im Mittelpunkt der Kampagne standen die beiden hydro-meteorologischen Extreme hochreichende Konvektion mit den möglichen Begleiterscheinungen Starkregen und Hagel oder Hitzewellen mit der möglichen Folge eine Dürre. Ziel war, die gesamte Ereigniskette des jeweiligen Prozesses zu erfassen und zu erforschen. Die Ereigniskette beginnt mit den Umgebungsbedingungen vor Beginn eines Ereignisses, es folgt der Entwicklungsprozess, und sie endet mit den verbundenen Auswirkungen des Ereignisses. Um diese Vielfalt abzudecken, arbeiteten bei Swabian MOSES zehn unterschiedliche Institutionen zusammen: KIT mit allen vier meteorologischen Abteilungen, Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung (UFZ), Forschungszentrum Jülich (FZJ), Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches Geoforschungszentrum (GFZ), Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR), Technische Universität Braunschweig, Eberhard Karls Universität Tübingen mit dem SFB 1253 CAMPOS, Universität Hohenheim, DWD und Zentrum für Sonnenenergie- und Wasserstoff-Forschung Baden-Württemberg (ZSW) (MOSES Webseite, <https://www.ufz.de/moses/>, 19.03.2025, Swabian MOSES Webseite <https://www.atmohub.kit.edu/105.php>, 19.03.2025).

Das Untersuchungsgebiet wurde im Bereich des Neckartals und der Schwäbischen Alb festgelegt, da in der Region südlich von Stuttgart zwischen 2001 und 2019 eine hohe Wahrscheinlichkeit für Hagelgewitter beobachtet werden konnte (Kunz and Puskeiler, 2010) und man so hoffte, auch während der Kampagne intensive Hagelgewitter beobachten zu können. COSMO Simulationen haben gezeigt, dass im Neckatal auftretende Hagelstürme eine Tendenz zu niedrigen Froude Zahlen haben, die zu einer Umströmung des Schwarzwalds führen könnten, woraus eine Konvergenz im Lee des Schwarzwalds resultieren könnte (Siegmann, 2022). Durch die Konvergenz könnten Gewitter initiiert oder intensiviert werden, die bei einer Südwestströmung im Neckatal für Hagel sorgen (Kunz and Puskeiler, 2010). Die von COSMO simulierte Konvergenz im Lee des Schwarzwalds sollte jedoch noch besser charakterisiert

6. Messkampagne Swabian MOSES 2021

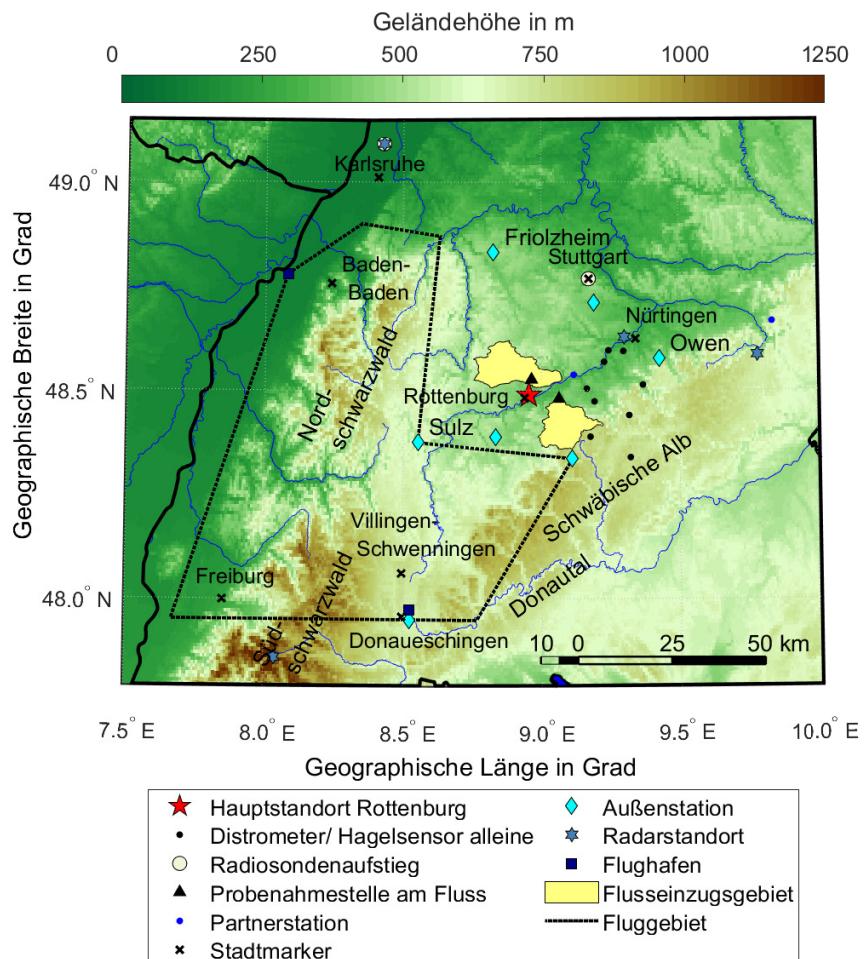


Abb. 6.1.: Swabian MOSES Untersuchungsgebiet mit den verschiedenen Messstandorten. Am Hauptstandort des KITcube befand sich in Rottenburg. An den Außenstationen befanden sich jeweils Windlidare, Parsivel Distrometer, Hagelsensoren und meteorologische-Masten. Zusätzlich zum Doppler X-Band Radar in Nürtingen und dem C-Band Radar in Eggenstein-Leopoldshafen wurden Beobachtungen von den DWD C-Band Radaren in Türkheim und auf dem Feldberg hinzugezogen. Eine der Partnerstationen besteht aus einem kleinen Bodenfeuchtenetzwerk, die andere Partnerstation ist mit einem Windcube und einer Energiebilanzstation ausgestattet (Kunz et al., 2022).

und mit Beobachtungsdaten verifiziert werden (Siegmann, 2022). Die Messkampagne Swabian MOSES liefert Messungen von Umgebungsbedingungen vor der Auslösung und während der Intensivierung der Gewitter, die einen Beitrag zu einem besseren Verständnis der Entstehung und der weiteren Entwicklung von hochreichender Konvektion leisten.

6.1. Kampagnenablauf

Der Ablauf der Kampagne orientierte sich an der vorhergesagten Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines gewünschten Ereignisses. Daraus entstanden zweierlei Phasen: Normalbetrieb bei einer aufgrund der zu erwartenden Umgebungsbedingungen geringen Ereigniswahrscheinlichkeit oder IOP (Intensive

Observation Period) Betrieb bei einer hohen Ereigniswahrscheinlichkeit. Die Art des Entscheidungsprozesses und der Aufbau einer IOP wurden nach dem Vorbild von Wieser et al. (2022) durchgeführt. Bei Normalbetrieb liefen alle automatisierten Messungen und es war meist kein Personal im Feld unterwegs. Wurde eine IOP ausgerufen, fanden zusätzliche Messungen statt, die mobil waren oder nicht automatisiert durchgeführt werden konnten. Dies waren zum Beispiel Flugzeugmessungen, Schwarmsondenaufstiege oder Ballonsondierungen. Dem Personal wurden zuvor Zeiträume zugewiesen, in denen sie sich für eine mögliche IOP bereit halten sollen.

6.2. Messsysteme

Während Swabian MOSES kam eine große Anzahl an Messsystemen zum Einsatz. Den Hauptbestandteil der Messausstattung bildete der KITcube (<https://www.kitcube.kit.edu/index.php>, 19.03.2025) - ein mobiles Gesamtbeobachtungssystem zur Sondierung der Atmosphäre. Dieser beinhaltet eine große Anzahl an in situ- und Fernerkundungssystemen, die aufeinander abgestimmt sind. Dazu gehören unter anderem Niederschlagsradare, Windlidare, Wolkenradare, Radiosonden, Ceilometer, Distrometer, meteorologische-Masten, Energiebilanzstationen, Wolkenkameras, Mikrowellenradiometer und weitere Geräte (Kalthoff et al., 2013). Das System ist mobil und flexibel einsetzbar. Meist gibt es einen Hauptstandort, an dem ein Großteil der Geräte installiert ist, im Fall von Swabian MOSES war das Rottenburg. An mehreren Außenstationen können ergänzende Messungen vorgenommen werden. Der KITcube wurde bereits in großen internationalen Messkampagnen eingesetzt und ist besonders zur Untersuchung von Grenzschicht- (z.B. Energieaustausch und Turbulenz) und konvektiven Prozessen geeignet (z.B. Adler et al., 2021, Kohler et al., 2022). Eine Erweiterung des KITcubes mit zusätzlichen Messsystemen von Partnern ist möglich. Auch bei Swabian MOSES wurden Messgeräte der kooperierenden Partner dem bestehenden System hinzugefügt. So wurde der KITcube während Swabian MOSES z.B. durch ein Hagelsensor- und Bodenfeuchte-Netzwerk sowie weitere Instrumente erweitert. In Tabelle 6.1 sind die unterschiedlichen Messsysteme zusammengefasst.

In Rottenburg am Neckar war ein Großteil der Instrumentierung stationiert: Energiebilanzstation, Wolkenradar, Hagelsensor, Parsivel Distrometer, Wolkenkamera, Windlidar, Aerosollidar, Ceilometer, Mikrowellenradiometer und Radiosonden. Zusätzlich fanden auch in Eggenstein-Leopoldshafen und Stuttgart Radiosondenaufstiege statt. In Nürtingen standen ein X-Band Dopplerradar und zwei Distrometer. Die sieben Außenstationen enthielten jeweils einen meteorologischen Mast, ein Windlidar, ein Parsivel Distrometer und einen Hagelsensor. Weitere Distrometer waren im Untersuchungsgebiet verteilt. Ein Feuchtesensornetzwerk war an einer Partnerstation aufgebaut. Die andere Partnerstation war mit einem kleinen Windlidar und einer Energiebilanzstation ausgestattet. Während IOPs wurden an unterschiedlichen Orten weitere Daten mit Hilfe von Wasserprobensammlern, Schwarmsonden, PINE, dem Rover und zwei Forschungsflugzeugen erhoben.

6. Messkampagne Swabian MOSES 2021

Tab. 6.1.: Übersicht der Messsysteme, die während Swabian MOSES im Einsatz waren.

	In situ	Fernerkundung
Normalbetrieb	Energiebilanz-Masten Meteorologische-Masten Hagelsensoren Distrometer Wolkenkamera Bodenfeuchtesensoren Infraschallsensor	C-Band Dopplerradar X-Band Dopplerradar Wolkenradar Windlidar Aerosollidar Ceilometer Mikrowellenradiometer: Feuchte- und Temperaturprofiler
IOP	Radiosonden AirCore-Ballone Hagel- Schwarmsonden Flugzeugmessungen Portable Ice Nucleation Experiment (PINE) Wasserproben Ammer, Steinlach	Cosmic-Ray-Neutron-Sensor Flugzeuglidar

6.3. Übersicht der intensiven Beobachtungsperiode (IOP) Nummer 4

Im Zeitraum zwischen Mai und Juli 2021 wurden sieben IOPs, die insgesamt 21 Tage beinhalteten, durchgeführt. Bis auf einen Tag (26. Juli), traten alle von der DWD Warnapp erfassten Hagelereignisse mit einem Durchmesser von mindestens 2cm während einer IOP auf. Fallbeispiele dieser IOP4 wurden ausgewählt, da sie eine Superzelle und isolierte Konvektion in Form von Multizellen über dem Schwarzwald beinhalteten. Außerdem wurden während IOP4 alle verfügbaren Messgeräte eingesetzt. IOP4 wird nun kurz beschrieben, eine Beschreibung der anderen IOPs und eine tabellarische Übersicht über alle IOPs ist im Anhang zu finden (Kapitel A).

Aufgrund von sehr konvektionsgünstigen Umgebungsbedingungen wurden während der **vierten IOP** alle verfügbaren zusätzlichen Messungen durchgeführt (Tab. 6.1). Die vierte IOP umfasste insgesamt neun Tage und lässt sich in zwei Phasen unterteilen:

- **Phase 1: 17.06.2021 - 20.06.2021** Während der ersten Phase befand sich ein ausgedehnter Höhenrücken über Mitteleuropa, dessen Achse von Algerien über das Ligurische Meer bis nach Süddeutschland verlief. Das Höhenhoch über dem Baltikum war teilweise mit dem Höhenrücken über Mitteleuropa verbunden. Entlang der Ostflanke des über der Iberischen Halbinsel liegenden Langwellentroges wanderten Kurzwellentröge nordwärts in Richtung Westdeutschland. Die energiereiche Luftmasse ($CAPE > 2000 \text{ J kg}^{-1}$) im Untersuchungsgebiet hatte Potential für schwere Gewitter mit Begleiterscheinungen wie Hagel, Starkregen oder Sturm. Trotz einer durch Mineralstaub gedämpften Sonneneinstrahlung wurden auf der 850 hPa Fläche Temperaturen von über 20°C analysiert und bodennah Temperaturen über 30°C gemessen. Mit integrierten Wasserdampfgehalten von 30 mm bis 40 mm am Standort Rottenburg war ausreichend Feuchte vorhanden. Vertikale Windscherung von über 20 m s^{-1} innerhalb der unteren 6 km der Atmosphäre machte organisierte

6.4. Initiierung von Gewittern, die das Neckatal durchlaufen

Konvektionsformen möglich. Trotz dieser konvektionsgünstigen Umgebungsbedingungen wurde nur wenig Konvektion beobachtet. Diese beschränkte sich auf ein Gebiet im Nordschwarzwald und östlich des Schwarzwaldes und war überwiegend isoliert, kurzlebig und wenig organisiert. Eine mögliche Erklärung könnte der zu dieser Zeit nach Süddeutschland advehierte Saharastaub in der Atmosphäre sein. Es wurde darauf hingewiesen, dass Saharastaub die solare Einstrahlung dämpfen könne und durch noch nicht erforschte Prozesse die Gewitteraktivität möglicherweise reduzieren könnte. Der 20.06.2021 brachte die günstigsten Umgebungsbedingungen für Konvektion der ganzen IOP 4. Zusätzlich sorgte ein Kurzwellentrog, der sich von Südwesten näherte sowie eine Konvergenzlinie östlich des Untersuchungsgebiets für dynamische Hebungsantriebe. An diesem Tag wurde hochreichende, organisierte Konvektion in Form eines mesoskaligen konvektiven Systems und einer Squall Line beobachtet. Jedoch lag der Intensitätsschwerpunkt nordöstlich des Untersuchungsgebiets und die Intensität der Systeme war schwächer als erwartet.

- **Phase 2: 21.06.2021 - 24.06.2021** Während der zweiten Phase entwickelte sich ein europäisches Blocking (Grams et al., 2017). Das Untersuchungsgebiet befand sich in einer südwestlichen Grundströmung vorderseitig eines Langwellentrogs, dessen Achse von der Iberischen Halbinsel nach England verlief. Immer wieder drangen Kurzwellentröge in das Untersuchungsgebiet vor. Die energiereiche, heiße Subtropikluft wurde durch feucht-warmer Luft ersetzt, der Mineralstaub der Sahara wurde dabei ausgeräumt. Trotz nicht mehr ganz so günstiger Umgebungsbedingungen wie in Phase 1 wurde in dieser zweiten Phase der IOP immer wieder flächendeckend Konvektion im Untersuchungsgebiet und dessen Umgebung beobachtet. Diese beinhaltete sowohl isolierte, unorganisierte Gewitter als auch hochreichende, organisierte Systeme wodurch teils hohe kumulierte Niederschlagssummen bis zum 23.06.2021 in Baden-Württemberg zusammenkamen. Den Höhepunkt stellte eine Superzelle dar, die am 23.06.2021 über den Hauptstandort Rottenburg hinwegzog und Starkregen und Hagel mit sich brachte.

6.4. Initiierung von Gewittern, die das Neckatal durchlaufen

Eine der Kernfragen der Swabian MOSES Messkampagne ist, warum es zur Häufung von Hagelgewittern im oberen Neckatal kommt. Deshalb wird nun untersucht, wo die Gewitter initiiert werden, die ins obere Neckatal ziehen und ob es eine Region gibt, in der bevorzugt Gewitter initiiert werden, die im Neckatal eine hohe Intensität erreichen.

Gewittergruppen, von denen mindestens ein zugehöriger Gewittergruppenpfad im Neckatal ankommt, werden meist im Neckatal, in dessen direkten Umfeld oder über dem Schwarzwald und der Schwäbischen Alb initiiert (Abb. 6.2a). Aber auch Gewittergruppenpfade, deren Gruppeninitiierung in den Vogesen oder im Rheintal stattfand, können das Neckatal erreichen. Sowohl in der Klimatologie als auch an Tagen mit Gewittergruppeninitiierungen weht der Wind in Südwestdeutschland meist aus Südwest (Abb. 5.9 c, d) und advehiert die in den Vogesen/ im Rheintal oder im Schwarzwald initiierten Gewitter

6. Messkampagne Swabian MOSES 2021

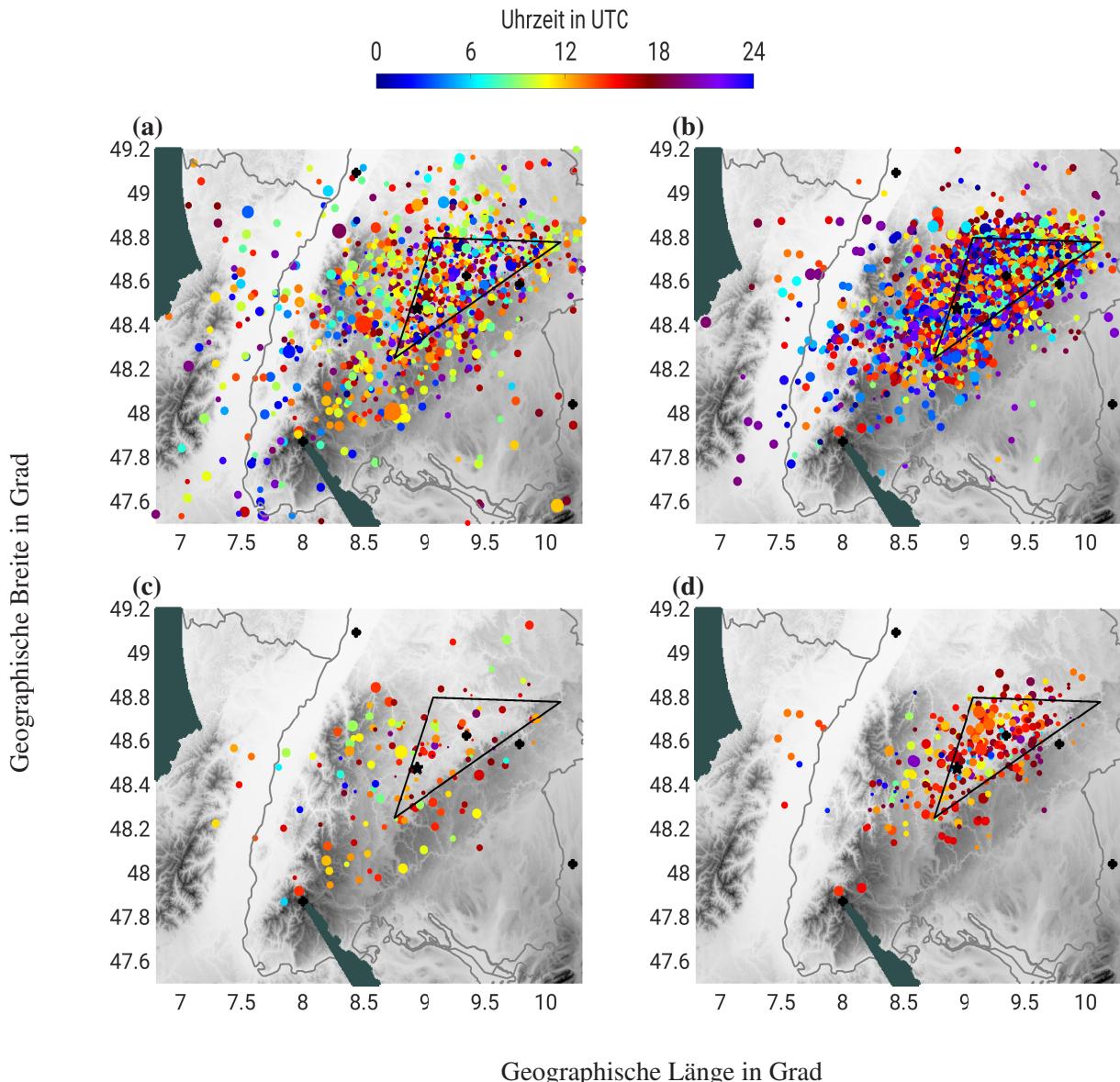


Abb. 6.2.: Gewittergruppeninitiierungen für die Monate Mai bis September der Jahre 2018 bis 2023, von denen mindestens ein Pfad im Neckartal ankommt (a). Teilabbildung (b) ist wie (a) nur für Gewittergruppenpfadinitiierungen (Kapitel 5.1). Gewittergruppeninitiierungen, von denen mindestens ein Pfad der Intensitäten stark oder schwer im Neckartal ankommt (Kapitel 4.6; (c)). Teilabbildung (d) ist wie (c) nur für Gewittergruppenpfadinitiierungen. Das Dreieck markiert die Region Neckartal (Tab. 4.1). Der schwarze Stern befindet sich in Rottenburg. Die schwarzen Punkte markieren die Standorte der Radare. Die Größe der Punkte beschreibt die Gruppenlebensdauer.

in die Region des Neckartals. Die Gewittergruppeninitiierungen im Rheintal fanden häufig nachts statt, die Gewittergruppeninitiierungen im Lee des Schwarzwalds oft am Vormittag.

Die meist sekundären Gewittergruppenpfadinitiierungen, deren Pfade im Neckartal ankommen (Abb. 6.2b), liegen etwas näher um das Neckartal verteilt als die zugehörigen Gewittergruppeninitiierungen (Abb. 6.2a). Die meisten Gewittergruppenpfadinitiierungen finden ebenfalls im Neckartal, in dessen direkten Umfeld oder im Bereich des Schwarzwalds und der Schwäbischen Alb statt. Auffallend ist, dass

6.4. Initiierung von Gewittern, die das Neckartal durchlaufen

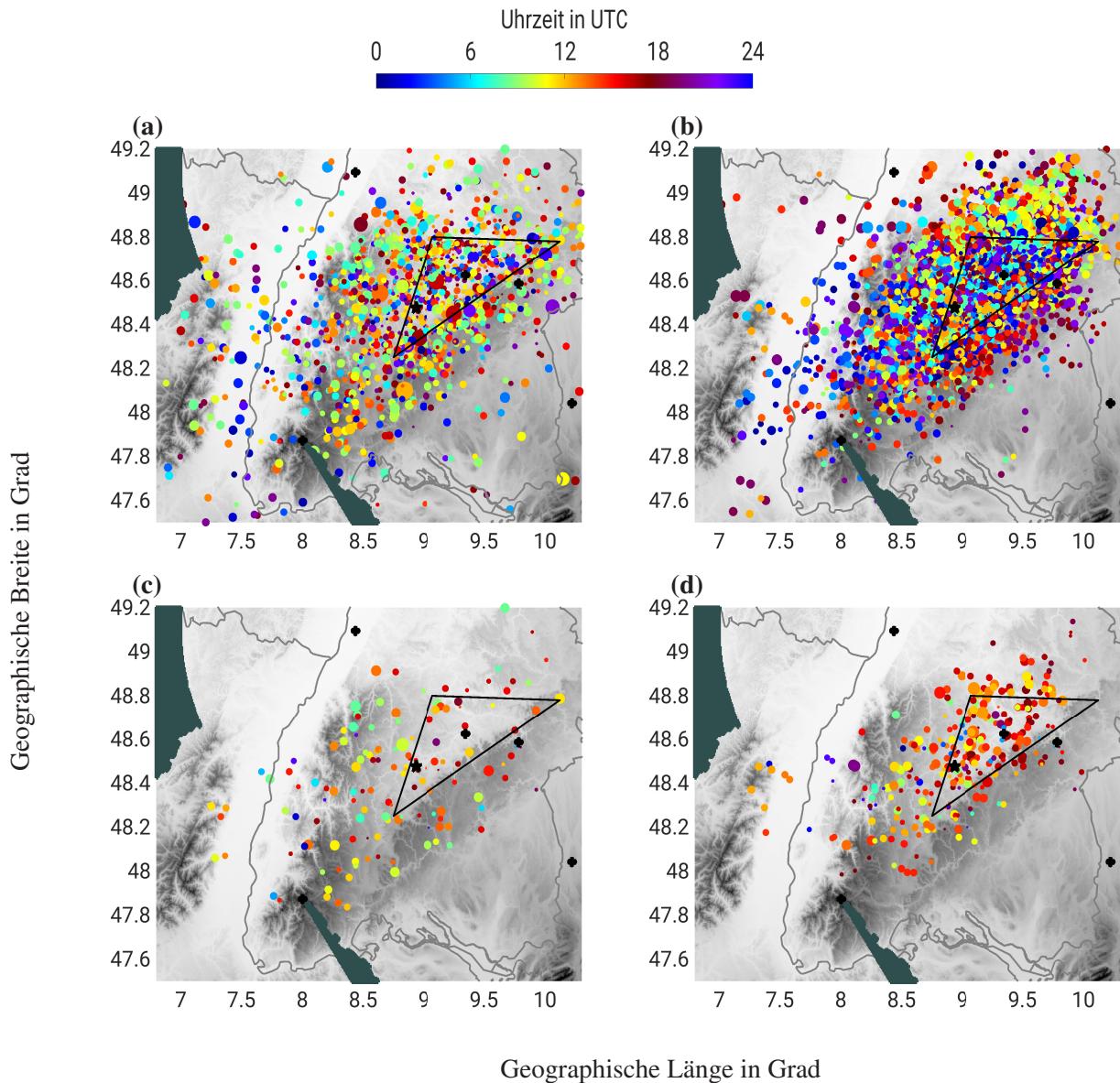


Abb. 6.3.: Wie Abbildung 6.2 nur dass die Gewittergruppen- und Gewittergruppenpfadinitiierungspunkte mittels des ERA5 850 hPa Winds um eine Stunde stromauf ihres von TRACE3D detektierten Initiierungsorts verschoben wurden.

viele Gewittergruppenpfadinitiierungen im Bereich von Rheintal und Schwarzwald nachts oder in den frühen Morgenstunden stattfanden. Die zeitliche und räumliche Verschiebung zwischen Gewittergruppeninitiierungen und Gewittergruppenpfadinitiierungen kommt dadurch zustande, dass Gewittergruppeninitiierungen immer zeitlich zuerst stattfinden und anschließend viele weitere der Gewittergruppe zugehörigen Gewittergruppenpfade initiiert werden.

Gewittergruppeninitiierungen, von denen mindestens ein zugehöriger Gewittergruppenpfad die Intensität stark oder schwer im Neckartal erreicht, sind noch stärker auf den Schwarzwald und die Schwäbische Alb begrenzt (Abb. 6.2c). Die Gewittergruppenpfade von Gewittergruppeninitiierungen im Rheintal und

6. Messkampagne Swabian MOSES 2021

auch nördlich des Neckartals erreichen meist keine hohen Intensitäten im Neckatal (Abb. 6.2a, c). Außerdem finden die Gewittergruppeninitiierungen, deren Pfade hohe Intensitäten im Neckatal erreichen, meist vom Vormittag bis zum Nachmittag statt (Abb. 6.2c).

Die große Mehrheit aller Gewittergruppenpfade, welche im Neckatal die Intensität stark oder schwer erreichen, werden am Nachmittag sekundär initiiert. Die Gewittergruppenpfade beginnen häufig im Neckatal selbst, in dessen direkten Umfeld oder im nördlichen Bereich des Schwarzwalds (Abb. 6.2d). Es gibt keine feste Region für die Initiierung starker und schwerer Gewittergruppenpfade, die später durch das Neckatal ziehen. Somit kann anhand der Initiierung nicht begründet werden, warum es zur Häufung von schweren Gewittern im oberen Neckatal kommt und es ist notwendig die Ursachen der Intensivierung der einzelnen Gewittergruppenpfade zu untersuchen.

In Abbildung 6.3 wurden die Initiierungspunkte aus Abbildung 6.2 um eine Stunde entlang des ERA5 850hPa Winds zurückverschoben. Die räumliche Verteilung der Gewittergruppeninitiierungen hat sich kaum verändert (Abb. 6.2a, c; 6.3a, c). Die Gewittergruppenpfadinitiierungen finden nach der Verschiebung noch weiter entfernt vom Neckatal statt und es befinden sich noch mehr Gewittergruppenpfadinitiierungen im Bereich des Schwarzwalds und der Schwäbischen Alb (6.2b; Abb. 6.3b). Den größten Unterschied gibt es bei der Verteilung der Gewittergruppenpfadinitiierungen, die im Bereich des Neckartals eine starke oder schwere Intensität erreichen. Während TRACE3D die Initiierung solche Gewittergruppenpfade überwiegend im Nordschwarzwald und im direkten Umfeld des Neckartals lokalisiert (Abb. 6.2d), finden nach der Verschiebung entlang des ERA5 850hPa Winds auch einige Initiierungen im Lee des Südschwarzwalds statt (Abb. 6.3d).

6.5. Validierung des neu entwickelten Multi-Doppler Algorithmus mit Lidar-Messungen

Aufgrund der vielen Herausforderungen, die bei der Berechnung von Windfeldern durch Multi-Doppler Algorithmen auftreten (Kapitel 2.2.1), ist es notwendig die Multi-Doppler Algorithmen an realen Messungen zu testen und zu validieren. In Kapitel 2.2.1 wird ein Überblick über durchgeführte Validierungen von bereits existierenden Multi-Doppler Algorithmen gegeben. In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse des neu entwickelten Multi-Doppler Algorithmus (Kapitel 4.7) mit einem neuartigen Ansatz validiert. Dazu werden Lidarmessungen der Swabian MOSES Messkampagne (Kapitel 4.3) an den fünf Lidarstandorten Rottenburg, Sulz, Donaueschingen, Owen und Friolzheim (Abb. 6.1) im Zeitraum vom 15.05.2021 bis 31.07.2021 verwendet.

Die Lidarmessungen liegen alle 37s mit einer vertikalen Auflösung von 50m vor. Bei der Prozessierung der Lidarmessungen wurden die individuellen Radialgeschwindigkeiten aus dem DBS-Scan mit einem 15 minütigen Medianfilter geglättet. Für den Multi-Doppler Lidar Vergleich wird der Median über alle Lidarmessungen in einem Bereich von 250m unterhalb der betrachteten Höhe bis 250m oberhalb der betrachteten Höhe in einem Zeitraum von 2.5 Minuten vor dem betrachteten Zeitpunkt bis 2.5 Minuten

6.5. Validierung des neu entwickelten Multi-Doppler Algorithmus mit Lidar-Messungen

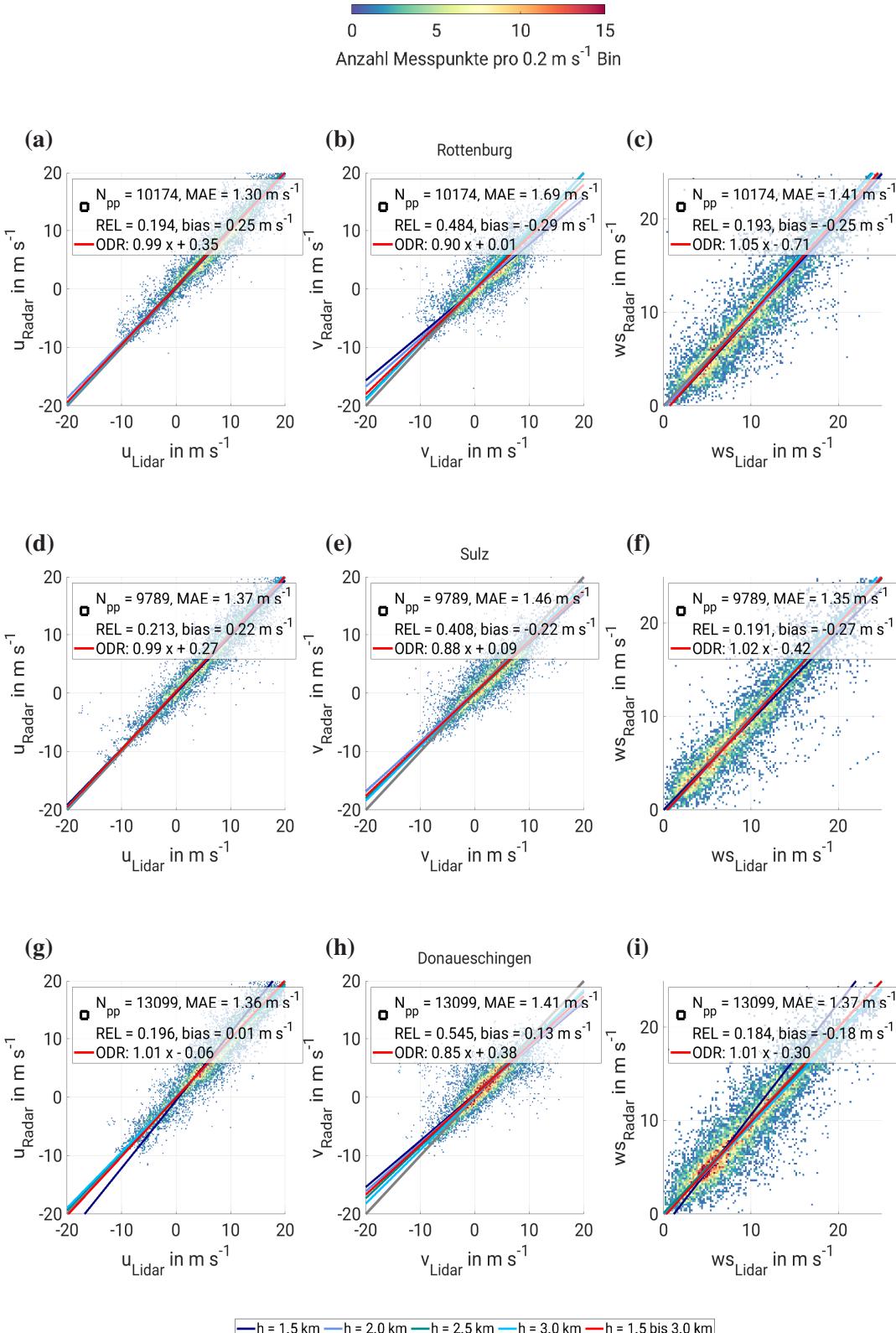


Abb. 6.4.: Validierung der durch den Multi-Doppler Algorithmus berechneten horizontalen Windkomponenten ($u_{\text{Radar}}, v_{\text{Radar}}, ws_{\text{Radar}}$) mit Lidar-Messungen ($u_{\text{Lidar}}, v_{\text{Lidar}}, ws_{\text{Lidar}}$) an den fünf Lidarstandorten Rottenburg, Sulz, Donaueschingen, Owen und Friolzheim vom 15. Mai 2021 bis 31. Juli 2021. Dabei sind u , v die horizontalen Windkomponenten und ws die Windgeschwindigkeit. N_{pp} gibt die Anzahl an Messwerten an, MAE den mittleren absoluten Fehler, REL den relativen root mean square Fehler, $bias$ den Bias und ODR beschreibt die Geradengleichung der orthogonalen linearen Regression (Boggs and Rogers, 1990). In die Validierung gehen die Höhen 1.5 km, 2.0 km, 2.5 km und 3.0 km ein. Die orthogonale lineare Regression wird für alle Höhenlevel einzeln und einmal über alle Höhenlevel durchgeführt.

6. Messkampagne Swabian MOSES 2021

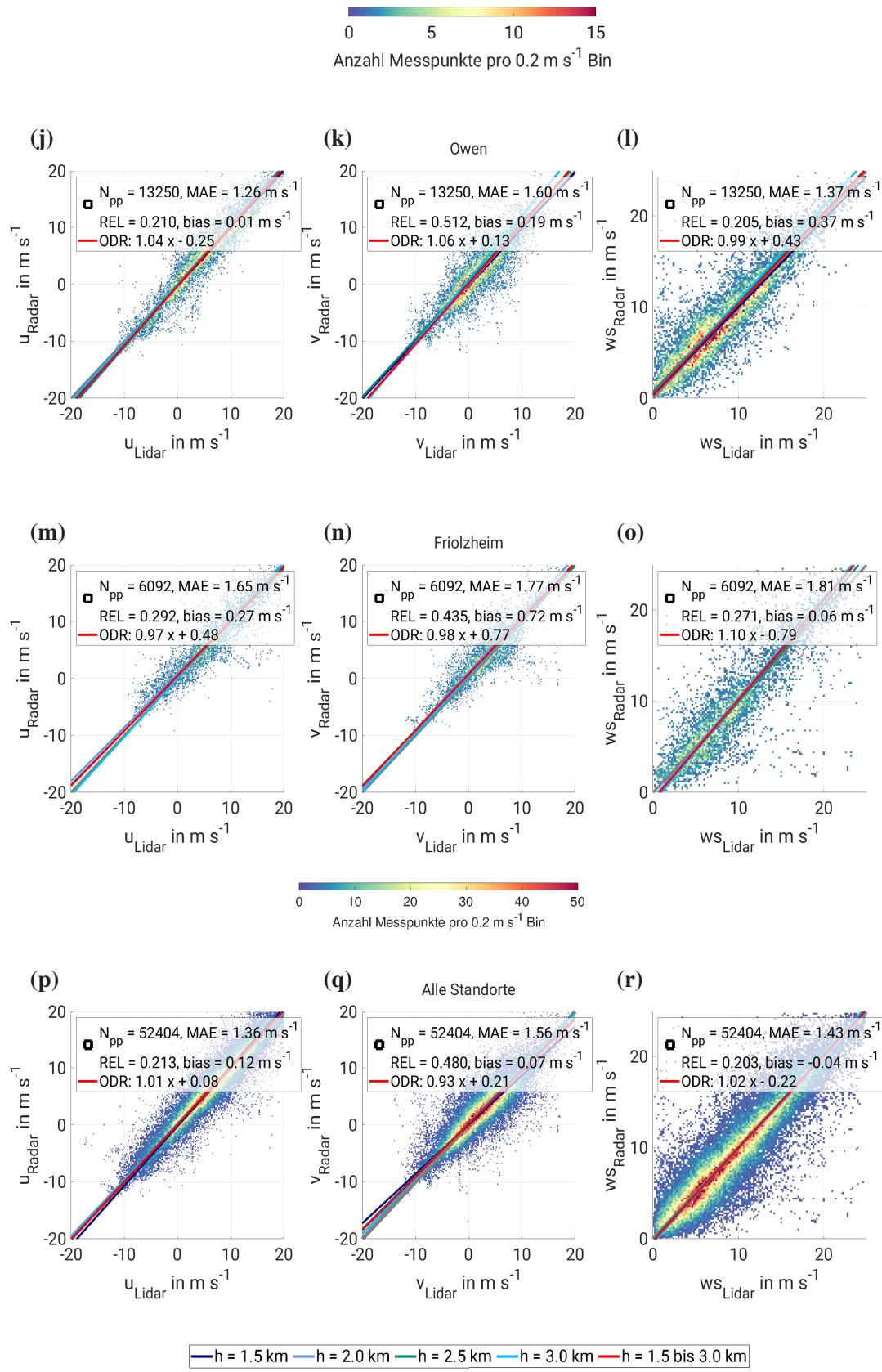


Abb. 6.4.: Abbildung 6.4 fortgesetzt.

