

Mechanismen der Auslösung hochreichender Konvektion im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum

von
Holger Mahlke

Dissertation, genehmigt von der Fakultät für Physik des
Karlsruher Instituts für Technologie (KIT), 2012
Referenten: Prof. Dr. Christoph Kottmeier, Prof. Dr. Klaus Dieter Beheng

MECHANISMEN DER AUSLÖSUNG HOCHREICHENDER KONVEKTION IM
SÜDWESTDEUTSCHEN MITTELGEBIRGSRAUM

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN
von der Fakultät für Physik des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT)
Karlsruhe
genehmigte

DISSERTATION

von

Dipl.-Met. Holger Matthias Mahlke
aus Mariannhill-Pinetown (Südafrika)

Tag der mündlichen Prüfung: 21.12.2012

Referent: Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Korreferent: Prof. Dr. Klaus Dieter Beheng

Kurzfassung

In dieser Arbeit werden Mechanismen der Auslösung von hochreichender Konvektion (CI) im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum untersucht. Dies geschieht zum einen durch Analyse von Mess- und numerischen Wettermodellldaten einer Fallstudie vom Juli 2007 im Rahmen einer internationalen Messkampagne (*Convective and Orographically induced Precipitation Study - COPS*) sowie durch eine statistische Analyse des dazugehörigen Dreimonatszeitraums der Messkampagne mit Hilfe der Korrelationsrechnung und logistischen Regression. Dabei zeigt sich deutlich, dass bei der Auslösung hochreichender Konvektion eine Zahl verschiedener Prozesse unterschiedlicher meteorologischer Zeit- und Raumskalen mit jeweils schwachen Einzelkorrelationen beteiligt sind. Erst deren Zusammenwirken führt zur Auslösung kräftiger konvektiver Niederschläge, wie sich an einem Vergleich zwischen der Prognosegüte eindimensionaler und mehrdimensionaler logistischen Modelle für CI zeigt. Dabei sind auch mit der orographische Gliederung in Zusammenhang stehende Faktoren von Bedeutung. Obschon CI naturgemäß als Prozess im hohen Maße stochastisch ist, lässt sich eine gute Prognosegüte erzielen. Ein interessantes Ergebnis ist die herausgearbeitete Bedeutung von bodennahen Konvergenzeffekten für die Auslösung kräftiger konvektiver Niederschläge im mittleren Oberrheingraben östlich der Zaberner Senke.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	5
1 Einleitung	1
2 Grundlagen zur hochreichenden atmosphärischen Konvektion	3
2.1 Konvektion	3
2.2 Konvektionszellen und ihre Identifikation	6
2.3 Faktoren und Mechanismen der Konvektionsauslösung	7
2.3.1 Auftriebskräfte	8
2.3.2 Änderung der vertikalen Temperaturschichtung	9
2.3.3 Paketmodell	10
2.3.4 Größen im thermodynamischen Diagramm	11
2.3.5 Konvektionsparameter	15
2.3.6 Antriebe für großräumige Hebungsprozesse	16
2.3.7 Einfluss der Orographie	18
2.3.8 Zusammenfassung	20
2.4 Vorgehen und Fragen	22
3 Datengrundlage	25
3.1 Die COPS-Kampagne	25
3.2 Ableitung der Auslösung hochreichender Konvektion aus Radar- daten	26
3.3 Datengrundlage	35
3.3.1 Radiosondendaten	35
3.3.2 Modellanalysen	35
4 Hochreichende Konvektion während der COPS-Kampagne	39
4.1 Großwetterlagen während COPS	39

4.2	Häufigkeit hochreichender Konvektion im Radargebiet	44
4.2.1	Häufigkeit im Radargebiet	44
4.2.2	Häufigkeit in den Kontrollgebieten	48
4.2.3	Häufigkeit von hochreichender Konvektion in den Kontroll- gebieten im Tagesverlauf	52
4.2.4	Auftreten und Auslösung hochreichender Konvektionszellen in Abhängigkeit des Windes	55
5	Einfluss einzelner Faktoren auf CI	59
5.1	Angewendete Methoden der Datenauswertung	59
5.1.1	Häufigkeitsverteilungen	59
5.1.2	Wilcoxonscher Rangsummentest	60
5.1.3	Korrelation	62
5.1.4	Maße der Prognosegüte (Skill Scores)	65
5.2	Vergleich Modell und Radiosondenaufstiege	70
5.3	Gesamtübersicht der als Einflussfaktoren verwendeten Größen . .	78
5.4	Meteorologische Charakterisierung der Kontrollgebiete	78
5.5	Statistische Betrachtung zum Einfluss einzelner Faktoren auf CI .	92
6	Einfluss multipler Faktoren auf CI	129
6.1	Theorie	129
6.2	Formulierung des logistischen Modells für das vorliegende Problem	139
6.2.1	Variablenauswahl	139
6.2.2	Voraussetzungen der Daten	139
6.2.3	Einfluss multipler Größen	141
6.2.4	Ausreißer	147
7	Ergebnisse und Interpretation der statistischen Betrachtung	151
8	Fallstudie zur Konvektionsauslösung und Modellvergleich	161
8.1	Auslösung und Entwicklung hochreichender Konvektion am 20. Ju- li 2007	163
8.2	Modelldarstellung der Prozesse in COSMO-DE	189
8.3	Werte der logistischen Modelle für die Fallstudie	209

8.4 Fazit der Fallstudie	211
9 Zusammenfassung	215
Danksagung	217
10 Literatur	219

1 Einleitung

Konvektion ist gekennzeichnet durch Massenbewegungen innerhalb eines Fluids aufgrund von Dichteunterschieden oder mechanischen Kräften, mit welchen es zu Transport- und Vermischungsprozessen von Eigenschaften des Fluids kommt (Glickman, 2000), und spielt als Prozess in der Troposphäre eine wichtige Rolle. Über konvektive Transportprozesse wird zwischen Erdboden und freier Troposphäre ein Großteil des Austausches von Impuls, Wärme, Feuchtigkeit und ggf. Luftschadstoffen bewerkstelligt. Kommt es bei dafür günstigen atmosphärischen Bedingungen zu hochreichender Konvektion, d. h. Umlagerungen bis in die mittlere und obere Troposphäre, so ist diese auch mit einem Schadenspotenzial verbunden. Unmittelbare Gefahren können Windböen, Starkniederschläge und ggf. daraus folgende Sturzfluten sowie Hagel und Blitzschlag sein.

Die Auslösung und Entwicklung von hochreichender Konvektion ist ein komplexer Prozess, bei dem unterschiedliche meteorologische Parameter und Wirkungsmechanismen eine Rolle spielen. Dabei greifen Prozesse auf ganz unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen ineinander, was zu intensiven Wechselwirkungen führt. Daher ist die Vorhersage dieser Ereignisse schwierig.

Über orographisch gegliedertem Gelände, wie beispielsweise der Schwarzwald es darstellt, tritt hochreichende Konvektion häufiger, früher und gelegentlich verstärkter auf als über ebenem Gelände. Hierfür sind mit der Orographie in Zusammenhang stehende Prozesse wie sekundäre Windzirkulationen, kleinskalige Konvergenzlinien, unterschiedlich beschienene Hänge verantwortlich, die einen weiteren Einfluss ausüben. So kann bei gleichen meteorologischen Randbedingungen innerhalb eines Gebiets an einem Ort hochreichende Konvektion ausgelöst werden, während es an einem anderen ruhig bleibt.

Daher wurden in der jüngsten Vergangenheit mit großem Aufwand Prozess- und Fallstudien durchgeführt, um das Phänomen der hochreichenden Konvektion besser zu verstehen. Die Verbesserung der Quantitativen Niederschlagsvorhersage in Wettervorhersagemodellen war Ziel der Messkampagne COPS (*Convective and Orographically in-*

duced Precipitation Study; Wulfmeyer et al., 2008; Kottmeier et al., 2008; Wulfmeyer et al., 2011). Während der drei Sommermonate 2007 fand in einem Gebiet, das sich von den Vogesen über den Oberrheingraben, den Schwarzwald und die Gebiete östlich davon erstreckte, ein internationales Messprojekt statt. Dabei wurden umfangreiche und aufwendige Messungen durchgeführt; sehr unterschiedliche, teilweise neuartige Messplattformen kamen zum Einsatz.

Auf der Basis der vorliegenden Messdaten und damit verbundenen Modellsimulationen wurde eine Zahl von Fallstudien erstellt, welche die in einem Zeitraum von einem bis maximal drei Tagen stattfindenden Prozesse in einer Zusammenschau beleuchten (Barthlott et al., 2006; Kottmeier et al., 2008; Kalthoff et al., 2009; Corsmeier et al., 2011; Barthlott et al., 2011). Im zweiten Teil der vorliegenden Arbeit wird eine solche Fallstudie vorgestellt, die den Auslösemechanismus aufgrund von Böenfronten anhand eines Messtages im Juli 2007 beschreibt.

Neben der Analyse einzelner Intensivmesstage, der sogenannten „Golden Days“, führt auch eine Auswertung des gesamten Zeitraums der COPS-Kampagne zu neuen Erkenntnissen. Dies ist Bestandteil des ersten Teils der vorliegenden Arbeit. Mit statistischen Methoden werden dabei die Bedingungen für die Auslösung von hochreichender Konvektion untersucht. Die relative Bedeutung von Antriebsmechanismen für die Auslösung von hochreichender Konvektion sind weder gut verstanden noch ausreichend in den Wettervorhersagemodellen repräsentiert (Wulfmeyer et al., 2008). Ein besonderes Augenmerk in der statistischen Untersuchung liegt deshalb auf der Frage, ob und wie deutlich regionale Unterschiede der Bedeutung der Faktoren, die an der Entstehung von hochreichender Konvektion beteiligt sind, im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum sichtbar sind, insbesondere der Einfluss der Orographie.

2 Grundlagen zur hochreichenden atmosphärischen Konvektion

Im Folgenden werden einige Definitionen und grundlegende thermodynamische Gesetzmäßigkeiten für die Ausbildung atmosphärischer Konvektion dargestellt.

2.1 Konvektion

Unter Konvektion (lat. *convehere*: zusammentragen, zusammenbringen) versteht man ein Phänomen, durch das es in Fluiden aufgrund makroskopischer Strömungen zum Vertikaltransport von Energie, Impuls und Spurenstoffen kommt. Es gibt zwei Arten von Konvektion, welche sich durch ihre ursächlichen Prozesse unterscheiden:

- **Erzwungene Konvektion:** Das Fluid wird durch äußere, mechanische Kräfte und Inhomogenitäten der Unterlage in Bewegung gebracht, z. B. aufsteigende Bewegung über geneigter Erdoberfläche bei Gebirgsüberströmungen oder Hebung in Zusammenhang mit mechanischer Turbulenz etwa an einer Böenfront.
- **Freie Konvektion:** Das Fluid wird allein über Dichteunterschiede in Bewegung gebracht, welche beispielsweise bei Erwärmung bodennaher Luft aufgrund diabatischer Effekte (Sonneneinstrahlung) entstehen. Im Schwerfeld der Erde führen die Dichteunterschiede zu Ausgleichsbewegungen; die in den Dichteunterschieden vorhandene potentielle Energie wird beim Aufsteigen teilweise in kinetische Energie umgewandelt.

Beide Prozesse können gleichzeitig auftreten und wechselwirken. Eine wichtige Eigenschaft von Konvektion ist das Auftreten von Wirbelstrukturen innerhalb der Strömung. Diese bewerkstelligen den größten Teil des Transportes von Fluideigenschaften. Aufwärtsbewegungen der freien Konvektion sind mit lokalen Dichteunterschieden im Fluid korreliert, in der Atmosphäre entspricht dies Unterschieden in der Temperatur und/oder im Wasserdampfgehalt. Sobald solche isolierten Aufwindblasen oder -

schläuche, welche von Segelfliegern auch Thermik genannt werden, das entsprechende Kondensationsniveau erreichen, bilden sich Wolken der Wolkengattung Cumulus.

In der Atmosphäre ist Konvektion ein Phänomen, das sich über verschiedene Skalen erstreckt. Sie reicht von den kleinräumigen Zirkulationssystemen mit Schönwetter-Cumuli von wenigen 100 m Durchmesser über Schauer/Gewitter mit ca. 10 km vertikaler und horizontaler Erstreckung bis hin zu den mesoskaligen¹ konvektiven Systemen (MCS) von mehreren 100 km horizontaler Erstreckung. Letztere können mit starken Niederschlägen verbunden sein. Aufgrund der Bedeutung auch der kleinen Skalen bei der Auslösung von Konvektion lässt sich in den operationellen numerischen Wettermodellen Konvektion als Ganzes nicht explizit simulieren, da diese Modelle hierfür eine zu geringe horizontale Auflösung besitzen. Es werden räumlich gemittelte Bilanzgleichungen verwendet.

Hochreichende Konvektion

Konvektion in der Atmosphäre wird als hochreichende Konvektion bezeichnet, wenn sie eine große vertikale Erstreckung erreicht, intensive vertikale Umlagerungen auftreten und Niederschlag entsteht, der schließlich schauerartig den Erdboden erreicht. Für die Auslösung von hochreichender Konvektion sind drei Voraussetzungen notwendig:

1. Eine vertikale Dichteschichtung in der freien Atmosphäre, die das Aufsteigen von Luftpaketen bis in ausreichend große Höhen zulässt (Labilität).
2. Ausreichende Feuchte in der unteren Troposphäre, womit die Freisetzung von großen Mengen latenter Energie erfolgen kann.
3. Ein Auslöseprozess, welcher die Entwicklung von hochreichender Konvektion in Gang bringt.

Bei der Entwicklung von hochreichender Konvektion greifen bezüglich der Bereitstellung von Feuchte und der Wirkung eines Auslösemechanismus drei Skalen ineinander: Synoptische Wettersysteme mit einer horizontalen Ausdehnung der Größenordnung 100 bis 1000 km, regionale Systeme mit einer horizontalen Ausdehnung von etwa 10 bis

¹In der Meteorologie wird die horizontale Raumskala L mit den folgenden Begriffen bezeichnet: die Makro-Skala mit $L > 2000$ km, die Meso-Skala mit $2000 \text{ km} > L > 2$ km sowie die Mikro-Skala mit $L < 2$ km. Siehe auch Kap. 8.1

50 km sowie kleinräumige Austauschvorgänge auf der Skala von nur einigen Kilometern. Den regionalen und lokalen Systemen, welche besonders in Verbindung mit Orographie entstehen, kommt bei konvektiven Wetterlagen häufig eine Schlüsselrolle zu, durch sie wird gelegentlich die Konvektion nur an bestimmten Stellen ausgelöst, auch wenn die großräumigen Bedingungen für die Entwicklung hochreichender Konvektion weitgehend ähnlich sind.

Hochreichende Konvektion wird meist in zwei phänomenologisch begründeten Kategorien unterschieden:

Luftmassen-Konvektion ist phänomenologisch verknüpft mit dem Begriff der freien Konvektion und im Tagesgang vom Boden her ausgelöst; sie kann sich am besten bei ungestörten Wetterlagen mit geringer vertikaler Windscherung entwickeln, d. h. in barotropen oder nur schwach baroklinen Luftmassen und meist bei Zwischenhochs oder Hochdrucklagen (daher im Englischen *high pressure convection* genannt). Entsprechende Gewitter werden als Wärme-, Hitze- oder Luftmassengewitter bezeichnet.

Mesoskalig organisierte konvektive Wettersysteme treten typischerweise bei Baroklinität und meist verbunden mit großräumigen Hebungsprozessen bei potentiell instabiler Schichtung auf, häufig findet man diese Bedingungen im Bereich von wetteraktiven Frontalzonen.

Bilden sich Schauer/Gewitter aufgrund von großräumiger Hebung als vornehmlich wirksamer Auslösemechanismus, so können sich bald nach der Auslösung der ersten Zellen konvektive Systeme formieren, die eine gewisse Eigendynamik entwickeln. Sie werden dabei von ihrem primären Auslösungsmechanismus unabhängig und beeinflussen bzw. verändern wiederum das Stromfeld, in dem sie sich gebildet haben. Sogenannte Multizellen-Gewitter sind dadurch gekennzeichnet, dass an der vorderen Flanke der Böenfront stete Neubildung von Zellen stattfindet. Sie bilden sich bevorzugt bei mäßiger bis starker vertikaler Windzunahme ($\approx 10^{-2} s^{-1}$) aber nur geringer Winddrehung. Die vertikale Änderung des Windes spielt eine gewisse Rolle, denn für die Aufrechterhaltung der Entwicklung eines Gewitter ist es wichtig, dass der Bereich des fallenden Niederschlags und der damit verbundenen Abkühlungsprozesse räumlich vom Bereich der Warmluftzufuhr in das Gewitter hinein getrennt ist. Eine weitere Organisationsstruktur sind Superzellen, welche durch eine quasistationäre Zirkulation innerhalb einer

einzigsten ausgedehnten Zelle geprägt sind. Für ihre Entstehung ist starke vertikale Windzunahme und eine deutliche Winddrehung notwendig.

2.2 Konvektionszellen und ihre Identifikation

Eng verknüpft mit hochreichender Konvektion ist der Begriff der Konvektionszelle. Auch wenn dieser Begriff genau genommen für alle im Zusammenhang mit Konvektion stehenden Zirkulationssysteme gilt, also auf unterschiedlichen Skalen, wird er in dieser Arbeit nur auf hochreichende Konvektion bezogen. Damit ist eine Konvektionszelle eine Bewegungsstruktur mit einem typischen Lebenszyklus und ist gekennzeichnet durch intensive Niederschlagsprozesse: Sie durchläuft verschiedene Stadien, die Auslösung, das Wachstumsstadium, das Reifestadium, in dem sie ihre kräftigste Wetteraktivität hat, und das Zerfallsstadium. Finden luftelektrische Erscheinungen und deren akustische Auswirkung (Blitz und Donner) statt, dann gehört die Konvektionszelle in die Kategorie Gewitter; sie bildet dann die Wolkengattung Cumulonimbus. Konvektionszellen treten nicht immer einzeln auf, je nach den meteorologischen Randbedingungen bilden sich Cluster von Zellen, sogenannte Multizellengewitter oder – in einer beträchtlichen horizontalen Ausdehnung bis zu mehreren 100 km – mesoskalige konvektive Komplexe. Auch das Teilen von Konvektionszellen tritt gelegentlich auf, ebenso der umgekehrte Prozess, dass sich aus zwei Zellen eine bildet (Handwerker, 2000).

In der Konvektionsforschung sind unter anderem diese Fragen von Interesse: Welche Faktoren führen zur Auslösung von hochreichender Konvektion, d. h. zur Entstehung von Konvektionszellen? Gemäß der englischen Bezeichnung *convection initiation* wird dafür im Folgenden auch der Begriff CI verwendet. Gibt es bevorzugte Orte der Auslösung und des Auftretens (bezeichnet als engl. *hot spots*) und was sind ggf. die Gründe dafür? Welchen Einfluss haben orographische Effekte auf die Entstehung und Entwicklung von hochreichender Konvektion? Gibt es typische Zugbahnen? Ziel dieser Forschung ist neben einem grundsätzlichen Prozessverständnis (Erkenntnisgewinn) die Verbesserung der Vorhersage dieser potentiell für die Bevölkerung gefährlichen Ereignisse.

Für die Beschäftigung mit diesen Fragestellungen bietet sich neben Beobachtungsdaten an Wetterstationen die Verwendung von Fernerkundungsverfahren an, welche auf entsprechender räumlicher Skala Daten liefern, also Radarmessungen, Satellitenbeobachtungen und Blitzortungsverfahren. In der Literatur sind mehrere Verfahren vorge-

stellt worden, aus diesen Daten Konvektionszellen objektiv und automatisiert zu detektieren. Die eine Gruppe dieser Verfahren verwendet Satellitendaten für die Identifikation von hochreichender Konvektion anhand typischer Signaturen an den Wolkenobergrenzen von Konvektionszellen (z. B. Setvák und Doswell, 1991), daraus lässt sich auch speziell die Auslösung von hochreichender Konvektion anhand typischer Signale, die auf große Abkühlungsraten hinweisen, ableiten (z. B. Aoshima et al., 2008). Problematisch bei dieser Methode ist, dass die Detektion von CI, die unterhalb von bereits existierenden Cirrus-Schirmen stattfindet, erschwert ist; damit können CIs unerkant bleiben, die in der Umgebung von bereits ausgebildeter hochreichender Konvektion stattfinden (Aoshima et al., 2008).

Andere Verfahren basieren auf der Auswertung von zweidimensionalen Radarbildern und ermitteln den plausibelsten Verlagerungsvektor von Radarsignaturen durch Berechnung der Korrelationen zwischen den Abschnitten auf zwei zeitlich folgenden Radarbildern (z. B. COTREC-Algorithmus, Rinehard und Garvey, 1978). Eine weitere Gruppe von Verfahren arbeitet mit Algorithmen, welche eine Objekterkennung in Radarbildern durchführen und in einem zweiten Schritt versuchen, diese Objekte im folgenden Radarbild wiederzufinden und somit die Verlagerung zu bestimmen (Zellverfolgung). Teilweise werden zu diesen Verfahren auch andere Daten (Satelliten, Blitzdaten) hinzugezogen. Beispiele hierfür sind SCIT (Storm Cell Identification and Tracking, Johnson et al., 1998), TITAN (Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting, Dixon und Wiener, 1993) und der auf Radar- und Blitzdaten basierende Algorithmus von Steinacker et al. (2000). Ein Zellverfolgungsalgorithmus, der dreidimensionale polare Radar-Volumenscan-Daten auswertet und daher eine bessere Identifikation erlaubt als zweidimensionale Produkte, ist TRACE3D (*Tracking of Convective Cells – 3D*; Handwerker, 2002). Dieser Algorithmus entstand am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) Karlsruhe und wird in der folgenden Auswertung verwendet, um eine Datengrundlage für die weiter durchgeführte Studie zu erhalten (Kap. 3.2).

2.3 Faktoren und Mechanismen der Konvektionsauslösung

In den folgenden Unterkapiteln werden einige der für die Auslösung von hochreichender Konvektion als bedeutend erachteten Prozesse und Faktoren und das für deren Be-

schreibung und Diskussion nützliche Paketmodell erläutert. Abschließend werden diese Faktoren in tabellarischer Form genannt.

2.3.1 Auftriebskräfte

Wie bereits genannt, entsteht freie Konvektion im Wesentlichen dadurch, dass ein Luftpaket aufgrund von Dichteunterschieden eine Auftriebsbeschleunigung A erfährt. Im Folgenden wird diese hergeleitet.

Die Vertikalkomponente der Bewegungsgleichung (Euler-Gleichung) lautet, ohne Berücksichtigung der Reibung:

$$\rho \frac{dw}{dt} = -\rho g - \frac{\partial p}{\partial z}. \quad [2.1]$$

Die Luftdichte ρ wird aufgespalten in den mittleren Zustand $\bar{\rho}$ und die Abweichung ρ' davon, analog auch der Luftdruck p :

$$(\bar{\rho} + \rho') \frac{dw}{dt} = -(\bar{\rho} + \rho')g - \frac{\partial(\bar{p} + p')}{\partial z}. \quad [2.2]$$

Teilen der Gleichung durch $\bar{\rho}$ führt zu:

$$\left(1 + \frac{\rho'}{\bar{\rho}}\right) \frac{dw}{dt} = -\frac{\bar{\rho}}{\bar{\rho}}g - \frac{\rho'}{\bar{\rho}}g - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z}. \quad [2.3]$$

Mit der hydrostatischen Approximation (gültig für die gemittelten Größen: $\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} = -\bar{\rho}g$) werden der erste und dritte Term der rechten Seite zusammengefasst zu null. Die hier als gültig angenommene Boussinesq-Approximation besagt, dass in der substantiellen Ableitung (linke Seite) ρ' gegenüber $\bar{\rho}$ vernachlässigt werden kann, d. h. $\frac{\rho'}{\bar{\rho}} \frac{dw}{dt} \approx 0$, so dass folgt:

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{\rho'}{\bar{\rho}}g - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z}. \quad [2.4]$$

Der erste Term rechts stellt die Auftriebsbeschleunigung A dar, der zweite Term beschreibt die vertikale Beschleunigung aufgrund einer Abweichung vom hydrostatischen Gleichgewicht. Unter Verwendung der linearisierten turbulenten Gasgleichung

$$\frac{p'}{\bar{p}} = \frac{\rho'}{\bar{\rho}} + \frac{T'_\rho}{\bar{T}_\rho}, \text{ wobei } \frac{p'}{\bar{p}} \approx 0, \quad [2.5]$$

lässt sich A umschreiben:

$$A = -g \frac{\rho'}{\bar{\rho}} \approx -g \frac{T'_\rho}{T_{\rho,e}} = g \frac{T_{\rho,i} - T_{\rho,e}}{T_{\rho,e}}. \quad [2.6]$$

Dabei ist T_ρ die Dichtetemperatur (d. h. die um das Flüssigwasser-Mischungsverhältnis erweiterte virtuelle Temperatur), welche lautet:

$$T_\rho = T (1 + 0,608 q - r_L) \quad [2.7]$$

mit der absoluten Temperatur T , der Schwerebeschleunigung g , dem Mischungsverhältnis des Wasserdampfes q und dem Mischungsverhältnis des Flüssigwassers r_L . Der Index i bezieht sich auf das Luftpaket, der Index e auf die Bedingungen der Umgebung. In Gleichung 2.6 wurde die Annahme gemacht, dass der Luftdruck des Luftpakets und der Umgebung stets der gleiche ist, d. h. das Luftpaket passt sich diesbezüglich beim Aufsteigen stets unmittelbar der Umgebung an.

Das Luftpaket erfährt also dann einen Auftrieb, wenn es eine niedrigere Dichte besitzt als seine Umgebung und aufgrund von lokalen Abweichungen vom hydrostatischen Gleichgewicht. Wie hier gezeigt, lässt sich der Auftrieb auch durch die Temperaturdifferenz darstellen. Damit kommt der Temperaturschichtung der Troposphäre eine bedeutende Rolle zu (Kap. 2.1).

2.3.2 Änderung der vertikalen Temperaturschichtung

Änderungen der vertikalen Temperaturschichtung und damit der Stabilität in der Troposphäre lassen sich mit der Tendenzgleichung des vertikalen Temperaturgradienten $-\frac{\partial T}{\partial z} := \Gamma$ beschreiben, welche sich aus dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik ergibt, wenn man diesen nach der Zeit und nach der Vertikalkomponente z differenziert. Es gilt:

$$\frac{\partial \Gamma}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial T}{\partial z} \right) = -\frac{1}{c_p} \frac{\partial}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} (-\vec{v} \cdot \nabla_h T) + \frac{\partial}{\partial z} [w(\Gamma_d - \Gamma)] \quad [2.8]$$

mit der Temperatur T , der spezifischen Wärmekapazität c_p , der diabatischen Wärme H , dem Horizontalwind \vec{v} , der Vertikalkomponente des Windes w und dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten Γ_d . Die zeitliche Änderung des vertikalen Temperaturgradienten ist damit bestimmt durch die drei Terme:

Differentielle diabatische Wärmezufuhr bzw. -entzug (erster Term): Labilisierung findet statt bei diabatischem Wärmeentzug in der Höhe (Verdunstung, Abkühlungseffekte infolge Ausstrahlung an Wolkenoberflächen) und bei diabatischer Wärmezufuhr in niedrigen Schichten (Kondensation, Aufheizung der Luft von der Erdoberfläche her infolge solarer Einstrahlung) bzw. bei relativer Zunahme/Abnahme

mit der Höhe (z. B. bei Hebung einer Luftsäule zunächst nur in den unteren Schichten einsetzende Kondensation), Stabilisierung bei diabatischem Wärmeentzug in niedrigen Schichten (nächtliche Abkühlung am Boden, Verdunstung fallenden Regens unterhalb von Wolken)

Differentielle Temperaturadvektion (zweiter Term): Kaltluftadvektion in der Höhe und Warmluftadvektion in niedrigen Schichten wirken labilisierend und deren relative Zunahme/Abnahme mit der Höhe.

Adiabatische Temperaturänderung durch Vertikalbewegungen (dritter Term): Dieser Term lässt sich umschreiben in:

$$\frac{\partial}{\partial z}[w(\Gamma_d - \Gamma)] = -w \frac{\partial \Gamma}{\partial z} + (\Gamma_d - \Gamma) \frac{\partial w}{\partial z} \quad [2.9]$$

Der erste Term beschreibt die vertikale Advektion von Γ . Der zweite Term stellt Stabilitätsänderungen bei vertikaler Streckung/Schrumpfung einer Luftsäule dar. Bei einem konstanten Temperaturgradienten wirkt vertikal mit der Höhe zunehmende großräumige Hebung (Streckung) auf eine stabile Schichtung labilisierend, bis sich als Grenzwert eine indifferente Schichtung einstellt. Streckung der Luftsäule bei großräumiger Hebung ist in der unteren Troposphäre mit der Randbedingung $w = 0$ am Erdboden und einem typischen Maximum der Vertikalbewegung im Bereich der mittleren Troposphäre eine typische Konfiguration. Umgekehrt wird eine labile Schichtung stabilisiert, wobei hier gleichzeitig einsetzende konvektive Umlagerungen viel effektiver stabilisierend wirken. Analog verstärkt mit der Höhe zunehmendes großräumiges Absinken (Schrumpfung) den Grad der Stabilität. Durch diesen Prozess kommt es zur Ausbildung von Absinkinversionen, welche in Hochdruckgebieten charakteristisch sind.

2.3.3 Paketmodell

Prozesse, die mit Vertikalbewegungen verbunden sind, lassen sich durch eine modellhafte Betrachtung in Form von Luftpaketen veranschaulichen, und entsprechende physikalische Beziehungen können entwickelt werden. Als Luftpaket soll eine bestimmte Menge Luft verstanden sein, die eine feste Anzahl von Molekülen hat; die Temperatur, der Druck und das Volumen des Luftpakets können sich durch äußere physikalische Einflüsse ändern.

Für gewisse Vorgänge wurde die vereinfachende Annahme der Adiabatie eingeführt, was bedeutet, dass – insbesondere während Vertikalbewegungen – das Luftpaket keine Wärme an die Umgebung abgibt oder aufnimmt. Daraus ergibt sich, dass bei Vertikalbewegungen ohne Kondensationseffekte die Änderungsrate der Temperatur im z -System konstant ist. Ursache für die Temperaturänderung ist dann allein Kompression bzw. Expansion des Luftpakets durch Volumenänderung, die mit der sich ergebenden Druckänderung verbunden ist. Die Änderungsrate der Temperatur nennt man den trockenadiabatischen Temperaturgradienten; er lässt sich aus dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik verknüpft mit der hydrostatischen Approximation berechnen und beträgt ca. $-0,98 \text{ K (100 m)}^{-1}$.

Mit dem Erreichen der Taupunkttemperatur, wo die Phasenflüsse von der flüssigen zur gasförmigen Phase die umgekehrten Phasenflüsse überwiegen, treten während des Aufstiegs des Luftpakets Kondensationseffekte auf. Dann führt die freiwerdende latente Energie zu einer geringeren Abkühlungsrate, dem feuchtadiabatischen Temperaturgradienten. Dieser ist abhängig von der Temperatur und der kondensierten Wasserdampfmenge. Er beträgt etwa $0,5$ bis $0,6 \text{ K (100 m)}^{-1}$. Infolgedessen wird der Vorgang dann auch feuchtadiabatisches oder sättigungsadiabatisches Aufsteigen genannt. Bei feuchtadiabatischen Absinkvorgängen verhält es sich analog.

Zwei weitere Annahmen des Paketmodells sind, dass sich das Luftpaket ständig im Druckgleichgewicht mit der Umgebung befindet (Kap. 2.3.1) und dass die kondensierten Wassertropfen bzw. Eispartikel den Auftrieb des Luftpakets nicht beeinflussen (Eigen-gewicht, Reibungseffekte). In der Realität läuft der Prozess des Aufstiegs nicht exakt adiabatisch ab, da ein gewisser Energie- und Masseaustausch mit der Umgebung stattfindet (engl. *entrainment*). Darüber hinaus berücksichtigt das Paketmodell auch nicht die Auswirkungen einzelner großer oder einer Vielzahl kleiner Konvektionszellen auf ihre Umgebung und die damit verbundenen Rückkopplungen. Dennoch erweist sich das Paketmodell in der Praxis als brauchbar.

2.3.4 Größen im thermodynamischen Diagramm

Ein Hilfsmittel für die Beurteilung des Zustands der Troposphäre ist das thermodynamische Diagramm. Dabei handelt es sich um eine Darstellung der Temperatur- und Feuchteschichtung über der Höhe. Verschiedene Arten von thermodynamischen Diagrammen

sind gebräuchlich, so gibt es beispielsweise das T-log(p)-Diagramm, das Tephigramm und das Stüve-Diagramm. Manche dieser Diagramme haben den Vorteil, dass eine Fläche unter der Temperaturkurve im Diagramm direkt proportional der potentiellen Energie ist (T-log(p)-Diagramm, Tephigramm); dies hängt damit zusammen, dass als Höhenkoordinate $\log(p)$ gewählt ist. Das Stüve-Diagramm (Abb. 2.1) besitzt diese Eigenschaft nicht, hat aber dagegen den Vorteil, dass die Trockenadiabaten Geraden darstellen (aufgrund der Höhenkoordinate p^κ mit dem Adiabatenkoeffizienten $\kappa = \frac{R}{cp}$). Das Stüve-Diagramm wird beim Deutschen Wetterdienst (DWD) standardmäßig benutzt und ist vor allem im deutschsprachigen Raum verbreitet. Es soll auch in der folgenden Diskussion verwendet werden. Am thermodynamischen Diagramm lassen sich unter Verwendung des Paketmodells (Kap. 2.3.3) einige wichtige Begriffe im Zusammenhang mit der Entstehung von hochreichender Konvektion erläutern. Die damit verbundenen Parameter werden in der vorliegenden Arbeit verwendet und untersucht.

Ein Luftpaket vom Erdboden, das in Bezug auf Temperatur und Feuchte die Eigenschaften der erdbodennahen Luftschicht aufgenommen habe, kann eine erzwungene Hebung erfahren. Der Höhenverlauf der Temperatur des Luftpakets wird Hebungskurve genannt; der Temperaturverlauf der Umgebung, wie etwa von einem Radiosondenaufstieg gemessen oder von Modelldaten übernommen, ist die Schichtungskurve. Ist das Luftpaket noch nicht an Feuchte gesättigt, so ändert es seine Temperatur mit der Höhe zunächst trockenadiabatisch. In der Grenzschicht stellt sich aufgrund der an Strahlungstagen einsetzenden konvektiven Durchmischung ein indifferenter Temperaturgradient ein, weshalb diese Schicht auch Mischungsschicht (engl. *mixed layer*) genannt wird. Erreicht das Luftpaket bei der Hebung seine Taupunktstemperatur, so setzt Kondensation ein; dies ist gleichbedeutend mit der Höhe, wo die Trockenadiabate und die Linie der Sättigungsfeuchte (ausgehend vom Taupunkt am Boden) einen Schnittpunkt besitzen. Das erreichte Höhenniveau wird Hebungskondensationniveau genannt (HKN, engl. *lifted condensation level, LCL*). Bei weiterer erzwungener Hebung, die entsprechend feuchtadiabatisch vonstatten geht, erreicht das Luftpaket bei bestimmten Schichtungsbedingungen die Höhe, in der es wärmer als die Umgebung ist und einen eigenen Auftrieb erfährt. Das erreichte Niveau ist das Niveau der freien Konvektion (NFK, engl. *level of free convection, LFC*). Nicht immer existiert so ein Niveau, zuweilen bleibt die Hebungskurve bei allen weiteren Hebungsvorgängen links von der Schichtungskurve.

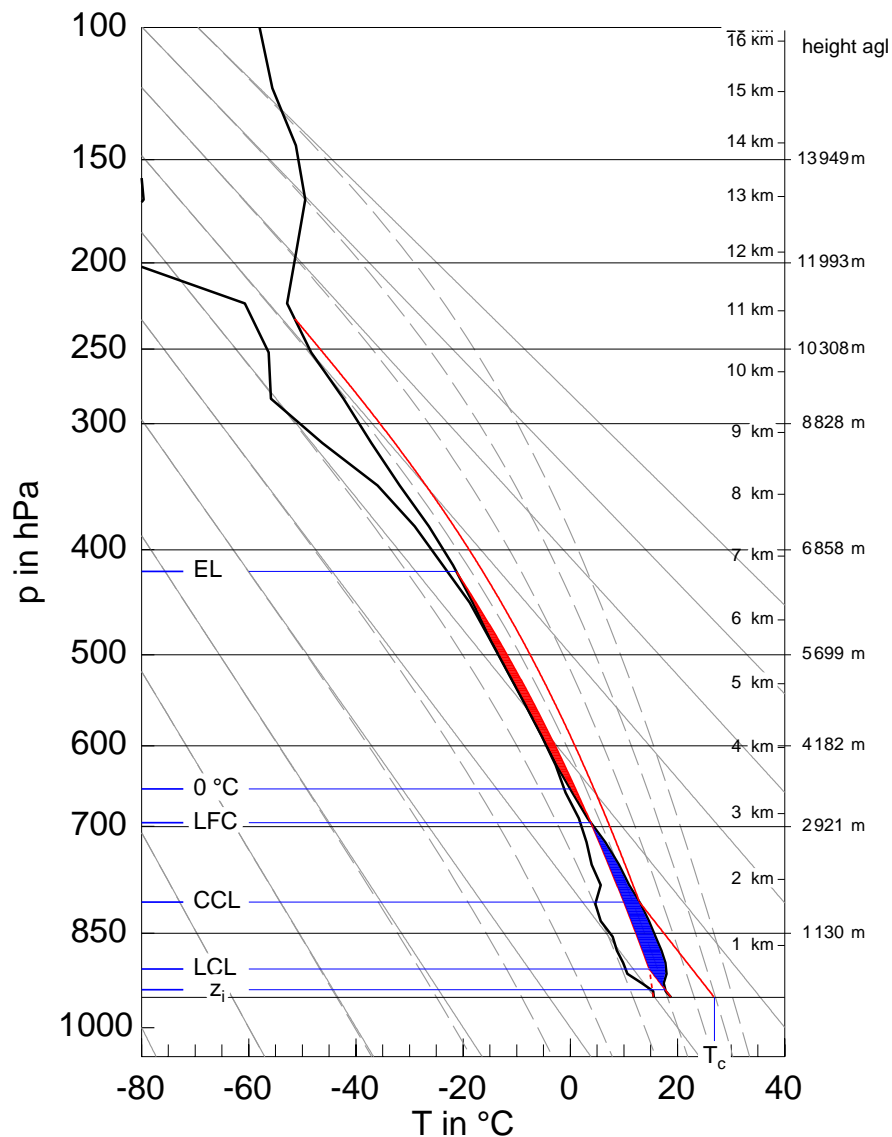


Abb. 2.1: Exemplarisches Stüve-Diagramm mit dem vertikalen Profil der Temperatur und des Taupunkts (schwarze Linien), den Trockenadiabaten (grau ausgezogen) und den Feuchtadiabaten (grau strichliert). Die Farbflächen entsprechen näherungsweise der CAPE (rot schraffiert) und der CIN (blau schraffiert). Die roten Linien zeigen die Hebungskurve für erzwungene und für freie Konvektion. Eingezeichnet sind auch die verschiedenen Konvektionsniveaus (Erläuterung siehe Text).

Ist der eigene Auftrieb eines Luftpaketes der tragende Effekt für das Aufsteigen, so spielt das Konvektionskondensationsniveau (KKN, auch Cumuluskondensationsniveau genannt, engl. *cumulus condensation level*, CCL) eine Rolle. Die Höhe des KKN lässt

sich ermitteln aus dem Schnittpunkt der Sättigungsfeuchtelinie und der Schichtungskurve. Eine weitere Größe lässt sich auf der Höhe des KKN ableiten: Rechnet man vom KKN trockenadiabatisch nach unten, so ergibt sich auf dem Bodenniveau die Auslösetemperatur T_{ausl} . Dies ist die Temperatur, bei der – sofern noch keine Cumuluskonvektion existiert – Luftpakete aus eigenem Antrieb aufsteigen; d. h. sie besitzen eine verglichen zur unmittelbaren Umgebung geringere Dichte und erfahren dadurch eine Auftriebskraft. Für das direkte Abheben des Luftpakets vom Erdboden ist ein lokaler Unterschied in der bodennahen Temperatur notwendig (etwa durch Unterschiede der Bodenart, des Bewuchses oder der Bebauung) oder eine mechanische Einwirkung wie z. B. mechanische Turbulenz, Advektion gegen ein Hindernis (z. B. Waldkante), oder bisweilen auch antropogene Aktivitäten (Kreipl, 1979).

Hat ein Luftpaket sein NFK oder KKN erreicht, so steigt es aufgrund seines Auftriebs weiter auf (feuchtadiabatisch), bis es schließlich ein Niveau erreicht, in dem es die gleiche Temperatur besitzt wie die Umgebung, das Gleichgewichtsniveau (GGN, engl. *equilibrium level, EL*). Dieses Niveau entspricht der Obergrenze möglicher konvektiver Wolken. Zwischen dem NFK bzw. KKN und dem GGN wird die konvektiv-verfügbare potentielle Energie, CAPE, in kinetische Energie umgewandelt. Die CAPE gibt somit die Energie für die konvektiven Umlagerungen an und bestimmt die Stärke des konvektiven Aufwindes. Ein weiteres Maß wurde definiert, das auf der Auftriebsenergie basiert, die konvektive Hemmnis, CIN (von engl. *convective inhibition*). Dies ist die Energie, die überwunden werden muss, bis die Luftpakete ihr NFK bzw. KKN erreichen.

Oft befindet sich oberhalb der Mischungsschicht eine Inversion, die auf die Entwicklung hemmend wirkt. Durch genügend großen Auftriebsimpuls können Luftpakete diese Inversionen durchstoßen. Die CIN ist direkt mit der Mächtigkeit dieser Inversion verknüpft. Weitere Kenngrößen wurden entwickelt, um die Mächtigkeit der Inversionsschicht zu beurteilen; auf diese wird in einem späteren Kapitel eingegangen (Kap. 5.5).

Manchmal werden für diese Betrachtungen die Mittelwerte von Temperatur und Feuchte der bodennahen 50 hPa oder 100 hPa mächtigen Schicht verwendet statt der bodennahen Werte (in der Praxis auf 2 m über Grund). Hier wird dann die Annahme gemacht, dass dieser Wert für die im Paketmodell betrachteten Prozesse als repräsentativer angesehen werden kann.

2.3.5 Konvektionsparameter

In den letzten Jahrzehnten sind verschiedene Konvektionsparameter vorgeschlagen worden, um die Wahrscheinlichkeit für die Entwicklung von Konvektionszellen und/oder deren Intensität vorzuhersagen. Sie basieren auf unterschiedlichen theoretischen Konzepten. Die drei Konzepte, die hinter den meisten dieser Konvektionsparameter stehen, sind:

Bedingte Instabilität: Bedingte Instabilität (englisch: *conditional instability*) liegt vor, wenn die Schichtung der Luftmasse für trockenadiabatisches Aufsteigen von Luftpaketen stabil, für feuchtabdiabatisches Aufsteigen jedoch labil ist; im thermodynamischen Diagramm liegt dann der Wert des Temperaturgradienten der Umgebung zwischen dem trockenadiabatischen ($-0,98 \text{ K}/100 \text{ m}$) und dem von der Temperatur und der kondensierenden Wasserdampfmenge abhängigen feuchtabdiabatischen Gradienten. Bei ausreichend vorhandener Feuchte in den unteren Schichten und einsetzenden Kondensationsprozessen kann es zur Auslösung von hochreichender Konvektion kommen.

Latente Instabilität: Wenn der aktuelle Temperaturgradient oberhalb des NFK kleiner ist als der feuchtadiabatische Temperaturgradient, dann liegt latente Instabilität (englisch: *latent instability*) vor. d. h. ein etwa von unterhalb des NFK aufsteigendes feuchtes Luftpaket erfährt bei Erreichen des NFK durch die freiwerdende latente Wärme zusätzlichen Auftrieb. Dies ist das zugrundeliegende theoretische Konzept bei den Kennzahlen CAPE, Lifted Index sowie dem Schichtungsterm des LSI (siehe Kap. 5.5).

Potentielle Instabilität: Potentielle Instabilität (engl. *potential instability*) liegt vor, wenn in einer von Feuchte ungesättigten Luftsäule die pseudopotentielle Temperatur mit der Höhe abnimmt, d. h. bei ggf. gleicher potentieller Temperatur ist die Luftsäule unten feuchter. Wenn diese Luftsäule großskalig gehoben wird und dabei Sättigung eintritt (Freisetzung latenter Wärme im unteren Bereich der Luftsäule), dann wird sie instabil. Dies ist das Konzept beim KO-Index (siehe Kap. 5.5).

Manche Parameter kombinieren auch diese drei Konzepte. Eine weitere Gruppe von Konvektionsparametern verwendet zusätzlich die Windscherung, solche beinhalten meist

auch eine Aussage über die Organisationsform der zu erwartenden hochreichenden Konvektion. Einige oft verwendete Konvektionsparameter werden in Kapitel 5.5 erläutert und auf ihre Prognosegüte hin untersucht.

2.3.6 Antriebe für großräumige Hebungsprozesse

Großräumigen Hebungs- und Absinkvorgängen kommt in den Wetterabläufen eine bedeutende Rolle zu (Kurz, 1990). Auch bei der Auslösung hochreichender Konvektion spielen sie eine Rolle, indem sie die vertikale Schichtung modifizieren (siehe Gl. 2.8 in Kap. 2.3.2) und ggf. potentielle Instabilität (Kap. 2.3.5) bewirken. Die Omegagleichung gibt nach der quasigeostrophischen Theorie Auskunft über die Verteilung der großräumigen Vertikalbewegung $\omega = \frac{dp}{dt}$. Sie wurde von Holton (1972) aus der Vorticitygleichung und dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik in quasigeostrophischer Näherung als diagnostische Beziehung hergeleitet. Voraussetzungen bei der Herleitung sind großskalige atmosphärische Bedingungen, die quasigeostrophische Näherung und Adiabasie. Sie lautet:

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

mit der statischen Stabilität σ , dem Coriolisparameter f_0 , dem Druck p , der geostrophischen relativen Vorticity ζ_g , der planetaren Vorticity f und der diabatischen Erwärmung/Abkühlung H . Unter der Annahme, dass ω am Boden und an der Obergrenze der Atmosphäre null ist, im mittleren Niveau ein Extremum aufweist und in der Horizontalen (auch) sinusförmig verteilt ist, also die Verteilung von ω durch den folgenden Ansatz beschrieben werden kann:

$$\omega = W_0 \sin \left(\pi \frac{p}{p_0} \right) \sin(kx) \sin(ly) \quad [2.11]$$

(W_0, k, l sind Faktoren, die die Verteilung von ω beschreiben), ist die linke Seite der Gleichung proportional zur Vertikalbewegung im z -System $w = \frac{dz}{dt}$.

Ein Antrieb für Hebung resultiert in Bereichen mit aufwärts zunehmender positiver Vorticityadvektion (erster Term) und/oder maximierter Warmluftadvektion (zweiter Term) und/oder der relativ stärksten diabatischen Erwärmung (dritter Term). Antrieb für Absinken herrscht in Bereichen mit aufwärts zunehmender negativer Vorticityadvektion

und/oder maximierter Kaltluftadvektion und/oder der relativ stärksten diabatischen Abkühlung. Dabei ist die resultierende Vertikalgeschwindigkeit umso größer, je kleiner die statische Stabilität σ ist. Gebiete mit Hebungsvorgängen treten typischerweise vorderseitig von Trögen barokliner Wellen auf, an Luftmassen-Fronten und an den Ein- sowie Ausgängen von Strahlstrom-Maxima (Kurz, 1990).

Oft kompensieren sich die Antriebe durch maximierte Schichtdickenadvektion und differentielle Vorticityadvektion. Daher ist es sinnvoll, die Omegagleichung so zu entwickeln, dass auf der rechten Seite nur ein Term als Antriebsfunktion steht, der die nichtdiabatischen Effekte vereint, nämlich die Divergenz des Q-Vektors. Der Q-Vektor (Hoskins et al., 1978; Sanders und Hoskins, 1990) ist definiert als

$$\vec{Q} := \frac{d_g}{dt} \vec{\nabla}_p \Theta \quad [2.12]$$

und beschreibt für ein Luftpaket die Änderung des (negativen) Gradienten der potentiellen Temperatur Θ innerhalb einer geostrophischen Strömung (darauf bezieht sich der Index g) auf einer Druckfläche. Bei Adiabasie lässt er sich umrechnen in

$$\vec{Q} = \left(-\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial x} \cdot \nabla_p \Theta \right) \vec{i} + \left(-\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial y} \cdot \nabla_p \Theta \right) \vec{j}; \quad [2.13]$$

d. h. Änderungen des Gradienten ergeben sich durch horizontale Variationen des geostrophischen Windes.

Unter Verwendung des Q-Vektors nimmt die Omegagleichung die folgende Form an:

$$\left(\sigma \vec{\nabla}^2 - f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -2 \frac{R}{p_0} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{c_p}{p}} \vec{\nabla}_p \cdot \vec{Q}. \quad [2.14]$$

Es gibt somit nur noch eine Antriebsfunktion für Vertikalbewegungen. Ein Antrieb für Hebung resultiert in Bereichen mit Konvergenz des Q-Vektors, ein Antrieb für Absinken in einem Bereich mit Divergenz. Die Ableitung großräumiger Hebungsprozesse aus der Divergenz des Q-Vektors unter der Fragestellung, die Auslösung hochreichender Konvektion zu untersuchen, ist gegenüber dem reinen Modell-Omega auch dadurch von Vorteil, dass diabatische Effekte ausgeschlossen sind, welche insbesondere mit der Entstehung von Schauern und Gewittern einhergehen. Damit lassen sich die präkonvektiven Bedingungen besser abgrenzen. Ein weiterer Unterschied ist der Einfluss der Orographie auf das Modell-Omega.

Formuliert man den Q -Vektor in einem natürlichen Koordinatensystem mit Komponenten tangential (s) und senkrecht (n) zu den Isothermen, so dass \vec{n} zur kalten Luft zeigt, so ergibt sich

$$\vec{Q} = \underbrace{\left(-\frac{\partial V_{gn}}{\partial s} \frac{\partial \Theta}{\partial n} \right)}_{Q_s} \vec{s} + \underbrace{\left(-\frac{\partial V_{gn}}{\partial n} \frac{\partial \Theta}{\partial n} \right)}_{Q_n} \vec{n}. \quad [2.15]$$

Q_s gibt einen Beitrag zu Vertikalbewegungen bei Änderungen der Richtung von $\nabla_p \Theta$, Q_n Änderungen des Betrags von $\nabla_p \Theta$ und beschreibt somit frontogenetische/frontolytische Effekte im geostrophischen Windfeld, es gilt:

$$\frac{d_g}{dt} |\nabla_p \Theta| = -Q_n > 0 \quad \text{Frontogenese} \quad [2.16]$$

$$\frac{d_g}{dt} |\nabla_p \Theta| = -Q_n < 0 \quad \text{Frontolyse.} \quad [2.17]$$

Setzt man Gleichung 2.15 in Gleichung 2.14 ein, so erhält man entsprechend zwei nichtdiabatische Antriebsterme. Der zweite Term (FQ_n) beschreibt somit Antriebe für Vertikalbewegungen bei Frontogenese und ist direkt mit thermisch direkter Zirkulation an Fronten verknüpft (Kurz, 1990).

2.3.7 Einfluss der Orographie

Der Begriff Orographie, wie er in der vorliegenden Arbeit verwendet wird, umfasst sämtliche natürlichen Erhebungen; orographische Effekte sind Einflüsse, die von Bergen und Gebirgen auf die Luftströmung und andere meteorologische Größen wie Temperatur, Feuchte und Niederschlagsverteilung hervorgerufen werden (Glickman, 2000).

Der Begriff gegliedertes (auch: komplexes) Gelände bezieht sich auf hügeliges oder bergiges Gelände mit unterschiedlicher Landnutzung und Bodenart. Durch unterschiedliche Exposition der Hänge und Abschattungseffekte ergeben sich Unterschiede in der solaren Einstrahlung, daraus folgen eine räumlich variierende Erwärmungsrate und Variationen des fühlbaren Wärmestroms am Boden. Unterschiedlich hohe Energieumsatzflächen führen zu horizontalen Temperaturgradienten, welche die Basis für die Entstehung von lokalen, thermisch induzierten Windsystemen bilden. Häufig kommt es tagsüber entlang von Gebirgskämmen und über Bergrücken zu Konvergenz verbunden mit starken Aufwinden und zur Auslösung von Konvektion.

Der Einfluss von Orographie auf die meteorologischen Parameter und Prozesse war bereits Bestandteil mehrerer Forschungsprojekte am IMK. Insbesondere wurden mehrere Messkampagnen durchgeführt im Bereich von Oberrheingraben und Schwarzwald.

So untersuchte Koßmann (1997) im Rahmen der TRACT-Kampagne den Einfluss von Orographie auf die vertikale Durchmischung und den Horizontaltransport von Luftmassen in der unteren Troposphäre während Schönwetterlagen anhand von Messungen und einfachen Modellrechnungen; Koßmann arbeitete die Bedeutung regionaler Windsysteme und thermisch induzierter Zirkulationssysteme an Berghängen und in den Seitentälern auf den Transport von Spurengasen heraus.

Eine weitere Messkampagne im Bereich von Schwarzwald und Rheintal war VERTIKATOR (*Vertikaler Austausch und Orographie*) im Jahre 2003. Hier wurde unter anderem mittels Flugzeugmessungen die konvektive Grenzschicht über Mittelgebirgen hinsichtlich konvektiver Bewegungsvorgänge und damit verbundener Transporte von Energie und Spurenstoffe untersucht. Hasel (2006) zeigte anhand einer *conditional sampling*-Methode, dass im Bergland deutliche Unterschiede in der Struktur der Auf- und Abwinde vorhanden sind. Barthlott et al. (2005) untersuchten im Rahmen derselben Messkampagne den Einfluss von sekundären Windzirkulationen anhand von Messdaten und Simulationen mit dem Lokalmodell LM des Deutschen Wetterdienstes mit zwei unterschiedlichen Auflösungen auf die Auslösung von hochreichender Konvektion. Dabei wurde die mangelnde Darstellung dieser Winde in der 7 km-Version des Lokalmodell LM (jetzt: COSMO) gezeigt. In der höher aufgelösten 2,8 km-Version ist die Repräsentierung deutlich besser. Es konnte für ein Fallbeispiel gezeigt werden, dass sekundäre Windzirkulationen über dem Haupt Rücken des Schwarzwaldes zu einer horizontalen Massenkonvergenz und damit verbundenen Vertikalbewegungen führte, die offensichtlich mit der Auslösung eines Gewitters in direktem Zusammenhang stand.

Fiedler (1983) untersuchte die besonderen Strömungsverhältnisse im Oberrheingraben und konnte einen von den Stabilitätsbedingungen der unteren Troposphäre abhängigen Kanalisierungseffekt nachweisen, d. h. die Entkoppelung des bodennahen Windfeldes vom Strömungsfeld der freien Atmosphäre, das in guter Näherung geostrophisch ist. Die Strömungen im Oberrheingraben zum einen und die Energieumsetzungen an der Erdoberfläche im umliegenden gegliederten Gelände (Schwarzwald, Vogesen) zum anderen waren auch Bestandteil der Arbeiten von Lenz (1996), der die genannten Punkte anhand Modellergebnissen mit dem dreidimensionalen mesoskaligen Modell KAMM

untersuchte. Er zeigte einen Einfluss von in den letzten Jahren geänderten Landnutzungsdaten vor allem auf die Verteilung der bodennahen Feuchtigkeit.

Hasel (2002) zeigte eine Untersuchung des Einflusses von orographisch gegliedertem Gelände auf die Grenzschichthöhe anhand von Flugzeugmessungen in Südfrankreich während der Messkampagne ESCOMPTE. Dabei konnte kein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Höhe der Grenzschicht und den Eigenschaften des Untergrundes gefunden werden.

Kalthoff et al. (2009) analysierten für einen Intensivmesstag der COPS-Kampagne die Struktur einer thermisch angetriebenen Konvergenzlinie, die sich entlang des Gebirgskamms des Schwarzwaldes entwickelte und dort zusammen mit weiteren Faktoren für hochreichende Konvektion in einem eng umrissenen Gebiet führte.

2.3.8 Zusammenfassung

Mit dem bereits Gesagten lassen sich die wichtigsten Prozesse, die in Zusammenhang mit der Auslösung von hochreichender Konvektion stehen, in einem kurzgefassten Überblick wie folgt nennen. Die aufgeführten Effekte können gleichzeitig wirken und sind teilweise im Wirkmechanismus miteinander verknüpft.

Die folgenden Faktoren begünstigen die Auslösung von hochreichender Konvektion:

- Günstige vertikale Schichtung in Höhenbereichen, die erzwungen oder frei aufsteigende Luftpakete erreichen (Labilität): Solange konvektive Luftpakete eine geringere Dichte besitzen als ihre Umgebung, können sie aufsteigen, im günstigsten Fall bis in große Höhen. Als ein qualitatives Maß hierfür wurden diverse Konvektionsparameter formuliert.
- Warme bodennahe Luftschicht: Je wärmer ein Luftpaket ist, desto größer ist die Wahrscheinlichkeit, dass es aufsteigt und Inversionen überwindet. Ein Maß hierfür ist also die bodennahe Lufttemperatur, welche in manchen Konvektionsparametern explizit berücksichtigt wird. Damit haben diabatische Effekte am Erdboden (Sonneneinstrahlung, nächtliche Ausstrahlung, Verdunstungsprozesse) und bodennahe Warmluftadvektion einen Einfluss auf CI.
- Bodennah vorhandene Feuchte: Je feuchter ein konvektives Luftpaket ist, desto kleiner ist – in Zusammenhang mit einem niedrigeren Niveau der freien Konvek-

on (NFK) – die Auslösetemperatur. Hohe Werte etwa der bodennahen spezifischen Feuchte sind also günstig für CI.

- Feuchtegehalt der Troposphäre oberhalb des bodennahen Niveaus: Da trockene Luft bei gleicher Temperatur eine höhere Dichte hat als feuchte, ist eine trockene Troposphäre grundsätzlich günstig für CI.

Der folgende Faktor kann die Auslösung von hochreichender Konvektion trotz ggf. allgemein günstiger vertikaler Temperaturschichtung hemmen:

- Relativ warme Schichten, die sich als Inversionen im vertikalen Temperaturverlauf zeigen, behindern die Auslösung von hochreichender Konvektion. Um diesen Faktor qualitativ zu beschreiben, wurden Indizes definiert (z. B. die CIN).

Prozesse, die die Temperaturschichtung der Troposphäre verändern und dabei Labilität bewirken oder verstärken, erhöhen die Wahrscheinlichkeit für CI:

- Vertikal unterschiedliche Temperaturadvektion: vertikal zunehmende Kaltluftadvektion labilisiert die Schichtung, vertikal zunehmende Warmluftadvektion stabilisiert die Schichtung.
- Vertikal unterschiedliche diabatische Wärmezufuhr oder Wärmeentzug: modifiziert die Schichtung.
- Vertikalbewegungen: Durch großräumige Hebung in der unteren Troposphäre (etwa vorderseitig von Trögen barokliner Wellen, an Luftmassen-Fronten und an Maxima des Strahlstroms) oder mesoskalige Vertikalbewegungseffekte (v. a. orographische) wird eine stabile Schichtung labilisiert. Dabei können sich Inversionen auflösen. Großräumige Hebung lässt sich durch die Q-Vektor-Diagnostik beschreiben (Kap. 2.3.6).

Daneben können als auslösende Prozesse für CI wirken:

- Bodennah erwärmte Luftpakete erreichen die Auslösetemperatur, steigen in einer konvektiv durchmischten Grenzschicht auf und erreichen das Niveau der freien Konvektion (NFK), von wo aus sie weiter aufsteigen – je nach Bedingungen bis in große Höhen. Günstig wirken: Zunahme der bodennahen Temperatur, Abnahme der Auslösetemperatur durch bodennahe Feuchteänderungen.

- Großräumige und mesoskalige Vertikalbewegungen (siehe oben): Auslösung einer potentiellen Instabilität.
- Lokale orographische Vertikalbewegungseffekte: sekundäre Windzirkulationen, Konvergenzlinien an Gebirgskämmen, Schwerewellen etc. bewirken direkte Hebung (erzwungene Konvektion).
- Mesoskalige Böenfronten aus entwickelten Gewittern und Gewittersystemen, Meer- und Seewindfronten: erzwungene Konvektion.
- Horizontal unterschiedliche diabatische Wärmezufuhr: führt zu erzwungener Hebung. Beispiele: Land-See-Windzirkulation, intensive Sonneneinstrahlung vorderseitig eines Gebietes starker Bewölkung und ggf. Niederschlags, sogenannte „inland sea breeze“ (Stull, 1988).
- Mesoskalige Konvergenzlinien und Zirkulationen in Verbindung mit Frontalzonen: erzwungene Konvektion.

2.4 Vorgehen und Fragen

In der vorliegenden Arbeit wurde zunächst auf der Basis von Daten der COPS-Kampagne aus Radardaten das Auftreten und die Auslösung von Konvektionszellen abgeleitet. Damit wird die räumliche Verteilung der Auslösung und des Auftretens von Konvektionszellen untersucht. Auf der Basis der Definition einiger Kontrollgebiete im Bereich des Oberrheingrabens, des Nordschwarzwaldes und des mittleren Neckarraums wird das zeitliche Auftreten von CI im Tagesverlauf behandelt.

Eine Anzahl von für CI relevanten Parametern werden aus Daten basierend auf dem operationellen numerischen Wettermodell COSMO-EU entnommen bzw. berechnet. Mit statistischen Verfahren werden diese Größen der Auslösung von hochreichender Konvektion gegenübergestellt. Dabei ergeben sich Unterschiede bezüglich der Einflussfaktoren und Gütegrößen dieser Parameter in den Kontrollgebieten, welche in orographischer Hinsicht unterschiedlich gegliedert sind, d. h. Parameter sind unterschiedlich stark wirksam. Leitfragen sind dabei: Welche Faktoren zeigten sich als wichtig für die Auslösung von hochreichender Konvektion? Zeigen sich Unterschiede in Gebieten unterschiedlich starker orographischer Gliederung? Diesen Fragen wird in der bivariaten Betrachtung

nachgegangen, indem jeweils die Korrelation und Prognosegüte jeder Größe einzeln untersucht wird. Daneben wird die Methode einer gemeinsamen Betrachtung der Parameter in einem multiplen statistischen Verfahren (hier: multiple logistische Regression) angewendet. Welche Prognosegüte lässt sich dann für CI ableiten?

3 Datengrundlage

3.1 Die COPS-Kampagne

Im Sommer 2007 fand die Kampagne COPS (*Convective and Orographically induced Precipitation Study*) statt, ein internationales Messprojekt innerhalb des Schwerpunktprogramms „Quantitative Niederschlagsvorhersage“ (PQP) der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und weiterer Förderprogramme. Beteiligt war eine große Zahl von internationalen Forschungsinstituten und Wetterdiensten.

Im Zeitraum Juni bis August 2007 wurde in einem Gebiet im Südwesten Deutschlands und Osten Frankreichs, das die Vogesen, einen Teil des Oberrheingraben, den Schwarzwald und die Gebiete östlich davon umfasste (Abb. 3.1), eine große Zahl von Messungen durchgeführt. Neben dem Betrieb eines Netzwerks von Bodenstationen, teilweise mit Energiebilanz- und Turbulenzmessausrüstung, wurden Vertikalsondierungen mit Radiosondenaufstiegen durchgeführt, Fernerkundungssysteme kamen zum Einsatz (Radarsysteme, Lidare, Satellitenscans) sowie flugzeuggetragene Messinstrumente. Daneben wurden Modellierungen durchgeführt.

Ziel der Kampagne war es, die Vorhersagequalität von orographisch induzierten Niederschlägen durch die Gewinnung und Auswertung von vierdimensionalen Messungen und durch Modellierung der Prozessabläufe zu verbessern (siehe Übersichtspublikationen: Wulfmeyer et al., 2008; Kottmeier et al., 2008). Für die Bearbeitung der wissenschaftlichen Fragestellungen wurden vier Arbeitsgruppen eingerichtet: AG 1: Auslösung von Konvektion, AG 2: Aerosole und Wolkenmikrophysik, AG 3: Niederschlagsprozesse und deren Lebenszyklen, AG 4: Datenassimilation und Vorhersagbarkeit.

Das Messgebiet war ausgewählt worden, weil in dieser Region hochreichende Konvektion begünstigt auftritt (Barthlott et al., 2006; Kunz und Kottmeier, 2006) und orographische Effekte von Bedeutung sind. Während der Kampagne konzentrierte sich ein großer Teil der Messungen an den folgenden fünf Standorten (*Super-Sites*): Meistratzheim (auf der französischen Seite des Oberrheingraben unweit der Vogesen), Achern

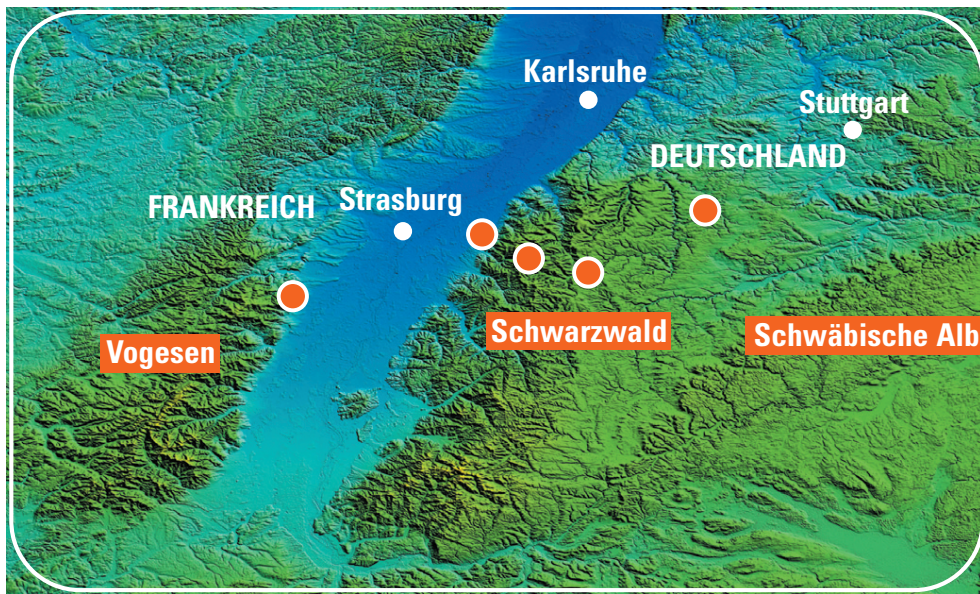


Abb. 3.1: Messgebiet der COPS-Kampagne mit der Lage der *Super-Sites* (rote Punkte), von West nach Ost: Meistratzheim, Achern, Hornisgrinde, Heselbach, Deckenpfronn.

(auf der deutschen Seite des Oberrheingrabens in der Nähe des Westhangs des Nordschwarzwalds), Hornisgrinde (höchster Gipfel des Nordschwarzwaldes), Heselbach (im Murgtal) und Deckenpfronn (im mittleren Neckarraum, nicht weit weg vom Nordostrand des Schwarzwaldes).

3.2 Ableitung der Auslösung hochreichender Konvektion aus Radardaten

Eine Grundlage für die Auswertungen und Ergebnisse der vorliegenden Arbeit sind Volumendaten des vom Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) Karlsruhe betriebenen Niederschlagsradars. Es ist ein gepulstes C-Band-Doppler-Radar vom Typ Meteor360AC und befindet sich auf dem Dach des Institutsgebäudes auf dem Gelände des KIT, Campus Nord. Technische Details zeigt Tab. 3.1.

Das Niederschlagsradar sendet einen sehr kurzen, hochfrequenten elektromagnetischen Impuls in eine durch Elevations- und Azimutwinkel der Antenne festgelegte Richtung. Streuer wie etwa Niederschlag, die sich in der Ausstrahlrichtung befinden, absorbieren und streuen die elektromagnetische Strahlung. Die in die Richtung des Radars zurückgestreute Strahlung wird von der Radarantenne empfangen. Aus dem gemessenen Radarreflektivitätsfaktor Z , in der Meteorologie in der Regel kurz als Radarreflek-

Tab. 3.1: Technische Eigenschaften des Karlsruher Niederschlagsradars.

Typ:	C-Band Doppler-Radar
Lage:	KIT, Campus Nord
Frequenz:	5,62 GHz
Wellenlänge:	5,4 cm
Maximale Leistung:	250 kW
Antennendurchmesser:	4,2 m
Reichweite:	120 km bei Standardvolumenscan
Keulenbreite bei -3 dB:	0,98 Grad (Hauptkeule)
Messgrößen:	Reflektivität, radiale Windgeschwindigkeit
Abgeleitete Größen:	Niederschlagsintensität, vertikaler Flüssigkeitsgehalt, Windprofil
Auflösung radial:	500 m
Auflösung azimuthal:	1,0 Grad

tivität bezeichnet, wird die Niederschlagsrate abgeleitet. Die Laufzeit des Signals ist ein Maß für die Entfernung. Außerdem wird aus der Frequenzänderung der zurückgestreuten kohärenten Welle nach dem Doppler-Prinzip die radiale Windgeschwindigkeit ermittelt. Eine detaillierte Beschreibung des Karlsruher Niederschlagsradars findet sich beispielsweise bei Gysi (1995). Während der dreimonatigen COPS-Kampagne wurden mit diesem Radar 5-minütige Scans durchgeführt. Diese Daten sind Grundlage für eine Auswertung mit dem Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D (Handwerker, 2002). Vor der Auswertung werden die Daten einer Qualitätskontrolle und Fehlerkorrektur unterworfen, womit Effekte wie der Einfluss des Erdbodens (engl. *Ground Clutter*), Sekundärechos etc. reduziert worden sind. In TRACE3D ist eine Konvektionszelle wie folgt definiert: Es ist ein Ereignis, bei dem in einem zusammenhängenden Gebiet gewisser Größe die Radarreflektivität einen gewissen Schwellenwert überschreitet.