6.5. Validierung des neu entwickelten Multi-Doppler Algorithmus mit Lidar-Messungen

nach dem betrachteten Zeitpunkt verwendet. Der Median der Lidar Windprofilmessungen wird im Folgenden als u_{Lidar} , v_{Lidar} , ws_{Lidar} bezeichnet. Das Radar Multi-Doppler Windfeld liegt alle 5 Minuten mit einer horizontalen und vertikalen Auflösung von 500m vor. Für das horizontale Multi-Doppler Windfeld wird der Median über eine Fläche von 3km x 3km auf der entsprechenden Höhe zum entsprechenden Zeitpunkt für den Vergleich verwendet (u_{Radar} , v_{Radar} , ws_{Radar}). Der Vergleich wird in den Höhen 1.5 km, 2.0 km, 2.5 km und 3.0 km durchgeführt.

Insgesamt gibt es eine hohe Übereinstimmung zwischen den vom Lidar gemessenen horizontalen Windkomponenten und den berechneten Multi-Doppler Windkomponenten an den fünf Vergleichsstandorten (Abb. 6.4). Die mittleren absoluten Fehler (MAE) reichen von 1.26 m s^{-1} bis 1.77 m s^{-1} und die relativen root mean square Fehler (RMSE) von 0.194 bis 0.545. Die Steigungen der orthogonalen linearen Regression (Boggs and Rogers, 1990) nehmen Werte zwischen 0.85 und 1.06 an.

Wird der Vergleich für alle fünf Standorte betrachtet (Abb. 6.4p, q, r), beträgt der Bias der u-Windkomponente 0.12 m s^{-1} , der v-Windkomponente 0.07 m s^{-1} und der Windgeschwindigkeit -0.04 m s^{-1} . Die v-Windkomponenten der Radarmessungen haben kleinere Beträge als die der Lidarmessungen. Außerdem sind an allen fünf Standorten die MAE und die relativen RMSE der v-Windkomponente größer als die der u-Windkomponente. Bei den Lidarmessungen ist nicht zu erwarten, dass eine Windkomponente systematisch schlechter gemessen wird. Jedoch wurde im Nachhinein festgestellt, dass manche Lidare für die Messungen nicht korrekt eingenordet gewesen sein könnten, wodurch Fehler in der Berechnung des Windprofils entstehen können, die jedoch beide horizontale Windkomponenten betreffen würden.

Die Beträge der u-Windkomponente sind nur etwas höher als die der v-Windkomponente und die relativen Fehler sind für die v-Komponente höher als für die u-Komponente. Dadurch kommen die höheren Fehler der v-Windkomponente vermutlich nicht aufgrund unterschiedlicher Intensitäten der Windkomponenten zustande. Bei einem Vergleich der vom Lidar gemessenen Windkomponenten mit Windprofilen von Radiosonden in Rottenburg zeigen die v-Komponenten der Lidare um ca. 0.1 m s^{-1} höhere MAE als die u-Komponenten. Im Radar-Lidar Vergleich sind die MAE jedoch für die v-Komponente oft um 0.2 m s^{-1} bis 0.3 m s^{-1} höher als die der u-Komponente. Eine Erklärung könnte sein, dass viele Lidarstandorte besser in Ost-West Richtung von Radarstrahlen der DWD Radare erfasst werden als in Nord-Süd Richtung. Basierend auf den aus DWD Radialgeschwindigkeiten berechneten horizontalen Windkomponenten wird ein Hintergrund erstellt, mit dem die nicht DWD Radialgeschwindigkeiten entfaltet werden (Kapitel 4.7). Hat die aus den DWD Radialgeschwindigkeitsmessungen berechnete v-Komponente hohe Unsicherheiten, kann es zu einer falschen Entfaltung der Radialgeschwindigkeiten der nicht DWD Radare kommen, wodurch sich der Fehler in die nicht DWD Radare fortpflanzt. Deshalb könnte an Standorten mit einer schlechten Nord-Süd Abdeckung durch DWD Radarstrahlen bei der Berechnung des Multi-Doppler Windfelds die v-Windkomponente systematisch höhere Fehler als die u-Windkomponente aufweisen.

Vöhringer et al. (2024) fanden bei einem Lidar-Radar Vergleich der horizontalen Windkomponenten ei-

6. Messkampagne Swabian MOSES 2021

ne abnehmende Korrelationen und zunehmende Fehler mit dem Abstand der Lidare zu den Radaren und erklärten das Verhalten mit dem zunehmenden Messvolumen der Radare und somit einer ungenauerer Messung. Auch Doviak et al. (1976) fanden, dass Fehler in Dual-Doppler berechneten Windfeldern von der Lage des Ortes in Bezug auf die Radare abhängen.

6.5.1. Abweichungen zwischen Multi-Doppler Windkomponenten und Lidar Windkomponenten in Abhängigkeit der Höhe

Beim Vergleich der horizontalen Windkomponenten zwischen Radar und Lidar muss beachtet werden, dass bei Radaren und Lidaren Radialgeschwindigkeitsmessungen in verschiedenen Volumina an unterschiedlichen Streuern durchgeführt werden. Die Lidarstrahlen sind kolliniert, das heißt der Strahldurchmesser ist mit zunehmender Entfernung annähernd konstant. Der Strahl der Radare öffnet sich mit dessen Öffnungswinkel, wodurch das Messvolumen senkrecht zum Strahl mit zunehmender Entfernung zunimmt. Lidare messen die Radialgeschwindigkeiten überwiegend anhand von Aerosolpartikeln (Klarluftechos). Die in dieser Arbeit verwendeten Radare standen zu weit voneinander entfernt, um Multi-Doppler an Klarluftechos wie atmosphärischem Plankton durchzuführen. Deshalb können die Radialgeschwindigkeitsmessungen der Radare an Hydrometeoren zusätzlich zu ihrer horizontalen Bewegung mit dem Wind eine Fallgeschwindigkeit aufweisen. Somit kann der Vergleich zwischen der mittels von Lidaren gemessenen horizontalen Windkomponenten und den vom Multi-Doppler Algorithmus berechneten Windkomponenten nur stattfinden, wenn Hydrometeore vorhanden sind, aber die Dämpfung durch Niederschlag für die Lidare nicht zu hoch ist.

Der Vergleich von Radar und Lidar-Messungen findet an den Grenzen der Messbereiche beider Instrumente statt, wo die Messungen häufig mit Fehlern behaftet sind. Mit den hier verwendeten Lidareinstellungen messen die Lidare bis in Höhen von maximal 3 km. Radare messen überwiegend in der mittleren und oberen Troposphäre, sodass der Überlappbereich beider Instrumente gering ist. Wie nah am Boden ein Radar an einem Ort messen kann, hängt ab vom Abstand des Orts zum Radar, den niedrigsten Elevationswinkeln des Radars und der Standorthöhe des Radars. Hinzu kommt, dass Multi-Doppler nur an Orten berechnet wird, an denen die Winkeldifferenzen der Azimute der verwendeten Radare größer als 45 Grad ist (Kapitel 4.7). Dies erklärt, warum in 1.5 km Höhe und in 3.0 km Höhe oft weniger Messungen für den Vergleich zur Verfügung stehen als in den Höhen dazwischen (Abb. 6.5a). Owen liegt mittig im Untersuchungsgebiet in unmittelbarer Nähe zum Radar in Nürtingen. Deshalb gibt es in Owen besonders viele Messwerte in einer Höhe von 1.5 km (Abb. 6.5a). In Friolzheim sind z.B. keine Radarmessungen in einer Höhe von 1.5 km verfügbar (Abb. 6.5a). Friolzheim liegt ungefähr mittig zwischen den Radaren in Karlsruhe und Nürtingen/Türkheim, weshalb dort die niedrigsten Elevationen der Radare bereits über 1.5 km liegen. In Friolzheim stehen somit die wenigsten Messpunkte für die Validierung zur Verfügung (Abb. 6.4m, n, o) und dort werden die höchsten Abweichungen zu den Multi-Doppler Windkomponenten erreicht. Umgekehrt haben Sulz, Owen, Rottenburg und Donaueschingen eine hohe Radarabdeckung

6.5. Validierung des neu entwickelten Multi-Doppler Algorithmus mit Lidar-Messungen

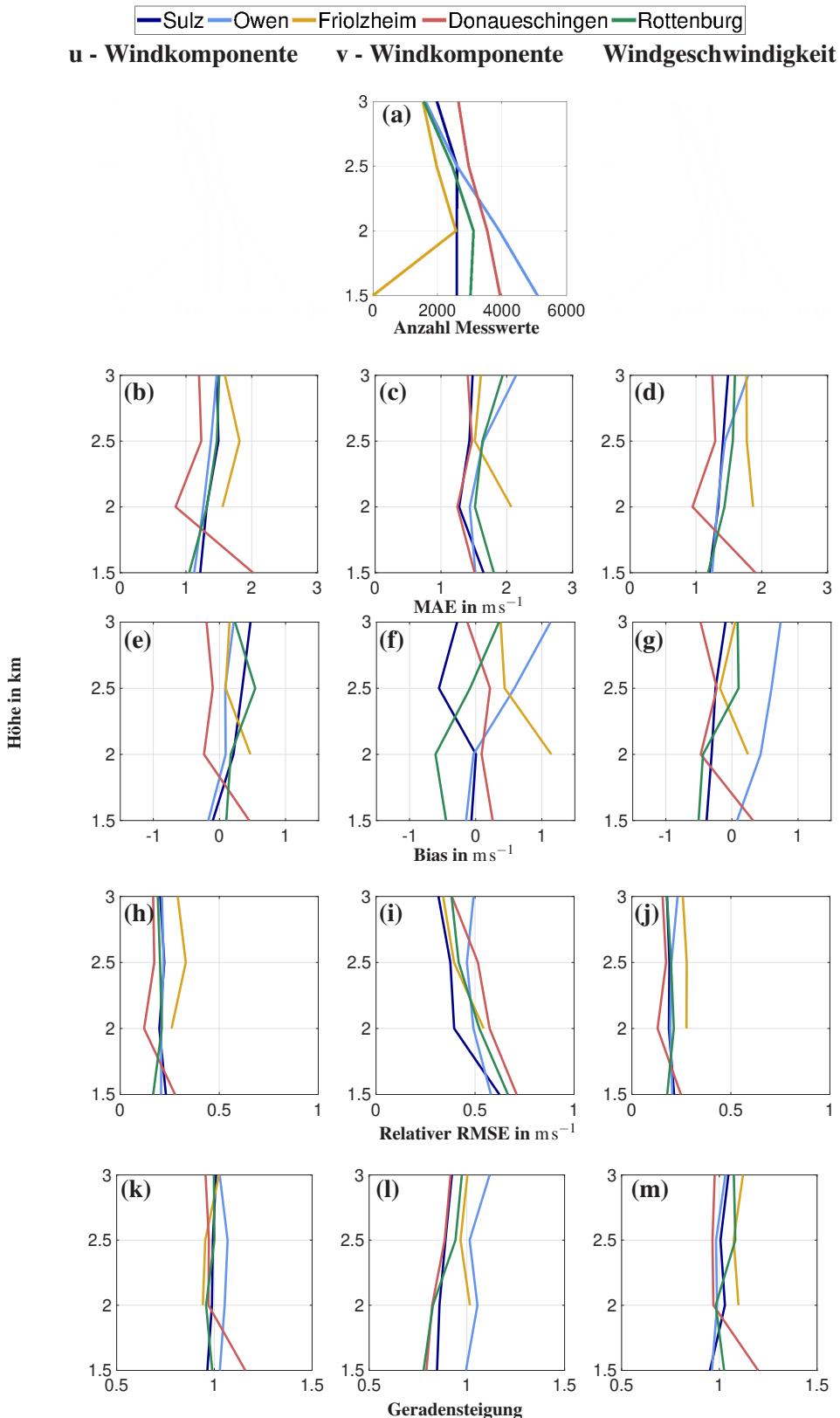


Abb. 6.5.: Höhenabhängigkeit der Anzahl an Messwerten, des mittleren absoluten Fehlers (MAE), des Bias (bias), des relativen root mean square Fehlers (relativer RMSE) und der Geradensteigung für die u-Windkomponente, die v-Windkomponente und die Windgeschwindigkeit im Vergleich Radar-Lidar an den Lidarstandorten Sulz, Owen, Friolzheim, Donaueschingen und Rottenburg.

6. Messkampagne Swabian MOSES 2021

und große Winkeldifferenzen der Azimute der zur Multi-Doppler Berechnung verwendeten Radare. An diesen Orten stimmen die vom Radar und Lidar gemessenen Windkomponenten besser überein (Abb. 6.4).

Die Höhenabhängigkeit der Anzahl an verfügbaren Messwerte (Abb. 6.5a) für den Vergleich wird somit hauptsächlich von der Datenverfügbarkeit der Radare am Lidarstandort in niedrigen Höhen und von der Datenverfügbarkeit der Lidare an deren oberen Messreichweite bestimmt, sowie von der Anzahl an Zeitpunkten mit geeigneten Messbedingungen in der Atmosphäre.

Die Höhenabhängigkeit der Abweichungen (Abb. 6.5b-m) der Multi-Doppler Windkomponenten von den Lidar Windkomponenten ist für jeden Lidarstandort individuell. In Owen nehmen MAE und Bias der v-Windkomponente mit der in der Höhe abnehmenden Datenverfügbarkeit zu (Abb. 6.5c, f). In Friolzheim hingegen nehmen Bias, MAE und relativer RMSE der v-Windkomponente mit der Höhe trotz abnehmender Datenverfügbarkeit ab. Interessanterweise zeigen MAE, Bias, relativer RMSE und die Geradensteigung der u-Windkomponente in Friolzheim und auch an anderen Orten wie z.B. Sulz eine andere Höhenabhängigkeit als die der v-Windkomponente und die der Windgeschwindigkeit (Abb. 6.5b, c, d, e, f, g, h, i, j). In Friolzheim nimmt die Datenverfügbarkeit nur leicht mit der Höhe ab (Abb. 6.5a). Dennoch sind der MAE, der Bias und die relativen RMSE für die u-, die v-Komponente und die Windgeschwindigkeit in den oberen Höhen geringer als in einer Höhe von 2 km (Abb. 6.5c, d, f, g, i, j). Dies bedeutet, dass der Multi-Doppler Algorithmus in dieser Region in höheren Höhen bessere Ergebnisse als in den unteren Höhen liefert. Vöhringer et al. (2024) beschreiben eine Abnahme der Fehler der Multi-Doppler Windkomponenten mit zunehmender Höhe. Sie begründen das Verhalten damit, dass das Windfeld mit kleinerem Abstand zum Boden inhomogener als in größeren Höhen ist.

6.5.2. Abweichungen zwischen Multi-Doppler Windkomponenten und Lidar Windkomponenten in Abhängigkeit von Messgrößen

Sowohl die Messungen des Lidars als auch des Radars können fehlerbehaftet sein. Deshalb werden zum Schluss verschiedene Fehlermaße des Multi-Doppler-Lidar Vergleichs der horizontalen Windkomponenten in Abhängigkeit des Carrier-Noise-Ratios (CNR), der vom Lidar gemessenen Windgeschwindigkeit und Vertikalwindkomponente, der Radarreflektivität, der Radaranzahl, die zur Berechnung des Multi-Doppler Windfelds beigetragen hat, der verfügbaren Pixelanzahl der Radarmessungen, über die für den Vergleich gemittelt wurde, und der Multi-Doppler Windgeschwindigkeit analysiert (Abb. 6.6).

Bei Messungen mit niedrigen CNR Werten von unter -35 dB nehmen MAE, Bias, relativer RMSE und die Abweichung der Geradensteigung zu (Abb. 6.6d, g, j, m). An einigen Standorten ist eine Zunahme der Fehler auch bei Messungen mit CNR Werten von über circa -10 dB zu erkennen. Dort trifft der Lidarstrahl vermutlich Wolken. In diesen CNR Randbereichen nimmt die Qualität der Lidarmessungen ab, weshalb es beim Vergleich mit dem Windfeld des Multi-Doppler Algorithmus zu größeren Abweichungen kommt.

6.5. Validierung des neu entwickelten Multi-Doppler Algorithmus mit Lidar-Messungen

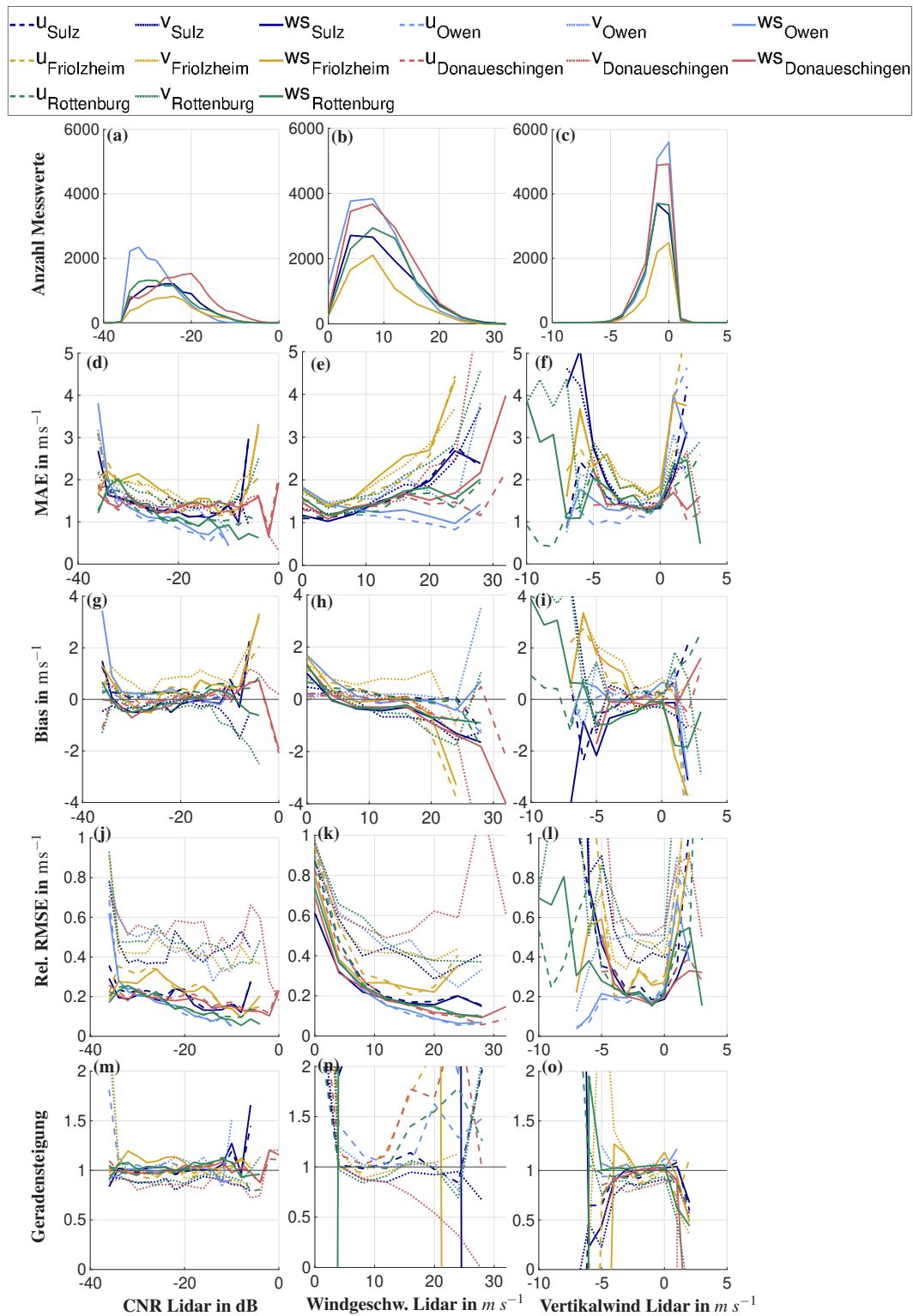


Abb. 6.6.: Abhängigkeit der Anzahl an Messwerten, des mittleren absoluten Fehlers (MAE), des Bias (bias), des relativen root mean square Fehlers (relativer RMSE) und der Geradensteigung im Vergleich des Multi-Doppler Windfelds mit dem Lidar Windprofil von der Carrier-Noise-Ratio (CNR) der Lidare, der vom Lidar gemessenen Windgeschwindigkeit und dem vom Lidar gemessenen Vertikalwind, dargestellt für die u-Windkomponente, die v-Windkomponente und die Windgeschwindigkeit an den Lidarstandorten Sulz, Owen, Friolzheim, Donaueschingen und Rottenburg.

6. Messkampagne Swabian MOSES 2021

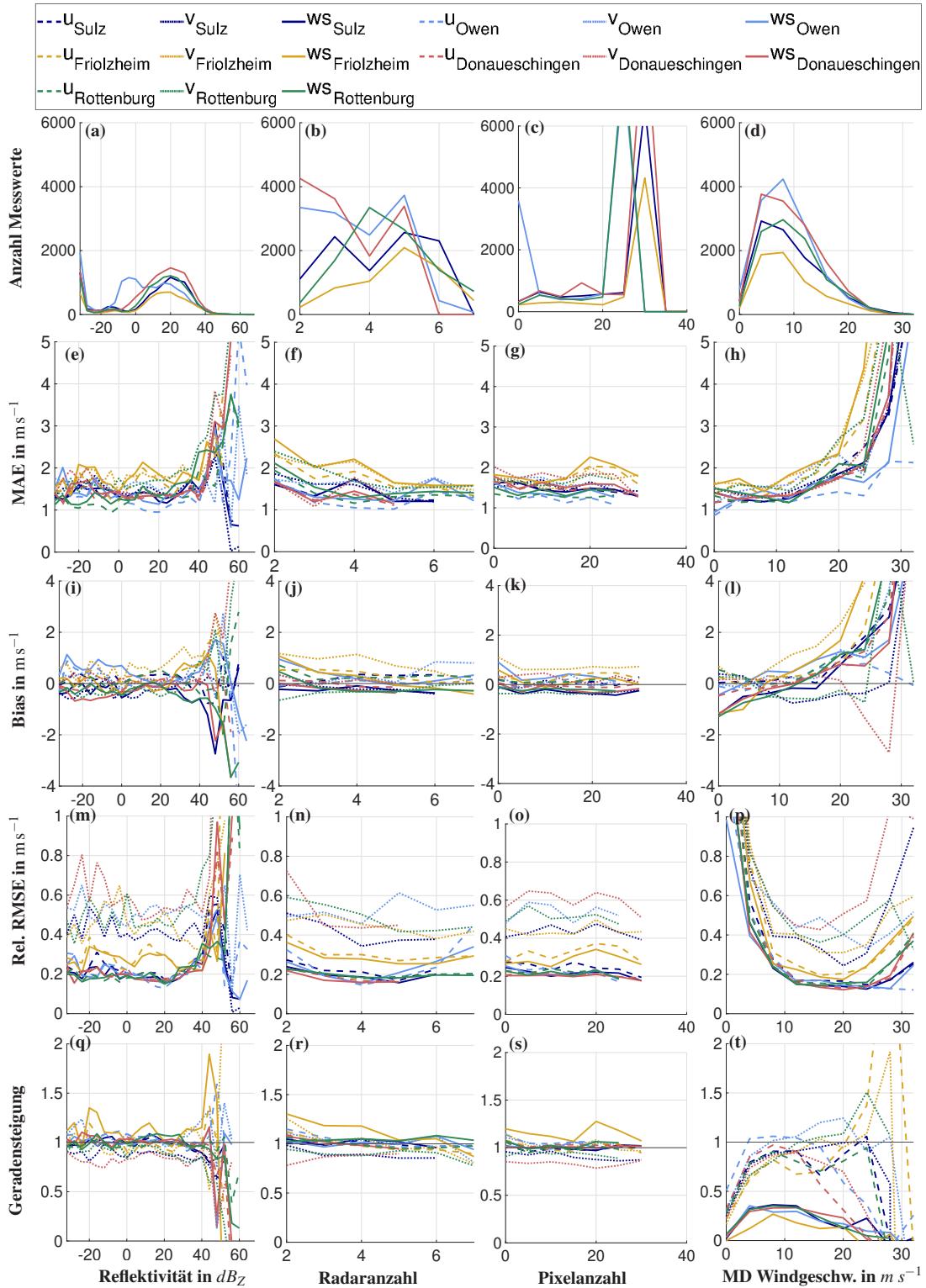


Abb. 6.7.: Abhängigkeit der Anzahl an Messwerten, des mittleren absoluten Fehlers (MAE), des Bias (bias), des relativen root mean square Fehlers (relativer RMSE) und der Geradensteigung im Radar-Lidar Vergleich von dem Median der Radarreflektivität, der Radaranzahl, die zur Berechnung des Multi-Doppler Windfelds verwendet wurden, der Pixelanzahl von Radarmessungen, über die für den Vergleich der Median gebildet wurde, und der Multi-Doppler Windgeschwindigkeit, dargestellt für die u-Windkomponente, die v-Windkomponente und die Windgeschwindigkeit an den Lidarstandorten Sulz, Owen, Friolzheim, Donaueschingen und Rottenburg.

6.5. Validierung des neu entwickelten Multi-Doppler Algorithmus mit Lidar-Messungen

Bei hohen vom Lidar gemessenen Windgeschwindigkeiten mit Werten über 20 m s^{-1} nehmen die Unterschiede zwischen den Lidar und Radar Windkomponenten und somit MAE und Bias deutlich zu (Abb. 6.6e, h, k, n). Es könnte sein, dass falsche Entfaltungen die großen Fehler bei hohen am Lidar gemessenen Windgeschwindigkeiten verursachen. In Abhängigkeit der von der Lidar Windgeschwindigkeit nicht unabhängigen Multi-Doppler Windgeschwindigkeit kommt es bei hohen Windgeschwindigkeiten von über 20 m s^{-1} ebenfalls zu einem deutlichen Anstieg bei MAE, Bias und den Abweichungen der Geradensteigung (Abb. 6.7h, l, t). Die hohen Windgeschwindigkeiten werden aber nur selten gemessen (Abb. 6.6b, 6.7d). Durch die geringe Anzahl der Messungen und die höhere absolute Turbulenz bei hohen Geschwindigkeiten, entstehen größere absolute Fehler beim Vergleich. Wie zu erwarten nehmen relative RMSE bei hohen Windgeschwindigkeiten ab und bei niedrigen Windgeschwindigkeiten zu (Abb. 6.6k, p). Die Geradensteigungen der Regression zwischen Lidar und Radar Windgeschwindigkeiten weisen für die vom Radar ermittelten Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit des zugehörigen Lidars hohe Fehler auf, da die Geradensteigungen nur über einen kleinen Wertebereich der am Lidar gemessenen Windgeschwindigkeit bestimmt wird (Abb. 6.6n). Auch Vöhringer et al. (2024) fanden in einem Lidar-Radar Vergleich der horizontalen Windkomponenten eine deutliche Abhängigkeit der Fehler von der Windgeschwindigkeit. Insbesondere in bodennahen Bereichen fanden Vöhringer et al. (2024) eine Zunahme des MAE mit zunehmender Windgeschwindigkeit und erklärten das Verhalten mit zunehmenden turbulenten Strukturen bei höheren Windgeschwindigkeiten in Bodennähe.

Der am Lidar gemessene Vertikalwind (Abb. 6.6b, e, h, k, n) hat auch einen erheblichen Einfluss auf MAE, Bias, relativen RMSE und die Geradensteigung. Während des Vergleichs wurden an den Lidaren meist negative Vertikalgeschwindigkeiten gemessen. Negative Vertikalgeschwindigkeiten weisen darauf hin, dass die Lidarmessung durch Streuung am Niederschlag erfolgt ist. Hydrometeore sind notwendig, damit die Radare Radialgeschwindigkeiten messen können und ein Vergleich zwischen Lidar und Radar Windkomponenten durchgeführt werden kann. Bei Vertikalgeschwindigkeiten unter -3 m s^{-1} kommt es zu großen Fehlern, da dort die Lidare stark durch Niederschlag gedämpft werden und die Qualität der Messungen abnimmt. Bei positiven Vertikalgeschwindigkeiten gibt es nur sehr wenige Messungen für den Vergleich. Schon bei Vertikalgeschwindigkeiten von über 1 m s^{-1} nehmen die Unsicherheiten enorm zu.

Die Unterschiede der horizontalen Windkomponenten zwischen Lidar und Radar hängen ebenfalls vom Median der Radarreflektivität ab (Abb. 6.7e, i, m, q). Eine große Zunahme aller Fehler findet bei Reflektivitäten über 40 dB_Z statt. Bei hohen Reflektivitäten nimmt die Qualität der Lidarmessung aufgrund von Dämpfung ab. Aber auch der Multi-Doppler Algorithmus könnte aufgrund von Dämpfung und einer erhöhten Turbulenz in Gewittern einen Beitrag zu den Unsicherheiten liefern. Sogar bei negativen Reflektivitäten nehmen MAE, Bias, relativer RMSE und die Abweichungen der Geradensteigung kaum zu. Trotz geringer Reflektivitäten und somit Signalstärken kann der Multi-Doppler Algorithmus zuverlässige Ergebnisse berechnen.

Die Anzahl an Radaren, die in die Berechnung der horizontalen Windkomponenten am Lidarstandort

6. Messkampagne Swabian MOSES 2021

eingegangen ist, hat einen eher kleinen Einfluss auf den Multi-Doppler Lidar Vergleich (Abb. 6.6b, f, j, n, r). Gehen nur zwei Radare in die Berechnung des Multi-Doppler Windfelds ein, sind MAE, Bias, relativer RMSE an einigen Lidarstandorten etwas höher als bei Berechnungen mit mehreren Radaren. Die Anzahl der Radarpixel, über die für den Vergleich der Median gebildet wurde, beeinflusst den Vergleich ebenfalls nur schwach (Abb. 6.7c, g, k, o, s). Meist werden mehr als 20 Radarpixel verwendet.

Der hier durchgeführte Vergleich wurde über einen Zeitraum von 2.5 Monaten an fünf Standorten über 52404 Messpunkte durchgeführt. Dadurch wird der Multi-Doppler Algorithmus für viele unterschiedliche konvektive Systeme und eine Vielzahl an Ereignissen validiert, sodass verschiedene Fehlermaße über einen großen, vielseitigen Datensatz berechnet werden konnten. Insgesamt ist der Multi-Doppler Algorithmus in der Lage, das Windfeld plausibel zu reproduzieren. Der Vergleich der Mutli-Doppler Windkomponenten mit Lidar Windkomponenten ist eine sinnvolle Methode, um einen Multi-Doppler Algorithmus in der unteren Atmosphäre zu validieren. Ein Vergleich der horizontalen Windkomponenten zwischen Radiosondenaufstiegen und dem Lidar in Rottenburg zeigt, dass die MAE beim Lidar-Radar Vergleich um ca. 0.5 m s^{-1} bis 0.8 m s^{-1} höher sind als beim Lidar Radiosondenvergleich (Abb. A.2). Die größeren Fehler beim Lidar-Radar Vergleich spiegeln so die Fehler des Multi-Doppler Algorithmus wider. Wie beim Lidar-Radar Vergleich nehmen die Fehler auch beim Lidar Radiosondenvergleich mit zunehmenden Vertikalgeschwindigkeiten zu und die v-Komponenten sind ebenfalls mit etwas höheren Fehlern als die u-Komponenten behaftet.

Durch den Lidar-Radar Vergleich können Einblicke in Unsicherheiten des Multi-Doppler Algorithmus und deren Ursachen gewonnen werden. Der Multi-Doppler Algorithmus hat größere Fehler bei hohen Reflektivitäten mit einem Median von über 40 dB_Z , hohen horizontalen Windgeschwindigkeiten von über 20 m s^{-1} und positiven Vertikalgeschwindigkeiten von über 1 m s^{-1} . In diesem Bereich nimmt die Qualität des horizontalen Multi-Doppler Windfelds ab, aufgrund von Turbulenz und der hohen zeitlich und räumlichen Variabilität des Windfelds. Diese Bedingungen kommen jedoch nur selten vor. Auch der Ort hat einen Einfluss auf die Qualität des horizontalen Windfelds des Multi-Doppler Algorithmus. Je weiter der betrachtete Ort von den Radaren entfernt liegt und je schlechter die Nord-Süd bzw. Ost-West Abdeckung des Ortes durch die Radarstrahlen ist, desto größer werden die Unsicherheiten im berechneten horizontalen Windfeld des Multi-Doppler Algorithmus.

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

Während die bisherige Arbeit sich hauptsächlich aus einer statistischen Sicht der Gesamtheit der Gewitter widmete, sollen in diesem Kapitel zwei Beispiele aus dem Zeitraum des Swabian MOSES Experiments genauer untersucht werden: Eine Superzelle, die am 23. Juni 2021 auftrat und eine Multizelle vom 17. Juni 2021. Dabei wird die Dynamik und Thermodynamik dieser beiden Ereignisse genauer untersucht. Zugleich kann anhand der einhergehenden Analyse gezeigt werden, dass die Ergebnisse des in dieser Arbeit entwickelten Multi-Doppler Algorithmus, und der Fuzylogik-Klassifizierung des Auslösemechanismus plausibel und hilfreich sind.

Für die Diskussion der Fallbeispiele wurden Messungen und Satellitenbilder der Webseite Kachelmannwetter (Kachelmann, 2025), Analysen der Webseite Wetter3 (Behrendt and Mahlke, 2025) und Radiosondenaufstiege der Webseite der Universität von Wyoming (University of Wyoming, 2025) verwendet.

7.1. Superzelle am 23. Juni 2021

Am 23. Juni 2021 bildete sich etwas nördlich von Villingen-Schwenningen eine Superzelle, die im weiteren Verlauf über den Hauptstandort der Messkampagne Swabian MOSES in Rottenburg am Neckar hinwegzog. Mit der Superzelle gingen lokale Starkniederschläge, Sturmböen und große Mengen an Hagel einher (Stuttgarter Zeitung, 2021; Feuerwehr Kirchheim unter Teck, 2021; Nürtinger Zeitung, 2025). Im Folgenden wird zunächst eine synoptische Übersicht über den 23. Juni gegeben. Anschließend werden die Eigenschaften der Superzelle aufgezeigt, die Zelle in die Klimatologie (Kapitel 5) eingeordnet und zum Schluss die vollständige Entwicklung von der Initiierung über die Intensivierung bis zur Abschwächung der Zelle mit einem Fokus auf der Dynamik diskutiert.

7.1.1. Synoptische Übersicht

Das Untersuchungsgebiet befand sich am 23. Juni 2021 vorderseitig eines Langwellentrogs, dessen Achse über den Küstenbereich der Iberischen Halbinsel nach Norwegen verlief (Abb. 7.1a). Die nach Nordosten ausgerichtete Frontalzone verlief von Südspanien über Südostdeutschland bis nach Skandinavien. Die Lage vorderseitig des Troges verursachte eine südwestliche Höhenströmung im Untersuchungsgebiet. Bodennah befand sich das Untersuchungsgebiet zwischen zwei Tiefdruckstörungen im Bereich der Nordschweiz und einem Hochdruckgebiet über Norddeutschland (Abb. 7.1b). Die Okklusionsfront des Tiefdruckgebiets, dessen Kern sich östlich von Svalbard befand, verlief bis nach Karlsruhe. Es gab sowohl eine nicht unerhebliche Richtungs- als auch Geschwindigkeitsscherung des Windes mit der Höhe:

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

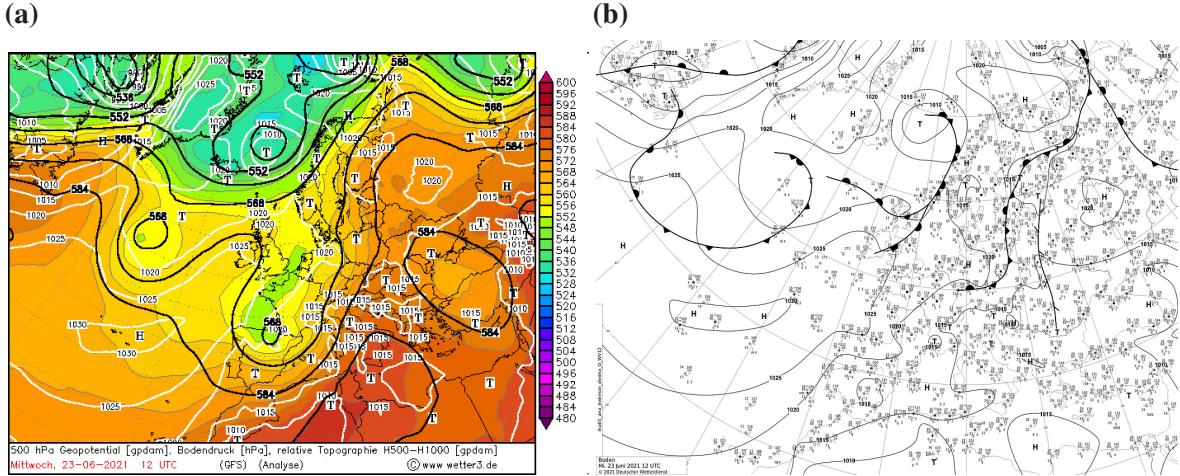


Abb. 7.1.: 500hPa Geopotential Karte (a) und Bodenwetterkarte (b) für den 23. Juni 2021, 12 UTC (<https://www.wetter3.de/>, 14.03.2025; Deutscher Wetterdienst).

Auf der Druckfläche 925hPa wehte der Wind im Untersuchungsgebiet mit ca. 3 ms^{-1} aus Nord bis Nordost, auf der Druckfläche 500hPa mit ca. 15 ms^{-1} aus Süd bis Südwest. Die Luftmassen waren feucht-warm und hatten äquivalentpotentielle Temperaturen von über 50°C in 850hPa und CAPE Werte von über 1000 J kg^{-1} . Die Einstrahlung der Sonne unterstützte die Konvektion. Für den 23. Juni waren die synoptischen, dynamischen und thermodynamischen Bedingungen für hochreichende, organisierte Konvektion günstig. Diese wurde auch durch das ICON Modell vorhergesagt. Allerdings waren Ort und Verlauf der Gewitter mit hohen Unsicherheiten verbunden, da die Mitglieder (member) des ICON Modells einen großen Wertebereich umspannten (Barthlott et al., 2024). Der 03Z Lauf von ICON-D2 sagte eine Zelle mit einem ähnlichen Verlauf wie die hier analysierte Gewitterzelle vorher. Jedoch benötigte es eine ICON Simulation mit einer horizontalen Auflösung von 1 km und die Annahme einer geringen Konzentration an Wolkenkondensationskernen, damit die Eigenschaften und der Verlauf der Superzelle realistisch simuliert werden konnte (Barthlott et al., 2024).