In TRACE3D beträgt dieser Schwellenwert zunächst 35 dBZ, wird aber noch durch das jeweils aufgetretene Maximum Z_{max} modifiziert; der jeweils endgültig verwendete Schwellenwert wird auf $Z_{max} - 10$ dBZ gesetzt, falls dieser größer ist als 45 dBZ. Da-

durch tritt in jeder Zelle als maximal auftretende Reflektivität mindestens 45 dBZ auf. Es handelt sich dann um einen kräftigen Schauer oder ein Gewitter.

Nach der Auswertung mit TRACE3D stehen für jede detektierte Zelle die folgende Daten zur Verfügung:

- die Position (geographische Koordinaten),
- die maximale Reflektivität der Zelle,
- die Anzahl der der Zelle zugeordneten Radarstrahlelemente,
- die Fläche sowie
- eine eindeutige Identifikationsnummer pro Zelle, welche ggf. die Zellverfolgung ermöglicht.

Die Anzahl von TRACE3D identifizierter Konvektionszellen hängt von der Entfernung der Zellen zum Radarstandort ab (Handwerker et al., 2000). Mehrere Ursachen führen dazu, dass unter Umständen mit zunehmender Entfernung eine geringere Anzahl von Konvektionszellen detektiert wird.

1. Der Radarstrahl wird durch Extinktion, d. h. Streu- und Absorptionseffekte an Hydrometeoren und Gasen, gedämpft. Da die Extinktion von der Größe der Teilchen abhängt, ist sie bei konvektiven Niederschlagsereignissen am größten. Das hat Auswirkungen auf TRACE3D-Analysen; je mehr Niederschlag zwischen der Position einer konvektiven Zelle und dem Radar auftritt, desto stärker ist die Dämpfung. Für die statistische Untersuchung eines Zeitraums von vielen Tagen bedeutet dies, dass die Reflektivität in Abhängigkeit von der Entfernung durchschnittlich verringert ist und dadurch unterschätzt wird. Damit werden die im Algorithmus verwendeten Schwellenwerte bei größerer Entfernung für Konvektionszellen mit Radarreflektivitäten nahe der Schwellenwerte im Mittel seltener überschritten. Eine ausführliche Beschreibung des Extinktionsproblems und die Schwierigkeiten in Bezug auf automatisierte Korrekturverfahren findet sich bei Blahak (2004); in der Literatur vorgeschlagene Korrekturmethode basieren auf der Annahme eindeutiger Beziehungen zwischen der Extinktion und der gemessenen Reflektivität, tatsächlich sind diese Beziehungen aber sehr variabel und Korrekturverfahren entsprechend auf viele Fehlerquellen sensitiv. Bei den hier verwendeten Daten ist

eine nur sehr einfache Extinktionskorrektur angewendet worden, bei der die Reflektivität linear der Entfernung erhöht wird (um $0,02 \text{ dB km}^{-1}$, Handwerker 2002).

2. Zusätzlich zu dem Reflektivitätskriterium setzt der TRACE3D-Algorithmus eine Mindestgröße für Konvektionszellen als Bedingung für eine Detektion an. Dadurch werden Nicht-Niederschlags-Echos (Flugzeuge, Insekten, Staub etc.) sowie ggf. kleine Zellen ausgeschlossen. Für diese Auswertung ist die Mindestgröße durch die folgenden Schwellenwerte festgelegt worden:

- mindestens ein Volumen von 10 km^3 ,
- mindestens eine Fläche von 5 km^2 ,
- mindestens aus 10 Radarstrahlelementen bestehend,

wobei nur Ereignisse als Konvektionszelle gewertet werden, für die alle Schwellenwerte überschritten sind. Da das Volumen eines Radarstrahlelements mit der Entfernung vom Radar größer wird und das Radar jeweils den Mittelwert eines Radarstrahlelements misst, muss eine sich weiter weg befindende Konvektionszelle ein größeres Volumen umfassen, um detektiert zu werden. Dies führt dazu, dass Konvektionszellen einer gewissen Größe nahe am Radar noch detektiert werden, in größerer Entfernung jedoch nicht mehr.

Um diesen Effekten zu begegnen, wurden die für die weitere Auswertung definierten Kontrollgebiete (siehe unten) – soweit möglich – in jeweils ähnlicher Entfernung vom Radar platziert. Die beiden genannten Faktoren spielen dann keine tragende Rolle mehr, wenn das Auftreten und die Auslösung konvektiver Zellen in unterschiedlichen Gebieten auf einen längeren Zeitraum bezogen verglichen wird.

Die Identifizierung von Konvektionszellen wird auch durch orographische Hindernisse beeinflusst. Beispielsweise ist im Nordschwarzwald der Radarstrahl der beiden untersten Elevationen ($0,4^\circ$, $1,1^\circ$) bereits durch die Orographie verdeckt, und die nächste Elevation liegt bei der Station Heselbach ca. 2,0 km über Grund. Dadurch werden flache Konvektionszellen unter Umständen seltener detektiert.

In der vorliegenden Arbeit wird der Begriff Konvektionszelle auf jedes Ereignis bezogen, das durch den Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D als solche klassifiziert wurde. Weiter wurden aus den Daten die Ereignisse herausgestellt, die eine Auslösung hochreichender Konvektion (CI) darstellen. Eine CI wurde dabei wie folgt definiert:

Eine Konvektionszelle, um die in einem horizontalen Radius von 20 km innerhalb des Zeitraums zwischen ihrem Auftreten und zwei Stunden davor keine weitere von TRACE3D detektierte Zelle aufgetreten ist, ist eine CI. Ist die horizontale Ausdehnung der Konvektionszelle größer als 10 km, so wird das Entfernungskriterium um diese Ausdehnung plus 10 km erweitert.

Eine Zelle kann bis zum Zeitpunkt ihrer ersten Detektion mit TRACE3D bereits einen Teil ihres Lebenszyklus (Wachstumsstadium) durchlaufen haben. Je stärker der Grundstrom ist, desto mehr unterscheidet sich der Ort der Auslösung und der Ort der mit Hilfe der Radardaten detektierten starken Konvektionsaktivität (Corsmeier et al., 2011). Explizit sollen hier jedoch nur die Konvektionsereignisse betrachtet werden, die mit entsprechend starken Niederschlägen verbunden sind. Die verwendeten Werte wurden anhand der typischen räumlichen Ausdehnung und Lebensdauer von Gewittern abgeschätzt (siehe unten); sind nun zwei Konvektionszellen räumlich und zeitlich entsprechend weit voneinander entfernt, so werden sie als voneinander unabhängig angesehen. Eine Konvektionszelle, die in dem Verfahren keiner vorhergegangenen Zelle zugeordnet werden kann, ist eine erstmals aufgetretene Zelle und wird somit als eine CI betrachtet.

Eine Analyse der von TRACE3D ermittelten räumlichen Ausdehnung der Konvektionszellen des COPS-Zeitraums zeigte, dass diese Ausdehnung durchschnittlich $33,2 \text{ km}^2$ betrug. Unter Verwendung der vereinfachenden Annahme, dass Konvektionszellen einen kreisförmigen Querschnitt haben, betrug der Durchmesser durchschnittlich 6,5 km. Die Häufigkeitsverteilung (Abb. 3.2) zeigt, dass der überwiegende Teil (92,5 %) der Zellen kleiner als 10 km war; lediglich 0,9 % zeigten eine größere Ausdehnung als 20 km und weniger als 0,2 % mehr als 30 km. Stichproben zeigen, dass es sich bei den Ereignissen mit sehr großer Ausdehnung um Zellen in Zusammenhang mit mesoskaligen konvektiven Systemen handelte. Diese sind für die folgende statistische Untersuchung allerdings von geringem Interesse und traten während COPS, wie die Auswertung zeigte, nur selten auf. Aus den Erkenntnissen dieser Betrachtung heraus rechtfertigt sich der verwendete Mindestabstand von 20 km für eine eindeutige Klassifizierung als CI. Durch die Erweiterung des Entfernungskriteriums um die Ausdehnung der Zelle plus 10 km sollen ggf. stark ausgedehnte Konvektionszellen berücksichtigt werden, welche aber im COPS-Zeitraum nur sehr selten auftraten.

Für die Wahl des zeitlichen Abstandes zwischen zwei unabhängigen Ereignissen wurde eine andere Studie hinzugezogen. Handwerker (2001) leitete auf der Basis von eben-

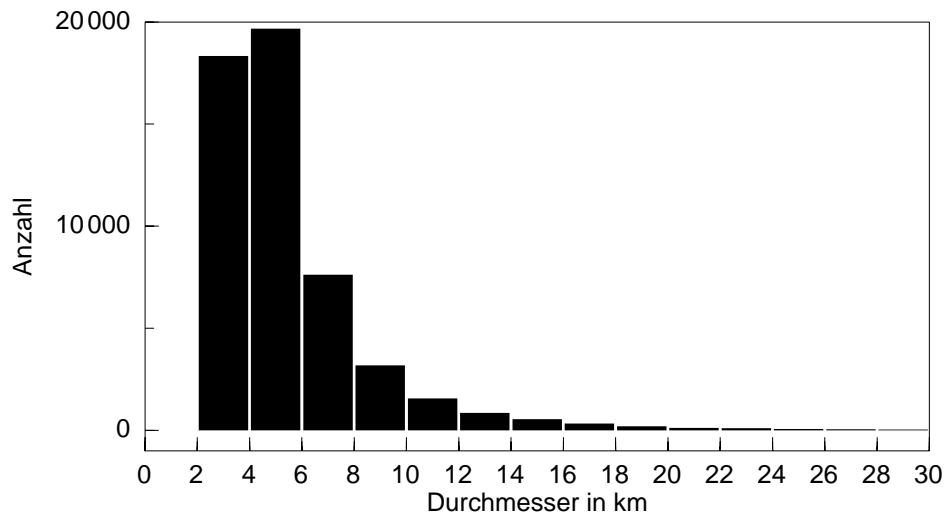


Abb. 3.2: Häufigkeitsverteilung des Durchmessers von Konvektionszellen, die während der COPS-Kampagne auftraten, abgeschätzt aus den mit TRACE3D ausgewerteten Radardaten des Karlsruher Niederschlagsradars des COPS-Zeitraums.

falls mit TRACE3D analysierten Daten des Karlsruher C-Band-Radars für das Jahr 2000 Häufigkeitsverteilungen der Lebensdauer von Konvektionszellen ab (Abb. 3.3). Danach betrug die mittlere Lebensdauer 18 Minuten bzw. unter Vernachlässigung der sehr kurzen Ereignisse (5 Minuten Lebensdauer) 25 Minuten. Ereignisse länger als 60 Minuten machten nur einen geringen Anteil aus. Alle diese Zahlen waren unabhängig von der Jahreszeit. Ausgehend von diesen Ergebnissen ist deutlich, dass das bei der Klassifizierung einer CI verwendete zeitliche Kriterium von 2 Stunden hinreichend sicher stellt, dass nur Konvektionszellen als CI klassifiziert werden, die unabhängig von anderen Entwicklungen hochreichender Konvektion ausgelöst wurden.

Auswertungen von TRACE3D-Daten zeigen, dass es zuweilen zum Aufsplitten von Konvektionszellen kommt, wodurch sich große Systeme von verbundenen Gewittern bilden können (Handwerker et al., 2000). Durch die gewählten Kriterien wird sichergestellt, dass solche Systeme nur bei ihrer Entstehung und einmalig als CI interpretiert werden. Dies gilt auch für Multizellen-Gewitter.

Ein Beispiel gibt Abbildung 3.4, welche die Zellverfolgungs-Daten und abgeleitete CIs für den 20.07.2007 zeigt. Jeder farbige Punkt gibt die Position einer durch TRACE3D detektierten Konvektionszelle. Die jeweilige Farbe bzw. Farbnuance erlaubt eine zeitliche Zuordnung. Man erkennt die Zugbahnen der an diesem Tag auftretenden Gewitter

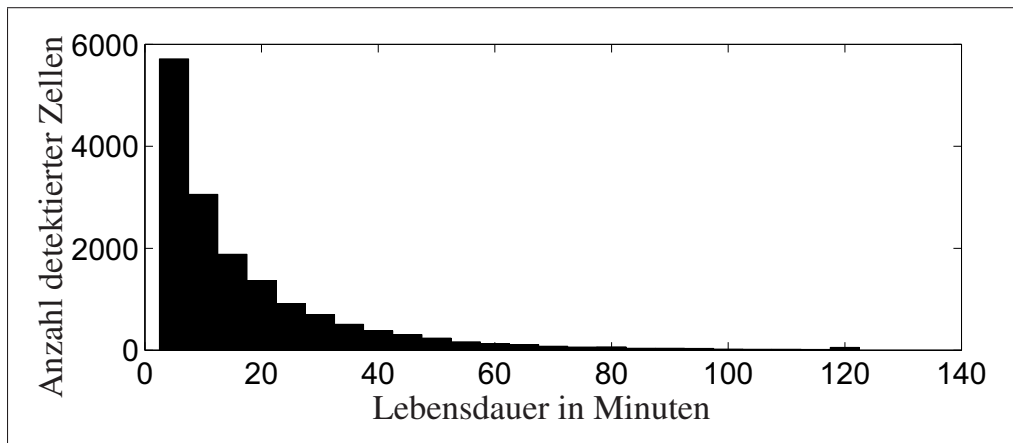


Abb. 3.3: Häufigkeitsverteilung der Lebensdauer von Konvektionszellen, die im Jahr 2000 im Messgebiet des Karlsruher Regenradars auftraten, abgeschätzt aus den entsprechenden mit TRACE3D ausgewerteten Radardaten. Entnommen aus Handwerker (2001).

und kräftigen Schauer. Das ggf. einer Zellen-Position hinterlegte rote Kreuz zeigt an, dass es sich um eine CI handelt.

Für die weitere Auswertung wurden vier Kontrollgebiete definiert, welche jeweils eine kreisförmige Gestalt mit einem Radius von 25 km haben. Die Benennung und Lage der Kontrollgebiete gibt Tab. 3.2 (Lage auch in Abb. 3.4 gezeigt). Zwei der Kontrollgebiete liegen im Rheintal und beinhalten im Wesentlichen einen einheitlichen, orographisch nur unwesentlich gegliederten Charakter. Die anderen beiden liegen in komplexer Orographie, wobei der Nordschwarzwald deutlich stärker gegliedert ist als der mittlere Neckarraum. Die Kontrollgebiete liegen in jeweils ähnlicher Entfernung vom Standort des Radars, nämlich ca. 60 km. Lediglich das im nördlichen Oberrheingraben festgelegte Kontrollgebiet weicht hiervon ab (ca. 20 km, Tab. 3.2).

Das Identifikationsverfahren für CIs hat zur Folge, dass Zellen, die vom Rand des Gebiets der Radarreichweite hineinziehen, fälschlicherweise als CIs identifiziert werden, da auch sie vom Algorithmus keiner Vorläufer-Detektion zugeordnet werden können; die Kontrollgebiete befinden sich jedoch weit genug vom Rand des Radargebiets entfernt, um diesen Effekt zu vermeiden.

Neben den Kontrollgebieten wurden vier tägliche Zeitintervalle (abgekürzt als ZI bezeichnet) definiert: ZI1 (00 bis 06 UTC), ZI2 (06 bis 12 UTC), ZI3 (12 bis 18 UTC),

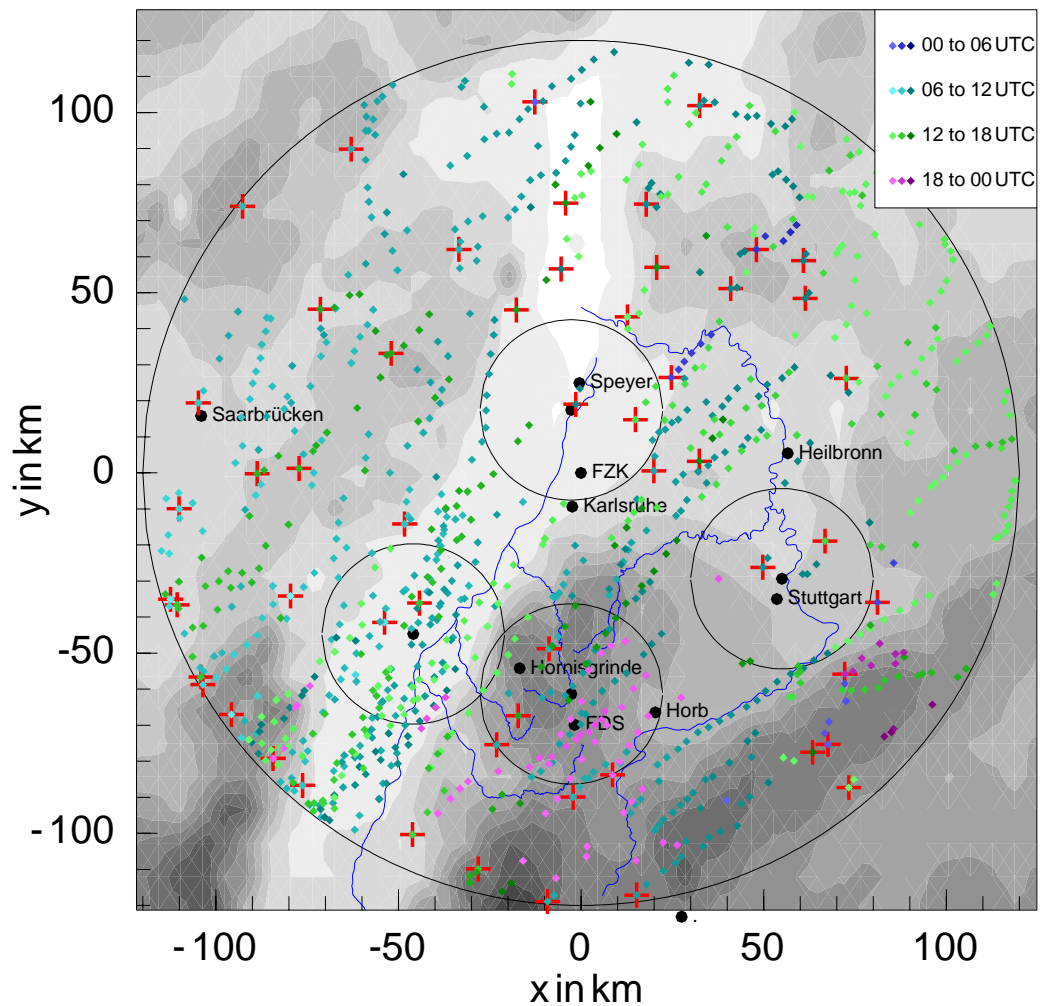


Abb. 3.4: Tagesauswertung von TRACE3D-Daten: Positionen von Zellen (farbige Punkte) und Konvektionsauslösung (rotes Plus) am 20.07.2007. Die kleinen Kreise zeigen die in der Studie betrachteten Kontrollgebiete. Der große Kreis gibt die Reichweite des C-Band-Radars am Campus Nord des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT). Graustufen zeigen die interpolierten Geländehöhen.

Tab. 3.2: Die in der Studie verwendeten Kontrollgebiete, ihre Bezeichnung, Lage (angegebenen sind die Koordinaten des Mittelpunkts des jeweils kreisförmigen Kontrollgebiets), Radius und Entfernung zum Karlsruher Niederschlagsradar (bezogen auf den jeweiligen Mittelpunkt).

Nr.	Lage	Koordinaten des Zentrums	Radius	Entfernung vom Radar
G1	mittlerer Oberrheingraben	7,80 °O, 48,69 °N	25 km	61,1 km
G2	nördlicher Oberrheingraben (Raum Speyer)	8,40 °O, 49,25 °N	25 km	18,1 km
G3	Nordschwarzwald	8,40 °O, 48,54 °N (Heselbach)	25 km	61,5 km
G4	mittlerer Neckarraum (Raum Stuttgart)	9,20 °O, 48,83 °N (Stuttgart-Schnarrenberg)	25 km	65,8 km

ZI4 (18 bis 24 UTC), womit es für den gesamten 92-tägigen COPS-Zeitraum 368 Zeitintervalle gibt. Damit wurden bestimmt:

- Die Anzahl der in jedem Kontrollgebiet und Zeitintervall aufgetretenen Konvektionszellen.
- Die Anzahl der in jedem Kontrollgebiet und Zeitintervall aufgetretenen Auslösungsereignisse (CIs).
- Datensätze, die beschreiben, ob im jeweiligen Zeitintervall und Kontrollgebiet Konvektionszellen auftraten („Ja“ oder „Nein“), im Folgenden als Konvektionsaktivität bezeichnet.
- Die Anzahl der Zeitintervalle je Kontrollgebiet, in denen Konvektionszellen auftraten.
- Datensätze, die beschreiben, ob es zur Auslösung von hochreichender Konvektion kam (CI-Aktivität).
- Die Anzahl der Zeitintervalle, in denen CI auftrat (jeweils „Ja“ oder „Nein“).
- Die in jedem Kontrollgebiet und Zeitintervall maximal auftretende Radarreflektivität.

Diese Daten dienen als Grundlage für die im Weiteren erläuterte Auswertung.

3.3 Datengrundlage

3.3.1 Radiosondendaten

Während der COPS-Kampagne fanden regelmäßig Radiosondenaufstiege an verschiedenen Mess-Stationen statt. Die vollständigste Serie an vertikalen Sondierungsmessungen liegt für die COPS-Station Heselbach im Murgtal (sogen. *supersite M*) vor. Hier wurden regelmäßig in sechsstündigen Intervallen Radiosonden aufgelassen. Die Rate an fehlenden Terminen aufgrund von in zu niedriger Höhe geplatzten Ballons ist niedrig, da in den meisten dieser Fälle unmittelbar ein zweiter Aufstieg durchgeführt wurde. An den anderen Radiosondenstationen fanden nur während der Intensivmesstage Aufstiege statt, sie werden deshalb in dieser Studie nicht verwendet. Darüber hinaus liegen die operationellen Radiosondenaufstiege der DWD-Station Stuttgart-Schnarrenberg vor. Regelmäßig bedient wurden hier die Haupttermine 00 UTC und 12 UTC und gelegentlich die Nebentermine 06 UTC und 18 UTC. Für diese Vertikalsondierungsdaten in Heselbach und Stuttgart-Schnarrenberg wurde eine große Zahl von Konvektionsparametern berechnet (Barthlott, 2007).

3.3.2 Modellanalysen

Als weitere Quelle für Informationen über die meteorologischen Randbedingungen und Konvektionsparameter während der COPS-Kampagne dienten für diese Studie Modelldaten des COSMO-EU. Dieses Modell wird in einer Zusammenarbeit mehrerer nationaler Wetterdienste betrieben, dem *Consortium for Small Scale Modelling*, COSMO. Das COSMO-Modell ist ein nicht-hydrostatisches Regionalmodell und rechnet auf den Skalen Meso- α (200 bis 2000 km), Meso- β (20 bis 200 km) und Meso- γ (2 m bis 20 km). Für eine ausführliche Beschreibung dieses Modells wird auf Doms und Schättler (2002 bis 2009) verwiesen.

In diesem Teil der Arbeit wurden vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellte operationelle Analysen des Datenassimilationszyklus verwendet. Während der operationellen COSMO-EU-Rechnungen werden neben der Erstellung von Hauptlaufanalysen und Hauptlaufvorhersagen kontinuierlich Analysen mit einem im Vergleich zu den Hauptlaufanalysen längeren Datenredaktionsschluss erstellt, wodurch in diese Analysen mehr Beobachtungsdaten eingehen, was die Qualität der Daten verbessert.

Die verwendete Version des Modells COSMO-EU rechnet auf 40 Haupt- und 41 Nebenschichten in einem gedrehten Koordinatensystem mit einer Auflösung von $0,0625^\circ$, was zonal einer Distanz von ca. 7 km entspricht. Auf dieser horizontalen Skala kann hochreichende Konvektion bereits zum Teil auflösend berechnet werden. Mesoskalige Organisationsformen werden explizit aufgelöst, einzelne Cumulonimben jedoch nicht; der zeitliche Verlauf der Konvektion ist bei dem verwendeten Zeitschritt von 40 s schon im Bereich der expliziten Simulation. Trotzdem zeigt die Erfahrung mit numerischen Wettermodellen, dass auch bei der Auslösung des COSMO-EU Konvektion parametrisiert werden muss (Heise, 2002). In den Modellen des DWD wird als Konvektionsparametrisierung das Massenflussverfahren von Tiedtke (1989) verwendet.

Für diese Studie wurden auch im Modellgebiet Kontrollgebiete definiert (Abb. 3.5), die in der Lage und Ausdehnung im Wesentlichen denen der für die TRACE3D-Daten definierten entsprechen (Kap. 3.2). Jedes Kontrollgebiet umfasst etwa 60 Gitterpunkte, die in dem jeweils kreisförmigen Gebiet liegen (Radius: 25 km). Die Unterschiede zwischen den Kontrollgebieten in der orographischen Gliederung sind im Modell im Rahmen seiner Auflösung nachgebildet (siehe Kap. 5.2).

Für jeden der sechsstündig vorliegenden Analysezeitpunkte und jeden Gitterpunkt wurden mit dem gleichen Auswerteprogramm, das auch für die Radiosondendaten verwendet wurde, die Konvektionsparameter berechnet; darüber hinaus wurden die sonstigen als Einflussfaktoren für CI als relevant angesehenen Parameter wie beispielsweise die großräumigen Hebungs-Antriebe aus dem Modell ausgelesen. Anschließend wurde für diese Parameter-Größen jeweils auf das Kontrollgebiet bezogen der Median und als Maß für Extremwerte jeweils das 5. bzw. 95. Perzentil ermittelt und abgespeichert. Eine detaillierte Auflistung der untersuchten Parameter-Größen wird in Kapitel 5.3 gegeben.

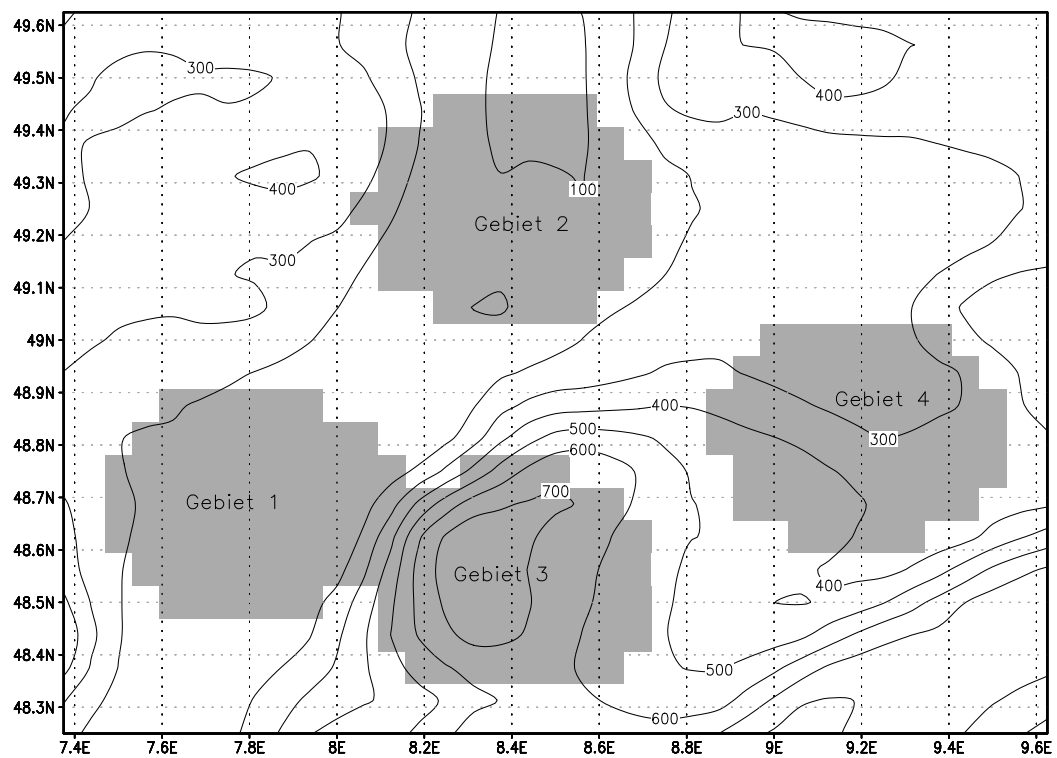


Abb. 3.5: Geländehöhen (interpoliert) und Lage der in dieser Studie betrachteten Kontrollgebiete in der diskretisierten Modelldarstellung von COSMO-EU.

4 Auftreten von hochreichender Konvektion während der COPS-Kampagne

4.1 Großwetterlagen während COPS

Als Großwetterlage bezeichnete F. Baur (1963) die „mittlere Luftdruckverteilung eines Großraumes, mindestens von der Größe Europas während eines mehrtägigen Zeitraumes, in welchem gewisse Züge aufeinanderfolgender Wetterlagen gleich bleiben, eben jene Züge, welche die Witterung in den einzelnen Teilgebieten des Großraums bedingen.“ Für die Klassifikation ist dabei die Strömungsanordnung in der Höhe (typischerweise die 500 hPa-Druckfläche) entscheidend und damit die geographische Lage der Steuerungszentren (Tröge, Rücken, hochreichende Druckgebilde) sowie die Lage und Erstreckung von Frontalzonen. In der Großwetterlagenklassifikation nach Hess und Brezowski (1952) wurden 29 Großwetterlagen definiert sowie die Lage „Übergang“ (Tab. 4.1). Entsprechend ihrer Zirkulationsform lassen sie sich in drei Gruppen zusammenfassen, die zonale, die meridionale und die gemischte Zirkulationsform. Dabei ist das entscheidende Kriterium, in welcher übergeordneten Richtung der Luftmassenaustausch stattfindet. Mit den Großwetterlagen sind die in Südwestdeutschland vorherrschenden Luftmassen korreliert, da sie die Anströmrichtung bestimmen und damit den Herantransport der Luftmassen, ebenso auch das Auftreten von Tief-Ausläufern und somit den Wechsel von Luftmassen.

Daneben lassen sich die Großwetterlagen jeweils einer Kategorie zuordnen entsprechend der Frage, ob ein zyklonaler oder antizyklonaler Einfluss vorherrscht, ob ggf. direkt Druckgebilde (Hochs, Tiefs) einwirken, mit den damit verbundenen dynamischen Wirkmechanismen, die den Charakter des Wetters bestimmen.

Im Folgenden wird der Charakter der Großwetterlagen während der COPS-Kampagne mit deren Verteilung im zehnjährigen Zeitraum 2001 bis 2010 verglichen, da sich die Frage stellt, ob der Witterungsablauf während der COPS-Kampagne insgesamt typisch war oder nicht.

Tab. 4.1: Großwetterlagen in Mitteleuropa, nach der Klassifikation von Hess und Brezowsky (Gerstengrabe und Werner, 1999). Angegeben ist in Klammern auch die Zuordnung, ob die Großwetterlage jeweils eher zyklonal (z) oder antizyklonal (a) und ggf. durch ein Tief (T) oder Hoch (H) geprägt ist

A. Zonale Zirkulationsform:	C. Meridionalen Zirkulationsform:
1. Westlage, antizyklonal (a)	12. Nordlage, antizyklonal (a)
2. Westlage, zyklonal (z)	13. Nordlage, zyklonal (z)
3. Südliche Westlage (z)	14. Hoch Nordmeer-Island, antizykl. (a)
4. Winkelförmige Westlage (z)	15. Hoch Nordmeer-Island, zyklonal (T+z)
B. Gemischte Zirkulationsform:	16. Hoch Britische Inseln (a)
5. Südwestlage, antizyklonal (H+a)	17. Trog Mitteleuropa (T+z)
6. Südwestlage, zyklonal (z)	18. Nordostlage, antizyklonal (H+a)
7. Nordwestlage, antizyklonal (a)	19. Nordostlage, zyklonal (T+z)
8. Nordwestlage, zyklonal (z)	20. Hoch Fennoskandien, antizykl. (H+a)
9. Hoch Mitteleuropa (H+a)	21. Hoch Fennoskandien, zyklonal (T+z)
10. Hochdruckbrücke (Rücken) Mitteleuropa (H+a)	22. Hoch Nordmeer-Fennoskandien, antizyklonal (H+a)
11. Tief Mitteleuropa (T+z)	23. Hoch Nordmeer-Fennoskandien, zyklonal (T+z)
Übergang	24. Südostlage, antizyklonal (H+a)
	25. Südostlage, zyklonal (T+z)
	26. Südlage, antizyklonal (H+a)
	27. Südlage, zyklonal (z)
	28. Tief Britische Inseln (z)
	29. Trog Westeuropa (z)

Im betrachteten 10 Jahres-Zeitraum dominierten während der Sommermonate fünf Wetterlagen (Abb. 4.1). Am häufigsten war die „Westlage, zyklonal“ (2) mit 20,5 %, auch die „Hochdruckbrücke (Rücken) Mitteleuropa“ (10) trat mit 15,1 % oft auf. Weiter stachen hervor der „Trog Mitteleuropa“ (17) mit 10,3 %, die „Südwestlage, zyklonal“

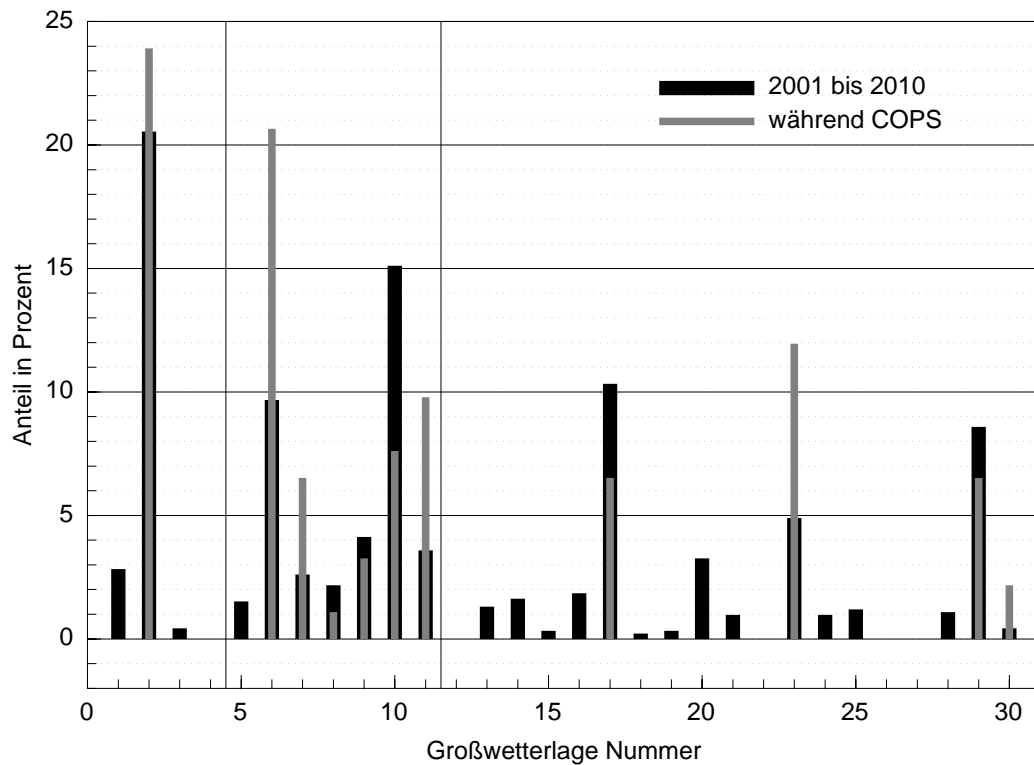


Abb. 4.1: Anteil der Großwetterlagen im Zeitraum 2001 bis 2010 (schwarze Histogramme) und während der COPS-Kampagne (grau). Für die verwendeten Nummern siehe 4.1.

(6) mit 9,7 % und der „Trog Westeuropa“ (29) mit 8,6 %. Die anderen Wetterlagen lagen bei einem Anteil von 5 % und darunter, zum Teil deutlich.

Im COPS-Zeitraum trat ebenfalls die „Westlage, zyklonal“ (2) am häufigsten auf, mit 23,9 % um wenige Prozentpunkte mehr als im 10 Jahres-Zeitraum. Ebenfalls sehr häufig trat die Nr. 6, „Südwestlage, zyklonal“, auf mit einem Anteil von 20,7 % und damit mehr als doppelt so zahlreich wie im Vergleichszeitraum. Ebenfalls deutlich häufiger als im Vergleichszeitraum traten die Lagen „Tief Mitteleuropa“ (11, mit 9,8 %) und „Hoch Nordmeer-Fennoskandien, zyklonal“ (23, mit 12,0 %) auf, demgegenüber waren die Lagen 10 „Hochdruckbrücke (Rücken) Mitteleuropa“ (10, mit 7,6 %), „Trog Mitteleuropa“ (17, mit 6,5 %) und „Trog Westeuropa“ (29, mit 6,5 %) deutlich seltener.

Insgesamt dominiert im Sommer der Anteil an Wetterlagen, die mit einer zyklonalen Beeinflussung einhergehen. Tab. 4.1 gibt eine Zuordnung der Wetterlagen, ob sie typischerweise zyklonal, antizyklonal oder direkt von einem Tief bzw. Hoch beeinflusst sind. Fasst man die Wetterlagen entsprechend zusammen (Tabelle 4.2), zeigt sich, dass wäh-

Tab. 4.2: Anteil der zyklonalen und antizyklonalen Wetterlagen in den Sommermonaten des Zeitraums 2001 bis 2010 und während der COPS-Kampagne (2007) in Prozent.

Zyklonalität	2001-2010	2007
Übergang	0,4	2,2
antizyklonal	8,9	6,5
zyklonal	43,9	52,1
Hoch	25,2	10,9
Tief	21,6	28,3

rend COPS die als zyklonal bezeichneten Lagen sowie die durch ein Tief gekennzeichneten Lagen deutlich häufiger auftraten. Gerade die Großwetterlagen, die durch einen direkten Einfluss eines Hochs gekennzeichnet sind, waren während COPS vergleichsweise selten (im Anteil nur 10,9 % gegenüber 25,2 %). Damit waren während COPS die Lagen, bei denen sich typischerweise Konvektion vornehmlich als Luftmassen-Konvektion ausbildet, seltener verbreitet; häufiger waren vielmehr die zyklonal geprägten und damit wechselhafteren Lagen, welche mit großräumigen Hebungsantrieben und häufigen Durchgängen von Tief-Ausläufern verbunden sind und bei denen hochreichende Konvektion tendenziell eher in Form von mesoskaligen Organisationsstrukturen auftritt.

Verbunden mit dem wie gezeigt eher zyklonal geprägten Sommer 2007 beschrieb der DWD den Juni 2007 in Deutschland als gebietsweise deutlich zu nass bei unterdurchschnittlicher Sonnenscheindauer; der Juli 2007 war verbreitet zu nass und sonnenscheinarm, der August 2007 überwiegend zu nass mit einer Sonnenscheindauer im Durchschnitt (DWD, 2007).

Die Gegenüberstellung der TRACE3D-Daten für den Zeitraum 2001 bis 2007 und der Großwetterlagen zeigt, dass bei den zyklonal geprägten Wetterlagen der Anteil der Tage mit hochreichender Konvektion allgemein deutlich größer ist als bei den antizyklonal geprägten (Tab. 4.3). Außerdem zeigen sich hier gewisse Unterschiede in den Kontrollgebieten. Das häufigste Auftreten von hochreichender Konvektion und auch deren Auslösung fand bei Tief Mitteleuropa (Nr. 11), Trog Westeuropa (Nr. 29) und Trog Mitteleuropa (Nr. 17) statt – Lagen, die durch häufiges Auftreten von großräumigen Hebungsantrieben und Frontendurchgängen geprägt sind – sowie bei der Südwestlage

Tab. 4.3: Relativer Anteil (in %) der Tage mit hochreichender Konvektion bzw. Auslösung von hochreichender Konvektion (CI) an den der jeweiligen Großwetterlage klassifizierten Tagen, für die acht während der Sommermonate häufigsten Großwetterlagen in den beiden Kontrollgebieten mittlerer Oberrheingraben (G1) und nördlicher Schwarzwald (G3); die Auswertung bezieht sich auf den Zeitraum 2001 bis 2007.

Großwetterlage Nr.	Anteil Tage mit hochr. Konvektion		Anteil Tage mit CI	
	G1	G3	G1	G3
2 (z)	55,7	53,4	47,3	32,8
6 (z)	82,1	73,1	61,2	41,8
7 (a)	29,2	25,0	20,8	16,7
10 (H+a)	44,4	42,9	27,0	34,1
11 (T+z)	80,0	76,7	73,3	63,3
17 (T+z)	72,6	68,5	58,9	52,1
23 (T+z)	63,6	59,1	40,9	45,5
29 (z)	86,2	84,5	60,3	69,0

(Nr. 6), bei der in Südwestdeutschland vermehrt subtropische Warmluft auftritt, welche im Sommer häufig von Feuchtlabilität geprägt ist. Deutlich seltener traten Gewitter während der antizyklonal geprägten Wetterlagen auf. Allgemein war im Gebiet mittlerer Oberrheingraben (G1) die Gewitteraktivität größer als im Nordschwarzwald (G3). Dies galt meist auch für die Auslösung von hochreichender Konvektion. Allerdings fällt hier auf, dass bei der Großwetterlage Hochdruckbrücke (Nr.10), bei welcher man ein vermehrtes Auftreten von Luftmassen-Konvektion vermutet, Auslösungen von hochreichender Konvektion im orographisch stark gegliederten Schwarzwald (G3) deutlich häufiger beobachtet wurden als im mittleren Oberrheingraben (Anteil Tage mit CI 34,1 % im Vergleich zu 27,0 % in G1). Dies gilt ebenfalls für das Gebiet im mittleren Neckarraum (nicht gezeigt).

4.2 Häufigkeit hochreichender Konvektion im Radargebiet

Mit den wie bereits beschrieben (Kap. 3.2) gewonnenen Daten lässt sich die Häufigkeit des Auftretens von hochreichender Konvektion und deren Auslösung im Radargebiet ermitteln und diskutieren. Praktische Gründe führen dann zu einer Betrachtung in Form von Kontrollgebieten. Denn mit einem Scan-Intervall des Niederschlagsradars von 5 Minuten wird jede Zelle mit einer längeren Lebensdauer durch den TRACE3D-Algorithmus mehrfach detektiert. Die Anzahl der in einem Gebiet über den COPS-Zeitraum detektierten Konvektionszellen ist damit überschätzt. Die folgenden Analysen der Konvektionsaktivität in verschiedenen Gebieten sollen auf Daten basieren, die unabhängig sind von der Lebensdauer und der Zuggeschwindigkeit der Zellen. Daher wurde die Anzahl von (sechsstündigen) Zeitintervallen (ZI) innerhalb des COPS-Zeitraums ermittelt und verwendet.

4.2.1 Häufigkeit im Radargebiet

Die auf den Radardaten basierende Häufigkeit von Zeitintervallen mit dem Auftreten von hochreichender Konvektion im Radargebiet variiert räumlich stark (Abb. 4.2). Während der Tageslichtstunden (06:00 bis 18:00 UTC) traten vergleichsweise viele Konvektionszellen nördlich der Vogesen, im Bereich der Zaberner Senke, und im mittleren Oberrheingraben sowie am Westhang des nördlichen Schwarzwaldes, im Renchtal sowie im unteren Kinzigtal auf (bis zu 39 Zeitintervalle mit Auftreten von Konvektionszellen). In der Osthälfte des nördlichen Schwarzwaldes zeigte die konvektive Entwicklung ein durchschnittliches bis etwas überdurchschnittliches Maß (17 bis 31 Zeitintervalle). Ähnlich häufige konvektive Aktivität gab es im mittleren Neckarraum und im Kraichgau. Im südlichen vom Radar noch erfassten Teil des Schwarzwaldes, d. h. südlich des Kinzigtals, zeigt sich ein Minimum an konvektiven Entwicklungen (16 und weniger). Allerdings ist die Wahrscheinlichkeit groß, dass dies auf orographische Abschattungseffekte des Radarstrahls (Kap. 3.2) zurückzuführen ist, welche dazu führen, dass deutlich weniger Konvektionszellen durch TRACE3D detektiert wurden. Ebenso in der Region zwischen der Weststufe des Kraichgaus bis nach Westen zum Osthang des Haardt (Pfälzerwald), begrenzt im Norden bis nur wenig weiter als die Neckar-Rheinmündung und im Süden bis auf die Höhe des Schwarzwaldnordhangs befindet sich ein Minimum mit sehr wenigen Konvektionszellen; in diesem Bereich liegt auch Karlsruhe. Der Oden-

wald wiederum sticht durch ein hohes Vorkommen von Konvektionszellen heraus und das Neckartal südlich davon im Bereich von Neckarsteinach. Nachts traten wiederum im Bereich der Zaberner Senke und des mittleren Oberrheingrabens und auch über dem noch vom Radar erreichten Teil der Nordvogesen überdurchschnittlich viele Konvektionszellen auf, wenn auch um ca. ein Drittel weniger als am Tage. Wiederum zeigt der östliche Teil des Nordschwarzwaldes verglichen mit dem westlichen Teil relativ dazu eine eingeschränkte konvektive Aktivität. Nachts ist wie am Tage auch im Bereich um Karlsruhe ein Minimum zu finden, das sich bis in den südwestlichen Teil des Kraichgaus fortsetzt. Auch im mittleren Neckarraum ist allgemein nur eine mittelmäßige Aktivität von Konvektionszellen erkennbar. Ein eng eingegrenztes Maximum findet sich am Südrand des Odenwalds. Auf die Nähe des Gebiets zum Radarstandort und dem in Kap. 3.2 erläuterten entfernungsabhängigen Detektionsvermögen von TRACE3D für Konvektionszellen ist das Minimum westlich des Kraichgaus nicht zurückzuführen, da er im Gegenteil zu einer Unterschätzung weiter entfernt liegender Konvektionszellen führt.

Neben dem Auftreten von Konvektionszellen ist im nächsten Schritt das Auftreten von Auslösungen (CIs) interessant (Abb. 4.3). Am Rand des Gebiets der Reichweite des Karlsruher Niederschlagsradars kann die Zahl an CIs überschätzt sein, da dort von außerhalb der Radarsichtweite heranziehende Konvektionszellen durch den Algorithmus nicht von echten CIs unterschieden werden können. So werden beispielsweise im Südwesten des Radargebiets große Zahlen von CIs angezeigt, was aber offensichtlich vor allem an einer bevorzugten Zugbahn von Südwest liegt.

Anders als beim Auftreten von Konvektionszellen finden sich für CIs keine größeren zusammenhängenden Gebiete verstärkten Auftretens, vielmehr wenige einzelne, meist unzusammenhängende Orte mit relativen Maxima. Am Tage fand CI auffallend häufig am oberen Renchtal und im Bereich des mittleren Drittels des Kinzigtals statt (ca. 10 Zeitintervalle mit CI); auch finden sich westlich davon im mittleren Oberrheingraben zwei Rasterpunkte mit ebenfalls vielen CIs. Sonst ist am Tage kein weiterer geographischer Raum klar als Ort mit größerem Auftreten von CIs in dem Sinne sichtbar, dass mehrere benachbarte Punkte durch hohe Werte gekennzeichnet wären. Allerdings zeigen sich an verschiedenen Orten einzelne Rasterpunkte mit relativ gesehen häufigem Auftreten von CI, etwa im mittleren Neckarraum, im Pfälzer Wald und im Rheingraben westlich des Schwarzwaldes. Auch nachts ist kein größeres Gebiet durch ein häufiges

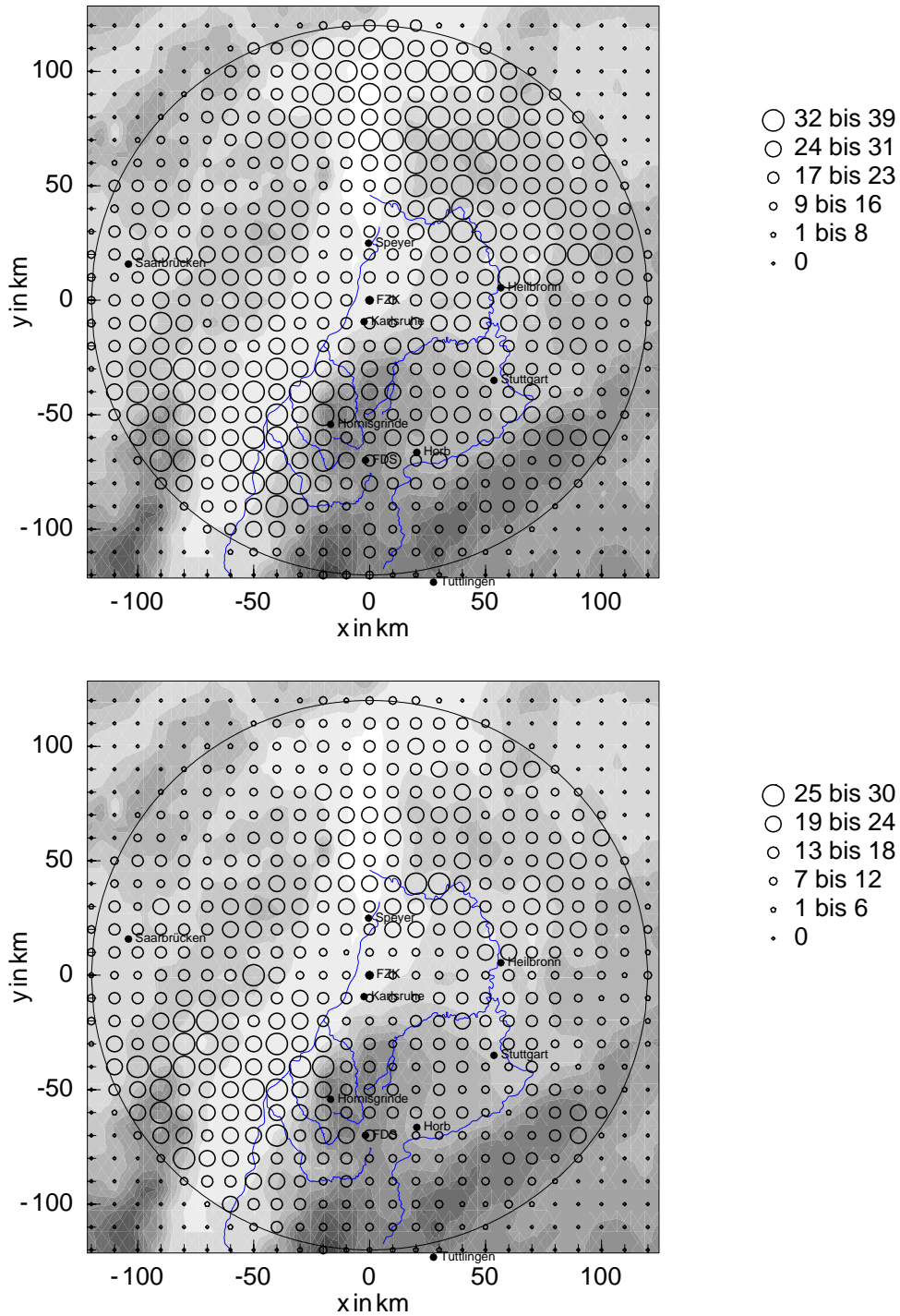


Abb. 4.2: Anzahl von 6 Stunden-Zeitintervallen mit Konvektionszellen, am Tage (06 bis 18 UTC, oben) und in der Nacht (18 bis 06 UTC, unten) für den COPS-Zeitraum (Sommer 2007). Jedes Symbol entspricht einem quadratischen Gebiet von 10×10 km. Man beachte die wechselnde Skala.

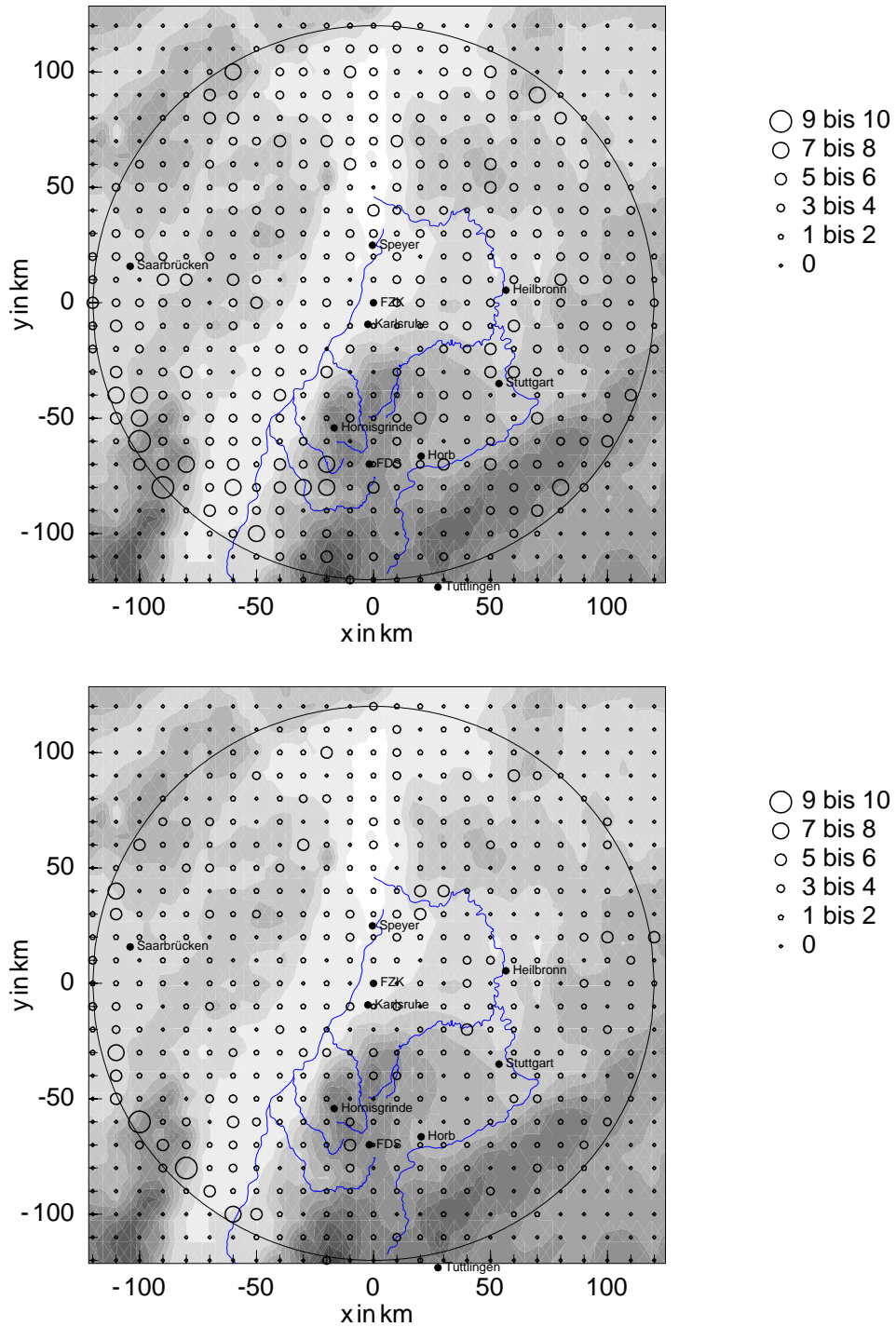


Abb. 4.3: Wie Abb. 4.2, jedoch für die Anzahl von 6 Stunden-Zeitintervallen mit Auslösung von Konvektionszellen (CI), am Tage (06 bis 18 UTC, oben) und in der Nacht (18 bis 06 UTC, unten).

Auftreten von CI gekennzeichnet. Nur am Südwestrand des Odenwaldes im Neckartal ist ein nächtliches Maximum von CI erkennbar.

4.2.2 Häufigkeit in den Kontrollgebieten

Im Folgenden wird die Häufigkeit von konvektiver Aktivität während der drei Monate der COPS-Kampagne auf die in Kap. 3.2 definierten Kontrollgebiete dargestellt.

Die Abbildung 4.4 geben einen Überblick über die Auslösung von Konvektionszellen und deren Auftreten im Verlauf der COPS-Kampagne, angegeben ist jeweils die Anzahl von Konvektionszellen bzw. von CIs, die im jeweiligen Kontrollgebiet und sechsstündigen Zeitintervall detektiert wurden. Man erkennt, dass die konvektive Aktivität meist in Abschnitten von wenigen Tagen stattfand, unterbrochen von konvektionsfreien Abschnitten. Dies hängt mit dem typischen Verhalten der Troposphäre zusammen, eine gewisse Erhaltungsneigung des Wetters zu zeigen, welche in dem Phänomen der Großwetterlagen zum Ausdruck kommt, die in der Regel einen über mehrere Tage einheitlichen Charakter des Wetters mit sich bringen. Hochreichende Konvektion trat immer wieder über den gesamten COPS-Zeitraum verteilt auf. In den letzten 25 Tagen der COPS-Kampagne trat Konvektion seltener auf.

Mit einer gewissen Häufigkeit traten die Konvektionszellen in mehreren Gebieten gleichzeitig auf, gleiches gilt für die Konvektionsauslösung. Dies zeigt Tab. 4.4 nochmals direkt. Erklärbar ist das zum einen damit, dass während des COPS-Zeitraums oft Wetterlagen auftraten, bei denen es aufgrund von großräumigen Antrieben (großräumige Hebung an Trögen, Durchzug von synoptischskaligen Konvergenzlinien) im Gebiet der Radarreichweite verbreitet zu hochreichender Konvektion kam. Während insgesamt 37 Zeitintervallen trat in allen Kontrollgebieten gleichzeitig hochreichende Konvektion auf. Zum anderen hängt es damit zusammen, dass in vielen Fällen Konvektionszellen mit ihren Zugbahnen von einem Kontrollgebiet aus in das benachbarte zogen, was beispielsweise zu der großen Zahl gleichzeitigen Auftretens von Konvektionszellen im mittleren Oberrheingraben (G1) und im nördlichen Schwarzwald (G3) sowie im nördlichen Schwarzwald und im mittlerer Neckarraum (G4) geführt haben dürfte. Auch bei dem Auftreten von CIs zeigt sich ein gewisser Anteil von in allen Gebieten gleichzeitig auftretenden Ereignissen (insgesamt 15). Auch hier fanden relativ gesehen die meisten parallelen CIs in den Gebieten G1 und G3 statt.

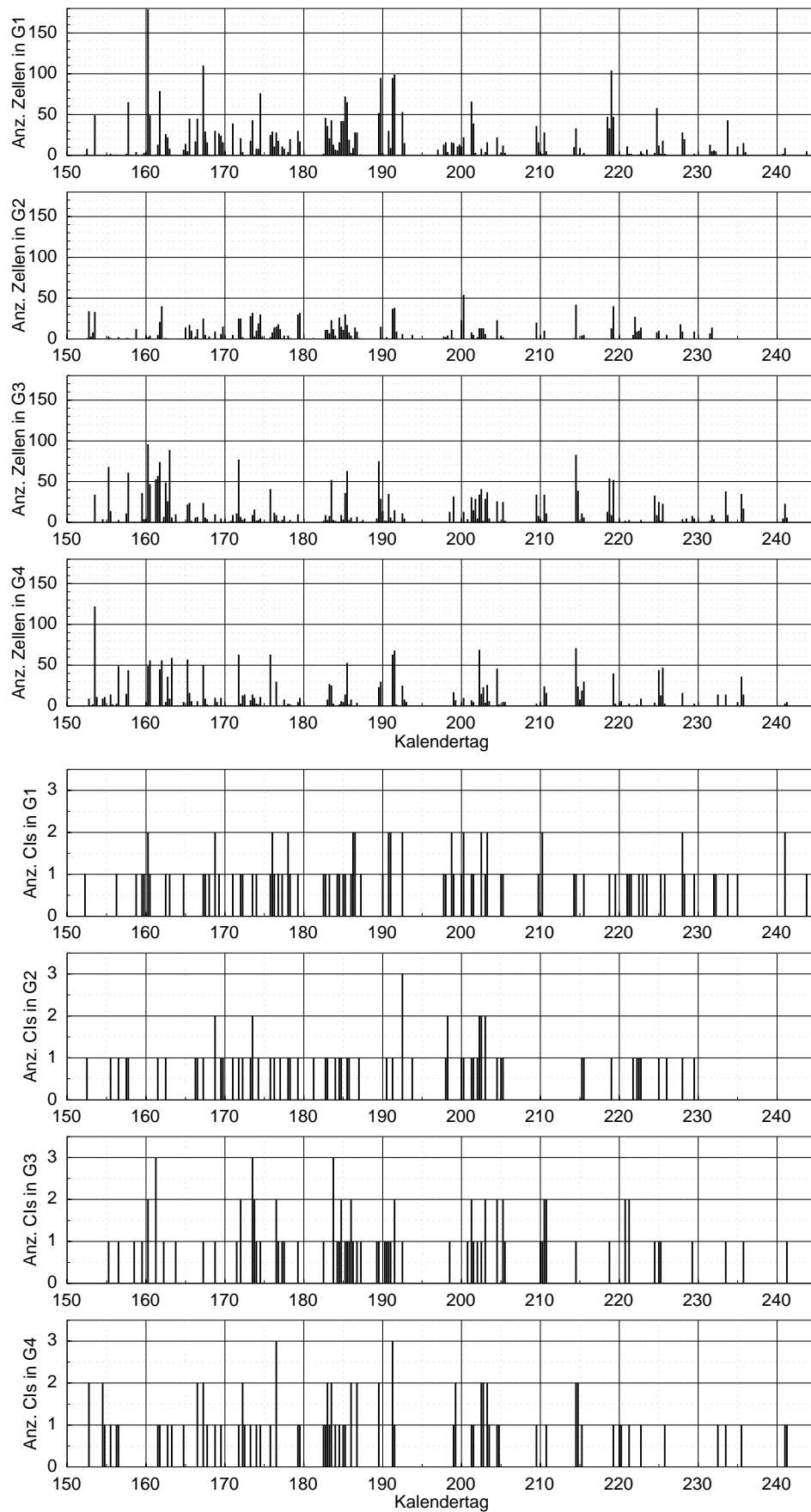


Abb. 4.4: Auftreten von Zellen (oben) und CIs (unten) über den COPS-Zeitraum (Juni bis August 2007) in den Gebieten G1 bis G4: Anzahl von Zellen bzw. CIs in den 6-stündigen Zeitintervallen.

Tab. 4.4: Gleichzeitiges Auftreten von Konvektionszellen (links) und CI (rechts), angegeben ist jeweils die Anzahl von 6-stündigen-Zeitintervallen, in denen in zwei Gebieten im COPS-Zeitraum gleichzeitig Ereignisse stattfanden. Die Zahlen in Klammern geben die Anzahl von Ereignissen in einem Gebiet an. Zum Beispiel trat in Kontrollgebiet G1 in 145 von 368 Zeitintervallen (d. h. 39 %) hochreichende Konvektion auf, und zu gleichzeitigem Auftreten in G1 und G2 kam es in 91 Zeitintervallen.

	G1	G2	G3	G4		G1	G2	G3	G4
	(Anzahl Zeitintervalle mit Zellen)					(Anzahl Zeitintervalle mit CI)			
G1	(145)	91	108	93	G1	(80)	27	30	24
G2		(114)	83	80	G2		(62)	19	23
G3			(140)	100	G3			(66)	23
G4				(126)	G4				(66)
gleichzeitig in allen Gebieten: 37					gleichzeitig in allen Gebieten: 15				

Die Graphiken der zeitlichen Verläufe zeigen auch, dass im Gebiet des mittleren Oberrheingrabens insgesamt die meisten Konvektionszellen detektiert wurden, im nördlichen Oberrheingraben die wenigsten. So gab es im mittleren Oberrheingraben insgesamt knapp über 3200 Detektionen, im nördlichen Oberrheingraben mit ca. 1400 deutlich weniger (Tab. 4.5). Dieser Unterschied zwischen den Kontrollgebieten, welche beide im Rheintal liegen und sich in ihrer orographischen Beschaffenheit nur wenig unterscheiden, ist bemerkenswert. Auch im Nordschwarzwald wurden viele Konvektionszellen detektiert, allerdings mit knapp 2500 ca. 25 % weniger als im mittleren Oberrheingraben. Im mittleren Neckarraum waren es ca. 300 Detektionen von Zellen weniger als im Nordschwarzwald.

Die durchschnittliche Anzahl Zellen pro ZI mit dem Auftreten von Zellen liegt im mittleren Oberrheingraben bei 22,4, während die beiden orographisch gegliederten Gebiete mit ca. 17 ähnliche Werte zeigen und das Gebiet im nördlichen Oberrheingraben nur 12,3. Dies lässt sich dahingehend interpretieren, dass Konvektionszellen im erstgenannten Kontrollgebiet eine größere Lebensdauer besitzen und/oder in größeren Kollektiven auftraten, d. h. Effekte der Zellteilung und Neubildung bei Multizellengewittern spielen hier eine größere Rolle. Auch eine geringere Zuggeschwindigkeit der Zellen könnte eine Erklärungsmöglichkeit sein, es erscheint jedoch eher als unwahrscheinlich,

Tab. 4.5: Vergleich der Kontrollgebiete untereinander bezüglich der Auslösung bzw. des Auftretens von hochreichender Konvektion, teilweise bezogen auf die sechsständigen Zeitintervalle (ZI).

	G1	G2	G3	G4
Anzahl Zellen	3247	1398	2486	2165
Anzahl CIs	96	70	87	86
Anzahl ZI mit Zellen	145	114	140	126
Anzahl ZI mit CIs	80	62	66	66
durchschn. Anzahl Zellen im ZI	22,4	12,3	17,8	17,2
durchschn. Anzahl CIs im ZI	1,20	1,14	1,32	1,30
Anzahl ZI mit Zellen tagsüber	76	59	84	70
Anzahl ZI mit CIs tagsüber	43	36	44	41

dass dies im mittleren Oberrheingraben ein bedeutender Effekt ist. Einzelne Zeitintervalle stechen durch eine sehr hohe Zahl von Detektionen hervor, bei denen sogar mehr als 50 Detektionen in 6 Stunden vorkamen. Am 160. Kalendertag wurde im mittleren Oberrheingraben ein Ereignis mit über 150 detektierten Zellen innerhalb von 6 Stunden registriert. CI-Ereignisse traten allerdings nur sehr selten mehrfach pro Zeitintervall auf, es kam nie zu mehr als drei CI-Ereignissen pro 6 Stunden.

Wie sich bereits im letzten Kapitel zeigte, ist Konvektion im mittleren Oberrheingraben am häufigsten. So trat hier während 145 Zeitintervallen hochreichende Konvektion auf. Mit 140 Zeitintervallen war die Konvektion im Nordschwarzwald nur um weniges seltener. Im mittleren Neckarraum dagegen traten weniger Zeitintervalle mit Zellen auf (126), und das in der räumlichen Verteilung bereits beobachtete Minimum an Konvektionsaktivität zeigt sich mit nur 114 ZI im nördlichen Oberrheingraben. Zwischen 06 und 18 UTC lag das Maximum an Konvektionsaktivität im nördlichen Schwarzwald. Zusammen mit dem oben Gesagten ist also offenbar, dass im mittleren Oberrheingraben vor allem nachts signifikant mehr konvektive Zellen auftraten, als es in den anderen Gebieten der Fall war.

Die Auslösung von hochreichender Konvektion (CI) fand ebenfalls im mittleren Oberrheingraben häufiger statt (80 Zeitintervalle mit CI) als in den anderen Gebieten, wo die

Zahlen fast gleich sind (62 bis 66). Für die helle Tageshälfte jedoch war die Häufigkeit von CIs im Nordschwarzwald und mittleren Oberrheingraben ähnlich. Wenn Konvektionszellen ausgelöst wurden, dann waren es in den orographisch gegliederten Gebieten pro Zeitintervall etwas mehr CI-Ereignisse als in den anderen. Auch diese Darstellung macht deutlich, dass in vielen Fällen Konvektionszellen nicht im Kontrollgebiet selbst entstanden sind, sondern außerhalb initiiert wurden und dann in das Kontrollgebiet zogen. Der Anteil macht zwischen 44,8 % (mittlerer Oberrheingraben) und 52,9 % (Nordschwarzwald) aus.

Grob genähert war ungefähr ein Drittel der Zeit der COPS-Kampagne von konvektiver Aktivität geprägt (inclusive der CIs), und bei ungefähr einem Sechstel der Zeit kam es zur Auslösung von hochreichender Konvektion.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass sich keine Aussage dahingehend machen lässt, in welcher Form sich Unterschiede im Auftreten von hochreichender Konvektion und deren Auslösung zwischen den orographisch gegliederten und den anderen Kontrollgebieten zeigen. Solch ein Unterschied wäre aber ableitbar, wenn man bei der Beurteilung das Kontrollgebiet im mittleren Oberrheingraben außen vor lassen würde. Die weitere hier vorgestellte Untersuchung zeigt, dass in diesem Gebiet offensichtlich besondere konvektionsbegünstigende Effekte wirksam sind. Im nördlichen Oberrheingraben als orographisch nicht gegliedertem Gebiet jedenfalls traten deutlich weniger Konvektionszellen und weniger CI-Ereignisse auf als in den Gebieten im Nordschwarzwald und im mittleren Neckarraum.