7.1.2. Lebenszyklus der Superzelle

Der Gewitterpfad der Superzelle wurde mit TRACE3D nachverfolgt und dessen Eigenschaften sind in Tabelle 7.1 zusammengefasst. Am Vormittag des 23. Juni wurde zunächst Konvektion über den Vogesen und dem Nordschwarzwald beobachtet. Anschließend wurde die zur Superzelle dazugehörige Gewittergruppe bei Furtwangen im Schwarzwald, etwas nordöstlich des Feldbergradars, um 12 UTC initiiert. Der Gewittergruppeninitiierungsort liegt etwas nördlich des klimatologischen Maximums der Gewittergruppeninitiierungen (Kapitel 5.2.1). Knapp zwei Stunden nach der Gewittergruppeninitiierung, nachdem bereits sieben weitere der Gruppe zugehörige Gewittergruppenpfade initiiert wurden, startete der Gewitterpfad der Superzelle um 13:55 UTC nordöstlich der Gewittergruppenauslösung, in der Nähe von Villingen-Schwenningen.

Tab. 7.1.: Eigenschaften (ermittelt durch TRACE3D) der Zellen am 17. Juni 2021 und 23. Juni 2021

	17.06.2021	23.06.2021
Entstehungsort Gruppe	47.8780 °N 8.2400 °O 905 m	48.0568 °N 8.1941 °O 1001 m
Entstehungsort Pfad	48.1344 °N 8.2828 °O 805 m	48.1948 °N 8.4033 °O 697 m
Initierungsuhrzeit Gruppe (UTC)	12:35	12:00
Initierungsuhrzeit Pfad (UTC)	13:35	13:55
Anzahl Gewittergruppenpfade Gruppe	12	124
Anzahl Gewittergruppenpfadinitierungen		
vor Pfad	5	7
während Pfad	6	114
nach Pfad	0	2
Gruppenlebensdauer (Minuten)	140	485
Pfadlebensdauer (Minuten)	85	210
Pfadlänge (km)	25.2	128.3
Durchschnittliche Zuggeschwindigkeit ($m s^{-1}$)	5.2	10.2
95. Perzentil		
der Zuggeschwindigkeit ($m s^{-1}$)	15.7	20.1
der Niederschlagsintensität ($mm (5 \text{ Min})^{-1}$)	5.1	7.5
der Reflektivität (dB_Z)	58	70
des Wassergehalts (gm^{-3})	2.6	6.7
des Gesamtwassergehalts ($10^9 g$)	330	2616
Maximale Echotophöhe $55dB_Z$ (m)	6900	10800
Anzahl Blitze Wolke - Boden	112	3063
Intensität	stark	schwer
Zelltyp	Multizelle	Superzelle
Initierungstyp Gewittergruppe	Hitzegewitter	Bergüberströmung
Initierungstyp Pfad	Sekundäre Auslösung	Sekundäre Auslösung

Zeitliche Entwicklung der Gewittereigenschaften

Direkt nach der Initiierung der Superzelle um 13:55 UTC stiegen die Reflektivität, die $45 dB_Z$ -Echotophöhe und die Niederschlagsintensität stark an, die Zuggeschwindigkeit nahm in diesem Zeitraum um etwa $7 m s^{-1}$ ab (Abb. 7.2a, b, d, g). Anschließend intensivierte sich die Zelle langsam bis circa 17 UTC. Die Intensivierung ist in einem nicht monotonen Anstieg der Reflektivitäten, der $45 dB_Z$ -Echotophöhe und dem Wassergehalt zu erkennen (Abb. 7.2a, b, c). Ab ca. 15 UTC wurden bis zum Zerfall $10.8 \mu m$ Helligkeitstemperaturen von $215 K$ gemessen (Abb. 7.5a), welche ein Indikator für Overshooting Tops sein könnten. Mikuš and Strelec Mahović (2011) klassifizierten alle Pixel mit einer Infrarot $10.8 \mu m$ Helligkeitstemperatur niedriger als $315 K$ und einer Helligkeitstemperaturdifferenz (Wasserdampf $6.2 \mu m$ - Infrarot $10.8 \mu m$) größer als $4 K$ als Overshooting Tops. Die höchste Niederschlagsintensität und Blitzrate wurden bereits gegen 15:00 UTC bzw. 16:45 UTC erreicht (Abb. 7.2d, e).

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

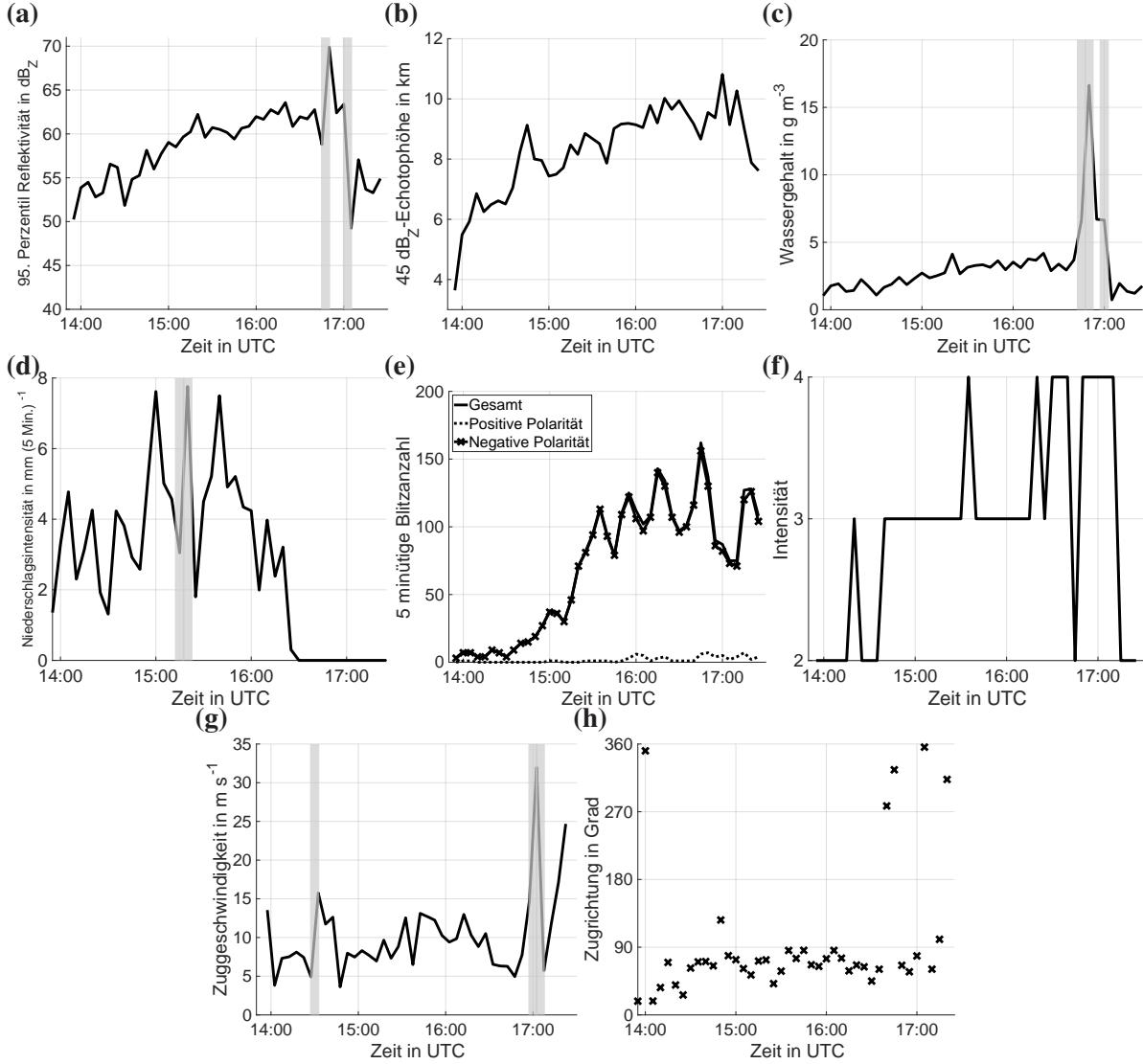


Abb. 7.2.: Zeitreihen von gemessenen Größen für die Superzelle des 23. Juni 2021. Dargestellt sind die Parameter 95. Perzentil der Reflektivität (a), 45 dB_Z-Echotophöhe (b), Wassergehalt (c), Niederschlagsintensität (d), Blitzanzahl innerhalb von 5 Minuten (e), Intensität (f), Zuggeschwindigkeit (g) und Zugrichtung (h). Bereiche, in denen die Beträge der Änderung des Parameters innerhalb eines Zeitschritts von 5 Minuten größer als zwei Mal die Standardabweichung der Zeitreihe sind im Hintergrund grau eingefärbt.

Ab 15:15 UTC begann die Blitzrate im Umfeld des Zellkerns stark zuzunehmen (Abb. 7.2e). Die Blitzrate wird sowohl durch die Dynamik als auch die Menge und die Zusammensetzung der Hydrometeore in der Wolke beeinflusst (Zhang et al., 2017). Im turbulenten Aufwind treffen unterkühlte Wassertropfchen auf Eisteilchen, wodurch kleine Teilchen positiv und große Teilchen negativ geladen werden (Boerner, 2022). Der Aufwind transportiert die leichten, kleinen Teilchen schneller nach oben als die schweren, großen Teilchen, wodurch es zur Ladungstrennung kommt. Deshalb haben Gewitterwolken meist oben eine positive Ladung und unten eine negative Ladung (Boerner, 2022). Die meisten Erdblitze haben eine negative Polarität und kommen aus dem unteren Teil der Wolke. Lediglich etwa 10% der Erdblitze kom-

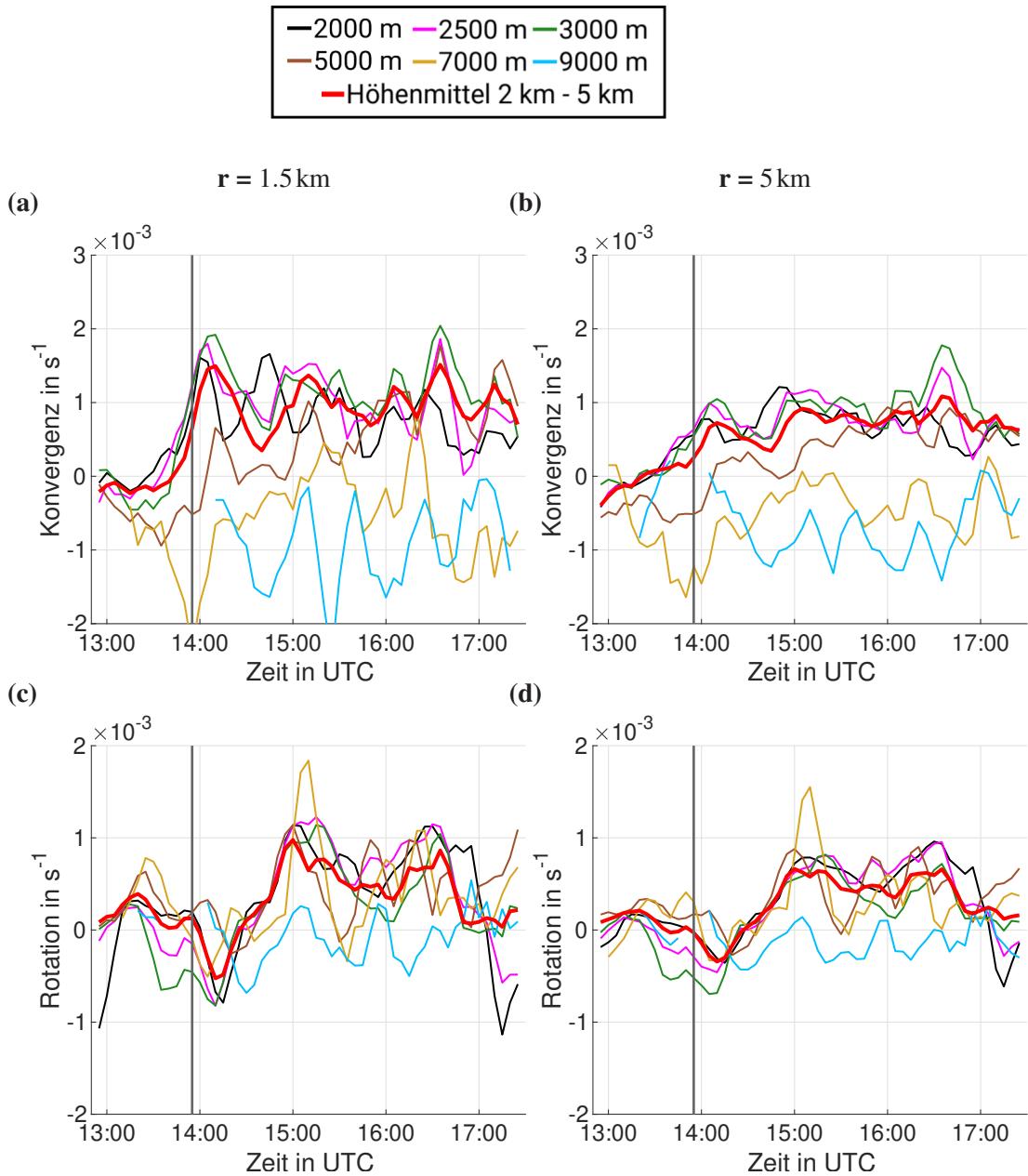


Abb. 7.3.: Zeitreihen für die Mediane von Konvergenz und Rotation (abgeleitet aus dem Multi-Doppler Windfeld) über eine Fläche mit den Radien $r = 1.5 \text{ km}$ und $r = 5 \text{ km}$ um den Zellkern der Superzelle am 23. Juni 2021 für verschiedene Höhen. Für die Höhenmittel wurde über alle Höhen (vertikale Auflösung 500 m) zwischen 2 km und 5 km gemittelt. Der senkrechte Strich kennzeichnet den Zeitpunkt der Pfadinitiierung. Die Konvergenz/Rotation vor der Pfadinitiierung wurden am Initiierungszeitpunkt berechnet.

men aus dem oberen positiven Bereich der Wolke und weisen eine positive Ladung auf (Boerner, 2022). Damit die Blitze aus dem oberen Teil der Wolke am negativ geladenen Teil der Wolke vorbei kommen und den Boden erreichen können, ist ein ausgeprägter Amboss notwendig. Superzellen neigen zu einem höheren Anteil an Blitzen mit einer positiven Polarität als andere Gewitterorganisationsformen (Lang et al., 2004). Wang et al. (2018) schreiben, dass die Blitzrate hauptsächlich durch CAPE, Konvergenz,

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

Luftdruck auf Meereshöhe, relative Feuchte in der mittleren Troposphäre und die vertikale Windscherung beeinflusst wird. Je höher CAPE, Konvergenz, relative Feuchte und je niedriger der Luftdruck auf Meereshöhe und die vertikale Windscherung sind, desto höher ist die Blitzrate. Solomon and Baker (1998) ergänzen, dass auch Konzentrationen von Wolkenkondensationskernen und Vereisungsprozesse in den Gewitterwolken die Blitzrate beeinflussen.

Am 23. Juni wurden CAPE Werte um die 1000 Jkg^{-1} analysiert und um 15:15 UTC fiel bereits einiges an Niederschlag, der die Feuchtigkeit in der mittleren Troposphäre erhöht haben könnte (Abb. 7.2d). Zur Analyse der dynamischen Entwicklung in der Superzelle, wurde für die aus dem Multi-Doppler abgeleitete Konvergenz und Rotation der Median über Flächen mit einem Radius von 1.5 km und 5.0 km um den Zellkern für verschiedene Höhen berechnet (Abb. 7.3). Die Höhenmittel der Konvergenz und Rotation wurden bis in eine Höhe von 5 km berechnet, da es oberhalb zu einer ausgleichenden Divergenz kommen kann. In der Stunde vor dem Anstieg der Blitzrate um 15:15 UTC konnte anhaltende Konvergenz bis in eine Höhe von 3 km beobachtet werden (Abb. 7.3a, b). Gegen 15:00 UTC erreichte die Zelle ihre maximale Rotation (Abb. 7.3c), was die Turbulenz und somit die Anzahl der Hydrometeorkollisionen im Aufwindbereich erhöht haben könnte, welche für die Elektrifizierung der Gewitterwolke notwendig sind. Im direkten Umfeld der Superzelle wurde eine vertikale Windrichtungsscherung (2.5 km - 6 km) von 130° gemessen, die vertikale Windgeschwindigkeitsscherung blieb meist unter 12 m s^{-1} (Abb. 7.4e, f). Zum Ende des Lebenszykluses der Superzelle, als die Superzelle bereits eine große Zellfläche mit Amboss aufwies (Abb. 7.5b), wurden vermehrt Blitze mit positiven Polaritäten detektiert (Abb. 7.2e).

Struktur der Superzelle

TRACE3D verfolgt die Zelle basierend auf deren Reflektivitäten, wodurch der Zellpfad mittig der Reflektivitätskonturen verläuft (Abb. 7.4a). Auch die Blitze befinden sich überwiegend um den von TRACE3D ermittelten Zellkern (Abb. 7.4b). Die stärkste Konvergenz in 2000 m Höhe ist jedoch im Vergleich zu den höchsten Reflektivitäten nach rechts in Zugrichtung der Zelle verschoben (Abb. 7.4c). Umgekehrt liegen die größten vertikalen Windrichtungsscherungen, die größte Fläche der Zelle und die großflächige Divergenz in 9 km Höhe in Zugrichtung links des Zellkerns (Abb. 7.4e, 7.5b, d). Daran ist die typische Struktur einer Superzelle zu erkennen. Wie im Lehrbuch befindet sich bei der Zelle des 23. Juni 2021 der geneigte Aufwindbereich, welcher durch die stärkste Konvergenz markiert wird, am rechten Rand in Zugrichtung der Zelle (Davies-Jones, 2015; Marwitz, 1972). Der Amboss und Bereiche mit hohen Reflektivitätssmessungen befinden sich überwiegend links der Superzelle. Durch die räumliche Trennung von Aufwindbereich und Niederschlagsregion, kann der Aufwindbereich trotz intensivem Niederschlag über längere Zeit bestehen bleiben.

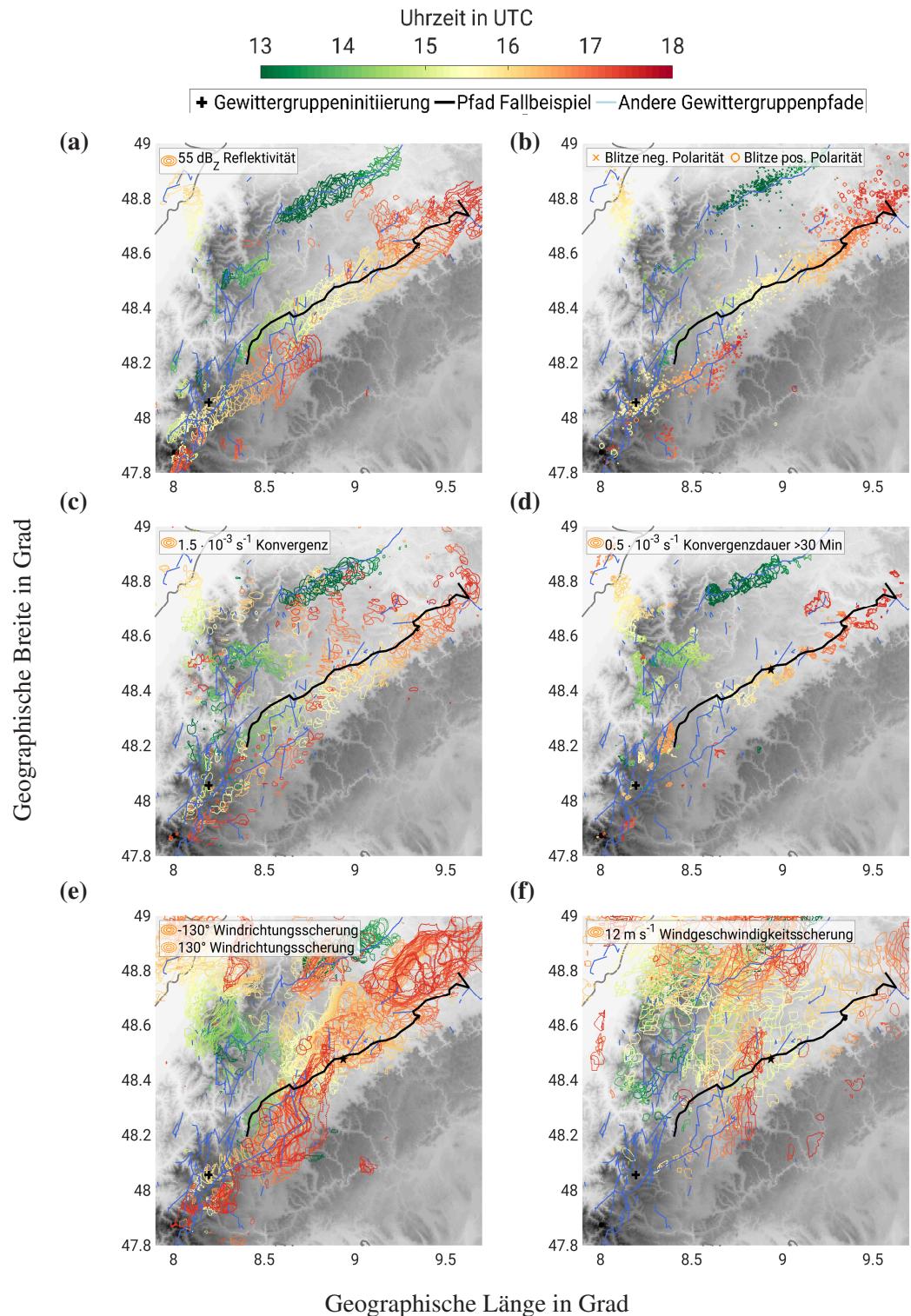


Abb. 7.4.: Zeitlicher Verlauf von 55 dB_Z-Reflektivität (a), Blitzen (b), Konvergenz (c), Konvergenzdauer (d), Windrichtungsscherung (e) und Windgeschwindigkeitsscherung (f) in einer Höhe von 2500 m am 23. Juni 2021. Die Konturen der Konvergenzdauer (d) berücksichtigen nur Messungen, die an einem Ort für mindestens 30 Minuten eine Konvergenz von mindestens $0.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ enthalten. Bis auf die Blitzmessungen von EUCLID (b) wurden alle Größen mit dem Multi-Doppler Algorithmus bestimmt.

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

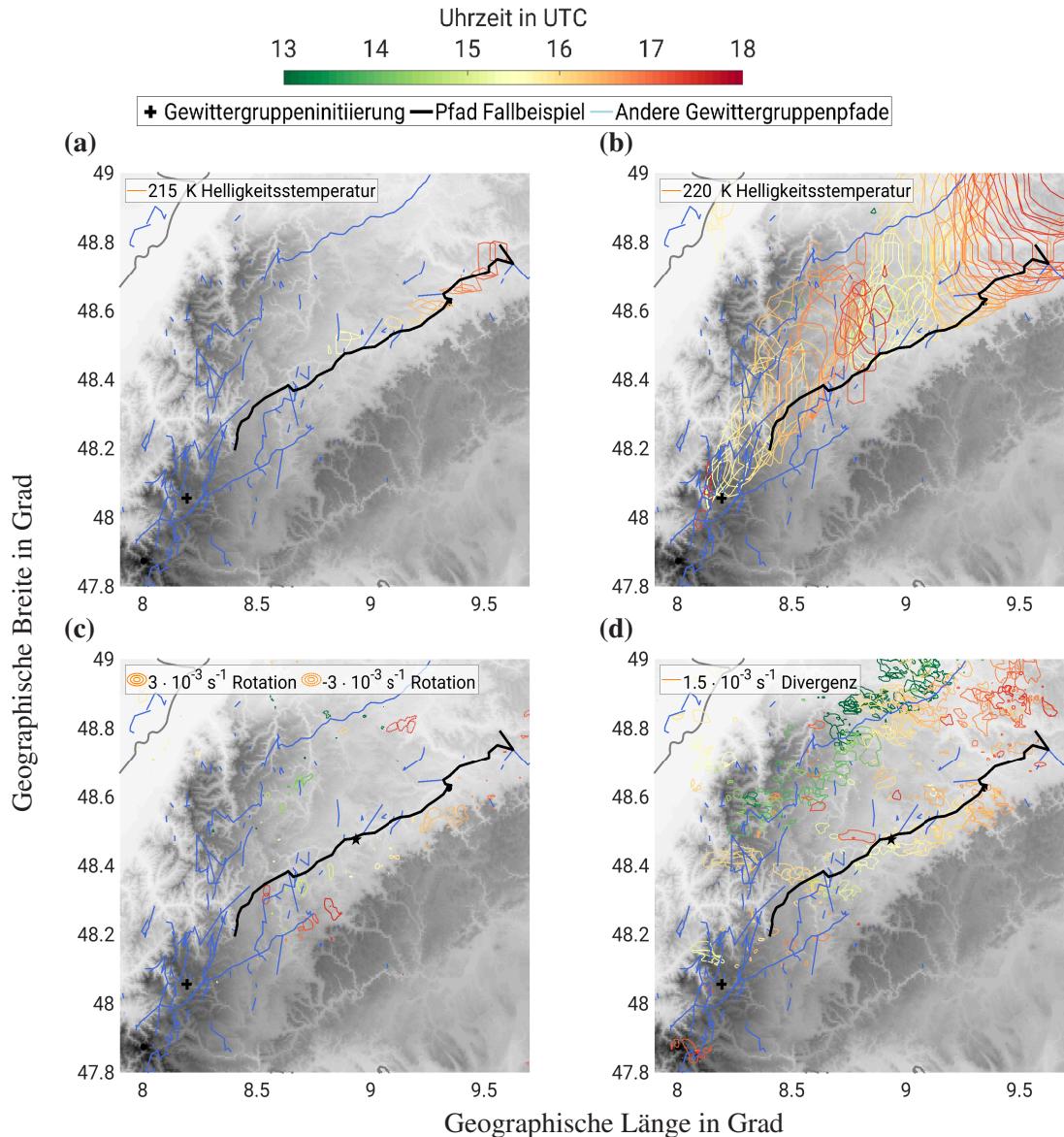


Abb. 7.5.: Konturen für SEVIRI 10.8 μm Helligkeitstemperaturen (a, b), Rotation (c) in einer Höhe von 5 km und Divergenz (d) in einer Höhe von 9 km am 23. Juni 2021. Die Helligkeitstemperaturen wurden von Dr. Philipp Gasch prozessiert und zur Verfügung gestellt. Rotation und Divergenz wurden aus dem Multi-Doppler Windfeld abgeleitet.

7.1.3. Einordnung in die Klimatologie

Die Superzelle gehört zu den 0.8 % der Gewittergruppenpfade der Klimatologie von 2017 bis einschließlich 2023, die eine schwere Intensität erreichten (Kapitel 5.3.2). Der Pfad der Superzelle hatte eine Lebensdauer von 210 Minuten (Tabelle 7.1). Lediglich 187 (= 0.24 %) aller Gewittergruppenpfade der Klimatologie hatten eine längere Lebensdauer. Die Pfadlänge von 128.3 km wurde von 629 (= 0.81 %) aller Gewittergruppenpfade übertroffen. Außerdem hatte die Superzelle mit einer Gesamtzahl von 3063 Blitzen die höchste Gesamtblitzanzahl aller Gewittergruppenpfade der Klimatologie. Die mittlere Pfad-

geschwindigkeit mit einem Wert von 10.2 m s^{-1} wurde von 29880 (= 38.3 %) der Gewittergruppenpfade der Klimatologie überboten. Die 95. Perzentile von Niederschlagsintensität und Wassergehalt konnten von 4.7 % und 0.04 % der Gewittergruppenpfade der Klimatologie übertroffen werden. Nur 4 Gewittergruppenpfade der Klimatologie (<0.01 %) haben ein höheres 95. Perzentil als die 70 dBZ der Superzelle gemessen.

Insgesamt war die Superzelle des 23. Juni ein seltenes Ereignis im Untersuchungsgebiet mit einer hohen Intensität. In den Zelleigenschaften (Tab. 7.1) spiegeln sich die Begleiterscheinungen der Superzelle wider. Mit dem langlebigen Ereignis gingen eine hohe Blitzanzahl und Starkniederschlag einher, wodurch es zu kleinen Sturzfluten und vollgelaufenen Kellern kam. Es wurden Hagelkörner mit Durchmessern von 4cm beobachtet und lokal kam es zu einer geschlossenen Hageldecke mit einer Höhe von bis zu 30cm. Insgesamt entstand durch das Ereignis ein versicherter Gebäudeschaden von etwa 150 Millionen Euro (Kunz et al., 2022).

7.1.4. Dynamische Entwicklung der Superzelle

Initiierung

Bevor die Gewittergruppe der Superzelle initiiert wurde, gab es bereits Konvektion in den Vogesen (nicht gezeigt) und im Bereich des Nordschwarzwalds (Abb. 7.4a). Auch im weiteren Verlauf des Tages wurden immer wieder Gewittergruppenpfade entweder sekundär im direkten Umfeld von bereits existierender Konvektion oder im Bereich des Schwarzwalds initiiert (Abb. 7.4a). Dies lässt vermuten, dass an diesem Tag die Berge die Auslösung unterstützt haben. Die Fuzzylogik Klassifizierung (Kapitel 4.6) weist der Gewittergruppe eine Bergüberströmung als Auslösemechanismus zu.

Zur Untersuchung der dynamischen Entwicklung der Superzelle wird über den in dieser Arbeit entwickelten Multi-Doppler Algorithmus (Kapitel 4.7) das horizontale Windfeld im Inneren und in der nahen Umgebung der Superzelle bestimmt. Klarluftechos mit schwachen Reflektivitäten können, wegen der Zunahme der minimal detektierbaren Signalstärke und der Zunahme des Messvolumens mit dem Abstand zum Radar, nur von einem Radar in dessen direkter Umgebung erfasst werden. Aufgrund der großen Abstände zwischen den Radaren können die Windfelder durch Anwendung des Multi-Doppler Algorithmus erst berechnet werden, wenn sich ausreichend große Tropfen in der Atmosphäre befinden, also Niederschlag bereits ausgelöst wurde. Zum Zeitpunkt der Gewittergruppenauslösung um 12 UTC kann noch kein Windfeld im direkten Umkreis der Gewittergruppenauslösung durch den Multi-Doppler Algorithmus berechnet werden, weshalb das Wind- und Konvergenzfeld der CERRA Reanalyse (Kapitel 4.4) analysiert wird (Abb. 7.6). Trotz einer südwestlichen Höhenströmung, wehte der Wind in 50m über Grund im Rheintal und im Schwarzwald aus nördlichen Richtungen (Abb. 7.6a), woraus eine große vertikale Windrichtungsscherung resultierte. Die CERRA Reanalyse zeigt in 50m Höhe eine Umströmung des Schwarzwalds, wodurch eine Konvergenzstromab des Schwarzwalds entstand. In 500m über Grund ist eine geringe Umströmung des Schwarzwalds zu erkennen, etwas höher kommt es zu einer Überströ-

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

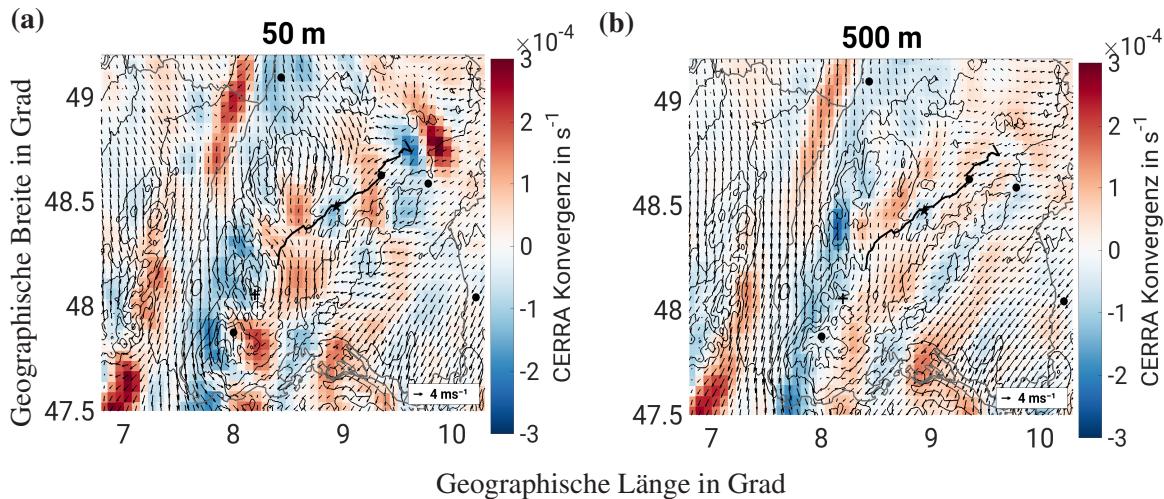


Abb. 7.6.: Windfeld und Konvergenz der CERRA Reanalyse in 50m (a) und 500m (b) über Grund für den 23. Juni 2021, 12 UTC.

mung der Berge (Abb. 7.6b). Dennoch bleiben die Konvergenzstrukturen in 500m Höhe ähnlich zu den Strukturen in 50m Höhe, stromab des Schwarzwalds erstreckt sich weiterhin ein großflächiger Konvergenzbereich. Die Konvergenz im Lee des Schwarzwalds entsteht, weil der Wind in 500m Höhe östlich des Schwarzwalds aus nordöstlichen bis östlichen Richtungen wehte und über dem Schwarzwald und Rheintal aus Nord (Abb. 7.6b). Die nord- bis nordöstlichen Winde in den unteren Schichten der Atmosphäre könnten durch das Bodenhoch über Norddeutschland hervorgerufen worden sein (Abb. 7.1b).

Der Multi-Doppler Algorithmus berechnete basierend auf den Radarradialgeschwindigkeitsmessungen bereits gegen 12 UTC Konvergenz im Nordschwarzwald und über dem mittleren Schwarzwald mit den ersten Gewittern (Abb. 7.4c). Zwischen 11 und 13 UTC war die Konvergenz zunächst auf die Vogesen (nicht gezeigt) und den Schwarzwald beschränkt und hielt dort auch für Zeiträume über einer halben Stunde an (Abb. 7.4d). Später im Tagesverlauf wurde gemeinsam mit den Gewittern auch im oberen Neckartal Konvergenz gemessen (Abb. 7.4c). Im Gegensatz zu der von der CERRA Reanalyse angezeigten Konvergenz in Bodennähe, konnte am Initiierungszeitpunkt des Superzellenpfades ca. eine Stunde vor der von TRACE3D erfassten Pfadinitiierung noch keine dominierende Konvergenz in Höhen oberhalb von 2000m gemessen werden. Das Höhenmittel der Konvergenzen zwischen 2km bis 5km zeigt sogar eine leichte Divergenz (Abb. 7.3a, b). Erst circa 10 Minuten vor der Pfadinitiierung überwog im Bereich der Pfadinitiierung in den unteren 3km eine positive Konvergenz (Abb. 7.3a, b). Der Pfad der Superzelle wurde sekundär von einem benachbarten Gewitterpfad initiiert. Im detaillierten Multi-Doppler Windfeld ist zu erkennen, dass das benachbarte Gewitter das Windfeld und somit die Divergenz an dem Ort prägte, an dem später die Superzelle entstand (Abb. 7.7a, b).

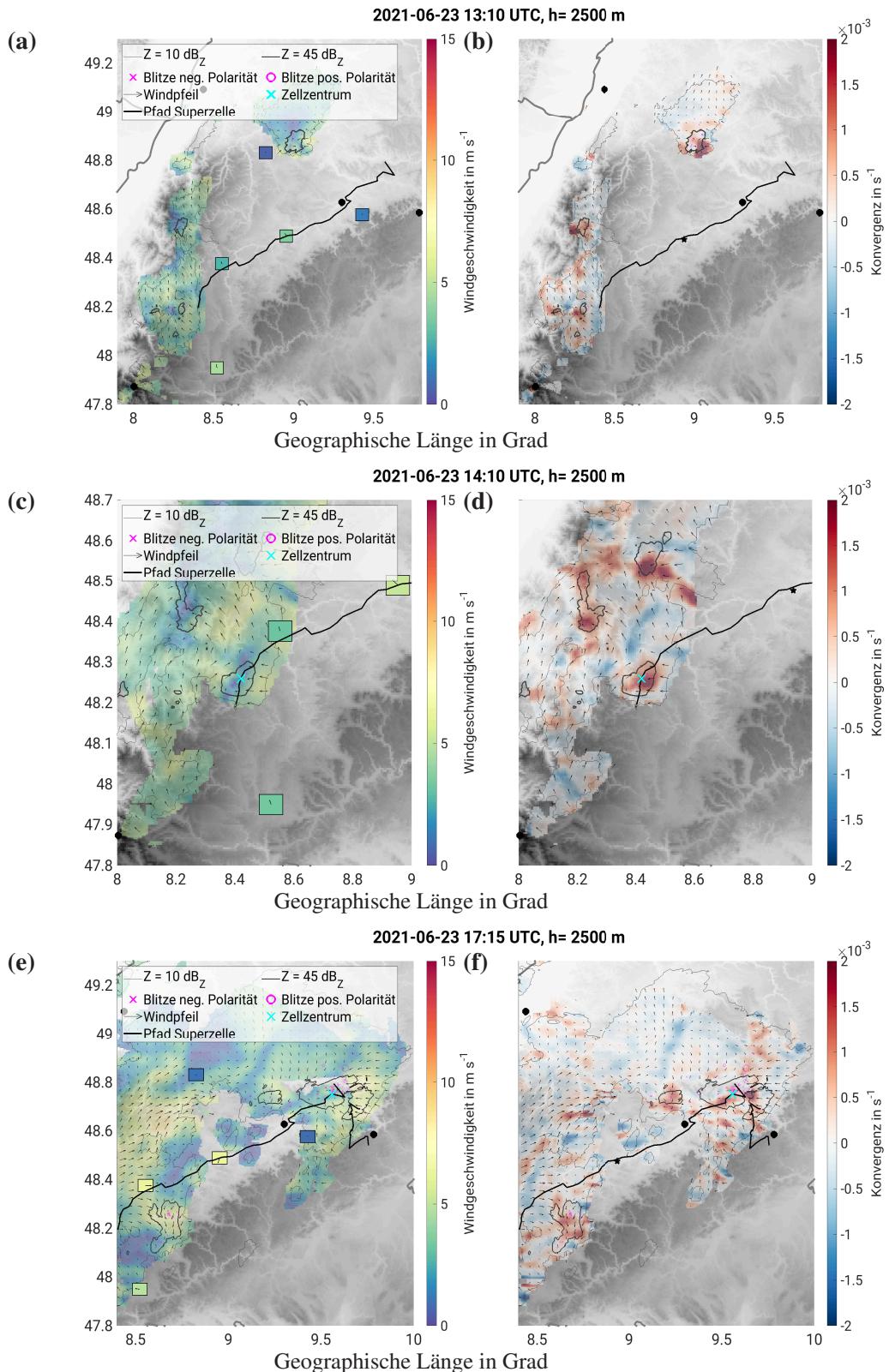


Abb. 7.7.: Horizontales Multi-Doppler Windfeld und Konvergenz am 23. Juni 2021 um 13:10 UTC in einer Höhe von 2500 m (a, b), am 23. Juni 2021 um 14:10 UTC in einer Höhe von 2500m (c, d) und am 23. Juni 2021 um 17:15 UTC in einer Höhe von 2500 m (e, f). Die zum Pfad der Superzelle zusätzlichen Pfade in den Teilabbildungen (e, f) zeigen die Pfade der von der Superzelle initiierten Gewittergruppenpfade.