4.2.3 Häufigkeit von hochreichender Konvektion in den Kontrollgebieten im Tagesverlauf

Im Folgenden wird der Tagesgang der Auslösung hochreichender Konvektion (Abb. 4.5) und der Entwicklung hochreichender Konvektion (Abb. 4.6) in den Kontrollgebieten betrachtet. Der Tagesgang beider Prozesse zeigt ein Minimum in den ersten Stunden des Tages und ein Maximum in den Mittags- und Nachmittagsstunden. Dies ist auch aufgrund des Zyklus der Sonneneinstrahlung, die einen entscheidend wichtigen Einfluss auf die Auslösung und Entwicklung von hochreichender Konvektion hat, zu erwarten. Allerdings ist eine Ausnahme im mittleren Oberrheingraben sichtbar, wo schon in den

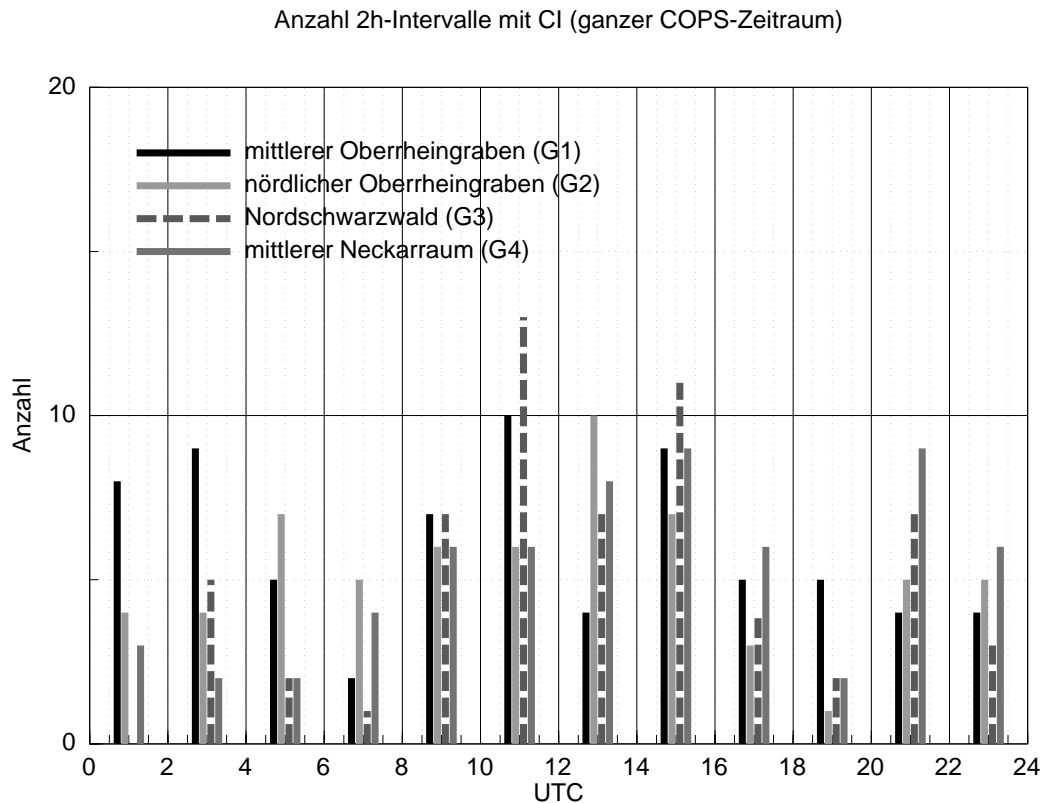


Abb. 4.5: Häufigkeit von CI in den Kontrollgebieten im Tagesverlauf, jeweils auf ein Intervall von 2 Stunden bezogen.

ersten 6 Stunden des Tages deutlich öfter CI und konvektive Aktivität auftraten. Besonders beim Auftreten von CIs hob sich dieses Kontrollgebiet von den anderen Kontrollgebieten auffallend ab. Offensichtlich können sich gerade im mittleren Oberrheingraben konvektionsfördernde Prozesse besser durchsetzen und zu hochreichender Konvektion führen, als es in den anderen Gebieten der Fall ist. Später wird deutlich, welcher Prozess im mittleren Oberrheingraben hierfür in Frage kommt.

Im Nordschwarzwald und im Kontrollgebiet des mittleren Oberrheingrabens fand sich ein Maximum an CIs zwischen 10 und 12 UTC bei deutlich größeren Werten als in den anderen beiden Kontrollgebieten, d. h. hier zeigt sich ein früheres Einsetzen der Auslösung. Auch im Tagesgang des Auftretens von hochreichender Konvektion ist dieses Maximum, allerdings weniger ausgeprägt, zu sehen. Dies ist im Nordschwarzwald sicherlich verbunden mit den in Mittelgebirgsregionen vor allem aufgrund von Einstrahlungseffekten einsetzenden sekundären Zirkulationen, die dort einen zusätzlichen Auslösemechanismus darstellen. Dieser Effekt wird im mittleren Neckarraum weniger deut-

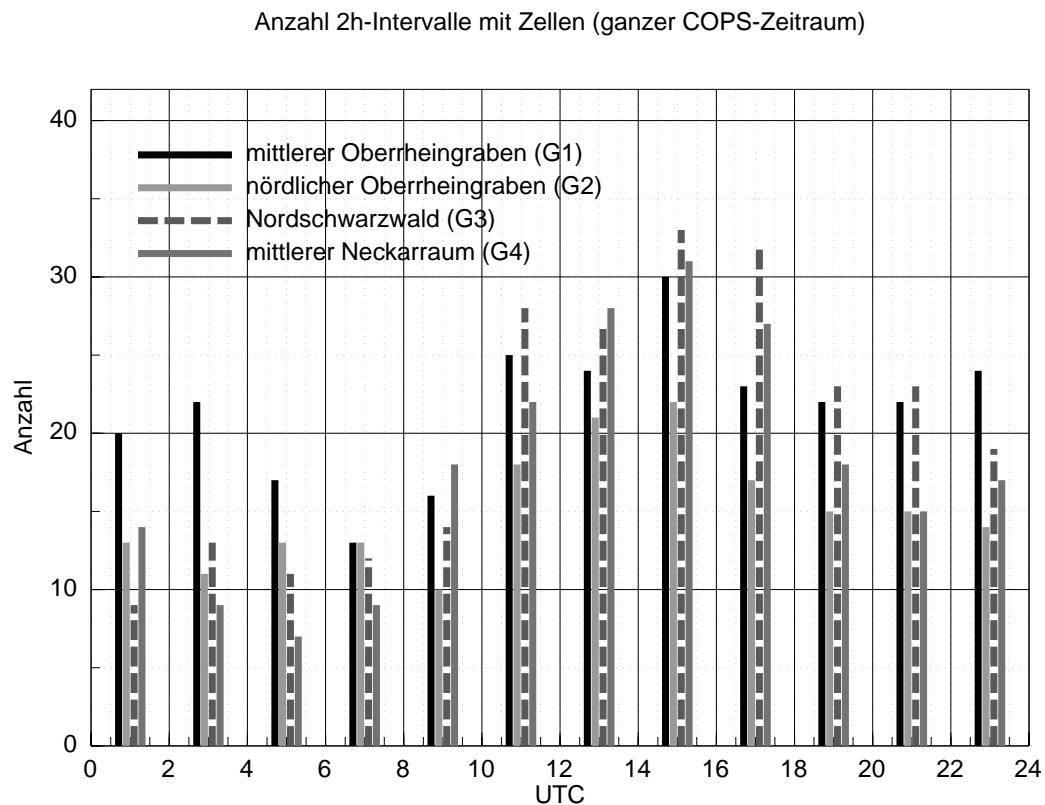


Abb. 4.6: Häufigkeit des Auftretens von Zellen in den Kontrollgebieten im Tagesverlauf (incl. CIs), jeweils auf ein Intervall von 2 Stunden bezogen.

lich, offensichtlich analog dazu, dass die Orographie hier weniger ausgeprägt ist. Auch im mittleren Oberrheingraben muss es einen Mechanismus geben, der dort für ein frühes erhöhtes Initiieren von hochreichender Konvektion sorgt. Zwischen 12 und 14 UTC war die Aktivität von CIs im Nordschwarzwald und mittleren Oberrheingraben deutlich zurückgegangen. Offensichtlich zeigt sich hier die Auswirkung des ersten mittäglichen Maximums in dem Sinne, dass die Konvektionszellen, nachdem sie sich wieder aufgelöst haben bzw. weitergezogen sind, die meteorologischen Bedingungen durch Abkühlungseffekte, Abbau der verfügbaren konvektiven Energie etc. zunächst derart modifiziert haben, dass eine anschließende weitere Entwicklung für eine gewisse Zeit unterbunden wird (Groenemeijer et al., 2009).

Jedoch ist in den beiden genannten Kontrollgebieten zwischen 14 und 16 UTC wiederum ein Maximum zu sehen. Der mittlere Neckarraum zeigt die meisten CIs zunächst in den frühen Nachmittagsstunden, ebenso der nördliche Oberrheingraben. Ab 16 UTC fand in allen Gebieten ein Rückgang an CIs statt; auffallend ist, dass sich in den beiden

orographisch gegliederten Gebieten in den frühen Nachtstunden (20 bis 22 UTC) ein weiteres relatives Maximum an CIs zeigte.

4.2.4 Auftreten und Auslösung hochreichender Konvektionszellen in Abhängigkeit des Windes

Um die Bedeutung von sekundären Windzirkulationen soll es in diesem Kapitel gehen. Wie bereits genannt, spielen in orographisch gegliedertem Gelände sekundäre Windzirkulationen und daraus folgende Konvergenzen im bodennahen Windfeld eine bedeutsame Rolle. Wie in Kap. 5.5 ausgeführt werden wird, sind diese Konvergenzen im verwendeten nicht-hydrostatischen Modell COSMO-EU als subskaliger Prozess nicht explizit simuliert und daher in der folgenden statistischen Untersuchung nicht zu erfassen.

Auch Messdaten, etwa von Windprofil messenden Fernerkundungsverfahren, sind in der nötigen hohen Flächenabdeckung nicht vorhanden. Es lässt sich aber zunutze machen, dass sich solche lokale Windzirkulationen typischerweise nur bei schwachgradientigen Situationen mit schwachen Winden ausbilden.

Aus Modelldaten des COSMO-EU (Kap. 3.3.2) wurde der Betrag des Windes auf dem 850 hPa-Niveau V_{850} als Mittelwert für das ganze Gebiet der Reichweite des verwendeten Karlsruher Niederschlagsradars berechnet. Auf diesem Niveau ist der Wind im Allgemeinen bereits von Effekten der atmosphärischen Grenzschicht weitgehend unbeeinflusst. Untersucht man die räumliche Verteilung des Auftretens von Konvektionszellen für Situationen, wo der Windbetrag $V_{850} \leq 5 \text{ m s}^{-1}$ war und für die helle Tageshälfte, was damit begründet wird, dass sich besonders bei solarer Einstrahlung thermisch induzierte sekundäre Windzirkulationen ausbilden, so erkennt man deutlich, dass die Bedeutung der Orographie hervortritt (Abb. 4.7, unten). So sind als zusammenhängende Gebiete mit einem verstärkten Auftreten von Konvektionszellen der Nordschwarzwald und das sich östlich daran anschließende Gebiet, der Schwäbischen Alb und die noch vom Radar erreichten Nordspitzen des Südschwarzwaldes und der Vogesen erkennbar. Der mittlere Oberrheingraben hingegen ist, was gerade im Vergleich mit der Situation für größere Windgeschwindigkeiten deutlich wird (Abb. 4.7, unten), nicht mehr durch ein vermehrtes Auftreten von Konvektionszellen charakterisiert. Das lässt den Schluss zu, dass sekundäre Windzirkulationen eine Bedeutung für die Zugbahnen besitzen, die

bereits ausgelöste Konvektionszellen nehmen, so dass sich im Bereich von starker Orographie bei Schwachwindsituationen eine Häufung ergibt.

Dieselbe Betrachtung für die Auslösung von hochreichender Konvektion (Abb. 4.8) ergibt allerdings kein entsprechendes Bild, das die orographisch gegliederten Gebiete klar hervorheben würde. Auch eine Analyse der jeweiligen Anzahl der CI-Ereignisse in den Kontrollgebieten zeigt keine deutlichen Unterschiede, sondern eine gleichmäßige Verteilung (nicht gezeigt).

Aus den dargestellten Ergebnissen dieses Kapitels ergeben sich einige Fragen. Diesen wird im Folgenden durch eine statistische Betrachtung nachgegangen. Ein abschließendes Kapitel (Kap. 7) wird auf die Fragen einen zusammenfassenden Erklärungsversuch liefern. Was bewirkt die offensichtlichen Unterschiede zwischen den beiden Kontrollgebieten im Oberrheingraben? Warum traten deutlich mehr Konvektionszellen und CIs im mittleren Oberrheingraben auf? Welche Prozesse bestimmen den unterschiedlichen Charakter der Konvektionsauslösung, lassen sich deutliche Unterschiede herausarbeiten? Welche unterschiedlichen Prozesse dominieren jeweils in den Kontrollgebieten? Durch welche Parameter lässt sich hochreichende Konvektion vorhersagen? Haben diese Parameter in den verschiedenen Kontrollgebieten unterschiedliche Vorhersagegüte?

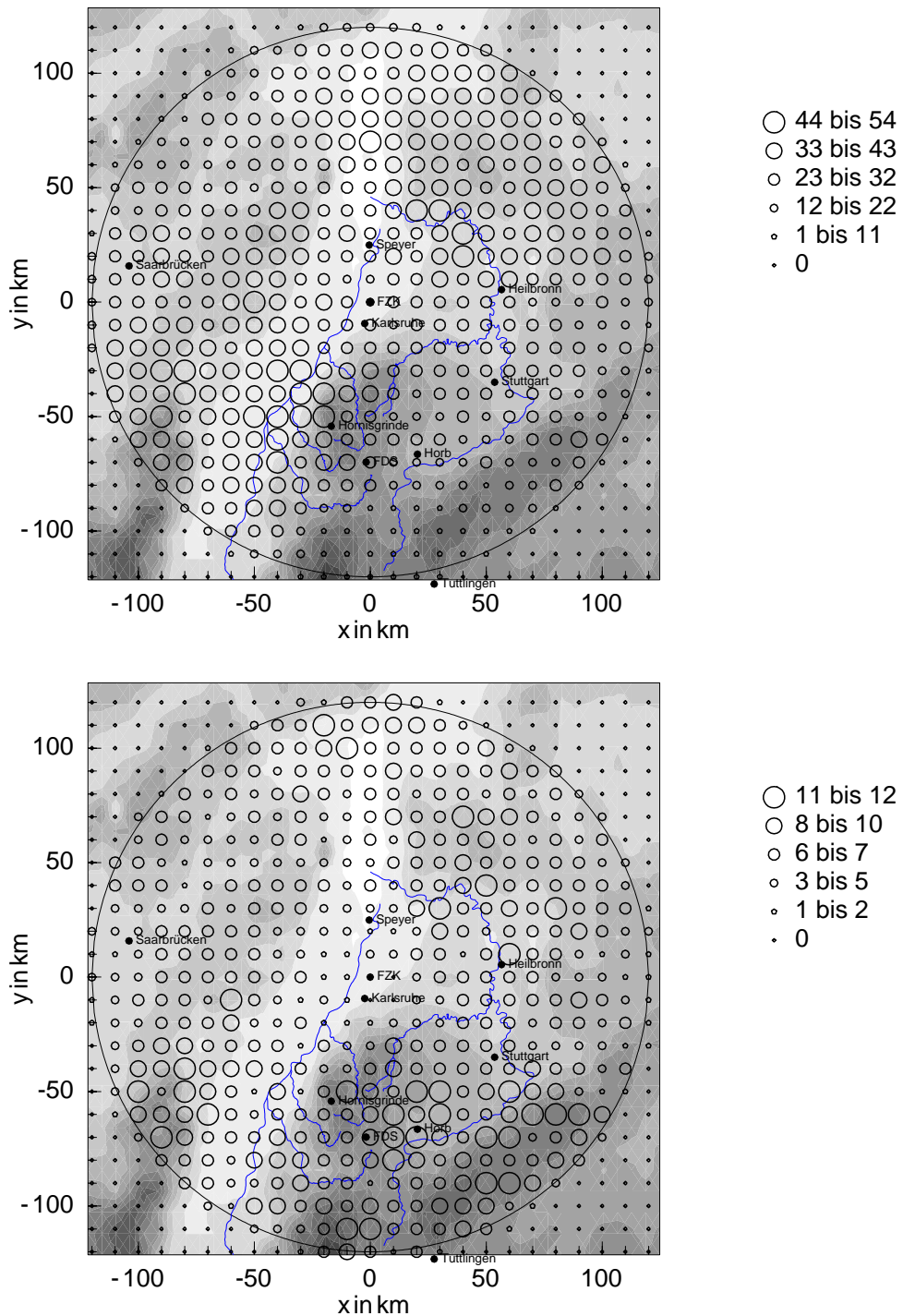


Abb. 4.7: Anzahl von Zeitintervallen mit Konvektionszellen im COPS-Zeitraum, für den ganzen Tag und für einen mittleren Wind auf 850 hPa $V_{850} > 5 \text{ m s}^{-1}$ (oben) sowie für die helle Tageshälfte (06 UTC bis 18 UTC) und $V_{850} \leq 5 \text{ m s}^{-1}$ (unten). Jedes Symbol entspricht einem quadratischen Gebiet von $10 \times 10 \text{ km}$.

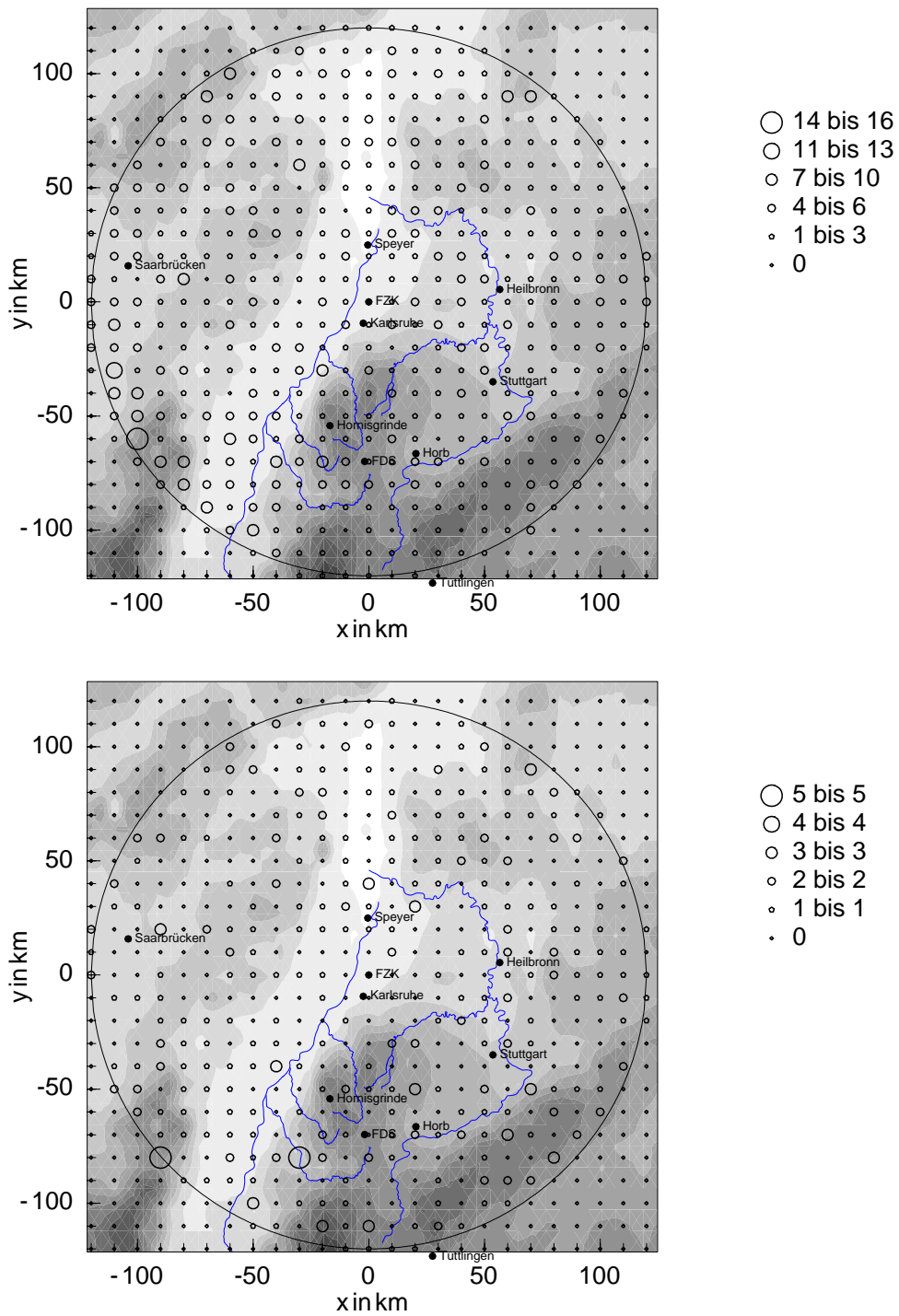


Abb. 4.8: Wie Abb. 4.7, allerdings für die Auslösung von hochreichender Konvektion.

5 Einfluss einzelner Faktoren auf die Auslösung atmosphärischer hochreichender Konvektion

5.1 Angewendete Methoden der Datenauswertung

In der vorliegenden Studie werden mit statistischen Methoden die Mechanismen der Auslösung hochreichender Konvektion, d. h. die Randbedingungen und auslösenden Prozesse, für den Zeitraum der COPS-Kampagne untersucht. Grundsätzlich werden diese Faktoren als a priori bekannt angenommen. Zunächst werden die meteorologischen Parameter und Konvektionsindizes, die nach aktuellem Stand der Forschung als relevant gelten (siehe unten), der tatsächlich stattgefundenen Entwicklung (CI) bivariat gegenübergestellt. Die Methodik wird im Folgenden erläutert. In einer zweiten Betrachtung (Kap. 6) werden in der Formulierung eines jeweils bestmöglich an die Daten angepassten logistischen Modells das Zusammenwirken der Faktoren und die daraus sich ergebenden Prognosegüte für die vier Kontrollgebiete untersucht.

Ziel ist es, die Auslösung von hochreichender Konvektion im betrachteten Raum in hoher räumlicher Auflösung zu untersuchen und die Vorhersagemöglichkeit mit den verwendeten Methoden zu analysieren. Diese statistische Betrachtung ergänzt die Erkenntnisse, die aus Fallstudien der COPS-Kampagne gewonnen wurden. Ähnliche Studien, allerdings mit Schwerpunkt auf die bivariate statistische Bewertung der Konvektionsparameter, wurden bereits durchgeführt, und zwar für die Schweiz (Huntrieser et al., 1997), die Niederlande (Haklander and van Delden, 2003; Groenemeijer und van Delden, 2007) und den süddeutschen Raum (Kunz, 2010). Eine Studie auf Basis der logistischen Modellbildung für die Niederlande wurde durchgeführt von Schmeits et al. (2005).

5.1.1 Häufigkeitsverteilungen

Häufigkeitsverteilungen geben die Häufigkeit der Merkmalswerte einer Stichprobe an. Die Merkmalswerte werden dabei üblicherweise in Form von Klassen festgelegter Breite zusammengefasst, und die Häufigkeitsverteilung dann in Histogrammen oder Tabellen

angegeben. Hinter einer empirischen Häufigkeitsverteilung steht die Wahrscheinlichkeitsverteilung der Grundgesamtheit, die im Allgemeinen unbekannt ist, deren Merkmale aber bei großen Stichproben mit statistischen Verfahren abgeschätzt werden kann. Neben Histogrammen sind die sogenannten „Box-Plots“ (Abb. 5.1) eine gebräuchliche Darstellung für Häufigkeitsverteilungen. Dabei wird in Form eines Rechtecks (engl. *Box*) der Bereich dargestellt, in dem sich 50 % der Ereignisse befinden, d. h. das zweite und dritte Quartil wird gezeigt. Ein vertikaler Balken verdeutlicht die Lage des Medians (der Median teilt eine Häufigkeitsverteilung in jeweils zwei Teile, so dass sich jeweils links und rechts davon 50 % der Daten befinden). Ein Stern zeigt die Lage des Mittelwerts. Eine horizontale Linie (engl. *whisker* genannt) kennzeichnet den Bereich der unauffälligen Streuung, welcher nach Tukey beim 1,5-Fachen des Interquartilabstandes beiderseitig des Medians liegt (Sachs und Hedderich, 2006). Daten, die sich außerhalb dieses Bereiches befinden, werden als Punkte dargestellt und gelten als ausreißerverdächtig. Weiter können Einkerbungen (engl. *notches*) eingezeichnet werden, welche die Konfidenzintervalle für den Median darstellen. Wenn sich die Einkerbungen zweier Boxplots nicht überlappen, so ist dies ein starker Hinweis darauf, dass sich die zwei Mediane signifikant unterscheiden (Chambers et al., 1983). Durch Boxplots lassen sich verschiedene Häufigkeitsverteilungen mehrerer Gruppen – etwa bei einem Bezug auf mehrere Kontrollgebiete – bequem vergleichen.

5.1.2 Wilcoxonscher Rangsummentest

Ein Parameter in einem binären Merkmalsraum, beispielsweise bezüglich der Frage, ob CI stattfand ($CI=1$) oder nicht ($CI=0$), ist effizient, wenn die Wahrscheinlichkeitsverteilungen klar separiert sind, d. h. der Überlappungsbereich zwischen den Verteilungen klein ist. Ein erstes Maß für die Abhängigkeit eines binären Ereignisses bezüglich eines Parameters ist der Abstand der Mediane der sich ergebenden Verteilungen.

Durch ein statistisches Hypothesenprüfverfahren kann auf einem vorgegebenen Signifikanzniveau getestet werden, ob zwei Häufigkeitsverteilungen derselben Grundgesamtheit (d. h. Ablehnung der Nullhypothese „Die Häufigkeitsverteilungen entstammen derselben Grundgesamtheit“) angehören oder nicht (d. h. Annahme der Alternativhypothese „Die Häufigkeitsverteilungen entstammen nicht derselben Grundgesamtheit“). Viele der gebräuchlichen Tests gehen von einer jeweils als gültig angenommenen, für

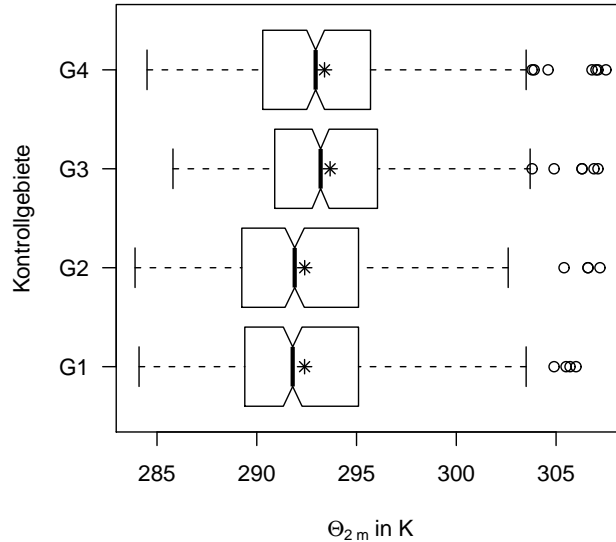


Abb. 5.1: Beispiel für Box-Plots. Dargestellt sind das zweite und dritte Quartil (seitl. Begrenzungen des Rechtecks), der Median (senkrechte Linie innerhalb des Rechtecks), der Mittelwert (Stern), der Bereich des 1,5-Fachen des Interquartilabstands (dargestellt durch die gestrichelte Linie und von zwei kurzen vertikalen Strichen begrenzt) und die Ausreißer (kleine Kreise) für die betrachteten Kontrollgebiete bezogen auf die potentielle Temperatur (2 m ü. G.)

das Problem geeigneten theoretischen Verteilung (beispielsweise die Gaußsche Normalverteilung) als Voraussetzung aus. Für die Auswertungen der vorliegenden Arbeit würde sich die Bestimmung der zugrundeliegenden theoretischen Häufigkeitsverteilung schwierig gestalten. Daher wird hier ein verteilungsfreies Testverfahren verwendet, der Wilcoxon'sche Rangsummentest (auch: U-Test, Sachs, 2004). Dieser Test ist vor allem sensitiv bezüglich der Übereinstimmung der Mediane der Verteilungen (Schönwiese, 2006). Eine Voraussetzung ist, dass der Stichprobenumfang nicht zu klein sein darf. Für die Berechnung müssen die Daten zunächst in ein Rangordnung gebracht werden. Zur Testgröße U führen dann die folgenden Formeln:

$$U_1 = n_a \cdot n_b + \frac{n_a(n_a + 1)}{2} - R_a \quad [5.1]$$

$$U_2 = n_a \cdot n_b + \frac{n_b(n_b + 1)}{2} - R_b \quad [5.2]$$

$$U = \text{Min}(U_1, U_2) \quad [5.3]$$

mit den Stichprobenumfängen n_a und n_b sowie den Rangplatzsummen R_a und R_b . Anschließend wird die Testgröße U mit einem z -Test auf Signifikanz untersucht, d. h. die Irrtumswahrscheinlichkeit α und das Signifikanzniveau Si werden bestimmt. Daraus ergeben sich die folgenden Bezeichnungen (Schönwiese, 2006):

$\alpha = 0,10 \Rightarrow Si = 90 \% \Rightarrow$ signifikant

$\alpha = 0,05 \Rightarrow Si = 95 \% \Rightarrow$ sehr signifikant

$\alpha = 0,01 \Rightarrow Si = 99 \% \Rightarrow$ hochsignifikant.

In der vorliegenden Arbeit wird die folgende Argumentationsweise verwendet: Die Population von Werten eines Parameters, dessen Verknüpfung mit der Auslösung von hochreichender Konvektion überprüft werden soll, wird in zwei Teile aufgeteilt, und zwar jeweils entsprechend der beiden möglichen Merkmale „hochreichende Konvektionszellen wurden ausgelöst“ und „Konvektionszellen traten nicht auf“. Kann nun – nach Durchführung des Hypothesenprüfverfahrens – ein signifikanter Unterschied zwischen den beiden Häufigkeitsverteilungen bestätigt werden, so kann angenommen werden, dass die Auslösung (bzw. das Auftreten) von hochreichender Konvektion mit diesem Parameter verknüpft ist. Im Allgemeinen unterscheiden sich dann auch die Median-Werte der beiden Häufigkeitsverteilungen signifikant.

Die Signifikanz des Unterschiedes der beiden betrachteten Häufigkeitsverteilungen ist eng verknüpft mit der Korrelation zwischen dem Parameter und dem genannten Merkmal. Existiert ein signifikanter Unterschied, dann liegt im Allgemeinen auch eine Korrelation vor.

5.1.3 Korrelation

Die Korrelationsrechnung ist eine Methode der Analyse des Zusammenhangs zweier oder mehrerer Kollektive (Datensätze). Allgemein am gebräuchlichsten ist der zweidimensionale lineare Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient nach Pearson (1972):

$$R_{PM} = \frac{s_{ab}}{s_a s_b} \quad [5.4]$$

mit der Kovarianz s_{ab} der beiden Datensätze (als a und b bezeichnet) und ihren jeweiligen Standardabweichungen s_a , s_b . Diese Maßzahl setzt einen linearen Zusammenhang, normalverteilte Stichproben und Grundgesamtheiten sowie gegenseitige Datenunabhängigkeit innerhalb der analysierten Stichproben voraus.

Liegt die eine der beiden Variablen binär vor, d. h. sie besitzt genau zwei Ausprägungen, so ist sie dichotom skaliert (griechisch *halbgeteilt*, *entzweigeschnitten*). In diesem Falle kann der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient in den punkt-biserialen Korrelationskoeffizienten umgeformt werden:

$$r_{PB} = \frac{\bar{y}_1 - \bar{y}_0}{s_a} \cdot \frac{\sqrt{n_1 \cdot n_0}}{n_1 + n_0}, \quad [5.5]$$

hierbei liege die Variable x binär vor ($x = 1$ oder $x = 0$), und \bar{y}_0 bzw. \bar{y}_1 stellen die Mittelwerte der beiden sich nach der Merkmalsausprägung von x ergebenden Teilmengen der kontinuierlichen Variablen y dar; n_0 und n_1 sind deren Anzahlumfänge. Hierbei ist die Korrelation direkt auf den Unterschied des Mittelwerts (und des Medians, der bei der für dieses Modell angenommenen Normalverteilung ohnehin gleich ist) der beiden Teilmengen zurückgeführt.

Da diese Annahmen bei den Untersuchungen der vorliegenden Arbeit im Allgemeinen nicht erfüllt sind, wird eine verteilungsfreie Korrelationsrechnung durchgeführt, die Rangkorrelationsrechnung nach Spearman (1908). Diese erlaubt eine Abschätzung der Korrelation auch bei nicht linearen Regressionen. Grundlage dieser Korrelationsrechnung ist die Verwendung der Ranginformationen dieser Datenwerte. Nach der Ordnung der Daten in Form von Rängen sind sie für $N > 20$ unter der Nullhypothese näherungsweise normalverteilt. Damit stellt die Rangkorrelationsrechnung also ein Äquivalent der Produkt-Moment-Korrelation dar (Bortz, 2008). Voraussetzung ist ein monotoner Verlauf der Regressionskurve, d. h. ohne relative Maxima und Minima. Als nichtparametrische Korrelation ist der Rangkorrelationskoeffizient robuster gegenüber Ausreißern. Der Rangkorrelationskoeffizient r_R liegt im Wertebereich zwischen 0 und ± 1 ; je größer r_R ist, desto schwächer ist der Zusammenhang. Er lautet:

$$r_R = 1 - \frac{6 \sum D_i^2}{n^3 - n}, \quad i = 1, \dots, n \quad [5.6]$$

mit den Rangplatzdifferenzen D_i . Treten gleiche Rangplätze auf, sogenannte Bindungen, so wird dies in einer Erweiterung der Formel berücksichtigt:

$$r_R = 1 - \frac{6 \sum D_i^2}{n^3 - n - T_a - T_b}, \quad i = 1, \dots, n \quad [5.7]$$

mit

$$T_a = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^J [h_j^3(a) - h_j(a)] \quad \text{und} \quad T_b = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^J [h_j^3(b) - h_j(b)], \quad [5.8]$$

wobei h_j die Anzahl der jeweils gleichen Rangplätze in den Stichproben a und b ist und J angibt, wie oft dies der Fall ist. Unter der Nullhypothese ist r_R um 0 asymptotisch normalverteilt (t-verteilt).

Neben dem berechneten empirischen Korrelationskoeffizienten sollte immer auch der Korrelationskoeffizient der Grundgesamtheit abgeschätzt werden. Dies geschieht durch Abschätzung des Mutungsbereichs, in dem der Grundgesamtheits-Korrelationskoeffizient mit einer gewissen Irrtumswahrscheinlichkeit liegt.

Nach Fisher (1970) lässt sich für Stichproben mit einem Datenumfang > 10 durch die Transformation

$$\dot{r} = \operatorname{arctanh}(r) = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r} \quad [5.9]$$

eine Normalisierung der analysierten Stichproben erreichen. Mit \dot{r} lässt sich der Mutungsbereich für r_R berechnen nach

$$Mu_{\dot{r}} = \dot{r} \pm \frac{z_{\alpha}}{\sqrt{n-3}}. \quad [5.10]$$

Durch die Wahl des z_{α} -Wertes (Wert der Standardnormalverteilung für beispielsweise ein Signifikanzniveau von 95 %) lässt sich also das Intervall bestimmen, in dem mit einer dem Signifikanzniveau entsprechenden Wahrscheinlichkeit der Rangkorrelationskoeffizient der Grundgesamtheit liegt. Schließt der Mutungsbereich den Wert $r_R = 0$ nicht mit ein, so kann man von einer echten Korrelation sprechen, d. h. $r_R \neq 0$.

Die verteilungsfreie Signifikanzprüfung der Korrelation ist durch

$$\hat{z} = \dot{r} \sqrt{n-3} \quad [5.11]$$

erreichbar, wobei sich die Hypothesenprüfung als zweiseitiger z-Test durchführen lässt (Schönwiese, 2006).

Ist eine der beiden Größen dichotom (etwa durch 0 und 1 beschrieben), so lässt sich die Signifikanz des Unterschieds zwischen den sich durch die dichotome Betrachtungsweise ergebenden zwei Teilpopulationen durch den Wilcoxon-Test (auch: Whitney-Mann-Test genannt) testen. Die Alternativhypothese besagt dabei, dass es einen Unterschied in der zentralen Tendenz hinsichtlich des Merkmals x zwischen den durch das dichotome Merkmal gebildeten unabhängigen Stichproben gibt, d. h. der beobachtete Wert von r_R unterscheidet sich signifikant von null.

Eine weitere wichtige Größe ist das Bestimmtheitsmaß B (auch: Determinationskoeffizient), für welches die Schätzung gilt (Schönwiese, 2006):

$$\hat{B} = r^2 = \frac{\sum(\hat{a} - \bar{a})^2}{\sum(a_i - \bar{a})^2} = \frac{\text{erklärte Varianz}}{\text{Gesamtvarianz}}. \quad [5.12]$$

Hier ist \hat{a} der Erwartungswert der Grundgesamtheit, \bar{a} der Mittelwert der Stichproben und a_i der i -te Stichprobenwert. Damit entspricht B der relativen durch das Regressionsmodell erklärten Varianz. Diese Schätzung gilt auch bei Verwendung des Rangkorrelationskoeffizienten und unabhängig vom gewählten Modell (Schönwiese, 2004). Die Differenz zwischen der erklärten Varianz und der Gesamtvarianz wird als unerklärte Varianz bezeichnet. Allgemein gilt eine erklärte Varianz von ca. 90 % als gut, 95 % als sehr gut und 99 % als hervorragend (Schönwiese, 2004).

5.1.4 Maße der Prognosegüte (Skill Scores)

Allgemein gilt: Wurde der Korrelationskoeffizient abgeschätzt und damit ein Zusammenhang zwischen zwei Datensätzen festgestellt, so kann in einem nächsten Schritt die Art des mathematischen Zusammenhangs, das Regressionsmodell festgestellt werden. Wie kann dieses Regressionsmodell nun für einen optimalen Vorhersageparameter für die Auslösung von hochreichender Konvektion aussehen?

Ein einfaches Beispiel für einen fiktiven optimalen Vorhersageparameter zeigt Abbildung 5.2. Für dieser Parameter gelte, dass für Werte oberhalb eines Schwellenwertes von beispielsweise 1000 die definitiv eintreffende Vorhersage eines CI-Ereignisses formuliert werden kann (CI=1), für kleinere Werte das Ausbleiben von CI-Ereignissen (CI=0). Es ist offensichtlich, dass es kein sinnvoller Weg wäre, eine Regressionsgerade zu berechnen ($R_{PM} < 0,9$). Diesem Problem begegnet man stets dann, wenn die abhängige Größe (d. h. hier die Zeitreihe, die darstellt, ob CI stattfand oder nicht) nur zwei Merkmalswerte besitzt (d. h. 0 oder 1). Als Regressionsanpassung geeignet ist eine sigmoide Funktion, die den Werteverlauf durch eine S-Kurve beschreibt. Ein Verfahren ist die logistische Regression (Kap. 6), welche die sogenannte Logit-Funktion verwendet.

Daneben existieren weitere Methoden, Konvektionsparameter als Vorhersagekriterien zu beurteilen. Um die Güte von Modellen zu untersuchen, werden häufig Vierfeldertests angewendet. Dabei werden wiederum Binärvariablen (d. h. Alternativaussagen) betrachtet, die nur zwei Merkmalswerte annehmen können. Tabelle 5.1 zeigt die Betrachtung der zwei Kategorien Beobachtung und Vorhersage mit den Merkmalswerten

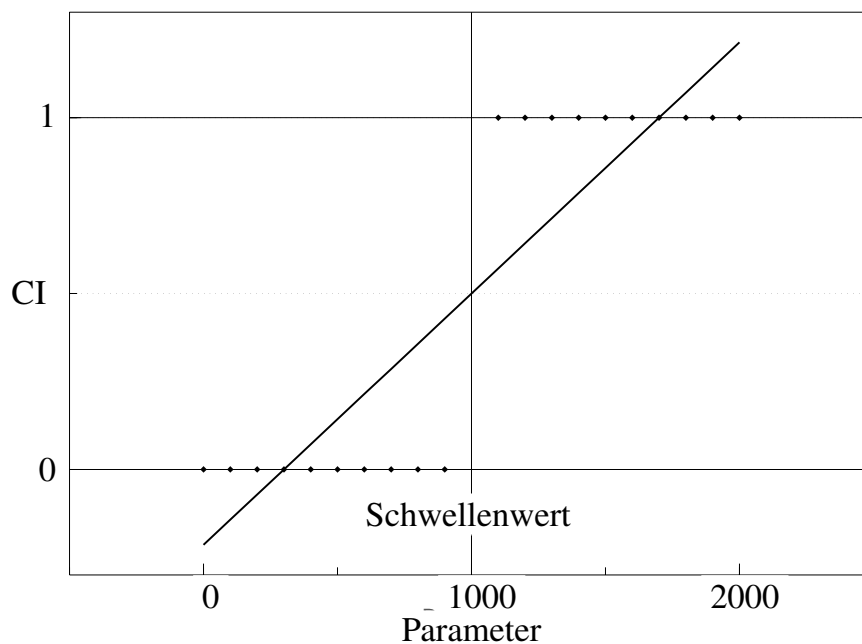


Abb. 5.2: Schematische Darstellung der linearen Regressionsgeraden eines fiktiven optimalen Vorhersageparameters, welcher bei Werten größer als der Schwellenwert (hier willkürlich ein Wert von 1000) die optimale Vorhersage „CI findet statt“ (CI=1), bei Werten kleiner als der Schwellenwert die Vorhersage „CI findet nicht statt“ (CI=0) macht. Die Regressionsgerade lautet: $y = 0,0007 \cdot x - 0,2143$ mit $R_{PM} = 0,8864$.

Ja und Nein. Die Vorhersage wird dabei ein Ja, wenn ein gewisser Schwellenwert überschritten wird, andernfalls ein Nein.

Tab. 5.1: Kontingenztafel

		Beobachtung	
		Ja	Nein
Vorher- sage	Ja	A korrekte Vorhersage	B falscher Alarm
	Nein	C nicht vorhergesagtes Ereignis	D kein Ereignis

Basierend auf der Kontingenztafel können Maßzahlen für die Prognosegüte (engl. *skill scores*) und davon abgeleitete Schwellenwerte (engl. *threshold*) als Prognosekriterium berechnet werden. Diese sind:

$$\text{Anteil korrekter Vorhersagen (proportion correct) PC} = \frac{A+D}{N} \quad [5.13]$$

Detektionswahrscheinlichkeit (*probability of detection*):

$$\text{POD} = \frac{A}{A+B} \quad [5.14]$$

$$\text{Falschalarmrate (false alarm rate) FAR} = \frac{B}{A+B} \quad [5.15]$$

$$\text{Trefferrate (hit rate) TR} = \frac{A}{A+C} \quad [5.16]$$

Die Variablen A , B , C und D sind die Summen der Ereignisse, die in das entsprechende Feld der Kontingenztafel entfallen (d. h. korrekte Vorhersage, falscher Alarm, nicht vorhergesagtes Ereignis, kein Ereignis; siehe Tab. 5.1). N bezeichnet die Summe aller Ereignisse, $A + B + C + D$.

Ein direktes und eingängiges Maß für die Anzahl richtig vorhergesagter Ereignisse (A und D) ist der Anteil richtig vorhergesagter Ereignisse PC . Allerdings ist dieser Parameter zunächst nur begrenzt aussagekräftig, da er nicht verdeutlicht, wie gut die Vorhersage im Vergleich zu einer Referenzvorhersage ist (d. h. zufällige Vorhersage, manchmal auch: Konsistenzvorhersage oder Vorhersage auf der Basis der klimatologischen Werte). So kann bei der Vorhersage seltener Ereignisse allein dadurch ein hoher Anteil korrekter Vorhersagen (PC) erreicht werden, indem stets nur „das Ereignis findet nicht statt“ vorhergesagt wird. Dies berücksichtigt das Gütemaß nach Heidke (englisch *Heidke Skill Score*; Heidke, 1926), HSS , der oft in der Meteorologie zur Prüfung von Vorhersageverfahren verwendet wird. Er lautet:

$$HSS = \frac{PC - PC_0}{1 - PC_0}, \quad [5.17]$$

d. h. im Zähler steht die Differenz zwischen dem PC , der Vorhersage und dem PC der Referenzvorhersage (Zufallsvorhersage), PC_0 , im Nenner die Differenz zwischen dem PC einer perfekten Vorhersage ($= 1$) und PC_0 . Letzterer gibt den entsprechenden Prozentsatz richtiger Vorhersagen an bei gleicher Wahrscheinlichkeit wie bei der zu beurteilen-

den Vorhersage, aber für die Annahme, dass Vorhersage und Beobachtung unabhängig wären. Er beinhaltet nach

$$PC_0 = \frac{A' + D'}{N} \quad [5.18]$$

die entsprechenden Summen der Kontingenztafel für die Referenzvorhersage A' und D' , welche sich berechnen lassen nach

$$A' = N \cdot p(O = 1) \cdot p(F = 1), \quad [5.19]$$

$$D' = N \cdot p(O = 0) \cdot p(F = 0). \quad [5.20]$$

Dabei beschreibt $p(O = 1)$ die Wahrscheinlichkeit, dass das Ereignis stattfindet, und $p(O = 0) = 1 - p(O = 1)$ die Wahrscheinlichkeit, dass das Ereignis nicht stattfindet. $p(F = 1)$ und $p(F = 0)$ geben die Wahrscheinlichkeit, dass die Vorhersage eintrifft bzw. nicht eintrifft.

Mit den Schätzungen (Stephenson, 2000)

$$p(O = 1) = \frac{A + C}{N} \quad \text{und} \quad p(F = 1) = \frac{A + B}{N} \quad [5.21]$$

$$p(O = 0) = \frac{B + D}{N} \quad \text{und} \quad p(F = 0) = \frac{C + D}{N} \quad [5.22]$$

ergibt sich für PC_0

$$PC_0 = \left(\frac{A + C}{N}\right)\left(\frac{A + B}{N}\right) + \left(\frac{B + D}{N}\right)\left(\frac{C + D}{N}\right). \quad [5.23]$$

Vereinfacht gesagt gibt der HSS an, um wieviel Prozent die Vorhersage besser ist als die Referenzvorhersage. Der HSS ist risikogerecht, d. h. er hat für Zufallsvorhersagen den Wert 0. Für eine optimale Vorhersage nimmt er den Wert 1 an. Negative Werte deuten an, dass die Vorhersage schlechter ist als die Zufallsvorhersage. Studien (Kunz, 2007) zeigen, dass in der Meteorologie gute Werte des HSS je nach betrachtetem Verfahren bei 0,3 bis 0,6 liegen. Detektionswahrscheinlichkeit und Trefferrate sollten mindestens bei 0,5 liegen, um eine Vorhersage als akzeptabel bezeichnen zu können.

Mit Hilfe des Skill Scores kann ein günstiger Schwellenwert gefunden werden, bei dem die Anzahl A der korrekt vorhergesagten Ereignisse maximiert und gleichzeitig die Anzahl B der falschen Alarme und die Anzahl C der überraschenden Ereignisse minimiert wird. Praktisch wird das so berechnet, dass der Wert des Schwellenwerts von kleinen Werten aus schrittweise erhöht wird und für jeden Wert der dazugehörige HSS

berechnet wird. Dort, wo der HSS ein Maximum aufweist, ist der Schwellenwert für die beste Vorhersage gefunden und kann mit den weiteren Skill Scores (Gl. 5.14 bis 5.16) bewertet werden.

Zwischen dem Rangkorrelationskoeffizienten und dem Heidke Skill Score besteht ein statistischer Zusammenhang, wie sich auf der Basis der in dieser Studie verwendeten Daten zeigte. Trägt man beide gegeneinander auf, so wird deutlich, dass sie korreliert sind (Abb. 5.3). Wenn auch eine gewisse Streuung erkennbar ist, so ist diese Korrelation doch signifikant (lt. Test-Statistik der Fisher-Transformation), und der Rangkorrelationskoeffizient erreicht Werte zwischen 0,76 (Gebiet G2) und 0,86 (Gebiet G3).

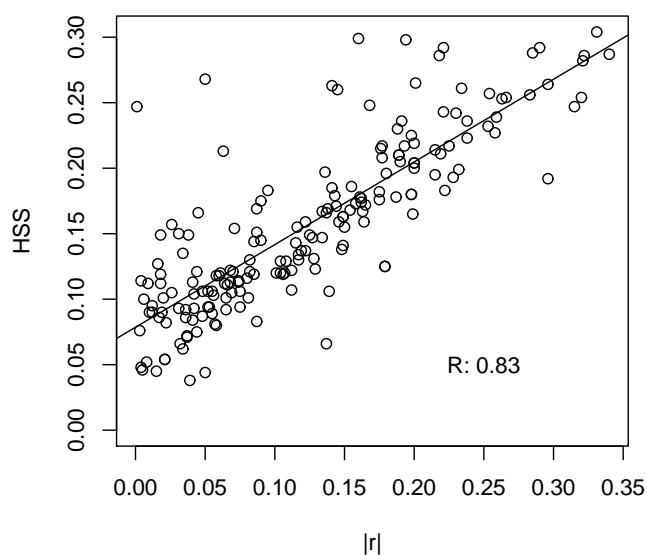


Abb. 5.3: Der Heidke Skill-Score (HSS) über dem Betrag des Rangkorrelationskoeffizienten für verschiedene Größen (siehe Tabelle 5.4 und Tabelle 5.5 in Kapitel 5.4) im Kontrollgebiet G1 mit Regressionsgeraden und Angabe des Rangkorrelationskoeffizienten (R).

5.2 Vergleich Modell und Radiosondenaufstiege

In der vorliegenden Arbeit wurden Erkenntnisse aus Modelldaten (Assimilationsanalysen des COSMO-EU-Modells des DWD) abgeleitet. Daher erfolgt zunächst eine Überprüfung zur Übereinstimmung zwischen Beobachtungsergebnissen und dem Modell. Um die Genauigkeit einer Prognose von kontinuierlichen Variablen beurteilen zu können, wurden der mittlere quadratische Fehler (englisch: *mean square error*), der sich berechnet nach

$$MSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{f_i^2}{n}}, \quad [5.24]$$

und der systematische Fehler (englisch: *bias*),

$$BIAS = \sum_{i=1}^n \frac{f_i}{n}, \quad [5.25]$$

angewendet. Dabei ist f_i die Differenz zwischen dem i -ten vorhergesagter Wert minus dem entsprechenden wahren Wert und n der Umfang der Daten.

Der Übereinstimmung von Beobachtungen und numerischem Wettermodell ist durch die Modellauflösung eine grundsätzliche Grenze gegeben. In einem Gitter können allgemein nur Eigenschaften der Orographie aufgelöst werden, deren horizontale Wellenlänge λ_{hor} größer oder gleich dem doppelten horizontalen Gitterabstand Δx ist:

$$\lambda_{hor} \geq 2\Delta x. \quad [5.26]$$

So wird die kleinskalige orographische Reliefstruktur (Abb. 5.4) vom COSMO-EU mit einer Auflösung von ca. 7 km nicht wiedergegeben.

Beispielsweise ist der Nordschwarzwald unter anderem durch das Murgtal stark zertalt, das tief erodiert ist und Reliefunterschiede von bis zu 700 m aufweist. In der Modellorographie ist das Murgtal nicht aufgelöst, der Nordschwarzwald stellt hier einen Rücken mit einem gleichförmigen Plateau dar, das nicht über 800 m NN hinausreicht. In der realen Orographie befinden sich schon wenige Kilometer weiter westlich als das Modell-Plateau Kammlagen größerer Höhe, von denen die Hornisgrinde mit 1164 m NN die höchste Erhebung darstellt. Das südlich des Nordschwarzwaldes gelegene quer zur Talrichtung relativ weitläufige Kinzigtal wiederum deutet sich im Modell an. Der Westhang des Schwarzwaldes ist im Modell flacher als in der Realität. Der Oberrheingraben

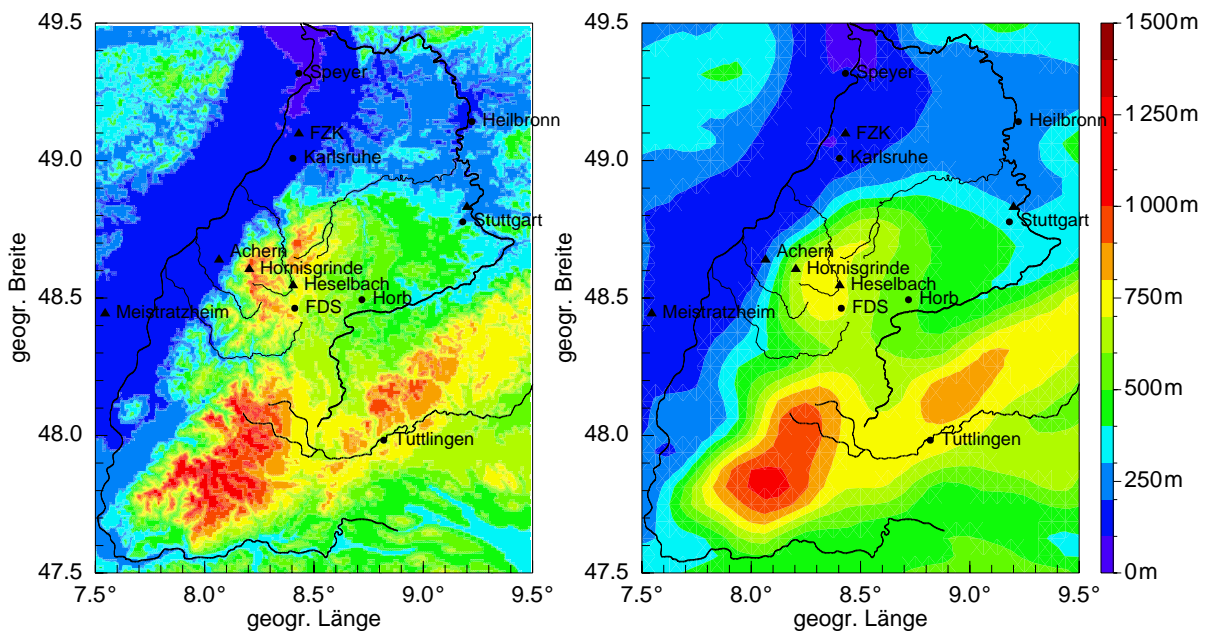


Abb. 5.4: Vergleich der im COSMO-EU-Modell realisierten Modellorographie (rechts) und topographischen Vermessungsdaten mit ca. 1,1 km Auflösung (links). Radiosondenstationen sind jeweils durch ein Dreieck gekennzeichnet.

hingegen ist mit seiner Eigenschaft als näherungsweise gleichförmiges, flaches Gebiet quasi übereinstimmend wiedergegeben.

Die mit der orographischen Reliefstruktur zusammenhängenden kleinskaligen meteorologischen Effekte sind im Gitter des Modells nicht explizit darstellbar. Das betrifft auch die sekundären orographisch bedingten Windzirkulationen, welche für die Auslösung von hochreichender Konvektion häufig verantwortlich sind, das damit verbundene Auftreten von Konvergenzen an Gipfeln und Gebirgskämmen. Dies konnte von Barthlott et al. (2005) anhand einer Fallstudie nachgewiesen werden. Auch damit gekoppelte Effekte der differentiellen Erwärmung aufgrund unterschiedlich sonnenexponierter Hänge sind betroffen. Ein weiterer Effekt, der stark von der Modellauflösung abhängt, ist die Implementierung der Landnutzungsdaten und Erdbodeneigenschaften im Modell, welche wiederum jedem Gitterpunkt nur eine mittlere Eigenschaft zuweisen kann; auch dies hat einen Einfluss auf die Darstellung der meteorologischen kleinskaligen Effekte im Modell.

Das Modell gibt für jedes Gitterelement – welches im COSMO-EU eine horizontale Fläche von etwa 50 km^2 repräsentiert – einen räumlichen Mittelwert der meteorologischen Variablen bei einheitlichem Erdboden aus. In der Natur hat die Inhomogenität der Erdbodeneigenschaften eine entsprechend starke Streuung der bodennahen Variablen innerhalb eines Gitterelements zur Folge. Diese Streuung kann allerdings auf in situ-Messungen einen erheblichen Einfluss haben. Man denke beispielsweise an einen Radiosondenaufstieg, der von einem erhitzten Asphaltplatz aus durchgeführt wurde. Daher werden bei Radiosondenaufstiegen häufig Verfahren angewendet, die diesen Effekt vermindern sollen, etwa das Mitteln von Temperatur und Feuchte der bodennahen Schicht geeigneter Mächtigkeit.

Es wurde ein Vergleich durchgeführt von Modell- und Radiosondendaten; letztere liegen in unterschiedlichem Umfang vor (Tab. 5.2). An der COPS-Station Heselbach (im Nordschwarzwald) liegt eine Sammlung von 6-stündigen Radiosondenaufstiegen für den gesamten COPS-Zeitraum vor, für die DWD-Station Stuttgart-Schnarrenberg pro Tag zwischen zwei und vier Aufstiegen. Die Radiosondenstationen Achern, Meistratzheim und FZK (Forschungszentrum Karlsruhe), welche im Oberrheingraben liegen, und die Station Hornisgrinde waren nur während der COPS-Intensivmessphasen besetzt.

Tab. 5.2: Systematischer Fehler (BIAS) und mittlerer quadratischer Fehler (MSE) für potentielle Temperatur Θ_{2m} , spezifische Feuchte Q_{2m} und Wind (Richtung α_{10m} und Betrag V_{10m}) an den betrachteten Radiosondenstationen. Angegeben ist auch die Anzahl n der im COPS-Zeitraum verfügbaren Radiosondenaufstiege.

Ort	n	Θ_{2m} in K		Q_{2m} in g kg^{-1}		V_{10m} in m s^{-1}		α_{10m} in $^\circ$	
		BIAS	MSE	BIAS	MSE	BIAS	MSE	BIAS	MSE
Achern:	41	-0,9	2,0	2,0	2,2	0,6	1,1	-23,5	87,7
Meistratzheim:	68	0,8	1,6	-0,5	1,0	0,7	1,7	16,4	57,0
FZK:	68	0,8	1,8	-1,5	2,1	2,4	2,7	13,7	46,4
Hornisgrinde:	86	-3,8	4,3	1,9	2,4	-0,5	1,8	-14,0	78,6
Modellgipfel:		-2,2	2,9	1,3	2,0	-0,1	1,7	-12,5	72,1
Heselbach:	368	1,5	2,5	-0,2	1,0	1,5	1,9	6,8	84,5
Stuttgart:	232	0,1	2,4	0,3	0,8	-0,0	1,4	4,3	59,7

Bei korrekten Vergleichen zwischen Modell- und Messdaten muss allgemein sichergestellt sein, dass die verwendeten Daten für das gleiche Gebiet und den gleichen Zeitraum gelten. Dies ist bei der Verwendung von Radiosondendaten nur näherungsweise erfüllt, da die Radiosonde mit dem Wind mitdriftet und zudem eine gewisse Zeit benötigt, bis sie die Troposphäre durchstiegen hat (in der Regel ca. 45 Minuten). Deshalb werden möglicherweise Advektionseffekte in Radiosondendaten weniger gut erfasst.

Eine Verwendung der potentiellen statt der absoluten Temperatur bietet sich an, da damit Einflüsse der Höhenlage des Gitterpunkts ausgeschlossen sind. Bei allen betrachteten Radiosondenstationen zeigt sich (für die Station Heselbach exemplarisch gezeigt in Abb. 5.5), dass für die Temperatur in der freien Atmosphäre (2000 m über Grund und höher) im Mittel eine gute Übereinstimmung gegeben ist (systematischer Fehler im Bereich weniger Zehntel K) und dass jedoch an einzelnen Terminen größere Abweichungen auftraten (mittlerer quadratischer Fehler in der Größenordnung von 1 K).

In Bodennähe allerdings zeigen sich örtlich größere Abweichungen (Tab. 5.2). So ist an der Station Heselbach das Modell systematisch wärmer (BIAS: 1,5 K), was sich aber durch die Lage der Radiosondenstation im Murgtal leicht erklären lässt (Abschattungseffekte in der Tallage, nächtliche Kaltluftansammlungen). Erhebliche Abweichungen zeigen sich an der Station Hornisgrinde, wo das Modell deutlich kühler (um 3,8 K) ist als die Messungen. Auch dies liegt an der abweichenden Lage in der geglätteten Orographie des Modells. Vergleicht man die Messungen an der Station Hornisgrinde mit dem Gitterpunkt, der im Modell um weniges südöstlich, im Bereich des Gipfelniveaus im Modell liegt, ergibt sich eine systematische Abweichung von nur noch -1,8 K und ein mittlerer quadratischer Fehler von 2,6 K, d. h. die Radiosondenaufstiege stimmen mit diesem Gitterelement offensichtlich besser überein. Im Bereich von 1 K liegt die systematische Abweichung bei den Stationen im Oberrheingraben, allerdings mit unterschiedlichen Vorzeichen, so dass eine einheitliche Aussage für den Oberrheingraben nicht getroffen werden kann. Für die Station Stuttgart ist die mittlere Übereinstimmung als sehr gut zu bezeichnen.

Auch bei der Feuchte ist die Übereinstimmung an den Radiosondenstationen in der freien Atmosphäre gut (systematischer Fehler im Bereich von wenigen Zehntel g kg^{-1} , mittlerer quadratischer Fehler zwischen 0,5 und 1,0 g kg^{-1}), nur an den Stationen Achern und Hornisgrinde zeigen sich bereits auf 3000 m über Grund und darunter systematische Abweichungen in der Größenordnung +0,5 bzw. +1,0 g kg^{-1} , d. h. das Modell

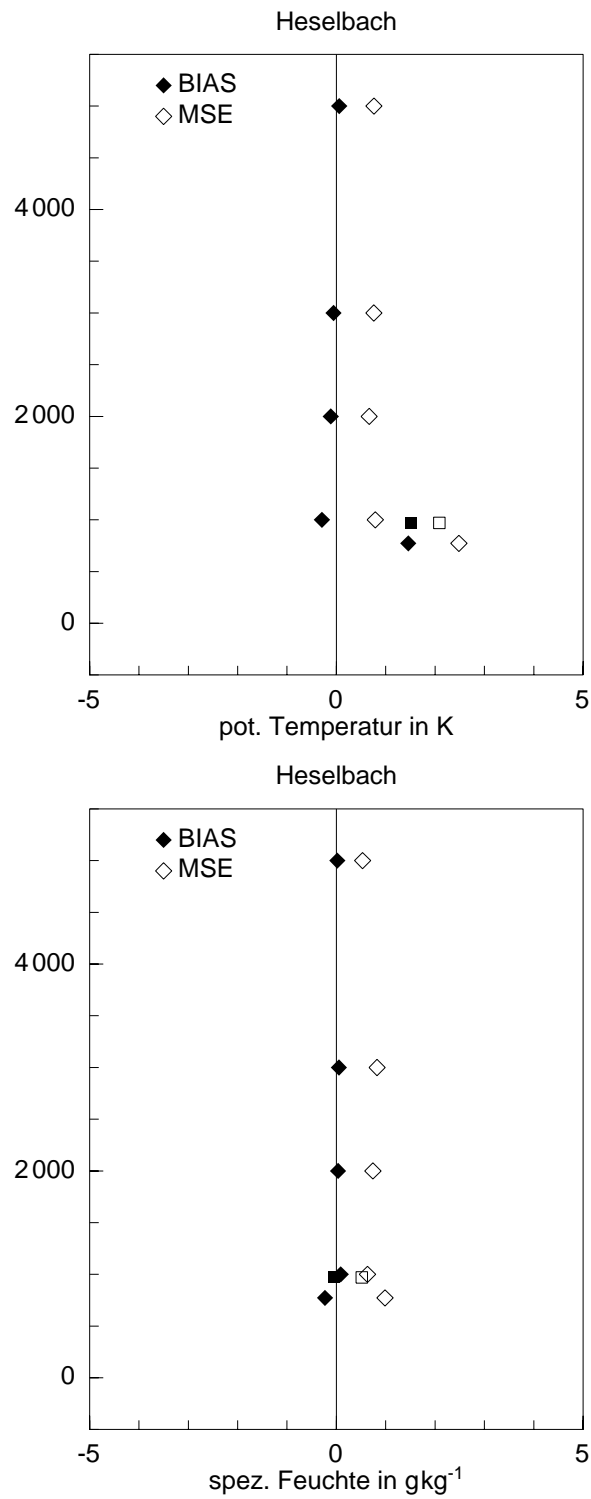


Abb. 5.5: Systematischer Fehler (ausgefülltes Symbol) und mittlerer quadratischer Fehler (offenes Symbol) für die potentielle Temperatur (links) und die spezifische Feuchte (rechts).

ist in diesem Höhenbereich systematisch feuchter, auch sind die Abweichungen mehr gestreut (MSE bis ca. $1,8 \text{ g kg}^{-1}$). Bei der bodennahen Feuchte zeigen sich systematische Abweichungen. Aber auch hier gibt es im Oberrheingraben keine einheitliche Abweichung, sondern eine durch örtliche Unterschiede geprägte Struktur. Systematisch zu trockene Modellwerte an der Station FZK ($-1,5 \text{ g kg}^{-1}$) könnten mit der Lage der Radiosondenstation in einem Waldgebiet zusammenhängen. An der Station Achern ist das Modell systematisch zu feucht ($2,0 \text{ g kg}^{-1}$). Auch bei der Feuchte zeigt der Bezug der Messwerte auf das Gitterelement an der Gipfelloge im Modell eine bessere Übereinstimmung als die den Stationskoordinaten entsprechende Lage im Modell am Westhang des Nordschwarzwaldes. Dennoch gibt auch hier das Modell systematisch höhere Werte der Feuchte aus (systematischer Fehler bei $1,3 \text{ g kg}^{-1}$). Zudem existiert am Boden eine gewisse, nicht übersehbare Streuung in den Abweichungen (mittlerer quadratischer Fehler zwischen $0,8$ und $2,4 \text{ g kg}^{-1}$).

Bei der Windgeschwindigkeit zeigt sich ebenfalls eine gute mittlere Übereinstimmung zwischen Modell und Messungen in der freien Atmosphäre an allen Radiosondenstationen, (systematischer Fehler $\leq 0,5 \text{ m s}^{-1}$, exemplarisch für die Station Heselbach Abb. 5.6). Erwarteterweise gibt es in direkter Bodennähe örtlich unterschiedliche Abweichungen (Tab. 5.2). Diese sind deutlich (d. h. größer als 1 m s^{-1}) an den Stationen Heselbach, wo im Modell der Effekt des Murgtals fehlt, und an der Station FZK, wo die Radiosondenstation innerhalb eines Waldgebietes liegt. Der mittlere quadratische Fehler ist allerdings an allen Stationen auch in der Höhe signifikant (zwischen 2 und 3 m s^{-1}), d. h. im Einzelfall kann es deutliche Unterschiede geben.

Aus den sichtbar gewordenen Unterschieden zwischen Modell und Messungen folgen auch Unterschiede in den von den Vertikalprofilen abgeleiteten Konvektionsparametern. So ergeben sich beispielsweise bei der CAPE im Modell systematisch etwas höhere Werte (zwischen $13,0 \text{ J kg}^{-1}$ in Heselbach und $39,8 \text{ J kg}^{-1}$, jedoch auch hier zeigt der auf den Modellgipfel bezogene Vergleich die besseren Werte) und mittlere quadratische Fehler in der Größenordnung von 200 J kg^{-1} (Tab. 5.3).

In diese Unterschiede fließt auch der Umstand ein, dass die vertikale Auflösung im Modell deutlich gröber ist als in den verwendeten Radiosondenaufstiegen, d. h. einzelne kleinskalige Strukturen der Temperatur- und Feuchteverteilung in der Vertikalen sind nicht korrekt dargestellt, insbesondere Inversionen sind im Modell weniger gut repräsentiert; solche können wiederum hemmende Wirkung auf die Auslösung von hochreichen-

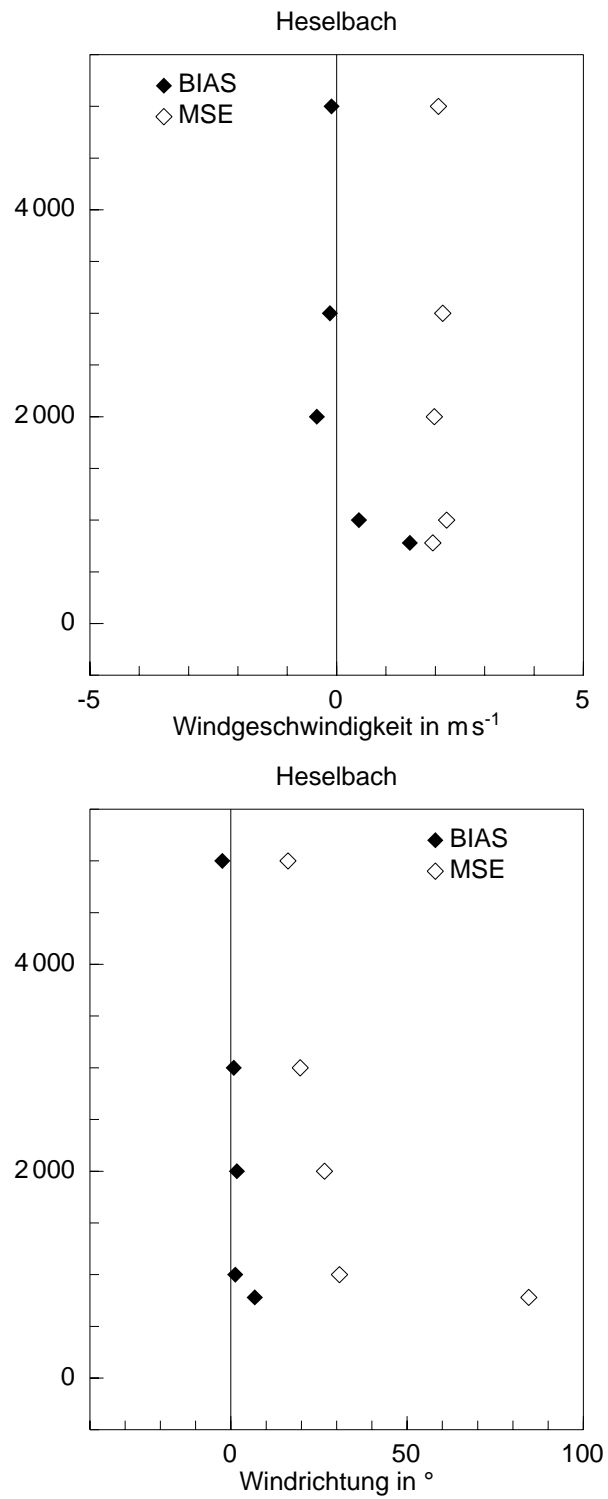


Abb. 5.6: Systematischer Fehler (ausgefülltes Symbol) und mittlerer quadratischer Fehler (offenes Symbol) für Windgeschwindigkeit (links) und Windrichtung (rechts).

der Konvektion haben. Dieser Effekt ist sicherlich bei solchen Konvektionsparametern, welche in ihrer Berechnung ein Höhenintegral beinhalten (z. B. CAPE), mehr von Bedeutung als bei anderen.

Tab. 5.3: Systematische Abweichung und mittlerer quadratischer Fehler für die CAPE an einigen der betrachteten Radiosondenstationen.

Ort	CAPE in $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$	
	Bias	MSE
Achern:	18,5	265,0
Hornisgrinde:	39,8	269,5
Modellgipfel:	14,4	223,8
Heselbach:	13,0	199,6
Stuttgart:	19,6	284,0

Zusammenfassend lässt sich sagen: Die Übereinstimmung zwischen Modell und Messungen ist in der freien Atmosphäre im Mittel zufriedenstellend erfüllt, Abweichungen zeigen sich vor allem im bodennahen Bereich. Dies hängt offensichtlich mit der Implementierung der Orographie und der Landnutzungsdaten in das Modell zusammen. Bei Vergleichen von Stationen mit markanten Lagen, etwa eine Station am Gipfel eines Gebirges, kann sich eine bessere Übereinstimmung zeigen, wenn für den Vergleich ein Gitterelement verwendet wird, das diese Lage im Modell besser repräsentiert als die bloße Umsetzung der Koordinaten. Für einzelne Termine ist der Unterschied zwischen Modell und Beobachtungen deutlich, wie die Größenordnung des mittleren quadratischen Fehlers zeigt. Im Mittel aber ist die Übereinstimmung gut.

5.3 Gesamtübersicht der als Einflussfaktoren verwendeten Größen

In einem ersten Schritt der statistischen Auswertung wurde eine Variablenauswahl durchgeführt. Dabei wurden diejenigen Variablen zusammengestellt, welche mit der Auslösung von hochreichender Konvektion (CI) verknüpft sind und mit den verfügbaren Daten berechenbar sind. Diese Variablen wurden thematisch gruppiert (Tab. 5.4 und 5.5).

5.4 Meteorologische Charakterisierung der Kontrollgebiete

Anhand einer Auswahl der in den Tab. 5.4 und 5.5 genannten Größen lassen sich die Kontrollgebiete als Grundlage für die weitere Diskussion charakterisieren. Ist die Verteilung einer Variablen schief (d. h. nicht symmetrisch) und/oder sind Ausreißer vorhanden, so ist allgemein für die Charakterisierung des Mittelwertes (auch Zentralwert genannt) der Median besser geeignet als das arithmetische Mittel, welches Normalverteilung der Daten und mindestens Intervallskalenniveau voraussetzt (Bortz, 2008). Ein weiterer Vorteil ist, dass vor der Berechnung des Medians Ausfallwerte nicht eliminiert werden müssen. Dann ist auch das zum Median passende Streuungsmaß, der Interquartilabstand, welcher den Abstand zwischen dem zweiten und dem dritten Quartil beschreibt, der sonst häufig verwendeten Standardabweichung vorzuziehen.

Die Verteilungen der in diesem Kapitel untersuchten Variablen, die Medianwerte der meteorologischen Größen für die sechsstündig vorliegenden Zeitpunkte des COPS-Zeitraums, zeigen schiefe Verteilungen, wie sich an deren Box-Plot-Darstellungen leicht ablesen lässt. Daher werden für die folgende Diskussion die Medianwerte der betrachteten meteorologischen Größen in den Gebieten über den COPS-Zeitraum und deren Interquartilabstände verwendet. Mit dem nicht-parametrischen Wilcoxonschen Rangsummentest (Kap. 5.1.3) lässt sich überprüfen, ob sich der mittlere Charakter der Größen in den Kontrollgebieten signifikant unterscheidet. Wenn nicht anders angegeben, wurde auf ein Signifikanzniveau $\geq 95\%$ getestet.

Im Folgenden werden die Werte von meteorologischen Größen von 12 UTC und 18 UTC als repräsentativ für die helle Tageshälfte bezeichnet, beschrieben mit dem Begriff „am Tage“/„tagsüber“; für die Eigenschaften der Nacht werden die Werte von 00 UTC und 06 UTC herangezogen.

Tab. 5.4: Meteorologische Größen, die im Zusammenhang mit der Auslösung von hochreichender Konvektion stehen, in Gruppen zusammengefasst, sowie deren Bedeutung.

Parameter und ihre Bedeutung
<u>Tageszeit:</u> - t00, t06, t12, t18: binär-kodierte Tageszeit in 6-stündiger Auflösung ⇒ Tagesgang
<u>Luftdruck:</u> - p0: Luftdruck 2 m über Grund in hPa
<u>Temperatur:</u> - THETA: potentielle Temperatur 2 m über Grund ⇒ Wärmeinhalt der Luft - THETA.ML: potentielle Temperatur der Mischungsschicht ⇒ Wärmeinhalt der Luft - THETA.E: pseudopotentielle Temperatur 2 m über Grund ⇒ Energieinhalt der Luft - THETA.E.ML: pseudopot. Temperatur d. Mischungsschicht ⇒ Energieinhalt d. Luft
<u>verfügbare Feuchte:</u> - Q0: spez. Feuchte 2 m über Grund ⇒ bodennah verfügbare Feuchte - NW: niederschlagbares Wasser ⇒ in der Troposphäre verfügbare Feuchte
<u>Strahlungsgrößen:</u> - ASOBS: kurzwellige Netto-Strahlung am Boden ⇒ solarer Energie-Input
<u>Stabilität der Schichtung:</u> - LR: Temperaturdifferenz zw. 500 hPa- und 700 hPa-Niveau - LRDZ: vertikaler Temperaturgradient - CAPE: basierend auf dem NFK - CAPE.CCL: basierend auf dem KKN - LI: Lifted Index - LI.ML: Lifted Index, bezogen auf Mischungsschicht - LSI.A: Schichtungsterm des Lid Strength Index LSI - KO: KO-Index (potentielle Instabilität) - TAdv: Temperaturadvektion ⇒ zeitliche Änderung der Schichtung
<u>konvektionshemmende Faktoren:</u> - CIN ⇒ konvektive Hemmnis - LSI.B: Inversionsmächtigkeits-Term des LSI ⇒ Intensität von Inversionen - CAP: Capping Index ⇒ Intensität von Inversionen

Tab. 5.5: Fortsetzung von Tab. 5.4 .

Parameter und ihre Bedeutung
<p><u>großräumige Hebung:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> - DIVQ850, DIVQ700 etc.: Divergenz des Q-Vektors auf unterschiedlichen Druckniveaus: 850 hPa, 700 hPa, 600 hPa, 500 hPa Abk. ⇒ großräumiger Hebungsantrieb - DIVQ850SHIFT etc.: Divergenz des Q-Vektors, um 6 h zeitverschoben - differenzielle Vorticityadvektion ⇒ Antrieb für großräumige Hebung - Laplace der Schichtdickenadvektion ⇒ Antrieb für großräumige Hebung
<p><u>Auslösemechanismen:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> - deltaT: Differenz T 2m und Auslösetemperatur ⇒ Auslösung freier Konvektion - deltaT.ML: Differenz T d. Mischungsschicht und entsprechende Auslösetemperatur ⇒ Auslösung freier Konvektion - DivV: Divergenz des bodennahen Windfelds ⇒ Auslösung durch Divergenzen - FD: Feuchtedivergenz ⇒ Auslösung in Verbindung mit Feuchtedivergenz
<p><u>Windscherung:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> - 3 km–0 km: Windbetrag SHEAR_0_3 und Windrichtung DIR.SHEAR_0_3 - 6 km–0 km: Windbetrag SHEAR_0_6 und Windrichtung DIR.SHEAR_0_6 - 6 km–3 km: Windbetrag SHEAR_3_6 und Windrichtung DIR.SHEAR_3_6 <p>⇒ Einfluss auf die Organisationsstruktur der hochreichenden Konvektion</p>
<p><u>Sonstige Faktoren:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> - KLIN: Durchgang von synoptischskaligen Konvergenzlinien Abk. ⇒ Auslösung - FRNT: Durchgang von Kaltfronten Abk. ⇒ Auslösung - SRH: Storm relative helicity - WBZ: Nullgradgrenze der Feuchttemperatur (engl. <i>wet bulb zero</i>)
<p><u>weitere Kondensationindizes:</u></p> <p>Hinweis: Definitionen und Aussagen siehe Kap. 5.5</p> <p>LSI: Lid Strenght Index, EHI: Energy Helicity Index, SHOW: Showalter-Index, TT: Totals Totals Index, CT: Cross Totals Index, VT: Vertical Totals Index, SWEAT: Severe Weather Thread Index, KINX: K-Index, BRCH: Bulk Richardson-Zahl, CRAV: Craven Significant Severe Weather Index, DCI: Deep Convective Index, SOAR: Soaring Index SOAR</p>

Temperatur

Die orographisch gegliederten Gebiete (nördlicher Schwarzwald, G3, und mittlerer Neckarraum, G4) sind wärmer als die Gebiete im Oberrheingraben, wie die Mediane der potentiellen Temperatur (Tab. 5.6) und die Boxplots zeigen (Abb. 5.7). Laut des Wilcoxonschen Rangsummentests ist der genannte Unterschied, welcher ca. 1 K beträgt, signifikant (Tab. 5.7). Die orographisch gegliederten Gebiete unterscheiden sich hier untereinander nicht, ebenso nicht die Gebiete im Oberrheingraben. Der Interquartilabstand bezogen auf die mittlere potentielle Temperatur in den Zeitintervallen ist in den Kontrollgebieten nicht unterschiedlich (Abb. 5.7, oben links). Jedoch ist die Variabilität in den Kontrollgebieten, ausgedrückt durch den auf alle Zeitintervalle bezogenen mittleren Interquartilabstand der potentiellen Temperatur, im Nordschwarzwald gegenüber den anderen Kontrollgebieten deutlich erhöht. Offensichtlich bewirken im nördlichen Schwarzwald die orographische Gliederung, etwa Hangerwärmungseffekte, Kaltluftansammlungen in Tälern und Mulden etc. eine differenzielle Erwärmung der Erdoberfläche und damit eine höhere Variabilität. Die Gebiete im Oberrheingraben unterscheiden sich sowohl in der pot. Temperatur als auch in deren Variabilität kaum. Tagsüber ist es wärmer als in der Nacht, was eine triviale Aussage ist.

Feuchte und niederschlagbares Wasser

Der nördliche Schwarzwald ist mit Bezug auf die spezifische Feuchte in 2 m über Grund (siehe auch Kap. 5.5) insgesamt signifikant trockener als der mittlere Oberrheingraben (Tab. 5.6; Wilcoxonscher Rangsummentest nicht gezeigt). Die anderen Gebiete liegen dazwischen, wobei kein signifikanter Unterschied zu den anderen Gebieten vorhanden ist. Nachts ist es in den Gebieten signifikant feuchter als tagsüber, nur für den Nordschwarzwald gilt dies nicht. In der Nacht ist der mittlere Oberrheingraben signifikant feuchter als in den orographisch gegliederten Gebieten. Die Aussage, dass der Oberrheingraben nachts feuchter ist als die orographisch gegliederten Gebiete, ist immerhin noch auf dem 80 %-Niveau signifikant. Am Tage allerdings ist der Median der spezifischen Feuchte in den orographisch gegliederten Gebieten etwas erhöht, eine signifikante Aussage lässt sich hier allerdings nur im Vergleich zum Gebiet im nördlichen Oberrheingraben machen. Die Variabilität ist im nördlichen Oberrheingraben etwas größer als in

Tab. 5.6: Medianwerte und mittlere Interquartilabstände (IQA) verschiedener Größen über den COPS-Zeitraum, aus COSMO-EU-Analysen

Größe	Maß	G1	G2	G3	G4
$\Theta_{2 m}$ in K	Median	291,8	291,9	293,2	293,0
	mittlerer IQA	0,59	0,53	0,89	0,63
spez. Feuchte in g kg^{-1}	Median	9,50	9,45	9,35	9,45
	mittlerer IQA	0,51	0,48	0,58	0,47
	Median (00 und 06 UTC)	9,95	9,75	9,15	9,65
	Median (12 und 18 UTC)	9,10	9,00	9,45	9,25
NW in mm	Median	26,20	26,05	21,35	24,65
	mittlerer IQA	1,12	1,08	1,67	1,41
Zi in m	Median	471,0	461,0	243,5	322,3
	Median (12 und 18 UTC)	760,0	845,0	486,0	737,0
LR in K km^{-1}	Median	5,85	5,85	5,85	5,85
CAPE	Median (00 und 06 UTC)	0,1	0,1	0,1	1,4
	Median (12 und 18 UTC)	28,2	20,4	41,2	37,4
	mittl, IQA (12 und 18 UTC)	44,30	37,4	67,2	66,4
Lifted Index in K	Median	2,50	2,25	2,35	2,95
	Median (00 und 06 UTC)	3,00	2,95	3,25	3,95
	Median (12 und 18 UTC)	1,85	1,60	1,20	1,85
K-Index in K	Median (00 und 06 UTC)	26,70	26,25	27,45	27,10
	Median (12 und 18 UTC)	24,80	25,15	26,55	26,35
KO-Index in K	Median	-7,55	-7,55	-7,50	-8,05
	Median (12 und 18 UTC)	-7,95	-7,50	-8,70	-8,80

den übrigen Gebieten. Ein Blick sei noch auf den Feuchteunterschied zwischen den beiden Gebieten im Oberrheingraben geworfen. Der Median zeigt an, dass der mittlere Oberrheingraben etwas feuchter ist; die Aussage ist allerdings nur auf einem Niveau von 85 % signifikant. Dieser mögliche Unterschiede wäre nicht durch dementsprechende Unterschiede in der Landnutzung (Klimaatlas Oberrhein Mitte-Süd, 1995) oder der

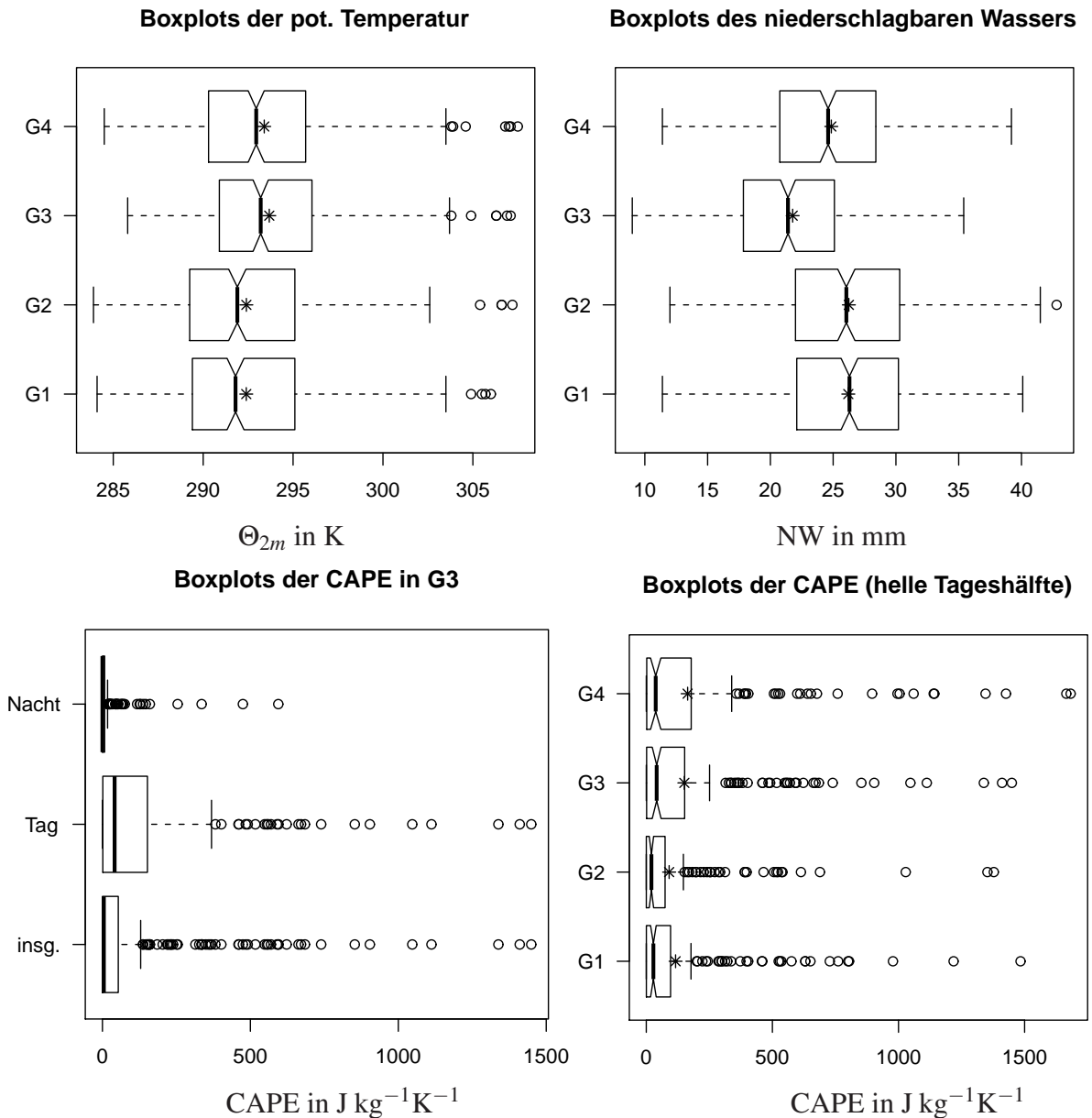


Abb. 5.7: Häufigkeitsverteilungen (in Form von „Boxplots“) für verschiedene meteorologische Größen im Gesamtzeitraum für die verschiedenen Kontrollgebiete.

lokalen Verdunstungsintensität (Grasreferenzverdunstung, Klimaatlas Deutschland) zu erklären, im Wesentlichen kämen dafür nur Advektionsprozesse in Betracht.

Auch bei der Verfügbarkeit von niederschlagbarem Wasser NW (siehe Kap. 5.5), welche signifikant mit der bodennahen spezifischen Feuchte korreliert ist (nicht gezeigt), ergeben sich im Mittel Unterschiede. So ist der Median von NW mit 21,4 mm im nördlichen Schwarzwald signifikant kleiner als in den anderen Gebieten; NW ist im mitt-

Tab. 5.7: Wilcoxonischer Rangsummentest mit der einseitigen Alternativhypothese „Gebiet in der Zeile ist wärmer als Gebiet in Spalte“. Angegeben ist die Teststatistik (jeweils oberer Wert), die Irrtumswahrscheinlichkeit (jeweils Mitte) und ob die Alternativhypothese auf dem 95 %-Niveau angenommen ist (jeweils unten).

Gebiet	G1	G2	G4
G3	80704.5 3.317e-06 Ja	80554.5 4.232e-06 Ja	70955.5 0.1304 Nein
G4	77235 0.00048 Ja	77260.5 0.0004651 Ja	
G1		67710.5 0.5003 Nein	

leren Neckarraum mit 24,7 mm kleiner als in den Gebieten im Oberrheingraben, die sich mit ca. 26,0 mm untereinander nicht unterscheiden (Tab. 5.6, Abb. 5.7). Hier ist ein Zusammenhang mit der Höhe der konvektiven Grenzschicht z_i zu sehen. Diese lässt sich bestimmen durch Ermittlung des Schnittpunkts der von der bodennahen Temperatur ausgehenden Trockenadiabate mit der Schichtungskurve. z_i ist ein Maß für die Mächtigkeit der Schicht, in die Eigenschaften (etwa Wärme, Feuchte, Luftbeimengungen) vom Erdboden aus durch konvektive Durchmischungsprozesse vertikal in die Troposphäre eingemischt werden. Mit Einmischvorgängen infolge einer in der Regel am Nachmittag vertikal ausgeprägteren konvektiven Grenzschicht wird in der Lehrbuchliteratur das Entstehen eines doppelwelligen Tagesgangs der spezifischen Feuchte erklärt (Möller, 1973). Damit ist offensichtlich, dass sich – sofern der Erdboden eine Wasserdampfquelle darstellt, wie es in den mittleren Breiten in der Regel der Fall ist – innerhalb einer mächtigeren Grenzschicht mehr mit Wasserdampf angereicherte Luft befindet. Die Höhe z_i liegt in den orographisch gegliederten Gebieten signifikant niedriger als in den anderen Gebieten, besonders deutlich im Nordschwarzwald (Tab. 5.6). Da sich NW aus dem vertikalen Integral des Wasserdampfes ergibt, erklärt sich, warum im Nordschwarz-

wald und im mittleren Neckarraum NW im Mittel geringere Werte annimmt. Schließlich sei noch bemerkt, dass die Variabilität in den orographisch gegliederten Gebieten etwas größer ist als in den anderen Gebieten.

Schichtungsstabilität

Die Schichtungsstabilität in den Kontrollgebieten wird im Folgenden anhand einer Auswahl exemplarischer Konvektionsparameter betrachtet. Die Schichtungsrate LR zeigt im Mittel eine stabile Schichtung an (Tab. 5.6). Sie unterscheidet sich in den Kontrollgebieten nicht. Diese Größe basiert auf dem 700 hPa- und dem 500 hPa-Niveau und zeigt damit die vertikale Schichtung oberhalb der atmosphärischen Grenzschicht an, d. h. die Eigenschaften der Grenzschicht werden nicht berücksichtigt. Insofern ist die Gleichheit der Median-Werte in den Kontrollgebieten plausibel, und es lässt sich folgern, dass im Mittel auf dem 700 hPa-Niveau kein Einfluss der Orographie sichtbar ist.

Bei der CAPE, die auf dem Paketmodell (Kap. 2.3.3) basiert, ist es anders. Sie zeigt sich offensichtlich vom Tagesgang der Sonneneinstrahlung beeinflusst, denn es ergeben sich in den Zentralwerten zwischen der dunklen und der hellen Tageshälfte (abgeleitet von den Werten der Zeitpunkte 00 und 06 UTC bzw. 12 und 18 UTC) deutliche Unterschiede, d. h. CAPE ist am Tage deutlich (und signifikant) größer. Beispielsweise liegt der Mittelwert am Tage im nördlichen Schwarzwald bei $41,1 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Tab. 5.6), in der Nacht aber nur noch bei $0,1 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Insgesamt ist der Großteil auftretender Werte der CAPE im zweistelligen Wertebereich, so liegt das dritte Quartil in allen Kontrollgebieten unter $100 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (beispielhaft am nördlichen Schwarzwald, G 3, gezeigt, Abb. 5.7). Maximal 10 % der Werte liegen oberhalb von $250 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, maximal 6 % oberhalb $500 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Wenige einzelne Werte reichen bis zu einer Größenordnung von $1500 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

In der Nacht liegt das dritte Quartil bei deutlich kleineren Werten, und auch die höchsten Werte der CAPE liegen nur noch bei wenig über 500 bzw. 600 $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$. Am Tage ist die CAPE in den orographisch gegliederten Gebieten signifikant höher (Unterschied zum nördlichen Oberrheingraben auf dem 99 %-Signifikanzniveau, Unterschied zum mittleren Oberrheingraben knapp auf dem 90 %-Niveau) und besitzt dort auch eine deutlich größere Streuung der Werte. Auch im mittleren Oberrheingraben sind tagsüber

die Werte signifikant (90 %-Niveau) größer als im nördlichen Oberrheingraben. Weiter gilt noch, dass nachts im Nordschwarzwald die CAPE signifikant geringer ist als in den anderen Gebieten.

Auch beim Lifted Index zeigt sich der Einfluss des Tagesgangs der Sonneneinstrahlung, und so finden sich in der hellen Tageshälfte Werte, die auf eine höhere Labilität schließen lassen als in der dunklen Tageshälfte. Darüber hinaus sind auch hier gewisse Unterschiede bezüglich der Kontrollgebiete zu finden, so ergibt sich hier die Aussage, dass dieser Konvektionsparameter im mittlere Neckarraum insgesamt stabilere Bedingungen anzeigt als in den anderen Gebieten. Betrachtet man nur die Verhältnisse am Tage, so ist der mittlere Neckarraum stabiler als der Nordschwarzwald, während die übrigen Gebiete untereinander keinen signifikanten Unterschied zeigen. Nachts allerdings sind die Gebiete im Oberrheingraben signifikant stabiler als die anderen.

Der K-Index, welcher nicht auf dem Paketmodell basiert, aber Temperatur und Taupunkt des 850 hPa-Niveaus einbezieht, zeigt ebenfalls am Tage labilere Werte als in der Nacht. Signifikante Unterschiede zwischen den Kontrollgebieten sind hier für eine Betrachtung des ganzen Tages nicht zu finden. Bezieht man allerdings die Betrachtung auf die helle Tageshälfte, so gilt, dass die orographisch gegliederten Gebiete labiler sind als der mittlere Oberrheingraben (Aussage auf dem 90 %-Niveau signifikant). Für die Nacht sind zwar die Mediane in den orographischen Gebieten größer, es existiert jedoch kein signifikanter Unterschied zwischen den Kontrollgebieten.

In den KO-Index, der die potentielle Instabilität beschreibt, geht als unteres Niveau ebenso das 850 hPa-Niveau ein und zwar dessen pseudopotentielle Temperatur. Hier ist zu formulieren, dass der mittlere Neckarraum labiler ist als der nördliche Oberrheingraben. Für die helle Tageshälfte gilt, dass die orographisch gegliederten Gebiete potentiell instabiler sind als der nördliche und mittlere Oberrheingraben (Aussage auf dem 95 %- bzw. 90 %-Niveau signifikant). Nachts existieren keine Unterschiede bezüglich des KO-Index in den Kontrollgebieten.

Die Charakterisierung der Gebiete in Hinblick auf die Schichtungsstabilität hängt jeweils davon ab, welcher Konvektionsindex verwendet wird. In der Regel zeigen die Konvektionsindizes, sofern sie Grenzschichtbedingungen berücksichtigen, dass tagsüber eine höhere Instabilität vorhanden ist als in der Nacht. CAPE und KO-Index machen die Aussage, dass am Tage im Nordschwarzwald und im mittleren Neckarraum die Schichtungsverhältnisse für die Auslösung von hochreichender Konvektion günstiger sind. Der

K-Index zeigt diesen Unterschied in der hellen Tageshälfte noch in Bezug auf den mittleren Oberrheingraben. Der Lifted Index macht dagegen eine ganz andere Aussage und erklärt einen deutlichen Unterschied zwischen den orographisch gegliederten Gebieten (G3 labiler als G4).

Inversionen und Sperrschichten:

Auch bei der CIN existiert ein signifikanter Unterschied zwischen den Werten am Tage und in der Nacht. Nachts ist die CIN deutlich größer und nimmt beträchtliche, im Mittel dreistellige Werte an (Tab. 5.8); hier ist ein Zusammenhang mit der Bildung nächtlicher bodennaher Inversionen (Geiger et al., 1995) zu sehen. Über alle Zeitintervalle hinweg existiert kein signifikanter Unterschied zwischen den Kontrollgebieten. Tagsüber allerdings ist die CIN im Nordschwarzwald (G4) signifikant kleiner als in den Gebieten des Oberrheingrabens; und auf dem 90 %-Niveau existiert ein Unterschied zwischen dem mittleren Neckarraum und dem nördlichen Oberrheingraben. Nachts findet sich kein signifikanter Unterschied zwischen den Kontrollgebieten.

Der Inversionsterm des LSI zeigt im Nordschwarzwald mit Werten, welche im Mittel signifikant kleinere sind als in den anderen Gebieten, günstigere Bedingungen für die Auslösung von hochreichender Konvektion an. Gleiches gilt, auf dem 90 %-Signifikanzniveau, im mittleren Neckarraum gegenüber den Oberrhein-Gebieten für die Bedingungen am Tage. Der Inversionsterm des LSI ist in allen Gebieten signifikant kleiner als am Tage (Tab. 5.8), d. h. konvektionshemmende Inversionen sind nachts weniger mächtig als tagsüber. Dies geht einher mit nachts geringeren Werten der feuchtpotentiellen Temperatur bei Sättigung ($\Theta_{F,S,max}$), auf der diese Größe beruht (Kap. 5.5).

Der Capping Index zeigt insgesamt im Nordschwarzwald signifikant geringere Werte an als in den anderen Gebieten, also eine geringere Stabilität. Für die helle Tageshälfte gibt es keine signifikanten Unterschiede. Weitere Aussagen lassen sich nicht machen, weil nachts sehr häufig Ausfallwerte auftreten.

Tab. 5.8: Medianwerte und mittlere Interquartilabstände (IQA) verschiedener Größen über den COPS-Zeitraum, aus COSMO-EU-Analysen. Ausfallwerte sind als *AFW* angegeben.

Größe	Maß	G1	G2	G3	G4
CIN in $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	Median	76.1	70.9	81.7	64.9
	Median tagsüber	22.5	25.5	12.8	17.2
	Median nachts	389.7	251.55	443.8	484.0
LSI.B in K	Median	4.35	4.55	3.45	4.35
	Median tagsüber	5.75	6.25	3.75	5.25
	Median nachts	3.35	3.65	3.05	3.45
CAP in K	Median	0.45	0.55	0.15	0.55
	Median tagsüber	0.55	0.55	0.55	0.65
	Median nachts	<i>AFW</i>	0.45	<i>AFW</i>	<i>AFW</i>
delta T in K	Median	-2.55	-2.65	-2.05	-2.35
	Median tagsüber	-1.60	-1.65	-1.15	-1.40
	Median nachts	-4.30	-4.80	-4.55	-4.55
HKN in m ü.G.	Median	553.5	645.5	353.5	562.3
	Median tagsüber	1113.0	1185.5	591.0	1017.5
	Median nachts	325.0	387.5	226.5	363.8
KKN in m ü.G.	Median	1087.0	1154.5	810.5	1018.8
	Median tagsüber	1320.5	1377.5	779.5	1163.0
	Median nachts	873.5	974.0	814.0	926.8
NFK in m ü.G.	Median	851.5	1016.5	344.0	988.3
	Median tagsüber	1143.5	1316.0	748.5	1174.8
	Median nachts	325.0	706.5	<i>AFW</i>	<i>AFW</i>

Auslösetemperatur und Kondensationsniveaus:

Erreicht die bodennahe Temperatur die Auslösetemperatur, so findet Auslösung von freier Konvektion statt (Kap. 2.1). Wenn gleichzeitig weitere Faktoren wie die vertikale Schichtung günstig sind, dann kann sich damit im Weiteren auch hochreichende Kon-

vektion ausbilden. Damit ist die Differenz zwischen der bodennahen Lufttemperatur und der Auslösetemperatur,

$$\Delta T = T_{2m} - T_{ausl}, \quad [5.27]$$

ein Indikator, der anzeigt, ob eine Tendenz dahin besteht, dass dieser Auslösungsprozess stattfindet. Es zeigt sich, dass die Temperatur in 2 m über Grund im Nordschwarzwald signifikant näher an der Auslösetemperatur liegt als in den anderen Gebieten. Tagsüber gilt das gleiche, es existiert dann lediglich kein signifikanter Unterschied mehr zwischen den beiden orographisch gegliederten Gebieten. ΔT ist in allen Gebieten nachts signifikant kleiner als tagsüber; hier spielt die nächtliche bodennahe Abkühlung eine wichtige Rolle zusammen mit Änderungen der bodennahen Feuchtebedingungen.

Das Hebungskondensationsniveau HKN liegt im Nordschwarzwald insgesamt im Mittel signifikant niedriger als in den anderen Gebieten, tagsüber gilt dies auch für den mittleren Neckarraum verglichen mit den Gebieten im Oberrheingraben. Im nördlichen Oberrheingraben ist das HKN signifikant höher. Das HKN liegt tagsüber in allen Gebieten signifikant höher als nachts.

Ähnlich verhält es sich mit dem Konvektionskondensationsniveau KKN, welches im Nordschwarzwald im Mittel stets in signifikant niedrigeren Höhen liegt als in den anderen Gebieten. Im nördlichen Oberrheingraben ist KKN stets signifikant höher als in den anderen Gebieten. Am Tage hebt sich auch der mittlere Neckarraum mit niedrigeren Werten von den nicht gegliederten Gebieten ab. Generell liegt das KKN am Tage im Mittel höher als in der Nacht, nur im Nordschwarzwald gibt es keinen signifikanten Unterschied zwischen den Werten am Tage und in der Nacht.

Für das Niveau der freien Konvektion gilt, dass dieses Niveau im Nordschwarzwald im Mittel tiefer ist als in den anderen Gebieten, welche sich untereinander nicht signifikant unterscheiden. Am Tage liegt das Niveau im Mittel signifikant höher als in den anderen Gebieten.

Zusammengefasst: Im Allgemeinen liegen die Konvektionsniveaus nachts niedriger als am Tage, was mit der starken Abhängigkeit dieser Niveaus von der bodennahen Temperatur auch plausibel ist. Eine weitere Beobachtung ist, dass im Nordschwarzwald die Kondensationsniveaus niedriger liegen als in den anderen betrachteten Gebieten. Diese Aussage ist signifikant.

Wind, Divergenz:

Wird die vertikale Zunahme zwischen dem Betrag des Windes bodennah (10 m über Grund) und auf 6 km betrachtet, so zeigt sich tagsüber ein auf dem 94 %-Niveau signifikanter Unterschied zwischen dem Nordschwarzwald und dem mittleren Oberrheingraben mit einer im letztgenannten Gebiet im Mittel schwächeren Scherung. Schließlich lässt sich noch die Aussage machen, dass die vertikale Winddrehung zwischen dem Bodenniveau und dem 6 km-Niveau im mittleren Oberrheingraben im Mittel signifikant größer ist als in den anderen Gebieten. Dies ist sicherlich auf den Kanalisierungseffekt im Oberrheingraben, welcher zwischen den Vogesen und dem Schwarzwald liegt, zurückzuführen, während der Nordschwarzwald durch seine orographische Charakterisierung einen solchen Effekt nicht aufweist.

Weiter ist das Auftreten von Konvergenzen im bodennahen Windfeld, $\text{div } V_{10m}$, interessant. In fast allen Gebieten finden sich hier im Mittel negative Werte, was im Mittel auf das Überwiegen von Konvergenzen hindeutet, nur im Nordschwarzwald ist $\text{div } V_{10m}$ positiv, und damit ist dieses Gebiet durch mehr Divergenzen im bodennahen Windfeld geprägt. Konvergenzen sind am deutlichsten im mittleren Oberrheingraben zu finden, schließlich aber auch im mittleren Oberrheingraben. Unterschiede zwischen den Tageshälften finden sich nur im nördlichen Oberrheingraben, wo die Divergenzen am Tage größer sind als in der Nacht. D. h. am Tage treten weniger Konvergenzen im Windfeld auf. Analog dazu verhält es sich mit der Feuchtedivergenz, welche sich in der Berechnung von $\text{div } V_{10m}$ nur im Faktor q unterscheidet.

Zusammenfassung:

Das Kontrollgebiet im Nordschwarzwald tritt in mehrfacher Hinsicht hervor: Es ist, zusammen mit dem mittleren Neckarraum, im Mittel wärmer als die Gebiete im Oberrheingraben. Der Nordschwarzwald besitzt am Tage eine höhere bodennahe Feuchte als die anderen Kontrollgebiete; gleichzeitig ist im Bereich des Nordschwarzwalde das niederschlagbare Wasser im Mittel kleiner als in den anderen Gebieten, was sich mit der häufig niedrigeren Grenzschichthöhe erklären lässt. Die Schichtungslabilität ist, sofern die Grenzschichtbedingungen mit berücksichtigt werden, tendenziell am Tage im Nordschwarzwald größer als in den Oberrhein-Gebieten. Die Temperatur auf 2 m über Grund

liegt näher an der Auslösetemperatur (tagsüber kein Unterschied zu G4); außerdem sind konvektionshemmende Schichten weniger intensiv als im Oberrheingraben. Die Kondensationsniveaus liegen im Nordschwarzwald signifikant niedriger.

Auch im mittleren Neckarraum ist es im Mittel wärmer als in den Gebieten im Oberrheingraben. In der bodennahen Feuchte hebt er sich insgesamt nicht gegenüber den Oberrheingraben-Gebieten ab; wie beim Nordschwarzwald fanden sich auch hier kleinere Werte an niederschlagbarem Wasser. Die Schichtungsstabilität ist, wenn die Feuchte der Grenzschichtbedingungen mit einbezogen wird, tendenziell am Tage im mittleren Neckarraum größer als in den Oberrhein-Gebieten. Die Temperatur auf 2 m über Grund liegt wie im Nordschwarzwald näher an der Auslösetemperatur. Hier ist am Tage die CIN geringer als im nördlichen Oberrheingraben.

Die Gebiete im Oberrheingraben sind im Mittel kühler als die orographisch gegliederten Kontrollgebiete. Der nördliche Oberrheingraben ist nachts bodennah signifikant feuchter als die orographisch gegliederten Gebiete. Tendenziell gilt dies auch für das Gebiet nördlich davon. In beiden Gebieten im Oberrheingraben ist der niederschlagbare Wassergehalt relativ zu den anderen erhöht. Beide Gebiete sind durch im Vergleich zum Schwarzwald am Tage meist niedrigere Schichtungsstabilität geprägt und kräftigere Konvektionshindernde Schichten.

Da man höhere Temperatur, höhere Feuchte und höhere Schichtungsstabilität mit tendenziell besseren Bedingungen für hochreichende Konvektion verbinden kann (siehe auch nächste Abschnitte), ist die Aussage gerechtfertigt, dass im Nordschwarzwald, in einem etwas geringeren Maß aber auch im mittleren Neckarraum die besseren Bedingungen für die Entwicklung von hochreichender Konvektion vorliegen.

5.5 Statistische Betrachtung zum Einfluss einzelner Faktoren auf CI

Vorbemerkungen

Wie bereits erwähnt, wurden die Konvektionsindizes für die Modelldaten an den Gitterpunkten und für die Radiosondenaufstiege in Heselbach (Murgtal) und in Stuttgart-Schnarrenberg mit dem gleichen Auswertungsprogramm berechnet. Dies bedeutet für die Modelldaten entsprechend der Anzahl der Gitterpunkte eine größere Population von Werten. Da für die weitere Untersuchung natürlich nicht jeder dieser Schar von Gitterpunkten einzeln betrachtet werden kann, und da es wohl auch nicht möglich ist, jedem CI-Ereignis lediglich einen Gitterpunkt zuzuweisen, wurde für die Berechnung der Korrelationen, Skill Scores usw. und für die Untersuchung der Signifikanz der Verknüpfung zwischen CI und Größe jeweils zugrunde gelegt:

Als ein Maß für die mittlere Wirkung eines Parameters im Kontrollgebiet wird der Median verwendet; der Median teilt die Häufigkeitsverteilung in zwei Hälften und ist im Vergleich zum Mittelwert robust gegenüber Ausreißern. Insbesondere bei schiefen Verteilungen oder beim Vorhandensein von Ausreißern ist der Median besser geeignet, die Mittel (Zentralwerte) einer Verteilung zu charakterisieren. Außerdem ist das arithmetische Mittel eng mit der Normalverteilung verknüpft.

Da jedoch bereits ein wirksamer Antrieb und ein hohes Entwicklungspotenzial an einem bestimmten Ort innerhalb des Kontrollgebiets für die Auslösung von hochreichender Konvektion genügen könnte, ist auch die Hinzunahme der jeweils größten bzw. kleinsten Werte interessant, je nach dem, ob hochreichende Konvektion eher mit großen Werten oder mit kleinen Werten des jeweiligen Parameters assoziiert wird. Als Maß dafür wurde das 5. bzw. 95. Perzentil verwendet, welches gegenüber dem Minimum bzw. Maximum robust ist gegen das Auftreten von Ausreißern. Die Annahme, dass eine CI am Ort des kleinsten/größten Wertes im Kontrollgebiet auftrat, muss natürlich nicht immer erfüllt sein, dennoch wird davon ausgegangen, dass mit dieser statistischen Methode sinnvolle Ergebnisse gewonnen werden.

Bei der statistischen Untersuchung wurde jedem Wert eines Konvektionsparameters, welcher jeweils in sechsständiger Auflösung vorliegt, die konvektive Entwicklung innerhalb des darauffolgenden sechsständigen Zeitintervalls gegenübergestellt (beispielsweise: CAPE-Wert von 12:00 UTC gegenüber der Entwicklung im Zeitintervall von 12:00

bis 18:00 UTC). Bei Verwendung dieser Methode kann die Sichtbarkeit des Wirkzusammenhangs etwas verwischt sein, da die Parameter in Wirklichkeit einer zeitlichen Variabilität unterworfen sind.

Mischungsschicht-Betrachtungsweise

Bei der Verwendung von Radiosondenaufstiegen, deren untere Messwerte stark von den Eigenschaften der Bodenstation geprägt sind, welche daher nicht zwingend repräsentativ sind für die Eigenschaften des durch den Radiosondenaufstieg erfassten Gebietes, wird für Berechnungen beispielsweise der CAPE häufig der Mittelwert der Größen Temperatur und Feuchte verwendet einer Schicht geeigneter Mächtigkeit. In der vorliegenden Arbeit ist hierfür eine Mächtigkeit der Schicht von 50 hPa (etwa 400 m) gewählt. Es wird angenommen, dass diese Schicht konvektiv durchmischt ist. Eine hierauf bezogene Größe wird mit als Mischungsschicht-Wert bezeichnet (z. B. Mischungsschicht-CAPE, auch mit dem Index „ML“ gekennzeichnet). Bei dieser Betrachtungsweise wird allgemein angenommen, dass diese Mittelwerte repräsentativer sind als die bodennahen Werte.

Tageszeit

In diesem Unterkapitel wird untersucht, ob sich für den COPS-Zeitraum ein Einfluss der Tageszeit im Auftreten von CI-Ereignissen zeigt. Physikalisch kann die Tageszeit natürlich nur indirekt über andere Größen wirken, welche einen Tagesgang besitzen. Die in dieser Studie verwendeten Modelldaten liegen in 6-stündiger Auflösung vor, die Beobachtungsdaten von CIs wurden für die entsprechenden Intervalle zusammengefasst. Weil die Merkmalswerte der Zeitskala in Bezug auf CI nicht in einem qualitativen Zusammenhang stehen, sondern nur auf dem Nominalskalen-Niveau vorliegen, werden sie üblicherweise in $n_M - 1$ Design-Variablen codiert (sogen. *Dummy-Kodierung*, n_M ist die Anzahl der Merkmalswerte; Sachs und Hedderich, 2004). Das bedeutet, dass jeder Merkmalswert als eigene Variable mit den binären Merkmalswerten 0 und 1 dargestellt wird und die Betrachtung der Korrelation und des Heidke Skill Scores für jeden Tageszeitpunkt einzeln erfolgt.

Die codierten Variablen t_{000} und t_{050} sind in den orographisch gegliederten Gebieten (Nordschwarzwald und mittlerer Neckarraum) mit CI signifikant korreliert (Tab. 5.9). Hier liegen die Rangkorrelationskoeffizienten für t_{000} bei -0,18 bzw. -0,16. Damit ist die Aussage signifikant: „Im Intervall 00 UTC bis 06 UTC ist die Wahrscheinlichkeit für CI verringert.“ Für $t_{0,50}$ liegen die Rangkorrelationskoeffizienten bei +0,17 bzw. +0,15, hier ist die Aussage „Bei 12 UTC und den Folgestunden ist die Wahrscheinlichkeit für CI erhöht.“ machbar. Für die Vormittags- und Abendstunden, d. h. t_{025} und t_{075} , ist in allen Kontrollgebieten keine Korrelation angezeigt. Wo eine signifikante Korrelation gegeben ist, zeigt der HSS für t_{000} Werte um 0,1 und für den Mittagstermin mit bis zu 0,17 im Nordschwarzwald etwas größer.

In den orographisch gegliederten Gebieten zeigt sich also eine gewisse Bedeutung des Tagesgangs. Ein Tagesgang der CI-Ereignisse in diesen Gebieten war bereits in Kapitel 4.2.3 sichtbar geworden.

Luftdruck

Die bodennahe Druckverteilung zeigt in allen Gebieten eine signifikante Verknüpfung mit CI (auf dem Niveau 99,99 %), wobei der Druck negativ korreliert ist (Tab. 5.10). Der Rangkorrelationskoeffizient liegt hier zwischen -0,23 (nördlicher Oberrheingraben) und -0,32 (südlicher Oberrheingraben). r_R ist im mittleren Oberrheingraben relativ gesehen besonders hoch; der HSS hier von 0,286 schon ein recht hoher Wert, was sich auch herausstellt, wenn man einen Vergleich mit anderen in der Praxis der Wettervorhersage häufig verwendeten Konvektionsparametern vergleicht (Kap. 5.5). Der Schwellenwert des besten HSS-Wertes liegt im Gebiet G1 bei 993,2 hPa. Genauso wurde auch die sechsstündige Druckänderung $\frac{\Delta p}{\Delta t}$ untersucht; hier zeigt sich aber keine analoge signifikante Korrelation (nicht gezeigt). Das Ergebnis lässt sich in Verbindung sehen mit Auslösemechanismen für hochreichende Konvektion, welche auf großräumiger Skala stattfinden, z. B. Konvektionsauslösung auf der Vorderseite eines herannahenden Höhentroges. Diese gehen in der Regel mit relativ tieferen Luftdruckwerten einher. In ihrer Skala wirken diese in allen Kontrollgebieten gleich und werden allenfalls durch die besonderen topographischen Eigenschaften des entsprechenden Kontrollgebiets noch modifiziert. Es war bereits im Kap. 4.1 deutlich geworden, dass es während der COPS-Kampagne häufig

Tab. 5.9: Statistische Größen zum Zusammenhang zwischen der dummycodierten Tageszeit und der Auslösung von hochreichender Konvektion mit SN: Signifikanzniveau (nach Wilcoxon-Rangsummentest), R_R : Rangkorrelationskoeffizient, M_ρ : Mutungsbereich von R_R , HSS: Heidke-Skill-Score.

Gebiet	SN	R_R	M_ρ	HSS
Dummy-Variable t_{000}				
G1	0,571	0,01	-0,103 \leftrightarrow 0,123	0,010
G2	0,589	-0,013	-0,123 \leftrightarrow 0,097	0,007
G3	0,999	-0,182	-0,290 \leftrightarrow -0,069	0,108
G4	0,997	-0,155	-0,262 \leftrightarrow -0,044	0,086
Dummy-Variable t_{025}				
G1	0,794	0,047	-0,066 \leftrightarrow 0,159	0,047
G2	0,566	0,009	-0,101 \leftrightarrow 0,119	0,009
G3	0,805	0,050	-0,065 \leftrightarrow 0,163	0,050
G4	0,544	-0,006	-0,118 \leftrightarrow 0,106	0,004
Dummy-Variable t_{050}				
G1	0,538	0,006	-0,107 \leftrightarrow 0,119	0,006
G2	0,900	0,072	-0,039 \leftrightarrow 0,181	0,072
G3	0,999	0,174	0,061 \leftrightarrow 0,283	0,174
G4	0,996	0,151	0,040 \leftrightarrow 0,258	0,150
Dummy-Variable t_{075}				
G1	0,875	-0,066	-0,177 \leftrightarrow 0,047	0,040
G2	0,891	-0,070	-0,179 \leftrightarrow 0,041	0,036
G3	0,712	-0,033	-0,147 \leftrightarrow 0,082	0,018
G4	0,590	0,013	-0,099 \leftrightarrow 0,125	0,013

während zyklonal geprägten Lagen zu Auslösung und Entwicklung von hochreichender Konvektion gekommen war, bei den antizyklonal geprägten Lagen seltener.

Tab. 5.10: Statistische Größen zum Zusammenhang zwischen Bodendruck und der Auslösung hochreichender Konvektion mit SN: Signifikanzniveau (nach Wilcoxon-Rangsummentest), R_R : Rangkorrelationskoeffizient, M_ρ : Mutungsbereich von R_R , HSS: Heidke-Skill-Score und dazugehöriger Schwellenwert SW.

Gebiet	SN	R_R	M_ρ	HSS	SW in hPa
G1	1	-0,32	-0,42 \leftrightarrow -0,22	0,286	993,2
G2	1	-0,23	-0,33 \leftrightarrow -0,12	0,195	998,6
G3	1	-0,28	-0,38 \leftrightarrow -0,17	0,228	940,4
G4	1	-0,26	-0,36 \leftrightarrow -0,15	0,241	973,7

Bodennahe Temperatur:

Aufsteigende bzw. erzwungen gehobene Luftpakete bewirken dann eine Auslösung oder Entwicklung von hochreichender Konvektion, wenn sie vom Boden aus bzw. ab dem Niveau der freien Konvektion eine Auftriebskraft erfahren, d. h. eine relativ zur Umgebung hohe Temperatur haben. Damit ist die bodennahe Verfügbarkeit von Wärmeenergie ein notwendiger Faktor bei der Entstehung von hochreichender Konvektion. So ist CI möglicherweise generell mit hohen bodennahen Temperaturen gekoppelt.

Da die absolute Temperatur durch die unterschiedlichen Höhenniveaus der Kontrollgebiete beeinflusst ist, wird hier die potentielle Temperatur verwendet, bei der dieser Effekt kompensiert ist. Sie lautet:

$$\Theta = T \cdot \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad [5.28]$$

mit der Gaskonstanten R und der spezifischen Wärmekapazität c_p bei konstantem Druck, beide für trockene Luft.

Die bodennahe absolute Temperatur T_{2m} ist entsprechend in keinem der Kontrollgebiete mit CI korreliert (nicht gezeigt). Die bodennahe potentielle Temperatur, welche mit der diagnostischen 2 m-Temperatur berechnet wurde, zeigt nur im mittleren Neckarraum eine Verknüpfung mit CI (Aussage auf dem 95 %-Niveau signifikant, Betrachtung des Medians im Kontrollgebiet; Tab. 5.11); Rangkorrelationskoeffizient und HSS zeigen dabei nur kleine Werte (R_R : 0,11, HSS: 0,110). Mit sehr ähnlichen Werten ist

in diesem Gebiet auch die bodennahe äquivalentpotentielle Temperatur signifikant verknüpft. Schließlich gilt auch, dass die Auslösung von CI in diesem Gebiet bei höheren Temperaturen stattfand als in den anderen Gebieten. Die Verwendung des Medians im Kontrollgebiet oder des 95. Perzentils zeigt hierbei keinen nennenswerten Unterschied (nicht gezeigt).

Das allgemeine Fehlen des Zusammenhangs deutet darauf hin, dass die Auslösung von hochreichender Konvektion bei einem weiten Spektrum von Werten der bodennahen Temperatur stattfand – entsprechend der ganz unterschiedlich gearteten Mechanismen der Auslösung und der Bewirkung eines Gewitterpotenzials. Die Aussage: „Je größer die bodennahen Temperaturen, desto größer ist die Wahrscheinlichkeit für die Auslösung von Gewittern“, gilt also nur im mittleren Neckarraum.

Tab. 5.11: Statistische Größen zum Zusammenhang zwischen der bodennahen potentiellen und äquivalentpotentiellen Temperatur und der Auslösung hochreichender Konvektion mit SN: Signifikanzniveau (nach Wilcoxon-Rangsummentest), R_R : Rangkorrelationskoeffizient, M_ρ : Mutungsbereich von R_R , HSS: Heidke-Skill-Score und Median der Ereignisse mit aufgetretener CI.

Gebiet	SN	R_R	M_ρ	HSS	SW	Med(1) in K
bodennahe potentielle Temperatur:						
G1	0,554	-0,01	-0,12 ↔ 0,10	0,052	292,42	291,25
G2	0,638	0,02	-0,09 ↔ 0,13	0,048	296,21	292,2
G3	0,591	0,01	-0,10 ↔ 0,12	0,050	290,41	292,1
G4	0,971	0,11	-0,00 ↔ 0,21	0,110	292,61	293,55
bodennahe äquivalentpotentielle Temperatur:						
G4	0,951	0,095	-0,017 ↔ 0,205	0,138	334,91	334,6

Verfügbare Feuchte

Die Verfügbarkeit von Feuchte in der unteren Troposphäre ist ein wichtiger Faktor für die Auslösung und Entwicklung von hochreichender Konvektion. Außerhalb von ariden Gebieten stellt der latente Wärmestrom in der Energiebilanzgleichung in der Regel einen gewichtigen Anteil bei der Umsetzung der Energieströme dar (Stull, 1988). Bei Kondensations- und Sublimationsprozessen wird latente Wärme frei, d. h. erhöht die innere Energie, und beeinflusst den Auftrieb eines Luftpakets und damit die stattfindenden dynamischen Prozesse; so stellt bei bedingter Labilität die bei Kondensation freiwerdende Wärme die thermische Energie dar, welche notwendig ist, damit ein Luftpaket Auftriebskräfte erfährt.

Die spezifische Feuchte q ist das Verhältnis der in einem Luftvolumen vorhandenen Masse an Wasser m_w und der Masse feuchter Luft m_{fL} . Sie ist definiert nach:

$$q = \frac{m_w}{m_{fL}} = \frac{0,622 \cdot e}{p - 0,378 \cdot e} \quad [5.29]$$

mit dem Druck p und dem Dampfdruck e . Der Vorteil dieses Feuchtemaßes ist, dass es eine bei adiabatischen Vertikalbewegungen konservative Größe darstellt, was bei anderen gebräuchlichen Maßen wie beispielsweise dem Taupunkt oder der Taupunktdifferenz nicht der Fall ist.

Die Unterschiede zwischen den Häufigkeitsverteilungen der bodennahen spezifischen Feuchte bezogen auf das Merkmal „konvektive Zellen wurden ausgelöst“ (CI=1) und bezogen auf das Merkmal „konvektive Zellen wurden nicht ausgelöst“ (CI=0) sind im mittleren Oberrheingraben und im mittleren Neckarraum überzufällig und signifikant; der Rangkorrelationskoeffizient liegt jeweils bei ca. 0,1 (Tab. 5.12). Im nördlichen Schwarzwald und im nördlichen Oberrheingraben zeigt sich keine signifikante Verknüpfung. In den erstgenannten Gebieten ist auch der Unterschied zwischen dem jeweiligen Median für CI=0 und CI=1 größer als in den anderen Gebieten; der Heidke Skill-Score liegt nicht höher als 0,130.

Zusätzlich wurde untersucht, ob das Ergebnis anders lautet, wenn statt der spezifische Feuchte in 2 m über Grund der Mittelwert der 40 hPa mächtigen bodennahen Schicht verwendet wird; hier deutete nur im mittleren Neckarraum ein signifikanter Korrelationskoeffizient von ähnlicher Größe wie oben auf eine Verknüpfung mit der Feuchte hin (nicht gezeigt).

Tab. 5.12: Statistische Größen zum Zusammenhang zwischen der spezifischen Feuchte und CI: SN: Signifikanzniveau (nach Wilcoxon-Rangsummentest), R_R : Rangkorrelationskoeffizient, M_ρ : Mutungsbereich von R_R , HSS: Heidke-Skill-Score und Median der Ereignisse mit aufgetretener CI (Med(1)) und ohne CI (Med(0)).

Gebiet	SN	R_R	M_ρ	HSS	SW in g kg^{-1}	Med(0) und Med(1) in g kg^{-1}	
G1	0,965	0,104	-0,009 \leftrightarrow 0,214	0,129	10,41	9,2	9,9
G2	0,833	0,054	-0,057 \leftrightarrow 0,163	0,08	12,01	9,4	9,65
G3	0,534	0,005	-0,109 \leftrightarrow 0,119	0,076	9,7	9,1	9,0
G4	0,948	0,093	-0,019 \leftrightarrow 0,203	0,105	9,71	9,2	9,8

Dass sich die Verfügbarkeit von bodennaher Feuchte allein nicht als Vorhersageparameter eignet, ließ sich schon vor der Betrachtung vermuten. Verfügbare Feuchte allein lässt noch keine konvektive Zelle entstehen, sondern gerade die Kombination mit weiteren Faktoren ist entscheidend, so beispielsweise eine zusätzlich günstige Schichtung und ein Auslösemechanismus. Auch nicht-konvektive Wetterlagen sind oft mit hoher Feuchte verbunden, beispielsweise das Auftreten von skaligen Niederschlagsereignissen wie Landregen. Außerdem hat die bodennahe Feuchte auch per se einen deutlichen Tagesgang (Kap. 5.4). Offensichtlich wird damit insgesamt die Bedeutung einer feuchten atmosphärischen Grenzschicht für CI überdeckt. In einem späteren Kapitel 5.5 wird gezeigt, dass Konvektionsparameter, welche die Grenzschichtfeuchte berücksichtigen, einen besseren Vorhersage-Skill haben als solche, die es nicht tun.

Eine weitere, für die Entwicklung und Auslösung von hochreichender Konvektion bedeutsame Größe ist die Verfügbarkeit von Wasser in der Troposphäre. Ein Maß hierfür ist das niederschlagbare Wasser NW, das sich aus dem gesamten in einer vertikalen Säule enthaltenen troposphärischen Wasserdampf errechnet. Es ist definiert nach:

$$NW = \frac{1}{g} \int_{p_{Trop}}^{p_0} m dp \quad [5.30]$$

mit dem Mischungsverhältnis m , der Schwerebeschleunigung g , dem Druck am Boden p_0 und an der Tropopause p_{Trop} . Bei den während der Auslösung und Entwicklung eines Gewitters ablaufenden Prozessen kondensieren große Teile des Wasserdampfes, die

freiwerdende latente Energie stellt einen Teil des Energieumsatzes, der das Gewitter antreibt, und das auskondensierte Wasser fällt schließlich als Niederschlag. Bei Schauern und Gewittern kann die an einem Ort gefallene Niederschlagsmenge oftmals das niederschlagbare Wasser der darüberliegenden Troposphäre übersteigen. Ursache hierfür ist die horizontale Konvergenz, die den Wasserdampf umliegender Gebiete in den unteren Bereich des Gewitters hineinbringt; außerdem wird bei der Berechnung von NW die Menge von bereits kondensiertem Wasser, d. h. vorhandene Wolken nicht berücksichtigt.

Diese Größe zeigt sich in allen Kontrollgebieten in der bivariaten Betrachtung signifikant mit CI verbunden (Tab. 5.13). Der Rangkorrelationskoeffizient unterscheidet sich je nach Gebiet und hat im mittleren Oberrheingraben mit 0,22 die höchste Korrelation, was sich auch an einem recht hohen HSS-Wert von 0,29 zeigt. Die Verknüpfung ist am geringsten im Nordschwarzwald mit einem R_R nur bei 0,10. Das Ergebnis ist unabhängig davon, ob die Berechnung auf Basis der Medianwerte im Kontrollgebiet oder auf Basis des Maximums (95. Perzentil) erfolgt. Die Korrelationskoeffizienten sind in allen Gebieten jeweils deutlich größer, als sie es bei der Betrachtung der bodennahen spezifischen Feuchte waren.

Entsprechend der bereits erläuterten Tatsache, dass NW im Nordschwarzwald im Mittel signifikant größer war als in den anderen Gebieten (Kap. 5.4), fand CI in diesem Kontrollgebiet auch bei kleineren Werten statt, und entsprechend findet sich hier der beste HSS ebenfalls bei niedrigeren Werten. Weiterhin zeigt sich, dass im mittleren Oberrheingraben CI im Mittel bei höheren Werten auftrat als beispielsweise im nördlichen.

Solare Einstrahlung

Betrachtet wurde die von COSMO-EU simulierte solare kurzwellige Netto-Einstrahlung an der Erdoberfläche (jeweils Median pro Zeitpunkt in den Kontrollgebieten). Diese zeigt sich nur in den beiden orographisch gegliederten Gebieten signifikant positiv korreliert mit Rangkorrelationswerten um 0,14 (Tab. 5.14). Dies deckt sich wesentlich mit der Verknüpfung zwischen CI und der dummy-kodierten Tageszeit in diesen Gebieten (s. o.). So liegt R_R zwischen der kurzwelligen Netto-Einstrahlung und der Variablen t_{050} des Mittagstermins in allen Kontrollgebieten um 0,74.

Tab. 5.13: Statistische Größen zum Zusammenhang zwischen niederschlagbarem Wasser (Median im Kontrollgebiet) und CI: SN: Signifikanzniveau (nach Wilcoxon-Rangsummentest), R_R : Rangkorrelationskoeffizient, M_ρ : Mutungsbereich von R_R , HSS: Heidke-Skill-Score und Median der Ereignisse mit aufgetretener CI.

Gebiet	SN	R_R	M_ρ	HSS	SW in mm	Med(0) und Med(1) in mm	
G1	1	0,221	0,111 \leftrightarrow 0,326	0,292	31,2	25	27,75
G2	0,995	0,145	0,035 \leftrightarrow 0,251	0,201	33,5	25,7	27,15
G3	0,96	0,102	-0,013 \leftrightarrow 0,214	0,166	23,8	20,7	22,7
G4	0,998	0,168	0,057 \leftrightarrow 0,275	0,200	31,0	23,8	26,15

Tab. 5.14: Statistische Größen zum Zusammenhang zwischen der kurzwelligen Einstrahlung und CI mit SN: Signifikanzniveau (nach Wilcoxon-Rangsummentest), R_R : Rangkorrelationskoeffizient, M_ρ : Mutungsbereich von R_R , HSS: Heidke-Skill-Score und Median der Ereignisse mit aufgetretener CI.

Gebiet	SN	R_R	M_ρ	HSS	SW	Med(0)	Med(1)
G1	0,903	-0,075	-0,186 \leftrightarrow 0,038	0,094	70,92	27,8	12,65
G2	0,508	-0,001	-0,111 \leftrightarrow 0,109	0,039	86,66	33,3	21,5
G3	0,992	0,142	0,028 \leftrightarrow 0,252	0,131	258,97	20,6	83,15
G4	0,992	0,137	0,026 \leftrightarrow 0,245	0,138	137,09	28,75	157,15

Temperaturschichtung (Labilität)

Wie bereits genannt, ist für die Auslösung von hochreichender Konvektion eine günstige vertikale Temperaturschichtung entscheidend. Für die Beurteilung der Gewitterwahrscheinlichkeit auf Basis der Temperaturschichtung ist eine Anzahl von Konvektionsparametern definiert worden. Diese basieren auf verschiedenen Konzepten (Kap. 2.3.5). Dabei berücksichtigen einige allein die vertikale Temperaturverteilung, andere verknüpfen diese mit der vorhandenen Feuchte, und eine dritte Gruppe von Konvektionsparametern

verbindet diese beiden Faktoren mit einem dritten Faktor wie z. B. die Windscherung. Eine Auswahl von Konvektionsparametern ist im Rahmen dieser Studie berechnet und auf ihre Verknüpfung mit CI hin untersucht worden. Die Untersuchung bezieht sich auf den Rangkorrelationskoeffizienten und den Heidke Skill Score, für die im Folgenden analysierten Konvektionsparameter gezeigt in den Tabellen 5.15 und 5.16.

A. Der Temperaturgradient LR (engl. *lapse rate*) mit

$$LR = \frac{T_{700} - T_{500}}{z_{500} - z_{700}} \quad [5.31]$$

ist ein grobes Maß für die Beurteilung der Temperaturschichtung, basierend auf der Temperatur in den zwei Druckniveaus 700 hPa und 500 hPa. Da die Temperaturschichtung ein wichtiger Faktor jeder konvektiven Entwicklung darstellt, ist ein Zusammenhang mit CI auf jeden Fall zu erwarten. Je größer LR ist, als desto größer wird das Gewitterpotenzial beurteilt. Die Auswertung zeigt, dass in allen Gebieten eine positive Korrelation zwischen CI und der Schichtungsrate auftritt, diese aber gering ist ($r_R=0,08$ bis $0,14$). Der HSS ist jeweils deutlich kleiner als $0,2$.

Ein ähnlich definierter Parameter ist der **Stabilitätsindex** σ , wie er bei der Herleitung der quasigeostrophischen Omegagleichung (Kap. 2.3.6) erscheint. Er lautet

$$\sigma = -\alpha \frac{\partial \ln \Theta}{\partial p} \quad [5.32]$$

mit dem spezifischen Volumen α und der potentiellen Temperatur Θ . Hierfür wurde die Korrelation mit CI für die Kontrollgebiete berechnet. Dafür wurde σ diskretisiert nach

$$\sigma = -\frac{\alpha_2}{\Theta_2} \frac{\Theta_3 - \Theta_1}{p_3 - p_1} \quad [5.33]$$

mit den entsprechenden Werten auf drei benachbarten Druckniveaus (Index 1, 2 und 3).

Berechnet für das 700 hPa-Niveau zeigt σ eine deutlich stärkere Verknüpfung mit CI als für das 500 hPa-Niveau. σ_{700hPa} ist in allen Kontrollgebieten signifikant korreliert, und der Rangkorrelationskoeffizient ist in der Größenordnung zwischen $-0,194$ und $-0,216$ recht ähnlich. Der Heidke Skill Score zeigt für die Verwendung von σ_{700hPa} als Vorhersagekriterium im Nordschwarzwald mit $0,234$ die beste Prognosegüte.

Tab. 5.15: Rangkorrelationskoeffizient R_R für den Zusammenhang zwischen CI und verschiedenen Konvektionsparametern in den Kontrollgebieten sowie der entsprechende Heidke Skill Score (HSS). Für die Konvektionsparameter wurde der Median (M.) im Kontrollgebiet und teilweise der Wert des 5. bzw. 95. Perzentils als Vorhersageparameter getestet (Abk. „5.P.“ bzw. „95.P.“). Angegeben sind auch die kodierten Signifikanzniveaus: (#): 0,05 (*): 0,1 (-): nicht signifikant.

Größe	G1	G3	G4	G2
	R_R ; HSS	R_R ; HSS	R_R ; HSS	R_R ; HSS
LR (M.)	0,11 (#); 0,12	0,11 (#); 0,17	0,11 (#); 0,11	0,08 (*); 0,14
LR (5.P.)	0,09 (*); 0,08	0,13 (#); 0,17	0,14 (#); 0,11	0,08 (*); 0,13
σ_{500}	-0,06 (-); 0,08	-0,05 (-); 0,09	-0,13 (#); 0,15	0,03 (-); 0,06
σ_{700}	-0,22 (#); 0,21	-0,22 (#); 0,23	-0,21 (#); 0,19	-0,20 (#); 0,16
KINX (M.)	0,32 (#); 0,25	0,23 (#); 0,23	0,28 (#); 0,23	0,23 (#); 0,18
KINX (95.P.)	0,32 (#); 0,25	0,23 (#); 0,21	0,28 (#); 0,24	0,23 (#); 0,22
SOAR (M.)	0,34 (#); 0,29	0,24 (#); 0,21	0,23 (#); 0,25	0,24 (#); 0,24
SOAR (95.P.)	0,33 (#); 0,30	0,26 (#); 0,21	0,26 (#); 0,26	0,24 (#); 0,23
VT (M.)	0,08 (*); 0,10	0,18 (#); 0,16	0,13 (#); 0,16	0,12 (#); 0,12
VT (95.P.)	0,12 (#); 0,13	0,15 (#); 0,15	0,12 (#); 0,12	0,13 (#); 0,13
CT (M.)	0,26 (#); 0,23	0,35 (#); 0,28	0,29 (#); 0,26	0,18 (#); 0,18
CT (95.P.)	0,28 (#); 0,26	0,34 (#); 0,26	0,26 (#); 0,22	0,21 (#); 0,18
TT (M.)	0,23 (#); 0,20	0,32 (#); 0,28	0,22 (#); 0,20	0,20 (#); 0,20
TT (95.P.)	0,26 (#); 0,25	0,30 (#); 0,26	0,20 (#); 0,16	0,23 (#); 0,20
LI (M.)	-0,30 (#); 0,26	-0,34 (#); 0,30	-0,35 (#); 0,31	-0,21 (#); 0,20
SHOW (M.)	-0,19 (#); 0,21	-0,25 (#); 0,24	-0,18 (#); 0,18	-0,15 (#); 0,16
SHOW (5.P.)	-0,22 (#); 0,21	-0,22 (#); 0,19	-0,17 (#); 0,16	-0,20 (#); 0,19
A-LSI (M.)	0,29 (#); 0,29	0,33 (#); 0,29	0,33 (#); 0,33	0,16 (#); 0,14
A-LSI (95.P.)	0,29 (#); 0,29	0,34 (#); 0,31	0,33 (#); 0,31	0,18 (#); 0,18
CAPE (M.)	0,22 (#); 0,21	0,25 (#); 0,25	0,30 (#); 0,30	0,18 (#); 0,21
CAPE (95.P.)	0,22 (#); 0,24	0,24 (#); 0,27	0,29 (#); 0,29	0,18 (#); 0,22
KO (M.)	-0,07 (-); 0,09	-0,06 (-); 0,07	-0,12 (*); 0,13	-0,05 (-); 0,08
KO (5.P.)	-0,06 (-); 0,10	-0,06 (-); 0,07	-0,12 (*); 0,13	-0,06 (-); 0,07

Tab. 5.16: Wie Tab. 5.15, jedoch für weitere Konvektionsindizes.

Größe	G1	G3	G4	G2
	R_R ; HSS	R_R ; HSS	R_R ; HSS	R_R ; HSS
DCI (M.)	0,09 (*); 0,15	0,04 (-); 0,10	0,12 (#); 0,14	0,07 (*); 0,11
DCI (95.P.)	0,09 (*); 0,18	0,03 (-); 0,08	0,12 (#); 0,12	0,08 (*); 0,10
CRAV (M.)	0,24 (#); 0,22	0,24 (#); 0,22	0,26 (#); 0,28	0,18 (#); 0,18
CRAV (95.P.)	0,24 (#); 0,26	0,25 (#); 0,23	0,26 (#); 0,26	0,18 (#); 0,20
BRCH (M.)	0,13 (#); 0,12	0,18 (#); 0,14	0,25 (#); 0,20	0,10 (#); 0,11
BRCH (95.P.)	0,14 (#); 0,07	0,16 (#); 0,11	0,24 (#); 0,17	0,09 (*); 0,06
SWEAT (M.)	0,16 (#); 0,18	0,26 (#); 0,26	0,09 (*); 0,09	0,12 (#); 0,16
SWEAT (95.P.)	0,19 (#); 0,24	0,28 (#); 0,28	0,11 (#); 0,12	0,16 (#); 0,16

B. Der K-Index (KINX)

$$KINX = (T_{850} - T_{500}) + T_{d,850} - (T_{700} - T_{d,700}) \quad [5.34]$$

(George 1960) verknüpft den vertikalen Temperaturgradienten der unteren Troposphärenhälfte und die Feuchte, er ist definiert als die Summe der Temperaturdifferenz zwischen 850 hPa und 500 hPa, der Taupunktdifferenz auf 700 hPa und zusätzlich der Taupunktstemperatur auf 850 hPa, wodurch das dort herrschende Temperaturniveau berücksichtigt wird. Die Eigenschaften der Grenzschicht bleiben unberücksichtigt. KINX ist ein Indikator für die Wahrscheinlichkeit und ggf. Verbreitung von Gewittern.