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

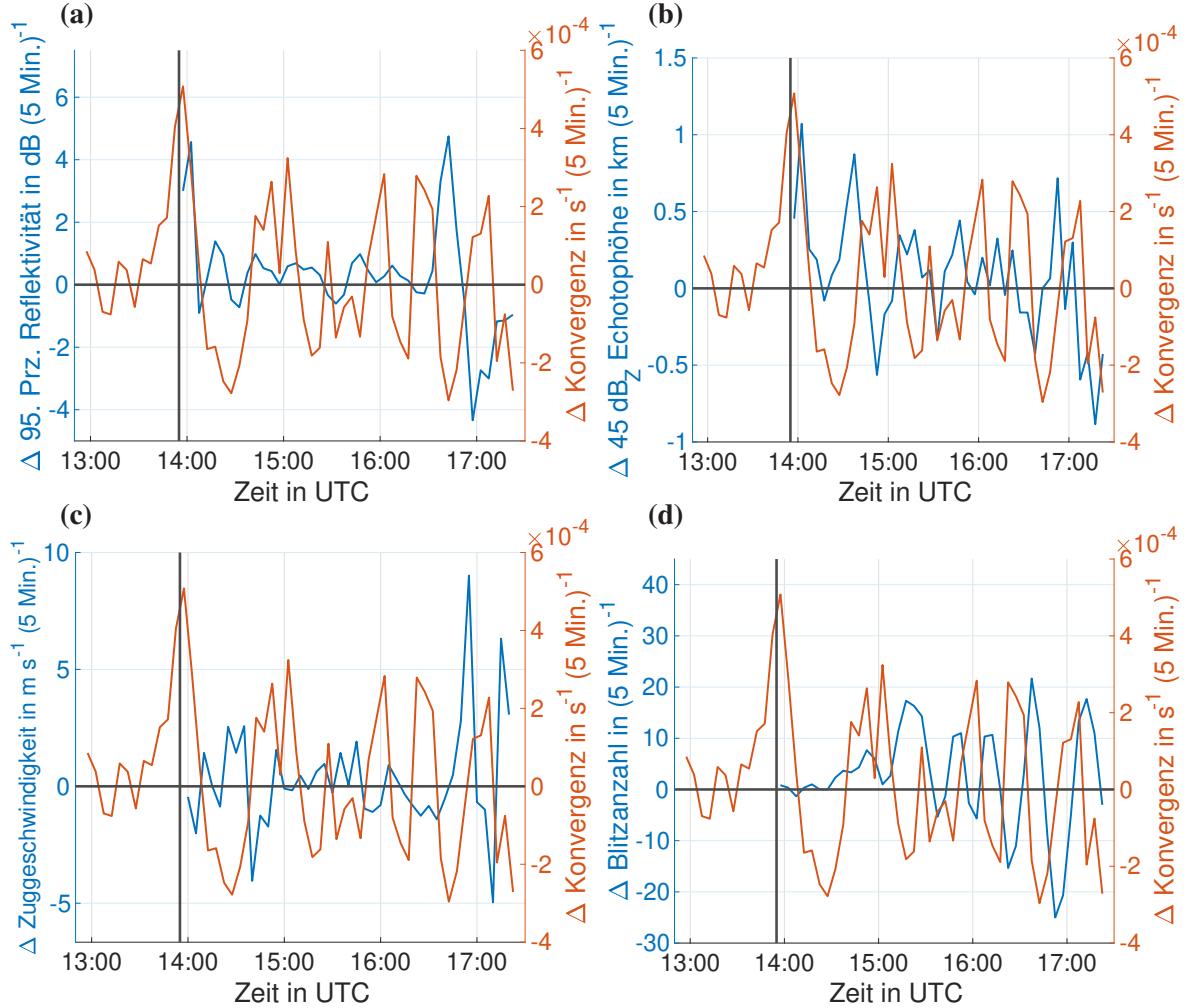


Abb. 7.8.: Änderung des 95. Perzentils der Reflektivität (a), der 45 dB_Z-Echotophöhe (b), der Zuggeschwindigkeit (c) und der Blitzanzahl (d) innerhalb von 5 Minuten in Abhängigkeit der höhengemittelten Konvergenz aus Abb. 7.3a für den 23. Juni 2021. Bevor die Differenzen gebildet wurden, wurden alle Messgrößen mit einem gleitenden Mittel über 15 Minuten geglättet.

Intensivierung

Horizontale Windfelddivergenz

Direkt nach der Initiierung der Superzelle um 13:55 UTC konnte in den ersten 15 Minuten der Lebensdauer der Zelle ein schneller Anstieg der Konvergenz bis in ca. 5 km Höhe im Umkreis des Zellkerns gemessen werden (Abb. 7.3a, b; Abb. 7.7d). Die Konvergenz in der unteren Atmosphäre resultierte aus dem Einströmen der Luft aus östlicher Richtung an der Ostflanke der Zelle zusammen mit Winden aus westlichen Richtungen an der Westflanke (Abb. 7.7c, d). Die bodennahe Konvergenz wurde zunächst durch Divergenz in 7 km Höhe und später in 9 km Höhe ausgeglichen (Abb. 7.3a, b). In der ersten Stunde des Lebenszykluses der Zelle bewegte sich die Zelle im Lee des Südschwarzwaldes, wo von CERRA um 12 UTC eine Konvergenz in den untersten 500 m analysiert wurde (Abb. 7.6). Diese bodennahe Konvergenz könnte die Aufwindbereiche der Zelle unterstützt haben und zur schnellen Intensivierung der

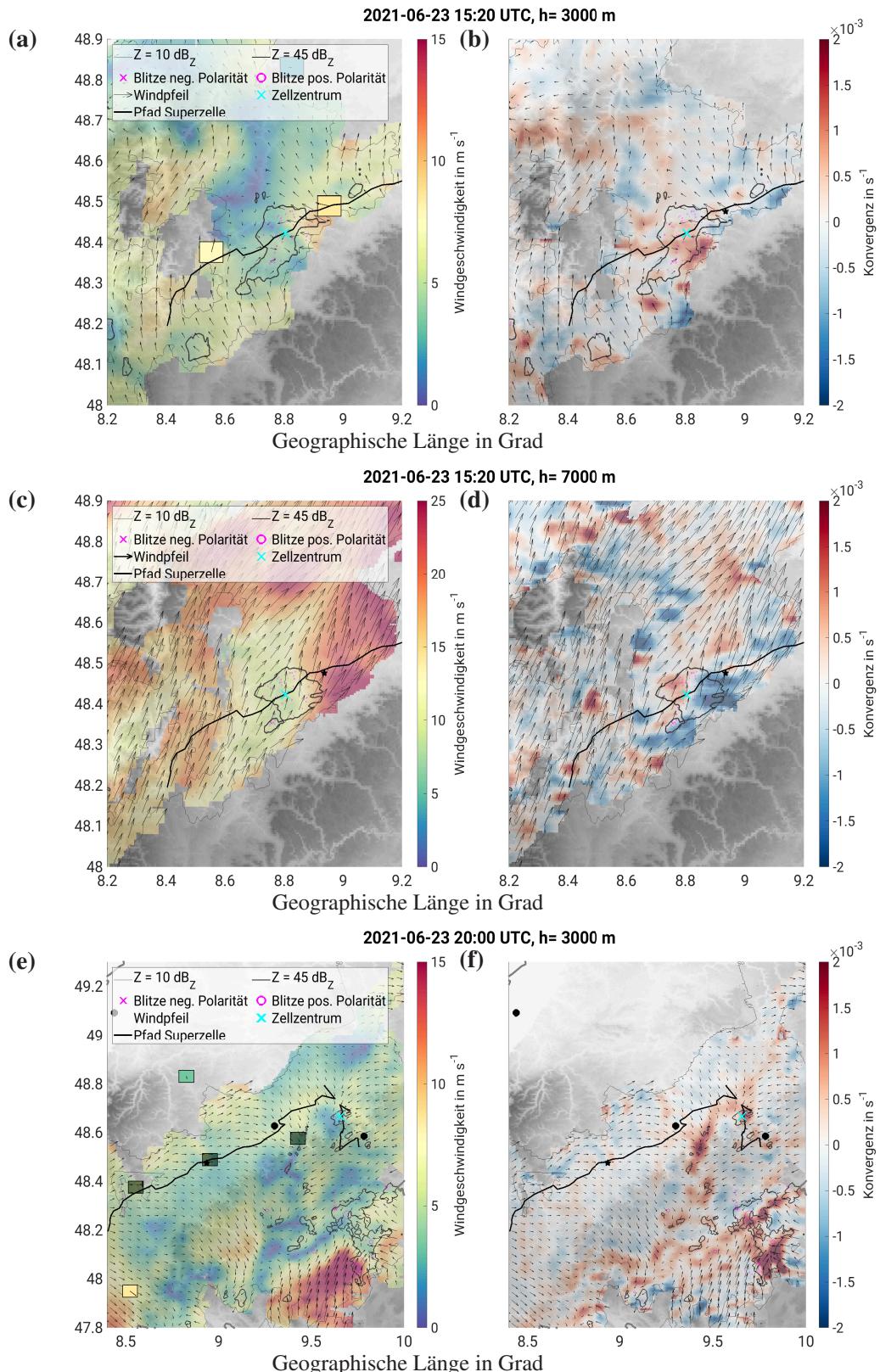


Abb. 7.9.: Horizontales Multi-Doppler Windfeld und Konvergenz im Umfeld der Superzelle am 23. Juni 2021 um 15:20 UTC in einer Höhe von 3000 m (a, b), um 15:20 UTC in einer Höhe von 7000 m (c, d) und am 23. Juni 2021 um 20:00 UTC in einer Höhe von 3000 m (e, f).

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

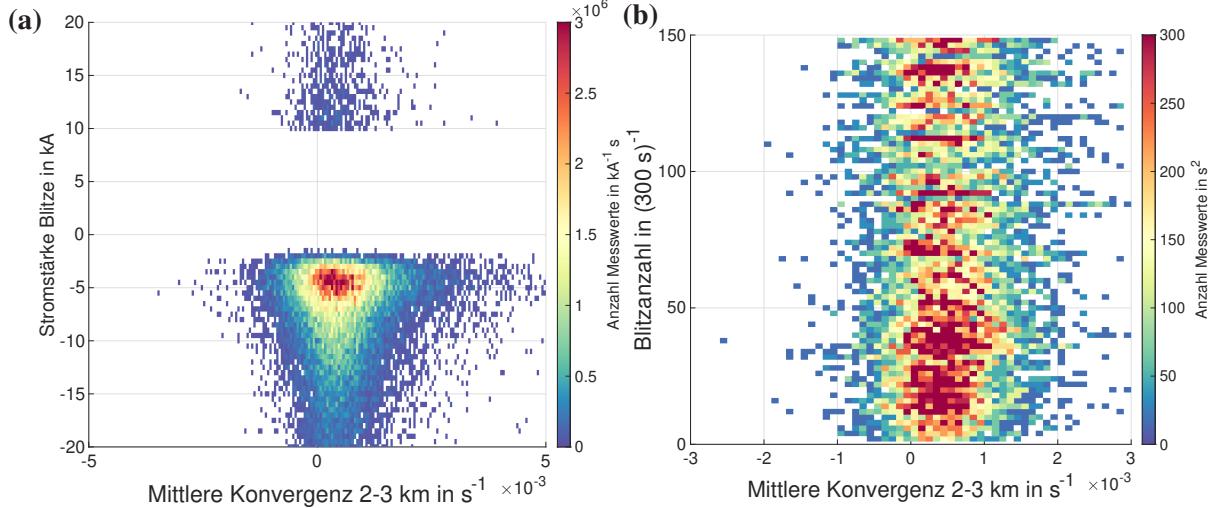


Abb. 7.10.: Stromstärke der Blitze (a) und Blitzrate (b) in Abhängigkeit der Konvergenz (abgeleitet aus Multi-Doppler Windfeld), gemittelt über 2.0km bis 3.0km Höhe für alle Blitze im Untersuchungsgebiet über den Zeitraum vom 15.05.2021 bis 31.07.2021.

Zelle beigetragen haben. Ein ähnliches Verhalten wurde bei einem Fallbeispiel isolierter Konvektion von Schmidt et al. (2012) beobachtet.

Um 14:10 UTC befanden sich nördlich der Superzelle zwei weitere Zellen, die in einer Höhe von 2.5km eine ähnlich intensive Konvergenz aufzeigten (Abb. 7.7d). Jedoch zerfielen die Zellen bis 15 UTC. In Kapitel 5.3.2 wurde gezeigt, dass schwere Gewitter zur Entwicklung feuchte und warme Luftmassen benötigen. Bis in eine Höhe von etwa 1km strömte von Norden kühlere und trockenere Luft ein (nicht gezeigt). Die Zellen im Norden könnten die Superzelle im Süden von diesen Luftmassen abgetrennt haben und wurden selber von der trockenen und kühleren Luft abgeschwächt. Ab einer Höhe von 2.5km wurden in der weitreichenderen Umgebung der Superzelle überwiegend Winde aus südlichen Richtungen beobachtet (Abb. 7.7c). Umgekehrt strömten die warmen und feuchten Luftmassen aus Süden zuerst in die Superzelle ein. Anschließend erreichte nur noch abgekühlte, weniger energiereiche Luft die Zellen im Norden.

Gegen 14:30 UTC kam es zu einer Intensivierung der Superzelle (Abb. 7.2f). Um 14:10 UTC wurde das erste lokale Maximum der mittleren Konvergenz bis in eine Höhe von 5km erreicht (Abb. 7.3a, b; 7.7d). Ca. 15 Minuten später wuchsen 45 dB_Z-Echotophöhe, Niederschlagsintensität und Zuggeschwindigkeit stark an (Abb. 7.2b, d, g). Ab 15:10 UTC nahm die Blitzrate deutlich zu (Abb. 7.2e). Kurz vorher, um 15:05 UTC, wurde auch ein lokales Maximum in der höhengemittelten Konvergenz erreicht (Abb. 7.3a). Zwischen 15:15 UTC und 16:40 UTC hatte die Zelle einen ausgeprägten Aufwindbereich, der sich durch Konvergenz in der unteren Troposphäre und Divergenz in 9km Höhe beobachten lies (Abb. 7.3a, c, 7.4c, 7.5d).

Die Superzelle erreichte erst gegen Ende ihrer Lebensdauer (kurz vor 17 UTC) die Maxima des 95. Perzentils der Reflektivität, der 45 dB_Z-Echotophöhe, dem Wassergehalt und der Blitzrate (Abb. 7.2a, b, c,

e). Wenige Minuten vorher wurde das Maximum der höhengemittelten Konvergenz erreicht (Abb. 7.3a, b). Es kommt häufig vor, dass vor der Zunahme von Reflektivität, Echotophöhe und Zuggeschwindigkeit eine Zunahme der höhengemittelten Konvergenz beobachtet wurde (Abb. 7.8a, b, c). Während der Zunahme von Reflektivität, Echotophöhe und Zuggeschwindigkeit nimmt die Konvergenz meist ab. Die Reflektivität wächst mit der Anzahl und der Größe der Hydrometeore, die der Konvergenz entgegenwirken könnten. Umgekehrt könnte aber auch die Zunahme der Reflektivität eine zeitverzögerte Folge kurz andauernder Intensivierungen der Zelle sein, die sich durch eine Zunahme der Konvergenz zeigen. Passend wird nach der Abnahme der Konvergenz oft eine Abnahme von Reflektivität, Echotophöhe und Zuggeschwindigkeit gemessen. Kurz vor dem Anstieg der Blitzrate, wurde ebenfalls häufig ein Anstieg in der Konvergenz gemessen (Abb. 7.8d). Allerdings gab es zu Beginn der Zellentwicklung starke Zunahmen in der Konvergenz, ohne dass sich daraufhin die Blitzrate wesentlich erhöht hat. Die stärksten Niederschläge wurden bereits circa in der Mitte der Lebensdauer beobachtet (Abb. 7.2d). Auch dort gingen eine starke Konvergenz und das Maximum der Rotation voran (Abb. 7.3a, c). Wie bei Schmidt et al. (2012); Zhang et al. (2017); Wang et al. (2018); Boerner (2022) gibt es in dieser Arbeit eine hohe Übereinstimmung der Orte der Blitze mit der Konvergenz: Blitze werden meist in Bereichen positiver Konvergenz detektiert (Abb. 7.10). Allerdings konnte hier kein Zusammenhang zwischen der Blitzrate oder der Polarität und Stromstärke der Blitze gefunden werden.

Rotation

Ein rotierender Aufwindbereich ist ein Merkmal einer Superzelle (Kapitel 2.2.4). Gegen 14:15 UTC wird zunächst eine negative (antizyklonale) Rotation der Zelle beobachtet (Abb. 7.3c, d), welche am stärksten in Höhen bis 3 km ausgeprägt ist. Die negativen Rotationsbeiträge kommen durch die östliche Einströmung an der Ostflanke der Zelle zustande (Abb. 7.7c). Kurze Zeit später kehrt sich die Rotationsrichtung um und es werden nur noch positive Werte (zyklonale Rotation) gemessen, welche auch in mittlere Höhen zwischen 5 km und 7 km hohe Beträge erreicht. Um 15:20 UTC ist in 3 km Höhe die Rotation des Aufwindbereichs in der direkten Umgebung des Zellkerns gut zu erkennen (Abb. 7.9a, b). Allerdings ist in 7 km zwar an der Ostflanke der Zelle eine leichte zyklonale Drehung des Winds zu beobachten, aber keine vollständige Rotation der Zelle (Abb. 7.9c). Die hohen Beträge der Rotation in 7 km Höhe (Abb. 7.3c, d) kommen durch die höheren Beträge und somit auch höheren Differenzen der Windkomponenten zustande. Während sich die zyklonale Rotation der Zelle intensivierte, drehte zwischen 14:30 UTC und 15:00 UTC die Zugrichtung der Zelle von Nordost weiter nach rechts in Richtung Osten. Die Zelle hatte keine stark ausgeprägte Rotation, es konnten nur einzelne Rotationssignale entlang des Lebenszyklus gemessen werden (Abb. 7.5c).

Abschwächung

Zwischen 16:30 UTC und 17 UTC wurde bis in 3 km Höhe noch eine starke Konvergenz und in der Höhe eine ausgeprägte Divergenz gemessen (Abb. 7.3a, b). Auch die Rotation erreichte bis in die mittlere

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

Troposphäre noch hohe positive Werte (Abb. 7.3c, d). In diesem Zeitraum hatte die Zelle ihre höchste Reflektivität, 45 dB_Z-Echotophöhe, Wassergehalt, Blitzrate und Intensität (Abb. 7.2a, b, c, e, f). Ab ca. 17 UTC nahmen Reflektivität, 45 dB_Z-Echotophöhe und Wassergehalt der Zelle rasch ab (Abb. 7.2a, b, c). Blitzrate und Zellfläche behielten bis zum Ende der Nachverfolgung der Zelle hohe Werte bei (Abb. 7.2e, 7.5b). Um 17:15 UTC befand sich die maximale Konvergenz vor der Zelle (Abb. 7.7e, f). Durch diese Konvergenz wurden weitere Gewittergruppenpfade initiiert. Ein Gewitterpfad, welcher um 19:15 UTC initiiert wurde, verlief von Nord nach Süd. Als die Gewitteraktivität am Abend abnahm, drehte der Wind auf Nord (Abb. 7.9e, f).

Die Superzelle des 23. Juni zerfiel am Abend in mehrere kleinere Zellen und der Algorithmus hatte Probleme den ursprünglichen Zellkern nachzuverfolgen. Dadurch entsteht ein Knick im Zellpfad (Abb. 7.4) und es gibt große Sprünge im Wassergehalt, der Zuggeschwindigkeit, und der Zugrichtung, die nicht von physikalischer Natur sind (Abb. 7.2c, g, h). Um 17:25 UTC wurde die Zelle das letzte Mal von TRACE3D erfasst.

Der Multi-Doppler Algorithmus ist in der Lage, die Konvergenz im Umfeld der Superzelle über den gesamten von TRACE3D ermittelten Lebenszyklus der Zelle plausibel nachzuverfolgen (Abb. 7.4c). Konvergenz und Rotation im direkten Umfeld der Zelle können zeitlich und räumlich hoch aufgelöst analysiert werden (Abb. 7.3).

Wird die Konvergenz über große Flächen gemittelt, sollte ein Betrag von Null heraus kommen, da aufsteigende Luft an einer anderen Stelle mit absteigender Luft kompensiert wird. Deshalb wurden hier für die Mittelung kleine Flächen um das Zellzentrum gewählt, die die Prozesse im konvektiven System repräsentieren sollen. Wie zu erwarten gibt es in der zeitlichen Entwicklung von Konvergenz und Rotation keine großen Unterschiede zwischen einer Mittelung mit einem Radius von 1.5 km oder 5 km um das Zellzentrum, da beide Flächen das Geschehen in der Superzelle erfassen. Nur die absoluten Beiträge nehmen bei der Mittelung über die größere Fläche ab, da sich mehr Beiträge kompensieren.

7.2. Multizelle 17. Juni 2021

Am 17. Juni 2021 bildeten sich über dem Schwarzwald isolierte Gewitter. An diesem Tag war die Konvektion in Baden-Württemberg auf 12 isolierten Schauer und Gewitterzellen im Schwarzwald beschränkt, die alle zur gleichen Gewittergruppe gehörten.

7.2.1. Synoptische Übersicht

Am 17. Juni befand sich das Untersuchungsgebiet auf der Westseite eines Höhenrückens, welcher von Mitteleuropa bis zum Baltikum reichte (Abb. 7.11a). An der Westseite wurde der Höhenrücken von einem ausgeprägten Langwellentrog flankiert, dessen Achse über den Atlantik bis nach Island reichte. Somit befand sich das Untersuchungsgebiet unter antizyklonalem Einfluss in einer schwachen südwestli-

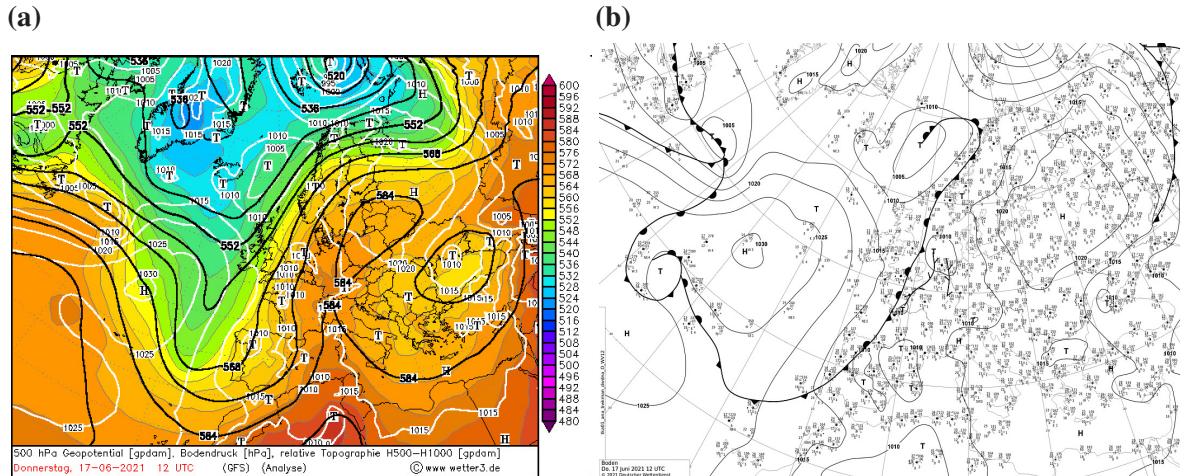


Abb. 7.11.: 500hPa Geopotential Karte (a) und Bodenwetterkarte (b) für den 17. Juni 2021, 12 UTC (<https://www.wetter3.de/>, 14.03.2025; Deutscher Wetterdienst).

chen Höhenströmung. Ein Bodentief befand sich über der Nordsee (Abb. 7.11b). Im Untersuchungsgebiet waren die Druckgradienten gering, sodass über den Tag hinweg 10 m-Windgeschwindigkeiten zwischen 5 km h^{-1} und 15 km h^{-1} gemessen wurden. In der unteren Troposphäre waren heiße, trockene Luftmassen präsent. In Baden-Württemberg wurden bei elf bis fünfzehn Sonnenstunden großflächig 2 m Temperaturen jenseits der 30°C Marke erreicht. In 850 hPa wurden Temperaturen um die 20°C analysiert. Das Radiosondenprofil in Stuttgart zeigt um 12 UTC eine 0 km bis 6 km Windgeschwindigkeitsscherung von 3.5 m s^{-1} , eine CAPE von 11.1 J/kg , eine CIN von -63.3 J/kg und einen ausfallbaren Wassergehalt von 25.8 mm. Bis in eine Höhe von 600 hPa waren einige kleine Inversionen vorhanden. Außerdem wurden in 700 hPa Westwinde mit Geschwindigkeiten von 1 m s^{-1} bis 2 m s^{-1} und in 500 hPa Westwinde mit Geschwindigkeiten von 3 m s^{-1} von der Radiosonde aufgezeichnet. Etwas weiter westlich von Stuttgart wurde im Bereich des Schwarzwalds eine südwestliche Höhenströmung analysiert. Für diesen Tag wurde aufgrund der geringen vertikalen Windscherung und der trockenen Luft gering organisierte Konvektion in Form von Einzelzellen im Bereich von Bergland vorhergesagt.

7.2.2. Lebenszyklus der Multizelle

Am 17. Juni 2021 wurde eine Gewittergruppe um 12:35 UTC etwa 30 km östlich des Feldbergs ausgelöst (Tabelle 7.1). Die Gewitter beschränkten sich an diesem Tag auf die Mittagszeit und das Bergland. Bei den am 17. Juni beobachteten Gewittern über dem Schwarzwald handelt es sich um isolierte Konvektion in Form von Einzelzellen und später einer Multizelle. Die Zellen gehörten alle zu einer Gewittergruppe mit einer Gruppenlebensdauer von 140 Minuten. Die längste Lebensdauer von 85 Minuten wurde von der Multizelle erreicht.

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

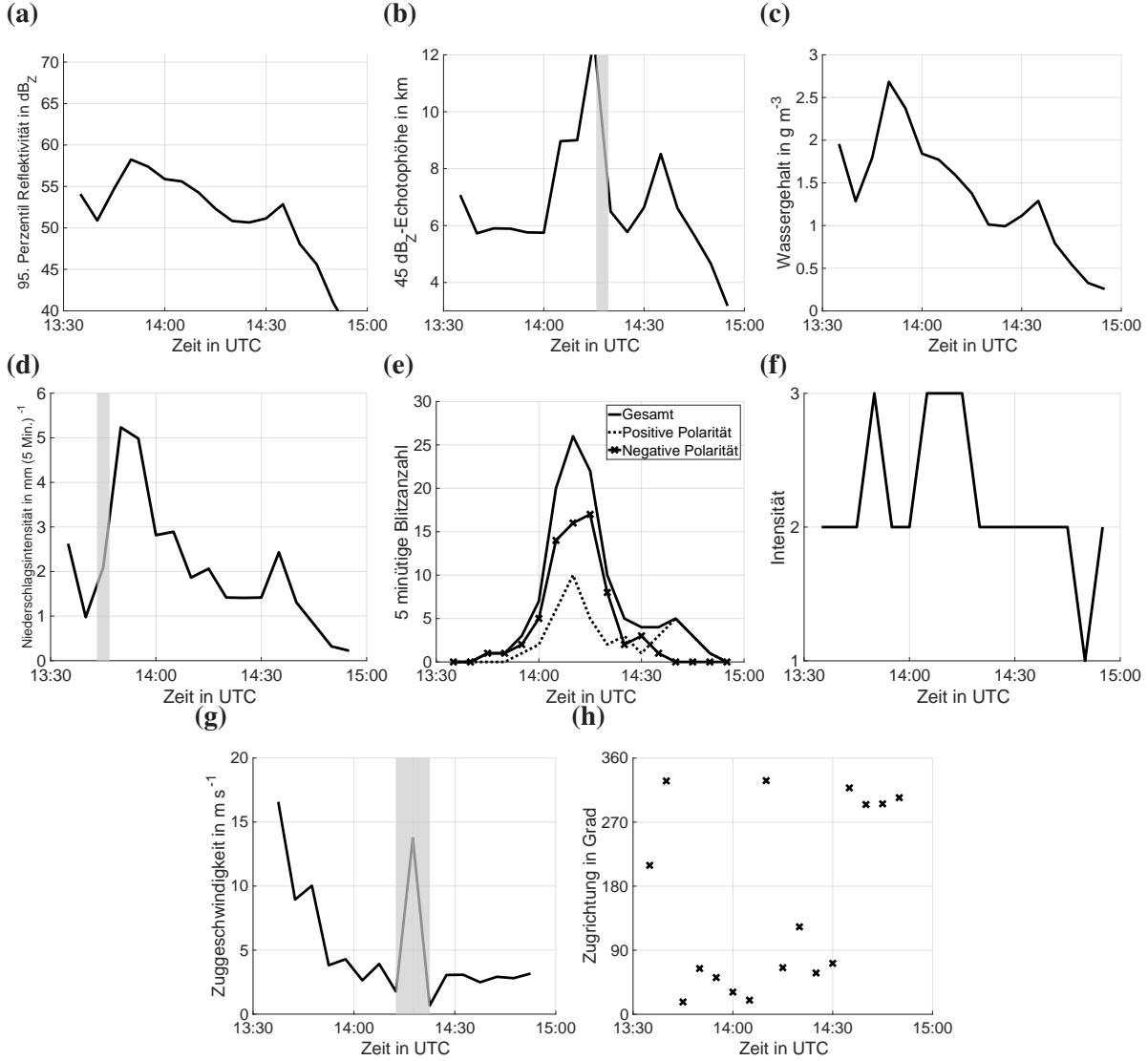


Abb. 7.12.: Zeitreihen von gemessenen Größen für die Zelle des 17. Juni 2021. Dargestellt sind die Parameter 95. Perzentil der Reflektivität (a), 45 dB_Z-Echotophöhe (b), Wassergehalt (c), Niederschlagsintensität (d), Blitzanzahl innerhalb von 5 Minuten (e), Intensität (f), Zuggeschwindigkeit (g) und Zugrichtung (h). Bereiche, in denen die Beträge der Änderung des Parameters innerhalb eines Zeitschritts von 5 Minuten größer als zwei Mal die Standardabweichung der Zeitreihe sind im Hintergrund grau eingefärbt.

Zeitliche Entwicklung der Gewittereigenschaften

Da insgesamt nur schwache Winde wehten, gab es eine große Variation der Zugrichtungen. Im ersten Zeitschritt zog die Multizelle nach Süden, bevor sie von der schwachen südwestlichen bis südlichen Höhenströmung über dem Schwarzwald in nördliche Richtungen weiter zog (Abb. 7.12h). In den ersten zehn Minuten nach der Detektion der Multizelle durch TRACE3D stieg die Reflektivität an (Abb. 7.12a). 45 dB_Z-Echotophöhe, Zuggeschwindigkeit, Wassergehalt und Niederschlagsintensität nahmen in diesem Zeitraum zunächst ab (Abb. 7.12b, c, d, g). Ab ca. 13:40 UTC wuchsen Wassergehalt und Niederschlagsintensität rasch an und erreichten schon um 13:50 UTC ihr Maximum (Abb. 7.12c, d). Wie auch

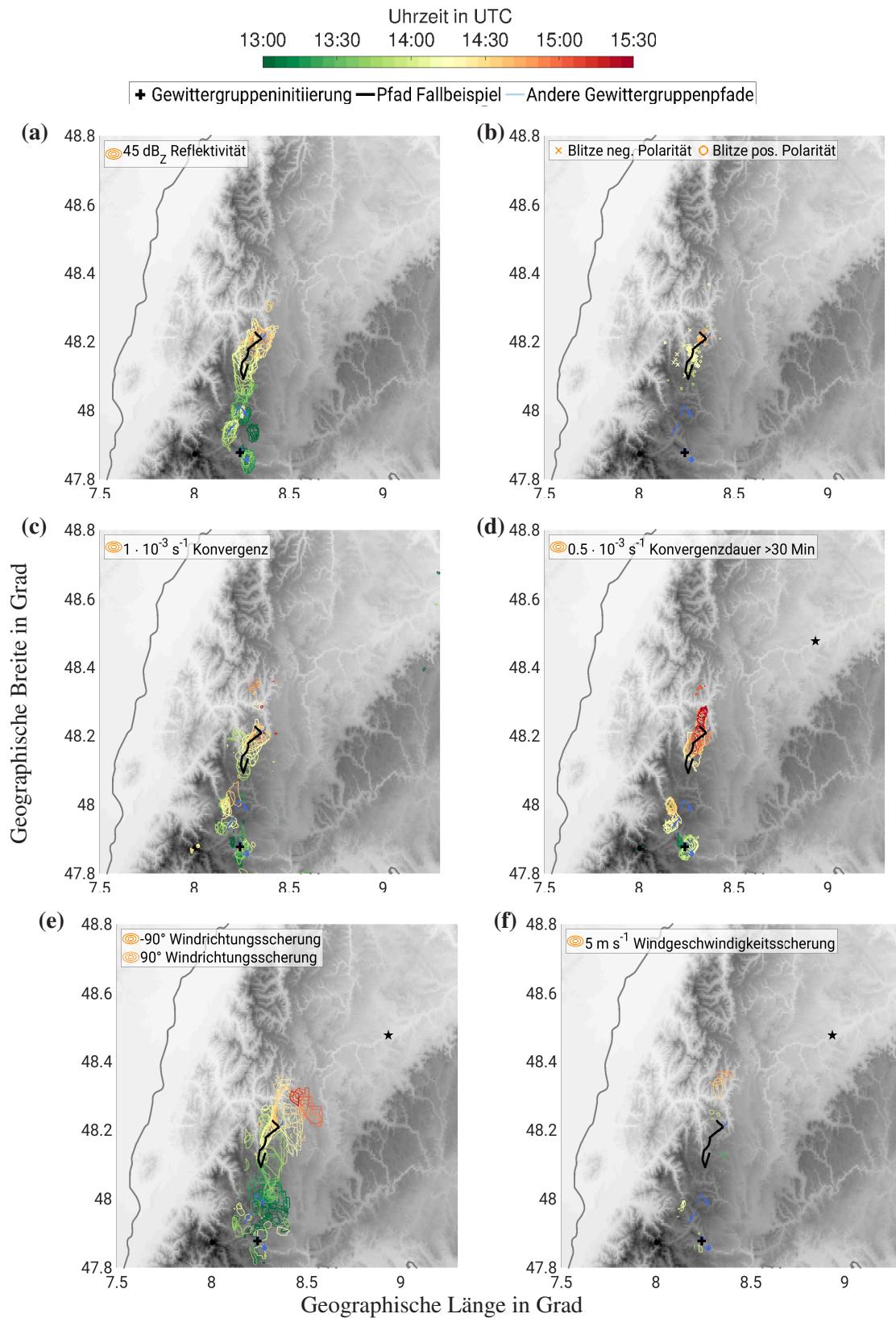


Abb. 7.13.: Zeitlicher Verlauf von 55 dB_Z-Reflektivität (a), Blitzen (b), Konvergenz (c), Konvergenzdauer (d), Windrichtungsscherung (e) und Windgeschwindigkeitsscherung (f) in einer Höhe von 2500m am 17. Juni 2021. Die Konturen der Konvergenzdauer (d) berücksichtigen nur Messungen, die an einem Ort für mindestens 30 Minuten eine Konvergenz von $0.5 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ enthalten. Bis auf die Blitzmessungen von EUCLID (b) wurden alle Größen mit dem Multi-Doppler Algorithmus bestimmt.