Sehr ähnlich ist der **Soaring Index (SOAR)** (WMO, 1993) definiert, nach

$$SOAR = (T_{850} - T_{500}) + T_{d,500} - (T_{700} - T_{d,700}) \quad [5.35]$$

unterscheidet er sich gegenüber KINX lediglich insofern, dass sich die addierte Taupunktstemperatur auf das 500 hPa-Niveau bezieht. Neben einer Beurteilung der Gewitterwahrscheinlichkeit ist dieser Parameter auch dafür formuliert worden, die mittlere Stärke konvektiver Aufwinde vorherzusagen, wie sie für die Nutzbarkeit einer Wetterlage für den Segelflug interessant ist (Kreipl, 1979).

Beide Konvektionsparameter zeigen in der Analyse mit Rangkorrelationskoeffizienten von zwischen 0,23 und 0,34 eine relativ gesehen starke Verknüpfung mit CI und eine

gute Prognosegüte in Form eines akzeptablen HSS-Wertes, welcher je nach Kontrollgebiet zwischen 0,21 und 0,34 beträgt. Insgesamt ist der Grad der Verknüpfung also in allen Kontrollgebieten relativ ähnlich, besonders deutlich aber im mittleren Oberrheingraben. Allgemein ergibt sich kaum eine Verbesserung, wenn statt des Medians im Kontrollgebiet das 95. Perzentil als robustes Maß für das auftretende Maximum verwendet wird.

C. Vertical Totals Index (VT):

$$VTOT = (T_{850} - T_{500}) \quad [5.36]$$

Dieser Konvektionsparameter beschreibt die Temperaturdifferenz zwischen dem 850 hPa- und dem 500 hPa-Niveau an und ist somit ein Maß für den vertikalen Temperaturgradienten der unteren Troposphärenhälfte. Die Eigenschaften der Grenzschicht bleiben unberücksichtigt. Er geht zurück auf Robert Miller (1967). Je größer der Wert dieses Parameters, desto labiler ist die Schichtung. VTOT wird verwendet, um die Wahrscheinlichkeit von Gewittern (und auch Tornados) und deren ggf. Verbreitung vorherzusagen. Dieser Parameter berücksichtigt die Verfügbarkeit von Feuchte nicht. Damit hängt sicherlich zusammen, dass die Verknüpfung mit CI relativ gesehen nur gering ist (r_R bei 0,08 bis 0,18) und ein relativ gesehen wenig bedeutsamer HSS erreicht wird (zwischen 0,10 und 0,16).

D. Cross Totals Index (CT):

$$CTOT = (T_{d,850} - T_{500}) = (T_{850} - T_{500}) - (T_{850} - T_{d,850}) \quad [5.37]$$

Der Cross Totals Index (Miller, 1972) bezieht die Feuchte auf dem Druckniveau 850 hPa mit ein; der Temperaturgradient zwischen dem 500 hPa- und dem 850 hPa-Niveau wird um die Taupunktdifferenz auf 850 hPa verringert. Damit formuliert der CTOT eine indirekte Abschätzung der konvektiven Instabilität. Der Charakter der Grenzschicht wird hier nicht berücksichtigt. Der CTOT wird verwendet, um die Wahrscheinlichkeit von Gewittern (und auch Tornados) und deren ggf. Verbreitung vorherzusagen. Die Korrelation ist in allen Gebieten signifikant und positiv. Die Vorhersagegüte dieses Parameters ist mit HSS-Werten zwischen 0,18 und 0,28 deutlich besser als der Vertical Totals Index. Die Vorhersagegüte ist im nördlichen Oberrheingraben geringer als in den anderen

Kontrollgebieten. Auch hier bringt die Verwendung des größten auftretenden Wertes im Kontrollgebiet keinen Vorteil.

E. Total Totals Index (TT):

Der Total Totals Index (Miller, 1972) berechnet sich nach

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d,850} - T_{500}) \quad [5.38]$$

und stellt damit die Summe von VT und CT dar. Es wird also die Temperaturgradient-Information des VT mit dem Instabilitätsinformation des CT verknüpft, um entsprechend seines Wertes die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Gewittern (und auch Tornados) und deren ggf. räumliche Verbreitung vorherzusagen. Der TT lässt sich umformulieren in

$$TT = 2 \cdot (T_{850} - T_{500}) - (T_{850} - T_{d,850}), \quad [5.39]$$

d. h. der Temperaturgradient wird doppelt so stark gewichtet wie in der Formulierung des CT (Gl. 5.37). In der Analyse wird dieser Parameter mit HSS-Werten zwischen 0,20 und 0,28 ähnlich gut beurteilt wie der CT, bringt also insgesamt keine Verbesserung gegenüber dem CTOT.

F. Der Lifted Index (LI) wurde von Joseph Galway (1956) definiert als ein Maß für die latente Instabilität nach

$$LI = T_{500} - T_{par,boden}, \quad [5.40]$$

gibt also die Temperaturdifferenz zwischen einem Luftpaket, das vom Bodenniveau aus trockenadiabatisch bis zum HKN und dann feuchtadiabatisch weiter bis auf 500 hPa gehoben wird, und der Umgebung. Damit wird der Temperatur- und Feuchtecharakter der Grenzschicht mit einbezogen.

Ganz analog ist der **Showalter-Index (SHOW)** (Showalter, 1953) definiert, lediglich mit dem Unterschied, dass das im Paketmodell betrachtete aufsteigende Luftpaket mit den Temperatur- und Feuchteigenschaften des 850 hPa-Niveaus startet; hier wird der Charakter der Grenzschicht außer Acht gelassen.

Beide Indizes beschreiben die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Schauern und Gewittern; die Wahrscheinlichkeit ist desto größer, je kleiner der Wert ist. Der Lifted Index ist in den Kontrollgebieten von signifikanter Bedeutung, dafür sprechen hohe

Werte des r_R : -0,30 bis -0,35, allerdings in G2 mit $r_R=-0,21$ etwas kleiner. Die Werte des HSS liegen in den orographisch gegliederten Gebieten um 0,3, in den anderen beiden Gebieten bei 0,26 (G1) und 0,20 (G2). Der Showalter-Index zeigt eine geringere Verknüpfung mit CI ($1,6 < r_R < 2,5$), womit auch die Vorhersagegüte geringer ist ($0,16 < HSS < 0,24$). Aus dem Vergleich von LI und SHOW lässt sich ableiten, dass die Berücksichtigung von Grenzschichteffekte offensichtlich bedeutsam ist. Dies gilt für alle Kontrollgebiete.

Ebenfalls recht ähnlich ist der erste Term des **Lid Strenght Index (LSI)** (Carlson, 1980) definiert, im Folgenden als Schichtungsterm des LSI bezeichnet. Anders als bei LI wird nicht die Temperaturdifferenz auf dem 500 hPa-Niveau verwendet, sondern die Temperaturdifferenz zum Mittelwert der Schicht zwischen der hemmenden Inversion und dem 500 hPa-Niveau. Darüber hinaus werden dem aufsteigenden Luftpaket als Anfangsbedingung die Temperatur- und Feuchteigenschaften der bodennahen 50 hPa mächtigen Schicht zugewiesen. Der Schichtungsterm des LSI zeigt sich ähnlich gut mit CI verknüpft wie der Lifted Index; dies ist interessant, da auch dieser Index den Charakter der Grenzschicht berücksichtigt.

G. CAPE:

Die CAPE ist ein in der synoptischen Praxis häufig verwendetes Maß für die Beurteilung der Labilität (Kap. 2.3.4). Diese Größe wurde 1982 von Weisman und Klemp eingeführt. Sie ist in der Berechnung eine aufwendige Größe, da die vertikale Temperaturverteilung anders als in den bis hierher beschriebenen Konvektionsparametern nicht auf der Basis weniger exemplarischer Höhenniveaus eingeht. Die CAPE berechnet sich nach:

$$CAPE = g \int_{z_1}^{z_2} \frac{T_P - T_U}{T_U} dz \quad [5.41]$$

mit der Temperatur des Luftpakets T_P und der Temperatur der Umgebung T_U . Für z_2 wird das Gleichgewichtsniveau gewählt, in welchem ein zunächst frei aufsteigendes Luftpaket seinen positiven Auftrieb wieder verliert, für z_1 wird in der Regel das Niveau der freien Konvektion gewählt. Allgemein gilt: Je größer die CAPE, desto größer ist das Potenzial für hochreichende Konvektion. Bei nur geringen Werten der CAPE kann es aus rein physikalischen Überlegungen heraus zu keiner Entwicklung von hochreichender Konvektion kommen.

In der Auswertung zeigt sich die CAPE, welche mit den bodennahen Temperaturwerten berechnet wird, in allen Gebieten signifikant und erwartungsgemäß positiv mit CI korreliert. Die Verwendung der 95. Perzentil-Werte trägt nur minimal zu einer Verbesserung der Prognosegüte bei. Der Rangkorrelationskoeffizient unterscheidet sich in den Kontrollgebieten, ist im mittleren Neckarraum am größten (um 0,30), beträgt im nördlichen Schwarzwald 0,25, im mittleren Oberrheingraben 0,22 und ist im nördlichen Oberrheingraben mit 0,18 am kleinsten. Entsprechend ist der HSS unterschiedlich groß und liegt zwischen 0,30 und 0,21. Die ML-CAPE zeigt sich mit CI weniger gut verknüpft als die bodenbezogene (nicht gezeigt).

Alternativ lässt sich die CAPE auch auf Basis des Cumuluskondensationsniveaus berechnen und gibt dann die konvektiv-verfügbare Energie an, welche frei wird, wenn sich Konvektion als freie Konvektion entwickelt (d. h. das Luftpaket die Auslösetemperatur erreicht, siehe Kap. 2.3.4). Diese CAPE-Art gibt aber lt. dieser Studie keine bessere Prognosegüte als die auf das Niveau der freien Konvektion bezogene CAPE (nicht gezeigt).

In den orographisch gegliederten Gebieten, wo also die Korrelation zwischen CAPE und CI am größten ist, wurden die tagsüber signifikant höheren Werte der CAPE gefunden (Kap. 5.4); in diesen Gebieten fand CI bei größeren Werten der CAPE statt, gemäß der Skill-Score-Analyse allerdings genügten hier geringere Werte an CAPE, dass es zu CI kam (Tab. 5.17).

Tab. 5.17: Werte des Heidke-Skill-Scores (HSS) für CAPE als Vorhersageparameter und dazugehöriger Schwellenwert (SW) sowie Mediane der Ereignisse mit aufgetretener CI (Med(1)) und ohne CI (Med(0)). Werte sind, abgesehen von HSS, in $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ angegeben.

Gebiet	HSS	SW	Med(0)	Med(1)
G1	0.118	127.62	6.65	15.35
G2	0.163	41.34	4.3	22.3
G3	0.160	5.8	1.3	28.8
G4	0.171	28.6	3.5	39.65

H. Der KO-Index (KO) ist definiert nach

$$KO = 0.5 * (\Theta_{e,700} + \Theta_{e,500}) - 0.5 * (\Theta_{e,1000} + \Theta_{e,850}) \quad [5.42]$$

und schätzt den mittleren vertikalen Verlauf der pseudopotentiellen Temperatur Θ_e ab. Dabei geht der arithmetische Mittelwert der Niveaus 700 hPa und 500 hPa bzw. der Niveaus 1000 hPa und 850 hPa in die Berechnung ein. Gemäß dem Konzept der potentiellen Instabilität wird die Auslösung von hochreichender Konvektion erwartet, wenn in der Luftschicht der unteren Hälfte der Troposphäre Θ_e mit der Höhe abnimmt und diese dann großskalig gehoben wird. Dabei wird die gesamte Luftsäule vertikal gestreckt und damit die ursprünglich stabile thermische Schichtung in einen labilen Zustand überführt. Eine zusätzliche Labilisierung findet dann statt, wenn der untere Bereich der Schicht durch eine hohe Feuchte gekennzeichnet ist, so dass bei Hebung im unteren Bereich der Schicht latente Wärme freigesetzt wird. Der KO-Index wurde von Andersson et al. (1989) entwickelt und wird z. B. vom Deutschen Wetterdienst als Vorhersageparameter in Kombination mit der Vertikalbewegung ω verwendet. Für sich allein liefert der KO-Index nur eine geringe Prognosegüte (HSS-Werte zwischen 0,07 und 0,13), in drei der vier Kontrollgebiete ist die Rangkorrelation des KO-Index mit CI nicht signifikant korreliert; der KO-Index zeigt sich nur in Gebiet G4 mit einem RR von -0,12 als bedeutend, allerdings auch nur auf einem Signifikanzniveau von 90 %.

I. Deep Convective Index (DCI):

Der DCI wurde definiert mit der Motivation, die Prognosegüte des Lifted Index weiter zu verbessern, indem nach

$$DCI = T_{850} + T_{d,850} - LI \quad [5.43]$$

zusätzlich die Temperatur und der Taupunkt auf 850 hPa einbezogen werden. Er zeigt sich allerdings nur im mittleren Neckarraum mit einem signifikanten Korrelationskoeffizienten. Die Werte des HSS liegen deutlich unter 0,2 (Tab. 5.16). Damit sind andere Indizes von deutlich besserer Prognosegüte als der DCI. Insbesondere ist der Lifted Index, soweit sich die Ergebnisse verallgemeinern lassen, der bessere Konvektionsindex.

J. Zwei weitere Konvektionsparameter, der **Craven Significant Severe Weather Index (CRAV)** (kurz: CRAVEN-Index) und die **Bulk-Richardson-Zahl (BRCH)**, basieren auf dem Ansatz, die CAPE mit Windinformation zu verknüpfen.

Der CRAV, definiert nach

$$CRAV = CAPE \frac{\Delta U}{1000}, \quad [5.44]$$

verknüpft also die latente Instabilität, ausgedrückt durch die CAPE, mit der vertikalen Änderung des Betrags der Windgeschwindigkeit zwischen dem Boden-Niveau und dem 6 km über Grund-Niveau, ΔU . Er zeigt an, wie wahrscheinlich das Auftreten von schweren Gewittern ist. Auch dieser Parameter zeigt Werte des HSS, die als relativ gut bezeichnet werden können, mit Werten größer als 0,20. Das Maß der Verknüpfung ist im nördlichen Oberrheingraben etwas geringer als in den anderen Gebieten.

Die Bulk-Richardson-Zahl ist das Verhältnis zwischen der latenten Instabilität und der vertikalen Windscherung zwischen 0 und 6 km über Grund, nach

$$BRCH = \frac{CAPE}{0,5 \Delta U^2} \quad [5.45]$$

mit der Differenz der Windgeschwindigkeit ΔU zwischen 0 und 6 km über Grund. Dieser Index ist im Wesentlichen jedoch kein Vorhersageparameter für das Auftreten von Gewittern, sondern ein Maß, die Organisationsform von ggf. auftretenden Gewittern vorherzusagen. Bei instabilen Bedingungen und/oder solchen mit schwacher Scherung ergeben sich hohe Werte des BRCH, bei stabilen und/oder solchen mit starker Scherung niedrige Werte. Bei niedrigen Werten (< 10) wird das Auftreten von Unwettern als gering beurteilt, bei hohen Werten (> 50) werden schwache Multizellen-Gewitter vorhergesagt und bei mittelhohen Werten (10 bis 45) sind Superzellen wahrscheinlich. In den orographisch gegliederten Gebieten zeigt sich eine stärkere Verknüpfung als in den anderen Gebieten, obschon sie in jedem Gebiet signifikant ist. Der HSS liegt in G4 bei ca. 0,2, in den anderen Gebieten deutlich darunter.

K. Ein weiterer Konvektionsindex, der ebenfalls Instabilitätsinformationen und Windinformationen verknüpft, ist der **Severe Weather Threat Index (SWEAT)**:

$$SWEAT = 12 \cdot T_{d,850} + 20 \cdot (TT - 49) + 2 \cdot V_{850} + V_{500} + 125 \cdot (\sin(DD_{500} - DD_{850}) + 0,2), \quad [5.46]$$

welcher basiert auf dem Totals Totals Index, dem Taupunkt auf 850 hPa $T_{d,850}$, dem Betrag der Windgeschwindigkeit auf 850 hPa und 500 hPa, V_{850} und V_{500} , sowie Windrichtungsänderung zwischen den genannten Druckniveaus (DD_{850} : Windrichtung auf 850 hPa, DD_{500} : Windrichtung auf 500 hPa). Falls einer der Terme negativ wird, wird er in der Berechnung auf Null gesetzt. Mit Hilfe des SWEAT-Index, der 1972 von Robert Miller entwickelt wurde, ist eine Beurteilung der Gewitterwahrscheinlichkeit, insbesondere das Auftreten von Tornados, möglich. Die Verknüpfung ist im Nordschwarzwald deutlich besser als in den übrigen Kontrollgebieten, der HSS liegt hier bei 0,26 bzw. 0,28, in den anderen Gebieten, abgesehen von der Maximum-Betrachtung in Gebiet 5, unter 0,20 (Tab. 5.16).

Fazit:

Bei den untersuchten Konvektionsparametern zeigt sich eine Spannweite an Prognosegüte (ausgedrückt durch den Heidke Skill-Score) zwischen Werten von 0,08 und 0,33. Der Rangkorrelationskoeffizient zeigt im besten Fall 0,34. Interpretiert man das Quadrat des Rangkorrelationskoeffizienten als relative erklärte Varianz, so liegt diese nur wenig über 10 %. Dies ist ein kleiner Wert, allerdings ist dies angesichts der Komplexität, mit der verschiedene Prozesse (insbesondere auf unterschiedlichen Skalen) zusammenspielen und die Auslösung von konvektiven Niederschlagsereignissen bewirken, plausibel.

Insgesamt unterscheiden sich die HSS-Werte zwischen den Kontrollgebieten in einem gewissen Bereich. Damit ist auch nicht klar zu sagen, welcher Parameter nun insgesamt die beste Vorhersagegüte in Abhängigkeit von der Schichtung und Feuchteverteilung der Troposphäre zeigt und für die Verwendung in der synoptischen Praxis empfohlen werden soll.

Es zeigt sich, dass die Einbeziehung der Feuchte ein wichtiger Faktor ist; grundsätzlich sind Konvektionsindizes, die die Feuchte berücksichtigen, besser geeignet für die Vorhersage von hochreichender Konvektion. Außerdem scheint es besser zu sein, wenn die bodennahen Grenzschichteigenschaften mit berücksichtigt werden, wie der Vergleich der fast gleich definierten Indizes Lifted Index und Showalter Index zeigt. Bei der Verwendung von Konvektionsparametern, bei denen Grenzschichteigenschaften unberücksichtigt sind, muss in der synoptischen Routine die Grenzschicht durch den Synoptiker gesondert beurteilt und berücksichtigt werden.

Die CAPE als eine sehr häufig verwendete und physikalisch unmittelbar einsichtige Größe besitzt eine deutliche Verknüpfung mit CI; einige andere Parameter sind aber besser geeignet. Der KO-Index zeigt – für sich alleine betrachtet, d. h. ohne das Wirken von Vertikalbewegungen – eine insgesamt geringe, sogar im Wesentlichen nicht signifikante Korrelation. Dies zeigt, dass sich dieser Index nicht von der gleichzeitigen Betrachtung großräumiger Vertikalbewegungen entkoppelt verwenden lässt.

Unterschiede zwischen den Kontrollgebieten, welche offensichtlich auf deren spezielle Eigenschaften zurückzuführen sind, lassen sich insofern nennen, als der KINX und der Soaring Index im mittleren Oberrheingraben eine stärkere Verknüpfung mit CI haben als in den anderen Gebieten. CT und TT stechen im nördlichen Schwarzwald hervor. Weil in diese beiden Parameter die Feuchte auf 850 hPa eingeht, liegt das möglicherweise daran, dass in dem insgesamt höher liegenden Gebiet des nördlichen Schwarzwaldes auf 850 hPa wahrscheinlich die Feuchte-Eigenschaft der Grenzschicht mindestens zeitweise als Information in den Konvektionsparameter mit eingeht. Der LI und der Schichtungs-term des LSI ist in den orographisch gegliederten Gebieten besser mit CI verknüpft als in den anderen Kontrollgebieten.

Die Bedeutung für die Vorhersage von CI lässt sich am HSS ablesen. Die Konvektionsparameter, die hier die beste Prognosegüte liefern, sind der Lifted Index, der Soaring Index, der K-Index, der Lid Strength-Index und die beiden in der Formulierung eng verknüpften Parameter CTOT und TOTL. Je nach Kontrollgebiet erreichen diese Parameter Werte von ca. 0,300 und besser. Auch hier sind – im Wesentlichen analog mit dem diskutierten Grad der Verknüpfung mit CI – teilweise deutliche Unterschiede zwischen den Kontrollgebieten zu sehen. Dabei sticht besonders ins Auge, dass in dem Kontrollgebiet im nördlichen Oberrheingraben die Prognosegüte der Indizes verglichen mit den anderen Gebieten fast immer kleiner ist.

Insgesamt scheint am besten geeignet – auch da am robustesten gegen die Eigenschaften des Kontrollgebiets – der Lifted Index zu sein. Offensichtlich beschreibt er die für CI notwendige Schichtungsstabilität am besten. Andere Studien zeigen das gleiche Ergebnis (z. B. Kunz, 2007). Daran ist besonders interessant, dass in dieser Größe die Temperaturschichtung der Troposphäre nur in einem einzigen Wert eingeht. Insofern ist der LI zum Beispiel weniger aufwendig zu berechnen als die CAPE.

Großräumige Hebung

Die Auslösung und Entwicklung von hochreichender Konvektion wird durch großräumige Hebungsvorgänge unterstützt. Durch Hebung einer Luftschicht wird deren Stabilität unmittelbar reduziert (siehe Tendenzgleichung des vertikalen Temperaturgradienten, Kap. 2.3.2). Auch können auf diese Weise Inversionen, die zunächst die Entwicklung von hochreichender Konvektion behindern oder unterbinden, innerhalb einer gewissen Zeit effektiv abgebaut werden. Damit kann sich indirekt durch Hebungsvorgänge die CAPE (Kap. 5.5) erhöhen, da aufgrund der Zunahme des vertikalen Temperaturgradienten die Temperaturdifferenz zwischen einem laut Paketmodell aufsteigenden Luftpaket (Kap. 2.3.3) und der Umgebungstemperatur größer wird. Gleichzeitig kann sich aus den gleichen Gründen die CIN verringern. Außerdem kann infolge von Hebungsvorgängen eine potentiell instabile Luftsäule (Kap. 2.3.5) labilisiert werden; es kommt dann in den unteren feuchten Schichten schneller zur Sättigung als in den Schichten weiter oben, und durch die freiwerdende Kondensationswärme wird dort die Hebungsabkühlung verringert, während die darüberliegende trockene Schicht noch trockenadiabatisch gehoben wird. Durch die unterschiedlichen Abkühlungsraten wird die Temperaturschichtung labilisiert, was sehr schnell vor sich gehen kann (Kurz, 1990).

Die quasigeostrophische Omegagleichung (Kap. 2.3.6) nennt die Antriebe für Vertikalbewegungen auf der synoptischen Skala. Diabatische Effekte können dabei leicht außer Acht gelassen werden. Die verbleibenden Antriebe sind:

Vertikalgradient der Vorticityadvektion: Ein Antrieb für großräumige Hebung besteht bei vertikal zunehmender positiver Vorticityadvektion, ein Antrieb für großräumiges Absinken bei vertikal abnehmender negativer Vorticityadvektion.

Schichtdickenadvektion: Ein Antrieb für großräumige Hebung ist gegeben bei maximierter Warmluftadvektion (d. h. pos. Schichtdickenadvektion), ein Antrieb für großräumiges Absinken bei maximierter Kaltluftadvektion (neg. Schichtdickenadvektion).

Beide Größen dienen im Rahmen der quasigeostrophischen Diagnostik einer anschaulichen Interpretation der ablaufenden Prozesse und sind somit in der synoptischen Meteorologie wichtige Werkzeuge für die Interpretation der aktuellen Wetterlage und der Prognose der weiteren Entwicklung.

Für praktische Anwendungen der Omegagleichung wird häufig das barokline Zweischichtenmodell verwendet. Dabei wird die Atmosphäre, welche sich von ihrer oberen

Begrenzung bei $p = 0$ hPa bis zur unteren Begrenzung bei $p = 1000$ hPa erstreckt, durch die 500 hPa-Fläche in zwei Schichten von gleicher Druckdifferenz unterteilt. Als repräsentativ für die beiden Schichten werden die Druckflächen auf 750 hPa (repräsentativ für die Verhältnisse der unteren, bodennahen Troposphäre) und auf 250 hPa (repräsentativ für die Verhältnisse im Jet- und Tropopausenniveau) betrachtet. Die Omegagleichung (Gl. 2.10) wird mit diesen Annahmen zu

$$\left(\sigma \vec{\nabla}^2 - \frac{2 f_0^2}{\Delta p^2} \right) \omega_{500} = \frac{f_0}{\Delta p} [A\eta_{250} - A\eta_{750}] + \vec{\nabla}^2 A_{SD} - \frac{R}{c_p \Delta p} \vec{\nabla}^2 H_{500}. \quad [5.47]$$

Der Index bezieht sich jeweils auf das Druckniveau der jeweiligen Fläche, so ist ω_{500} die Vertikalgeschwindigkeit auf der 500 hPa-Fläche. Hier bedeuten $A\eta_{250} = -v \cdot \vec{\nabla} \eta_{250}$ und $A\eta_{750}$ die Vorticityadvektion auf den beiden Niveaus und $A_{SD} = -v_m \cdot \vec{\nabla} (\Phi_{250} - \Phi_{750})$ die horizontalen Schichtdickenadvektion. Die Druckdifferenz Δp ist 500 hPa.

Da aber die Antriebe durch den Vertikalgradient der Vorticityadvektion und Schichtdickenadvektion häufig kompensatorisch zusammenwirken, was sich auch daran zeigt, dass bei den Betrachtungen im Rahmen dieser Arbeit zwischen beiden Größen und der Auslösung bzw. dem Auftreten von Konvektionszellen keine signifikante Korrelation gefunden werden konnte (nicht gezeigt), ist bei der vorliegenden Auswertung die Betrachtung der **Divergenz des Q-Vektors** sinnvoller, da hier in der Omega-Gleichung nur eine nichtdiabatische Antriebsfunktion auftritt. Bei negativer Divergenz (d. h. Konvergenz) des Q-Vektors besteht ein Antrieb für Hebungsvorgänge, bei positiver Divergenz ein Antrieb für großräumiges Absinken.

Davies-Jones (1991) zeigte, dass die ursprünglich nur mit dem geostrophischen Wind hergeleitete Q-Vektor-Beziehung (Kap. 2.3.6) zum Antrieb für Vertikalbewegungen auch für den gesamten nicht-divergenten Windanteil gilt, vorausgesetzt, die vertikale Windänderung weicht nicht allzu sehr von der geostrophischen, d. h. der thermischen Wind-Relation ab. Hiermit konnten in verschiedenen Fallstudien synoptische Entwicklungen gut erklärt werden (Kurz, 2010, mündliche Mitteilung). Daher wurde im Rahmen der vorliegenden Studie sowohl die geostrophische als auch die mit dem Modellwind berechnete Q-Vektor-Divergenz untersucht. Allerdings zeigte sich im Vergleich, dass in fast allen Kontrollgebieten und untersuchten Niveaus die Divergenz des geostrophischen Q-Vektors deutlich bessere Korrelationskoeffizienten mit der Auslösung und Entwicklung von hochreichender Konvektion hatte (nicht gezeigt). Offensichtlich ist die gemachte Annahme meist nicht ausreichend erfüllt, insbesondere wenn aufgrund von

gekrümmten Stromlinien die Gradientwind-Relation die bessere Beschreibung darstellt als der geostrophische Wind. Daher werden im Folgenden nur die auf dem geostrophischen Wind basierenden Daten gezeigt und diskutiert.

Für die Berechnung der Divergenz des Q-Vektors wurden die hochaufgelösten Modelldaten nach der Durchführung einer Glättung auf ein Modellgitter mit einer groberen Auflösung (1 Grad) interpoliert. Dieser Schritt stellt sicher, dass nur die Prozesse der Skalen in die Berechnung eingehen, für welche die Omegagleichung gültig ist.

Eine Korrelation und damit signifikante Verknüpfung zwischen dem synoptisch-skaligen Hebungsantrieb auf der Höhe des 700 hPa-Niveaus und der Auslösung von hochreichender Konvektion zeigt sich in den beiden Kontrollgebieten im Rheintal (Tab. 5.18), während hier in den orographisch gegliederten Gebieten keine signifikante Verknüpfung vorhanden ist. Die Korrelationen sind allerdings klein (-0,13 bzw. -0,16). Die Werte des HSS liegen hier zwischen 0,14 und 0,16. Die quasi gleiche Aussage gilt bei etwas kleineren Werten des R_R für das 600 hPa-Niveau. Der großräumige Hebungsantrieb auf dem 500 hPa-Niveau ist mit der Auslösung von hochreichender Konvektion in den beiden Kontrollgebieten im Rheintal nicht mehr verknüpft, allerdings jedoch gilt dies im mittleren Neckarraum.

Die statistische Sichtbarkeit des Einwirkens der großräumigen Hebung auf 700 hPa, also auf der Höhe von ca. einem Drittel der Mächtigkeit der Troposphäre, auf die Auslösung von hochreichender Konvektion ist plausibel, da generell in den unteren Niveaus der Troposphäre der Effekt der Labilisierung und ggf. Auflösung von Sperrschichten dafür als bedeutsam erscheint, da sich hochreichende Konvektion von den unteren Schichten her entwickelt. Der Effekt der Labilisierung in der mittleren Troposphäre (auf 500 hPa) ist offensichtlich erst dann bedeutend, wenn die Bedingungen dafür gegeben sind, dass die Luftpakete, die schließlich das antreibende Aufwindgebiet der konvektiven Zelle bilden, die niedrigeren Niveaus überwunden haben. Ein Test zeigte, dass für den COPS-Zeitraum die Divergenzen des Q-Vektors auf 700 hPa und 500 hPa nicht signifikant korreliert sind (nicht gezeigt). Es gibt Situationen, in denen der obere Hebungsantrieb nicht bis in tiefere Niveaus durchgreift, etwa wenn der obere Vorticityantrieb durch entgegengesetzte lokal maximierte Kaltluftadvektion kompensiert oder sogar überkompensiert wird. Ein Beispiel ist der Fall der Koppelung eines kalten Troges in der Höhe mit einer Welle warmer Luft in der unteren Troposphäre (erstmalig beschrieben von Pettersen in seinem Schema zur Zyklonenentstehung, 1956). Solche Situationen über-

Tab. 5.18: Wie Tab. 5.11, jedoch für die Divergenz des Q-Vektors auf 700 hPa, 600 hPa und 500 hPa. Schwellenwert SW in $10^{-15} \text{ K s}^{-1} \text{ m}^{-2}$.

Gebiet	SN	R_R	M_ρ	HSS	SW
Div Q auf 700 hPa:					
G1	0,983	-0,122	-0,231 \leftrightarrow -0,009	0,159	-1,89
G2	0,997	-0,158	-0,264 \leftrightarrow -0,049	0,135	-0,7
G3	0,599	0,015	-0,1 \leftrightarrow 0,129	0,044	-0,49
G4	0,766	-0,042	-0,153 \leftrightarrow 0,07	0,089	0,21
Div Q auf 600 hPa:					
G1	0,97	-0,108	-0,218 \leftrightarrow 0,005	0,129	-0,29
G2	0,96	-0,099	-0,207 \leftrightarrow 0,011	0,142	-2,5
G3	0,503	0	-0,114 \leftrightarrow 0,114	0,143	1,6
G4	0,868	-0,064	-0,175 \leftrightarrow 0,048	0,083	0,01
Div Q auf 500 hPa:					
G1	0,845	-0,058	-0,17 \leftrightarrow 0,055	0,118	-0,98
G2	0,834	-0,055	-0,164 \leftrightarrow 0,056	0,14	-1,6
G3	0,916	-0,081	-0,194 \leftrightarrow 0,034	0,152	-1,6
G4	0,998	-0,162	-0,269 \leftrightarrow -0,051	0,196	-0,57

decken möglicherweise den statistischen Zusammenhang zwischen der Wirkung von großräumiger Hebung auf 500 hPa und der Auslösung von hochreichender Konvektion, was damit der Grund dafür sein könnte, dass auf dem 500 hPa-Niveau in den meisten Kontrollgebieten keine signifikante Verknüpfung mit Konvektionsauslösung sichtbar ist. Allerdings erklärt diese Überlegung nicht, warum dann im Kontrollgebiet des mittleren Neckarraumes eine Verknüpfung vorhanden ist.

In den orographisch gegliederten Gebieten zeigt sich die Wirkung großräumiger Vertikalbewegungen im unteren Drittel der Troposphäre nicht. Dennoch ist großräumige Hebung in diesen Gebieten sicherlich für CI wirksam, jedoch treten andere Effekte in ihrer Wirkung stärker hervor; es ist naheliegend zu vermuten, dass es sich dabei vor allem um orographische Effekte handelt.

Für die Abschätzung der Wahrscheinlichkeit für die Auslösung bzw. das Auftreten von hochreichender Konvektion ist demnach eine Betrachtung des großräumigen Hebungsantriebs auf 700 hPa bedeutender als jene bezogen auf 500 hPa, wobei hierbei wiederum offensichtlich ein Einfluss der orographischen Beschaffenheit des Vorhersagegebiets vorhanden ist.

Rolle der Temperaturadvektion

Ein weiterer Faktor, der die Stabilität der vertikalen Schichtung effektiv beeinflussen kann und so die Auslösung von hochreichender Konvektion zu unterstützen oder zu beeinträchtigen vermag, ist die differentielle Temperaturadvektion (Kap. 2.3.2). Im folgenden wird die Temperaturadvektion $-\vec{v} \cdot \vec{\nabla}_h T$ auf dem Niveau 850 hPa betrachtet; es wird die vereinfachende Annahme gemacht, dass Temperaturadvektion am Boden im Betrag klein ist und vernachlässigt werden kann. In den meisten Fällen ist diese Annahme erfüllt, außer beispielsweise bei einem Durchgang kalter Böenfronten während der Annäherung von mesoskalig organisierten Gewittersystemen. Man kann sich leicht klar machen, dass Temperaturadvektion in dieser Höhe auch unmittelbar zur Abschwächung von konvektionshemmenden Inversionen führen kann. Die Passage von synoptischskaligen Fronten ist verbunden mit Temperaturadvektion, aber auch jeder weniger klar strukturierte horizontale Austausch von Luftmassen unterschiedlicher Temperatur.

Die Betrachtung zeigt, dass das 5. Perzentil eine bedeutendere Rolle spielt als der Median. Der Wert des 5. Perzentils als robustes Maß für den niedrigsten Wert im Kontrollgebiet ist mit Kaltluftadvektion auf dem 850 hPa-Druckniveau assoziiert; diese Größe wird in der folgenden Diskussion verwendet. Es findet sich im mittleren Oberrheingraben keine signifikante Korrelation zwischen der Temperaturadvektion und der Auslösung von hochreichender Konvektion (Signifikanzniveau für R_R kleiner als 80 %; Tab. 5.19). Demgegenüber ist sie in den anderen Kontrollgebieten signifikant verknüpft, es zeigen sich negative Korrelationen (Rangsummenkorrelationskoeffizient zwischen -0,12 im mittleren Neckarraum und -0,19 im Nordschwarzwald), d. h. die Auslösung von hochreichender Konvektion ist hier mit Kaltluftadvektion verknüpft. Auslösung fand im Nordschwarzwald bei kleineren Werten statt (Median bei $-1,9 \text{ K h}^{-1}$) als bei den anderen beiden Gebieten (Median bei $-1,8 \text{ K h}^{-1}$). Der beste Skill Score zeigt sich folglich

ebenfalls im Nordschwarzwald mit einem Wert von 0,279. In den anderen Gebieten liegt er zwischen 0,080 und 0,145.

Tab. 5.19: Wie Abb. 5.11, jedoch für das jeweilige 5. Perzentil der Temperaturadvektion 850 hPa im Kontrollgebiet. Schwellenwert SW und Median in K h^{-1}

Gebiet	SN	R_R	M_ρ	HSS	SW	Med(1)
G1	0,784	-0,045	-0,157 \leftrightarrow 0,068	0,08	-0,59	-1,05
G2	0,991	-0,132	-0,239 \leftrightarrow -0,022	0,118	-1,3	-1,35
G3	1	-0,193	-0,301 \leftrightarrow -0,08	0,279	-2,1	-1,8
G4	0,979	-0,116	-0,225 \leftrightarrow -0,004	0,146	-2,19	-1,35

Zusammengefasst: Es zeigt sich, dass Temperaturadvektion in der betrachteten Höhe während der COPS-Kampagne in den Kontrollgebieten bei der Auslösung von hochreichender Konvektion eine gewisse Rolle spielte. Lediglich im mittleren Oberrheingraben dominierten offensichtlich andere Mechanismen diesen Effekt erheblich. Für den Gitterpunkt nahe der Station Heselbach wurde die Korrelation zwischen der Temperaturadvektion auf 850 hPa und der Änderungsrate der CAPE berechnet; es zeigte sich, dass keine signifikante Korrelation existiert (nicht gezeigt). Insofern ist der Effekt der Erhöhung der CAPE – welche in allen Kontrollgebieten mit der Auslösung von hochreichender Konvektion signifikant verknüpft ist (Kap. 5.5) – nicht die einzige stattfindende Wirkung der Kaltluftadvektion: Offensichtlich haben auch die Auflösung von Inversionen und die mit Böenfronten verbundene erzwungene Hebung hier Bedeutung. Für den genannten exemplarischen Gitterpunkt zeigte sich eine Korrelation zwischen der 6-stündigen Temperaturabnahme auf 1000 m über Grund und der CAPE-Zunahme, nicht jedoch auf 2000 m über Grund. Damit schließt sich aus, dass die sichtbare Korrelation durch Rückkopplungseffekte der konvektiven Zellen (etwa Abkühlung aufgrund des Auftretens von hochreichender Konvektion) verursacht ist, da diese auch auf dem 2000 m über Grund-Niveau zu sehen sein müsste.

Auslösetemperatur

Die Auslösetemperatur T_{ausl} gibt die Temperatur an, die sich bodennah bzw. in der ML-Schicht einstellen muss, damit Luftpakete aufgrund ihrer Temperatur genügend Auftrieb besitzen, um bis zum Cumulus-Kondensationsniveau aufzusteigen (freie Konvektion). Die ggf. Überschreitung der Auslösetemperatur ist somit ein Kriterium für die Auslösung von Konvektionswolken infolge diabatischer Erwärmung am Boden (v. a. Einstrahlung) und dem Feuchtegehalt am Boden; unter Umständen bilden sich dann Wärmegewitter. Im Folgenden wird

$$\Delta T_0 = T_{2m} - T_{ausl,0}, \quad [5.48]$$

die Differenz zwischen der bodennahen Lufttemperatur T_{2m} und der bodennahen Auslösetemperatur, betrachtet.

Es zeigen sich bezüglich der Werte des R_R und seiner Signifikanz keine bedeutenden Unterschiede zwischen der Verwendung der Median-Werte im Kontrollgebiet und der Verwendung der 95. Perzentils als robustes Maß für die im Kontrollgebiet jeweils auftretenden maximalen Werte (Vergleich nicht gezeigt). Daher werden in der folgenden Diskussion Letztgenannte verwendet.

Es zeigt sich (Tab. 5.20), dass ΔT_{2m} im jeweiligen Kontrollgebiet in den beiden Gebieten, die durch einen komplexeren Untergrund gekennzeichnet sind, hochsignifikant mit der Auslösung von hochreichender Konvektion verknüpft ist; dasselbe gilt für den mittleren Oberrheingraben, in dem zweiten Gebiet im Oberrheingraben liegt jedoch keine signifikante Korrelation vor. Der Rangkorrelationskoeffizient beträgt den orographisch gegliederten Gebieten bei 0,24 bzw. 0,29, in Gebiet G1 bei 0,10 deutlich geringer. Der Median für stattgefundene CI zeigt mit -0,3 K im Nordschwarzwald und -0,5 K im mittleren Neckarraum, dass für CI-Ereignisse im Mittel für einige Gitterpunkte im Kontrollgebiet die bodennahe Temperatur sehr nahe bei der Auslösetemperatur lag. Die Werte des HSS liegen in den gegliederten Gebieten bei 0,25 bzw. 0,23 mit Schwellenwerten, die recht nahe bei dem jeweiligen Wert des Medians für stattgefundene CI liegen.

Die Häufigkeitsverteilungen (Abb. 5.8) sind sich für die Zeitintervalle, wo keine konvektiven Zellen auftraten, recht ähnlich, während sie für jene mit CI in den gegliederten Gebieten stark zum Wert $\Delta T_0 = 0$ hin gedrängt sind. Auch bei Gebiet G1 ist dies noch auszumachen. Der Wert $\Delta T_0 = 0$ wird in einer gewissen Anzahl von Ereignissen überschritten, welche der Kategorie freie Konvektion zuzuordnen sind. Wie bereits in

Tab. 5.20: Wie Tab. 5.11, jedoch für die Differenz zwischen der bodennahen Temperatur und der Auslösetemperatur. Schwellenwert SW und Median Med in K.

Gebiet	SN	R_R	M_ρ	HSS	SW	Med(1)
G1	0,964	0,104	-0,009 \leftrightarrow 0,214	0,12	-1,18	-1,05
G2	0,887	0,068	-0,043 \leftrightarrow 0,177	0,096	-0,39	-1,55
G3	1	0,289	0,181 \leftrightarrow 0,39	0,247	-0,48	-0,3
G4	1	0,242	0,134 \leftrightarrow 0,344	0,232	-0,59	-0,5

Kap. 5.4 zeigt, lag während des COPS-Zeitraums die bodennahe Temperatur in den gegliederten Gebieten systematisch näher an der Auslösetemperatur.

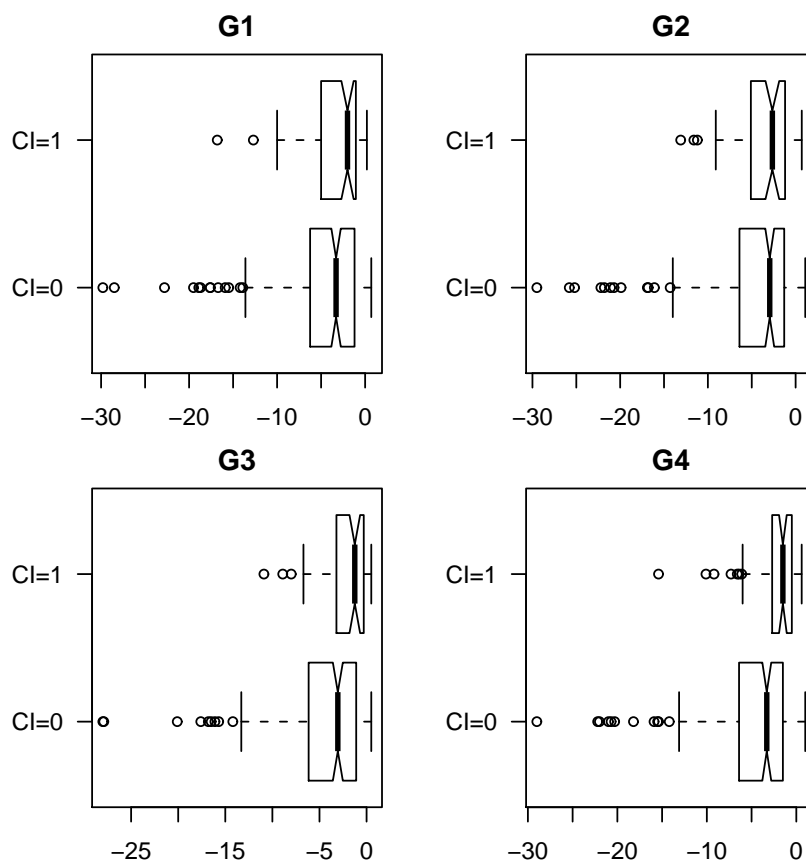


Abb. 5.8: Box-Plots der Häufigkeitsverteilungen der Differenz zwischen bodennaher Temperatur und Auslösetemperatur, ΔT , bezogen auf die Auslösung von hochreichender Konvektion (oben), und dessen Ausbleiben (unten) in den Kontrollgebieten. Abszisse in K.

ΔT_0 wurde auch auf Basis der ML-Betrachtung berechnet; dies liefert sehr ähnliche Ergebnisse und die analogen Schlüsse.

In keinem der Kontrollgebiete wurde der Wert von $\Delta T_0 = 1,5$ K überschritten, was sich mit der Vorstellung deckt, dass ab einer gewissen Überwärmung der Erdoberfläche relativ zur Temperatur in der Grenzschicht die weitere durch Sonneneinstrahlung eingebrachte Energie im Wesentlichen durch thermische Turbulenz in der Vertikalen abtransportiert wird. Auch in der Population der Fälle, wo keine konvektiven Zellen auftraten, gab es Elemente, wo die Auslösetemperatur überschritten war, jedoch keine hochreichende Konvektion auftrat; bei diesen Fällen bildeten sich offensichtlich Schönwetter-Cumuli aus, ggf. auch Schauer, die aufgrund ihrer Intensität von TRACE3D nicht als konvektive Zellen detektiert wurden.

Inversionen und konvektive Hemmnis

Wie bereits erwähnt, haben Inversionen, wie sie oft oberhalb der Mischungsschicht auftreten, einen Einfluss auf die Auslösung von hochreichender Konvektion. Aufsteigende Luftpakete dringen in diese Inversionsschicht ein, werden aber aufgrund ihrer größeren Dichte in ihrer Vertikalgeschwindigkeit stark abgebremst und schließlich am weiteren Aufsteigen gehindert. Bei geringerer Intensität der Inversion – relativ zur Temperatur des Luftpakets – oder bei einem großen Vertikalimpuls der Luftpakete können die Inversionen überwunden werden und eine Auslösung von Konvektion kommt in Gang.

Der Lid Strength Index (LSI)

Carlson führte 1980 das Konzept des „Lid Strength Index“ (LSI) als ein Maß für die hemmende Wirkung von Inversionen auf die Entwicklung von hochreichender Konvektion ein. Da sie unter Umständen als eine Art Deckelung wirken, wählte Carlson den englischen Ausdruck *Lid*. In anderen Arbeiten (Graziano und Carlson, 1987) ist gezeigt, dass Konvektion sensibel für das Auftreten von Lids ist und dass oft aufgrund solcher hemmenden Inversionen die Auslösung von Gewittern unterbunden bleibt, selbst wenn sonst Konvektionsindizes (beispielsweise in Form von hohen Werten der CAPE) auf ein hohes Gewitterpotenzial und somit eine für die Auslösung von hochreichender Konvektion günstige Situation hinweisen.

Der Lid Strength Index ist definiert nach:

$$LSI = (\bar{\Theta}_{F,ML} - \bar{\Theta}_{F,S,o}) - (\Theta_{F,S,max} - \bar{\Theta}_{F,ML}) \quad [5.49]$$

mit der potentielle Feuchttemperatur $\bar{\Theta}_{F,ML}$ (englisch „wet bulb temperature“), welche der Temperatur eines von der Erdoberfläche aufsteigendes Luftpakets am Hebungskondensationsniveau entspricht (Wert bezogen auf eine 50 hPa mächtige bodennahe Mischungsschicht), der potentiellen Feuchttemperatur bei Sättigung $\bar{\Theta}_{F,S,o}$ als Mittelwert der Schicht zwischen der hemmenden Inversion und dem 500 hPa-Niveau, und dem Maximum der Feuchttemperatur bei Sättigung der Schichtung $\Theta_{F,S,max}$.

Der erste Teil der Berechnungsformel, Term A = $(\bar{\Theta}_{F,ML} - \bar{\Theta}_{F,S,o})$, in dieser Arbeit als Schichtungsterm bezeichnet, stellt ein Maß für den Auftrieb dar, den ein Luftpaket erfährt, das die Inversion durchbrochen hat; dieser Term ist in seiner Definition dem Konzept des Lifted Index (s. o.) ähnlich.

Der zweite Teil, Term $B = (\Theta_{F,S,max} - \bar{\Theta}_{F,ML})$, hier Inversionsmächtigkeits-Term genannt, gibt die Temperaturdifferenz in der Höhe der Inversion an. Damit besteht der LSI aus dem Gewitterpotenzial abzüglich der Intensität der hindernden Inversion.

Dabei ergeben sich die gleichen kleinen Werte, ob nun beispielsweise ein schwaches Gewitterpotenzial bei geringer Inversionsstärke vorliegt oder ein großes Gewitterpotenzial bei kräftiger behindernder Inversion. Insofern eignet sich der LSI nicht als Parameter für die Intensität von hochreichender Konvektion, allerdings jedoch für die Wahrscheinlichkeit, ob überhaupt hochreichende Konvektion auftritt. Für die weitere statistische Auswertung dieser Arbeit ist die gesonderte Betrachtung des Terms B interessant.

Term B, als Maß für die Intensität der Inversionen, zeigt in allen Gebieten eine signifikante Verknüpfung zwischen dem 5. Perzentil im Kontrollgebiet und der Auslösung von hochreichender Konvektion (Tab. 5.21). Es besteht erwartungsgemäß eine negative Korrelation (in allen Kontrollgebieten signifikant); die größten Werte von R_R sind jeweils im Kontrollgebiet im Nordschwarzwald zu finden.

In Kapitel 5.4 war bereits gezeigt worden, dass im Nordschwarzwald die Intensität der Inversionen über den COPS-Zeitraum systematisch kleiner war als in den anderen Gebieten. Offensichtlich hat die Komplexität des Geländes einen Einfluss auf die Intensität von Inversionen. In Kap. 5.5 wurde deutlich, dass Temperaturadvektion auf 850 hPa vor allem in gegliedertem Gelände einen gewissen Einfluss bei der Entstehung von hochreichender Konvektion hat. Möglicherweise wirkt dieser Effekt auf vorhandene Inversionen abbauend; er könnte in Zusammenhang mit sekundären Windzirkulationen im gegliederten Gelände stehen. Außerdem könnten erwärmte, weil zur Sonne ausgerichtete Hänge zu einem Erodieren der Inversionen führen. Dies wird dadurch untermauert, dass sich bei der Temperatur (bzw. der potentiellen Temperatur) am Boden selbst im Nordschwarzwald keine signifikante Verknüpfung mit der Auslösung von hochreichender Konvektion zeigte (s. o.), also ein Abbau der Inversion durch konvektive Durchmischung vom Bodenniveau her, als Erklärung ausschließt. Es zeigte sich jedoch eine signifikante Verknüpfung bei der auf die bodennahe 50 hPa mächtige Schicht bezogene Temperatur. Des Weiteren kann man sich vorstellen, dass aufgrund der Komplexität des Geländes die vorhandenen Inversionen eine uneinheitlichere Struktur besitzen als in einheitlichen, flachen Gebieten, etwa bei den Übergängen von Kessellagen zu Tälern.

Der Heidke Skill Score für CI liegt bei allen Gebieten um 0,18, nur im Nordschwarzwald bei 0,21.

Tab. 5.21: Wie Abb. 5.11, jedoch für Term B (Stärke der Inversionen) des Lid Strenght Index. Schwellenwert SW und Median (Med) in K.

Gebiet	SN	R_R	M_ρ	HSS	SW	Med(1)
G1	99.90	-0.2012	-0.31↔-0.09	0.180	2.16	2.80
G2	99.00	-0.1618	-0.27↔-0.05	0.178	1.36	3.00
G3	99.99	-0.2604	-0.37↔-0.15	0.212	2.88	2.15
G4	99.90	-0.1859	-0.29↔-0.07	0.187	2.38	2.70

Konvergenz im bodennahen Windfeld

Treten Effekte der Konvergenz im bodennahen Windfeld auf, so kommt es aufgrund des Prinzips der Masseerhaltung zu Vertikalbewegungen. Damit können sie die Auslösung von hochreichender Konvektion begünstigen. Solche Konvergenzen können durch verschiedene Faktoren verursacht sein: Hebungsantriebe der synoptischen Skala, Querkirkulationen an Frontalzonen, Zirkulationen aufgrund diabatischer Effekte (etwa Konvergenzlinien), orographische Effekte (etwa bei Umströmung von Gebirgen, Houze, 1993).

Noch klarer kann ein Zusammenhang mit der Auslösung von Konvektion gesehen werden, wenn die Feuchtedivergenz verwendet wird. Doswell (1977) nannte als wichtige Faktoren für schwere Gewitter Konvergenz im Windfeld der unteren, bodennahen Schichten und das Vorhandensein von Feuchte; beides beschreibt das Feld der Feuchtekonvergenz. Die horizontale Feuchteflussdivergenz ist definiert nach:

$$\vec{\nabla}_h \cdot (q\vec{V}_h) = \vec{V}_h \cdot \vec{\nabla}_h q + q\vec{\nabla}_h \cdot \vec{V}_h \quad [5.50]$$

und besteht damit aus der Summe zweier Terme, der Feuchteadvektion und der Feuchtedivergenz. Die Feuchteflussdivergenz wurde in den 1950er Jahren für die Berechnung von großräumigen Niederschlagsfeldern verwendet. Kuo (1965) entwickelte auf der Basis der Feuchteflussdivergenz ein Parametrisierungsschema für konvektive Bewölkung. In den Modellen des Deutschen Wetterdienstes wird als Schließungsbedingung für das Massenflussverfahren nach Tiedtke (1989) der vertikale Massenfluss an der Wolkenbasis aus der Feuchtekonvergenz abgeleitet (Schulz und Schättler, 2009).

Hudson (1971) konnte zeigen, dass eine Korrelation zwischen Gebieten mit Feuchtekonvergenz, die er aus Radiosondendaten ableitete, und der Entwicklung von konvektiver Bewölkung besteht; bei Fallstudien ging der Wolkenbildung einige Stunden Feuchtekonvergenz voran. Wenn Feuchtekonvergenz auftritt, kann im Verlauf einiger Stunden die darüber liegende konvektionsbehindernde Inversion durchbrochen werden und die Feuchte akkumulieren, die für die Entstehung von Konvektionszellen notwendig ist (Doswell, 1982). Auch neuere Studien zeigen dieses Ergebnis (Market et al., 2001).

Kaufmann (2006) untersuchte die Verknüpfung von konvektiven Ereignissen und dem Feuchteflussdivergenzfeld im Alpenraum im Sommer, dabei zeigte sich im Feuchtedivergenzfeld eine gute Auflösung von Fronten und Konvergenzen, in diesen Situationen traten konvektive Ereignisse auf. Luftmassengewitter wurden hierbei von der Feuchtedivergenz am Boden weniger gut erfasst, noch weniger Auslösemechanismen, die sich in höheren Schichten abspielten.

Für den COPS-Zeitraum zeigt sich eine überzufällige Verknüpfung zwischen der Auslösung von hochreichender Konvektion und der Winddivergenz (Tab. 5.22) und ebenso auf der Feuchtedivergenz im mittleren Oberrheingraben und im mittleren Neckarraum (Tab. 5.23); die Rangkorrelationskoeffizienten zeigen eine negative Korrelation (d. h. Korrelation mit Konvergenz). Der Grad der Verknüpfung ist im nördlichen Oberrheingraben deutlich geringer (Signifikanzniveau nur 90,0 %). Keine Verknüpfung zeigt sich im Nordschwarzwald.

Tab. 5.22: Wie Tab. 5.11, jedoch für die Divergenz des bodennahen Windfeldes. Schwellenwert SW und Median (Med) in h^{-1}

Gebiet	SN	R_R	M_ρ	HSS	SW	Med(1)
1	99.90	-0.19	-0.30 \leftrightarrow -0.08	0.165	-2.00	-1.55
2	90.00	-0.07	-0.18 \leftrightarrow 0.04	0.097	-1.28	-1.25
3	<80	0.01	-0.10 \leftrightarrow 0.13	0.020	-0.56	-0.80
4	99.00	-0.13	-0.24 \leftrightarrow -0.02	0.162	-1.36	-1.30

Tab. 5.23: Wie Tab. 5.11, jedoch für die bodennahe Feuchtedivergenz. Schwellenwert SW und Median (Med) in $\text{g kg}^{-1}\text{h}^{-1}$

Gebiet	SN	R_R	M_ρ	HSS	SW	Med(1)
1	99.99	-0.22	-0.33 \leftrightarrow -0.11	0.220	-5.10	-5.30
2	95.00	-0.09	-0.20 \leftrightarrow 0.02	0.110	-3.96	-4.10
3	<80	0.01	-0.10 \leftrightarrow 0.13	0.078	-8.24	-2.55
4	99.00	-0.15	-0.26 \leftrightarrow -0.04	0.161	-4.90	-4.55

Während der COPS-Kampagne traten in hohem Maße die Großwetterlagen Westlage zyklonal und Südwestlage zyklonal auf (Kap. 4.1). Bei diesen Lagen kommt es aufgrund der Kanalisierungswirkung des Oberrheingrabens (Fiedler, 1983; Kalthoff und Vogel, 1992) dort bodennah zu einer südlichen Anströmung. Dabei strömt Luft in einer flachen Schicht zwischen den Vogesen und dem Schweizer Jura durch die Burgundische Pforte in das Rheintal nach Norden. Gleichzeitig wird von Westen eine Strömung durch die Zaberner Senke zwischen den Vogesen und dem Haardt-Gebirge (Pfälzerwald) kanalisiert. Weiter erfolgt im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens ein Ausströmen nach Osten in das Kraichgaubecken, welches südlich des Odenwaldes liegt, und eine sich nach Norden abschwächende Strömung in das Rhein-Main-Gebiet.

Dabei kommt es im Oberrheingraben auf der Höhe der Zaberner Senke zu einem Zusammenprallen der kanalisierten Südströmung im Rheintal und der Westströmung, und es bildet sich eine Konvergenz im bodennahen Windfeld aus. Offensichtlich ist diese Konvergenz in manchen Fällen mit entsprechender Feuchte korreliert, so dass sich eine Feuchtekonvergenz ausbildet. Es ist bereits gezeigt worden, dass im mittleren Oberrheingraben während des COPS-Zeitraums die mittlere bodennahe Feuchte höher war als in den anderen Gebieten und dass nur in diesem Gebiet eine signifikante Korrelation zwischen Feuchte und CI sichtbar ist. Außerdem war hier eine nächtliche Häufigkeit von CIs beobachtet worden, worin sich der mittlere Oberrheingraben deutlich von den anderen Kontrollgebieten unterschied (Kap. 4.2.3). Gerade bei Südwestlagen kommt es typischerweise von Süden über das Rheintal zum Herantransport feuchtwarmer Luft. So erklärt sich die Korrelation zwischen der Feuchtekonvergenz und der Auslösung von konvektiven Zellen im mittleren Oberrheingraben, dieser Mechanismus stellt im genann-

ten Gebiet einen wichtigen Faktor für die Auslösung von hochreichender Konvektion dar. Im nördlichen Oberrheingraben fehlt eine solche Korrelation (auch bei der bodennahen Feuchte, s. o.). Die Aufteilung der Strömung in zwei Äste (einer nach Norden, einer nach Osten) im nördlichen Oberrheingraben lässt eher die vornehmliche Existenz von Divergenzen im Windfeld vermuten.

Offensichtlich findet sich im Bereich des mittleren Neckarraumes ein analoger Effekt. Bei den genannten Wetterlagen können Konvergenzen im genannten Gebiet nur dann erklärbar sein, wenn ebenfalls eine südliche Strömung existiert, welche allerdings nicht so ausgeprägt sein muss wie im mittleren Oberrheingraben, d. h. eine zwischen dem Schwarzwaldrücken und der Schwäbischen Alb kanalisierte Strömung nach Norden.

Konvergenzeffekte haben auch im gegliederten Gebiet einen Einfluss auf die Auslösung hochreichender Konvektion (Barthlott et al., 2005; Kalthoff et al., 2009), allerdings wirken sie offensichtlich auf einer Skala, die im COSMO-EU-Modell mit der Auflösung von 7 km subskalige Prozesse sind und bei der Berechnung der Divergenz auf Basis von Differenzenbildung auf dem 7 km-Gitter nicht aufgelöst werden.

Kaltfronten und Konvergenzlinien

In Zusammenhang mit Kaltfronten und synoptischskaligen Konvergenzlinien kommt es in der Regel zu einem räumlich breiten Auftreten von hochreichender Konvektion, die weitgehend abgekoppelt vom Untergrund ist. Um auch diese Phänomene mit den Methoden dieser Studie untersuchen zu können, wurden für das Auftreten von Kaltfronten und synoptischskaligen Konvergenzlinien binäre Variablen (Indikatorserien) erstellt.

Kaltfronten wurden detektiert, indem zunächst auf Bodenanalysekarten, ausgegeben vom DWD, manuell überprüft wurde, ob und wann sich Kaltfronten in unmittelbarer der Nähe des COPS-Gebiets befanden. Um nur die Kaltfronten zu berücksichtigen, die im COPS-Gebiet wetteraktiv waren, wurden in einem zweiten Schritt diejenigen Ereignisse aussortiert, die keinen deutlichen Temperaturrückgang auf dem 850 hPa-Niveau zeigten. Hierfür wurde ein Schwellenwert definiert. Synoptischskalige Konvergenzlinien wurden detektiert, indem diese ebenfalls aus DWD-Bodenanalysekarten herausgelesen wurden. Als weiteres Kriterium wurde das gleichzeitige Auftreten von hochreichender Konvektion in mindestens drei der Kontrollgebiete definiert.

Durchgänge von Kaltfronten sind nur in den Kontrollgebieten im Rheintal signifikant mit CI verknüpft; dabei ist der Rangkorrelationskoeffizient für den mittleren Oberrheingraben mit 0,23 doppelt so groß wie für das Gebiet nördlich davon. Das Auftreten von Konvergenzlinien zeigt in allen Gebieten eine signifikante Korrelation mit CI (Tab. 5.24) mit Werten des R_R zwischen 0,27 (mittlerer Neckarraum) und 0,34 (nördlicher Oberrheingraben). Aus dem erläuterten Detektionsverfahren ergibt sich, dass hier hohe HSS-Werte zu finden sind.

Tab. 5.24: Wie Tab. 5.11, jedoch für den Zusammenhang zwischen CI und dem Auftreten von Kaltfronten bzw. Konvergenzlinien.

Gebiet	SN	R_R	M_ρ	HSS
Auftreten von Kaltfronten				
G1	1	0.228	0.118 \leftrightarrow 0.332	0.193
G2	0.976	0.112	0.002 \leftrightarrow 0.22	0.103
G3	0.884	0.07	-0.045 \leftrightarrow 0.183	0.06
G4	0.907	0.075	-0.037 \leftrightarrow 0.185	0.067
Auftreten von Konvergenzlinien				
G1	1	0.296	0.19 \leftrightarrow 0.395	0.192
G2	1	0.339	0.238 \leftrightarrow 0.433	0.255
G3	1	0.283	0.174 \leftrightarrow 0.385	0.169
G4	1	0.266	0.159 \leftrightarrow 0.367	0.189

6 Einfluss multipler Faktoren auf die Auslösung hochreichender Konvektion

6.1 Theorie

Die in Kapitel 5 vorgestellte Analyse in der bivariaten Betrachtungsweise weist drei kritische Punkte auf:

1. Die einzelnen untersuchten meteorologischen Größen und Konvektionsparameter sind zwar (teilweise) signifikant korreliert mit der Auslösung von konvektiven Niederschlagsereignissen (CI), die Korrelationskoeffizienten sind jedoch im Betrag ziemlich klein. Das Bestimmtheitsmaß B , welches sich als Quadrat des Rangkorrelationskoeffizienten r_{Rang} ergibt und das Verhältnis

$$B = \frac{\text{erklärte Varianz}}{\text{Gesamtvarianz}} \quad [6.1]$$

der Stichprobenmenge beschreibt, liegt bei allen untersuchten Größen nur im Bereich von 10 % und kleiner. Jedes auf nur einer einzelnen Größe basierende Modell erklärt also maximal 10 % der in der Stichprobenmenge auftretenden Varianzen.

2. Verschiedene der Größen können denselben physikalischen Vorgang beschreiben, und damit kann es bezüglich der erklärten Varianzen, die sich den unterschiedlichen Größen jeweils zuordnen lassen, zu Überschneidungen kommen. Konvektionsparameter basieren im Wesentlichen auf den ähnlichen für hochreichende Konvektion bedeutenden Faktoren wie die vertikale Temperatur- und Feuchteverteilung und ggf. dem Wind. Damit sind sie möglicherweise untereinander korreliert. Daraus folgt, dass die gleichzeitige Verwendung zweier korrelierter Parameter unter Umständen kaum wesentlich mehr an Information bringt als die einer der beiden Parameter für sich.
3. Die berechnete Korrelation macht keine Aussage darüber, ob ein tatsächlicher kausaler Zusammenhang besteht zwischen den verwendeten Größen; beispielsweise

könnte eine gefundene Korrelation zwischen zwei Größen auf dem Wirken einer dritten Größe basieren, die jeweils mit beiden Größen korreliert; dies bezeichnet man als Scheinkorrelation.

An der Auslösung von konvektiven Niederschlagsereignissen sind im Allgemeinen mehrere physikalische Prozesse beteiligt, und entsprechend müssen mehrere der Parameter und Größen jeweils günstige Werte annehmen, damit es zu einer CI kommt. Daher bietet sich eine kombinierte Betrachtung dieser Größen an.

Ein oft angewandter mathematischer Formalismus dafür ist die multiple Regression. Wenn mehrere Parameter jeweils einen (kleinen) Teil der Varianz der Stichprobenmenge erklären, so kann wahrscheinlich durch multiple Regression ein Modell gefunden werden, das die Varianz der Stichprobenmenge in besserem Maße erklärt als dies die einzelnen Größen tun. Bei der multiplen Regression wird die abhängige Variable (auch Wirkungsgröße genannt) durch die unabhängigen Variablen (auch: Einflussgrößen oder Prädiktoren) modelliert.

Ausgehend von einer Anzahl in Frage kommender Parameter eignet sich ein schrittweises Vorgehen, um ein multiples Modell zu finden, das einen großen Teil der Varianz erklärt, aber aus möglichst wenigen Dimensionen (Prädiktoren) besteht. Dabei wird – beginnend mit der Größe mit dem höchsten Korrelationskoeffizienten – mit jedem Schritt eine weitere in die Fragestellung des Modells hineinpassende Größe hinzugenommen; dies wird so lange fortgesetzt, bis die Differenz von B zwischen zwei aufeinanderfolgenden Schritten nicht mehr signifikant ist (siehe unten).

Das geeignete Verfahren für die multiple Regression hängt vom Skalenniveau (d. h. Art der Skala und der Merkmalsausprägungen) der abhängigen Variablen ab. Bei der multiplen linearen Regressionsrechnung wird der Zusammenhang mehrerer Größen (Anzahl hier als k bezeichnet) durch eine mehrdimensionale lineare Regressionsgleichung beschrieben, welche wie folgt lautet:

$$\hat{y} = b_0 + b_1 \cdot x_1 + b_2 \cdot x_2 + \dots + b_k \cdot x_k. \quad [6.2]$$

Die Verwendung dieses Ansatz setzt unter anderem eine abhängige Variable auf Intervallskala voraus. Dies bedeutet: die Ausprägungen lassen sich quantitativ mittels Zahlen darstellen, und Abstände zwischen unterschiedlichen Merkmalsausprägungen lassen sich messen. Weitere Voraussetzungen sind im nächsten Abschnitt genannt.

Das logistische Regressionsmodell

Eine Methode der Regression, bei der die Wirkungsgröße kein metrisches Skalenniveau aufweist, sondern dichotom (binär) ist, d. h. nur die Merkmalswerte 0 und 1 annimmt, ist die binär-logistische Regression. Dies trifft das in dieser Studie diskutierte Problem der Vorhersage von CI-Ereignissen, denn diese hat nur zwei Merkmalswerte. Der folgende Überblick über die verwendeten Methoden orientiert sich im wesentlichen an den Lehrbüchern Backhaus et al. (2003), Sachs und Hedderich (2004), Bortz et al. (2008), Wollschläger (2010). Gegenüber der linearen Korrelation ist die logistische Regression vorzuziehen, wenn im Modell die Wirkungsgröße als die Wahrscheinlichkeit eines Treffers vorhergesagt werden soll (zwischen 0 und 1 bzw. zwischen 0 % und 100 %). Beim linearen Modell können sich dann nämlich Vorhersagen ergeben, die keine mögliche dichotome Ausprägung sind, und es können sich – wenn man die Vorhersage als Wahrscheinlichkeit interpretiert – als Vorhersage Werte ergeben, die außerhalb des Intervalls zwischen 0 (Ereignis tritt sicher ein) und 1 (Ereignis tritt sicher nicht ein) liegen, was dann keine inhaltlich interpretierbare Vorhersagen sind. Außerdem sind wichtige interferenzstatistische Voraussetzungen nicht gegeben wie Varianzhomogenität (Homoskedastizitätsannahme) und Normalverteilung der Residuen.

Mit zwei Merkmalsausprägungen wird das Verfahren als binär-logistische Regressionsanalyse bezeichnet; auch abhängige Größen mit mehreren Merkmalsausprägungen können betrachtet werden (multinomial-logistische Regressionsanalyse).