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

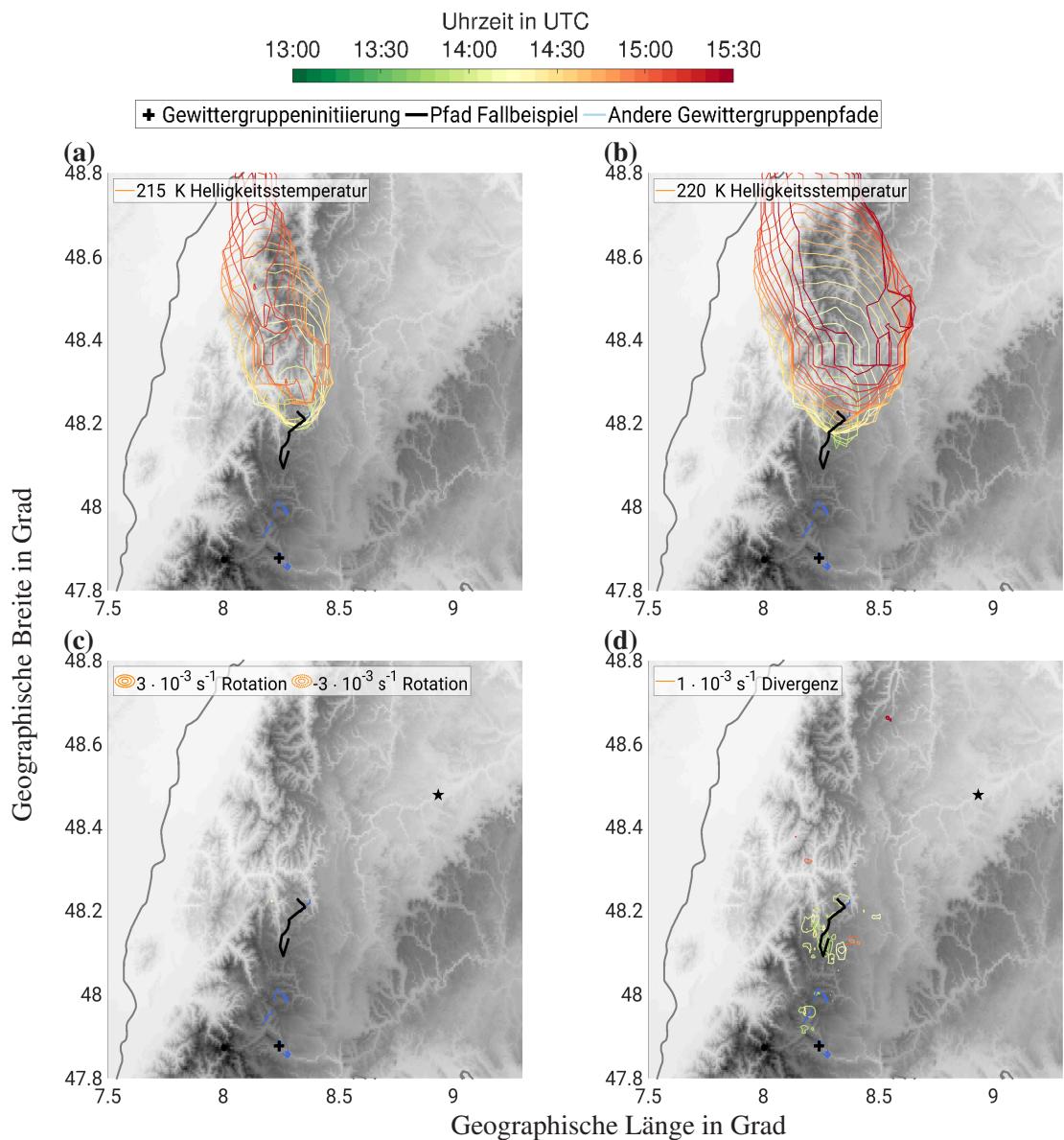


Abb. 7.14.: Konturen für SEVIRI 10.8 µm Helligkeitstemperaturen (a, b), Rotation (c) in einer Höhe von 5 km und Divergenz (d) in einer Höhe von 9 km am 17. Juni 2021. Die Helligkeitstemperaturen wurden von Dr. Philipp Gasch prozessiert und zur Verfügung gestellt. Rotation und Divergenz wurden aus dem Multi-Doppler Windfeld abgeleitet.

bei der Superzelle des 23. Juni 2021 wurde die maximale Blitzrate erst später um 14:10 UTC detektiert (Abb. 7.12e). Die höchste 45 dB_Z -Echotophöhe wird von TRACE3D um 14:15 UTC erfasst (Abb. 7.12b). Ab 14:35 nahmen das 95. Perzentil der Reflektivität, die 45 dB_Z -Echotophöhe, der Wassergehalt und die Niederschlagsintensität ab (Abb. 7.12a, b, c, d) und die Zelle zerfiel. Auch bei dieser Zelle wurden zum Ende des Lebenszyklus ab 14:40 UTC fast ausschließlich Blitze mit positiven Polaritäten detektiert (Abb. 7.12e).

Struktur der Multizelle

Im Gegensatz zur Superzelle wurden sowohl die höchsten Reflektivitäten als auch die stärksten Konvergenzen und die Blitze zentriert um den Zellpfad gemessen (Abb. 7.13a, b, c). Es wurde fast keine vertikale Windgeschwindigkeitsscherung ($0 \text{ km} - 6 \text{ km}$) über 5 m s^{-1} gemessen (Abb. 7.13f), aber im direkten Umfeld der Zelle konnte die Zelldynamik eine positive vertikale Windrichtungsscherung ($0 \text{ km} - 6 \text{ km}$) von über 90° erzeugen (Abb. 7.13e). Durch die schwachen Umgebungswinde zog die Zelle nur mit mäßiger Geschwindigkeit nach Norden, sodass die durch die Zelle verursachte Konvergenz an vielen Orten über eine halbe Stunde andauerte (Abb. 7.13d). Die niedrigsten Helligkeitstemperaturen wurden gegen Ende des Lebenszyklus gemessen (Abb. 7.14a, b). Satellitenbilder zeigen, dass auch nach dem Sterben der Zelle die Cirrus-Wolken circa 3.5 weitere Stunden erhalten blieben und nach Norden weiterzogen. Zu Beginn des Lebens der Zelle konnte mit der in der unteren Atmosphäre zunehmenden Konvergenz in 9 km Höhe eine ausgleichende Divergenz beobachtet werden (Abb. 7.14d). Gegen Ende des Lebenszyklus nahm die vertikale Ausdehnung der Zelle ab, sodass in 9 km Höhe keine Divergenz mehr festgestellt werden konnte. Wie zu erwarten, hatte die Zelle keine rotierenden Bereiche (Abb. 7.14c).

7.2.3. Einordnung in die Klimatologie

Die Multizelle am 17. Juni 2021 über dem Südschwarzwald erreichte eine starke Intensität (Kapitel 4.6) und gehörte zu den 6 % der intensivsten Gewittergruppenpfade der Klimatologie der Jahre 2017 bis 2023 (Tabelle 7.1). In den sieben Jahren der Klimatologie wurden insgesamt 228408 Gewittergruppenpfade, wovon 122432 der Pfade Gewitterpfade waren, im Untersuchungsgebiet (Abb. 4.1) detektiert. Wenn 6 % aller Gewittergruppenpfade eine stärkere Intensität als die Zelle des 17. Juni erreichen, entspricht das einer Anzahl von 17578 Gewittergruppenpfaden pro Jahr im gesamten Untersuchungsgebiet. Dabei ist zu beachten, dass ca. 50 % der Gewittergruppen mindestens 40 Gewittergruppenpfade beinhaltet (Kapitel 5.3.1). Die Pfadlängen von 85 Minuten wurde von 7012 (= 3 %) und die Pfadlänge von 25.2 km von 24586 (= 11 %) aller Gewittergruppenpfade der Klimatologie übertroffen. Außerdem erzielten 5883 (= 3 %) aller Gewittergruppenpfade der Klimatologie mehr als 112 Blitze und 5 % ein höheres 95. Perzentil der Niederschlagsintensität als $5.1 \text{ mm (5 Minuten)}^{-1}$, was den Werten der Zelle am 17. Juni entspricht. Die mittlere Zuggeschwindigkeit war für 43 % aller Gewittergruppenpfade der Klimatologie höher als in diesem Fallbeispiel.

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

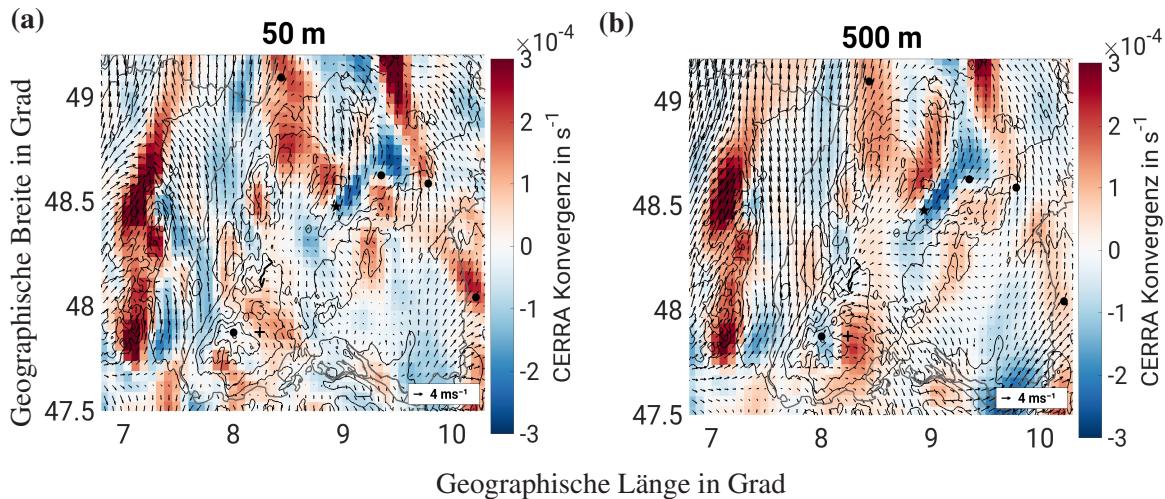


Abb. 7.15.: Windfeld und Konvergenz der CERRA Reanalyse in 50m (a) und 500m (b) über Grund für den 17. Juni 2021, 12 UTC.

7.2.4. Dynamische Entwicklung der Multizelle

Initiierung

Am 17. Juni wurde der südliche Schwarzwald in 50m Höhe von schwachen Winden mit Geschwindigkeiten von $1 ms^{-1}$ bis $2 ms^{-1}$ umströmt (Abb. 7.15a). Stromab des Feldbergs wurde eine Konvergenz analysiert, die ein Resultat der Umströmung sein könnte. Die Konvergenzmuster in 500m Höhe hatten eine ähnliche Struktur wie in 50m Höhe (Abb. 7.15b). Dort wird auch eine leichte Umströmung des Südschwarzwalds analysiert, die Konvergenz östlich des Feldbergs blieb bestehen.

Am 17. Juni wurde die Gewittergruppe um 12:35 UTC östlich des Feldbergs in einem Gebiet mit positiver Konvergenz ausgelöst. Obwohl über den Vogesen stärkere Konvergenzen analysiert wurden (Abb. 7.15a, b), kam es dort nicht zur Auslösung von Gewittern. Das GFS Modell simulierte eine geringere Feuchte über den Vogesen als im Schwarzwald. Im Schwarzwald wurden Taupunktdifferenzen um die 12K simuliert, im Bereich der Vogesen von 16K. Am 17. Juni könnten die intensitätsschwache Umströmung der Berge, die hohe solare Einstrahlung zusammen mit der heißen Luftmasse und das Vorhandensein von etwas Feuchtigkeit konstruktiv zusammengewirkt haben, um Konvektion unter den antizyklonalen, eher trockenen Bedingungen auszulösen. Aber auch die mesoskalige Berg-Talwind Zirkulation könnte die Initiierung beeinflusst haben. Die Gewittergruppenauslösung des 17. Juni wurde als Hitzegewitter klassifiziert.

Die Multizelle entstand eine Stunde später nach der Gewittergruppeninitiierung um 13:35 UTC im Bereich mit den um 14 und 15 UTC höchsten gemessenen 2 m-Temperaturen von knapp $34^{\circ}C$ im südlichen Baden-Württemberg. Kurz nach der Initiierung, strömte um 13:40 UTC in 2km Höhe die Luft aus allen Richtungen in die neu entstandene Multizelle ein, wodurch dort eine Konvergenz gemessen wurde (Abb. 7.16a, b). Auch bei den Zellen südlich der Multizelle wurde Konvergenz gemessen. Im direkten Umkreis der Multizelle wehte der Wind um 13:40 UTC in 7km Höhe überwiegend aus Südwest und die Multi-

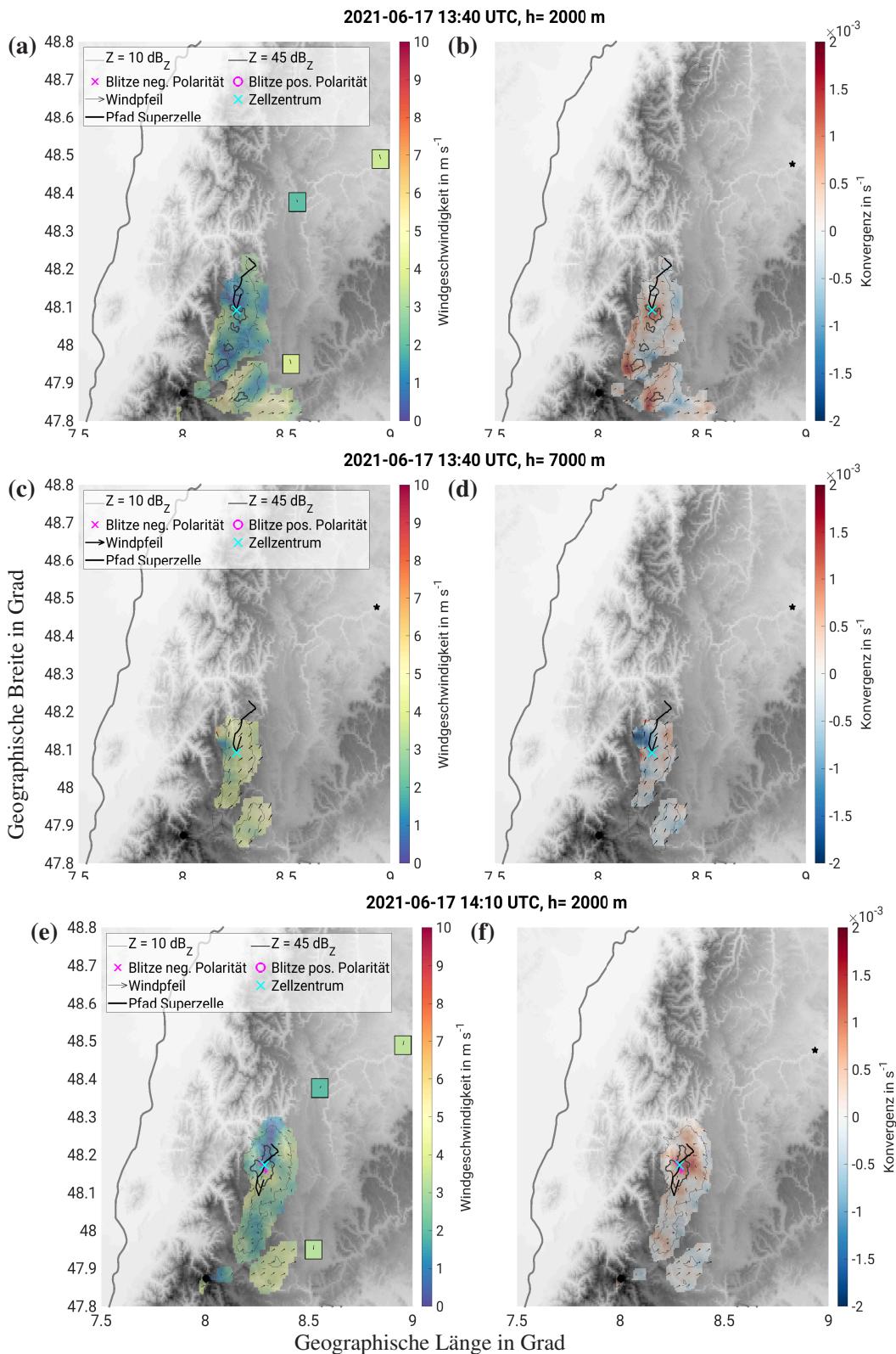


Abb. 7.16.: Horizontales Multi-Doppler Windfeld und Konvergenz am 17. Juni 2021 um 13:40 UTC in einer Höhe von 2000m (a, b), am 17. Juni 2021 um 13:40 UTC in einer Höhe von 7000m (c, d) und am 17. Juni 2021 um 14:10 UTC in einer Höhe von 2000m (e, f).

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

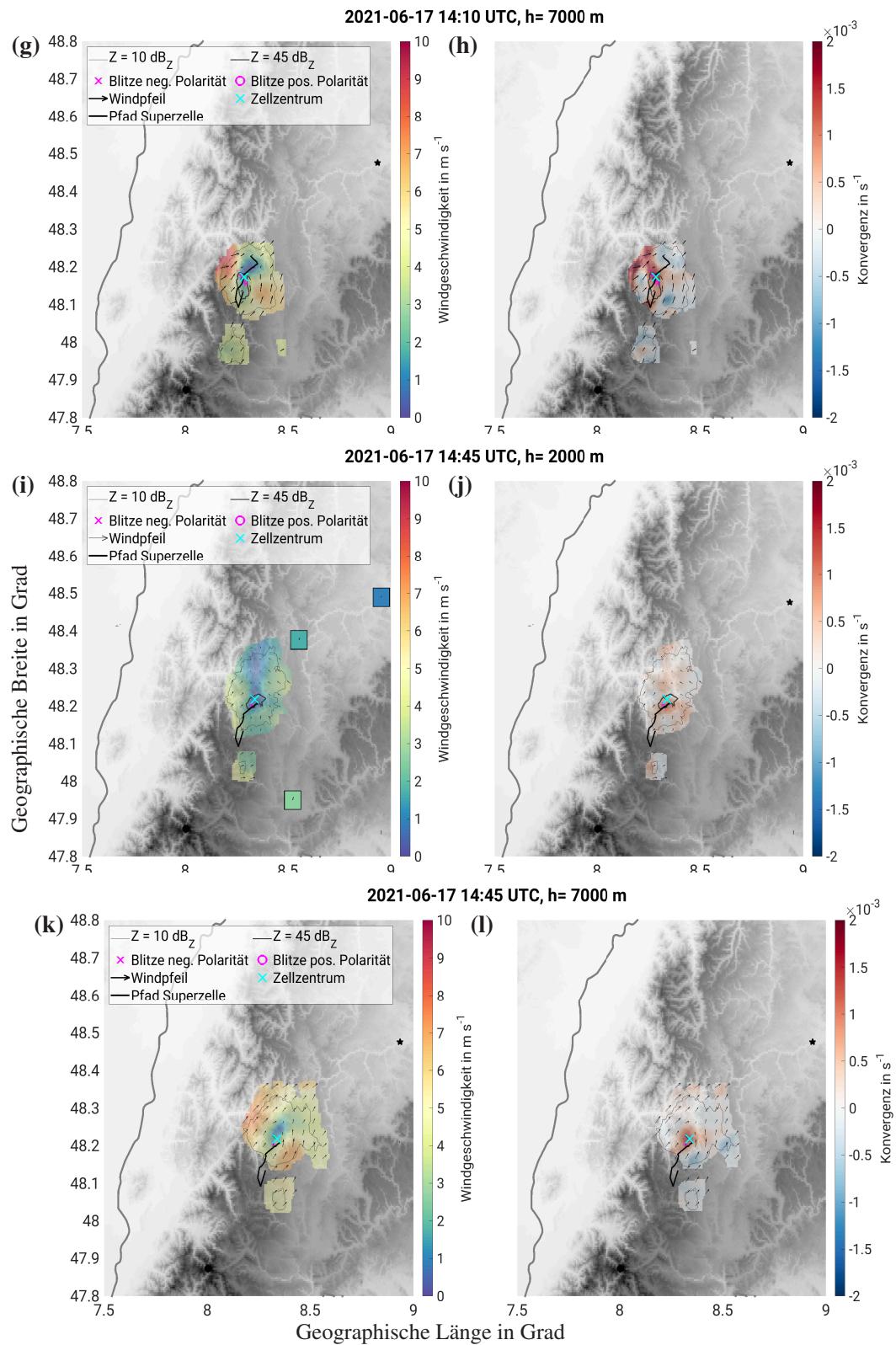


Abb. 7.16.: Abbildung 7.16 fortgesetzt für den 17. Juni 2021 um 14:10 UTC in einer Höhe von 7000 m (g, h), am 17. Juni 2021 um 14:45 UTC in einer Höhe von 2000 m (i, j) und am 17. Juni 2021 um 14:45 UTC in einer Höhe von 7000 m (k, l).

zelle beeinflusste das Windfeld zu dieser Zeit noch wenig.

Intensivierung

Anders als bei der Superzelle, wurden bei der Multizelle bereits in den ersten 15 Minuten der Lebensdauer bis um 13:50 UTC das Maximum des 95. Perzentils der Reflektivität, des Wassergehalts und der Niederschlagsintensität erreicht (Abb. 7.12a, c, d). Und das obwohl in den ersten 10 Minuten nach der Pfadinitiierung der Multizelle bis 13:50 UTC im direkten Umkreis der Zelle im Höhenmittel (2 km bis 5 km) eine leicht divergente Strömung gemessen wurde (Abb. 7.17a). Später zwischen 14:10 UTC und 14:15 UTC, was in etwa der Mitte des von TRACE3D verfolgten Lebenszyklus der Zelle entspricht, wurden die höchste 45 dB_Z-Echotophöhe, die schnellste Zuggeschwindigkeit und die größte Blitzrate beobachtet (Abb. 7.12b, e, g). Dem ging eine Konvergenz in den untersten 5 km Höhe und eine ausge-

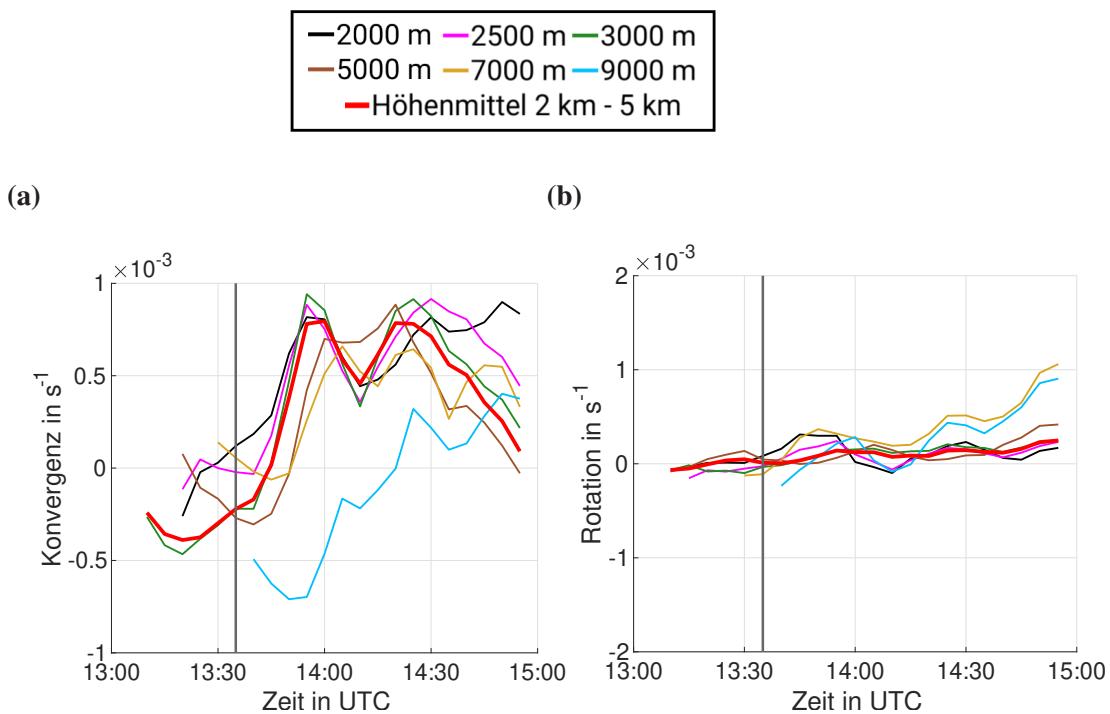


Abb. 7.17.: Zeitreihen für die Mediane von Konvergenz (a) und Rotation (b, abgeleitet aus dem Multi-Doppler Windfeld) über eine Fläche mit einem Radius von $r = 1.5\text{ km}$ um den Zellkern der Multizelle am 17. Juni 2021 für verschiedene Höhen. Für die Höhenmittel wurde über alle Höhen (vertikale Auflösung 500 m) zwischen 2 km und 5 km gemittelt. Der senkrechte Strich kennzeichnet den Zeitpunkt der Pfadinitiierung. Die Konvergenz/Rotation vor der Pfadinitiierung wurden am Initiierungszeitpunkt berechnet.

prägte Divergenz in 9 km Höhe ab 13:45 UTC voran (Abb. 7.17a). Um 14:10 UTC strömte in 2 km Höhe die Luft weiterhin aus allen Richtungen in die Zelle ein und es wurde fast ausschließlich eine Konvergenz gemessen (Abb. 7.16e, f). Die vertikale Ausdehnung der Superzelle wuchs zwischen 14:00 UTC und 14:15 UTC stark an, was an dem Anstieg der 45 dB_Z-Echotophöhe zu erkennen ist (Abb. 7.12b). Nun wird auch in 7 km Höhe das Windfeld durch die Zelle geprägt und am Zellkern eine Konvergenz

7. Fallbeispiele Swabian MOSES

gemessen (Abb. 7.16g, h). Dies könnte auf einen vertikal ausgedehnten Aufwindbereich hinweisen. Die Blitze befanden sich nah am Zellkern und an Orten, wo sowohl in 2km Höhe als auch in 7km Höhe eine starke Konvergenz gemessen wurde (Abb. 7.16e, f, g, h).

Am 17. Juni kann kein Zusammenhang zwischen der Entwicklung des 95. Perzentils der Reflektivität und der Konvergenzänderung in den unteren 5km der Atmosphäre festgestellt werden (Abb. 7.18a). Zu Beginn des Lebenszyklus nehmen sowohl das 95. Perzentil der Reflektivität als auch die Konvergenz zu. Kurz vor 14 UTC kommt es bei beiden Größen zu einer Abnahme. Obwohl ab 14:10 UTC die Konvergenz wieder zunimmt und deutlich positive Werte annimmt, wird beim 95. Perzentil der Reflektivität fast ausschließlich eine Abnahme beobachtet. Ähnlich wie bei der Superzelle, folgt bei der Multizelle auf einen Anstieg der Konvergenz meist ein Anstieg der 45dB_Z-Echotophöhe (Abb. 7.18b). Es konnte keine Trennung zwischen Aufwindbereich und Bereichen mit hohen Reflektivitäten, welche auf Niederschlag hinweisen können, festgestellt werden (Abb. 7.13a, c). Deshalb wäre zu erwarten, dass durch eine hohe Konvergenz starke Niederschlagsintensitäten hervorgerufen werden, die anschließend die Konvergenz abschwächen. Diese Verhalten konnte nur zu Beginn des Lebenszyklus der Multizelle beobachtet werden. Zwischen 13:50 UTC und 14:00 UTC wurden zusammen mit einer Zunahme der Konvergenz hohe Niederschlagsintensitäten beobachtet (Abb. 7.12d, 7.18c). Anschließend nahmen Konvergenz und Niederschlagsintensität ab (Abb. 7.18c). Zwischen 14:15 UTC und 14:30 UTC hatte die höhengemittelte Konvergenz Werte zwischen $0.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ und $1.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (Abb. 7.17a), dennoch nahm die Niederschlagsintensität überwiegend ab (Abb. 7.18c). Nach der ersten Zunahme der Konvergenz, stieg die Blitzrate an (Abb. 7.18d). Mit der zweiten Zunahme der Konvergenz nahm die Blitzrate jedoch ab, der Betrag der Abnahme wurde jedoch verringert. Wie es bereits beim Fallbeispiel des 23. Juni diskutiert wurde, ist die Konvergenz nur einer von vielen Faktoren, der die Blitzrate bestimmt. Neben Konvergenz haben Feuchtigkeit, CAPE und weitere Größen einen Einfluss auf die Entwicklung der Blitzrate.

Die Rotation hatte durchgehend niedrige Beträge und spiegelt hauptsächlich Rauschen wider (Abb. 7.17b).

Abschwächung

Ab 14:25 UTC nahm die höhengemittelte Konvergenz kontinuierlich ab (Abb. 7.17a). Wenige Minuten später wurden starke Abnahmen im 95. Perzentil der Reflektivität, der 45dB_Z-Echotophöhe, dem Wassergehalt und der Niederschlagsintensität beobachtet (Abb. 7.12a, b, c, d). Die Blitzrate und die Zuggeschwindigkeit befanden sich um 14:25 UTC mit Werten von 5 Blitzen pro 5 Minuten und 4 m s^{-1} schon auf einem niedrigen Niveau. Um 14:45 UTC wurde nur noch eine leichte Konvergenz in 2km Höhe beobachtet (Abb. 7.16i, j). In 7km Höhe hatte die Konvergenz noch etwas höhere Werte am Zellkern (Abb. 7.16k, l). Die Zellfläche behielt bis zur letzten Detektion der Zelle durch TRACE3D um 14:55 UTC hohe Werte bei (Abb. 7.14b).

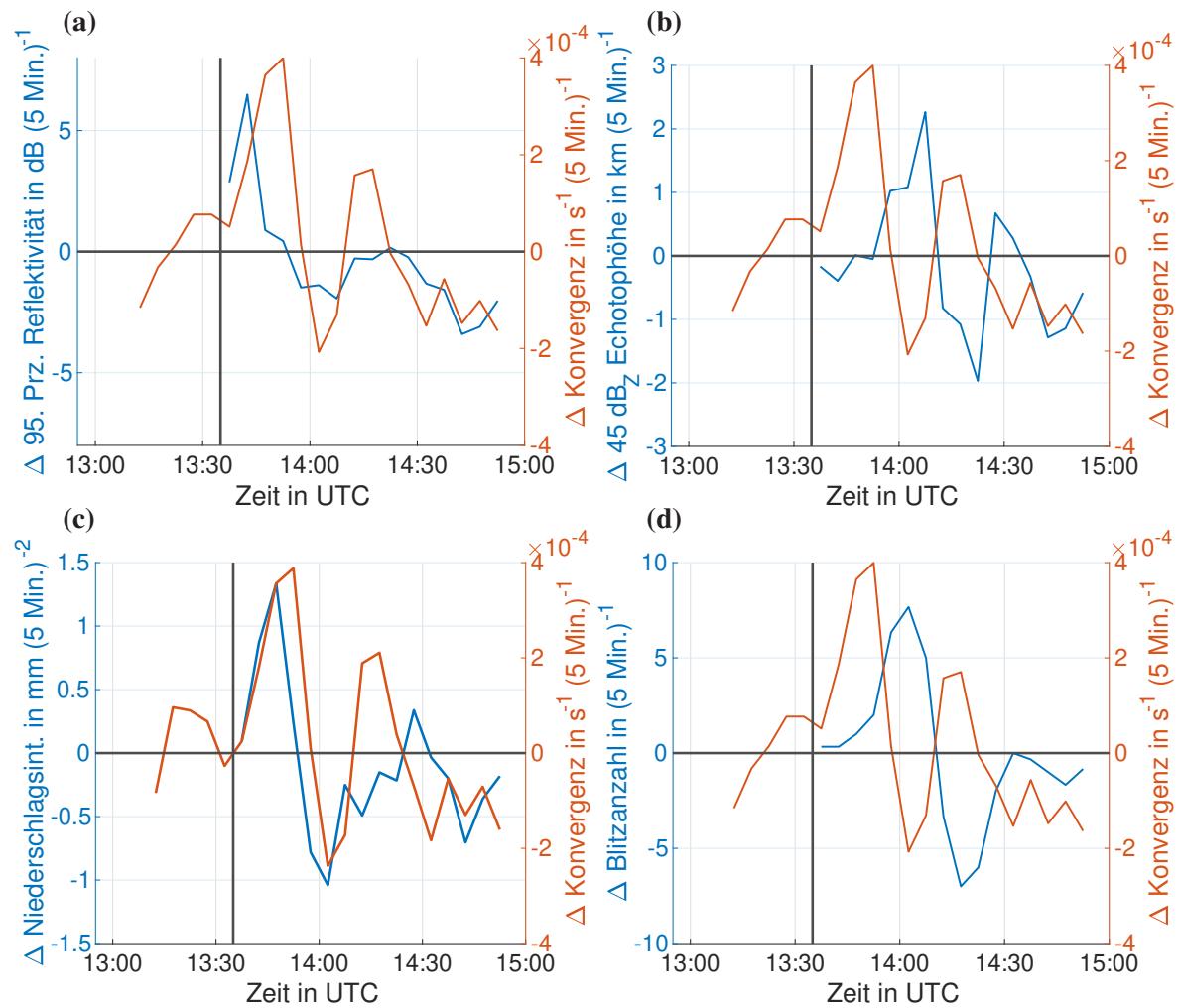


Abb. 7.18.: Änderung des 95. Perzentils der Reflektivität (a), der 45 dB_Z-Echotophöhe (b), der Niederschlagsintensität (c) und der Blitzanzahl (d) innerhalb von 5 Minuten in Abhängigkeit der höhengemittelten Konvergenz aus Abb. 7.17a für den 17. Juni 2021. Bevor die Differenzen gebildet wurden, wurden alle Messgrößen mit einem gleitenden Mittel über 15 Minuten geglättet.

8. Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurde eine umfangreiche Analyse von Gewittern in den Monaten Mai bis einschließlich September in Südwestdeutschland im Zeitraum von 2017 bis 2023 durchgeführt. Ziel der Arbeit ist es, Gründe für die zeitliche und räumliche Verteilungen von Gewitterinitiierungen und Gewitterpfaden im Sommer in Südwestdeutschland zu verstehen (Abb. 8.1a), die Häufigkeiten von Auslösemechanismen zu quantifizieren (Abb. 8.1b) und für die Initiierung und Intensivierung von Konvektion günstige Umgebungsbedingungen zu identifizieren. Außerdem werden tiefere Einblicke in die Entwicklung und Intensivierung von Gewittern gewonnen, indem ihre zeitliche Entwicklung in Relation zu den Umgebungsbedingungen wie z.B. dem Windfeld analysiert wird (Abb. 8.1c).

Die Datengrundlage bilden Volumendatensätze des Deutschen Wetterdienstes, des Karlsruher Instituts für Technologie und von MeteoSchweiz, sowie Blitzmessungen aus dem europäischen Blitzortungssystem EUCLID. Ergänzt wird der Datensatz im Jahr 2021 durch einzigartige Messungen der Messkampagne Swabian MOSES. Wenn keine geeigneten Messungen zur Verfügung stehen, werden ERA5 und CERRA Reanalysedaten hinzugezogen.

In dieser Arbeit wurde eine Gewitterstatistik für die Sommerhalbjahre 2017 bis 2023 für Südwestdeutschland erstellt. Die Gewitterstatistik aktualisiert bestehende Statistiken der Region und wird mit ihnen verglichen. Aufgrund der seit 2017 verfügbaren Volumendatensätze der operationellen DWD Radare sind nun zusätzlich detaillierte Analysen der Gewittereigenschaften und der zeitlichen Entwicklung möglich, die bestehende Klimatologien erweitern. Um die Gewitterklimatologie im Detail zu analysieren, wurden im Rahmen dieser Arbeit zwei bestehende Algorithmen angewendet und fünf neue Algorithmen entwickelt:

1. Gewittererkennungs- und verfolgungsalgorithmus TRACE3D:

TRACE3D (Handwerker, 2002) wird auf Reflektivitätsmessungen von fünf Radaren angewendet, um konvektive Ereignisse als individuelle Objekte zu identifizieren, wobei zusätzlich eine Unterscheidung zwischen Schauern und Gewittern anhand von Blitzdaten vorgenommen wird.

2. Radar Qualitätskorrektur:

Da TRACE3D qualitätskorrigierte Radar Reflektivitätsmessungen verlangt, wurden Algorithmen entwickelt, die die Radarmessungen des mobilen X-Band Radars kontrolliert und korrigiert. Für die DWD Radare wird die Korrektur mit POLARA durchgeführt.

3. Gruppierung von Gewittern:

Gewitter werden häufig sekundär durch umliegende Gewitter ausgelöst (Bennett et al., 2006). Da-

8. Zusammenfassung

mit die isolierte Initiierung von Gewittern untersucht werden kann, werden Gewitter zu Gewittergruppen zusammengefasst. Eine Gewittergruppe wird initiiert, falls in einem Abstand von 15km innerhalb von 20 Minuten keine andere Konvektion vorher detektiert wurde. Es wird gezeigt, dass die gewählten Parameter zur Definition einer Gewittergruppe zwar die absolute Anzahl der Gewittergruppeninitiierungen und somit die Gewittergruppengrößen erheblich beeinflussen, aber die regionale Verteilung der Gewittergruppeninitiierungen sich mit einer Variation der Parameter kaum verändert.

4. Bestimmung der Gewitterintensität:

Zur Bestimmung der Intensität der Gewitter wird der Algorithmus von Rossi et al. (2014) adaptiert.

5. Quantifizierung der Gewitterauslösemechanismen:

Es wird ein Algorithmus entwickelt, der erstmals in der Lage ist, Gewitterauslösemechanismen automatisch zu quantifizieren.

6. Multi-Doppler Algorithmus:

Der neu entwickelte Multi-Doppler Algorithmus kann Radarmessungen mit Messunsicherheiten verarbeiten und im Inneren von Konvektion ein hochaufgelöstes Windfeld bestimmen. Die Auflösung und Qualität des Windfeldes ist ausreichend, um eine plausible Konvergenz und Rotation zu berechnen.

7. Multi-Doppler Validierung:

Es wurde eine neuartiger Validierungsansatz entwickelt, der das vom Radar Multi-Doppler Algorithmus berechnete horizontale Windfeld mit Lidarmessungen validiert und Einsichten in die Stärken und Schwächen des Multi-Doppler Algorithmus liefert.

Der Datensatz mit den verfolgten Gewittern in Südwestdeutschland für die Monate Mai bis September im Zeitraum von 2017 bis 2023 bildet zusammen mit den aufgezählten Algorithmen die Grundlage zur Beantwortung der im Kapitel 3 aufgestellten Forschungsfragen:

Wo und wann wird hochreichende Konvektion ausgelöst und wie verteilen sich Gewitterinitiierungen in Raum und Zeit?

In Übereinstimmung mit anderen Studien (Weckwerth et al., 2011; Meißner et al., 2007; Göbel et al., 2023) wird in Südwestdeutschland die Auslösung von Gewittergruppen durch Bergland begünstigt. In den Jahren 2017 bis 2023 befindet sich die höchste Initiierungsdichte von Gewittergruppen in der direkten Umgebung des Schwarzwalds und der Schwäbischen Alb (Abb. 8.1a). Bezogen auf 1000 Quadratkilometer und die 5 Sommermonate kommt es in der Region der Schwäbischen Alb zu 39 Gewittergruppeninitiierungen, im Schwarzwald zu 34 und im Rheintal zu 24. Das Maximum der Gewittergruppeninitiierungen im Untersuchungsgebiet wird stromab des Südschwarzwalds detektiert. Im gesamten Untersuchungsgebiet wird mit 48 Gewittergruppeninitiierungen pro 1000 Quadratkilometer in 6 Jahren

die höchste Anzahl im Monat Juni erreicht, dicht gefolgt vom Juli. Die Gewittergruppeninitierungen zeigen eine hohe jährliche Variabilität, sowohl in Bezug auf deren Anzahl als auch auf deren räumlichen Verteilung. Im Jahr 2018 gab es im Untersuchungsgebiet mit 44 Gewittergruppeninitierungen pro 1000 Quadratkilometer und 5 Sommermonate über doppelt so viele Gewittergruppeninitierungen wie im Jahr 2020. Insgesamt gibt es eine hohe Übereinstimmung der aktuellen Klimatologie mit Statistiken von Gewitterinitierungen und Gewitterzugbahnen, die im Rahmen der COPS Messkampagne für andere Zeiträume (Grebe, 2009; Weckwerth et al., 2011) ermittelt wurden.

Welche Umgebungsbedingungen begünstigen die Initiierung von Gewittern? Gibt es Unterschiede in den Umgebungsbedingungen zum Zeitpunkt der Gewitterinitiierung zwischen verschiedenen Regionen?