Bei der logistischen Regression wird anstelle der binären Ausprägungen in der Modellformulierung der natürliche Logarithmus des Wahrscheinlichkeitsverhältnisses (auch Wettquotienten oder Chance, engl. *Odds*, genannt), d. h. das Verhältnis zwischen der Wahrscheinlichkeit des Eintretens $P(y = 1)$ und der Wahrscheinlichkeit des Nichteintretens $P(y = 0) = P(y = 1) - 1$, der sogenannte Logit, mit den k unabhängigen Variablen in ein lineares Verhältnis gebracht:

$$\ln \frac{P(y = 1)}{P(y = 0)} = \ln \frac{P(y = 1)}{1 - P(y = 1)} = b_0 + b_1 \cdot x_1 + b_2 \cdot x_2 + \dots + b_k \cdot x_k \quad [6.3]$$

mit der Wahrscheinlichkeit eines Treffers $P(y = 1)$. Diese Gleichung wird als Logit-Funktion bezeichnet. Mit Hilfe dieser „logistischen“ Transformation kann dann P durch eine lineare Funktion von Prädiktoren vorhergesagt werden, d. h. die logistische Funktion dient als Linkfunktion. Dabei wird keine Vorhersage der abhängigen Variablen

durchgeführt, sondern die Eintrittswahrscheinlichkeit eines Ereignisses. In dem Verfahren wird unterstellt, dass das Ereignis durch eine Linearkombination der verschiedenen Einflussgrößen erzeugt wird. Die Einflussgrößen können dabei sowohl Größen auf einem metrischen (intervallskaliert und quantitativ erfassbar) oder nicht-metrischen Skalenniveau sein. Dichotome Variablen werden in das Modell aufgenommen, nachdem sie 0/1-skaliert wurden, nominalskalierte Variablen mit mehr als zwei Kategorien werden bei l Merkmalsausprägungen mittels $l - 1$ Indikatorvariablen (sogen. Designvariablen) D_{iu} aufgenommen, die jeweils dichotom (d. h. 0/1-skaliert) sind, so dass dann Gleichung 6.3 lautet:

$$\ln \frac{P(y = 1)}{1 - P(y = 1)} = b_0 + b_1 \cdot x_1 + \dots + \sum_{u=1}^{l-1} b_{iu} D_{iu} + \dots + b_k \cdot x_k, \quad [6.4]$$

für jede der $l - 1$ Indikatorvariablen wird jeweils ein eigener Koeffizient geschätzt. Ein Term für die Fehlergröße ε , wie es bei der linearen Regression üblich ist, wird in die Gleichung nicht aufgenommen. Die Eintrittswahrscheinlichkeit $P(y = 1) := P$ ergibt sich dann durch die (Rück-)Transformation

$$P = \frac{\exp z_k}{1 + \exp(z_k)} = \frac{1}{1 + \exp(-z_k)}, \quad [6.5]$$

mit $z_k = b_0 + b_1 \cdot x_1 + b_2 \cdot x_2 + \dots + b_k \cdot x_k$, also eine Berechnung auf Basis der Einflussgrößen und der geschätzten Koeffizienten. z_k wird auch als aggregierte Einfluss-Stärke bezeichnet. Die Schätzung der Koeffizienten geschieht mit der *Maximum Likelihood*-Methode. Dabei wird die Likelihood-Funktion L mit

$$L = \prod_{k=1}^K \left(\frac{1}{1 + \exp(-z_k)} \right)^{y_k} \cdot \left(1 - \frac{1}{1 + \exp(-z_k)} \right)^{1-y_k} \quad [6.6]$$

maximiert. Eine Vereinfachung des Maximierungsproblems kann durch Anwendung des natürlichen Logarithmus auf Gleichung 6.6 erreicht werden, damit ergibt sich die sogen. LogLikelihood-Funktion (LL):

$$LL = \sum_{k=1}^K \left[y_k \cdot \ln \left(\frac{1}{1 + \exp(-z_k)} \right) \right] + \left[(1 - y_k) \cdot \ln \left(\frac{1}{1 + \exp(-z_k)} \right) \right]. \quad [6.7]$$

Die logistische Funktion ist eine sigmoide, d. h. S-förmige Kurve, die sich zu $+\infty$ und $-\infty$ hin asymptotisch dem Wert 0 bzw. 1 nähert (Abb. 6.1). Damit ist der Wertebereich der vorhergesagten Größe auf das Intervall $[0;1]$ beschränkt, und die Werte

sind als Wahrscheinlichkeit interpretierbar. Die Kurve liegt immer symmetrisch um den Wendepunkt $P(y = 1) = 0,5$. Sind die Koeffizienten alle identisch null, so ergibt sich für alle Merkmalsausprägungen der Einflussgröße eine Wahrscheinlichkeit von 0,5, d. h. das Eintreffen oder Nichteintreffen sind gleich wahrscheinlich. Ein Koeffizient von null zeigt also an, dass das Ereignis unabhängig ist von der betrachteten Größe.

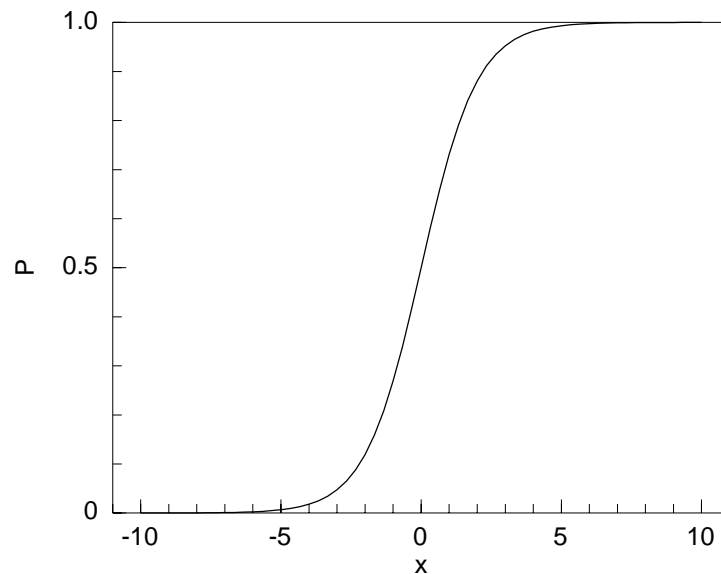


Abb. 6.1: Beispiel für die logistische Funktion mit der Eintreffwahrscheinlichkeit P und einer beliebigen Variable x . Die logistische Funktion ist gekennzeichnet durch Sättigung an den Rändern des Wertebereichs auf dem Niveau 0 bzw. 1 und durch einen mehr oder weniger starken Anstieg zwischen diesen beiden Niveaus.

Ein Maß für die Beurteilung des logistischen Modells ist die Devianz D (franz. Abweichung). Sie ist definiert als das (-2) -Fache des LogLikelihood-Wertes LL (Gl. 6.7), wird also berechnet nach

$$D = -2 \cdot LL. \quad [6.8]$$

Die Devianz entspricht der Summe der Abweichungsquadrate bei linearen Regressionsmodellen. Als Vergleichsmaß für die Beurteilung des Wertes der Devianz eines konkreten Modellansatzes werden zwei weitere Modelle hinzugezogen und deren Devi-

anz berechnet:

1. Das sogenannte gesättigte (saturierte) Modell, welches ebenso viele Parameter wie Beobachtungsdatensätze hat und damit das allgemeinste Modell ist sowie die höchste Likelihood besitzt. Es besitzt eine Devianz von null (die Null-Devianz), d. h. die Devianz der Beobachtungsdaten vom gesättigten Modell.
2. Das Null-Modell hat die Devianz eines Modells, das auf der rechten Seite nur aus einem konstanten Koeffizienten besteht.

Die Signifikanz der Parameter lässt sich mit einem sogenannten Wald-Test prüfen:

$$W = \left(\frac{b_j}{s_{b_j}} \right) \quad [6.9]$$

mit s_{b_j} als der Standardfehler von b_j mit $j=0,1,2,\dots,J$. Die Prüfgröße W ist im Quadrat asymptotisch χ^2 -verteilt mit einem Freiheitsgrad. Geprüft wird die Nullhypothese, dass ein bestimmtes b_j Null ist, d. h. keinen Einfluss auf die Unterscheidung der Merkmalswerte der abhängigen Variablen hat.

Die Regressionskoeffizienten sind nicht direkt in ihrem Einfluss auf die Wahrscheinlichkeit interpretierbar, wie es beispielsweise bei der linearen Regressionsanalyse möglich ist, da kein linearer Zusammenhang zwischen den unabhängigen Variablen und den Wahrscheinlichkeiten besteht, denn die Logit-Funktion beschreibt in den Extremen der Wahrscheinlichkeit einen Sättigungseffekt. Die unabhängigen Variablen legen lediglich den Exponenten der e-Funktion in der Logit-Funktion fest. Die Wirkung einer Variablen ist also nicht über den gesamten Bereich ihrer Merkmalsausprägungen konstant. Es lässt sich lediglich am Regressionskoeffizienten ablesen, dass bei einem positiven (negativen) Regressionskoeffizienten für positive Beobachtungswerte einer unabhängigen Variablen die Wahrscheinlichkeiten monoton ansteigen (abnehmen).

Am exponierten Faktor $\exp(b_j)$, dem sogenannten Effektkoeffizienten, allerdings lässt sich ablesen, um welchen Faktor sich die Vorhersage des Wahrscheinlichkeitsverhältnisses $\frac{P(y=1)}{P(y=0)} = \frac{P(y=1)}{1-P(y=1)}$ ändert, wenn x_j bei Festhalten der anderen Faktoren (*ceteris paribus*) um eine Einheit erhöht wird (sogen. Einfluss-Stärke auf die Wahrscheinlichkeit). Denn es lässt sich zeigen, wenn beispielsweise x_1 um die Einheit 1 erhöht wird:

$$\begin{aligned}
\frac{P(y=1)}{P(y=0)} \Big|_{x_1} &= \exp(b_0 + b_1 \cdot x_1 + b_2 \cdot x_2 + b_3 \cdot x_3 + \dots) \\
\frac{P(y=1)}{P(y=0)} \Big|_{x_1+1} &= \exp(b_0 + b_1 \cdot (x_1 + 1) + b_2 \cdot x_2 + b_3 \cdot x_3 \dots) \\
&= \exp(b_0 + b_1 \cdot x_1 + b_2 \cdot x_2 + b_3 \cdot x_3 \dots) \cdot \exp(b_1) \\
&= \frac{P(y=1)}{P(y=0)} \Big|_{x_1} \cdot \exp(b_1). \tag{6.10}
\end{aligned}$$

Ist $\exp(b_j)$ größer als $\exp(b_{i \neq j})$, so variiert die Wirkgröße mehr mit der Größe x_j als mit der Größe x_i . Dass der Effektkoeffizient von der Skalierung der abhängigen Variablen abhängt, lässt sich durch eine Standardisierung berücksichtigen, etwa nach:

$$\beta_j = \exp(b_j) \sqrt{\text{var}(x_j)}, \tag{6.11}$$

d. h. Erhöhung der Größe um den der Standardabweichung entsprechenden Betrag.

Der Einfluss verschiedener unabhängiger Variablen auf das Wahrscheinlichkeitsverhältnis lässt sich durch einen Vergleich der Effektkoeffizienten ermitteln. Für Parameter, bei denen negative Werte mit einer hohen Wahrscheinlichkeit für das Eintreffen des Ereignisses assoziiert sind und die daher einen Effektkoeffizienten kleiner als 1 zeigen, empfiehlt es sich für Vergleiche mit anderen Parametern, den Kehrwert des Effektkoeffizienten zu verwenden.

Das Wahrscheinlichkeitsverhältnis entspricht z. B. dem Wettquotienten beim Pferderennen; sein Wertebereich liegt im Intervall zwischen 0 und ∞ . Im Bezug auf die Fragestellung dieser Studie bedeuten beispielsweise ein Wahrscheinlichkeitsverhältnis von 2, dass die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines konvektiven Niederschlagsereignisses zwei Mal größer ist als für das Ausbleiben.

Im Verfahren der Variablenauswahl wird das Modell gesucht, das die Wahrscheinlichkeit am besten beschreibt, aber mit möglichst wenigen unabhängigen Variablen auskommt. Dafür werden Hypothesen über den vermuteten Zusammenhang zwischen den unabhängigen Variablen und der der abhängigen Variable aufgestellt. Beim schrittweisen Vorgehen wird für jedes D -dimensionale Modell die Devianz berechnet und anschließend das Modell zu einem $(D + 1)$ -dimensionalen Modell erweitert. Dann wird geprüft, ob die Erweiterung einen Fortschritt bringt, d. h. ob sich die Devianz signifikant ver-

ringert. Entsprechend wird die Variable in der Modellformulierung belassen oder außer Acht gelassen (Hypothese verworfen).

Mit Hilfe eines \hat{G} -Tests (auch: Likelihood-Quotienten-Statistik genannt) lässt sich klären, ob die erzielte Erniedrigung der Devianz signifikant ist. Die Differenz der Devianz-Werte der beiden Modelle (mit der Variablen x_i und ohne die Variable x_i) ist unter der Nullhypothese $H_0 = \hat{b}_i$ wie χ^2 verteilt mit einem Freiheitsgrad.

Für das jeweilige Modell ist eine Kollinearitätsdiagnostik durchzuführen. Bei Vorliegen von Kollinearität (d. h. einzelne der Faktoren sind interkorreliert) ergeben sich Probleme bei der Schätzung der Korrelationskoeffizienten (Bortz et al., 2008). Eine Möglichkeit ist die Auswertung der Korrelationsmatrix, bei der paarweise der Korrelationskoeffizient für alle Variablen berechnet ist. Auch bei durchgängig niedrigen paarweisen Korrelationskoeffizienten kann hochgradige Multikollinearität vorliegen (Backhaus et al., 2003); daher ist eine weitere Möglichkeit die Beurteilung mit Hilfe des Varianzinflationsfaktor VIF_j eines jeden Faktors. Es kann gezeigt werden, dass gilt (Fox, 1984; Theil, 1971):

$$Var(\hat{b}_j) = \frac{\sigma^2}{\underbrace{\sum(x_{ij} - \bar{x}_j)^2}_{VIF}} \frac{1}{1 - R_j^2} \text{ mit } j \neq 0. \quad [6.12]$$

Hierbei bezeichnet \hat{b}_j den geschätzten Wert des Regressionskoeffizienten b_j der j -ten unabhängigen Variable x_j ; der konstante Term b_0 ist ausgeschlossen. R_j^2 ist hierbei der quadrierte Regressionskoeffizient der multiplen Regression des Prädiktors x_j mit den übrigen in das Modell als unabhängige Variablen einbezogenen Prädiktoren, σ^2 ist die Fehlervarianz. Der zweite Multiplikationsterm ist der Varianzinflationsfaktor, der den Grad beschreibt, um den die Varianz $Var(\hat{b}_j)$ aufgrund der Korrelation zwischen den unabhängigen Variablen vergrößert ist. Sind die unabhängigen Variablen unkorreliert, so ist $R_j = 0$ und VIF_j nimmt den Wert 1 an. Der Kehrwert $1 - R^2$ wird als die Toleranz bezeichnet. Werte des VIF bis ca. 4 werden konventionell als unkritisch angesehen, über 10 als starke Indikatoren für Multikollinearität (Wollschläger, 2010). Die Bedeutung des VIF_j lässt sich zudem veranschaulichen, als $\sqrt{VIF_j}$, der Standardfehlerinflationfaktor SIF_j , proportional ist zur Breite des Vertrauensintervalls von \hat{b}_j .

Die Signifikanz des Gesamtmodells (d. h. alle Parameter sind von null verschieden) wird durch einen Likelihood-Quotienten-Test geprüft, der auf einem Vergleich des angepassten Modells mit dem Null-Modell basiert; die Differenz ist mit der Differenz ihrer

Freiheitsgrade J als Anzahl der Freiheitsgraden bei großen Stichprobenumfängen asymptotisch χ^2 -verteilt. Als Nullhypothese H_0 dient: Alle Regressionskoeffizienten sind gleich Null ($b_1 = b_2 = \dots = b_J = 0$), die Alternativhypothese H_1 ist: Alle Regressionskoeffizienten sind ungleich Null ($b_1, b_2, \dots, b_J \neq 0$).

Gütemaße sind die sogen. Pseudo- R^2 -Statistiken (auch: Pseudo-Bestimmtheitsmaß-Größen); damit kann die Trennkraft der unabhängigen Variablen mit einem Wert belegt werden und Vergleiche zwischen verschiedenen Modellen können durchgeführt werden. Analog zur Größe des Bestimmtheitsmaßes R^2 der linearen Regressionsanalyse wird mit diesem Ansatz versucht, den Anteil der erklärten „Variation“ des logistischen Regressionsmodells zu quantifizieren. Sie basieren ebenso wie der Likelihood-Quotienten-Test auf dem Verhältnis zwischen dem Likelihood des Nullmodells und dem Likelihood des Modells. Hierfür wurde definiert:

a) McFaddens- R^2 :

$$R_{McF}^2 = \frac{LL_0 - LL_M}{LL_0} = 1 - \frac{LL_M}{LL_0}. \quad [6.13]$$

Diese Größe basiert auf einem Vergleich der Differenz der LogLikelihood des Nullmodells LL_0 und der LogLikelihood des Modells LL_M mit der LogLikelihood des Nullmodells LL_0 . Bei einer geringen Güte ist der Quotient $\frac{LL_M}{LL_0}$ nahe 1 und somit R_{McF}^2 nahe Null; erreicht hingegen LL_M den Wert des gesättigten Modells, was einer optimalen Anpassung gleich kommt, so ist $R_{McF}^2 = 1$. McFaddens- R^2 gibt die Verbesserung der Vorhersagekraft durch Kenntnis der unabhängigen Variablen im Vergleich zu ihrer Nichtbeachtung an, und der Wertebereich liegt analog zum Bestimmtheitsmaß des linearen Modells zwischen 0 und 1. In der Realität ist das Erreichen der Eins bei realen Datensätzen jedoch nahezu unmöglich, so dass als Regel bereits bei Werten ab 0,2 von einer akzeptablen und ab 0,4 von einer guten Modellanpassung gesprochen werden kann (Urban, 1993; Backhaus et al., 2003). Ein Nachteil ist, dass die eingehenden Größen und somit R_{McF}^2 selbst vom Stichprobenumfang abhängen.

b) Cox und Snell- R^2 hat diesen Nachteil nicht, sondern berücksichtigt zusätzlich den Stichprobenumfang n und ist definiert nach:

$$R_{C\&S}^2 = 1 - \left(\frac{L_0}{L_M} \right)^{\frac{2}{n}} \quad [6.14]$$

mit der Likelihood des Nullmodells L_0 und der Likelihood des betrachteten Modells L_M . Da die Likelihood-Funktion ein Produkt von Wahrscheinlichkeiten ist und stets $L_M \geq L_0$,

ist der Wertebereich $0 \leq R_{C\&S}^2 < 1$. $R_{C\&S}^2$ kann allerdings nicht den Wert 1 annehmen. Bei Werten ab 0,2 lässt sich von einer akzeptablen und ab 0,4 von einer guten Modelanpassung sprechen.

c) In der Literatur wird Nagelkerke- R^2 als Gütekriterium meist der Vorzug gegeben und wird auch in dieser Arbeit verwendet. Diese Größe ist definiert nach

$$R_{NK}^2 = \frac{R_{C\&S}^2}{R_{max}^2} \text{ mit } R_{max}^2 = 1 - (L_0)^{\frac{2}{n}}, \quad [6.15]$$

damit kann der Maximalwert von 1 erreicht werden. Diese Größe lässt sich inhaltlich interpretieren als der Anteil der Varianzerklärung der abhängigen Variablen durch die betrachteten unabhängigen Variablen (Interpretation analog zum R^2 der linearen Regression). Ein hoher Wert impliziert, dass die aufgenommenen erklärenden Variablen deutlich zur Verbesserung der Anpassung an die Beobachtungsdaten beitragen.

Oftmals werden Werte von über 0,5 noch als sehr gut interpretiert, da in diesem Fall mindestens die Hälfte der Varianz der abhängigen Variablen durch die unabhängigen Größen erklärt wird; Werte größer als 0,2 gelten als akzeptabel, Werte ab 0,4 als gut (Backhaus et al., 2003).

Ist schließlich das Modell gefunden, das die geringste Devianz besitzt, so kann wiederum aus dem Modell mit Hilfe der Messdaten eine Reihe von Vorhersagen berechnet werden. Werden diese Vorhersagen dem tatsächlichen Eintreffen und Nichteintreffen gegenübergestellt, so kann eine Analyse mit Hilfe der Skill Scores (Kap. 5.1.4) erfolgen. Aus den Anzahlen der Ja/Ja-, Ja/Nein-, Nein/Ja- und Nein/Nein-Ereignisse wird eine Kontingenztabelle erstellt, von der die bereits diskutierten Skill Scores abgeleitet und für die Beurteilung der Prognosegüte werden können.

Als weitere Voraussetzung für die Anwendung des Modells wird in der Literatur genannt, dass die Fallzahlen pro Merkmalsausprägungs-Gruppe (d. h. $y = 0$ und $y = 1$) der abhängigen Variablen nicht zu klein sein sollen; Backhaus et al. (2003) geben als Mindestzahl 25 an. Außerdem sollte keine Autokorrelation vorliegen, das heißt, die der abhängigen Variablen zugrunde liegenden Beobachtungen y_i sollten unabhängig voneinander sein.

6.2 Formulierung des logistischen Modells für das vorliegende Problem

6.2.1 Variablenauswahl

Der erste Schritt der Modellbildung besteht in der Variablenauswahl. Durch die in diesem Kapitel gezeigte Auswertung werden die bereits vorgestellten Ergebnisse (Kap. 5) ergänzt; daher ist die Variablenauswahl identisch (siehe Tab. 5.4 und Tab. 5.5). Analog zur bivariaten Betrachtung wurde bei der weiteren statistischen Betrachtung für jede dieser Größen in Bezug auf die Auslösung von CI eine Hypothese aufgestellt. Im Beispiel der CAPE lautet diese: *Je größer die Instabilität der vertikalen Schichtung, desto höher ist die Wahrscheinlichkeit für CI; die Größe CAPE beschreibt die Instabilität der vertikalen Schichtung hinreichend gut und ist somit signifikant mit der Auslösung von hochreichender Konvektion verknüpft. Große Werte der CAPE erhöhen die Wahrscheinlichkeit für CI, niedrige Werte verringern sie.*

Die weiteren, auf die anderen betrachteten Variablen bezogenen Hypothesen werden hierzu analog formuliert.

6.2.2 Voraussetzungen der Daten

In den Datenreihen dürfen keine Ausfallwerte vorliegen. Sie werden entweder eliminiert oder sinnvoll ersetzt.

Bei den Größen CAPE und CIN treten Ausfallwerte dann auf, wenn kein Schnittpunkt zwischen der Hebungskurve des Luftpakets und der Schichtungskurve existiert – damit ist kein Niveau der freien Konvektion definiert. Da dies aber gleichbedeutend ist mit einer CAPE von 0 J kg^{-1} , wurde dieser Wert nachträglich anstelle von Ausfallwerten gesetzt. Bei der CIN ist ein Ausfallwert gleichbedeutend mit einer konvektiven Unterdrückung, die von dem Luftpaket nicht überwunden werden kann, also theoretisch unendlich groß ist. Aus praktischen Gründen wurden diese Ausfallwerte auf einen repräsentativen sehr hohen im Datensatz vorkommenden Wert gesetzt. Der Median wird für die mittleren Verhältnisse im Kontrollgebiet als das bessere Maß als der Mittelwert angesehen, weil er gegen Ausreißer robust ist.

Wie bereits gesagt, sollten pro Merkmalsausprägungs-Gruppe mindestens 25 Beobachtungen vorliegen (Backhaus et al., 2003). Dies wird bei den in dieser Studie verwendeten Daten erreicht (siehe Kap. 4.2).

Der Phasenhäufigkeitstest von Wallis und Moore zeigt an, dass die Verteilung der CI-Ereignisse nicht mit der Nullhypothese einer zufälligen Anordnung vereinbar ist (diese wird abgelehnt). Die genannten Tests führen aber für eine Zeitreihe von seltenen Ereignissen immer zu einer Ablehnung der Nullhypothese, weil Zeitintervalle ohne Ereignisse als sogenannte Klumpungen erscheinen.

Innerhalb der Variablen sollte keine Autokorrelation vorliegen. Das heißt, dass die der abhängigen Variablen zugrundeliegenden Beobachtungen y_i unabhängig voneinander sein sollten. Dies ist in Zeitreihen meteorologischer Größen aufgrund der Erhaltungseigenschaft des Wetters über mehrere Tage jedoch oft bestenfalls näherungsweise erfüllt.

Die unabhängigen Variablen sollten so weit wie möglich frei von Multikollinearität sein (d. h. keine linearen Abhängigkeiten untereinander haben), hierauf muss bei der Modellbildung ein sorgsamer Blick geworfen werden. Da die betrachteten Konvektionsparameter auf einigen wenigen meteorologischen Grundgrößen (Temperatur-, Feuchte- und ggf. Windverteilung, vertikal und horizontal) basieren, muss diesem Punkt besondere Beachtung geschenkt werden. Dies führt beispielsweise dazu, dass in die Modellentwicklung gleichzeitig nur eine kleine Zahl von Konvektionsparametern einbezogen werden kann. Wie bereits erläutert, kann als Maß für die Beurteilung, ob Multikollinearität vorliegt, der Varianzinflationsfaktor (VIF) verwendet werden; darüberhinaus können korrelierte Größen mit einer Korrelationsmatrix identifiziert werden.

In das logistische Modell können nicht nur lineare Zusammenhänge aufgenommen werden, sondern beliebige andere Funktionen (z. B. Logarithmus, Quadratwurzel etc.). Die lineare Betrachtungsweise ist möglicherweise nicht bei jeder Größe die optimalste, denn man könnte sich vorstellen, dass beispielsweise für die schließliche Auslösung von hochreichender Konvektion bei der CIN ein kleiner, aber zunächst noch von Null verschiedener Wert günstig ist. Konkret gestaltet es sich jedoch meist als schwierig, eine Funktion zu identifizieren, die bessere Ergebnisse liefert als die lineare Betrachtung.

Für die Modellformulierung gilt, dass jeweils nur eine Größe als Perzentil statt als Median des Datenkollektivs innerhalb des Kontrollgebiets in das Modell aufgenommen werden darf, andernfalls ist nicht gewährleistet, dass die entsprechende Kombination am selben Gitterpunkt stattfand.

6.2.3 Einfluss multipler Größen

Nach dem vorgestellten Verfahren wurde für jedes Kontrollgebiet durch schrittweise Hinzunahme das multiple logistische Modell ermittelt, das den höchsten Erklärungswert besitzt. Alle berechneten Koeffizienten sind sowohl nach dem Likelihood-Quotienten-Test als auch nach der Wald-Statistik auf dem 95 %- bzw. 90 %-Niveau signifikant (nicht gezeigt). Für die Kontrollgebiete ergaben sich die in den Tabellen 6.1, 6.2, 6.3 und 6.4 dargestellten Ergebnisse. Die Reihenfolge der Nennung in diesen Tabellen ergibt sich aus der Reihenfolge der Aufnahme der Variablen in das Modell bei der Modellbildung. Die an die binären Ereignisse angepasste S-Kurve des logistischen Modells für Gebiet G1 zeigt Abbildung 6.2.

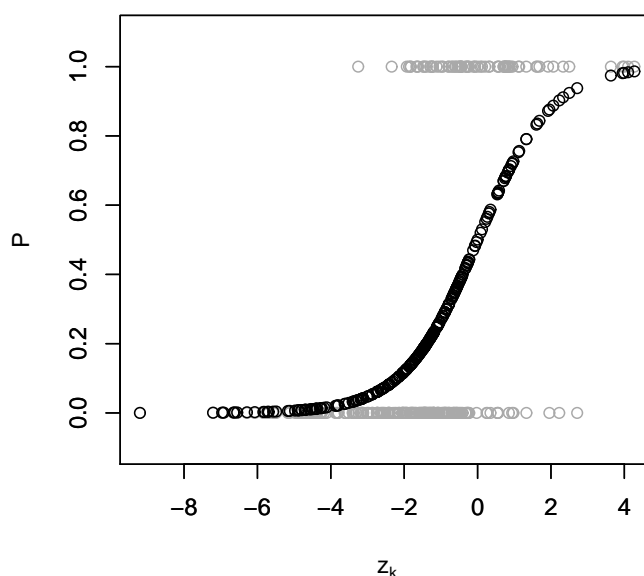


Abb. 6.2: Originaldaten der Auslösung von hochreichender Konvektion (graue Punkte) als binären Größe nur mit den Werten 0 (keine Auslösung) und 1 (Auslösung fand statt) und angepasstes logistisches Modell (schwarze Punkte) exemplarisch für das Kontrollgebiet im mittleren Oberrheingraben, dargestellt als die Eintrittswahrscheinlichkeit über dem Logit (Abszisse). Die S-Kurve zeigt die optimale Anpassung des Modells an die binären Daten. Der Grad des Überlappens der Daten für $CI=0$ und $CI=1$ ist ein Maß für die Güte des Modells sowie den stochastischen Einfluss auf den betrachteten Prozess.

Tab. 6.1: Ergebnis der Modellbildung für das Kontrollgebiet im mittleren Oberrheingraben (G1): Variablen, die das Modell mit der niedrigsten Devianz bilden, und jeweils zugehöriger standardisierter Effektkoeffizient EK sowie die jeweils verbleibenden Devianz des Modells nach Hinzunahme der entsprechenden Variable (Res.D) und der auf die Variable entfallende Anteil an Devianz (D). Wenn nicht anders angegeben, so wurde jeweils der Median im Kontrollgebiet verwendet. Wo der Effektkoeffizient kleiner 1 ist, ist für Vergleichszwecke der reziproke EK angegeben (in Klammern).

Variable	D	Res.D	EK	Erläuterung
(Nulldevianz)		349,8		
K-Index	41,7	308,1	3,96	Schichtung u. Feuchte
Luftdruck Bodenniveau	16,1	292,0	0,64 (1,58)	synoptischskalige Einflüsse
Konvergenzlinien (binär kodiert)	9,6	282,4	2,00	
Differenz T2m und Auslösetemperatur (LFC)	8,6	273,8	1,78	freie Konvektion
potentielle Temperatur	9,4	264,4	0,42 (2,36)	bodenn. Temperatur
Scherung Wind (6 km – 10 m ü. G.)	9,1	255,3	1,72	vertikale Windscherung
CAPE	6,3	249,0	1,74	Schichtung
Divergenz des bodenn. Windfeldes	7,6	241,4	0,65 (1,54)	Auslösemechanismus im Windfeld
Divergenz des Q-Vektors 700 hPa	4,0	237,4	0,73 (1,38)	großräumiger Hebungsantrieb
(Restdevianz)		237,4		
(gesättigtes Modell)		0,0		
Gütegrößen des Modells: Nagelkerkes Pseudo-R ² : 0.45; HSS: 0.530 POD: 0.768 FAR: 0.232 TR: 0.538				

Das höchste Pseudo-R² nach Nagelkerke als Maß für die insgesamt Güte des Modell besitzt mit 0,54 das für das Kontrollgebiet im Nordschwarzwald formulierte Modell;

Tab. 6.2: Wie Tab. 6.1, jedoch für das Kontrollgebiet im nördlichen Oberrheingraben (G2).

Variable	D	Res.D	EK	Erläuterung
(Nulldevianz)		312,9		
Konvergenzlinien (binär kodiert)	27,2	285,7	1,8	mesoskaliger Auslö- sungsprozess
Divergenz des Q-Vektors 700 hPa	16,9	268,8	0,67 (1,50)	großräumiger Hebungs- antrieb
Lifted Index	14,8	254,0	0,52 (1,91)	Schichtung
Luftdruck Bodenniveau	6,1	247,9	0,61 (1,64)	Assoziation mit synopt. Phänomenen
Scherung Wind 6 km - 10 m ü. G.	4,8	243,1	1,89	vertikale Windscherung
K-Index	4,4	238,7	3,98	Schichtung u. Feuchte
Temperaturadvektion 850 hPa	5,0	233,7	0,60 (1,67)	
potentielle Temperatur	7,7	226,0	0,52 (1,92)	bodenn. Temperatur
Tageszeit 12 bis 18 UTC (binär kodiert)	8,3	217,7	1,86	Bedeutung der Tages- gangs
Laplace Schichtdickenadvektion	6,6	211,1	0,55 (1,83)	großr. Hebungsantrieb
Divergenz des Q-Vektors 300 hPa	5,3	205,8	0,68 (1,46)	großr. Hebungsantrieb
(Restdevianz)		205,8		
(gesättigtes Modell)		0,0		
Gütegrößen des Modells: Nagelkerkes Pseudo-R ² : 0,46; HSS: 0,513 POD: 0,75 FAR: 0,25 TR: 0,484				

dies ist eine Größenordnung, die bereits als sehr gut bezeichnet werden kann (Backhaus et al., 2003). Die Modelle für die anderen Gebiete besitzen ein Pseudo-R² höher als 0,4, was noch als gut gilt: 0,43 im mittleren Neckarraum, 0,45 im mittleren Oberrheingra-

Tab. 6.3: Wie Tab. 6.1, jedoch für das Kontrollgebiet im nördlichen Schwarzwald (G3).

Variable	D	Res.D	EK	Erläuterung
(Nulldevianz)		313,1		
Lifted Index	38,2	274,9	0,50 (2,00)	Schichtung
Konvergenzlinien (binär kodiert)	15,3	259,6	2,08	mesokaliger Auslö- sungsprozess
Differenz Auslösetemperatur T2m	20,0	239,6	2,95	Bedeutung d Auslöse- temperatur
SWEAT-Index	11,9	227,7	1,62	Konvektionsindex
Tageszeit 0 bis 6 UTC (binär kodiert)	6,8	220,9	0,33 (3,07)	Bedeutung des Tagesgangs
K-Index	7,4	213,5	3,81	Schichtung u. Feuchte
Scherung Wind 6 km - 10 m ü. G.	7,7	205,8	2,14	vertikale Windsche- rung
potentielle Temperatur	6,3	199,5	0,47 (2,11)	
Tageszeit 18-24 UTC (binär kodiert)	5,2	194,3	0,56 (1,80)	Bedeutung des Tages- gangs
Bulk Richardson-Zahl	5,6	188,7	1,67	Bulk-Richardsonzahl
CIN	4,6	184,1	0,59 (1,69)	konvektive Hemmnis
(Restdevianz)		184,1		
(gesättigtes Modell)		0,0		
Gütegrößen des Modells: Nagelkerkes Pseudo-R ² : 0,54; HSS: 0,556 POD: 0,731 FAR: 0,269 TR: 0,576				

ben, 0,46 mittleren Neckarraum. Den höchsten Erklärungswert besitzt damit das Gebiet, welches orographisch am intensivsten gegliedert ist.

Für alle jeweils aufgenommenen Variablen ist der Varianzinflationsfaktor *VIF* kleiner als 1,8, d. h. es liegt keine Interkorrelation vor (nicht gezeigt). Analog dazu zeigen

Tab. 6.4: Wie Tab. 6.1, jedoch für das Kontrollgebiet im mittleren Neckarraum (G4).

Variable	D	Res.D	EK	Erläuterung
(Nulldevianz)		320,0		
Lifted Index	40,3	279,7	0,44 (2,27)	Schichtung
K-Index	12,8	266,9	7,98	Schichtung u. Feuchte
Tageszeit 00 bis 06 UTC (binär kodiert)	8,4	258,5	0,66 (1,52)	Bedeutung des Tagesganges
Inversionsstärketerm des LSI	7,5	251,0	0,55 (1,81)	Sperrschichten/ Inversionen
Konvergenzlinien (binär kodiert)	9,3	241,7	1,73	mesoskaliger Auslösungsprozess
Scherung Wind 6 km - 10 m ü. G.	7,0	234,7	1,81	vert. Windscherung
Differenz Auslösetemp. (LFC) T2m	5,3	229,4	1,83	Bedeutung d. Auslösetemperatur
Craven Index	5,6	223,8	0,64 (1,56)	Konvektionsindex
Tageszeit 12 bis 18 UTC (binär kodiert)	4,5	219,3	1,44	Bedeutung des Tagesganges
(Restdevianz)		219,3		
(gesättigtes Modell)		0,0		
Gütegrößen des Modells: Nagelkerkes Pseudo-R ² : 0,43; HSS: 0,502 POD: 0,717 FAR: 0,283 TR: 0,500				

die dazugehörigen Korrelationmatrizen keine kritischen Korrelationen zwischen jeweils zweier Größen untereinander an.

Mit den Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten von CI, die sich für die Ereignisse im COPS-Zeitraum mit den formulierten Modellen ergeben, lassen sich mit der üblicherweise gemachten Interpretation, dass eine Wahrscheinlichkeit von 0,5 auf „CI tritt ein“ und eine Wahrscheinlichkeit darunter auf „CI tritt nicht ein“ gesetzt wird, die Skill Scores (Kap. 5.1.4) berechnen. Die Heidke Skill Score-Werte (HSS) zeigen mit Werten von

0,5 und höher in allen Gebieten eine hohe Eignung der Modelle an, was die Prognosegüte betrifft. Der HSS liegt wiederum im Nordschwarzwald mit 0,54 am höchsten. Die Detektionswahrscheinlichkeit (POD) zeigt für alle Gebiete Werte über 0,7, was ebenfalls als gut zu bezeichnen ist. Die Trefferquote (TR) ist allerdings mäßig gut und hat Werte zwischen 0,48 im nördlichen Oberrheingraben und 0,58 im Nordschwarzwald. Das bedeutet, dass vorhergesagte CI-Ereignisse in hohem Maße eintreffen, jedoch in einem gewissem Anteil eintretende Ereignisse unvorhergesagt bleiben. Insgesamt sind diese Modelle also etwas zu vorsichtig bei der Vorhersage von CI-Ereignissen. Dies ist problematisch, da bei ungewarnt eintreffenden Extremwetterereignissen in der Regel mehr Schaden entsteht als bei einem Fehlalarm; daher sollte bei Ereignissen, die für die Bevölkerung von Gefahr sind, tendenziell eher zu oft gewarnt werden sollte als zu selten (DWD, 2009). Damit geht allerdings mittelfristig auch das Problem einher, dass Warnungen weniger beachtet werden, was im Ereignisfall zu größeren Schäden führt.

Nimmt man nun den Schwellenwert der Wahrscheinlichkeit als Kriterium für die Vorhersage „CI tritt ein“ nicht fest bei 0,5, sondern lässt diesen für die Suche nach ggf. besseren Werten des HSS schrittweise variieren, so ergeben sich bei einem Schwellenwert von 0,37 bzw. 0,38 in allen Kontrollgebieten höhere Werte des HSS (Tab. 6.5). Diese erreichen Werte bei ca. 0,56 bzw. im Nordschwarzwald bei 0,61. Damit ist dann ein bessere Relation zwischen gleichzeitig hohen Werten der Detektionswahrscheinlichkeit POD und der Trefferquote TR gefunden. Letztere liegt bei Werten zwischen 0,60 im nördlichen Oberrheingraben und 0,73 im Nordschwarzwald, während die Detektionswahrscheinlichkeit zwischen 0,63 im mittleren Neckarraum und 0,70 im nördlichen Oberrheingraben liegt. Zusammengefasst folgt also damit, dass unter Verwendung des angepassten Schwellenwertes eine Verbesserung der Vorhersage auf Basis der multiplen logistischen Modelle erzielt werden kann.

Jedes der entwickelten Modelle setzt sich aus neun bis elf Variablen zusammen. Abbildung 6.3 zeigt, wie die einzelnen Variablen bei Verwendung als bivariater Vorhersageparameter im logistischen Modell nur relativ gesehen kleine Werte von Pseudo- R^2 haben, im Zusammenwirken sich aber die bereits genannten hohen Werte ergeben. Die Modelle besitzen Übereinstimmungen in der Variablenzusammensetzung, aber auch Unterschiede. Nicht jede Größe, die in der bivariaten Betrachtungsweise als signifikant bezeichnet wurde, ist auch im multiplen Modell enthalten. Ursache hierfür sind Korrelationen zwischen den entsprechenden Größen. Auch Scheinkorrelationen könnten von

Tab. 6.5: Beste Werte des Heidke Skill Score (HSS) und dazugehörige Werte der Detektionswahrscheinlichkeit (POD) und Trefferquote (TR) für die logistischen Modelle der Kontrollgebiete nach Variation des Schwellenwertes der Wahrscheinlichkeit für die Vorhersage von CI.

	Schwellenwert	HSS	POD	TR
G1	0,38	0,555	0,679	0,662
G2	0,38	0,565	0,698	0,597
G3	0,38	0,610	0,676	0,727
G4	0,37	0,559	0,634	0,682

Bedeutung sein. Da die physikalischen Zusammenhänge bei der Entwicklung von hochreichender Konvektion bereits weitgehend verstanden sind und damit bekannt ist, welche Variablen beteiligt sind, lässt sich hier der Anteil an Scheinkorrelationen jedoch als gering vermuten. Eine Erläuterung der Ergebnisse und deren Interpretation erfolgt in Kapitel 7.

6.2.4 Ausreißer

Offensichtlich tragen besonders einzelne Beobachtungs-Ereignisse zu einer Begrenzung der Güte des Gesamt-Fits bei. In der Literatur sind Methoden der Ausreißerdiagnostik formuliert worden, um sie zu identifizieren. Ein gängiges Verfahren basiert auf der Berechnung der standardisierten (d. h. gewichteten) Residuen Res_k , die sogen. Pearson-Residuen:

$$Res_k = \frac{y_k - p(y_k = 1)}{\sqrt{p(y_k = 1) \cdot (1 - p(y_k = 1))}} \quad [6.16]$$

(Sachs, 2004; Backhaus et al., 2003). Eine große Abweichung (Fehler) zwischen vorhergesagter Wahrscheinlichkeit und eingetroffenem Ereignis im Zähler bei gleichzeitig kleinem Wert im Nenner führt dabei zu einem hohen Wert von Res_k . Werte, die über das Intervall zwischen -1 und +1 hinausgehen, weisen darauf hin, dass das entsprechende Ereignis fehlerklassifiziert wurde. Allgemein sind die damit assoziierten Ereignisse dann entweder atypisch in ihrem Verhalten (d. h. entstammen sie einer anderen Grundgesamt-

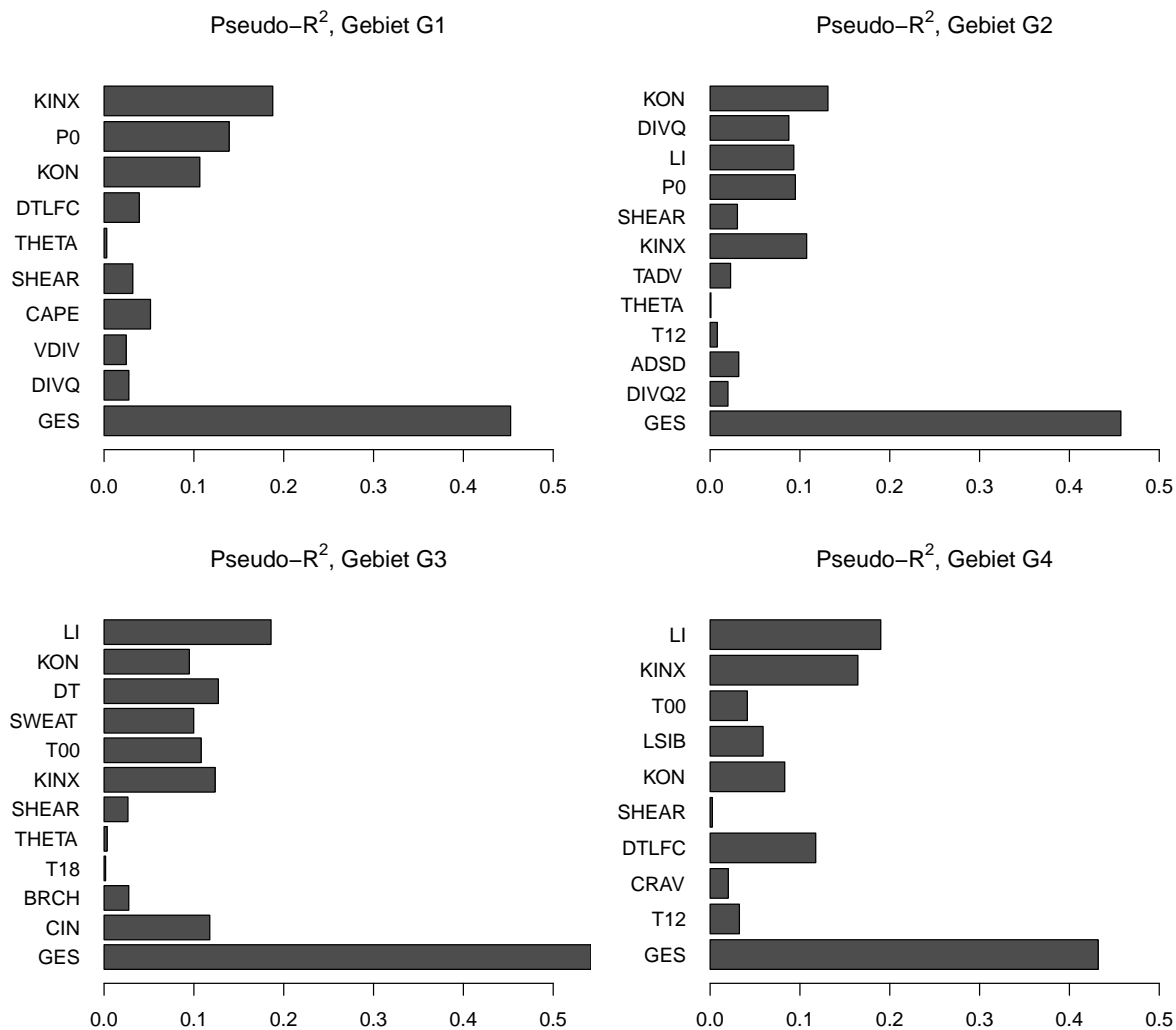


Abb. 6.3: Histogramme mit den Werten des Nagelkerkes Pseudo-R² für die vier Kontrollgebiete.

Dargestellt sind hierbei die zu bivariaten Betrachtungen gehörenden Werte der verschiedenen Größen und deren Pseudo-R²-Wert für das Zusammenwirken im logistischen Modell, unterster Balken (GES). Die Abkürzungen bedeuten dabei: ADSD: differentielle Schichtdickenadvektion, BRCH: Bulk Richardson-Zahl, CRAV: Craven Index, DIVQ: Divergenz des Q-Vektors auf 700 hPa, DIVQ2: Divergenz des Q-Vektors auf 300 hPa, DT: Differenz Temperatur und Auslösetemperatur 2 m (bezogen auf KKN), DTLFC: Differenz Temperatur und Auslösetemperatur 2 m (bezogen NFK), KINX: K-Index, P0: Luftdruck bodennah, KON: Konvergenzlinien, LI: Lifted Index, LSIB: Inversionsstärketerm des Lid Strength Index, SHEAR: vertikale Windscherung (6 km zu 10 m über Grund), T00: Tageszeit 00 UTC bis 06 UTC, T12: Tageszeit 12 UTC bis 18 UTC, T18: Tageszeit 18 UTC bis 00 UTC, TADV: Temperaturadvektion 850 hPa, THETA: potentielle Temperatur in 2 m über Grund, VDIV: Divergenz des horizontalen 10 m-Windfeldes.

heit als die restlichen Ereignisse), oder es wurden wichtige Faktoren in der Modellbildung nicht erfasst.

Für die an die CI-Ereignisse in den Kontrollgebieten angepassten Modelle zeigt sich (Abb. 6.4), dass einige Ereignissen solche Ausreißer darstellen. Dabei tritt eine größere Zahl an positiven Werten auf, d. h. Ereignisse, für die das Modell kein Auftreten von CI vorhersagt (kleine Werte von $p(y_k = 1)$), in der Realität aber CI stattfand ($y_k = 1$).

Das Auftreten dieser Ausreißer ist allerdings nicht unplausibel und weist nicht unbedingt darauf hin, dass bedeutende Faktoren in der Modellformulierung fehlen; denn vielmehr liegen in den Daten naturgemäß Einflüsse und Unschärfen, die den Zusammenhang in dieser Betrachtung verwischen. Diese sind etwa: Unschärfe bei der Ableitung der CI-Ereignisse von den Radardaten (Qualität der Radardaten, Vereinfachungen im Zellverfolgungsalgorithmus, Definition einer CI, Verschlechterung der Korrelationen durch auftretende Konvektionszellen, welche in ihrer Radarreflektivität schwächer sind als das vom Zellverfolgungsalgorithmus verwendete Verfahren), Einfluss der Länge des verwendeten Zeitintervalls, durch das die Sichtbarkeit des Wirkzusammenhangs zwischen den meteorologischen Parametern und dem Auftreten von CI verwischt sein kann (zeitliche Variabilität der Parameter zwischen Modelltermin und Auftreten der CI), Unschärfe der Modelldaten (begrenzte Nachbildung der Orographie im Rahmen der Modellauflösung) sowie Fälle, in denen im Modell Konvektion später stattfand als in der Realität (z. B. wirksamer Antrieb um 12 UTC im Modell angezeigt, während CI schon um 11 UTC stattfand, womit die Bewertung lautet: Zeitraum 1 niedriges CI-Potenzial, aber dennoch CI; Zeitraum 2: hohes CI-Potenzial, aber keine CI, da bereits stattgefunden).

Insgesamt ist das Ergebnis als gut zu bezeichnen, wie im vorhergehenden Kapitel bereits festgestellt worden ist.

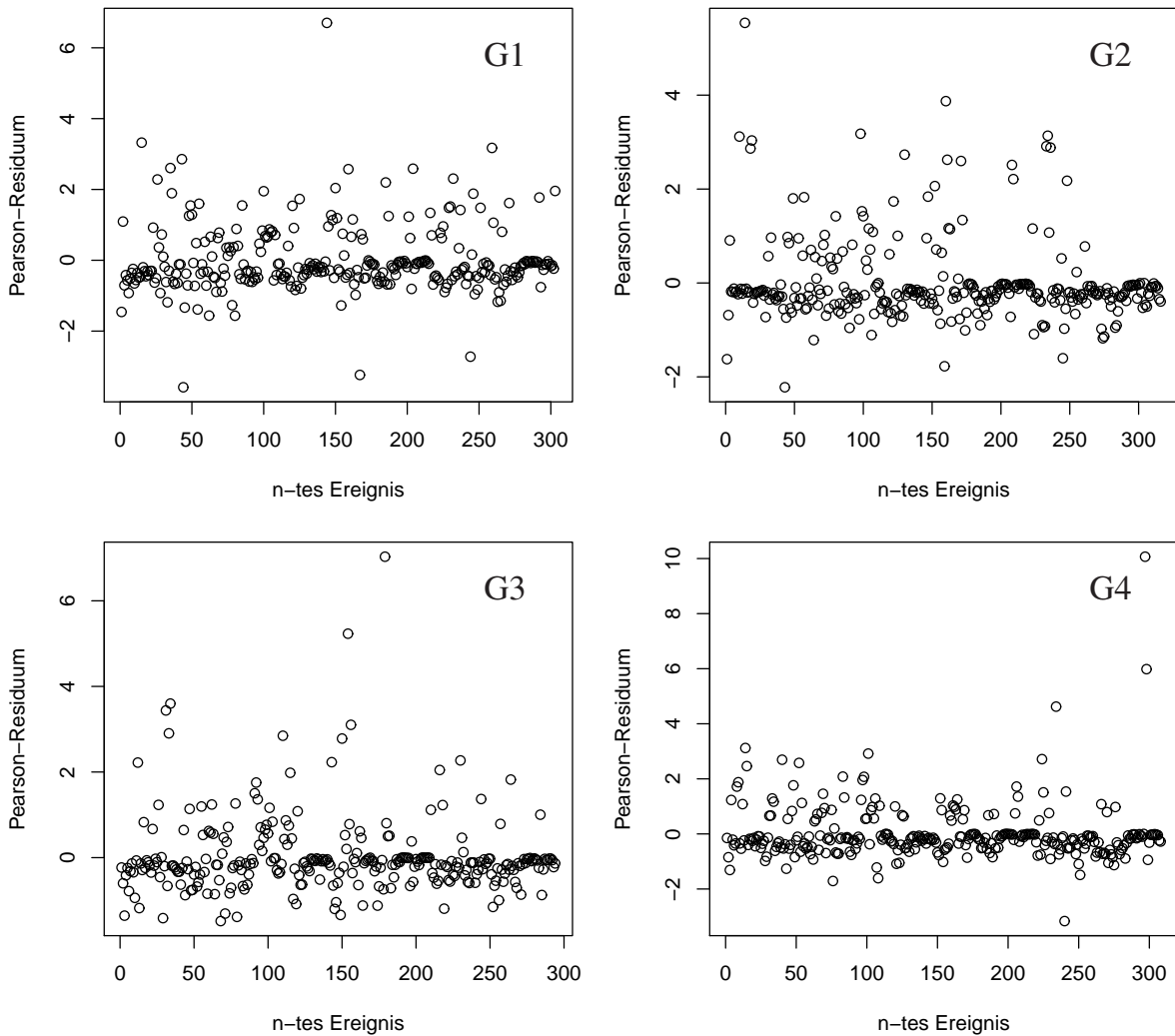


Abb. 6.4: Standardisierte Residuen (Pearson-Residuen) für die n im Rahmen der Studie verwendeten CI-Ereignisse des COPS-Zeitraums für die vier Kontrollgebiete, G1 (links oben), G2 (rechts oben), G3 (links unten), G4 (rechts unten). Die Abszisse stellt die Ordnungszahl der Ereignisse dar.

7 Ergebnisse und Interpretation der statistischen Betrachtung

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der beiden statistischen Betrachtungen (Kap. 5 und 6) betrachtet und interpretiert.

Neben den im Kapitel 6 in der multiplen Betrachtung genannten Kombinationen von Parametern, die das beste multiple logistische Modell für die Vorhersage von CI bilden, sind auch andere Kombinationen möglich – allerdings besitzen diese eine niedrigere Prognosegüte. In jedes der multiplen Modelle gingen erwartungsgemäß Größen ein, welche die Instabilität der Schichtung beschreiben. Interessanterweise findet sich aus der Menge der betrachteten Konvektionsparameter in jedem Modell der K-Index wieder, ein Parameter, der mit relativ wenigen Stützwerten von Temperatur und Taupunkt (auf drei Höhenniveaus: 500 hPa, 700 hPa, 850 hPa) auskommt. Auch der Lifted Index ist in den Gebieten jeweils in das Modell aufgenommen, abgesehen von Gebiet G1, wo jedoch die CAPE dabei ist. Lifted Index und CAPE sind in ihrer Definition in gewisser Weise ähnlich, beide basieren auf dem Konzept der latenten Labilität (Kap. 2.3.5), und die bodennahen Temperaturen sowie der Temperaturverlauf eines angenommenen aufsteigenden Luftpakets (siehe Paket-Modell, Kap. 2.3.3) gehen explizit in die Betrachtung ein. Als weitere Konvektionsparameter zeigt das Modell in G3 den SWEAT-Index und die Bulk Richardson-Zahl und das Modell in G4 den CRAVEN-Index. Diese drei Indizes zeichnen aus, dass sie neben der vertikalen Schichtung (Bulk Richardson-Zahl und CRAVEN beinhalten die CAPE) auch auf der Windscherung basieren. Zwischen diesen Größen bestehen keine kritische Korrelationen, welche ihre gleichzeitige Verwendung im Modell ausschließen würde. In der bivariaten Betrachtung hatten noch weitere Konvektionsparameter eine gute Prognosegüte gezeigt (etwa Soaring Index, Schichtungs-term des Lid Strength-Index, Cross Totals Index, Totals Totals Index). Dass sie hier nicht erschienen, liegt nicht daran, dass sie im multiplen Modell keinen Beitrag zur Vorhersage von CI leisten könnten, sondern dass die anderen aufgenommen Parameter, mit welchen sie korreliert sind, diesen Beitrag besser leisten. D. h. ihre Bedeutung tritt im Zusammenwirken mit den anderen Parametern zurück.

Der K-Index zeigt mit Werten bei 8,0 im mittleren Neckarraum und mit Werten um 4,0 in den anderen Gebieten sehr hohe Effektkoeffizienten EK, d. h. er gibt einen starken Beitrag auf die Vorhersage von CI. Der EK für die anderen genannten Konvektionsparameter liegt zwischen 1,6 und 2,3 (bei Lifted Index Betrachtung des Kehrwertes des EK, siehe Kap.6), d. h. der direkte Einfluss ist geringer als der des K-Index. Die Bedeutung der Konvektionsindizes zeigt sich auch daran, dass ein hoher Anteil an erklärter Devianz mit 53,1 % im Nordschwarzwald, 58,7 % im mittleren Neckarraum und 48,0 % im mittleren Oberrheingraben auf diese entfällt; im nördlichen Oberrheingraben allerdings sind es lediglich 19,2 %.

Ansonsten sind die Einflüsse der Variablen recht ausgewogen, denn sie liegen alle im gleichen Größenbereich zwischen 1,4 und 2,1 (bei positiver Verknüpfung) bzw. zwischen 0,3 und 0,7 (bei negativer Verknüpfung). Lediglich der Effektkoeffizient für die Differenz der bodennahen Temperatur zur Auslösetemperatur hat im Nordschwarzwald mit ca. 3 noch einen stärkeren Einfluss.

Die bivariate Betrachtung hat gezeigt, dass für alle Gebiete die Stärke von Inversionen (auch Isothermien) von Bedeutung ist (Kap. 5.5); denn die damit verbundenen Inversionen können Sperrschichten darstellen, welche die Auslösung von hochreichender Konvektion effektiv unterbinden können, selbst wenn ein hohes Gewitterpotenzial vorliegt. Im multiplen Modell ist die Inversionsstärke noch in den orographisch gegliederten Gebieten sichtbar (Inversionsmächtigkeits-Term des LSI in G4 und CIN in G3).

So sind offensichtlich für die Auslösung von hochreichender Konvektion unter anderem Prozesse wichtig, die diese Inversionen abzubauen vermögen. Als ein solcher Prozess zeigen sich großräumige Hebungsantriebe in den Gebieten im Oberrheingraben als bedeutsam, hier ist die Q-Vektor-Divergenz auf 700 hPa im multiplen Modell enthalten, in G3 zusätzlich die auf 300 hPa sowie maximierte Schichtdickenadvektion. In den anderen Gebieten zeigt sich dies nicht. Das Ergebnis deckt sich mit der entsprechenden bivariaten Betrachtung dieser Größen, entsprechend war dieses Ergebnis bereits in Kap. 5.5 besprochen worden.

Da die Wirkung großräumiger Hebungsprozesse vor allem in der Modifizierung der Schichtung und dem Abbau von Inversionen liegt, müssen in den orographisch gegliederten Gebieten entsprechend andere Mechanismen von Bedeutung sein. Für die Gebiete G3 und G4, aber auch für G2 kommt hier unter anderem Kaltluftadvektion im Bereich der unteren Troposphäre in Betracht, wie sich in der bivariaten Betrachtungsweise

bereits in einer negativen Korrelation mit der Temperaturadvektion auf dem 850 hPa-Niveau gezeigt hatte. Im multiplen Modell ist die Temperaturadvektion lediglich in G2 sichtbar, woraus sich schließen lässt, dass dies nicht der Hauptprozess ist, der die Inversionen in den orographisch gegliederten Gebieten abbaut.

Ein weiterer Faktor ist die Nähe der bodennahen Temperatur zur Auslösetemperatur. In Kapitel 5.5 war schon gezeigt worden, dass in den Kontrollgebieten – abgesehen von G2 – eine Korrelation mit der Auslösetemperaturdifferenz ΔT existiert. Außerdem hatte sich gezeigt, dass bei CI-Ereignissen in den orographisch gegliederten Gebieten im Mittel die bodennahe Temperatur deutlich näher an der Auslösetemperatur lag als in den beiden Oberrhein-Gebieten. Daraus lässt sich ableiten, dass in diesen Gebieten in mehr Fällen von CI die Auslösetemperatur überschritten war. Unter diesen Bedingungen konnten Luftpakete die Inversionen überwinden, ohne dass ein weiterer Auslösemechanismus nötig war. Im Übrigen sind auch im multiplen Modell für die orographisch gegliederten Gebiete sowie Gebiet G1 ΔT aufgenommen. Im nördlichen Oberrheingraben zeigte sich ΔT nicht als bedeutsam (weder in der bivariaten Betrachtung, noch im multiplen Modell).

Daneben fand sich in den orographischen Gebieten ein schon in der bivariaten Betrachtungsweise deutlich sichtbarer Einfluss der Tageszeit. In den Gebieten G3 und G4 ist für die Nacht (00 bis 06 UTC) eine negative Korrelation zu sehen; auch im multiplen Modell zeigt sich, dass dieser Zeitraum das Wahrscheinlichkeitsverhältnis für CI in den genannten Gebieten verringert. Gleichzeitig ist bivariat in den genannten Gebieten die Tageszeit 12 bis 18 UTC von Bedeutung für CI – in diesem Zeitraum ist die Wahrscheinlichkeit für CI erhöht. Im multiplen Modell ist in G3 zusätzlich der Zeitraum 18 bis 24 UTC als ungünstig für CI ausgewiesen. Parallel dazu hatte sich in diesen Gebieten und nur dort eine bivariate Verknüpfung mit der solaren Einstrahlung gezeigt. Gleichzeitig hatte sich gezeigt, dass es in diesen beiden Gebieten im Mittel wärmer war als in den Gebieten im Oberrheingraben. Daran lässt sich die Wirkung eines weiteren Mechanismus sehen, der in diesen Gebieten wirksam ist, um Inversionen abzubauen: orographische Effekte, die durch die Sonneneinstrahlung verursacht sind und damit einen Tagesgang aufweisen. So führen etwa orographisch ausgelöste Konvergenzlinien zu örtlich begrenzten Hebungsgebieten. Sie sind im verwendeten numerischen Wettermodell wegen der Gitterweite nicht direkt auflösbar, so dass sie sich nicht direkt bei der Betrachtung der Windkonvergenz auf Basis der Modelldaten bivariat mit CI in Verbindung

setzen ließen (Kap. 5.5). Ein weiterer Effekt besteht in kräftigen lokalen Aufwinden, die sich an Strahlungstagen an örtlich aufgrund einer günstigen sonnenzugewandten Ausrichtung kräftig erwärmten Hängen ausbilden und so warm sind, dass sie die Inversionen überwinden können.

Von den genannten Konvergenzlinien unterschieden werden sollen die auf größerer Skala, der Meso-Skala, liegenden Konvergenzlinien. Diese zeigen sich in allen Kontrollgebieten als Auslösemechanismus für CI als bedeutsam und können von einem numerischen Wettermodell von der Skala des COSMO-EU grundsätzlich erfasst werden. Die dummykodierte Variable für diese Konvergenzlinien ist auch in die multiplen Modelle eingegangen. Offensichtlich werden diese Effekte nicht durch die anderen betrachteten Faktoren vollständig miterfasst, was grundsätzlich denkbar wäre.

In allen Gebieten ist die vertikale Windscherung von Bedeutung für CI. Laut Theorie der Wirkungsmechanismen in Konvektionszellen (Houze, 1993) ist das Vorhandensein einer Windscherung wichtig für die Entwicklung von Multizellengewittern. Offensichtlich ist das die Klasse von Gewittern, die stark genug werden, um entsprechend des Algorithmus für die Detektion von CI-Ereignissen erfasst zu werden. Anhand der Effektkoeffizienten lässt sich formulieren, dass der Einfluss der vertikalen Windscherung auf das Chancenverhältnis für ein CI-Ereignis in der Größenordnung in allen Kontrollgebieten ungefähr gleich groß ist.

Nun sei noch die Frage diskutiert, was CI im Gebiet im mittleren Oberrheingraben begünstigt gegenüber dem Kontrollgebiet im nördlichen Oberrheingraben, wo deutlich seltener Konvektionszellen auftraten und ausgelöst wurden. Zunächst ist beiden gemeinsam, dass sich kein Tagesgang der CI in der Deutlichkeit zeigt, wie es bei den anderen Gebieten der Fall war. Bei den Oberrheingraben-Gebieten ist im multiplen Modell der Bodendruck als bedeutsam dabei. Beides deutet darauf hin, dass hier synoptische Effekte von großer Bedeutung für CI sind. Dies zeigte sich für das Gebiet im mittleren Oberrheingraben deutlich auch daran, dass ein nächtliches Maximum des Auftretens und Auslösens von hochreichender Konvektion sichtbar ist. Im mittleren Oberrheingraben ist – laut dem multiplen Modell wie auch in der bivariaten Betrachtung gesehen – die Divergenz des bodennahen Windfeldes ein wichtiger Faktor für die Auslösung von CI. Diese bodennahe Konvergenz lässt sich durch die besondere Konfiguration dieses Gebiets erklären, welches im Oberrheingraben an einer Stelle liegt, die durch die im Westen und damit in der Hauptwindrichtung liegende Zaberner Senke offen ist. Es lässt sich

oftmals beobachten, dass Konvektionszellen durch die Zaberner Senke zwischen Oberrheingraben und Vogesen ziehen und dann den mittleren Oberrheingraben erreichen. Außerdem kommt es am Schnittpunkt zwischen der durch diese Senke von Westen her einströmende Luft und bodennah von Südwesten aufgrund des Kanalisierungseffektes des Oberrheingrabens heranströmenden Winden zu Konvergenz, die augenscheinlich an dieser Stelle einen bedeutenden Auslösemechanismus darstellen. Diese angesprochene Konvergenz wirkt offensichtlich häufig als ein Auslöseprozess für Konvektionszellen, die dann gegen den Westhang des Nordschwarzwaldes ziehen und dort schließlich an Intensität verlieren, noch bevor sie den Kamm des Nordschwarzwaldes erreicht haben.

Für die hohe Zahl von detektierter Konvektionszellen im Gebiet G1 muss es allerdings noch einen weiteren Effekt geben, denn sonst ließe sich nicht erklären, warum auch weiter südlich des Eingangs der Zaberner Senke eine große Zahl von Konvektionszellen und CIs aufgetreten war. Eine plausible Erklärung ist die, dass unter entsprechenden Wetterbedingungen von Süden her feuchtwarme Luft den Oberrheingraben entlang fließt, die durch die Burgundische Pforte (südwestlich von Freiburg) in das Rheintal Eingang gefunden hat. Wenn nun gleichzeitig in größerer Höhe relativ trockene, kühlere Luft von Westen heranströmt, entsteht dadurch eine Situation potentieller Instabilität (Kap. 2.3.5). Diese kann dann im Rheintal durch Einwirkung von Hebungsprozessen ausgelöst werden. Für den nördlichen Oberrheingraben spielt dieser Effekt keine bedeutende Rolle mehr. Für das niederschlagbare Wasser zeigt sich bivariat in allen Gebieten eine signifikante Verknüpfung mit CI. Am größten war diese Korrelation im mittleren Oberrheingraben, außerdem war hier auch die bodennahe Feuchte bivariat mit CI korreliert. Dies stützt das zuvor Gesagte.

Interessant ist, dass die bodennahe potentielle Temperatur in drei Gebieten in das multiple Modell eingeht. Der Effektkoeffizient ist jeweils negativ, woraus sich die Aussage ergibt, dass niedrige Werte CI begünstigen. Offensichtlich wird hier indirekt ein Wirkmechanismus für CI sichtbar, der mit relativ niedrigen Temperaturen einher geht. Ein direkter förderlicher Einfluss von bodennahen kühleren Temperaturen auf CI ist nicht plausibel (Kap. 5.5). In einem Zwischenergebnis der Modellbildung war der Inversionsstärketerm des LSI in allen Gebieten dabei gewesen. Die Hinzunahme der potentiellen Temperatur schloss aufgrund einer Korrelation mit diesem Term die weitere Verwendung des Inversionsstärketerms allerdings aus. In Gebiet G4 gilt dies nicht, womit dort

auch der Inversionsstärketerm im Modell verblieb. Offenbar handelt es sich also bei der potentiellen Temperatur um eine Scheinkorrelation.

Der Feuchtegehalt der bodennahen Luftschichten ist in den gefundenen multiplen Modellformulierungen nicht direkt enthalten, wird aber im K-Index beschrieben und somit indirekt berücksichtigt.

Verwendung von Radiosondendaten anstelle von Modelldaten

Nach der vorhergehenden Betrachtung stellt sich die Frage, ob sich bei Verwendung von Radiosondendaten andere Ergebnisse einstellen als mit den Modelldaten als Basis. In Kap. 5.2 waren bereits die Unterschiede zwischen der Radiosondenstation in Heselbach und dem entsprechenden Modell-Gitterpunkt erläutert worden. Dabei hatten sich deutliche systematische Abweichungen in den verwendeten Größen (potentielle Temperatur, spezifische Feuchte, Windgeschwindigkeit und -richtung) nur in den unteren, bodennahen Schichten gefunden. Mittlere quadratische Abweichungen jedoch zeigten sich auch in höheren Niveaus.

Wirken sich diese Unterschiede auf die berechneten statistischen Zusammenhangsmaße zwischen CI und den betrachteten Größen aus und wenn ja, wie stark? Der einzige über den gesamten COPS-Zeitraum vollständige Datensatz mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden liegt für die Radiosondenstation Heselbach vor; auf der Basis dieser Daten ließ sich ein Vergleich mit den bereits diskutierten Ergebnissen für das Kontrollgebiet G3 (nördlicher Schwarzwald) durchführen (Tab. 7.1). Dabei wurden den für die Radiosondendatensätze berechneten Werten jeweils die für den im Kontrollgebiet auftretenden Median gegenübergestellt.

Bei der (nicht signifikanten) Verknüpfung zwischen CI und bodennaher potentiellen Temperatur sowie der spezifischen Feuchte zeigten sich keine Unterschiede. Ebenfalls fand sich eine analoge Verknüpfung beim niederschlagbaren Wasser. Die meisten im Rahmen dieser Studie untersuchten Konvektionsparameter sind auf der Basis von Modelldaten besser mit CI korreliert als jene mit den Radiosondendaten als Basis. Dies ist etwa beim K-Index, Showalter-Index, TT-Index, Soaring Index (nicht gezeigt), CAPE und dem Lifted Index der Fall (Tab. 7.1). Bei den beiden letztgenannten Größen, welche explizit die bodennahen Temperaturen mit in die Abschätzung des Konvektionspotenzi-

Tab. 7.1: Rangkorrelationskoeffizienten zwischen CI und verschiedenen Größen, berechnet auf der Basis von Radiosondendaten an der COPS-Station Heselbach. Kodierte Signifikanzniveaus: (**): 0,05 (*):0,10 (-): nicht signifikant.

Größe	Modelldaten	Radiosondendaten
pot. Temperatur	0,014 (-)	-0,072 (-)
ML pot. Temp.	-0,122 (**)	-0,133 (**)
spez. Feuchte	0,005 (-)	-0,003 (-)
niedersch. Wasser	0,102 (**)	0,108 (**)
CAPE	0,285 (**)	0,259 (**)
ML-CAPE	0,260 (**)	0,213 (**)
Lifted Index	-0,337 (**)	-0,254 (**)
ML-Lifted Index	-0,271 (**)	-0,244 (**)
CIN	-0,300 (**)	-0,257 (**)
ML-CIN	-0,256 (**)	-0,201 (**)
Inversionsstärketerm d. LSI	-0,280 (**)	-0,298 (**)
ΔT	0,254 (**)	0,263 (**)
ML- ΔT	0,214 (**)	0,253 (**)
Scherung 0-3	0,200 (**)	0,202 (**)
DIR Scherung 0-3	-0,146 (**)	-0,134 (**)
Scherung 0-6	0,131 (**)	0,145 (**)
DIR Scherung 0-6	-0,122 (**)	-0,196 (**)

als aufnehmen, ist das Ergebnis bemerkenswert. Auch beim Schichtungsterm des LSI, welcher dem Lifted Index ähnlich formuliert ist, sind die Modelldaten besser verknüpft mit CI (nicht gezeigt).

Beim Inversionsstärketerm des LSI allerdings ist die Korrelation mit CI, abgeleitet von in situ-Daten etwas größer. Dies ist plausibel, da bei Radiosondendaten die räumliche vertikale Auflösung höher ist als bei den Modelldaten und damit Inversionen detaillierter dargestellt sind. Ebenfalls etwas höher ist die Korrelation für Radiosondendaten bei der Temperaturdifferenz ΔT zwischen der bodennahen Temperatur und der Auslösetemperatur (R_R :0,263 gegenüber 0,254). Noch deutlicher ist dieser Unterschied, wenn

diese Größe für die Mischungsschicht betrachtet wird ($R_R:0,253$ gegenüber $0,214$). Der Grund dafür ist vermutlich auch hier in den besser dargestellten Inversionen zu sehen.

Die Scherung zwischen dem bodennahen Wind und dem Wind auf 3 km ist für beide Datenbasen gleich ($R_R: 0,20$ für den Windbetrag und ca. $-0,14$ für die Windrichtung). Betrachtet man allerdings die Windänderung bis 6 km über Grund, so zeigen die Radiosondendaten sich etwas (Änderung des Windbetrages: $0,145$ und $0,131$) bis deutlich stärker (Richtungsänderung: $-0,196$ und $-0,122$) mit CI verknüpft.

Weiter stellt sich die Frage: Sind für Radiosondendaten die Parameter, wenn man sie auf der Basis der Mittelschicht statt unter Verwendung der Daten von 2 m über Grund berechnet, repräsentativer, d. h. besser verknüpft mit CI? Auf Basis dieser Untersuchung gilt dies für keine der Größen CAPE, Lifted Index, CIN oder ΔT , obwohl man es bei diesen vermuten könnte.

Das am besten an die Daten angepasste multiple logistische Modell stimmt überraschend gut mit dem auf den Modelldaten basierenden überein (vgl. Tab. 7.2 mit Tab. 6.3). Das Nagelkerke's R^2 beträgt $0,53$ und stimmt überein mit dem des multiplen Modells auf Basis der Modelldaten, auch der HSS unterscheidet sich mit $0,564$ nur wenig (HSS: $0,556$), was in einer um wenig höhere Detektionsrate sichtbar wird. Die ins Modell aufgenommenen Variablen sind im Wesentlichen die gleichen; der einzige Unterschied liegt darin, dass hier die CIN nicht signifikant in das Modell eingeht. Im Modell ist für die potentielle Temperatur der ML-Wert aufgenommen. Interessant ist hier der größere inverse Effektkoeffizient für den Lifted Index und die potentielle Temperatur.

Insgesamt also zeigte sich das überraschende Ergebnis, dass die Verwendung von Radiosondendaten kaum Unterschiede gegenüber den verwendeten Daten von Assimilationsanalysen des COSMO-EU bringt, zumindest was die Verwendung des Medians im Kontrollgebiet betrifft. Der Effekt des Mitdriftens der Radiosonden spielt offensichtlich für die Diskussion von CI keine große Rolle. Für eine noch belastbarere Aussage müssten weitere zeitlich vollständige Datenreihen von Radiosondenaufstiegen vorliegen. Das Ergebnis zeigt, dass die Verwendung von Modelldaten im Rahmen dieser Studie definitiv gerechtfertigt ist.

Tab. 7.2: Wie Tab. 6.1, jedoch für das Kontrollgebiet im nördlichen Schwarzwald (G3) und berechnet auf der Basis von Radiosondendaten.

Variable	D	Res.D	EK	Erläuterung
(Nulldevianz)		313,1		
Differenz Auslösetemperatur T2m	21,3	291,9	1,37	Bedeutung der Auslösetemperatur
Konvergenzlinien (binär kodiert)	28,5	263,4	2,04	mesoskaliger Auslöseprozess
SWEAT-Index	16,2	247,2	1,51	Konvektionsindex
Tageszeit 0 bis 6 UTC (binär kodiert)	8,8	238,4	0,33 (3,04)	Bedeutung d. Tagesgangs
K-Index	7,2	231,2	2,60	Schichtung u. Feuchte
potentielle Temperatur (ML)	10,2	221,0	0,23 (4,32)	
Bulk Richardson-Zahl	7,2	213,8	2,08	Bulk-Richardsonzahl
Scherung Wind 6 km - 10 m ü. G.	8,4	205,4	2,44	vertikale Windscherung
Lifted Index	10,1	195,2	0,26 (3,78)	Schichtung
Tageszeit 18-24 UTC (binär kodiert)	7,9	187,3	0,57 (1,75)	Bedeutung d. Tagesgangs
(Restdevianz)		187,3		
(gesättigtes Modell)		0,0		
Gütegrößen des Modells: Nagelkerkes Pseudo-R ² : 0,53; HSS: 0,564 POD: 0,745 FAR: 0,255 TR: 0,576				

8 Fallstudie zur Konvektionsauslösung und Modellvergleich

Einleitung

Wie die in den letzten Kapiteln vorgestellte statistische Auswertung zeigt, wird die Auslösung hochreichender Konvektion durch eine Anzahl unterschiedlicher Prozesse bestimmt. Diese finden auf unterschiedlichen meteorologischen Skalen statt. Dabei spielen Phänomene auf der ganzen Breite der Skalen eine Rolle, von der großräumigen Skala, der Makroskala (atmosphärische Wellen) bis zur Mikro-Skala (Grenzschichtphänomene, Thermik, kleinräumige Turbulenz). Der Begriff der meteorologischen Skala wurde bereits in Kapitel 2 erläutert. Auf Orlandi (2005) geht eine Verfeinerung der Skalen zurück (Tab. 8.1).

Charakteristisch für viele Fälle von CI ist das Zusammenwirken mehrerer dieser Prozesse und damit auch unterschiedlicher Skalen. Dies wurde in der statistischen Auswertung bereits deutlich. Durch den Bezug auf einen längeren Zeitraum kommen hier aller-

Tab. 8.1: Die verfeinerte, in der Meteorologie verwendete Skala jeweils mit Beispielen zu den Phänomenen (nach Orlandi, 1975).

Skala	Ausdehnung	Beispiele
Makro- β	>2000 km	barokline Wellen, Hoch- und Tiefdruckgebiete
Meso- α	200–2000 km	Fronten, tropische Zyklonen, Jet Stream
Meso- β	20–200 km	Berg- und Talwind, Land-See-Zirkulation, mesoskalige mesoskalige konv. Systeme
Meso- γ	2 km–20 km	Gewitterzellen, Stadteffekte, Böenfronten
Mikro- α	200 m–2 km	Konvektion, Tornados
Mikro- β	20 m–200 m	Staubtromben, Thermik
Mikro- γ	0–20 m	kleinräumige Turbulenz

dings nur die wichtigeren bzw. häufig auftretenden Interaktionen zum Vorschein. Dies resultiert zusammen mit anderen Gründen in einer signifikanten unerklärten Devianz der Modelle. Daher sind für den Erkenntnisgewinn auch ergänzend konkrete Fallstudien bedeutend. Der 20.07.2007, einer der Intensiv-Operationstage der COPS-Kampagne (IOP 9c), stellt einen interessanten Fall dar, da hier die Interaktion mehrerer Faktoren die Auslösung und Entwicklung von hochreichender Konvektion bestimmte. Er wird im Folgenden betrachtet. Dabei prägte die besondere Relief-Konfiguration des südwestdeutschen Mittelgebirgsraums die Entwicklung deutlich. An diesem Tag, der im COPS-Operationsplan (Wulfmeyer und Barthlott, 2007) als Tag der Kategorie „erzwungene Hebung“ kategorisiert wurde, kam es im COPS-Gebiet in der Mittagszeit zur Auslösung von hochreichender Konvektion. Im Raum Stuttgart traten warnrelevante Niederschlagsmengen der Kategorie Starkregen von mehr als 15 mm pro 1 Stunde auf, außerdem kam es mit den auftretenden Gewittern im COPS-Gebiet örtlich zu starken Windböen.

Über diesen Tag und die Konvektionsentwicklung im COPS-Gebiet wurde bereits von Kottmeier et al. (2008) und ausführlicher – unter Beteiligung des Autors der vorliegenden Studie – von Corsmeier et al. (2011) publiziert. Ergänzend zu den darin vorgestellten Untersuchungsergebnissen wird im Folgenden nach einer Zusammenfassung der Entwicklung hochreichender Konvektion diese mit der entsprechenden operationellen COSMO-DE-Modell-Simulation (Auflösung 2,8 km) verglichen. Darüber hinaus werden für diesen Tag – als beispielhafte Anwendung der Ergebnisse des ersten Teils – die Vorhersagen der in Kapitel 6 entwickelten logistischen Modelle analysiert, d. h. die Wahrscheinlichkeit für CI wird in den Kontrollgebieten auf der Basis der vorliegenden Daten explizit formuliert.

In dem untersuchten Fall weicht die Entwicklung von hochreichender Konvektion im Nordschwarzwaldgebiet im Modell von der realen Entwicklung nicht unwesentlich ab. Der Vergleich zwischen der realen Entwicklung und der Modellsimulation verdeutlicht die Bedeutung der in der Realität stattgefundenen Auslösemechanismen, insbesondere die Bedeutung der Böenfront. Ähnliche Studien im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum wurden von Barthlott et al. (2006), die eine Analyse eines Konvektionstags im Juni 2002 mit einem Modellvergleich (LM des DWD mit 10 km und mit 2,8 km Auflösung) durchführten, sowie von Groenemeijer et al. (2009) als Prozessstudie über ein konvektives Gewittercluster über dem Nordschwarzwald vorgelegt.

8.1 Auslösung und Entwicklung hochreichender Konvektion am 20. Juli 2007

Wetterlage

An diesem Tag befand sich im Geopotentialfeld der mittleren und hohen Troposphäre ein Langwellentrog über dem Ostatlantik (Abb. 8.1), der sich langsam ostwärts in Richtung des europäischen Kontinents verlagerte. Ein darin eingebetteter flacher Kurzwellentrog, der sich um 00 UTC noch mit seiner Achse über der Iberischen Halbinsel befand, schwenkte in nordöstliche Richtung rasch durch und lag 24 Stunden später bereits über der Nordsee. Positive differentielle Vorticityadvektion auf seiner Vorderseite und die damit verbundene Divergenz in der Höhe führten in der ersten Tageshälfte über Frankreich zu großräumiger Hebung. Damit entwickelte sich dort ein flaches Tief, das sich mit dem Durchschwenken im Tagesverlauf nach Deutschland verlagerte (Abb. 8.2). Dabei befand sich Deutschland zunächst noch unter einem nach Osten hin flachen Langwellenrücken, der sich bis zum Ural erstreckte. Dieser wanderte im Tagesverlauf nach Osten ab, und Deutschland lag bereits am Nachmittag rückseitig seiner Achse. Mit dem Herannahen des Troges stellte sich am Vormittag eine südwestliche Strömung ein, und eine deutlich kühlere Luftmasse gelangte nach Deutschland. Über dem COPS-Gebiet nahm im Tagesverlauf die Temperatur auf 850 hPa-Fläche von 16 °C auf ca. 10 °C ab. In der Nacht auf den 20.07.2007 erstreckte sich ein Frontenzug von Spanien über Frankreich und Deutschland hinweg bis weit nach Osteuropa (Abb. 8.2.a). Im Zuge des Druckfalls über Frankreich am Morgen war es an der Front zu einer Wellenbildung gekommen. Infolgedessen passierte in der Mittagszeit eine Kaltfront die Südhälfte Deutschlands und damit auch das COPS-Gebiet (Abb. 8.2.b und c). Das zu diesem Zeitpunkt diffluente Strömungsfeld wirkte auf die Kaltfront, die eine isobarensenkrechte Ausrichtung hatte, frontogenetisch, und damit hatte sich an der Front eine thermisch direkte Quercirkulation ausgebildet (Kap. 8.2). Vor dieser Kaltfront wurde im 12 UTC-Termin vom synoptischen Routinedienst des DWD eine Konvergenzlinie mit frontparalleler Ausrichtung analysiert (Abb. 8.2.d).

Über dem westlichen COPS-Gebiet war in den Morgenstunden auf der synoptischen Skala nur ein schwacher Hebungsantrieb wirksam, der mit positiver Schichtdickenadvektion verbunden war. Wie bereits genannt, kam es in den Mittagsstunden zu ei-

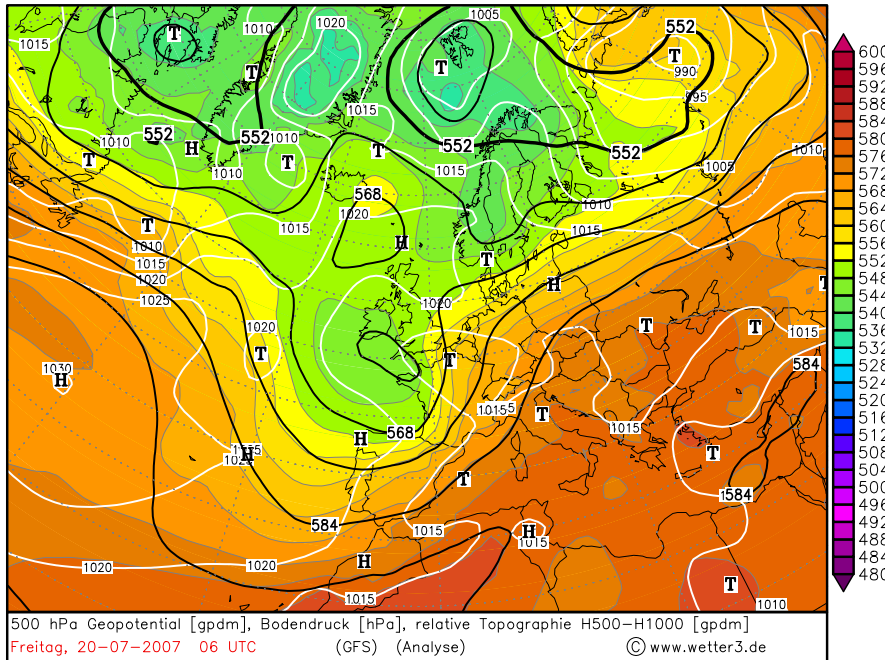


Abb. 8.1: Analyse des Globalmodells GFS (*Global Forecast System* des US-amerikanischen Wetterdienstes NCEP) von Geopotential 500 hPa (schwarze Linien), Bodendruck (weiße Isolinien) und relativer Topographie (bezogen auf die Druckflächen 500 und 1000 hPa; Farbcode) am 20.07.2007, 06 UTC. (Quelle: R. Behrendt/H. Mahlke/wetter3.de)

nem mit der Kaltfrontpassage verbundenen schwachen Hebungsantrieb. Am Nachmittag dann setzte sich über dem COPS-Gebiet mit der stattfindenden Abkühlung der unteren Troposphärenhälfte negative Schichtdickenadvektion durch. Bei gleichzeitig vernachlässigbarer Vorticityadvektion existierte zu diesem Zeitpunkt im COPS-Gebiet also kein Hebungsantrieb auf großräumiger Skala.

Entwicklung des mesoskaligen konvektiven Systems

In der Nacht auf den 20.07.2007 hatte sich ab ca. 22 UTC über Südwest-Frankreich in der feuchtlabilen Luft ($CAPE > 500 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $KO\text{-Index} < -6 \text{ K lt.}$ GFS-Analyse 18 UTC, nicht gezeigt) vorderseitig des angesprochenen Höhentrog ein Gebiet hochreichender Konvektion gebildet, die dort vorhandene großräumige Hebung diente offensichtlich als Auslöseprozess. Es formierte sich ein Mesoskaliges Konvektives System

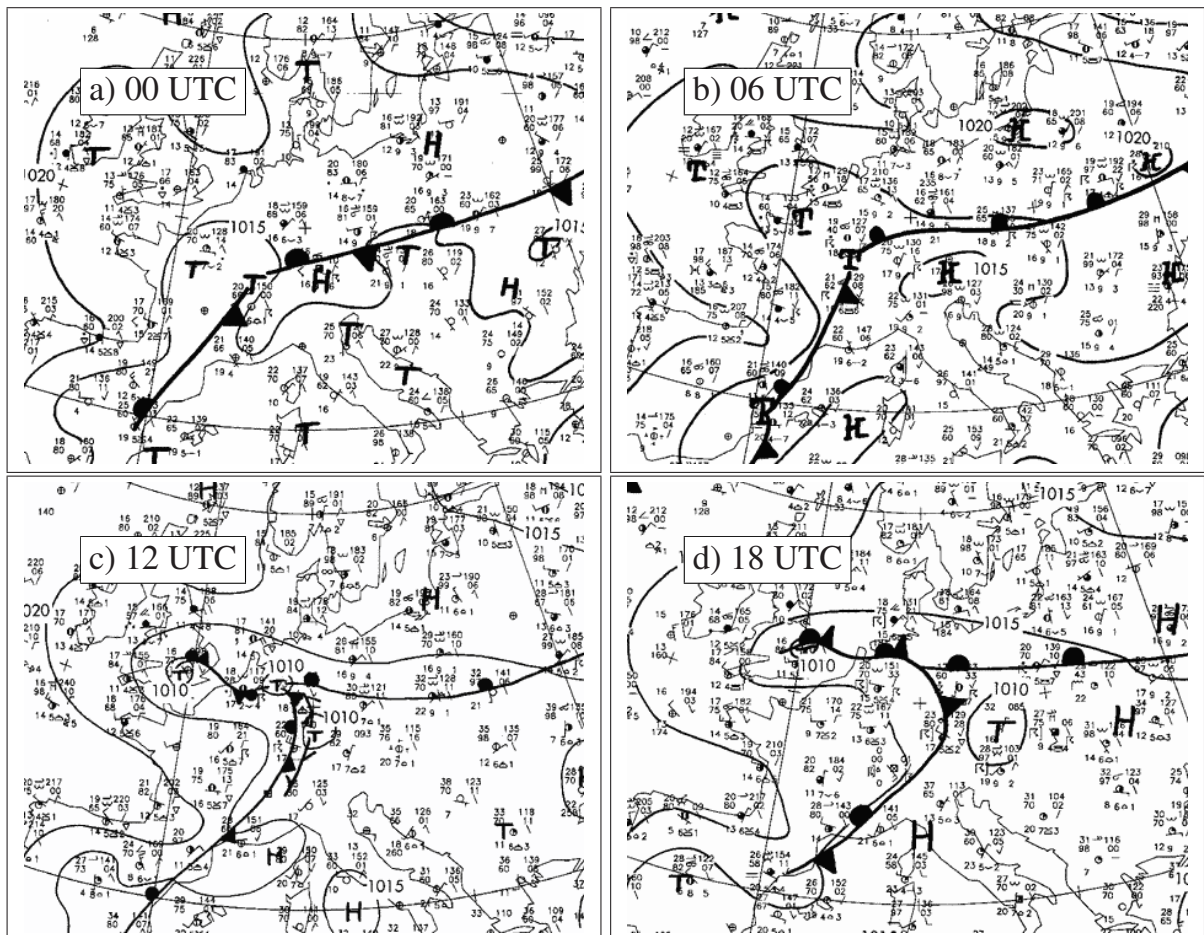


Abb. 8.2: Bodenanalyse am 20.07.2007, 00 UTC (links oben), 06 UTC (rechts oben), 12 UTC (links unten) und 18 UTC (rechts unten). Quelle: Deutscher Wetterdienst (DWD), 2007.

(MCS), das sich mit der Kaltfront unter Ausdehnung rasch ostwärts verlagerte. Seinen Höhepunkt hatte das MCS um 6 UTC über Frankreich, südlich von Paris erreicht (Corsmeier et al., 2011). Analysen von Boden- und Satellitendaten (ebd.) zeigen, dass das MCS durch das Ausströmen kalter Luft eine Böenfront produzierte, die sich um das MCS ausbreitete und sekundäre Hebung auslöste. Infolgedessen kam es östlich des Kerns des MCS zu Neuentwicklungen von hochreichender Konvektion, so auch westlich der Vogesen. Dieser Teil des MCS erreichte am Morgen (ca. 07:30 UTC) mit der Kaltfront den Westen des COPS-Gebiets. Sobald das MCS im weiteren Verlauf die Vogesen überschritten hatte und den südlichen Oberrheingraben passierte, löste es sich dort weitgehend auf, nachweisbar durch deutlich abnehmende Werte der Radarreflektivität.

In den Morgenstunden (ab 03:30 UTC) trat im Schwarzwald keine hochreichende Konvektion auf, und auch über dem Oberrheingraben gab es in den folgenden Stunden nur schwache Signale der Radarreflektivität. Um 07:30 UTC erreichte der südliche, neu entwickelte Ausläufer des MCS die Vogesen (Radarreflektivitäten, Abb. 8.3.a, und Satellitenbild, Abb. 8.4.a), zu diesem Zeitpunkt traten Reflektivitäten über 55 dBZ auf. Im weiteren Verlauf überschritt das MCS die Vogesen und erreichte ab etwa 08:30 UTC den südlichen Oberrheingraben. Dort allerdings verlor es insgesamt deutlich an Intensität, womit auch fast keine Blitzaktivität mehr detektiert wurde (Abb. 8.5). Nur noch sehr vereinzelt wurden in wenig ausgedehnten Kernen innerhalb des MCS Intensitäten von 45 dBZ überschritten und blieben unter 60 dBZ (Abb. 8.3.b). Insgesamt löste sich das MCS über dem Oberrheingraben auf, während die Böenfront weiter ostwärts lief. Im Schwarzwald kam es jedoch zu einer Neuentwicklung (Abb. 8.3.c). Hier traten um 09:50 UTC erste Signaturen von hochreichender Konvektion auf, und zwar i) am oberen Kinzigtal (Entwicklung ab 09:50 UTC sichtbar im IMK-Radar), ii) im Murgtal am Hang östlich der Hornisgrinde und etwas weiter nördlich davon zum Eingang des Murgtals in den Schwarzwald hin (ab 09:50 UTC sichtbar im IMK-Radar) und iii) eine etwas schwächere Entwicklung (<45 dBZ und weniger langlebig) an der Quelle der Murg, nordwestlich von Freudenstadt. 10 Minuten später hatten die ersten beiden genannten Entwicklungen bereits Reflektivitäten von über 50 dBZ erreicht. Sie verlagerten sich rasch nordöstlich (Abb. 8.6) unter horizontaler Ausdehnung (Abb. 8.3.d). Ab 10:14 UTC gab es eine weitere Entwicklung am Nordosthang des Kinzigtals. Später um ca. 12:00 UTC erreichten die Gewitter die Höhe von Stuttgart (Abb. 8.3.e), und in Verbindung damit kam es schließlich östlich des COPS-Gebiets zu einer erneuten kräftigen Entwicklung. Diese verband sich mit der Gewitterlinie (engl. *squall line*), welche sich von den Benelux-Ländern über Westdeutschland bogenförmig erstreckte und in der Bodenanalyse des DWD als Konvergenzlinie analysiert wurde. Die Gewitterlinie lag später bogenartig über ganz Deutschland (Abb. 8.7, 14 UTC).

Nach dieser Entwicklung blieb es über dem COPS-Gebiet ruhig, was die Entwicklung hochreichender Konvektion betrifft (Abb. 8.3.f), und auch im weiteren Tagesverlauf traten nur noch wenige schwache Konvektionszellen im COPS-Gebiet auf.

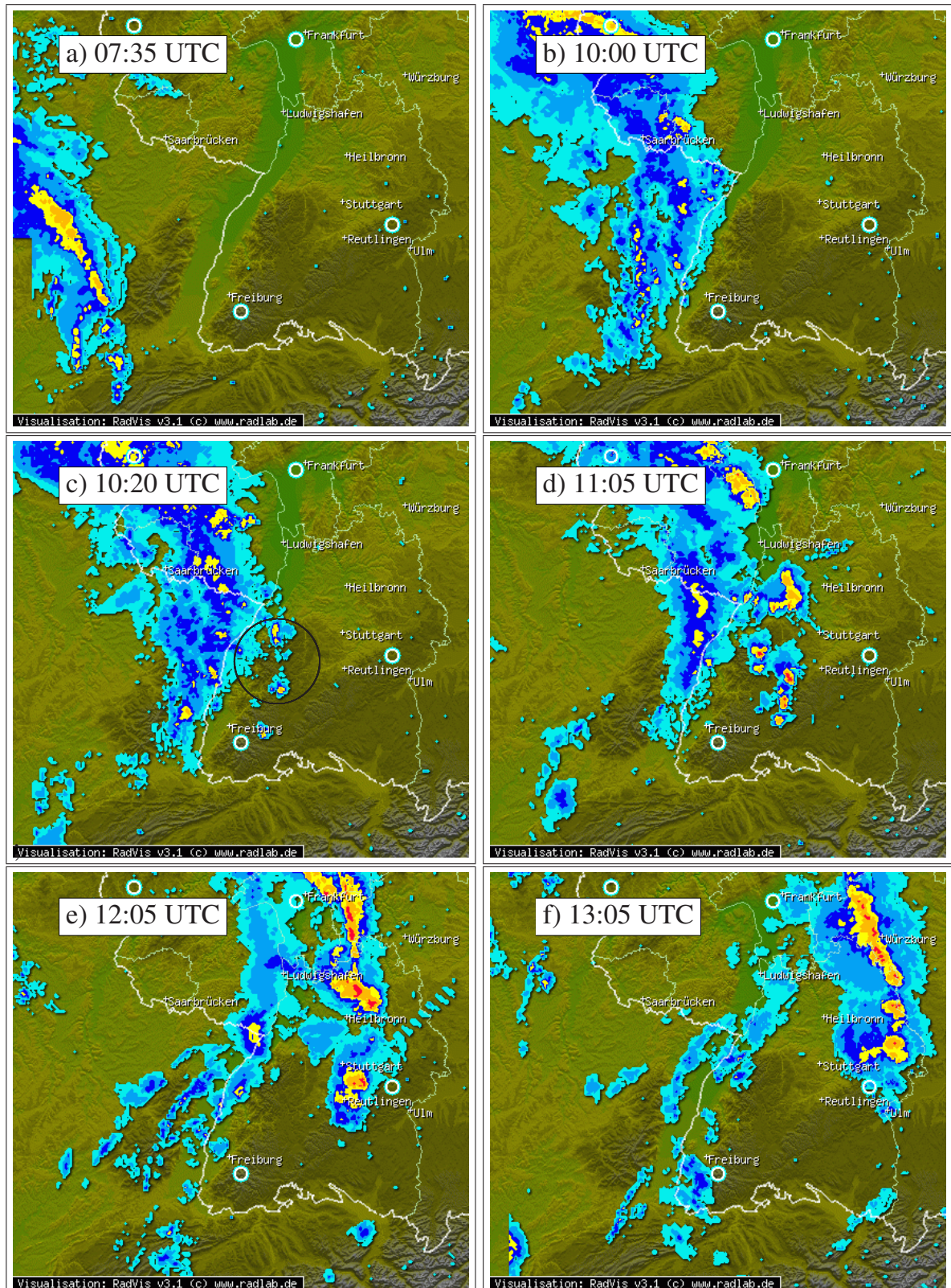


Abb. 8.3: Komposit-Radarreflektivitäten des Radarverbunds des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Die Farbcodierungen entsprechen: 7-19 dBZ: hellblau; 19-28 dBZ: blau; 28-37 dBZ: dunkelblau; 37-46 dBZ: gelb; 46-55 dBZ: orange; 55 dBZ und höher: rot (Quelle: DWD). Der Kreis in Abbildung c) markiert den Ort des ersten Auftretens hochreichender Konvektion im Nordschwarzwald.

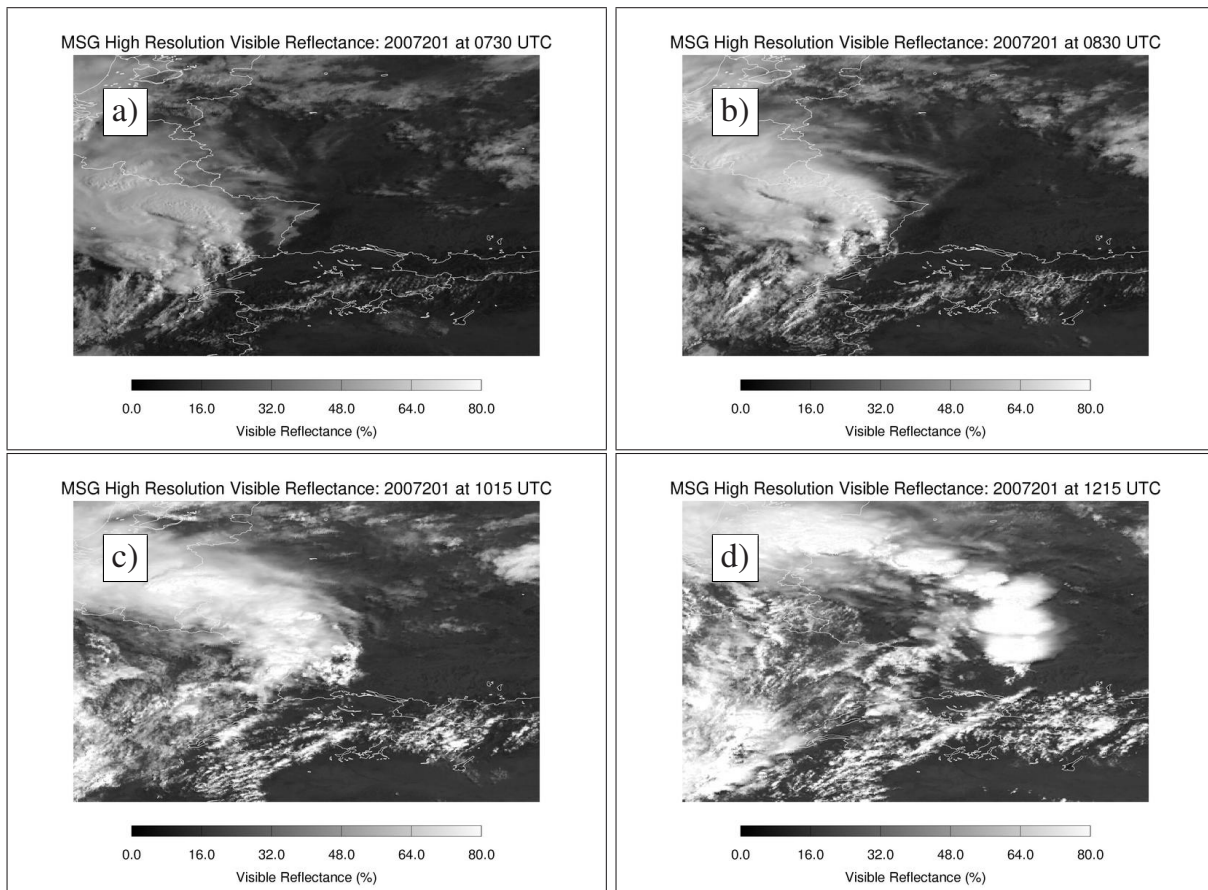


Abb. 8.4: Satellitenbilder im sichtbaren Kanal für verschiedene Zeitpunkte am 20.07.2007. Quelle: Meteosat.

Auflösung des MCS

Das vorübergehende Auflösen des MCS über dem Oberrheingraben ist auch deutlich an der 24-stündigen Verteilung der Blitz-Aktivität zu erkennen (Abb. 8.5). Das MSG-Satellitenbild im VIS-Kanal von 07:30 UTC zeigt, dass zu diesem Zeitpunkt im südlichen Oberrheingraben bis nach Rastatt und nach Westen in der Zaberner Senke Nebel lag (Abb. 8.4.a), welcher sich dort bei relativ feuchter Luft und wolkenfreiem Himmel gebildet hatte. Entsprechend war in diesem Bereich auch um 07 UTC die relative Feuchte $>95\%$ und höher, während es in den Vogesen und im Schwarzwald örtlich bereits deutlich trockener war (Abb. 8.8.a). Eine Stunde später, um 08 UTC, war im Schwarzwald an einer noch größeren Zahl von Stationen die relative Feuchte auf Werte bis örtlich 50% abgesunken (Abb. 8.8.b). Dies ging mit einer Zunahme der bodennahen Temperaturen einher. Gleichzeitig blieb es im mittleren Oberrheingraben aufgrund der herabgesetzten

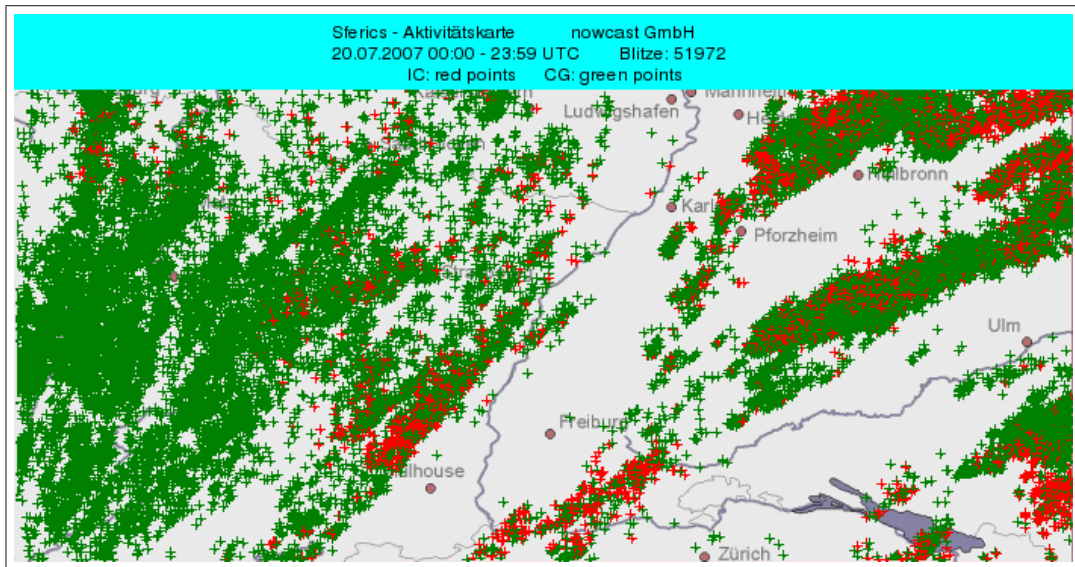


Abb. 8.5: Detektierte Blitze am 20.07.2007, 00:00 bis 23:59 UTC. Rot: Wolke-Boden-Blitze, grün: Wolke-Wolke-Blitze. Quelle: nowcast GmbH (2007).

Einstrahlung kühler. Um 08:30 UTC hatte sich der Nebel im Oberrheingraben weitgehend aufgelöst (Abb. 8.4.b). Zu diesem Zeitpunkt allerdings nahm hier die Bewölkung aufgrund des herannahenden MCS zu, was wiederum die Einstrahlung für vier weitere Stunden flächig herabsetzte.

Daneben fand in der ersten Tageshälfte mit Schwerpunkt über dem westlichen COPS-Gebiet in der unteren Troposphäre Warmluftadvektion statt (laut GFS-Analyse, nicht gezeigt), welche zu einer weiteren lokalen Stabilisierung der Schichtung führte. Es hatte sich im Bereich des Oberrheingrabens eine kräftige Inversion ausgebildet mit hohen Werten der CIN, sichtbar am Vertikalprofil um 09:08 UTC in Achern (Abb. 8.9; CIN: $441 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), das im Oberrheingraben westlich der Hornisgrinde liegt. Damit konnte bei der Verlagerung des MCS in den Oberrheingaben keine Zufuhr warmer und feuchter Luft mehr in das System hinein stattfinden. Diese ist aber für die Aufrechterhaltung von Konvektionszellen essentiell, um die im Aufwindbereich mit Kondensation und im Abwindbereich mit Verdunstungsprozessen realisierte thermisch direkte Zirkulation anzutreiben (Kurz, 1990; Houze, 1993). Als Folge lösten sich die Konvektionszellen auf.

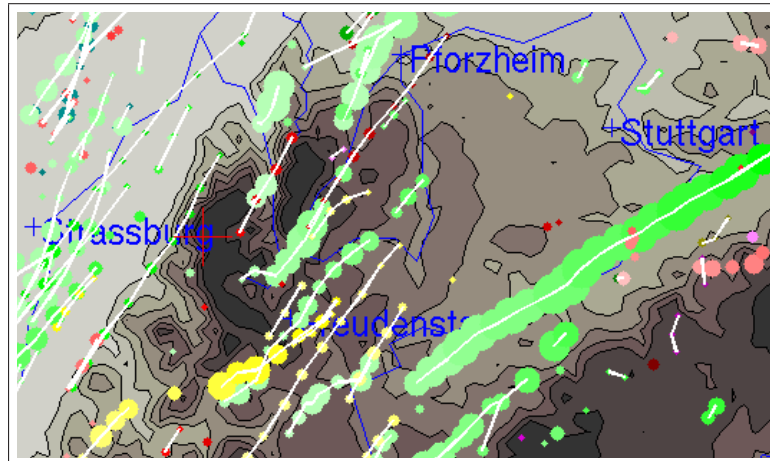


Abb. 8.6: Zugbahnen von Konvektionszellen (engl. *cell tracks*) im Nordschwarzwald am 20.07.2007, ermittelt mit dem Tracking-Algorithmus TRACE3D (Handwerker, 2002; Kap. 3.2). Als Kreise markiert sind die Orte der detektierten Zellen. Die Größe der Punkte gibt die maximale Reflektivität innerhalb des entsprechenden Reflektivitätskerns an (Details siehe Handwerker, 2007). Die grauen Flächen stellen die Orographie dar. Farbkodierung der Punkte: hellgrün: 10 bis 12 UTC, hellrot: 14 bis 16 UTC, dunkelrot: 16 bis 18 UTC, gelb: nach 18 UTC. Quelle: Handwerker (2007).

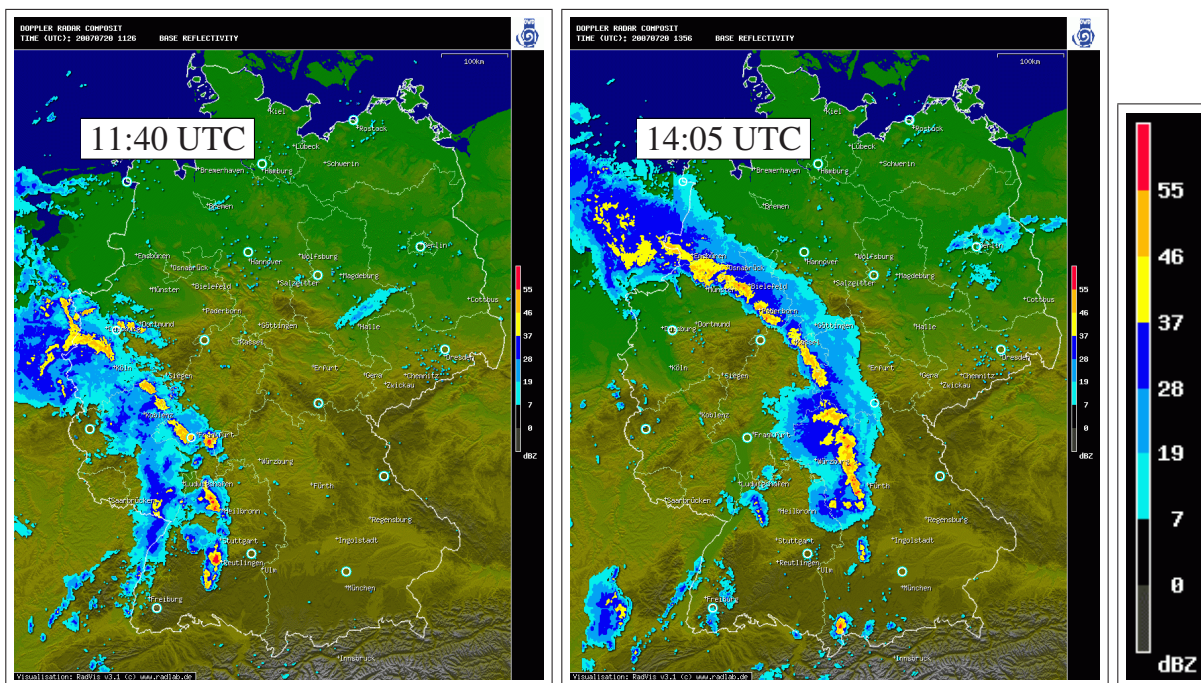


Abb. 8.7: Komposit-Darstellung des Radarverbundes des DWD um 11:40 UTC (links) und 14:05 UTC (rechts) sowie der Legende. Quelle: DWD.

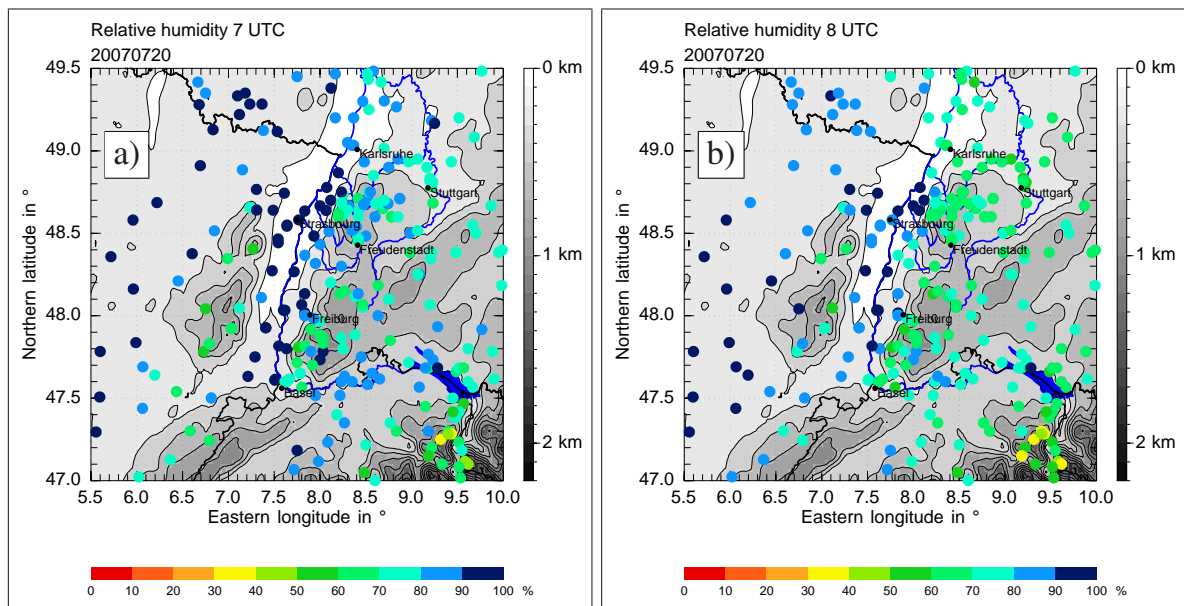


Abb. 8.8: Gemessene bodennahe Werte der relativen Feuchte, basierend auf Daten der COPS-Kooperationspartner, des Deutschen Wetterdienstes, der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW) und der Firma Meteomedia.

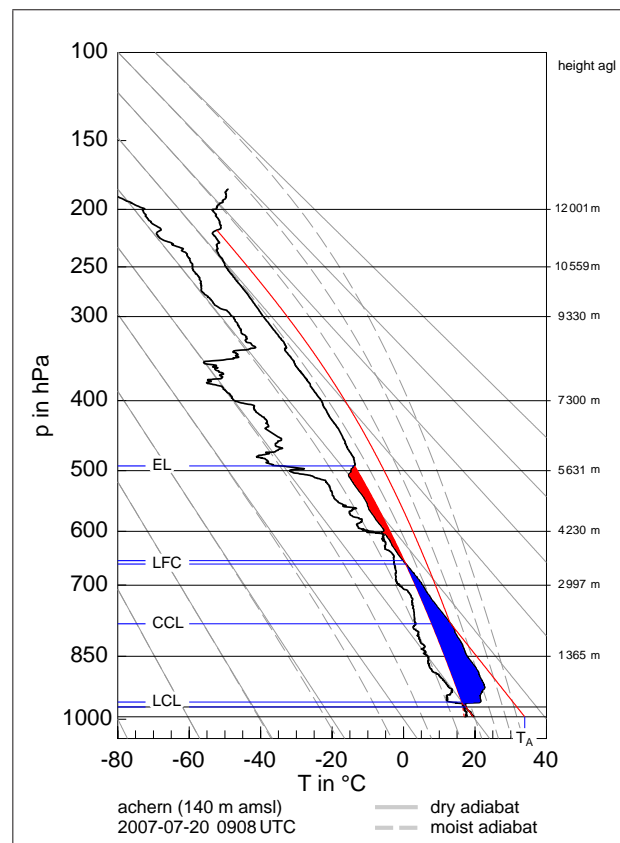


Abb. 8.9: Radiosondenaufstieg in Achern am 20.07.2007, 09:08 UTC, mit Hebungskurve (rote Linie), CAPE (rot schraffiert) und CIN (blau schraffiert). Weitere Erläuterungen zur Darstellung siehe Kapitel 2.3.4. Deutlich erkennbar ist eine kräftige Inversion in einer vertikalen Schicht zwischen 300 m und 650 m über Grund. Die CIN betrug $449 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$, die CAPE $223 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$.

Passage der Böenfront

Bis 08 UTC, d. h. vor dem Auftreten hochreichender Konvektion im COPS-Gebiet herrschten dort bodennah allgemein Winde aus östlicher Richtung vor, abgesehen von den Südvogesen und dem Gebiet westlich der Vogesen, wo westliche bzw. südwestliche Winde auftraten (Abb.8.10.a). Diese waren durch die heranziehende Kaltfront verursacht, welche durch das Ausströmung kalter Luft aus dem MCS verstärkt wurde; es hatte sich eine Böenfront ausgebildet. Über dem Schwarzwald erwärmten sich aufgrund der Sonneneinstrahlung unter dem wolkenfreien Himmel (Abb. 8.4.a und b) die bodennahen Luftschichten auf Temperaturen über 22 °C, örtlich bis 28 °C um 09 UTC.

Um 09 UTC, als im Schwarzwald weiterhin noch östliche Winde vorherrschten, war die Böenfront bereits über die Vogesen hinweg gezogen (Abb.8.10.b). Zu diesem Zeitpunkt ist im bodennahen Windfeld eine deutliche Richtungsänderung auf West und Auffrischung im Bereich der Zaberner Senke und im Süden, östlich der Burgundischen Pforte sichtbar. Im Süden hatte der Wind schon bei Basel auf West gedreht; offensichtlich war die Böenfront durch die Burgundische Pforte im Süden sehr rasch vorangekommen. Im Oberrheingraben zwischen Vogesen und Schwarzwald zeigte sich i) ebenfalls eine Zunahme des Windes und ii) eine südliche Komponente; der Oberrheingraben wirkte sich auf die verstärkte Strömung bodennah kanalisierend aus.

An der Messstation Baden-Airpark wurde die Passage der Böenfront bodennah um ca. 09:20 UTC durch eine Windzunahme um ca. 2 m s⁻¹ detektiert (Abb. 8.12). Dort war eine Kamera, nach Westen blickend, installiert. Deren Aufzeichnungen verdeutlichen an der Bewegung der Wolken eine südwestliche Grundströmung. Die Passage der Böenfront war sichtbar an einem schnell nach Osten vorankommenden niedrigen Wolkenband (Abb. 8.11) sowie deutlichen Auswirkungen der Turbulenz an den sich vor Ort befindenden Bäumen. Die Messungen an dieser Station verdeutlichen, dass bis ca. 08 UTC der bereits angesprochene Nebel vorhanden war, erkennbar an einer niedrigen Taupunktsdifferenz und verbunden mit schwachen Winden (Abb. 8.12). Nach 06 UTC änderte sich die Windrichtung von nördlicher Richtung auf wechselnde Richtungen um West, später um Südwest. Offensichtlich löste sich der Nebel ab ca. 07:30 UTC auf, wie das Satellitenbild zeigt (Abb.8.4.b und c), und die Temperaturen im Oberrheingraben nahmen zu.

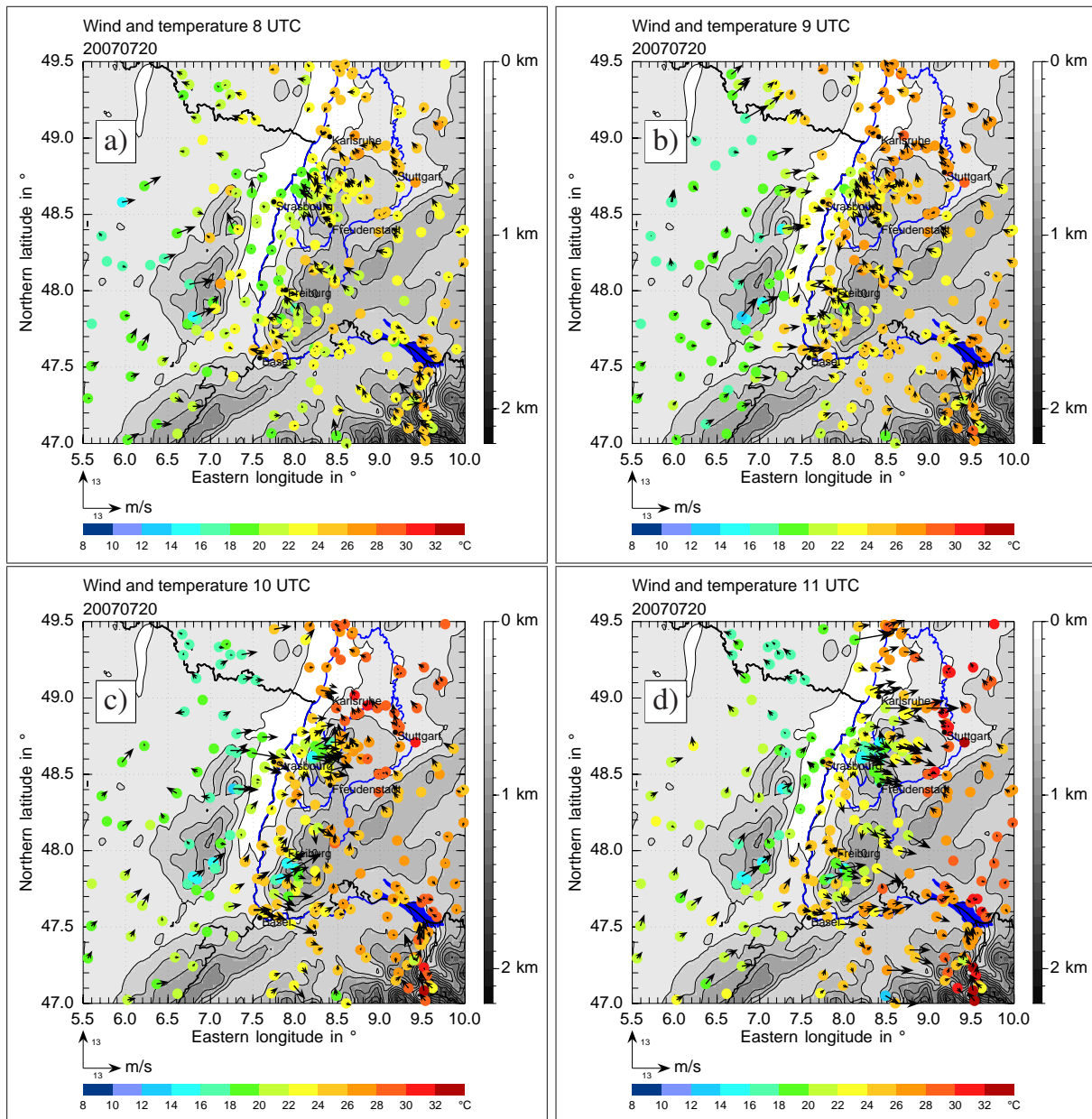


Abb. 8.10: Gemessene bodennahe Werte des Windes und der Temperatur (Corsmeier et al., 2011); Datenbasis wie Abb. 8.8.



Abb. 8.11: Wolkenbild am COPS-Operationszentrum Baden-Airpark im Oberrheingraben bei Baden-Baden mit Blick nach Westen kurz vor Passage der Böenfront. Die Schichtbewölkung (1) verlagerte sich nordostwärts, während sich ein Band tieferer Bewölkung (Lage ungefähr entlang der eingezeichneten Linie) ostwärts auf die Kamera zu bewegte, das mit der heranziehenden Böenfront verbunden war (Quelle: B. Mühr).

Auch in Sasbach, das am Fuß des Schwarzwaldes westlich der Hornisgrinde gelegen ist, und in Oberkirch am Eingang des Renchtals in den Schwarzwald, zeigen die Messungen, dass bis 07 UTC Nebel vorhanden war und dass es mit dessen Auflösung zu einer deutlichen Erwärmung kam. Es fällt auf, dass in Oberkirch schon ab 06 UTC eine Winddrehung stattgefunden hatte, infolgedessen eine westliche Strömung in das Renchtal hinein auftrat, welche bereits lebhafter war als an den beiden anderen genannten Stationen. Offensichtlich führten orographische Effekte im Renchtal zu dieser dem allgemeinen Strömungsregime am Morgen entgegengesetzten talaufwärts gerichteten, die Konvergenz unterstützenden Strömung. In Oberkirch wie in Sasbach zeigte sich die Passage der Böenfront an einer Windzunahme, in etwa zur gleichen Zeit wie an der Station Baden-Airpark.

An der Station Baden-Airpark lag die relative Feuchte bis 08:10 UTC bei über 90 %, und es befand sich hier ebenso noch in den Morgenstunden zäher Nebel, wie auch am Satellitenbild sichtbar ist (Abb. 8.4.a). In diesem Zeitraum änderte sich die Temperatur nur wenig und blieb unter 20 °C. Erst nach 08 UTC setzte stärkere Erwärmung ein, was mit der sich auflösenden Nebeldecke zusammenhing. Nach 06 UTC änderte sich bei schwachem Wind (zwischen 0 und 1 m s⁻¹) langsam die Windrichtung von nördlichen Richtungen auf westliche und pendelte sich ab 08 UTC auf einen Westwind ein. Da die Änderung der Windrichtung offensichtlich mit dem herannahenden MCS in Verbindung

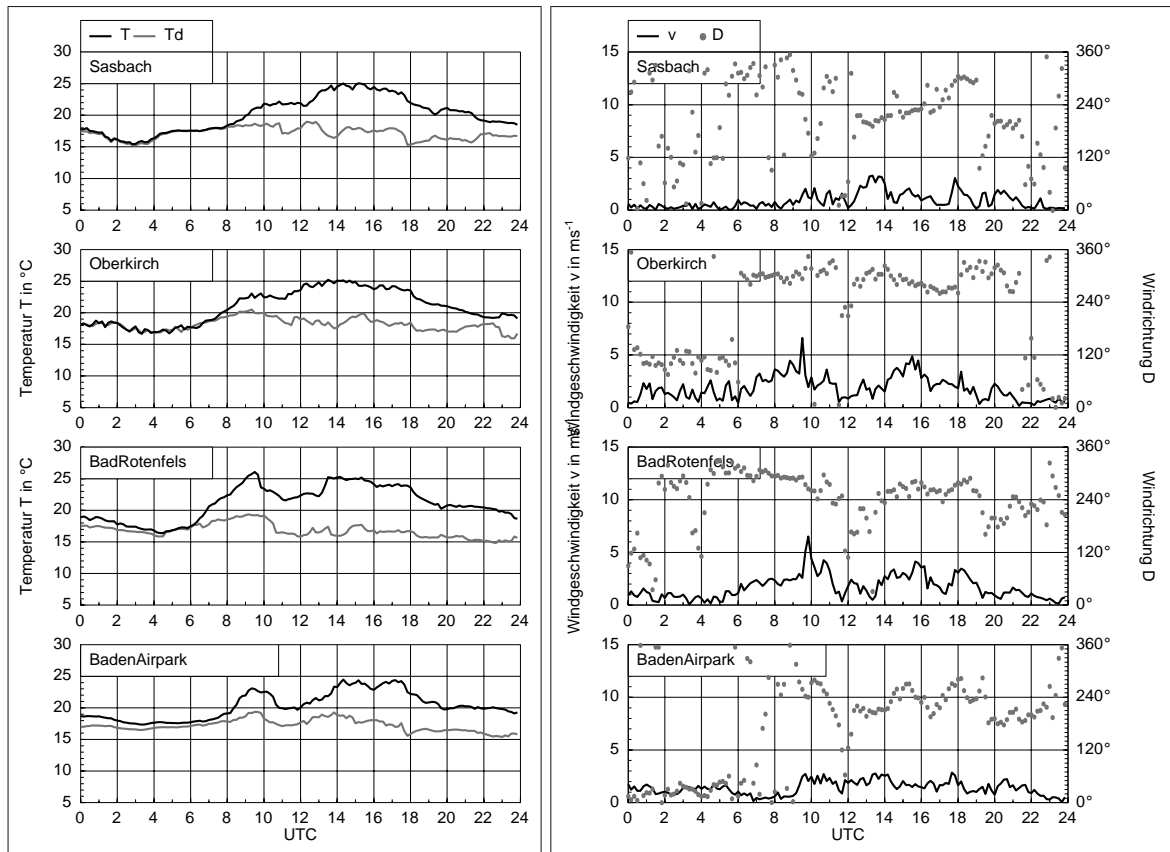


Abb. 8.12: Messwerte von Temperatur, Taupunkt, Windrichtung und -geschwindigkeit an den Stationen Sasbach (am Fuße des Nordschwarzwaldes, westl. der Hornisgrinde), Oberkirch (am Eingang ins Renchtal), Bad Rotenfels (im Murgtal) und Baden-Airpark (im Oberrheingraben).

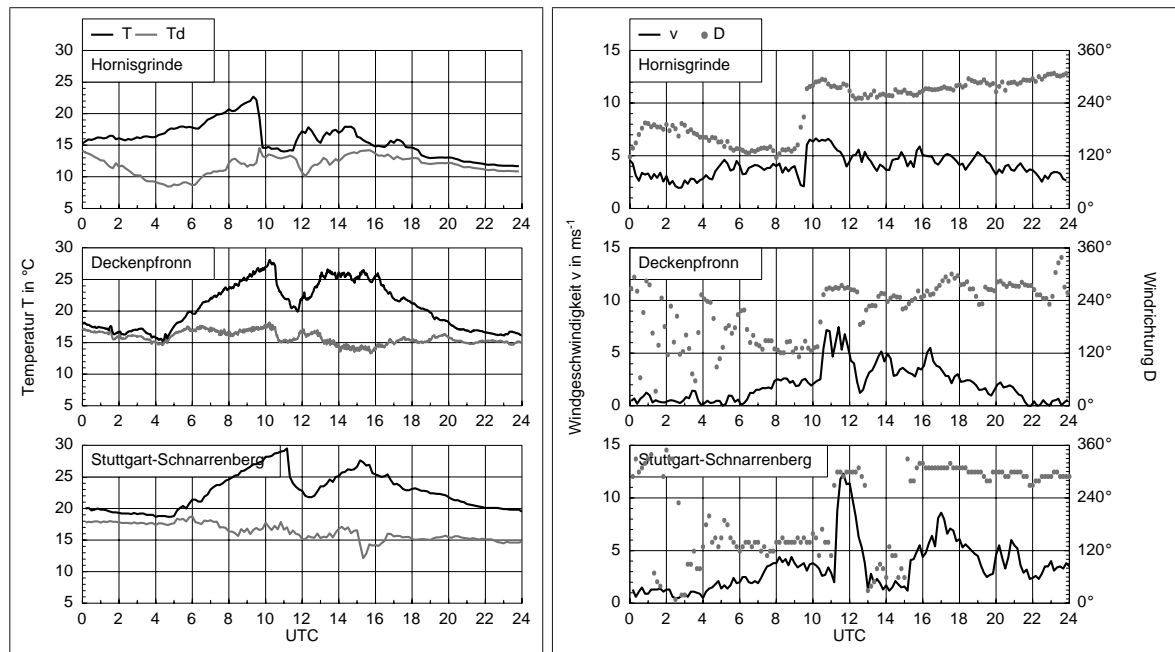


Abb. 8.13: Messwerte von Temperatur, Taupunkt, Windrichtung und -geschwindigkeit an den Stationen Hornisgrinde, Deckenfronn und Stuttgart-Schnarrenberg.

steht, ist hierin auch die Ursache für die schnelle Auflösung des Nebels zu sehen. Die Windzunahme begann um ca. 09:10 UTC und verlief etwas langsamer als in den Stationen im Schwarzwald und in Stuttgart. Außerdem nahm die Windgeschwindigkeit nur um ca. $2,5 \text{ m s}^{-1}$ zu. Ca. 20 Minuten später und deutlich rascher fand die Windänderung an der Station Hornisgrinde statt. Ursache für diese schnelle Windänderung war die sich nähernde Böenfront (siehe unten).

Um 10 UTC hatten bereits im Schwarzwald die bodennahen Winde auf westliche Richtungen gedreht, und der Betrag der Windgeschwindigkeit hatte allgemein deutlich zugenommen (Abb.8.10.c). Gleichzeitig gingen die bodennahen Temperaturen zurück. Offensichtlich war die Böenfront zu diesem Zeitpunkt bereits bis in den Schwarzwald vorangekommen. Die Messungen an der Station Hornisgrinde zeigen die Ankunft der Böenfront um 09:40 UTC (Abb. 8.13). Mit der Ankunft der Böenfront war hier neben einer signifikanten Änderung der Windrichtung ein deutlicher Temperaturrückgang verbunden (ca. 8 K an der Hornisgrinde). Demgegenüber war an den Stationen im Oberrheingraben mit der Böenpassage keine Abkühlung aufgetreten, da hier bereits vorher schon niedrigere Temperaturen vorgeherrscht hatten. Zudem wurde die Böenfront auf-

grund der adiabatischen Abkühlung durch erzwungene Hebung am Schwarzwaldhang weiter abgekühlt.

In Deckenpfronn, circa 46 km weiter östlich, ereignete sich die Böenpassage um 10:35 UTC. Damit ergibt sich eine Verlagerungsgeschwindigkeit der Böenfront von circa 50 km h^{-1} .

Die Passage der Böenlinie machte sich auch an den mobilen Radiosonden-Stationen klar bemerkbar, welche an diesen Tagen installiert waren. Sie befanden sich in Hausach (im Kinzigtal), in Dornstetten (östlich von Freudenstadt) und in Calw-Hirsau (im Nagold-Tal). Die Böenpassage fand in Hausach mit 09:25 UTC bereits recht früh statt, sodann um 10:00 UTC in Dornstetten und um 10:10 UTC in Calw-Hirsau.

Bei allen Stationen im Schwarzwald war der Durchgang der Böenfront mit einer deutlichen Winddrehung, einer Zunahme der mittleren Windgeschwindigkeit um einige m s^{-1} und einem deutlichen Temperaturrückgang um mehrere K verbunden. Auch die Turbulenz (turbulente kinetische Energie) nahm vorübergehend stark zu (nicht gezeigt). Der Wind stellte sich in der Regel auf westliche Richtungen ein, lediglich in Calw-Hirsau, das in einem Abschnitt des Nagoldtals mit Nord-Süd-Ausrichtung liegt, drehte der Wind nach vorher variabler Richtung zwischen Ost und Süd mit Durchgang der Böenfront für ca. zwei Stunden auf Nordost.

Um 11 UTC war die Böenfront im Süden schon deutlich über den Quellbereich des Neckars hinweg vorangekommen (Abb.8.10.d). Sehr effektiv konnte sich die Böenfront im Bereich des Rheintals an der deutsch-schweizerischen Grenze voranbewegen und hatte zu diesem Zeitpunkt bereits den Bodensee erreicht. In Stuttgart-Schnarrenberg kam die Böenfront um 11:20 UTC an.

Um 10:20 UTC erschienen im Radarkomposit über dem Nordschwarzwald die ersten Konvektionszellen (siehe oben), ca. eine halbe Stunde nach Durchgang der Böenfront.

Der linienhafte Vorstoß von kalter Luft nach Osten führte teilweise zu einem erzwungenen Aufsteigen der vorgelagerten Warmluft (siehe unten), und es bildete sich über dem Schwarzwald eine sich verlagernde linienhafte Konvergenz aus.

Wie schon angesprochen war im Osten des COPS-Gebiets der Himmel frei von Bewölkung. Einstrahlung führte zu örtlich hohen Temperaturen bis zu 30°C . Gleichzeitig herrschten – bis die Böenfront den Schwarzwald passierte – schwache Winde. Damit waren günstige Bedingungen gegeben für die Ausbildung lokaler Hang- und Talzirkulationen (Barthlott et al., 2006). Corsmeier et al. (2011) arbeiteten auf der Basis von

Messungen mit einem Forschungsflugzeug heraus, dass die Auslösung der Konvektionszellen über dem Nordschwarzwald bereits schon vorher, vor der Passage der Böenfront/Kaltfront, in der warmen und feuchten Luft ihren Anfang genommen hatte. Da die bodennahen Temperaturen die Auslösetemperaturen nicht erreichten (nicht gezeigt) und auch großräumige Antriebe nicht vorhanden waren, sind als Auslösemechanismus orographische Effekte wie die erzwungene Hebung der am Westhang des Nordschwarzwaldes aufwärts strömenden Luft und lokale Effekte wie Hangwindzirkulationen und Talwinde am wahrscheinlichsten. Dass hochreichende Konvektion lokal auftrat und nicht über den ganzen Schwarzwald verbreitet, ist ebenfalls ein Indiz für die Bedeutung der lokal wirkenden orographischen Effekte.

Gleichzeitig entwickelte sich im östlichen COPS-Gebiet eine barokline Zone, da es im Westen aufgrund der wegen des Nebels zunächst nur verzögert stattfindenden Erwärmung, aufgrund der unter dem Wolkenschirm des MCS eingeschränkten Einstrahlung und aufgrund der mit dem Niederschlag verbundenen Abkühlungsprozesse und der aus dem MCS ausströmenden kalten Luft kühl war, im Osten aber bodennah hohe Temperaturen herrschten, die wiederum durch die ungehinderte Sonneneinstrahlung unter dem quasi wolkenfreien Himmel im Verlauf des Vormittags weiter zunahmen. An dieser baroklinen Zone bildete sich im östlichen COPS-Gebiet eine thermisch direkte Querkirkulation aus (Abb. 8.14), welche mit der linienhaften Konvergenz an der Böenfront interagierte und mit einem Antrieb für Vertikalbewegungen verbunden war. Damit ergab sich die mesoskalige Nord-Süd-orientierte Konvergenzlinie, welche wie bereits erwähnt in der Bodenanalyse des DWD dokumentiert wurde. Sie bedeutete dort in Verbindung mit einem hohen Gewitterpotential den Auslöseprozess für die kräftige Entwicklung hochreichender Konvektion, welche den südlichen, lokal und regional verstärkten Abschnitt der am Nachmittag über Deutschland hinweg ziehenden Gewitterlinie bildete.

Der Radiosondenaufstieg an der Hornisgrinde zeigt am Morgen (zwischen 05 UTC und 08 UTC) eine deutliche Zunahme der Feuchtigkeit (Mischungsverhältnis) in den bodennahen 300 m (Abb. 8.15). Auch um 11 UTC war diese Feuchte noch vorhanden, und zudem hatte – sicherlich als Folge der konvektiven Durchmischung, die mit der Passage der Schauer und Gewitter stattgefunden hatte – bis unterhalb von 3,5 km MSL die Feuchte deutlich zugenommen. Eine analoge Erhöhung der Feuchte gab es zeitgleich im Vertikalprofil in Heselbach (nicht gezeigt).

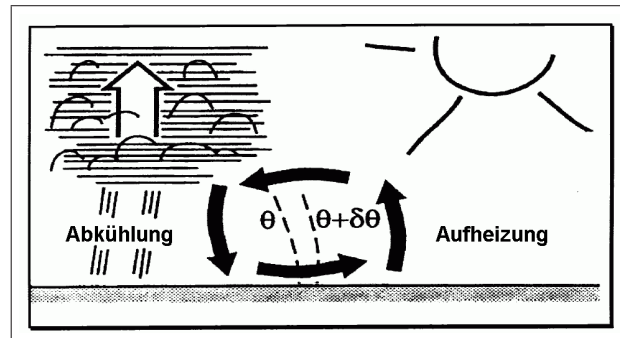


Abb. 8.14: Schema-Darstellung einer thermisch angetriebenen Konvergenzzone (Kurz, 1990).

Tab. 8.2: CAPE-Werte abgeleitet von Radiosondenaufstiegen am 20.07.2007.

Ort	UTC	CAPE in $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$	CIN in $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$
Hornisgrinde	08:00	261	152
Calw-Hirsau	10:04	1099	13
Calw-Hirsau	11:32	0	285
Dornstetten	10:10	196	163
Dornstetten	10:45	0	311
Stuttgart	12:00	1212	130

Vor der Passage der Front baute sich im Laufe des Vormittags im Nordschwarzwald ein Gewitterpotential auf (Tab. 8.2). Während beispielsweise um 08:00 UTC, als noch keine hochreichende Konvektion im Nordschwarzwald auftrat, an der Hornisgrinde (1163 m ü. NN) nur CAPE-Werte von $261 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ auftraten bei gleichzeitig hohen Werten der CIN ($151 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$), zeigte der Radiosondenaufstieg an der Station Calw-Hirsau zwei Stunden später, kurz bevor die erste Konvektionszelle diesen Ort erreichte, bereits Werte knapp über $1000 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$. Gleichzeitig betrug hier die CIN nur $13 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$. Einige Minuten später passierte ein erstes Gewitter diese Station. Nach dem Durchgang der Böenfront und den sich damit entwickelnden Schauern und Gewittern ging das Gewitterpotential deutlich zurück. So war in Calw-Hirsau um 11:32 UTC keine CAPE bei gleichzeitig hohen Werten der CIN ($285 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$) mehr vorhanden.