Die Umgebungsbedingungen zum Zeitpunkt der Auslösung von Gewittergruppen unterscheiden sich hinsichtlich Dynamik und Eigenschaften der Luftmassen, wie bodennaher Temperatur und Feuchte, von den Mittelwerten der Klimatologie. Zum Zeitpunkt von Gewittergruppeninitierungen weht der Wind in 500 hPa aus südlicheren Richtungen und die äquivalentpotentiellen Temperaturen sind höher als es dem klimatologischen Mittel entspricht. Auch Piper et al. (2019); Wapler and James (2015); Mohr et al. (2019) fanden, dass Gewitter in Südwestdeutschland bevorzugt in feucht-warmen Luftmassen bei Südwestströmungen mit mäßigen Geschwindigkeiten ausgelöst werden, welche oft mit einer trogvorderseitigen Lage des Untersuchungsgebiets und einer Advektion von feucht-warmer Luft einhergehen. Nennenswerte Unterschiede in den Umgebungsbedingungen zum Zeitpunkt der Gruppeninitiierung zwischen den Regionen können weder mit CERRA noch mit ERA5 Reanalyse Daten aufgezeigt werden. Auch in den Gewittereigenschaften, wie z.B. Lebensdauer und Zuggeschwindigkeit, gibt es nur geringe Unterschiede zwischen Regionen. Kleine Unterschiede werden bei der Initiierungssuhrzeit der Gewittergruppen beobachtet. In den bergigen Regionen ist das Maximum der Verteilung um die Mittagszeit stärker ausgeprägt als in den Tälern. Außerdem hat die Verteilung der Anzahl der Gewittergruppeninitierungen für Täler ein sekundäres Maximum am Abend. Diese Unterschiede werden unter anderem durch thermische Windzirkulationen in der Umgebung von Bergen geprägt.

Welche Auslösemechanismen spielen im Untersuchungsgebiet eine Rolle und wie häufig kommen sie vor?

Im Untersuchungsgebiet relevante Gewitterauslösemechanismen werden für die Gewitterklimatologie mit dem neu entwickelten Algorithmus quantifiziert (Abb. 8.1b). Für 56 % der Gewittergruppenauslösungen wird ein Hebungsvorgang in der mittleren Atmosphäre durch synoptische Einflüsse, wie z.B. Kaltfronten, klassifiziert. Ähnliche Anteile synoptisch ausgelöster Gewitter in Südwestdeutschland werden von Grebe (2009); Weckwerth et al. (2011) mit anderen Methoden ermittelt. Weiter wird für 19 % der Gewittergruppenauslösungen eine Überströmung von Bergen als Auslösemechanismus ermittelt. Analog werden 13 % der Gewittergruppenauslösungen eine Umströmung von Bergen als Auslöser vom Algorith-

8. Zusammenfassung

mus zugewiesen. Gewitter können thermisch durch die Erwärmung der Erdoberfläche bei ausreichender Feuchte ausgelöst werden. Das Aufsteigen der erwärmten Luft führt zu bodennaher Massenkonvergenz. Thermisch ausgelöste Gewitter haben ein Anteil von 12 % im Untersuchungsgebiet.

Welche Umgebungsbedingungen begünstigen schwere Gewitter?

Die Intensität der Gewitter wurde basierend auf Radar- und Blitzmessungen mittels Fuzzylogik nach Rossi et al. (2014) in die vier Kategorien schwach, moderat, stark und schwer klassifiziert. In den Jahren 2017 bis 2023 erreichten 70 % der Gewittergruppenpfade eine schwache Intensität, 24 % eine moderate Intensität, 5 % eine starke Intensität und 1 % eine schwere Intensität. Diese Häufigkeitsverteilung birgt ein intrinsisches Problem für jede Gewitterstatistik: Sie wird stets von den schwachen Gewittern dominiert und damit von den weniger bedeutsamen Ereignissen. Deshalb werden in dieser Arbeit starke und schwere Gewitter gesondert untersucht. Schwere Gewittergruppenpfade werden bevorzugt am Nachmittag und Abend in den Monaten Juni und Juli initiiert und haben längere Lebensdauern als weniger intensive Gewittergruppenpfade. Außerdem weichen ihre Zugrichtungen stärker von der 500 hPa Windrichtung ab als dies bei Gewittergruppenpfaden mit niedrigeren Intensitäten der Fall ist. Allen and Karoly (2014) schreiben, dass die Intensität eines Gewitters hauptsächlich durch die Umgebungsbedingungen bestimmt wird. Deshalb wurden ERA5 Umgebungsbedingungen der Gewittergruppenpfadinitialisierungen in Abhängigkeit der Gewittergruppenpfadintensität untersucht. Schwere Gewittergruppenpfade treten bei erhöhten vertikalen Windgeschwindigkeitsscherungen (850 hPa vs. 500 hPa), erhöhten äquivalentpotentiellen Temperaturen und höheren 850 hPa und 500 hPa Windgeschwindigkeiten auf als schwache oder moderate Gewittergruppenpfade.

Wie verläuft die zeitliche Entwicklung von Gewittern im Mittel?

Die mittlere zeitliche Entwicklung von Reflektivität, Niederschlagsintensität, Wassergehalt, Intensität und 45 dBZ-Echotophöhe verlaufen näherungsweise parabelförmig. Nur in der mittleren zeitlichen Entwicklung der Zuggeschwindigkeit ist kein Muster zu erkennen. Je höher die Lebensdauer eines Gewittergruppenpfades ist, desto höher ist die Wahrscheinlichkeit für eine größere maximale Intensität. Bei Lebensdauern bis etwa 120 Minuten erreicht die mittlere Reflektivität in etwa bei der Hälfte der Gesamtlebensdauer das Maximum der Parabel, was ebenso von Davini et al. (2012) festgestellt wurde. Bei höheren Lebensdauern befindet sich das Maximum der mittleren Reflektivität oft erst im letzten Drittel des Lebenszyklus. Obwohl Reflektivität und Niederschlagsintensität im Zusammenhang stehen, wird das Maximum der mittleren Niederschlagsintensität bei Gewittergruppenpfaden mit Lebensdauern mit bis zu 100 Minuten im ersten Drittel des Lebenszyklus vor dem Maximum der mittleren Reflektivität erreicht. Die Radarreflektivität hängt stark vom Durchmesser der Hydrometeore ab ($Z \propto D^6$, Kapitel 2.1.2) und wird somit von großen Hydrometeoren dominiert. Die Niederschlagsintensität wird von der Anzahl und der Masse der Teilchen, sowie von der Dynamik, die beeinflusst wie viel Niederschlag am Boden ankommt, bestimmt. Tropfen mittlerer Größe können eine hohe Niederschlagsintensität erzeugen (Chen

et al., 2023). Zu Beginn der Gewitterentwicklung gibt es viele kleine und mittelgroße Tropfen. Erst wenn im weiteren Entwicklungsprozess der Wolke die Tropfen und Eisteilchen anwachsen (Braham Jr, 1958) und evtl. sogar Hagel gebildet wird, erreicht die Reflektivität ihr Maximum.

Gibt es einen Zusammenhang zwischen Gewittereigenschaften und der Zuggeschwindigkeit bzw. Orographie?

Schnell ziehende Gewittergruppenpfade ($> 15 \text{ m s}^{-1}$) erreichen höhere Intensitäten als eher langsam ziehende Gewittergruppenpfade. Allerdings erreichen sie dabei geringere maximale Reflektivitäten. In Hinblick auf Lebensdauer, Niederschlagsintensität, Gesamtwassergehalt und 45 dB_Z -Echotophöhe gibt es kaum Unterschiede in Abhängigkeit der Zuggeschwindigkeit.

Zum Einfluss der Orographie auf die Intensivierung von Gewittern gibt es in der Literatur unterschiedliche Ergebnisse. Während Feldmann et al. (2023) in der Schweiz eine Zunahme der Gewitterintensität über Bergland fanden, beobachtete Weckwerth et al. (2011) keinen Zusammenhang zwischen der Gewitterintensität und der Orographie. Hier wird der Einfluss der Orographie entlang der Gewittergruppenpfade für Südwestdeutschland untersucht und mit den Ergebnissen anderer Regionen verglichen. Pfadlebensdauer, Pfadlänge, Pfadintensität, 95. Perzentil der Reflektivität und Niederschlagsintensität werden nicht von der Geländehöhe entlang des Gewittergruppenpfades beeinflusst. Der Gesamtwassergehalt der Zelle und die 45 dB_Z -Echotophöhe sind höher für Gewittergruppenpfade, die eine Geländehöhe mit einem 95. Perzentil von 1000 m Höhe überzogen haben als für Gewittergruppenpfade, die über ein Gelände mit niedrigeren Höhen hinweggezogen sind. Der erhöhte Gesamtwassergehalt und die erhöhte 45 dB_Z -Echotop Höhe lassen vermuten, dass im Bergland, im Vergleich zum Flachland, die konvektiven Gebilde eine höhere vertikale und vielleicht auch horizontale Ausdehnung erreichen und der Niederschlag auf eine größere Fläche verteilt wird oder länger andauert. Allerdings sind der Einfluss von Orographie und Zuggeschwindigkeit auf die Intensität der Gewittergruppenpfade klein. Entscheidend für die maximale Gewitterstärke ist die Lebensdauer der Gewittergruppenpfade.

Wie verlaufen die Zugbahnen der Gewitter? Wo gibt es besonders viele starke und schwere Gewitter?

Die meisten Gewittergruppenpfade werden in den Initiierungsregionen und in der direkten Umgebung der Radare detektiert. In Radarnähe sind Messungen weniger durch die Dämpfung beeinflusst. Außerdem ist die räumliche Auflösung der Radarmessung feiner. Das bedeutet, es wird über kleinere Volumina gemittelt, wodurch die Chance wächst, dass einer der Schwellenwerte im Algorithmus überschritten wird und ein Gewitter mit geringeren Reflektivitäten gefunden wird. Dadurch ist die Anzahl der detektierten Gewittergruppenpfade eine Funktion des Radarabstands. Werden nur noch Gewittergruppenpfade betrachtet, während sie eine schwere oder starke Intensität haben, ist die räumliche Verteilung von den Initiierungsregionen und den Radarstandorten entkoppelt. Im Bereich des oberen Neckartals, des Donautals und im Umfeld der Schwäbischen Alb werden starke und schwere Abschnitte von Gewittergruppenpfaden erwartet.

8. Zusammenfassung

penpfaden am häufigsten beobachtet. Jedoch ist die räumliche Variabilität hoch. Im Untersuchungsgebiet herrscht meist eine südwestliche Höhenströmung. Stromauf von Neckartal und Schwäbischer Alb werden die meisten Gewittergruppen initiiert, wodurch die höhere Anzahl an intensiven Gewittergruppenpfaden die direkte Folge einer höheren Gesamtanzahl an Gewittergruppenpfaden sein könnte. Jedoch erreicht die relative Häufigkeit von starken bis schweren Intensitäten, bezogen auf die Gesamtzahl der Gewitter, die höchsten Werte im südlichen Bereich der Schwäbischen Alb, im Bereich des Donautals, im oberen Neckartal und im Alpenvorland. Somit sind die Maxima in der räumlichen Verteilung der starken und schweren Gewittergruppenpfadabschnitte zum einen ein Resultat aus den Hauptentstehungsregionen von Gewittern und der Hauptwindrichtung. Zum anderen findet aber auch eine häufige Intensivierung der Gewittergruppenpfade statt, bevor sie die südliche Schwäbische Alb, das Neckartal, das Donautal oder das Alpenvorland erreichen.

Wie ist mittels Multi-Doppler Verfahren eine zuverlässige Messung des horizontalen Winds in konvektiven Bedingungen möglich?

Das Windfeld in der Umgebung von Gewittern hat nicht nur einen Einfluss auf die Initiierung von Gewittern, sondern kann auch die weitere Entwicklung und Intensivierung prägen. Bereits in anderen Studien konnte gezeigt werden, dass die Berechnung von Windfeldern basierend auf Doppler-Radar-Messungen Potential hat, die kinematische Struktur und Entwicklung von Stürmen zu beobachten (Cha and Bell, 2021). In dieser Arbeit liegt für das Jahr 2021 ein heterogener Datensatz von sieben Radaren mit unterschiedlichen Datenqualitäten vor. Da bereits existierende Multi-Doppler Algorithmen nicht ohne Weiteres auf einen Datensatz, welcher Geschwindigkeitsfaltungen und Messunsicherheiten beinhaltet, anwendbar ist, wird im Rahmen dieser Arbeit ein neuer Multi-Doppler Algorithmus zur Bestimmung des horizontalen Windfelds im Inneren und in der direkten Umgebung von Konvektion entwickelt. Der neue Algorithmus ist in der Lage, automatisiert Faltungen und Messunsicherheiten in Radar-gemessenen Radialgeschwindigkeiten zu beheben. Mit dem Multi-Doppler Algorithmus kann das horizontale Windfeld, aber auch Konvergenz und Rotation mit einer horizontalen und vertikalen Auflösung von 500m, sowie einer zeitlichen Auflösung von fünf Minuten bestimmt werden (Abb. 8.1c). Aufgrund der Orographie und der Positionen der Radare sind Messungen erst ab einer Höhe von 2000m ü. NN möglich. Die mittels des neu entwickelten Multi-Doppler Algorithmus berechneten horizontalen Windkomponenten werden mit einem neuartigen Validierungsansatz über zweieinhalb Monate an fünf Standorten mit Lidarmessungen validiert (Abb. 8.1d). Mit 52404 Datenpunkten stellt dieser Vergleich den größten bisher in einer Multi-Doppler Evaluation verwendeten Messdatensatz dar und umfasst Messungen in zahlreichen unterschiedlichen konvektiven Systemen. Obwohl die beiden Messgeräte die Radialgeschwindigkeiten an unterschiedlichen Streuern messen und der Vergleich an den Grenzen der Messbereiche der beiden Geräte stattfindet, wird eine hohe Übereinstimmung der Windkomponenten beobachtet. Die mittels Multi-Doppler bestimmte Windgeschwindigkeit hat einen mittleren absoluten Fehler von 1.43 m s^{-1} , einen Bias von -0.04 m s^{-1} und einen linearen orthogonalen Regressionsfit von $ws_{Radar} = 1.02 \cdot ws_{Lidar} - 0.22 \text{ m s}^{-1}$

(Abb. 8.1d). Die Validierung gibt Einblicke in die Unsicherheiten des Multi-Doppler Algorithmus. Die Qualität des Multi-Doppler Windfelds hängt unter anderem vom Ort, der Höhe, der am Lidar gemessenen Vertikalgeschwindigkeit, der Windgeschwindigkeit und der Radarreflektivität ab.

Welche Einblicke erlaubt Multi-Doppler in das Windfeld in konvektiven Systemen?

Um das Zusammenspiel zwischen Dynamik und Intensivierung von konvektiven Systemen zu untersuchen, wird mittels Multi-Doppler das horizontale Windfeld in den konvektiven Systemen berechnet. Der neu entwickelte Multi Doppler Algorithmus wird auf eine Superzelle am 23. Juni 2021 und eine Multizelle am 17. Juni 2021, die während der Messkampagne Swabian MOSES beobachtet wurden, angewendet. Aus dem horizontalen Wind abgeleitete Größen wie die Konvergenz und Rotation können für konvektive Ereignisse plausibel nachverfolgt werden. Die Kombination des mittels Multi-Doppler berechneten horizontalen Winds und der abgeleiteten Konvergenz, Blitzmessungen und weiteren Radarmessung wie z.B. der Reflektivität gibt Auskunft über die Struktur und die Organisationsform von Konvektion. Wie bei Schmidt et al. (2012); Zhang et al. (2017); Wang et al. (2018); Boerner (2022) kann gezeigt werden, dass Blitze meist an Orten, an denen in der unteren Troposphäre Konvergenz gemessen wird, auftreten.

Welche dynamischen Bedingungen gehen mit einer Intensivierung von Gewittern einher?

Die Intensivierung von Gewittern kann an verschiedenen Parametern gemessen werden. Beispiele sind eine Zunahme der Reflektivität, Echotophöhe, Niederschlagsintensität oder Blitzrate. Deshalb ist es schwer zu definieren, wann eine Intensivierung der gesamten Zelle stattfindet. Während die Superzelle erst gegen Ende ihrer Lebensdauer das Maximum des 95. Perzentils der Reflektivität, der 45 dB_Z-Echotophöhe, dem Wassergehalt und der Blitzrate erreichte, wurden bei der Multizelle bereits in den ersten 15 Minuten der Lebensdauer das Maximum des 95. Perzentils der Reflektivität, des Wassergehalts und der Niederschlagsintensität beobachtet. Die höchste Niederschlagsintensität wurde bei der Superzelle circa in der Mitte des von TRACE3D verfolgten Lebenszyklus gemessen. Bei beiden Fallstudien kann beobachtet werden, dass vor der Zunahme des 95. Perzentils der Reflektivität, 45 dB_Z-Echotophöhe und Zuggeschwindigkeit auch eine Zunahme der mittleren Konvergenz, gemittelt bis in eine Höhe von 5 km, gemessen wurde. Während der Zunahme von Reflektivität, 45 dB_Z-Echotophöhe und Zuggeschwindigkeit nimmt die Konvergenz meist ab. Die Zunahme der Reflektivität könnte eine zeitverzögerte Folge kurz andauernder Intensivierungen der Zelle sein, die sich durch eine Zunahme der Konvergenz zeigen. Wenn die Reflektivität ansteigt, bedeutet das, dass sich mehr oder größere Hydrometeore in der Wolke befinden, die dann wiederum der Konvergenz entgegenwirken können. Es können weitere Wechselwirkungen zwischen Konvergenz und Niederschlagsintensität, sowie der Blitzrate festgestellt werden: Vor einem starken Anstieg der Blitzrate wird meist eine Zunahme der mittleren Konvergenz bis in eine Höhe von 5 km im Umkreis des Zellkerns beobachtet. Jedoch wird bei einem starken Anstieg der Konvergenz nicht immer ein Anstieg der Blitzrate festgestellt. Dies zeigt, dass die Konvergenz zwar Zelleigenschaften wie z.B. Reflektivität, 45 dB_Z-Echotophöhe oder Blitzrate beeinflusst und mit ihnen wechselwirken

8. Zusammenfassung

kann, aber dass auch andere Umgebungsbedingungen auf die Zelle und deren Entwicklung einwirken. Die Blitzrate wird z.B. auch durch CAPE, Luftdruck auf Meereshöhe, relative Feuchte in der mittleren Troposphäre, Konzentration von Wolkenkondensationskernen, die vertikale Windscherung und Vereisungsprozesse in der Gewitterwolke beeinflusst (Wang et al., 2018; Solomon and Baker, 1998).

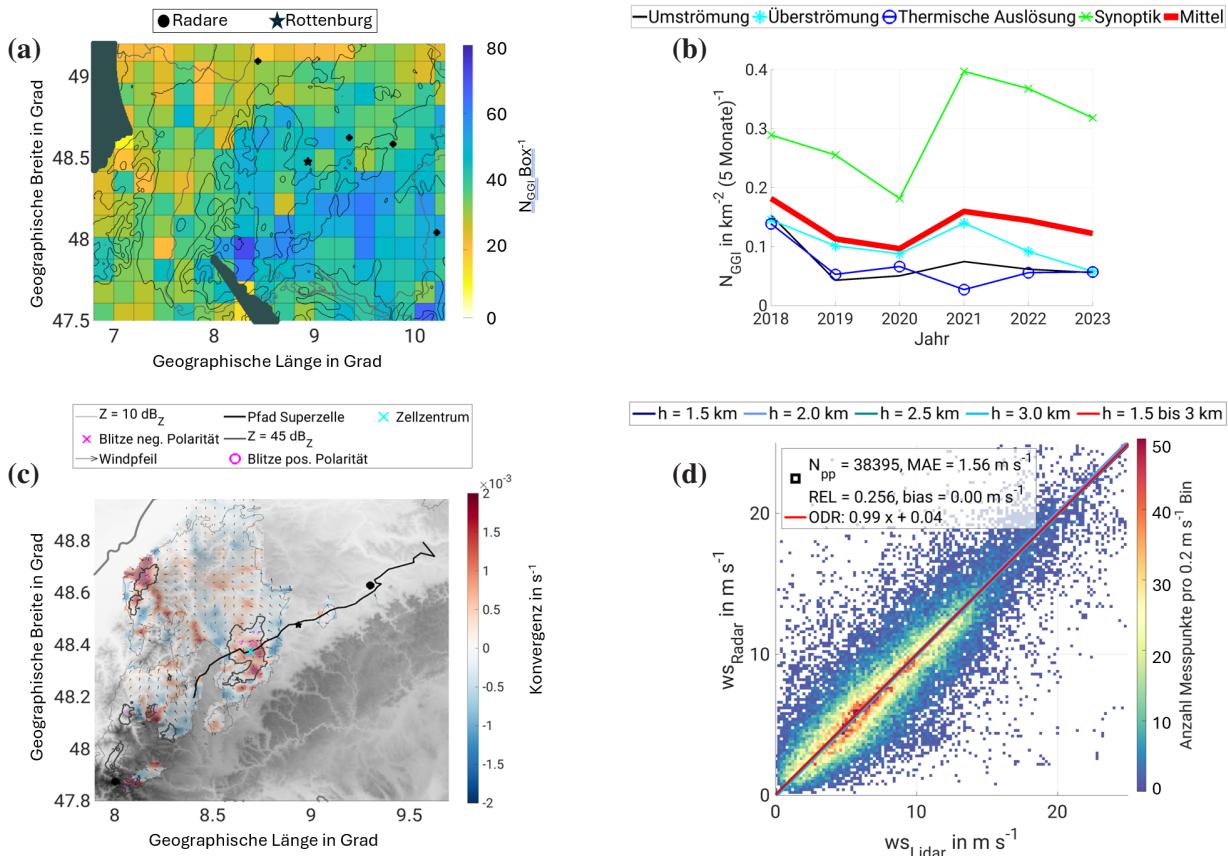


Abb. 8.1.: Anzahl an Gewittergruppeninitiierungen N_{GGI} pro Box mit einer Fläche von 225 km^2 (a). Jahressummen der Gewittergruppeninitiierungen im gesamten Untersuchungsgebiet unterteilt nach den vier Auslösemechanismen (b). Mit dem Multi-Doppler Algorithmus ermittelte Konvergenz am 23. Juni 2021, 15:00 UTC in einer Höhe von 2500 m (c). Validierung der durch den Radar Multi-Doppler Algorithmus ermittelten Windgeschwindigkeit ws_{Radar} mit Windgeschwindigkeitsmessungen der Lidare ws_{Lidar} in verschiedenen Höhen (d).

Ausblick

Die in dieser Arbeit erstellte Gewitterklimatologie gibt Einblicke in die räumliche und zeitliche Verteilung von Gewittergruppeninitiierungen und Gewitterentwicklungen in Südwestdeutschland im Sommer. Das Wissen, in welchen Gegenden und zu welchen Zeiten besonders häufig mit starker Konvektion zu rechnen ist, kann Katastrophenschutzbehörden dabei helfen, Vorbereitungen zu treffen. Die Kenntnis über die Klimatologie von Gewittern kann zu einer besseren Vorhersagbarkeit von Gewittern beitragen (Schneider and Dean, 2008). In der Zukunft könnte die hier erstellte Gewitterklimatologie um weitere Jahre erweitert werden oder für einen Vergleich mit zukünftigen Verteilungen verwendet werden, um Trends zu bestimmen. Es konnten Umgebungsbedingungen identifiziert werden, die besonders günstig

tig für eine Entwicklung von schweren Gewittern sind. Diese Kenntnis könnte bei einer frühzeitigeren Abschätzung der maximalen Intensität der Gewitter helfen und zu genaueren Warnungen führen. Die neue Fuzzylogik Klassifizierung der Gewitterauslösemechanismen anhand von Umgebungsbedingungen kann auch an anderen Orten angewendet werden und könnte um weitere Mechanismen erweitert werden. Erste Versuche, Auslösemechanismen unter der Verwendung der höher aufgelösten CERRA Reanalysen zu klassifizieren, haben Potential gezeigt, bestehende Unsicherheiten zu verkleinern. Auch Versuche mit zeitlich und räumlich noch höher aufgelösten Modelldaten wie z.B. ICON oder der neuen hochauflösten ICON-DREAM Reanalyse könnten weitere Einsichten in die Mechanismen von Gewitterinitierungen liefern. Der Algorithmus könnte validiert werden, indem die automatisch klassifizierten Auslösemechanismen händisch überprüft werden. Langfristig könnte auch ein KI-Modell auf Grundlage des Fuzzylogik Algorithmus zur Klassifizierung der Auslösemechanismen trainiert werden.

Der neu entwickelte Multi-Doppler Algorithmus erlaubt neue Einblicke in die Dynamik von Gewittern und ist der erste Algorithmus, der in der Lage ist, automatisiert mit Radarmessungen unterschiedlicher Qualität umzugehen. Der Algorithmus wurde mit Messungen validiert und an Beispielen getestet. Er ist in der Lage das horizontale Windfeld und Konvergenzen in der Umgebung von Gewittern zu berechnen. Fischer et al. (2024) schreiben, dass es dringend notwendig ist, simulierte dynamische Prozesse in realen Superzellen über ein breites Spektrum von Fällen und Geländetypen zu validieren. Dies ist mit Hilfe des Algorithmus möglich. Spannend wäre es, den Multi-Doppler Algorithmus auf einen langen Zeitraum anzuwenden und eine statistische Untersuchung dynamischer Zellentwicklungen durchzuführen. Selbst wenn in einer Region der benötigte Basisdatensatz der DWD Radare nicht verfügbar ist, könnte der Algorithmus so erweitert werden, dass für die Erstellung des Hintergrunds Modelldaten (z.B. ICON) verwendet werden. In der Zukunft könnte das horizontale Multi-Doppler Windfeld als zusätzliches Werkzeug in der Kurzfristvorhersage eingesetzt werden. Eine Anwendung des Multi-Doppler Algorithmus auf Radialgeschwindigkeiten von Klarluftechos könnte Einblicke in präkonvektive Bedingungen liefern. Außerdem könnte der Algorithmus unter der Verwendung von Kontinuitätsannahmen für eine Berechnung des Vertikalwinds erweitert werden und mit Ergebnissen von existierenden dreidimensionalen Multi-Doppler Algorithmen verglichen werden.

Abschließend leistet diese Arbeit einen Beitrag zu einem besseren Verständnis von der Entstehung und der weiteren Entwicklung von hochreichender Konvektion in Südwestdeutschland im Sommer. Außerdem haben die hier entwickelten Methoden Potential auf andere Regionen und Fälle angewendet zu werden, um weitere Erkenntnisse über die Initiierung und Entwicklung von Gewittern zu gewinnen.

A. Anhang

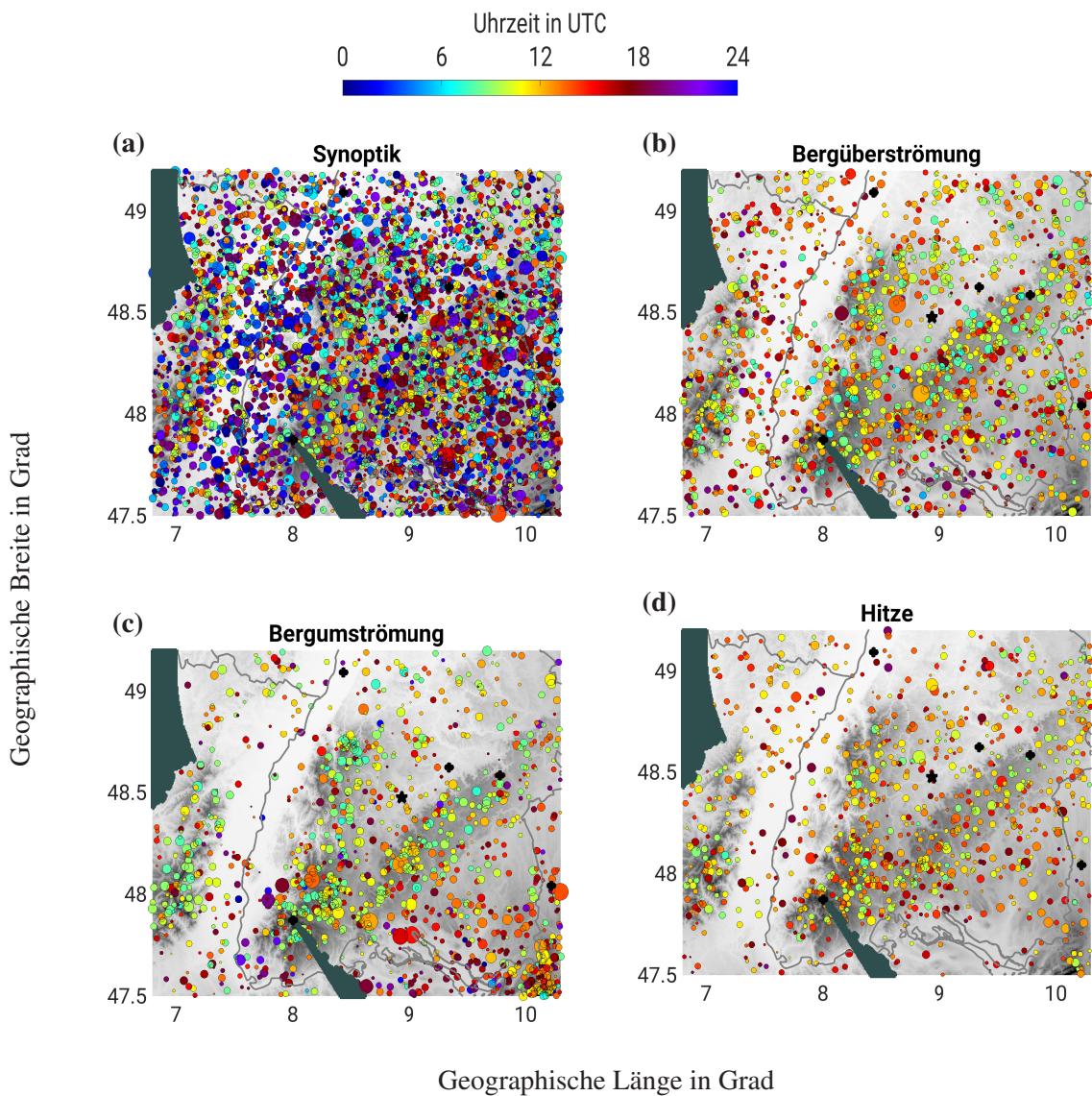


Abb. A.1.: Wie Abbildung 5.12, nur dass die Gewittergruppeninitiierungspunkte mittels des ERA5 850 hPa Winds um eine Stunde stromauf ihres von TRACE3D detektierten Initiierungsorts verschoben wurden.

Übersicht der intensiven Beobachtungsperioden (IOPs) der Messkampagne Swabian MOSES

Obwohl die Voraussetzungen für hochreichende Konvektion nicht vielversprechend waren, wurde am 10. Mai für einen Tag die **erste IOP** durchgeführt. Diese diente zu Testzwecken des Kampagnenablaufs und der Instrumentierung. Am 10. Mai befand sich das Untersuchungsgebiet in einer mäßig warmen, südwestlichen Grundströmung, östlich eines Höhentrogs, dessen Achse von Portugal nach England verlief. Das Zentrum des zugehörigen Atlantiktiefdruckgebiets, dessen Kaltfront an der Deutsch-Französischen Grenze stagnierte, lag über Nordirland. Die daraus resultierende großräumige Hebung führte zu überwiegend wolkigem, aber trockenem Wetter im Untersuchungsgebiet.

Während der **zweiten IOP**, die vom 2. Juni bis zum 5. Juni stattfand, befand sich das Untersuchungsgebiet im Einflussbereich eines Höhenrückens. Über Skandinavien dominierte ein blockierendes Hochdruckgebiet, sodass sich während der IOP nur wenig an der großräumigen Wetterlage änderte. Bodennah verlief von Spanien bis nach Westdeutschland eine flache Tiefdruckrinne, die labile, feuchtwarme Luftmassen in der unteren Troposphäre über Westdeutschland mit sich brachte. Durch die schwachen Luftdruckgegensätze in Mitteleuropa, geringe vertikale Windscherung und dem Fehlen von großräumigen, dynamischen Hebungsantrieben, wurde während dieser IOP meist isolierte und wenig organisierte Konvektion beobachtet, die meist durch orographische Effekte ausgelöst wurde. So konnte vor allem östlich des Schwarzwaldes Schauer- und Gewitterbildung beobachtet werden, obwohl die thermodynamischen Bedingungen weiter westlich in der Rheinebene noch günstiger waren. Durch die geringen Luftdruckunterschiede in Mitteleuropa, verlagerten sich die Gewitter nur langsam nach Nordosten, wodurch es durch stationäre, starke Niederschläge lokal zu Überschwemmungen kam. In Leonberg bei Stuttgart wurde am 04.06.2021 eine 24 Stunden Niederschlagssumme von 54 mm gemessen. Außerdem befand sich am 04.06.2021 eine hochreichende, stationäre Zelle über dem Murgtal. Während IOP 2 wurden zusätzliche Messungen mit Radiosonden und dem kosmischen Neutronensensor durchgeführt.

Die **dritte IOP** fand am 9. und 10. Juni statt. Zu dieser Zeit änderte sich die großräumige Druckverteilung von einem Skandinavischen Blocking zu einem zonalen Regime (Grams et al., 2017). Das Untersuchungsgebiet befand sich vorderseitig eines Azorenhochrückens in einer konvektionsgünstigen, labilen, mäßig warmen, feuchten Luftmasse. Es gab weder dynamische Hebungsantriebe, noch wurde Hebung in der Höhe unterdrückt, sodass Konvektion hauptsächlich durch Einstrahlung und orographische Effekte östlich des Schwarzwaldes und im Stuttgarter Becken ausgelöst wurde. Auf Grund von geringer vertikaler Windscherung war die Konvektion überwiegend isoliert und wenig organisiert. Dennoch gab es hochreichende Konvektion und es bestand die Möglichkeit eines overshooting top Events, sodass während dieser IOP Sonden zur Bestimmung des Wasserdampfs in der unteren Stratosphäre gestartet wurden. Das über Mitteleuropa liegende Hochdruckgebiet "Xenia" führte zu einer schwachen, nordöstlichen Grundströmung. Da die Luftdruckgegensätze nur gering waren, hatte dies erneut eine geringe Zuggeschwindigkeit der Gewitter zur Folge, wodurch es lokal zu Überschwemmungen kam. In Haiger-

loch wurde am 10.06.2021 eine 24h Niederschlagssumme von 42 mm gemessen. So wurden neben den Radiosondenaufstiegen auch noch Wasserproben an Ammer und Steinlach, zur Bestimmung von gelösten Schadstoffen während eines Hochwasser-Events, entnommen.

Nur kurze Zeit nach IOP4 wurde **IOP 5** ausgerufen. Sie startete am 28. Juni und endete am 30. Juni. Zu dieser Zeit bestimmte ein europäisches Blocking die großräumige Druckverteilung. Das Untersuchungsgebiet lag in einer südwestlichen Grundströmung an der Ostflanke eines über Frankreich liegenden cut-off Höhentiefs, welches nur langsam nach Osten vordrang. Gegen Abend erreichte ein Kurzwellentrog das Untersuchungsgebiet, welches einen zusätzlichen Hebungsantrieb darstellte. Am 29.06.2021 bildete sich bodennah von der Schweiz bis nach Niedersachsen eine Tiefdruckrinne aus. Gegen Mittag passierte die zugehörige Kaltfront das Untersuchungsgebiet. Zusammen mit einer feucht warmen Luftmasse mit Temperaturen von bis zu 17 °C in 850hPa, einem integrierten Wassergehalt von bis zu 40 mm bei Rottenburg und einer vertikalen Windscherung bis 20 m s^{-1} innerhalb der unteren 6 km der Atmosphäre waren gute Voraussetzungen für organisierte, hochreichende Konvektion gegeben. Am 28.06.2021 kam es zur Schauer- und Gewitterbildung zunächst über und später östlich des Schwarzwaldes. Gegen Nachmittag entstand eine neue Gewitterzelle circa 20 km südwestlich von Rottenburg. Außerdem wurde erneut eine Superzelle mit Hagel und Starkniederschlag im Untersuchungsgebiet beobachtet. Diese verursachte kleine Sturzfluten im Einzugsgebiet der Ammer und Steinlach. Am darauf folgenden Tag zog mit einer Kaltfront linienhaft organisierte Konvektion über das Untersuchungsgebiet hinweg. An beiden Tagen gab es lokal Starkniederschläge und Überflutungen, südwestlich von Reutlingen wurde am 28.06.2021 eine 24h Niederschlagssumme von 85 mm gemessen. Auch während dieser IOP wurden alle verfügbaren Zusatzmessungen durchgeführt.

Die **IOP 6** fand am 12. und 13. Juli während eines Übergangs von einem Skandinavischen Blocking zu einem Europäischen Blocking statt. Dabei nährte sich von Westen ein Langwellentrog, dessen Zentrum zunächst über der Biskaya lag, Deutschland an. Vorderseitig des Langwellentrogs befand sich mit Zentrum über Norddeutschland das Bodentief "Bernd". Dessen wellende Kaltfront passierte das Untersuchungsgebiet in der Nacht vom 12. auf den 13. Juli und ersetzte die Subtropikluft durch kühtere, trockene Luftmassen. Die besten Bedingungen für Konvektion waren mit feuchten, mäßig warmen Lustmassen in der unteren Troposphäre am 12. Juli gegeben. Durch die Lage des Höhentroges und des Bodentiefs waren dynamische Hebungsantriebe vorhanden. Trotz ausreichenden CAPE Werten von bis zu 1000 J/kg und Windscherungen bis zu 15 m s^{-1} innerhalb der unteren 6 km der Atmosphäre kam es im Bereich des oberen Neckartals lediglich zu stratiformen Regen. Am Abend wurden einzelne Schauer und Gewitter über dem Schwarzwald beobachtet, welche lokal bis zu 50 mm Niederschlag innerhalb von 24h verursachten.

Die **siebte und letzte IOP** wurde am 24. und 25. Juli durchgeführt. Im Gegensatz zu den zu vorigen IOPs gab es in dieser Zeit kein ausgeprägtes Wetterregime. Das Untersuchungsgebiet lag in einer energiereichen ($\Theta_E(850\text{hPa}) > 55^\circ\text{C}$), feucht warmen Luftmasse vorderseitig eines Höhentroges, dessen zugehöriges Höhentief entlang des Ärmelkanals nach Westen wanderte. Hinzu kam die Passage von

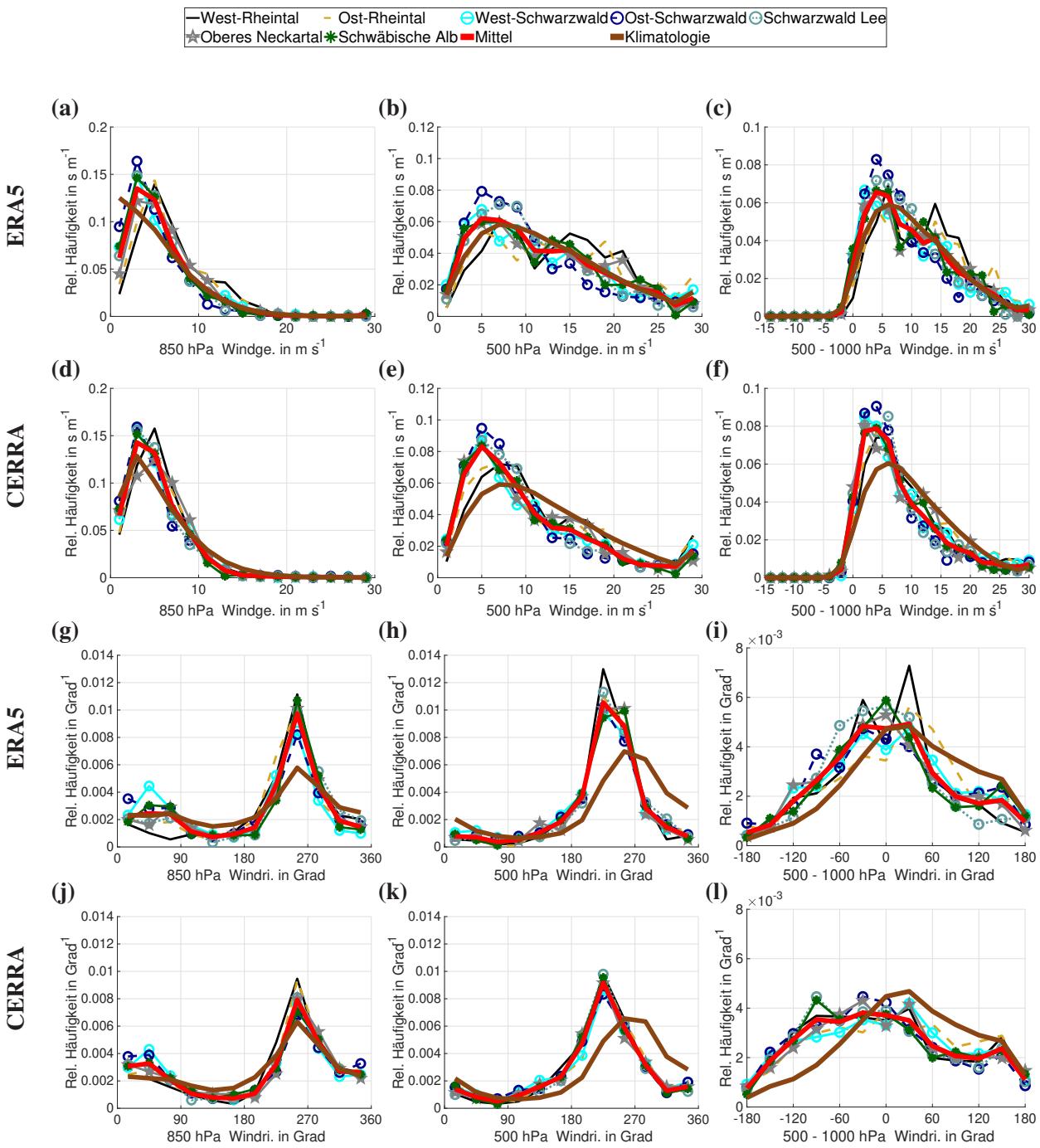
zwei Kurzwellentrögen, die weitere dynamische Hebungsantriebe darstellten. Am Abend des 24. Juli und am Mittag des 25. Juli befanden sich von Südwest nach Nordost ausgerichtete Konvergenzlinien über dem Untersuchungsgebiet. Trotz dieser konvektionsgünstigen Gegebenheiten blieb hochreichende Konvektion an diesen beiden Tagen im Untersuchungsgebiet bis auf einzelne, isolierte Gewitter östlich des Schwarzwaldes aus. Am 24.07 lag der Konvektionsschwerpunkt im Norden von Baden-Württemberg und im Alpenraum. Am 25.07 beschränkten sich die Gewitter nur noch auf den Alpenraum. Während dieser IOP 7 transportierte eine Südwestströmung erneut erhebliche Mengen an Saharastaub in die Atmosphäre über Süddeutschland. Gründe für das Ausbleiben der Konvektion könnten die mangelnde solare Einstrahlung und die hohen CIN Werte gewesen sein.

Tab. A.1.: Anzahl an Gewittergruppeninitierungen N_{GGI} , Gewittergruppenpfadinitierungen N_{GGPI} und Tagen mit Gewittergruppeninitierungen N_{GT} für die verschiedenen Teilgebiete (Abb. 4.1, Tab. 4.1).

	N_{GGI} in 1000 km^{-2} (5 Monate) $^{-1}$	N_{GGPI} in 1000 km^{-2} (5 Monate) $^{-1}$	N_{GT} in (5 Monate) $^{-1}$
Westliches Rheintal	24	281	27
Östliches Rheintal	24	352	27
Westlicher Schwarzwald	32	448	33
Östlicher Schwarzwald	37	475	36
Schwarzwald Lee	33	418	37
Oberes Neckartal	28	368	31
Schwäbische Alb	39	459	38
Durchschnitt	31	400	33

Tab. A.2.: Eigenschaften von Gewittergruppenpfaden, die in dem jeweiligen Teilgebiet (Abb. 4.1, Tab. 4.1) initiiert wurden.

	Mittlere Pfadgeschwindigkeit in m s^{-1}	Mittlere Pfadlebensdauer in Minuten	Mittlere Pfadlänge in km	Mittleres 95. Perzentil Reflektivität Pfad in dB_Z
Westliches Rheintal	11.9	31	26.3	46.3
Östliches Rheintal	12.4	30	26.8	46.3
Westlicher Schwarzwald	11.5	29	25.1	56.0
Östlicher Schwarzwald	10.6	31	26.1	46.3
Schwarzwald Lee	10.9	34	28.7	46.7
Oberes Neckartal	11.4	33	29.0	46.5
Schwäbische Alb	10.7	33	26.9	46.7
Durchschnitt	11.3	32	27.0	46.4



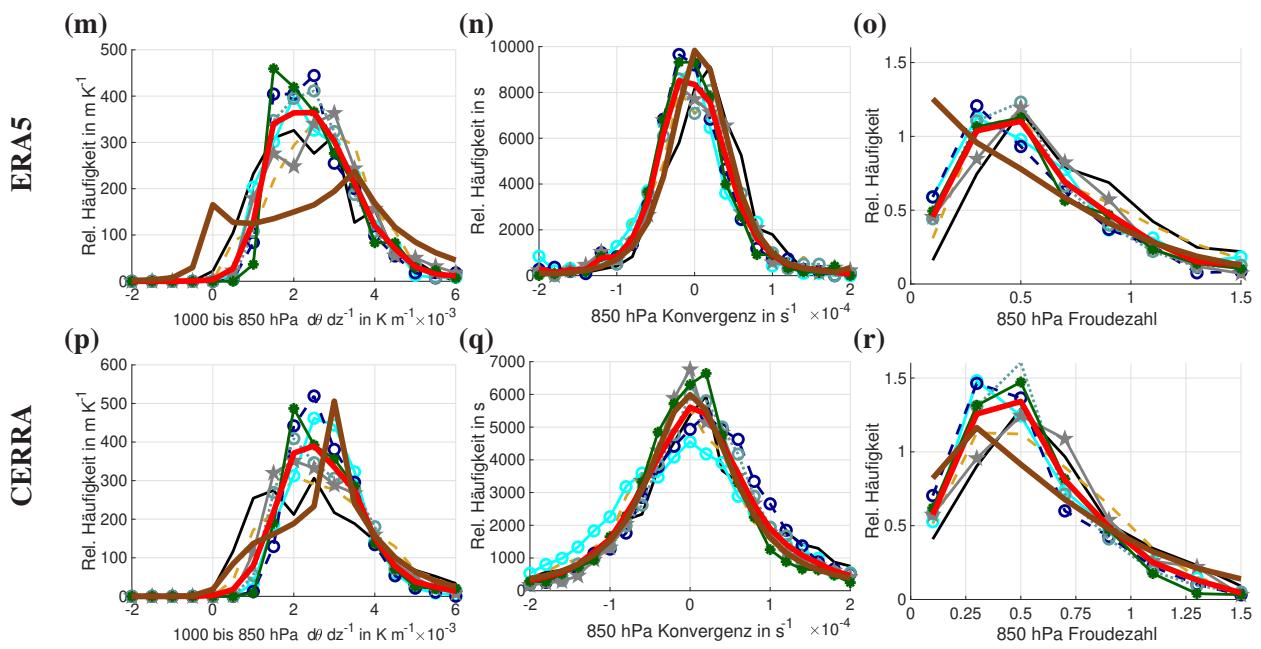


Abb. A.1.: Wie Abb. 5.9 nur im Vergleich zwischen ERA5 und CERRA Umgebungsbedingungen

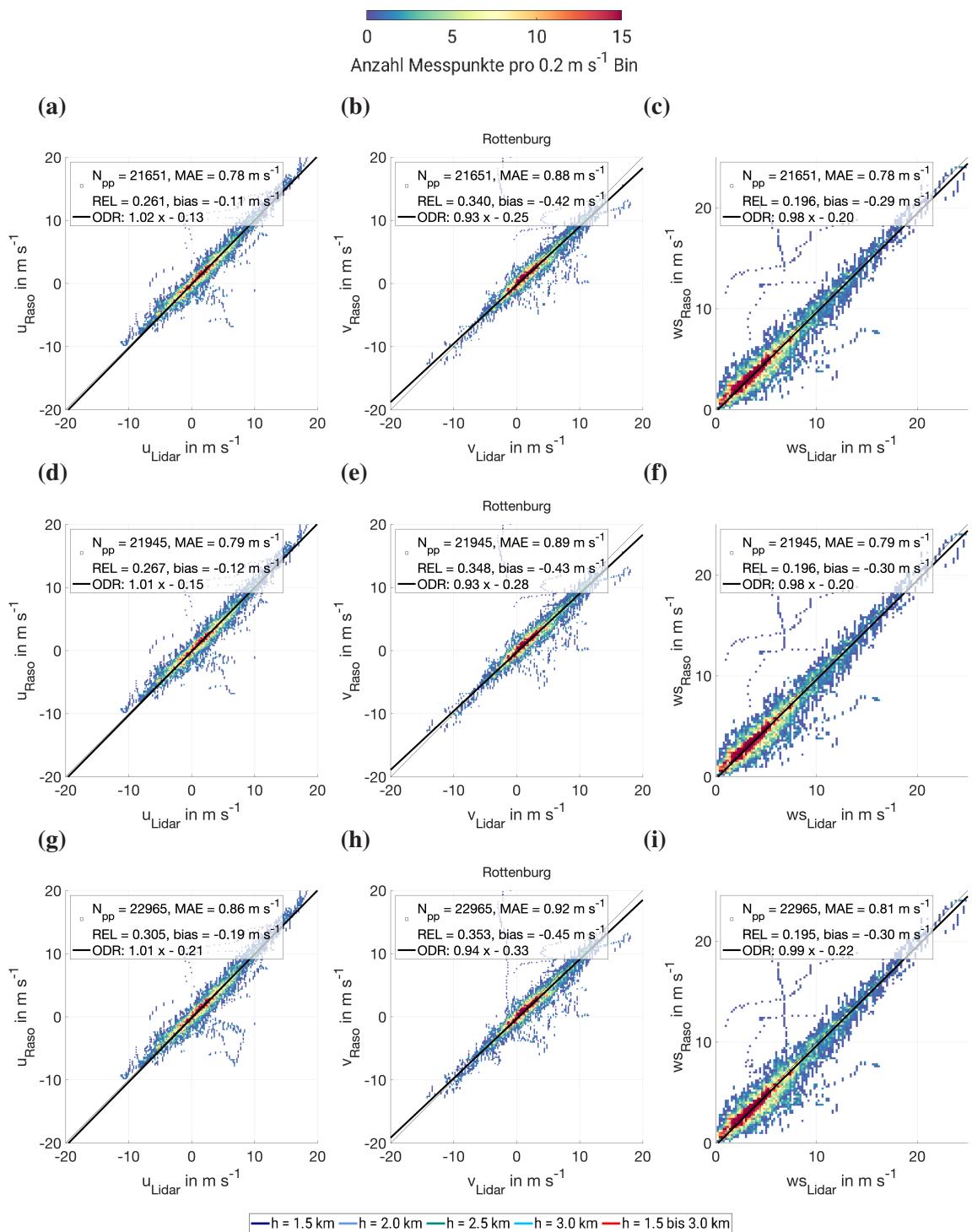


Abb. A.2.: Validierung der horizontalen Windkomponenten des Lidars (u_{Lidar} , v_{Lidar} , ws_{Lidar}) in Rottenburg mit Radiosondenaufstiegen bei Vertikalwindgeschwindigkeitsbeträgen bis 2 m s^{-1} (a, b, c), 3 m s^{-1} (d, e, f) und 10 m s^{-1} (g, h, i). Dabei sind u , v die horizontalen Windkomponenten und ws die Windgeschwindigkeit. N_{pp} gibt die Anzahl an Messwerten an, MAE den mittleren absoluten Fehler, REL den relativen root mean square Fehler, $bias$ den Bias und ODR beschreibt die Geradengleichung der orthogonalen linearen Regression (Boggs and Rogers, 1990). Abbildung wurde von Dr. Philipp Gasch erstellt und zur Verfügung gestellt.

Tab. A.3.: Übersicht aller Swabian MOSES IOPs mit den folgenden Spalten: Zeitraum, Wetterregime (Grams et al., 2017), Dynamische Antriebe, Grundströmung, Niederschlag, Konvektion, Charakteristiken, Besonderheiten und zusätzlichen Beobachtungen. Für diese wurden Radiosonden (RS), Payloads (PL), Swarm Sonden (Sw), ein Cosmic Ray Rover (CRR), Wasserproben (WP), Flugzeugre (Air), und Aerosol Filter Proben (AFP) verwendet. Jede IOP begann um 00:00 und endete um 23:59 UTC (Kunz et al., 2022).

IOP Zeitraum	Wetterregime	Dynamischer Antrieb	Grundströmung	Niederschlag	Konvektion	Charakteristiken	Besonderheiten	Zusätzliche Beobachtungen
1 10.- Mai	Atlantischer Trog	Trog vorderseitig	SW	Überwiegend trocken	Stratiform Isoliert, Starkregen	Mäßig warme Luftmasse	Test IOP	RS, CRR
2 2.- 5. Juni	Europäisches Blocking	Nein	SW	Lokaler Starkregen	unorganisiert, 6 km bis 9 km hoch	Warme, feuchte Luftmasse; bodennah geringe Luftdruckgegensätze	Lokale Hochwasser vor allem Raum Stuttgart	RS, CRR
3 9.- 10. Juni	Zonales Regime	Nein	NO	Lokaler Starkregen	Isoliert, >10 km hoch	Mäßig warme, feuchte Luftmasse; bodennah geringe Luftdruckgegensätze	Overshooting top Event; lokale Hochwasser	RS, PL, WP
4 17.- 24. Juni	Europäisches Blocking	Konvergenzlinie, SW Frontpassage, Kurzwellen-troge, Trog vorderseitig	SW	Starkregen, Hagel	Unorganisiert, organisiert, >10 km hoch	Zunächst heiße, feuchte Luftmasse, dann feucht warm	Superzelle passiert Rottenburg, Sahara Staub	RS, Sw, PL, CRR, WP, Air, AFP
5 28.- 30. Juni	Europäisches Blocking	Trog vorders., Kurzwellentrog, Kaltfront-passage	SW	Starkregen, Hagel	Unorganisiert, organisiert (Linie), >10 km hoch	Warme, feuchte Luftmasse	Hochwasser Ammer/ Steinlach, Neubildung Gewitter SW von RB Non case	RS, Sw, PL, AFP
6 12.- 13. Juli	Skandinavisches, Europ. Blocking	Trog vorderseitig, Bodentief mit Kaltfrontpassage	SW	Stratiform	Unorganisiert, einzelne Gewitter im Schwarzwald	Feuchte, mäßig warme Luftmasse, dann kühl, trocken		
7 24.- 25. Juli	Kein dom. Keintes Wetterregime	Trog vorderseitig, Kurzwellen-troge, Konvergenz.	SW	Schauer	Isoliert, überwiegend außerhalb Unter-suchungsgebiet	Energiereiche, feucht warme Luftmasse	Sahara staub, Hagelunwetter Reutlingen 26. Juli (keine IOP)	RS, Sw, AFP

Literaturverzeichnis

- Abulikemu, A., J. Ming, X. Xu, X. Zhuge, Y. Wang, Y. Zhang, S. Zhang, B. Yu, and M. Aireti, 2020: Mechanisms of convection initiation in the southwestern Xinjiang, northwest China: A case study. *Atmosphere*, **11** (12), e1335.
- Adler, B., N. Babić, N. Kalthoff, A. Wieser, et al., 2021: CROSSINN (Cross-valley flow in the Inn Valley investigated by dual-Doppler lidar measurements)-KITcube data sets [CHM 15k, GRAW, HATPRO2, Mobotix, Photos]. *KITopen*.
- Adler, R. F. and D. D. Fenn, 1979: Thunderstorm intensity as determined from satellite data. *Journal of Applied Meteorology (1962-1982)*, **18** (4), 502–517.
- Allen, J. T. and E. R. Allen, 2016: A review of severe thunderstorms in Australia. *Atmospheric research*, **178**, 347–366.
- Allen, J. T. and D. J. Karoly, 2014: A climatology of Australian severe thunderstorm environments 1979–2011: inter-annual variability and ENSO influence. *International Journal of Climatology*, **34** (1), 81–97.
- Allen, J. T., D. J. Karoly, and G. A. Mills, 2011: A severe thunderstorm climatology for Australia and associated thunderstorm environments. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, **61** (3), 143–158.
- Augenstein, M., 2025: Variabilität, Trends und serielles Clustering schwerer Gewitterereignisse im Bezug zu großräumigen atmosphärischen Bedingungen. Ph.D. thesis, Karlsruhe Institute of Technology.
- Bae, J.-H. and K.-H. Min, 2022: Forecast characteristics of radar data assimilation based on the scales of precipitation systems. *Remote Sensing*, **14** (3), e605.
- Baidu, M., J. Schwendike, J. H. Marsham, and C. Bain, 2022: Effects of vertical wind shear on intensities of mesoscale convective systems over West and Central Africa. *Atmospheric Science Letters*, **23** (8), e1094.
- Banta, R. M. and C. B. Schaaf, 1987: Thunderstorm genesis zones in the Colorado Rocky Mountains as determined by traceback of geosynchronous satellite images. *Monthly Weather Review*, **115** (2), 463–476.

Barthlott, C., R. Burton, D. Kirshbaum, K. Hanley, E. Richard, J.-P. Chaboureau, J. Trentmann, B. Kern, H.-S. Bauer, T. Schwitalla, et al., 2011: Initiation of deep convection at marginal instability in an ensemble of mesoscale models: a case-study from COPS. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137 (S1)**, 118–136.

Barthlott, C., B. Czajka, M. Kunz, H. Saathoff, H. Zhang, A. Böhmländer, P. Gasch, J. Handwerker, M. Kohler, J. Wilhelm, et al., 2024: The impact of aerosols and model grid spacing on a supercell storm from Swabian MOSES 2021. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **150 (761)**, 2005–2027.

Barthlott, C. and D. J. Kirshbaum, 2013: Sensitivity of deep convection to terrain forcing over Mediterranean islands. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **139 (676)**, 1762–1779.

Behrendt, R. and H. Mahlke, 2025: Wetter3. https://www.wetter3.de/index_dt.html, letzter Zugriff: 2025-04-02.

Bell, M. M., M. T. Montgomery, and K. A. Emanuel, 2012: Air-sea enthalpy and momentum exchange at major hurricane wind speeds observed during CBLAST. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **69 (11)**, 3197–3222.

Bennett, L. J., A. M. Blyth, R. R. Burton, A. M. Gadian, T. M. Weckwerth, A. Behrendt, P. Di Girolamo, M. Dorninger, S.-J. Lock, V. H. Smith, et al., 2011: Initiation of convection over the Black Forest mountains during COPS IOP15a. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137 (S1)**, 176–189.

Bennett, L. J., K. A. Browning, A. M. Blyth, D. J. Parker, and P. A. Clark, 2006: A review of the initiation of precipitating convection in the United Kingdom. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, **132 (617)**, 1001–1020.

Bertram, I. and G. J. Mayr, 2004: Lightning in the eastern Alps 1993–1999, part I: Thunderstorm tracks. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **4 (4)**, 501–511.

Best, A. C., 1950: The size distribution of raindrops. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, **76 (327)**, 16–36.

Blahak, U. and the Team SINFONY, 2023: Current status of SINFONY - The combination of nowcasting and numerical weather prediction for forecasting convective events at DWD. Tech. rep., Copernicus Meetings, 8–12 May 2023, Bucharest, Romania.

Boerner, H., 2022: Gewitter und Blitze. *Der Kugelblitz: Eine moderne Analyse des ungelösten Problems der atmosphärischen Elektrizität*, Springer, 69–97.

- Boggs, P. T. and J. E. Rogers, 1990: Orthogonal distance regression. *Contemporary mathematics*, **112**, 183–194.
- Bousquet, O. and M. Chong, 1998: A multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT) to recover wind components from Doppler radar measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **15** (2), 343–359.
- Braham Jr, R. R., 1958: Cumulus cloud precipitation as revealed by radar-Arizona 1955. *Journal of Atmospheric Sciences*, **15** (1), 75–83.
- Brandes, E. A., 1977: Flow in severe thunderstorms observed by dual-Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.*, **105** (1), 13–120.
- Bringi, V. N., M. Thurai, and R. Hanesen, 2007: Dual-polarization weather radar handbook. *AMS-Gematronik GmbH*.
- Brisson, E., C. Brendel, S. Herzog, and B. Ahrens, 2018: Lagrangian evaluation of convective shower characteristics in a convection-permitting model. *Meteorologische Zeitschrift*, **27** (1), 59–66.
- Brook, J. P., A. Protat, C. K. Potvin, J. S. Soderholm, and H. McGowan, 2023: The effects of spatial interpolation on a novel, dual-doppler 3d wind retrieval technique. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **40** (10), 1325–1347.
- Browning, K. A., A. M. Blyth, P. A. Clark, U. Corsmeier, C. J. Morcrette, J. L. Agnew, S. P. Ballard, D. Bamber, C. Barthlott, L. J. Bennett, et al., 2007: The convective storm initiation project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88** (12), 1939–1956.
- Browning, K. A. and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *Journal of Applied meteorology and climatology*, **7** (1), 105–113.
- Bunkers, M. J., J. S. Johnson, L. J. Czepyha, J. M. Grzywacz, B. A. Klimowski, and M. R. Hjelmfelt, 2006: An observational examination of long-lived supercells. Part II: Environmental conditions and forecasting. *Weather and forecasting*, **21** (5), 689–714.
- Burgess, D. and P. S. Ray, 1986: Principles of radar. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, Springer, 85–117.
- Byers, H. R., 1949: Structure and dynamics of the thunderstorm. *Science*, **110** (2856), 291–294.
- Cacciamani, C., F. Battaglia, P. Patruno, L. Pomi, A. Selvini, and S. Tibaldi, 1995: A climatological study of thunderstorm activity in the Po Valley. *Theoretical and applied climatology*, **50** (3), 185–203.
- Caya, D. and I. Zawadzki, 1992: VAD analysis of nonlinear wind fields. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, **9** (5), 575–587.

- Cha, T.-Y. and M. M. Bell, 2021: Comparison of single-Doppler and multiple-Doppler wind retrievals in Hurricane Matthew (2016). *Atmospheric Measurement Techniques*, **14** (5), 3523–3539.
- Chaudhuri, S., 2010: Predictability of severe thunderstorms with fractal dimension approach. *Asian Journal of Water, Environment and Pollution*, **7** (4), 81–87.
- Chen, H. and V. Chandrasekar, 2018: Real-time wind velocity retrieval in the precipitation system using high-resolution operational multi-radar network. *Remote Sensing of Aerosols, Clouds, and Precipitation*, Elsevier, 315–339.
- Chen, P., P. Wang, Z. Li, Y. Yang, Y. Jia, M. Yang, J. Peng, and H. Li, 2023: Raindrop size distribution characteristics of heavy precipitation events based on a PWS100 Disdrometer in the Alpine Mountains, Eastern Tianshan, China. *Remote Sensing*, **15** (20), e5068.
- Chong, c., M. J.-F. Georgis, O. Bousquet, S. R. Brodzik, C. Burghart, S. Cosma, U. Germann, V. Gouget, R. A. Houze Jr, C. N. James, et al., 2000: Real-time wind synthesis from Doppler radar observations during the Mesoscale Alpine Programme. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **81** (12), 2953–2962.
- Cică, R., S. Burcea, and R. Bojariu, 2015: Assessment of severe hailstorms and hail risk using weather radar data. *Meteorological Applications*, **22** (4), 746–753.
- Corsmeier, U., N. Kalthoff, C. Barthlott, F. Aoshima, A. Behrendt, P. Di Girolamo, M. Dorninger, J. Handwerker, C. Kottmeier, H. Mahlke, et al., 2011: Processes driving deep convection over complex terrain: a multi-scale analysis of observations from COPS IOP 9c. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137** (S1), 137–155.
- Courtier, B. M., T. H. M. Stein, R. G. Harrison, K. E. Hanley, and J. M. Wilkinson, 2019: Intensification of single cell storms prior to lightning onset. *Atmospheric Science Letters*, **20** (4), e873.
- Dabrera, G., V. Murray, J. Emberlin, J. G. Ayres, C. Collier, Y. Clewlow, and P. Sachon, 2013: Thunderstorm asthma: an overview of the evidence base and implications for public health advice. *QJM: An International Journal of Medicine*, **106** (3), 207–217.
- Das, S., 2022: Challenges in predicting extreme weather events over the South Asian Region. *Extreme Natural Events: Sustainable Solutions for Developing Countries*, Springer, 51–106.
- Davenport, C. E., 2021: Environmental evolution of long-lived supercell thunderstorms in the Great Plains. *Weather and Forecasting*, **36** (6), 2187–2209.
- Davies-Jones, R., 1984: Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms. *Journal of Atmospheric Sciences*, **41** (20), 2991–3006.

- , 2015: A review of supercell and tornado dynamics. *Atmospheric Research*, **158**, 274–291.
- Davini, P., R. Bechini, R. Cremonini, C. Cassardo, et al., 2012: Radar-based analysis of convective storms over northwestern Italy. *Atmosphere*, **3** (1), 33–58.
- Davolio, S., A. Buzzi, P. Malguzzi, et al., 2006: Orographic influence on deep convection: Case study and sensitivity experiments. *Meteorologische Zeitschrift*, **15** (2), 215–223.
- Deierling, W. and W. A. Petersen, 2008: Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113** (D16).
- Dickerson, R. R., G. J. Huffman, W. T. Luke, L. J. Nunnermacker, K. E. Pickering, A. C. D. Leslie, C. G. Lindsey, W. G. N. Slinn, T. J. Kelly, P. H. Daum, et al., 1987: Thunderstorms: An important mechanism in the transport of air pollutants. *Science*, **235** (4787), 460–465.
- DiGangi, E. A., M. Stock, and J. Lapierre, 2022: Thunder hours: How old methods offer new insights into thunderstorm climatology. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **103** (2), E548–E569.
- Doswell, C. A., 2001: Severe convective storms - An overview. *Severe convective storms*, 1–26.
- Doviak, R. J., 1983: A survey of radar rain measurement techniques. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **22** (5), 832–849.
- Doviak, R. J., P. S. Ray, R. G. Strauch, and L. J. Miller, 1976: Error estimation in wind fields derived from dual-Doppler radar measurement. *Journal of Applied Meteorology (1962-1982)*, **15** (8), 868–878.
- Doviak, R. J. and D. S. Zrni, 2006: *Doppler radar and weather observations*. Dover Books on Engineering Series, Dover Publications, URL <https://books.google.de/books?id=ispLkPX9n2UC>.
- Dudis, J. J., 1972: The stability of a saturated, stably-stratified shear layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, **29** (4), 774–778.
- Dufton, D. R. L. and C. G. Collier, 2015: Fuzzy logic filtering of radar reflectivity to remove non-meteorological echoes using dual polarization radar moments. *Atmospheric Measurement Techniques*, **8** (10), 3985–4000.
- Durran, D. R. and J. B. Klemp, 1982: On the effects of moisture on the Brunt-Väisälä frequency. *J. Atmos. Sci.*, **39** (10), 2152–2158.
- Eisenstein, L., B. Schulz, G. A. Qadir, J. G. Pinto, and P. Knippertz, 2022: Identification of high-wind features within extratropical cyclones using a probabilistic random forest-Part 1: Method and case studies. *Weather and Climate Dynamics*, **3** (4), 1157–1182.
- Enno, S. E., A. Briede, and D. Valiukas, 2013: Climatology of thunderstorms in the Baltic countries, 1951–2000. *Theoretical and applied climatology*, **111**, 309–325.

Enno, S.-E., J. Sugier, R. Alber, and M. Seltzer, 2020: Lightning flash density in Europe based on 10 years of ATDnet data. *Atmospheric Research*, **235**, 104–769.

Etling, D., 2008: *Theoretische Meteorologie: Eine Einführung*. Springer-Verlag.

Evaristo, R., R. Reinoso-Rondinel, S. Tromel, and C. Simmer, 2021: Validation of wind fields retrieved by dual-Doppler techniques using a vertically pointing radar. *2021 21st International Radar Symposium (IRS)*, IEEE, 1–7.

Fabry, F. and I. Zawadzki, 1995: Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. *Journal of Atmospheric Sciences*, **52** (7), 838–851.

Feldmann, M., A. Hering, M. Gabella, and A. Berne, 2023: Hailstorms and rainstorms versus supercells - A regional analysis of convective storm types in the Alpine region. *npj Climate and Atmospheric Science*, **6** (1), e19.

Feuerwehr Kirchheim unter Teck, 2021: Unwetterereignis - 195 Einsätze innerhalb einer Woche für die Abt. Stadtmitte. URL <https://www.feuerwehr-kirchheim.de/2021/06/23/unwetterereignis/>.

Finke, U. and T. Hauf, 1996: The characteristics of lightning occurrence in southern Germany. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, **69** (2), 361–374.

Fischer, J., P. Groenemeijer, A. Holzer, M. Feldmann, K. Schröer, F. Battaglioli, L. Schielicke, T. Púčik, C. Gatzen, and B. Antonescu, 2024: Invited perspectives: Thunderstorm Intensification from Mountains to Plains. *EGUsphere*, **25** (8), 1–41.

Fluck, E., M. Kunz, P. Geissbuehler, and S. P. Ritz, 2021: Radar-based assessment of hail frequency in Europe. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **21** (2), 683–701.

Foerster, A. M. and M. M. Bell, 2017: Thermodynamic retrieval in rapidly rotating vortices from multiple-Doppler radar data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **34** (11), 2353–2374.

Foken, T., 2021: *Springer handbook of atmospheric measurements*. Springer.

Fraser, A. B., R. C. Easter, and P. V. Hobbs, 1973: A theoretical study of the flow of air and fallout of solid precipitation over mountainous terrain: Part I. Airflow model. *Journal of Atmospheric Sciences*, **30** (5), 801–812.

Frey, S., 2002: Laser-Fernerkundung der planetaren Grenzschicht. Ph.D. thesis, Freie Universitaet Berlin.

Galanaki, E., K. Lagouvardos, V. Kotroni, E. Flaounas, and A. Argiriou, 2018: Thunderstorm climatology in the Mediterranean using cloud-to-ground lightning observations. *Atmospheric Research*, **207**, 136–144.

- Gall, M., K. A. Borden, and S. L. Cutter, 2009: When do losses count? six fallacies of natural hazards loss data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **90** (6), 799–810.
- Gao, J., M. Xue, A. Shapiro, and K. K. Droege, 1999: A variational method for the analysis of three-dimensional wind fields from two Doppler radars. *Monthly weather review*, **127** (9), 2128–2142.
- Geerts, B., Q. Miao, and J. C. Demko, 2008: Pressure perturbations and upslope flow over a heated, isolated mountain. *Monthly weather review*, **136** (11), 4272–4288.
- Glaser, C., M. Kunz, S. Spahr, and U. Weber, 2022: Messkampagne liefert einzigartige Daten über Wetterextreme. *Wasserwirtschaft*, **112** (2-3), 80–81.
- Göbel, M., S. Serafin, and M. W. Rotach, 2023: Adverse impact of terrain steepness on thermally driven initiation of orographic convection. *Weather and Climate Dynamics*, **4** (3), 725–745.
- Gorgucci, E., G. Scarchilli, and V. Chandrasekar, 1999: A procedure to calibrate multiparameter weather radar using properties of the rain medium. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **37** (1), 269–276.
- Gourley, J. J., P. Tabary, and J. P. Du Chatelet, 2007: A fuzzy logic algorithm for the separation of precipitating from nonprecipitating echoes using polarimetric radar observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **24** (8), 1439–1451.
- Graham, E., E. N. Koffi, and C. Mätzler, 2012: An observational study of air and water vapour convergence over the Bernese Alps, Switzerland, during summertime and the development of isolated thunderstorms. *Meteorol. Z.*, **21** (6), 561–574.
- Grams, C. M., R. Beerli, S. Pfenninger, I. Staffell, and H. Wernli, 2017: Balancing Europe's wind-power output through spatial deployment informed by weather regimes. *Nature climate change*, **7** (8), 557–562.
- Grebe, L., 2009: Klimatologie von Gewittern im Gebiet der COPS Messkampagne. Ph.D. thesis, LMU München.
- Griffiths, H., P. Knott, and W. Koch, 2019: Christian Hülsmeier: Invention and demonstration of radar, 1904. *IEEE Aerospace and Electronic Systems Magazine*, **34** (9), 56–60.
- Groenemeijer, P., F. Battaglioli, T. Púčik, A. Holzer, and M. Taszarek, 2024: Severe Storms Research at ESSL. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 12158.
- Gualtieri, G., 2021: Reliability of ERA5 reanalysis data for wind resource assessment: A comparison against tall towers. *Energies*, **14** (14), 4169.

- Hagen, M. and U. Finke, 1999: Motion characteristics of thunderstorms in southern Germany. *Meteorological Applications*, **6** (3), 227–239.
- Hagen, M., J. Van Baelen, and E. Richard, 2011: Influence of the wind profile on the initiation of convection in mountainous terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137** (S1), 224–235.
- Hagen, M. and S. E. Yuter, 2003: Relations between radar reflectivity, liquid-water content, and rainfall rate during the MAP SOP. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, **129** (588), 477–493.
- Hallegatte, S., 2012: A cost effective solution to reduce disaster losses in developing countries: hydro-meteorological services, early warning, and evacuation. *Policy research working paper*, e6058.
- Handwerker, J., 2002: Cell tracking with TRACE3D-A new algorithm. *Atmospheric Research*, **61** (1), 15–34.
- Hanuta, I. and S. LaDochy, 1989: Thunderstorm climatology based on lightning detector data, Manitoba, Canada. *Physical Geography*, **10** (2), 101–119.
- Harrison, D. R., M. S. Elliott, I. L. Jirak, and P. T. Marsh, 2022: Utilizing the high-resolution ensemble forecast system to produce calibrated probabilistic thunderstorm guidance. *Weather and Forecasting*, **37** (7), 1103–1115.
- Hartmann, D. L., 2015: *Global physical climatology*. 2d ed., Newnes.
- Hayward, L., M. Whitworth, N. Pepin, and S. Dorling, 2020: A comprehensive review of datasets and methodologies employed to produce thunderstorm climatologies. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **2020** (99), 2463–2482.
- , 2023: Thunderstorm tracking in Northwest Europe for enhanced hazard preparedness. *International Journal of Climatology*, **43** (11), 4894–4916.
- Hengstebeck, T., K. Helmert, and J. Seltmann, 2010: RadarQS-a standard quality control software for radar data at DWD. *Proceedings of the 6th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, G. Biavati, A. Horányi, J. Muñoz Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, I. Rozum, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, D. Dee, and J.-N. Thépaut, 2023: ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Horányi, J. Muñoz-Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, et al., 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **146** (730), 1999–2049.

- Hildebrand, J., G. Baumgarten, J. Fiedler, U.-P. Hoppe, B. Kaifler, F.-J. Lübken, and B. P. Williams, 2012: Combined wind measurements by two different lidar instruments in the Arctic middle atmosphere. *Atmospheric Measurement Techniques*, **5** (10), 2433–2445.
- Hildebrand, P. H. and C. K. Mueller, 1985: Evaluation of meteorological airborne Doppler radar. Part I: Dual-Doppler analyses of air motions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **2** (3), 362–380.
- Hohenegger, C., F. Ament, F. Beyrich, U. Löhnert, H. Rust, J. Bange, T. Böck, C. Böttcher, J. Boventer, F. Burgemeister, et al., 2023: Fesstval: The field experiment on submesoscale spatio-temporal variability in lindenberg. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **104** (10), 1875–1892.
- Holleman, I. and H. Beekhuis, 2003: Analysis and correction of dual PRF velocity data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **20** (4), 443–453.
- Holton, J. R. and G. J. Hakim, 2013: *An introduction to dynamic meteorology*, Vol. 88. Academic press.
- Horvath, A., A. Ferenc, and T. S. Andras, 2008: Thunderstorm climatology analyses in Hungary using radar observationss. *Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, **112** (1), 1–13.
- Hoskins, B. J., I. Draghici, and H. C. Davies, 1978: A new look at the ω -equation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **104** (439), 31–38.
- Houston, A. L., N. A. Lock, J. Lahowetz, B. L. Barjenbruch, G. Limpert, and C. Oppermann, 2015: Thunderstorm observation by radar (ThOR): An algorithm to develop a climatology of thunderstorms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **32** (5), 961–981.
- Houze Jr, R. A., 2004: Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, **42** (4), 237–286.
- , 2014: *Cloud dynamics*, Vol. 104. 2d ed., Academic press.
- Houze Jr, R. A., S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff, and B. F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **70** (6), 608–619.
- Houze Jr, R. A., W. Schmid, R. G. Fovell, and H. H. Schiesser, 1993: Hailstorms in Switzerland: Left movers, right movers, and false hooks. *Monthly weather review*, **121** (12), 3345–3370.
- Hubbert, J. C., M. Dixon, G. Meymaris, and S. M. Ellis, 2003: The effects of temperature on ZDR calibration. *National Center for Atmospheric Research*.
- Hunt, J. C. R., Y. Feng, P. F. Linden, M. D. Greenslade, and S. D. Mobbs, 1997: Low-Froude-number stable flows past mountains. *Nuovo Cimento-Societa Italiana Di Fisica Sezione C*, **20** (3), 261–172.

- Hurlbut, M. M. and A. E. Cohen, 2014: Environments of northeast US severe thunderstorm events from 1999 to 2009. *Weather and Forecasting*, **29** (1), 3–22.
- Jackson, R., S. Collis, T. Lang, C. Potvin, and T. Munson, 2020: PyDDA: A Pythonic direct data assimilation framework for wind retrievals. *Journal of Open Research Software*, **8** (8).
- Jeevanjee, N. and D. M. Romps, 2015: Effective buoyancy, inertial pressure, and the mechanical generation of boundary layer mass flux by cold pools. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **72** (8), 3199–3213.
- Jelić, D., M. Telišman Prtenjak, B. Malečić, A. Belušić Vozila, O. A. Megyeri, and T. Renko, 2021: A new approach for the analysis of deep convective events: Thunderstorm intensity index. *Atmosphere*, **12** (7), 908.
- Jenkner, J., M. Sprenger, I. Schwenk, C. Schwierz, S. Dierer, and D. Leuenberger, 2010: Detection and climatology of fronts in a high-resolution model reanalysis over the Alps. *Meteorological Applications: A journal of forecasting, practical applications, training techniques and modelling*, **17** (1), 1–18.
- Jirak, I. L. and W. R. Cotton, 2007: Observational analysis of the predictability of mesoscale convective systems. *Weather and Forecasting*, **22** (4), 813–838.
- Joss, J., K. Schräm, J. C. Thams, and A. Waldvogel, 1969: *Untersuchungen zur quantitativen Bestimmung von Niederschlagsmengen mittels Radar*. Schweizerische meteorologische Zentralanstalt.
- Kachelmann, J., 2025: Kachelmannwetter. <https://kachelmannwetter.com/de>, letzter Zugriff: 2025-04-02.
- Kahraman, A., M. Kadioglu, and P. M. Markowski, 2017: Severe convective storm environments in Turkey. *Monthly Weather Review*, **145** (12), 4711–4725.
- Kain, J. S., M. Xue, M. C. Coniglio, S. J. Weiss, F. Kong, T. L. Jensen, B. G. Brown, J. Gao, K. Brewster, K. W. Thomas, et al., 2010: Assessing advances in the assimilation of radar data and other mesoscale observations within a collaborative forecasting–research environment. *Weather and Forecasting*, **25** (5), 1510–1521.
- Kalthoff, N., B. Adler, A. Wieser, M. Kohler, K. Träumner, J. Handwerker, U. Corsmeier, S. Khodayar, D. Lambert, A. Kopmann, et al., 2013: KITcube—a mobile observation platform for convection studies deployed during HyMeX. *Meteorologische Zeitschrift*, **22** (6), 633–647.
- Khodayar Pardo, S., 2015: High-resolution analysis of the initiation of deep convection forced by boundary-layer processes. Ph.D. thesis, Karlsruhe Institute of Technology.
- Kirshbaum, D. J., 2011: Cloud-resolving simulations of deep convection over a heated mountain. *Journal of the atmospheric Sciences*, **68** (2), 361–378.

- , 2022: Large-eddy simulations of convection initiation over heterogeneous, low terrain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **79** (4), 973–987.
- Kirshbaum, D. J., B. Adler, N. Kalthoff, C. Barthlott, and S. Serafin, 2018: Moist orographic convection: Physical mechanisms and links to surface-exchange processes. *Atmosphere*, **9** (3), e80.
- Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, 1978: Simulations of right-and left-moving storms produced through storm splitting. *Journal of Atmospheric Sciences*, **35** (6), 1097–1110.
- Klose, B., 2016: *Meteorologie: eine interdisziplinäre Einführung in die Physik der Atmosphäre*. Springer-Verlag.
- Kohler, M., G. Bessardon, B. Brooks, N. Kalthoff, F. Lohou, B. Adler, O. Olawale Jegede, B. Altstädter, L. K. Amekudzi, J. N. A. Aryee, et al., 2022: A meteorological dataset of the West African monsoon during the 2016 DAccIWA campaign. *Scientific data*, **9** (1), 1–12.
- Kottmeier, C., N. Kalthoff, C. Barthlott, U. Corsmeier, J. Van Baelen, A. Behrendt, R. Behrendt, A. Blyth, R. Coulter, S. Crewell, et al., 2008: Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during COPS. *Meteorologische Zeitschrift*, **17** (6), 931–948.
- Krajewski, W. F., G. Villarini, and J. A. Smith, 2010: Radar-rainfall uncertainties: Where are we after thirty years of effort? *Bulletin of the American Meteorological Society*, **91** (1), 87–94.
- Kreibich, H., P. Bubeck, M. Kunz, H. Mahlke, S. Parolai, B. Khazai, J. Daniell, T. Lakes, and K. Schröter, 2014: A review of multiple natural hazards and risks in Germany. *Natural Hazards*, **74** (3), 2279–2304.
- Kunz, M., S. S. Abbas, M. Bauckholt, A. Böhmländer, T. Feuerle, P. Gasch, C. Glaser, J. Groß, I. Hänsek, J. Handwerker, et al., 2022: Swabian MOSES 2021: An interdisciplinary field campaign for investigating convective storms and their event chains. *Frontiers in Earth Science*, **10**, e1886.
- Kunz, M. and M. Puskeiler, 2010: High-resolution assessment of the hail hazard over complex terrain from radar and insurance data. *Meteorologische Zeitschrift*, **19** (5), 427.
- Kunz, M., J. Sander, and C. Kottmeier, 2009: Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relationship to atmospheric characteristics in southwest Germany. *International Journal of Climatology*, **29** (15), 2283–2297.
- Lakshmanan, V. and D. Kingfield, 2015: Extracting the climatology of thunderstorms. *Machine Learning and Data Mining Approaches to Climate Science: Proceedings of the 4th International Workshop on Climate Informatics*, Springer, 71–79.
- Lalas, D. P. and F. Einaudi, 1973: On the stability of a moist atmosphere in the presence of a background wind. *Journal of Atmospheric Sciences*, **30** (5), 795–800.

- Lang, T. J., L. J. Miller, M. Weisman, S. A. Rutledge, L. J. Barker III, V. N. Bringi, V. Chandrasekar, A. Detwiler, N. Doesken, J. Helsdon, et al., 2004: The severe thunderstorm electrification and precipitation study. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **85** (8), 1107–1126.
- Laroche, S. and I. Zawadzki, 1994: A variational analysis method for retrieval of three-dimensional wind field from single-Doppler radar data. *Journal of Atmospheric Sciences*, **51** (18), 2664–2682.
- Latt, M. R., A. Hochman, A. Caldas-Alvarez, S. Helgert, J. G. Pinto, and U. Corsmeier, 2022: Understanding summer wind systems over the eastern Mediterranean in a high-resolution climate simulation. *International Journal of Climatology*, **42** (15), 8112–8131.
- Lean, H. W., N. M. Roberts, P. A. Clark, and C. Morcrette, 2009: The surprising role of orography in the initiation of an isolated thunderstorm in southern England. *Monthly weather review*, **137** (9), 3026–3046.
- Leary, C. A. and E. N. Rappaport, 1987: The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex. *Monthly weather review*, **115** (8), 1503–1527.
- Lemon, L. R. and C. A. Doswell III, 1979: Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Monthly Weather Review*, **107** (9), 1184–1197.
- Lhermitte, R. M., 1966: Probing air motion by Doppler analysis of radar clear air returns. *Journal of Atmospheric Sciences*, **23** (5), 575–591.
- Li, F., D. R. Chavas, K. A. Reed, and D. T. Dawson II, 2020: Climatology of severe local storm environments and synoptic-scale features over North America in ERA5 reanalysis and CAM6 simulation. *Journal of Climate*, **33** (19), 8339–8365.
- Li, L. and B. Zhu, 1990: The modified envelope orography and the air flow over and around mountains. *Advances in atmospheric sciences*, **7** (3), 249–260.
- Linder, W., W. Schmid, and H.-H. Schiesser, 1999: Surface winds and development of thunderstorms along southwest-northeast oriented mountain chains. *Weather and forecasting*, **14** (5), 758–770.
- Liou, Y.-C., H. B. Bluestein, M. M. French, and Z. B. Wienhoff, 2018: Single-Doppler velocity retrieval of the wind field in a tornadic supercell using mobile, phased-array, Doppler radar data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **35** (8), 1649–1663.
- Lock, N. A. and A. L. Houston, 2014: Empirical examination of the factors regulating thunderstorm initiation. *Monthly Weather Review*, **142** (1), 240–258.
- , 2015: Spatiotemporal distribution of thunderstorm initiation in the US Great Plains from 2005 to 2007. *International Journal of Climatology*, **35** (13), 4047–4056.

- Lugauer, M., H. Berresheim, U. Corsmeier, A. Dabas, W. Dyck, S. Emeis, J. Egger, T. Fehr, F. Fiedler, C. Freuer, et al., 2003: An overview of the VERTIKATOR project and results of Alpine pumping. *International Conference Alpine Meteorology, Brig, CH.*
- Lukach, M., L. Foresti, O. Giot, and L. Delobbe, 2017: Estimating the occurrence and severity of hail based on 10 years of observations from weather radar in Belgium. *Meteorological Applications*, **24** (2), 250–259.
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **61** (11), 1374–1387.
- Mahlke, H. M., 2017: Mechanismen der Auslösung hochreichender Konvektion im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum. Ph.D. thesis, Karlsruhe Institute of Technology.
- Manzato, A., S. Serafin, M. M. Miglietta, D. Kirshbaum, and W. Schulz, 2022: A pan-Alpine climatology of lightning and convective initiation. *Monthly Weather Review*, **150** (9), 2213–2230.
- Mapes, B. E. and J. Lin, 2005: Doppler radar observations of mesoscale wind divergence in regions of tropical convection. *Monthly weather review*, **133** (7), 1808–1824.
- Marecal, V., T. Tani, P. Amayenc, C. Klapisz, E. Obligis, and N. Viltard, 1997: Rain relations inferred from microphysical data in TOGA COARE and their use to test a rain-profiling method from radar measurements at Ku-band. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **36** (12), 1629–1646.
- Marinescu, P. J., P. C. Kennedy, M. M. Bell, A. J. Drager, L. D. Grant, S. W. Freeman, and S. C. van den Heever, 2020: Updraft vertical velocity observations and uncertainties in high plains supercells using radiosondes and radars. *Monthly Weather Review*, **148** (11), 4435–4452.
- Markowski, P. and Y. Richardson, 2010: *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. John Wiley & Sons.
- Marquis, J. N., A. C. Varble, P. Robinson, T. C. Nelson, and K. Friedrich, 2021: Low-level mesoscale and cloud-scale interactions promoting deep convection initiation. *Monthly Weather Review*, **149** (8), 2473–2495.
- Marshall, J. S. and W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *Journal of Atmospheric Sciences*, **5** (4), 165–166, URL https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/5/4/1520-0469_1948_005_0165_tdoiws_2_0_co_2.xml.
- Marwitz, J. D., 1972: The structure and motion of severe hailstorms. Part I: Supercell storms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **11** (1), 166–179.
- Matrosov, S. Y., R. Cifelli, P. J. Neiman, and A. B. White, 2016: Radar rain-rate estimators and their variability due to rainfall type: An assessment based on hydrometeorology testbed data from the Southeastern United States. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **55** (6), 1345–1358.

- McCutchan, M. H., 1983: Comparing temperature and humidity on a mountain slope and in the free air nearby. *Monthly Weather Review*, **111** (4), 836–845.
- Meißner, C., N. Kalthoff, M. Kunz, and G. Adrian, 2007: Initiation of shallow convection in the Black Forest mountains. *Atmospheric Research*, **86** (1), 42–60.
- Melnikov, V., D. Zrnic, A. Free, R. Ice, and R. Macemon, 2019: System ZDR of the WSR-88D: Hardware Issues and Temperature Dependence. *99th American Meteorological Society Annual Meeting*, AMS.
- Merz, B., C. Kuhlicke, M. Kunz, M. Pittore, A. Babeyko, D. N. Bresch, D. I. V. Domeisen, F. Feser, I. Koszalka, H. Kreibich, et al., 2020: Impact forecasting to support emergency management of natural hazards. *Reviews of geophysics*, **58** (4), e2020RG000704.
- Mie, G., 1908: Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen der physik*, **330** (3), 377–445.
- Mikuš, P. and N. Strelec Mahović, 2011: Correlating overshooting tops and severe weather. *Proceedings-6th European Conference on Severe Storms (ECSS 2011)*, Palma de Mallorca, Spain, 03-07 October 2011.
- Miller, L. J. and R. G. Strauch, 1974: A dual Doppler radar method for the determination of wind velocities within precipitating weather systems. *Remote Sensing of Environment*, **3** (4), 219–235.
- Mohee, F. M. and C. Miller, 2010: Climatology of thunderstorms for North Dakota, 2002–06. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49** (9), 1881–1890.
- Mohr, S., J. Wandel, S. Lenggenhager, and O. Martius, 2019: Relationship between atmospheric blocking and warm-season thunderstorms over western and central Europe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **145** (724), 3040–3056.
- Morgenstern, D., I. Stucke, G. J. Mayr, A. Zeileis, and T. Simon, 2023: Thunderstorm environments in Europe. *Weather and Climate Dynamics*, **4** (2), 489–509.
- Müller, R. and S. Döpp, 2025: Analysis of lightning climatology for Central Europe.
- Müller, R., S. Haussler, M. Jerg, and D. Heizenreder, 2019: A novel approach for the detection of developing thunderstorm cells. *Remote Sensing*, **11** (4), e443.
- Negri, A. J. and R. F. Adler, 1981: Relation of satellite-based thunderstorm intensity to radar-estimated rainfall. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **20** (3), 288–300.
- Nisi, L., A. Hering, U. Germann, and O. Martius, 2018: A 15-year hail streak climatology for the Alpine region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **144** (714), 1429–1449.

- Nisi, L., A. Hering, U. Germann, K. Schroeer, H. Barras, M. Kunz, and O. Martius, 2020: Hailstorms in the Alpine region: Diurnal cycle, 4D-characteristics, and the nowcasting potential of lightning properties. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **146** (733), 4170–4194.
- North, K. W., M. Oue, P. Kollias, S. E. Giangrande, S. M. Collis, and C. K. Potvin, 2017: Vertical air motion retrievals in deep convective clouds using the ARM scanning radar network in Oklahoma during MC3E. *Atmospheric Measurement Techniques*, **10** (8), 2785–2806.
- Nürtinger Zeitung, 2025: Wie sich Großbettlingen gegen Starkregen wappnen will. URL https://www.ntz.de/region/artikel_wie-sich-grossbettlingen-gegen-starkregen-wappnen-will.html.
- Pacey, G., 2024: Climatology, characteristics and forcing mechanisms of warm-season cold-frontal convective cells in Germany. Ph.D. thesis, Freie Universitaet Berlin.
- Park, S. G. and D.-K. Lee, 2009: Retrieval of high-resolution wind fields over the southern Korean Peninsula using the Doppler weather radar network. *Weather and forecasting*, **24** (1), 87–103.
- Penndorf, R., 1962: Angular mie scattering. *JOSA*, **52** (4), 402–408.
- Peterson, M., 2024: The thunderstorms with the greatest lightning densities on Earth. *Earth and Space Science*, **11** (1), e2023EA003 304.
- Peterson Jr, R. E., 1984: A triple-Doppler radar analysis of a discretely propagating multicell convective storm. *Journal of Atmospheric Sciences*, **41** (20), 2973–2990.
- Pichler, H., 1986: *Dynamik der Atmosphäre*. Bibliographisches Institut.
- Piper, D. and M. Kunz, 2017: Spatiotemporal variability of lightning activity in Europe and the relation to the North Atlantic Oscillation teleconnection pattern. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **17** (8), 1319–1336.
- Piper, D. A., M. Kunz, J. T. Allen, and S. Mohr, 2019: Investigation of the temporal variability of thunderstorms in central and western Europe and the relation to large-scale flow and teleconnection patterns. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **145** (725), 3644–3666.
- Poręba, S., Ł. Kiełt, B. Pietras, and M. Taszarek, 2023: Nocturnal thunderstorms in Poland: Environments, synoptic patterns and comparison to diurnal thunderstorms. *Atmospheric Research*, **291**, 106 816.
- Poręba, S., M. Taszarek, and Z. Ustrnul, 2022: Diurnal and seasonal variability of ERA5 convective parameters in relation to lightning flash rates in Poland. *Weather and Forecasting*, **37** (8), 1447–1470.

- Púčik, T., M. Francová, D. Rýva, M. Kolář, and L. Ronge, 2011: Forecasting challenges during the severe weather outbreak in Central Europe on 25 June 2008. *Atmospheric research*, **100** (4), 680–704.
- Púčik, T., P. Groenemeijer, D. Rýva, and M. Kolář, 2015: Proximity soundings of severe and nonsevere thunderstorms in central Europe. *Monthly Weather Review*, **143** (12), 4805–4821.
- Puskeiler, M., M. Kunz, and M. Schmidberger, 2016: Hail statistics for Germany derived from single-polarization radar data. *Atmospheric Research*, **178**, 459–470.
- Raghavendra, A., L. Zhou, Y. Jiang, and W. Hua, 2018: Increasing extent and intensity of thunderstorms observed over the Congo Basin from 1982 to 2016. *Atmospheric Research*, **213**, 17–26.
- Rauber, R. M. and S. W. Nesbitt, 2018: *Radar meteorology: A first course*. John Wiley & Sons.
- Reisner, J. M. and P. K. Smolarkiewicz, 1994: Thermally forced low Froude number flow past three-dimensional obstacles. *Journal of Atmospheric Sciences*, **51** (1), 117–133.
- Richard, E., J.-P. Chaboureau, C. Flamant, C. Champollion, M. Hagen, K. Schmidt, C. Kiemle, U. Corsmeier, C. Barthlott, and P. Di Girolamo, 2011: Forecasting summer convection over the Black Forest: a case study from the Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS) experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137** (S1), 101–117.
- Rigo, T., N. Pineda, and J. Bech, 2010: Analysis of warm season thunderstorms using an object-oriented tracking method based on radar and total lightning data. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **10** (9), 1881–1893.
- Roe, G. H., 2005: Orographic precipitation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33** (1), 645–671.
- Rohli, R. V. and A. J. Vega, 2017: *Climatology*. Jones & Bartlett Learning.
- Rossi, P. J., V. Hasu, J. Koistinen, D. Moisseev, A. Mäkelä, and E. Saltikoff, 2014: Analysis of a statistically initialized fuzzy logic scheme for classifying the severity of convective storms in Finland. *Meteorological Applications*, **21** (3), 656–674.
- Russell, A., G. Vaughan, E. Norton, H. Ricketts, C. Morcrette, T. Hewison, K. Browning, and A. Blyth, 2009: Convection forced by a descending dry layer and low-level moist convergence. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **61** (2), 250–263.
- Ryzhkov, A. V. and D. S. Zrnic, 2019: *Radar polarimetry for weather observations*, Vol. 486. Springer.
- Schaaf, C. B., J. Wurman, and R. M. Banta, 1988: Thunderstorm-producing terrain features. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **69** (3), 272–277.
- Schaub, M. W., 2024: Analysis of the relationship between hail events and synoptic cold fronts in Germany. *Karlsruhe Institute of Technology, Bachelor Thesis*.

- Scheffknecht, P., S. Serafin, and V. Grubišić, 2017: A long-lived supercell over mountainous terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **143** (709), 2973–2986.
- Schimanke, S., M. Ridal, M. P. Le, L. Berggren, P. Undén, R. Randriamampianina, U. Andrea, E. Bazile, A. Bertelsen, P. Brousseau, P. Dahlgren, L. Edvinsson, A. El Said, M. Glinton, S. Hopsch, L. Isaksson, R. Mladek, E. Olsson, A. Verrelle, and Z. Q. Wang, 2021: CERRA sub-daily regional reanalysis data for Europe on height levels from 1984 to present.
- Schmidberger, M., 2018: Hagelgefährdung und Hagelrisiko in Deutschland basierend auf einer Kombination von Radardaten und Versicherungsdaten. Ph.D. thesis, Karlsruhe Institute of Technology.
- Schmidt, K., M. Hagen, H. Höller, E. Richard, and H. Volkert, 2012: Detailed flow, hydrometeor and lightning characteristics of an isolated thunderstorm during COPS. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12** (15), 6679–6698.
- Schneider, R. S. and A. R. Dean, 2008: A comprehensive 5-year severe storm environment climatology for the continental United States. *Preprints, 24th Conf. on Severe Local Storms, Savannah, GA, Amer. Meteor. Soc. A*, Vol. 16, e16A.4.
- Schönwiese, C.-D., 2013: *Klimatologie*. utb GmbH.
- Schulz, W. and G. Diendorfer, 2002: EUCLID network performance and data analysis. *Proceedings of the 17th International Lightning Detection Conference (ILDC), Tucson, AZ*.
- Schulz, W., G. Diendorfer, S. Pedeboy, and D. R. Poelman, 2016: The European lightning location system EUCLID—Part 1: Performance analysis and validation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **16** (2), 595–605.
- Schumacher, R. S. and K. L. Rasmussen, 2020: The formation, character and changing nature of mesoscale convective systems. *Nature Reviews Earth & Environment*, **1** (6), 300–314.
- Scialom, G. and Y. Lemaître, 1990: A new analysis for the retrieval of three-dimensional mesoscale wind fields from multiple Doppler radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **7** (5), 640–665.
- Shapiro, A. and J. J. Mewes, 1999: New formulations of dual-Doppler wind analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **16** (6), 782–792.
- Sheppard, B. E. and P. I. Joe, 1994: Comparison of raindrop size distribution measurements by a Joss-Waldvogel disdrometer, a PMS 2DG spectrometer, and a POSS Doppler radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **11** (4), 874–887.
- Shun, L., Q. Chongjian, X. Qin, Z. Pengfei, G. Jidong, and S. Aimei, 2005: An improved method for Doppler wind and thermodynamic retrievals. *Advances in Atmospheric Sciences*, **22** (2), 90–102.

- Siegmann, F., 2022: *Spatial and temporal variability of low-level convergence zones triggering deep moist convection in south-western Germany*.
- Silva Neto, C. P. D., H. Alves Barbosa, and C. A. Assis Beneti, 2016: A method for convective storm detection using satellite data. *Atmósfera*, **29** (4), 343–358.
- Simeonov, P. and C. G. Georgiev, 2003: Severe wind/hail storms over Bulgaria in 1999–2001 period: synoptic-and meso-scale factors for generation. *Atmospheric Research*, **67**, 629–643.
- Singh, C., M. Mohapatra, B. K. Bandyopadhyay, and A. Tyagi, 2011: Thunderstorm climatology over northeast and adjoining east India. *Mausam*, **62** (2), 163–170.
- Skolnik, M. I., 1962: Introduction to radar. *Radar handbook*, **2**, 21.
- Smith, R. B., 1989: Hydrostatic airflow over mountains. *Advances in geophysics*, Elsevier, Vol. 31, 1–41.
- Smyshlyaev, S. P., E. A. Mareev, and V. Y. Galin, 2010: Simulation of the impact of thunderstorm activity on atmospheric gas composition. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, **46**, 451–467.
- Solomon, R. and M. Baker, 1998: Lightning flash rate and type in convective storms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **103** (D12), 14 041–14 057.
- Stalker, J. R. and K. R. Knupp, 2002: A method to identify convective cells within multicell thunderstorms from multiple Doppler radar data. *Monthly weather review*, **130** (1), 188–195.
- Stull, R. B., 2012: *An introduction to boundary layer meteorology*, Vol. 13. Springer Science & Business Media.
- Stuttgarter Zeitung, 2021: Gewitter wüten über dem Südwesten - Impfzentrum unter Wasser. URL <https://www.stuttgarter-zeitung.de/inhalt.extreme-unwetter-in-baden-wuerttemberg-gewitter-wueten-ueber-dem-suedwesten-impfzentrum-unter-wasser.bc527563-b286-4d9e-b443-648a1e065ab0.html>.
- Sun, J. and J. W. Wilson, 2003: The assimilation of radar data for weather prediction. *Radar and atmospheric science: A collection of essays in honor of David Atlas*, Springer, 175–198.
- Sun, J., Y. Zhang, J. Ban, J.-S. Hong, and C.-Y. Lin, 2020: Impact of combined assimilation of radar and rainfall data on short-term heavy rainfall prediction: A case study. *Monthly Weather Review*, **148** (5), 2211–2232.
- Taszarek, M., J. T. Allen, T. Púčik, K. A. Hoogewind, and H. E. Brooks, 2020: Severe convective storms across Europe and the United States. Part II: ERA5 environments associated with lightning, large hail, severe wind, and tornadoes. *Journal of Climate*, **33** (23), 10 263–10 286.

- Testud, e. a., Jacques, 2000: The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17** (3), 332–356.
- Testud, J., 1982: Three-dimensional wind field analysis from Doppler radar data. *Mesoscale meteorology—theories, observations and models*, Springer, Vol. 114, 711–753.
- Torri, G., Z. Kuang, and Y. Tian, 2015: Mechanisms for convection triggering by cold pools. *Geophysical Research Letters*, **42** (6), 1943–1950.
- Trapp, R. J., 2013: *Mesoscale-convective processes in the atmosphere*. Cambridge University Press.
- Trapp, R. J., K. A. Kosiba, J. N. Marquis, M. R. Kumjian, S. W. Nesbitt, J. Wurman, P. Salio, M. A. Grover, P. Robinson, and D. A. Hence, 2020: Multiple-platform and multiple-Doppler radar observations of a supercell thunderstorm in South America during RELAMPAGO. *Monthly Weather Review*, **148** (8), 3225–3241.
- Tuttle, J. D. and R. Gall, 1999: A single radartechique for estimating the winds in tropical cyclones. *BullAmerMetSoc*, **80** (4), 653–668.
- University of Wyoming, 2025: Radiosondenaufstiege Stuttgart. <https://weather.uwyo.edu/upperair/europe.html>, letzter Zugriff: 2025-04-02.
- Varga, Á. J. and H. Breuer, 2022: Evaluation of convective parameters derived from pressure level and native ERA5 data and different resolution WRF climate simulations over Central Europe. *Climate Dynamics*, **58** (5), 1569–1585.
- Vido, J., P. Borsányi, P. Nalevanková, M. Hanzelová, J. Kučera, and J. Škvarenina, 2024: Thunderstorm climatology of Slovakia between 1984-2023. *Theoretical and Applied Climatology*, **155** (9), 8651–8679.
- Vöhringer, A. L., J. Gottschall, B. D. Hirth, L. Y. Hung, J. K. Lundquist, J. Schneemann, J. L. Schroeder, F. Theuer, and M. Kühn, 2024: Comparison of horizontal wind speed and direction measurements from dual-Doppler radar and profiling lidars. *Journal of Physics: Conference Series*, IOP Publishing, Vol. 2767, e092101.
- Volkert, H., 2005: The Mesoscale Alpine Programme (MAP): A multi-faceted success story. *Hrvatski meteorološki časopis*, **40** (40), 226–230.
- Volkert, H., P. Binder, R. Benoit, P. Bougeault, A. Buzzi, G. Mayr, C. Schär, and R. Steinacker, 1996: The Mesoscale Alpine Programme (MAP): An international research initiative in Alpine meteorology. *Proc. Interpraevent Symposium 1996*, Intern. Forschungsgesellschaft, Interpraevent, Klagenfurt, A., Vol. 1, 55–63.

- Wakimoto, R. M. and H. V. Murphrey, 2010: Analysis of convergence boundaries observed during IH-OP_2002. *Monthly weather review*, **138** (7), 2737–2760.
- Wang, Q., Z. Li, J. Guo, C. Zhao, and M. Cribb, 2018: The climate impact of aerosols on the lightning flash rate: is it detectable from long-term measurements? *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18** (17), 12 797–12 816.
- Wapler, K., 2013: High-resolution climatology of lightning characteristics within Central Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **122** (3), 175–184.
- , 2021: Mesocyclonic and non-mesocyclonic convective storms in Germany: Storm characteristics and life-cycle. *Atmospheric Research*, **248**, e105 186.
- Wapler, K. and P. James, 2015: Thunderstorm occurrence and characteristics in Central Europe under different synoptic conditions. *Atmospheric Research*, **158**, 231–244.
- Watson, A. I., R. L. Holle, R. E. López, R. Ortiz, and J. R. Nicholson, 1991: Surface wind convergence as a short-term predictor of cloud-to-ground lightning at Kennedy Space Center. *Weather and forecasting*, **6** (1), 49–64.
- Weckwerth, T. M., J. W. Wilson, M. Hagen, T. J. Emerson, J. O. Pinto, D. L. Rife, and L. Grebe, 2011: Radar climatology of the COPS region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137** (S1), 31–41.
- Weisman, M. L. and R. Rotunno, 2000: The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics. *Journal of the atmospheric sciences*, **57** (9), 1452–1472.
- Weisman, R. A., 1990: An observational study of warm season southern Appalachian lee troughs. Part II: Thunderstorm genesis zones. *Monthly weather review*, **118** (10), 2020–2041.
- Werner, M., 2014: A new radar data post-processing quality control workflow for the DWD weather radar network. *Proceedings of the eighth European conference on radar in meteorology and hydrology*, 1–5.
- Werner, M., R. Feger, L. Josipovic, and T. Böhme, 2023: Operational usage of KONRAD3D, DWD's scheme for detection, tracking, and nowcasting of convective cells. Tech. rep., Copernicus Meetings.
- Werner, M. and J. Steinert, 2012: New quality assurance algorithms for the DWD polarimetric C-band weather radar network. 7th Europ. Conf. On Radar in Meteor. and Hydrol.
- Whiteman, C. D., 2000: *Mountain meteorology: fundamentals and applications*. Oxford University Press.
- Wieser, A., A. Güntner, P. Dietrich, J. Handwerker, D. Khordakova, U. Ködel, M. Kohler, H. Mollenhauer, B. Mühr, E. Nixdorf, et al., 2022: First implementation of a new cross-disciplinary observation

- strategy for heavy precipitation events from formation to flooding. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, **82** (17), e406.
- Wilhelm, J., 2022: Einfluss atmosphärischer Umgebungsbedingungen auf den Lebenszyklus konvektiver Zellen in der Echtzeit-Vorhersage. Ph.D. thesis.
- Wilhelm, J., K. Wapler, U. Blahak, R. Potthast, and M. Kunz, 2023: Statistical relevance of meteorological ambient conditions and cell attributes for nowcasting the life cycle of convective storms. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **149** (755), 2252–2280.
- Wilson, J. W. and E. A. Brandes, 1979: Radar measurement of rainfall - A summary. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **60** (9), 1048–1060.
- Wilson, J. W. and R. D. Roberts, 2006: Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective. *Monthly weather review*, **134** (1), 23–47.
- Wilson, J. W. and W. E. Schreiber, 1986: Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Monthly Weather Review*, **114** (12), 2516–2536.
- Wu, J., J. Guo, Y. Yun, R. Yang, X. Guo, D. Meng, Y. Sun, Z. Zhang, H. Xu, and T. Chen, 2024: Can ERA5 reanalysis data characterize the pre-storm environment? *Atmospheric Research*, **297**, e107 108.
- Wulfmeyer, V., A. Behrendt, H. S. Bauer, C. Kottmeier, U. Corsmeier, A. Blyth, G. Craig, U. Schumann, M. Hagen, S. Crewell, et al., 2008: Research campaign: The convective and orographically induced precipitation study. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **89** (10), 1477–1486.
- Yamane, Y. and T. Hayashi, 2006: Evaluation of environmental conditions for the formation of severe local storms across the Indian subcontinent. *Geophysical research letters*, **33** (17), e17 806.
- Yang, G. and C. Shu, 1985: Large-scale environmental conditions for thunderstorm development. *Advances in Atmospheric Sciences*, **2** (4), 508–521.
- Ye, B.-Y., G. Lee, and H.-M. Park, 2015: Identification and removal of non-meteorological echoes in dual-polarization radar data based on a fuzzy logic algorithm. *Advances in atmospheric sciences*, **32** (9), 1217–1230.
- Yu, Y., J.-l. Li, J. Xie, and C. Liu, 2016: Climatic characteristics of thunderstorm days and the influence of atmospheric environment in Northwestern China. *Natural Hazards*, **80** (2), 823–838.
- Zhang, T., G. Zhao, C. Wei, Y. Gao, H. Yu, and F. Zhou, 2017: Relationships between cloud-to-ground flashes and hydrometeors in a thunderstorm in Fujian province. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **154**, 226–235.
- Zöbisch, I., 2020: Thunderstorms: Life cycle analyses and nowcasting based on multi-source data. Ph.D. thesis, Imu.

B. Danksagung

Zum Ende der Arbeit möchte ich die Gelegenheit nutzen, meinen Dank an einige Personen auszudrücken, ohne die diese Arbeit nicht zustande gekommen wäre. Zunächst bedanke ich mich bei Prof. Dr. Peter Knippertz und Prof. Dr. Michael Kunz für die Übernahme des Referats und Korreferats dieser Arbeit. In den gemeinsamen Treffen erhielt ich wertvolle neue Ideen, konstruktives Feedback und wurde stets unterstützt.

Besonders möchte ich mich bei meinen beiden Betreuern Dr. Jan Handwerker und Dr. Philipp Gasch bedanken. Danke Jan für Dein Vertrauen und die Freiheiten, die Du mir gegeben hast. Danke für Deine Unterstützung in allen Bereichen. Danke, dass ich viel von Dir lernen durfte. Mit größter Geduld hast Du mir Fragen über Radare und viele andere Dinge verständlich beantwortet, Matlab Skripte erklärt oder wertvolles Feedback gegeben. Danke für die vielen wissenschaftlichen Diskussionen, Ideen und Deine ehrliche, faire Umgangsweise. Auch die gemeinsamen Reisen zu den Europäischen Radar Meteorologie Tagungen werden mir als schöne Erinnerung bleiben. Danke Dir Philipp, dass Du für den zweiten Teil der Arbeit eine hervorragende Betreuung übernommen hast. Ich konnte viel über die Analyse von Ergebnissen und über wissenschaftliches Arbeiten von Dir lernen. Danke für die viele Zeit, die Du Dir genommen hast, in der wir Ideen für die weitere Entwicklung des Multi-Doppler Algorithmus diskutiert haben. Du hast stets den Überblick über die gesamte Arbeit behalten und immer wieder neue Lösungsansätze für Probleme beigetragen. Danke für die angenehme Arbeits- und Lernatmosphäre, die ihr beiden geschaffen habt. Besonders schätze ich, dass ihr, trotz knapper Zeit aufgrund von Messkampagnen, ausführlich Feedback zu meiner Arbeit gegeben habt und sogar Eure Wochenenden dafür geopfert habt. Das konstruktive Feedback hat definitiv dazu beigetragen die Arbeit zu verbessern.

Auch bei den restlichen Mitgliedern der Arbeitsgruppe Grenzschicht und konvektive Systeme bedanke ich mich für die angenehme Zeit am Institut. Insbesondere die gemeinsamen Mittagessen waren ein schöne Ergänzung zum gemeinsamen Arbeiten. Anselm Erdmann danke ich für die vielen netten, lehrreichen Gespräche in gemeinsamen Mittagspausen. Danke auch für das Informieren von Zugstreckensperrungen und die Hilfe einen Weg nach Hause zu finden, wenn mich die Bahn mal wieder im Stich gelassen hat. Ich möchte Martin Kohler meinen Dank für das rasche und unkomplizierte Bereitstellen von Messdaten aussprechen und Dr. Andreas Wieser für so manche Mitfahrglegenheit.

Danke der Werkstatt für die große Unterstützung bei der Durchführung der Messkampagnen, deren Messdaten die Grundlage dieser Arbeit bilden. Besonders bei Samuel Haaß und Timo Gamer möchte ich mich für nette Gespräche und eine gute Zusammenarbeit bedanken. Danke Samuel, dass ich zwei Mal beim Aufbau von Messgeräten helfen durfte und Du mir dabei einiges geduldig erklärt hast, wodurch ich die

Technik der Messgeräte besser kennen und verstehen lernen konnte. Danke Gabi Klinck für die gute IT Betreuung. Auch wenn es kurzfristig Probleme gab, konnte ich mich immer auf Deine Hilfe verlassen. Dr. Nevio Babic, Dr. Lutz Beckebanze und Yukun Yang waren mir stets angenehme Bürokollegen, bei denen ich mich herzlich dafür bedanke, dass sie meinen Computer so oft neu gestartet haben, während ich im Home Office war. Bei Dr. Markus Augenstein bedanke ich mich für die Bereitstellung der Blitzdaten, nette Gespräche und eine schöne gemeinsame Zeit auf der ECSS in Rumänien. Danke Katharina Küpfer für motivierende Gespräche und Deine große Hilfsbereitschaft. Danke an den PhD council für Euer Engagement, eine tolle Tagung und alles, was ihr in dieser Zeit neu auf die Beine gestellt habt. Danke an Max Schaub für die unkomplizierte Bereitstellung des Frontendatensatzes. Vielen Dank an Paulena Schiller, für das fleißige Klassifizieren der Gewitterauslösemechanismen. Bei der Graduiertenschule GRACE bedanke ich mich für die unkomplizierte Übernahme der Kosten für meine Teilnahme an der Sommerschule in Italien und das große Angebot an Fortbildungen, wovon ich profitieren konnte. Danke an Prof. Dr. Schimmel für Ihre Bereitschaft mein Mentor zu sein.

Abschließend möchte ich mich bei meiner Familie und meinen langjährigen Freundinnen bedanken. Danke an Pauline, Larissa, Felina und Jessica für Eure Anrufe, schöne gemeinsame Spaziergänge und all die tollen Unternehmungen, die wir trotz großer Entfernung zusammen erleben konnten. Danke an meine Familie für schöne gemeinsame Urlaube, die mir ein wichtiger Ausgleich waren. Vielen Dank liebe Oma, dass ich so oft bei Dir übernachten durfte und auch spontan abends um 22 Uhr vor der Tür stehen konnte und immer herzlich empfangen wurde. Danke auch für die hervorragende Versorgung meines leiblichen Wohls. Vielen Dank an meine Eltern, dass ihr mich in meinem kompletten beruflichen Werdegang stets ermutigt und unterstützt habt. Danke, dass ihr mir den Rücken frei gehalten habt, für uns täglich gebetet habt und sogar die weite Strecke nach Freiburg aufgenommen habt, wenn wir helfende Hände benötigt haben. Danke an meinen lieben Ehemann und besten Freund Christian, dass Du oft zu Hause die Stellung gehalten hast und viele Aufgaben alleine übernommen hast, wenn ich in Karlsruhe oder auf Dienstreise war oder einfach viel Arbeit hatte. Danke für kleine Aufmerksamkeiten und die zahlreichen schönen Stunden, die wir gemeinsam verbracht haben. Danke auch für das Korrekturlesen der Arbeit und Deinen wissenschaftlichen Rat. Zum Schluss danke ich meinem Vater im Himmel, dass Du mich stets reich gesegnet hast, mir tolle Menschen an meine Seite gestellt hast und mir das alles mit Freude gelingen konnte.