Zwei Stunden später, als die Gewitterlinie Stuttgart überquerte, gab es dort ebenfalls hohe CAPE-Werte, allerdings auch sehr hohe CIN-Werte ($130 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$).

Die weitere Untersuchung, dabei insbesondere der Vergleich mit den COSMO-Simulationen, zeigt, dass die Böenfront in dieser Intensität eine wichtige Rolle als Auslösefaktor für Konvektion darstellte. Damit war hier offensichtlich auch der starke horizontale Gradient von Temperatur und Windgeschwindigkeit von Bedeutung. Die Böenfront verursachte in der bodennahen Luftschicht ein hohes Maß an Turbulenz. Gleichzeitig verhinderte die kühle Böenfront, dass im weiteren Tagesverlauf mit ggf. weiterer kräftiger Einstrahlung lokal die Auslösetemperaturen erreicht wurden. Die Böenfront traf also auf eine für die Entwicklung von hochreichender Konvektion günstige Umgebung, und vor der Frontpassage hatten schon erste konvektive Umlagerungen stattgefunden.

Vertikalprofile

Auch die Radiosondierung an der Station Hornisgrinde zeigt am Morgen bodennah vorherrschende Winde aus östlichen Richtungen mit moderater Windgeschwindigkeit (Abb. 8.15). Im Laufe des Morgens zwischen 05 UTC und 08 UTC hatte zwischen 1,5 und 3 km NN offensichtlich Warmluftadvektion stattgefunden. Parallel dazu kam es zum Anwachsen der konvektiven Mischungsschicht, die bis 08 UTC eine Mächtigkeit von ca. 0,3 km erreicht hatte; der Radiosondenaufstieg zeigt direkt am Erdboden eine überadiabatische Schichtung (ca. 2 K), die in Verbindung mit dem thermisch bedingten Anwachen der konvektiven Mischungsschicht steht. Damit nahm in den unteren 0,3 km auch die spezifische Feuchte deutlich zu, was vermutlich durch die Einmischung von Feuchtigkeit vom Boden her verursacht wurde. Bis 11 UTC, nach dem Frontdurchgang, fand unterhalb von 3 km NN eine deutliche Abkühlung statt, die in Zusammenhang mit der Kaltfront und der Wirkung der hochreichenden Konvektion steht. Auf letztere ist auch die nach 08 UTC beobachtete deutliche Feuchtezunahme im Höhenintervall zwischen 1,5 und 3,4 km NN zurückzuführen. Mit dem Durchgang der Böenfront ist ein Maximum der Windgeschwindigkeit bei ca. 1,6 km NN verbunden. Letzteres zeigt sich zu diesem Zeitpunkt auch in anderen Vertikalprofilen (Dornstetten, Calw-Hirsau, FZK, Heselbach; erste beide siehe unten, letztere beide nicht gezeigt).

In Calw-Hirsau im Nagoldtal, wo sich eine mobile Radiosondenstation befand, wurde um 10:10 UTC eine Radiosonde aufgelassen. Messungen des dort installierten mobilen Messmastes (nicht gezeigt) legen den Schluss nahe, dass dies wenige Minuten vor Durchgang der Böenfront war. Auch hier zeigt sich eine bei überwärmtem Boden (um ca. 1,3 K) gut durchmischte und relativ feuchte Schicht; diese hatte zu diesem Augenblick bereits eine vertikale Mächtigkeit von ca. 0,8 km; in dieser Höhe (ca. 1200 m NN) zeigte sich eine Inversion (Abb. 8.16). Zu diesem Zeitpunkt dominierten ab ca. 100 m über Grund noch südliche Winde.

In Dornstetten, ca. 8 km östlich von Freudenstadt, fand hingegen der Aufstieg wenige Minuten nach dem Durchgang der Böenfront statt (Abb. 8.17). Das Höhenprofil zeigt hier eine ähnlich durchmischte Schicht an, welche eine Mächtigkeit von ca. 1,0 km hatte. Aus dem Profil der potentiellen Temperatur lässt sich die Höhe der Böenfront ableiten: Die Passage der Böenfront führte zu einer deutlichen Abkühlung und damit einer Modifizierung der zuvor – wie in Calw-Hirsau und an der Hornisgrinde beobachtet

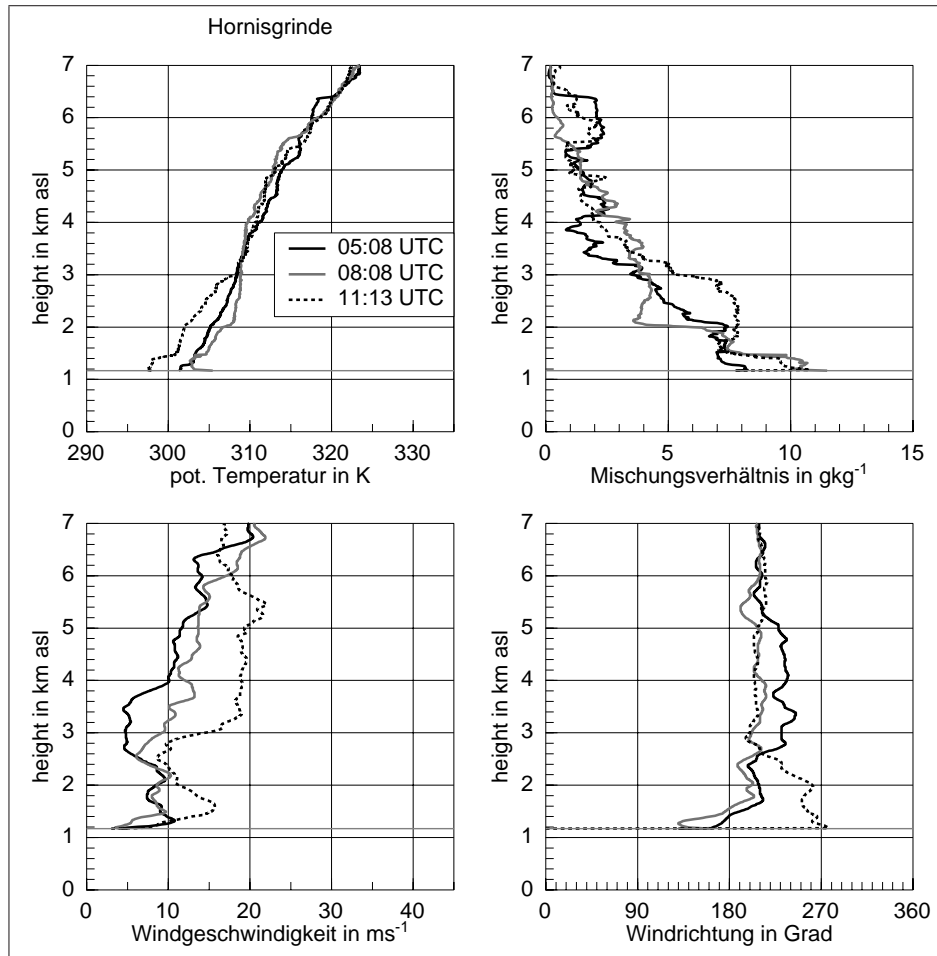


Abb. 8.15: Vertikalprofile an der COPS-Station Hornisgrinde, um 05:08 UTC, 08:08 UTC und 11:13 UTC. Dargestellt ist die potentielle Temperatur in K (links oben), das Mischungsverhältnis in g kg^{-1} (rechts oben), die Windgeschwindigkeit in m s^{-1} (links unten) und die Windrichtung in Grad (rechts unten).

– als gut durchmischt angenommenen konvektiven Grenzschicht (Abb. 8.18). Die daraus abgeschätzte Höhe von ca. 450 m deckt sich gut mit dem sichtbaren Böenmaximum. Im Höhenbereich der stärksten Windgeschwindigkeit ($12,9 \text{ m s}^{-1}$ in ca. 150 m über Grund) lag auch die stärkste Abkühlung; außerdem hatte die Feuchte im unteren Bereich der Böenfront etwas abgenommen.

Mit einem einfachen Ansatz (Houze, 1993; Abb. 8.19) lässt sich die aktuelle Verlangsamungsgeschwindigkeit der Front abschätzen. Die Impulsbilanzgleichung für die Windkomponente u lautet in der Form der Boussinesq-Approximation:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} \quad [8.1]$$

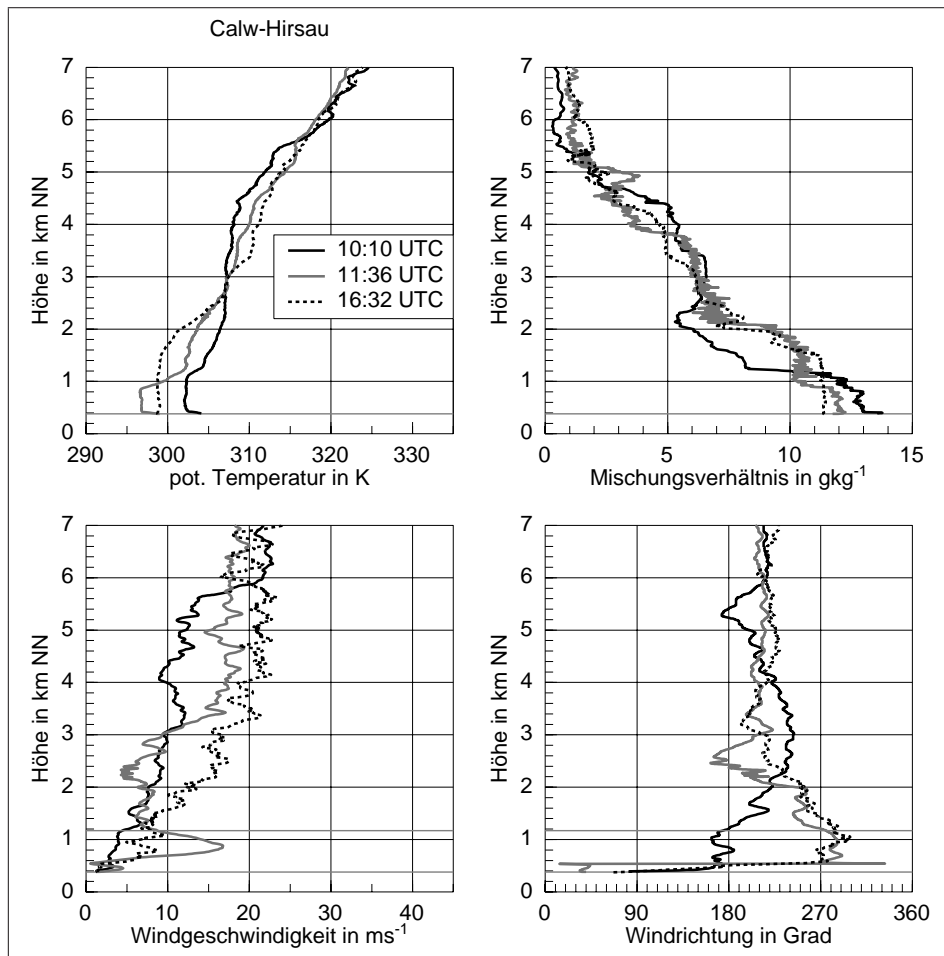


Abb. 8.16: Vertikalprofile an der COPS-Station Calw-Hirsau um 10:10 UTC, 11:36 UTC und 16:32 UTC. Dargestellte Größen wie in Abb. 8.15.

mit der Luftdichte ρ . Die Böenfront wird dargestellt als ein Körper mit der einheitlichen Luftdichte ρ_i und der Höhe h , der sich in einer ruhenden Umgebung der Luftdichte ρ_0 befindet. Aufgrund der als unterschiedlich angenommenen Luftdichten ergibt sich ein Druckgradient. Es gilt: $\rho_i = \rho_0 + \Delta\rho$ mit $\Delta\rho > 0$. Strömt die Böenfront stationär, so wird Gleichung 8.1 im mitbewegten Koordinatensystem zu

$$\frac{\partial(u^2/2)}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x}. \quad [8.2]$$

Integration von Gleichung 8.2 ergibt:

$$\frac{U_f^2}{2} = g \frac{\Delta\rho}{\rho_0} h \quad [8.3]$$

mit der eindimensionalen Verlagerungsgeschwindigkeit U_f .

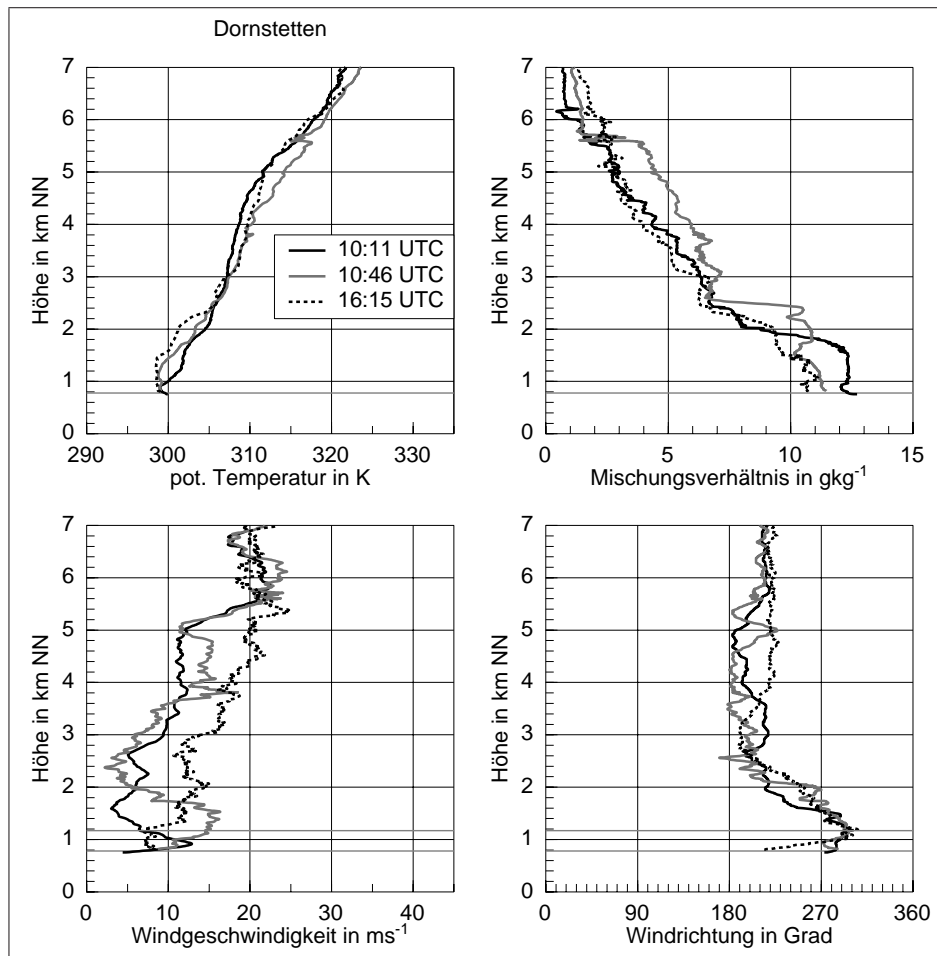


Abb. 8.17: Vertikalprofile an der Station Dornstetten um 10:11 UTC, 10:46 UTC und 16:15 UTC. Dargestellte Größen wie in Abb. 8.15.

Die Geschwindigkeit der Böenfront ist also näherungsweise bestimmt durch ihre Höhe und die Differenz der Luftdichte senkrecht zur Front. Für die besprochenen Beobachtungen in Deckenfronn ergibt sich mit $\rho_i=1,110 \text{ kg m}^{-3}$ (Mittelwert über die Höhe der Böenfront), $\rho_0=1,104 \text{ kg m}^{-3}$ (abgeschätzt für die vor der Ankunft der Front als gut durchmischte angenommene Mischungsschicht) und der genannten Höhe h eine Verlagerungsgeschwindigkeit von $9,8 \text{ m s}^{-1}$. Dies stimmt gut überein mit dem Mittelwert über die Höhe h der gemessenen Windgeschwindigkeit von ca. $9,2 \text{ m s}^{-1}$.

Da das Temperatur- und Windprofil der Böenfront stark durch Reibungs-, Einmisch- und Bodeneffekte beeinflusst ist, lässt sich die Luftdichte besser abschätzen, wenn sie von der Höhe des Windmaximums entnommen wird. Damit ergibt sich $\rho_i=1,123 \text{ kg m}^{-3}$ und $\rho_0=1,113 \text{ kg m}^{-3}$, woraus dann eine Verlagerungsgeschwindigkeit von ca. $12,6 \text{ m s}^{-1}$

(45 km h^{-1}) resultiert. Dies stimmt gut überein mit dem Maximum der Windgeschwindigkeit in der Böenfront und mit dem aus den Durchgangszeiten an der Hornisgrinde und in Deckenpfronn abgeleiteten Wert.

Circa eine halbe Stunde nach dem Durchgang der Böenfront und nach der Passage einer Konvektionszelle zeigte sich in Dornstetten eine deutliche Abkühlung der bodennahen Schicht und eine vertikale Umverteilung der Feuchtigkeit, welche auf die einsetzende Konvektion zurückzuführen ist. Außerdem fand sich nun die bereits an der Hornisgrinde im Aufstieg von 11:13 UTC angesprochene Schicht erhöhter Windgeschwindigkeit in den bodennahen ca. 1000 m. In Calw-Hirsau zeigte sich um 11:36 UTC ebenso ein solches Windmaximum; dieses Windmaximum ging mit einer deutlichen Kaltluftadvektion einher. Auch hier war um ca. 10:15 UTC eine Konvektionszelle durchgezogen.

Es wird also offensichtlich, dass die mit der Böenfront einhergehenden höheren Windgeschwindigkeiten auch ca. 1,5 Stunden nach deren Durchgang noch vorhanden waren; der Höhenbereich des Einströmens kalter Luft nahm an Mächtigkeit zu, er lag in Calw-Hirsau um 11:36 UTC bei ca. 0,8 km über Grund.

Im folgenden fand im Nordschwarzwald keine nennenswerte Entwicklung hochreichender Konvektion mehr statt. Am späteren Nachmittag (in Dornstetten um 16:15 UTC, in Calw-Hirsau um 16:32 UTC) zeigten die mit Radiosonden gemessenen Vertikalprofile wieder konvektiv durchmischte Mischungsschichten.

Erwartungsgemäß nahm mit dem Einzug der kalten Böenfront die CAPE ab, die CIN zu, wie in Dornstetten sichtbar (Tab. 8.2).

Zusammenfassung der Fallstudie anhand von Messdaten

Das mesoskalige konvektive System (MCS), das in der Nacht über Frankreich entstanden war, erfuhr eine Transformation über dem Oberrheingraben und dem Schwarzwald. Es löste sich über dem Oberrheingraben weitgehend auf, die Böenfront, die vom kalten Ausfließen aus dem MCS resultierte, jedoch passierte den Oberrheingraben und den Schwarzwald ostwärts. Im Nordschwarzwald hatte sich vorher bereits eine günstige präkonvektive Situation ausgebildet mit hohen bodennahen Temperaturen und hoher Feuchtigkeit, und hohe Werte der CAPE signalisierten ein entwicklungsgünstiges Konvektionspotential. Unterstützt durch orographische Effekte hatten bereits erste konvek-

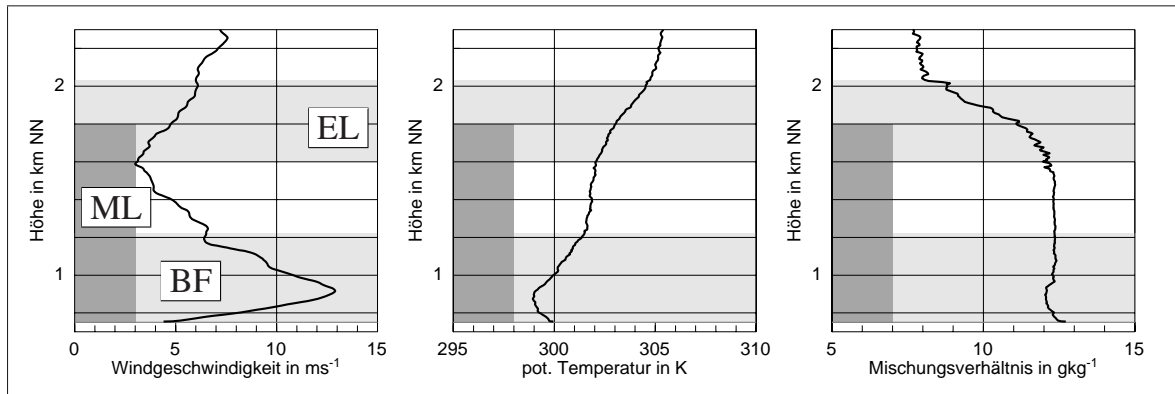


Abb. 8.18: Radiosondenaufstieg an der mobilen Radiosondenstation Dornstetten um 10:11 UTC, wenige Minuten nachdem die Böenfront diesen Ort erreichte. Gezeigt wird die Windgeschwindigkeit in m s^{-1} (links), die potentielle Temperatur in K (Mitte) und das Mischungsverhältnis in g kg^{-1} jeweils über der Höhe in km NN. Grau markiert sind die Lage der Entrainment-Schicht (EL) und der Böenfront (BF), dunkelgrau die ungefähre Mächtigkeit der konvektiven Mischungsschicht (ML).

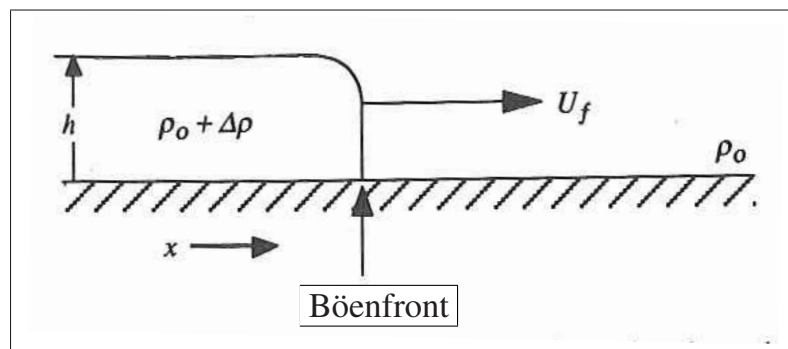


Abb. 8.19: Schema einer Böenfront: Die Böenfront ist vereinfacht dargestellt als ein Fluidkörper der Dichte $\rho_0 + \Delta\rho$ und der Höhe h , der sich in dem Fluid mit der Dichte ρ_0 aufgrund des sich mit der Dichtedifferenz $\Delta\rho$ einstellenden Druckgradienten mit der Geschwindigkeit U_f fortbewegt. Quelle: Houze (1993), verändert.

ve Umlagerungen eingesetzt; vor der Frontpassage fanden bereits Hebungsprozesse statt, die den ersten Keim für die Entwicklung konvektiver Zellen über dem Nordschwarzwald darstellten. Gleichzeitig wirkten orographische Effekte. Offensichtlich stellte die Böenfront, deren Passage verbunden war mit einer deutlichen bodennahen Abkühlung und Winddrehung auf westliche Richtungen, einen zusätzlichen, wesentlichen Impuls für die Neuentwicklung hochreichender Konvektion über Nordschwarzwald dar. Über dem östlichen COPS-Gebiet führte zusätzlich eine Nord-Süd-orientierte Konvergenzlinie, die sich in Verbindung mit einer thermisch direkten Zirkulation aufgrund der Temperaturunterschiede zwischen dem zu diesem Zeitpunkt unter dem mächtigen Wolkenschirm des MCS und durch die einströmende kalte Luft abgekühlten Westen und dem durch hohe Temperaturen geprägten östlichen Gebiet ausbildete.

Die Mechanismen, die zu CI geführt hatten, fanden also auf unterschiedlichen Skalen statt. Hochtroposphärische Prozesse auf der Makro-Skala führten zu großräumigen Vertikalbewegungen und zur Entstehung des MCS über Frankreich. Die Kaltfront stellt einen Prozess der Meso- α -Skala dar, das MCS einen Prozess der Meso- β -Skala. Die Böenfront sowie die lokalen orographischen Windzirkulationen werden der Meso- γ -Skala zugerechnet. Zur Mikroskala gehören die lokalen Effekte, unter anderem kleinräumige konvektive Umlagerungen und Turbulenz.

Der Fall verdeutlicht, dass die Entwicklung hochreichender Konvektion in einem Gebiet stark beeinflusst sein kann von einem vorherigen bzw. parallelen Auftreten hochreichender Konvektion in der Umgebung.

8.2 Modelldarstellung der Prozesse in COSMO-DE

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Simulation des Falles hochreichender Konvektion mit dem operationellen Modell COSMO-DE des DWD vorgestellt. Die Deutschland-Version des COSMO-Modells, COSMO-DE, mit einer Auflösung von ungefähr 2,8 km ist bereits in der Lage, organisierte Konvektion von größerer Ausdehnung, d. h. Gewitter-Komplexe wie z. B. MCS, explizit zu simulieren (Doms und Schättler, 2002 bis 2009). Das Modell wird seit 2007 operationell genutzt. Ziel seiner Entwicklung war vor allem, die Prognose gefährlicher Wetterereignisse in Zusammenhang mit hochreichender Konvektion und deren Wechselwirkung mit feinskaliger Topographie zu verbessern (Schumann, 2009). Im operationellen Betrieb wird das Modell mit Anfangs- und Randwerten von COSMO-EU (Auflösung ca. 7 km) angetrieben.

Für den untersuchten Fall am 20.07.2007 ist hier besonders der Zeitraum zwischen 07 UTC und 14 UTC interessant, in den die wichtigsten Entwicklungen in Zusammenhang mit den bereits genannten Abläufen fallen. An diesem Tag sind im Raum Stuttgart warnrelevante Niederschlagsmengen der Kategorie Starkregen von mehr als 15 mm in einer Stunde aufgetreten. Außerdem kam es im Zusammenhang mit den auftretenden Gewittern örtlich zu starken Windböen. Für den Synoptiker, der im täglichen operationellen Dienst auf solche gefährlichen Wettererscheinungen hinweisen muss, ist es wichtig zu wissen, wie gut das Modell in verschiedenen Situationen die Entwicklung erfasst.

Die Entwicklung des MCS gibt das Modell in Grundzügen wieder (Abb. 8.20), insbesondere auch das Auflösen des MCS über dem Oberrheingraben (Abb. 8.21). Zu der folgenden Auslösung von hochreichender Konvektion im Nordschwarzwald kam es im Modell jedoch nicht; es trat lediglich zwischen 11:30 UTC und 12:30 UTC im Nordschwarzwald ein schwaches Niederschlagsereignis mit einer Regenmenge unter 1 mm auf. Auch die weitere kräftige Neuentwicklung des MCS im Osten des COPS-Gebiets wurde nicht simuliert.

Vorgeschichte in der Ausgangs-Analyse

Die Simulation mit COSMO-DE wurde für den Zeitpunkt 00:00 UTC mit der Assimilationsanalyse des COSMO-EU-Modells initialisiert. Um 00 UTC lag laut COSMO-EU-Analyse ein flaches Tiefdruckgebiet mit Werten um 1014 hPa (Abb. 8.22) vorderseitig

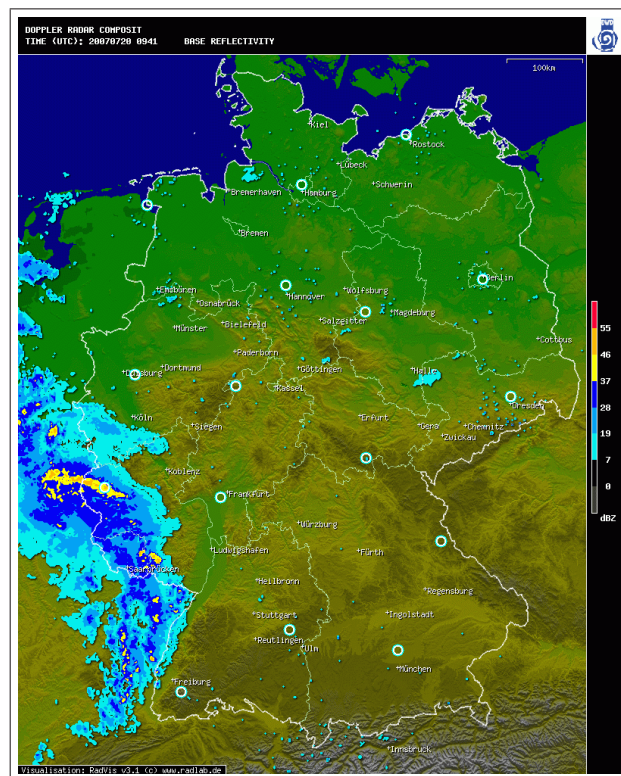
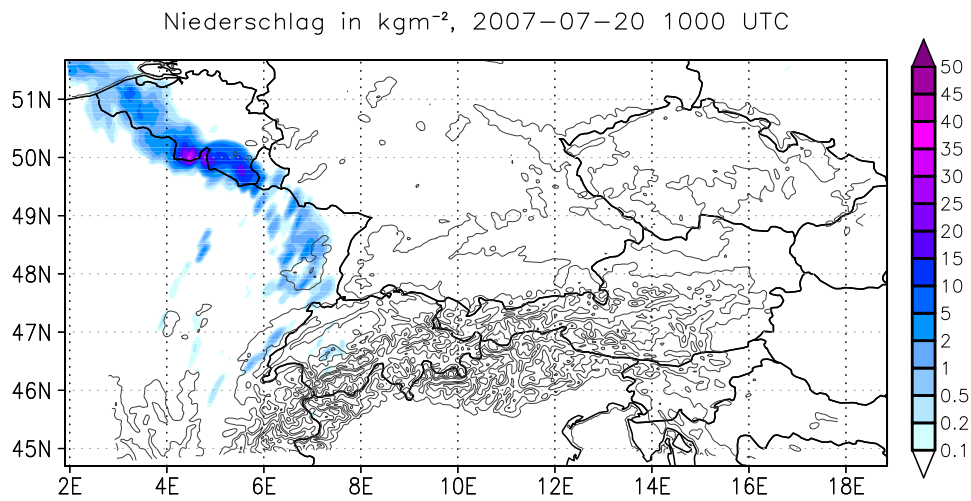


Abb. 8.20: Vorhersage der Niederschlagsmenge in kg m^{-2} innerhalb von 30 Minuten mit COSMO-DE am 20.07.2012 um 10 UTC (oben) und Radarbild für den gleichen Zeitpunkt (unten; Quelle: Radarverbund des DWD). In der Darstellung der Modelldaten bedeuten graue Linien Höhenlinien über NN im Abstand von 200 m, schwarze Linien sind Staatsgrenzen.

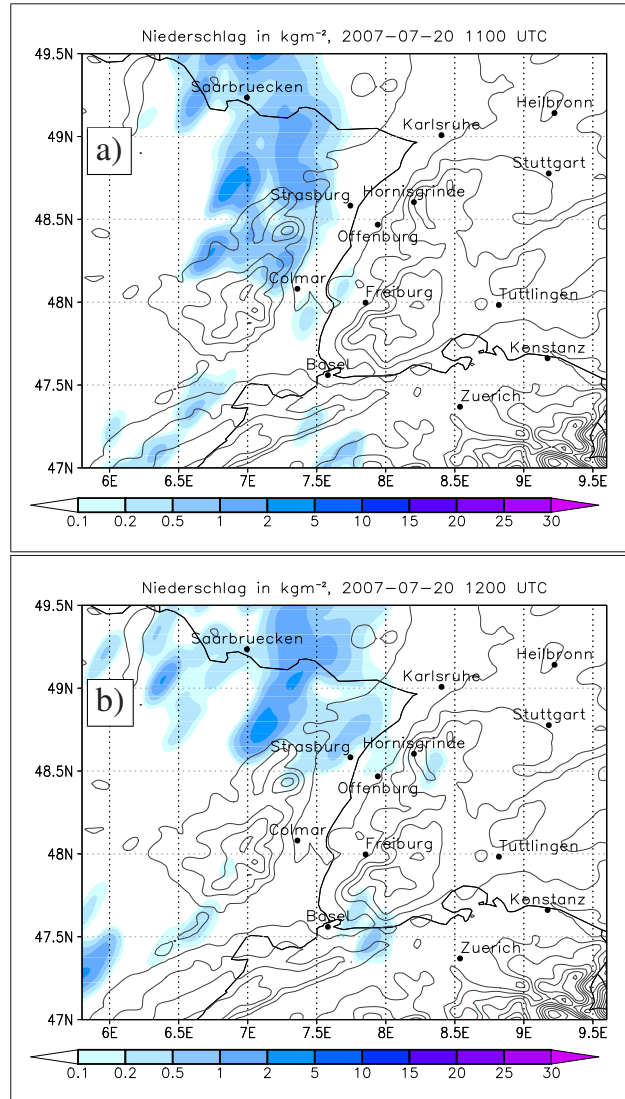


Abb. 8.21: Vorhersage der Niederschlagsmenge in kg m^{-2} innerhalb von 30 Minuten mit COSMO-DE am 20.07.2012 für 11 UTC (links) und 12 UTC (rechts). Graue Linien sind Höhenlinien über NN im Abstand von 200 m, schwarze Linien sind Staatsgrenzen.

des Troges, der sich über dem östlichen Nordatlantik befand. Im Laufe des Morgens verlagerte es sich nordostwärts, über der Mitte Frankreichs stieg der Druck langsam wieder, in der Mittagszeit hatte der Druck über der Mitte Frankreichs auf Werte um 1017 hPa und mehr zugenommen. Das Gebiet tiefen Luftdrucks erstreckte sich nun vom Süden Großbritanniens über Deutschland hinweg nach Südosten.

Zunächst ist interessant, ob bezüglich der relevanten meteorologischen Felder und dem MCS bereits Unterschiede zwischen der stattgefundenen Entwicklung und der Simulation im COSMO-EU-Modell aufgetreten sind. Vergleiche zwischen der COSMO-EU-Analyse von 00 UTC und Analysen auf der Basis von Messdaten mit dem VERA-Verfahren (*Vienna Enhanced Resolution Analysis*; Steinacker et al., 1997) sowie Radiosondenaufstiegen zeigten in der bodennahen Temperatur und Feuchteverteilung zum Initialisierungszeitpunkt nur kleine Unterschiede, die als nicht bedeutend erscheinen. Unterschiede im bodennahen Mischungsverhältnis etwa lagen im Bereich von 1 g kg^{-1} . So war das COPS-Gebiet im Modell etwas trockener, im Bereich Ostfrankreich örtlich leicht zu feucht. Unterschiede in der potentiellen Temperatur waren im Bereich von wenigen Kelvin-Graden – Ostfrankreich leicht zu warm, um ca. 2 K. Gerade auch bei den örtlichen Gradienten dieser Größen, welche mit der Entwicklung der Kaltfront in bedeutendem Zusammenhang stehen, waren keine deutlichen Unterschiede zu erkennen, nur weiter im Norden Frankreichs war der Gradient der äquivalentpotentiellen Temperatur im Modell etwas stärker. Auch ein Vergleich auf Basis von Vertikalsondierungen für das 850 hPa-Niveau offenbarte keine wesentlichen Unterschiede.

In der Entwicklung hochreichender Konvektion zeigt sich jedoch ein Unterschied, als dass ein Gebiet intensiver konvektiver Niederschläge in der Nordhälfte Frankreichs im Modell für den 19.07.2007 zwischen 18 und 24 UTC weiter ausgedehnt und deutlich weiter östlich simuliert wurde. Ein Einfluss auf die weiter südliche Modellregion wird daraus nicht abgeleitet. Die Entwicklung über Südwestfrankreich ist im COSMO-EU-Modell weitgehend zutreffend wiedergegeben worden.

Es lässt sich insgesamt also nicht die Aussage ableiten, dass der im Folgenden betrachtete COSMO-DE-Lauf mit von der Realität deutlich abweichenden meteorologischen Feldern initialisiert wurde.

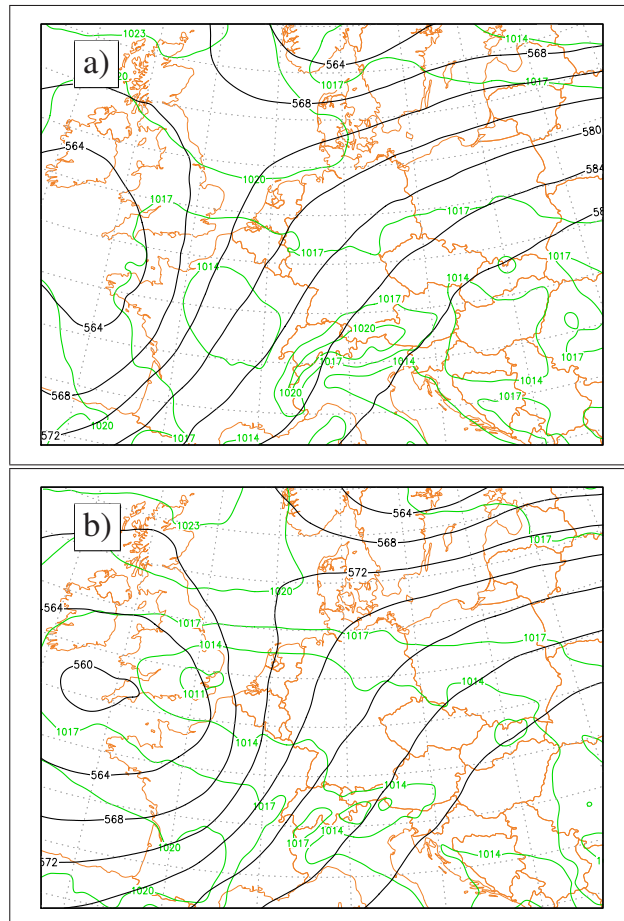


Abb. 8.22: Analyse des Bodendrucks (grün) und des Geopotentials (schwarz) auf 500 hPa mit dem COSMO-EU-Modell vom 20.07.2007 um 00 UTC (links) und um 12 UTC (rechts). Orangene Linien sind Staatsgrenzen.

MCS, Kaltfront und Konvektionspotential im Modell

Analog zu den Beobachtungen der tatsächlichen Entwicklung (Niederschläge der VERA-Analyse) zog im Modell das MCS von Westen heran, wobei der südliche Ausläufer des MCS im COPS-Gebiet erschien. Diese Struktur hatte das MCS in der Realität ab 05 UTC über Ostfrankreich angenommen (nicht gezeigt). Im Modell erreichte das MCS das COPS-Gebiet ungefähr zur gleichen Zeit wie in der stattgefundenen Entwicklung, d. h. um ca. 07:30 UTC. Das MCS hatte sich über den Vogesen erneut verstärkt (Cormeier et al., 2011). Dies war im Modell analog, die stärkste Ausprägung hatte das MCS hier allerdings erst, als das MCS den Westen des COPS-Gebiets erreichte.

Vor der Ankunft des MCS herrschten auch im Modell östliche Winde vor (Abb. 8.23.a). Um 09:30 UTC lag schließlich das MCS sowohl im Modell als auch in der realen Entwicklung über den Vogesen und grenzte an den Oberrheingraben. Auch in der Modellsimulation fand dem MCS vorgelagert der Durchgang einer Kaltfront statt, erkennbar an der bodennahen Windzunahme und -drehung sowie einem Temperaturrückgang (Details siehe unten). Da im Modell der Schwerpunkt des MCS zunächst mehr im südlichen Bereich über den Vogesen lag, setzte sich die Kaltfront vorerst im Süden des COPS-Gebiets durch (Abb. 8.23.a), so dass um 09:00 UTC bereits in Freiburg und Basel ein westlicher Wind wehte, im Nordschwarzwald jedoch weiterhin ein östlicher. Im Oberrheingraben stellte sich bodennah eine südwestliche Strömung ein, während hier auf dem 850 hPa-Niveau ein südlicher Wind wehte; offensichtlich wirkte ein Kanalisierungseffekt. Ab 09:30 UTC hatte sich das MCS im Modell auch im nordwestlichen Bereich des COPS-Gebiets so weit verlagert und intensiviert, dass nun im Bereich der Zaberner Senke ein westlicher Wind wehte. Gleichzeitig stellte sich im Nordschwarzwald sukzessive von Westen her eine westliche Strömung ein. Bemerkenswert hierbei ist, dass im mittleren Oberrheingraben zunächst die südwestliche Strömung erhalten blieb und sich nicht wie in der Realität mit einem Ausströmen kalter Luft aus dem MCS eine westliche Strömung einstellte. Offensichtlich wirkte hier also der entsprechende Einfluss des MCS noch nicht. Um 11:30 UTC war die Kaltfront über das ganze Schwarzwaldmassiv hinweg gezogen und westliche Winde blieben dort bestehen, analog zur tatsächlichen Entwicklung. Mit dem Eintritt des MCS in den Bereich des mittleren Oberrheingrabens setzten sich auch dort überwiegend westliche Winde durch. Wie bereits erwähnt, löste

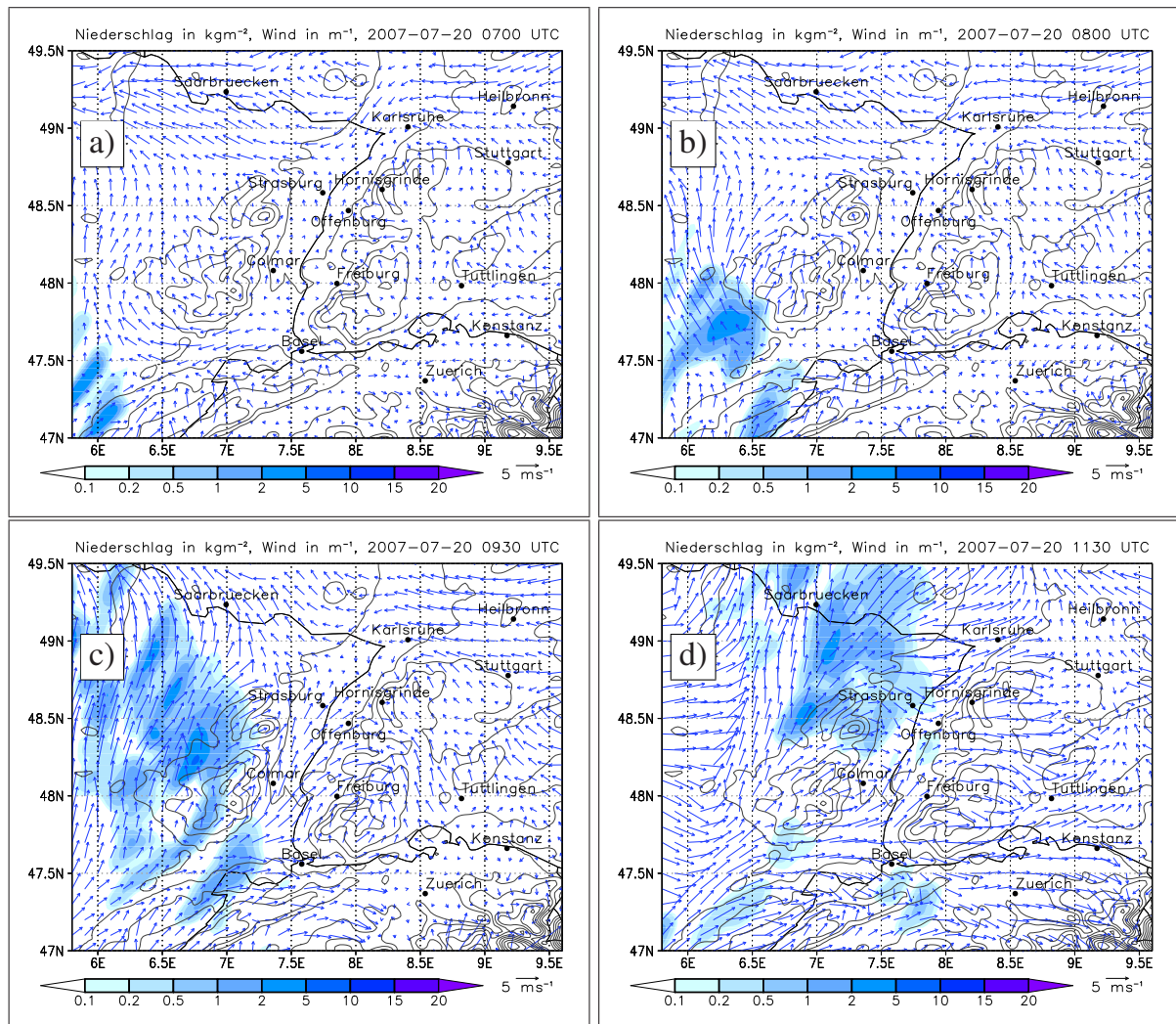


Abb. 8.23: Vorhersage der Niederschlagsmenge in kg m^{-2} innerhalb von 30 Minuten bis zum Termin sowie Horizontalwind in m s^{-1} mit COSMO-DE am 20.07.2007 für vier Termine: 07:00 UTC (a), 08:00 UTC (b), 09:30 UTC (c) und 11:30 UTC (d).

sich im Modell – in Übereinstimmung mit der stattgefundenen Entwicklung – das MCS über dem Oberrheingraben auf.

Im Laufe des Morgens und Vormittags entwickelte sich im Modell am westlichen Hang des Schwarzwaldes in einem Nord-Süd-ausgerichteten Streifen bis in den Süden des Schwarzwaldes ein Gebiet erhöhter CAPE-Werte, erstmals sichtbar ab 07:30 UTC (Abb. 8.24.a). Es blieb dort bis ca. 10:00 UTC unter fortlaufender Intensivierung weitgehend stationär und erreichte zu diesem Zeitpunkt die deutlichste Ausprägung mit vierstelligen Werten der CAPE ($>1500 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$; Abb. 8.24.b). Dieses Band basierte vor

allem auf hohen Werten der spezifischen Feuchte (Abb. 8.24.c und d). Die Ursache für die hohen Feuchte-Werte liegt in zwei Faktoren: große Verdunstungsraten an der Erdoberfläche (Abb. 8.25.b), und ab 09:00 UTC bodennahe Feuchteadvektion von Westen (siehe unten). Zudem lag das CAPE-Band dort, wo von Westen mit der Kaltfront in den Nordschwarzwald kühlere Luft einströmte (Abb. 8.25.e).

In den Beobachtungen erreichte die CAPE zu dieser Tageszeit ebenfalls hohe Werte, so an der Hornisgrinde ca. $1500 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ um 08 UTC, während hier im Modell ca. $750 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ herrschten. Für einen Vergleich eignet sich der der Hornisgrinde entsprechende Gipfel in der Modellorographie etwas weiter östlich besser als die exakte geographische Lage der Hornisgrinde im Modell, welche aufgrund der glatteren Modellorographie noch am Westhang des realen Gebirgsrückens liegt.

Gekoppelt mit der sich einstellenden westlichen Strömung im Zuge der Kaltfrontpassage, welche eine Winddrehung auf West und Abkühlung brachte (siehe unten), verlagerte sich das angesprochene CAPE-Band nach 09:30 UTC ostwärts (Abb. 8.25.a, c, e). Es kam zu einer Verfrachtung der bodennah feuchten Luft nach Osten durch die bodennahe Feuchteadvektion (nicht gezeigt). Die Werte der CAPE nahmen damit lokalzeitlich sprunghaft ab, blieben aber überall im Nordschwarzwald über Stunden hinweg noch im dreistelligen Bereich. In der stattgefundenen Entwicklung dagegen war schließlich die CAPE erheblich verringert, da hochreichende Konvektion und damit intensive vertikale Durchmischung sowie deutliche Abkühlung am Boden aufgetreten waren. So war um ca. 11 UTC an der Hornisgrinde keine CAPE mehr vorhanden.

Korreliert mit dem Band hoher CAPE-Werte traten ab 09:00 UTC niedrige CIN-Werte auf ($< 50 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, Abb. 8.24.e und f). Damit war die Auslösetemperatur ebenfalls erniedrigt, lag laut Analysen jedoch noch oberhalb der bodennahen Temperatur (Beispiel am Gitterpunkt Hornisgrinde, Tab. 8.3). Das CAPE-Maximum war dort in einem Zeitintervall von ca. 1 Stunde gegeben (09:30 bis 10:30 UTC), anschließend verlagerte sich das CAPE-Band, und die Entwicklungsbedingungen für hochreichende Konvektion verschlechterten sich lokal wieder, da es bodennah mit der Kaltfront zu einer Abkühlung kam und zum Abtransport der bodennahen Feuchte.

Auch im Raum Stuttgart und in der Region Heilbronn zeigt sich im Modell ein CAPE-Maximum in relativ warmer und feuchter bodennaher Luft. Gleichzeitig gab es auch hier niedrige CIN-Werte. Dieses Gebiet guter Konvektionsbedingungen blieb dort bis 12 UTC ortsfest.

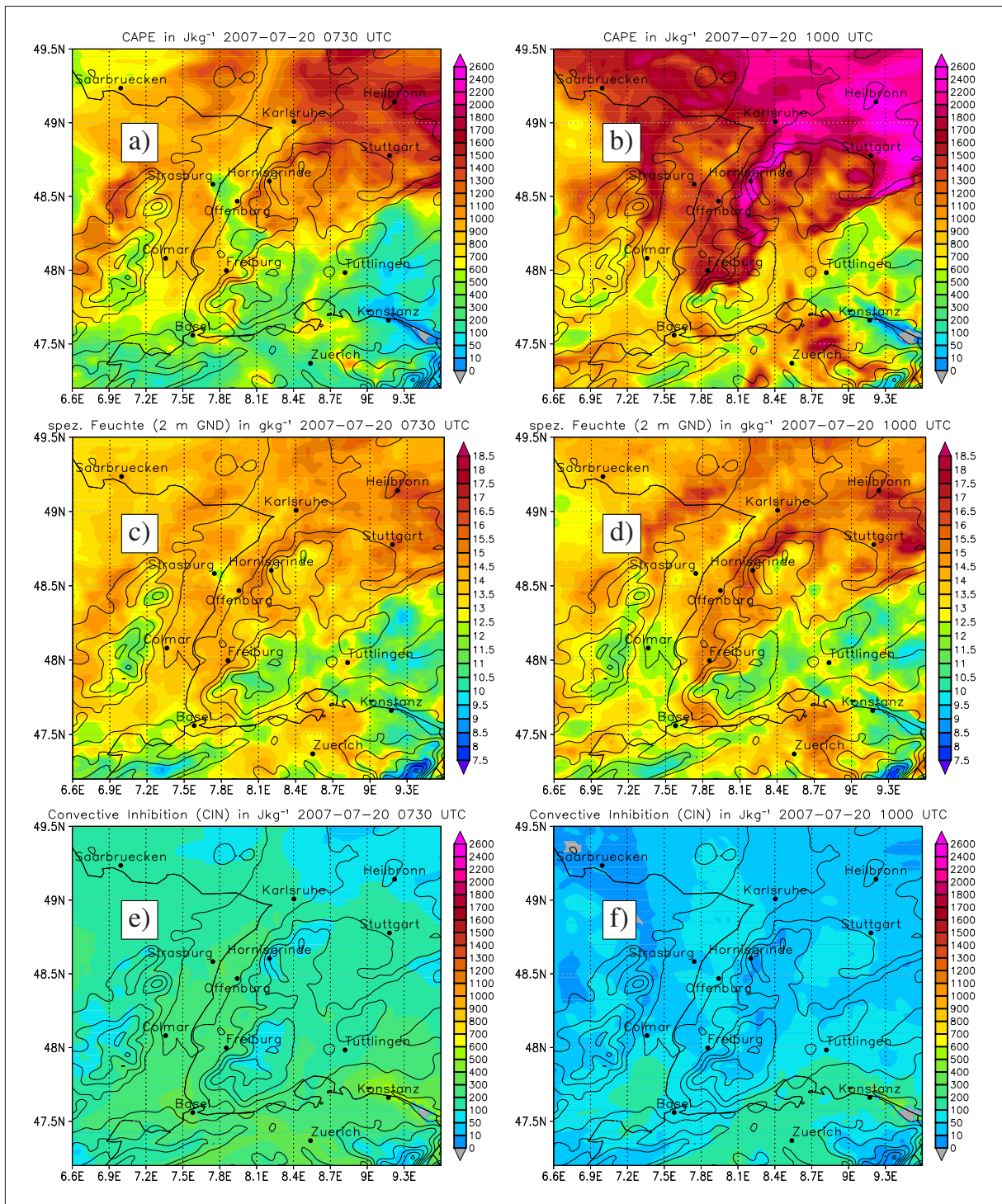


Abb. 8.24: CAPE in $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$, bodennahe spezifische Feuchte in g kg^{-1} sowie CIN in $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ um 07:30 UTC (linke Spalte) und um 10:00 UTC (rechte Spalte) am 20.07.2007 simuliert mit COSMO-DE.

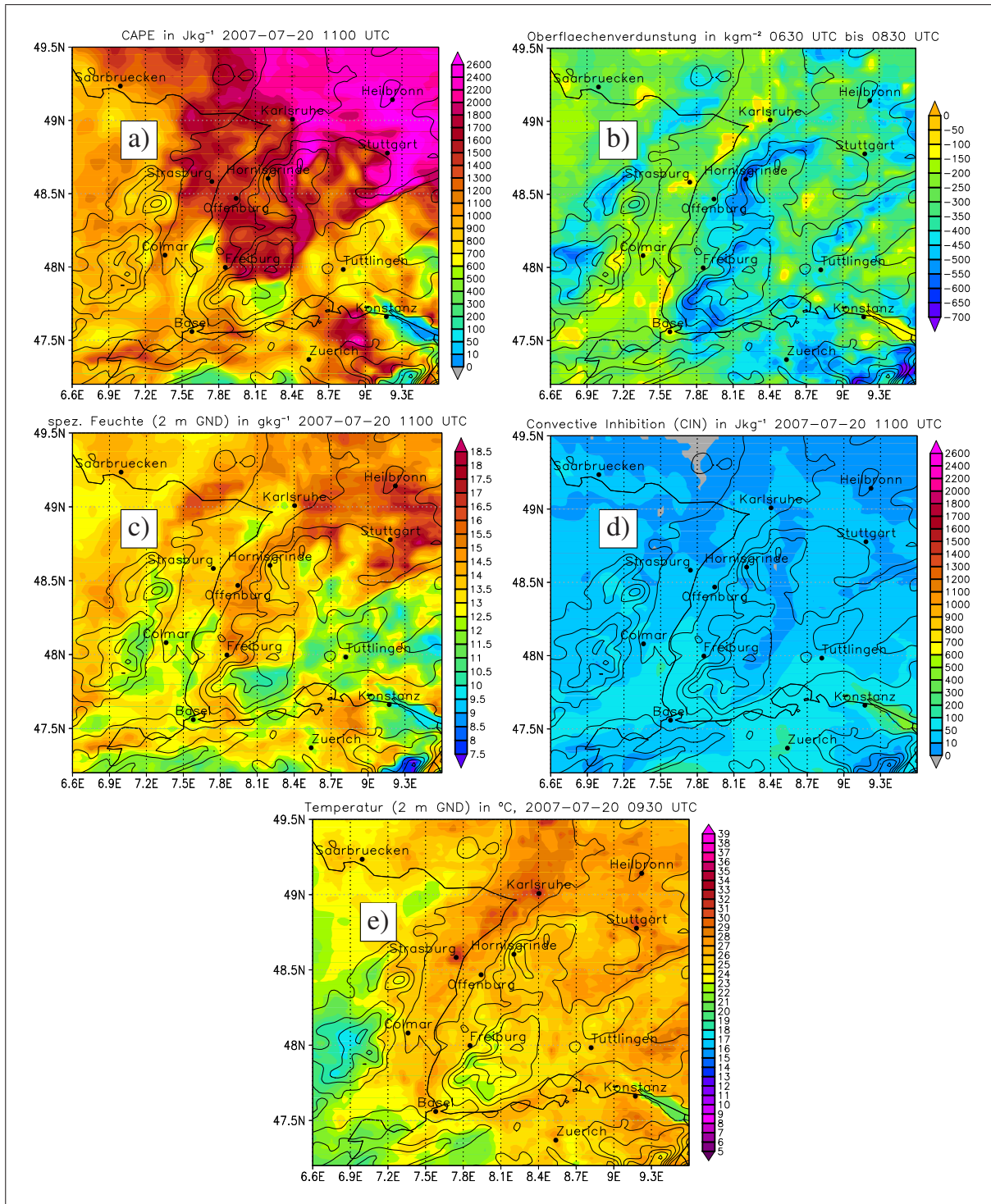


Abb. 8.25: CAPE in $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ um 11 UTC (a), Oberflächenverdunstung (06:30 UTC bis 08:30 UTC) in kg m^{-2} (b), spezifische Feuchte (2 m über Grund) in g kg^{-1} (c) sowie CIN in $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ um 11 UTC (d) und bodennahe Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ um 09:30 UTC (e) am 20.07.2007 simuliert mit COSMO-DE.

Tab. 8.3: Bodennahe Temperatur, Auslösetemperatur in °C und Höhe des Niveaus der freien Konvektion z_{NFK} in m über Grund, abgeleitet aus Modelldaten am Gitterpunkt Hornisgrinde.

	08:00	08:30	09:00	09:30	10:00	10:30	11:00	11:30	12:00
Tausl	27,0	27,5	26,9	26,3	25,4	24,3	23,8	25,7	24,7
T2m	20,7	21,7	21,8	22,3	22,5	20,7	19,8	20,8	20,0
z_{NFK}	2443	2362	2140	1966	1652	1325	1686	2145	1895

Die zeitliche Abfolge des Temperatur- und Feuchteprofils zeigt, dass am Morgen über dem Nordschwarzwald unterhalb 3 km NN noch warme und trockene Luft advehiert wurde (Hornisgrinde, Abb. 8.26, vgl. 07:30 UTC und 08:30 UTC). Um 08:30 UTC befand sich in einer Höhe von ca. 150 m über Grund eine Inversion, die durch konvektives Einmischen bodennaher Wärme an Höhe zunahm. Nach 09:00 UTC war unterhalb von ca. 5 km NN Kaltluftadvektion (KLA) wirksam. Mit der Kaltfront fand bis ca. 10:30 UTC eine deutliche Abkühlung statt und gleichzeitig eine erhebliche Feuchtezunahme. Die KLA war in den bodennahen Schichten intensiver als in den höheren, was sich auf die Schichtung stabilisierend auswirkte und einer der Gründe für den Rückgang der CAPE war. Direkt am Boden war es relativ feucht (11 g kg^{-1}), ab 09:00 UTC stieg der Feuchtegehalt der Luft auch in höheren Schichten bis ca 5 km NN deutlich an und erreichte ein Maximum um 10:30 UTC mit bodennahen Werte deutlich über 10 g kg^{-1} . Die Ursache hierfür wird im Folgenden erläutert. Auch diese Feuchtezunahme in höheren Schichten trug zur Verringerung der CAPE bei.

Gemäß der Verteilung der Divergenz des Q-Vektors, welche laut Omegagleichung ein Maß für nichtdiabatische Antriebe großräumiger Vertikalbewegungen darstellt (Kap. 5.5), gab es nach 08:00 UTC auf 500 hPa keinen mittel- oder hochtroposphärischen Hebungsantrieb über dem COPS-Gebiet (nicht gezeigt). Auch das Globalmodell GFS wies keinen Hebungsantrieb auf (nicht gezeigt).

Abb. 8.28 zeigt zonale Vertikalschnitte durch das COPS-Gebiet entlang der geographischen Breite $48,625^\circ\text{N}$. Diese Breite entspricht der Lage des Gitterpunkts des Gipfels der Hornisgrinde. Bis 08 UTC herrschte eine schwache östliche Windkomponente im Oberrheingraben. Ab 09:30 UTC war das MCS an einem kompakten Gebiet hoher rela-

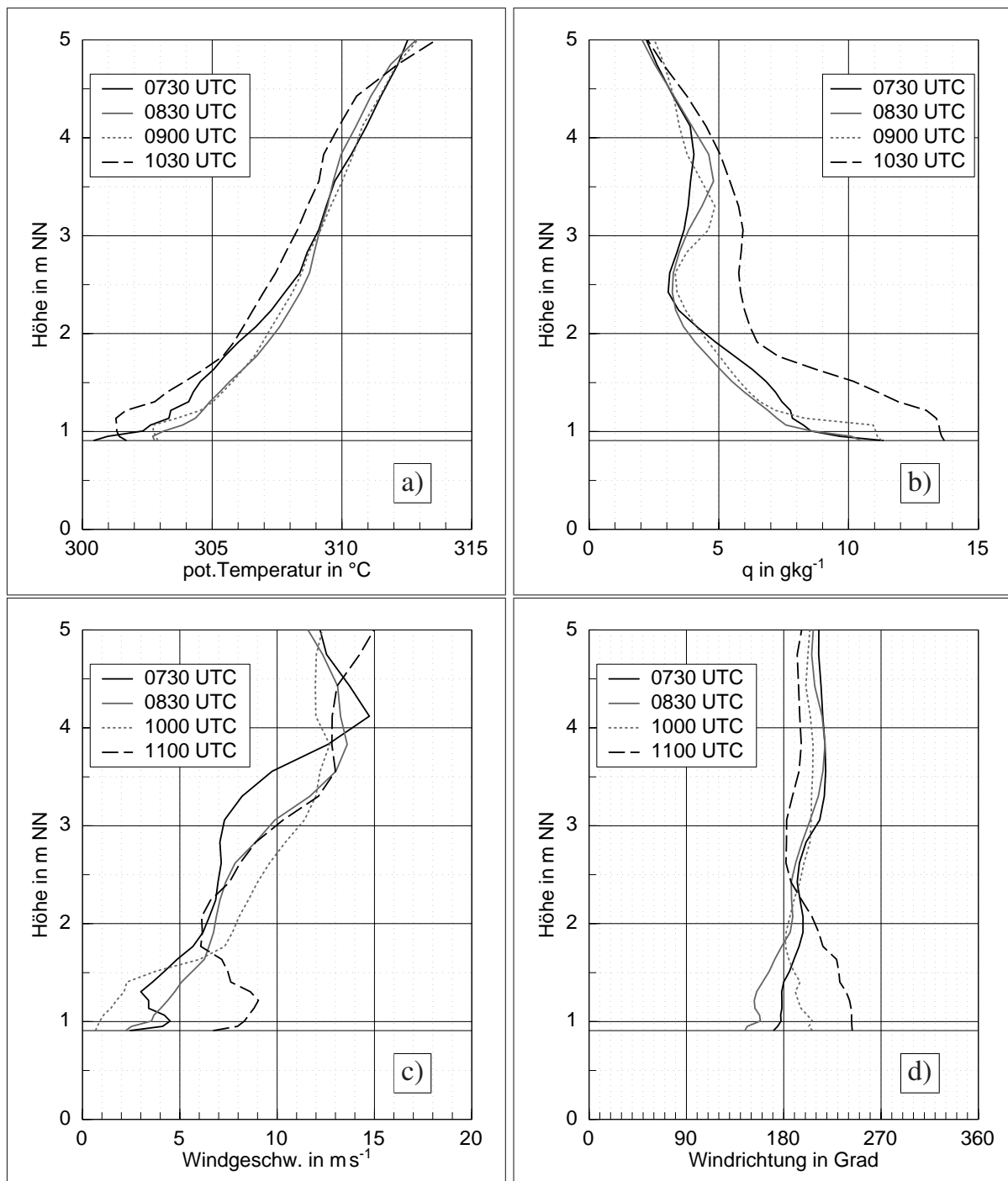


Abb. 8.26: Vertikalprofile aus Modelldaten für den Gitterpunkt Hornisgrinde Gipfel, am 20.07.2007, 00 UTC: potentielle Temperatur (a), spezifische Feuchte (b), Windgeschwindigkeit (c) und Windrichtung (d).

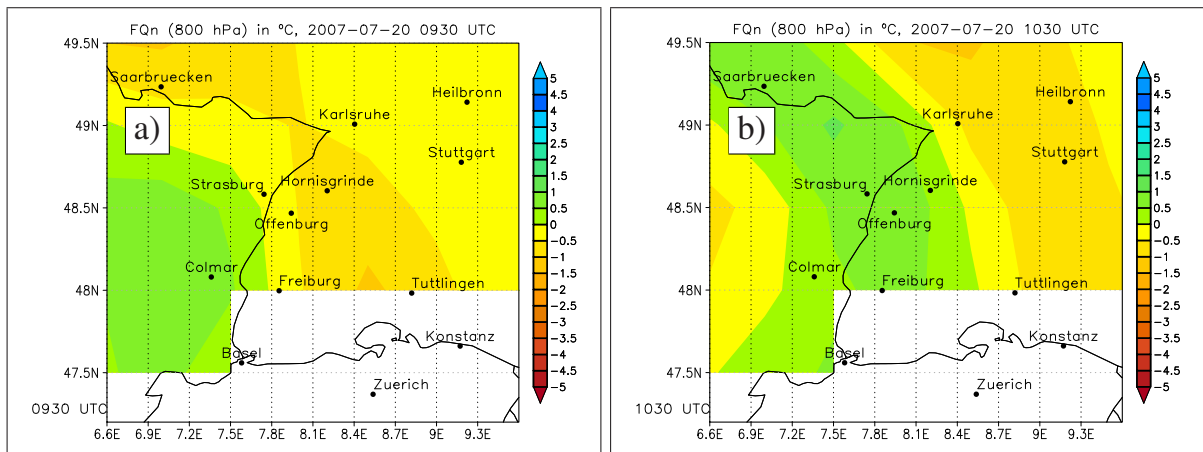


Abb. 8.27: Divergenz der Normalenkomponente des Q-Vektors (FQn) in $10^{-15} \text{ K s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ am 20.07.2007 09:30 UTC (a) und 10:30 UTC (b) simuliert mit COSMO-DE.

tiver Feuchte westlich der Vogesen sichtbar (Abb. 8.28.d). Ab 09:00 UTC trat eine westliche Komponente (um 1 m s^{-1}) auf, d. h. die Strömung war gegen den Westhang des Nordschwarzwaldes gerichtet, die mit der angesprochenen Advektion kalter Luft einherging und am Fuße des Hangs eine Strömungskonvergenz erzeugte, was zu erzwungener Hebung entlang des Westhangs führte. Zeitgleich zeigte die Divergenz der Normalenkomponente des Q-Vektors auf 800 hPa eine bandartige Verteilung von Hebungs- und Absinkantrieben, welche mit der thermisch direkten Zirkulation der frontogenetischen Kaltfront verbunden war (Kurz, 1990) und sich ostwärts verlagerte (Abb. 8.27). Analog hierzu erschien (um 09:30 UTC) im Vertikalwindfeld auf 850 hPa ein Band von Hebung in der Größenordnung von $0,3 \text{ m s}^{-1}$ (Abb. 8.30.b).

Damit kam es zu Hebung der bodennahen feuchten Luft; zunächst wurde feuchte Luft aus dem Oberrheingraben am Westhang des Schwarzwaldes auf das Gebirgsmassiv gehoben (Abb. 8.25.f) und über den Schwarzwald advehiert, angereichert durch einen Feuchteeintrag aufgrund von bodennaher Verdunstung (Abb. 8.25.b). Die Vertikalbewegungen wirkten sich mit einer Feuchtezunahme bis in Höhen von gut 3 km NN aus. Bodennah führte dies zu horizontal verstärkten Feuchtegradienten. Das Gebiet angehobener feuchter Luft verlagerte sich mit der Passage der Kaltfront ostwärts (Abb. 8.29.a bis c). Die Verknüpfung von Hebungsgebiet und Kopf der Böenfront sind gut zu sehen (Abb. 8.30). Mit der Kaltfront kam es zu einer Verlagerung der feucht-warmen Luft; so

ist die Verlagerung des CAPE-Bandes mit einem Band bodennaher Feuchteadvektion gekoppelt (nicht gezeigt).

An der Hornisgrinde fand zwischen 09:00 und 10:30 UTC eine zyklonale Winddrehung am Boden von Südost auf westsüdwestliche Richtung statt, und zwischen 10:00 und 10:30 UTC ging die Kaltfront durch, bodennah sichtbar an einem deutlichen Temperaturrückgang (um ca. 3 K) und einer Windzunahme (von ca. $1,2 \text{ m s}^{-1}$ auf ca. 4 m s^{-1} um 10:30 UTC; Abb. 8.31). Im Vertikalprofil der Windrichtung zeigte sich diese Windzunahme in einer Schicht bis 1,8 km NN um 11:00 UTC (Abb. 8.26.c). Die Windänderung verlief insgesamt langsamer und weniger sprunghaft als in der Realität. Außerdem zeigte sich bodennah kein dem in den Messdaten beobachteten horizontalen Windmaximum vergleichbares bauchförmiges Maximum (vgl. Abb. 8.26.c und Abb. 8.15.d). Die Wirkung der Böenfront wurde also abweichend simuliert.

Das MCS zog ostwärts und lag dann um 11:30 UTC über dem Oberrheingraben (Abb. 8.23.d), wo es sich wie erläutert auflöste. Gleichzeitig zeigten sich nun im Oberrheingraben bodennah statt der südwestlichen Strömung westliche Winde, welche linienhaft ähnlich einer Front vom MCS ausgingen. Diese lassen sich erklären als Ausströmen kalter Luft aus dem MCS, wie es in der realen Entwicklung beobachtet wurde. Am Boden fand damit weitere Abkühlung statt (an der Hornisgrinde Abkühlung um weitere ca. 2 K, Abb. 8.31), und der bodennahe Wind nahm noch etwas zu.

Die Wirkung der Kaltfront wurde also verstärkt, jedoch mit zeitlich verzögerter Wirkung von etwa 1 Stunde. Verglichen mit den tatsächlichen Beobachtungen (Kap. 8.1) erschien diese Verstärkung im entsprechenden Vertikalprofil im Modell weniger intensiv bzw. nur andeutungsweise sichtbar. Dabei war die Böenfront im Modell deutlich weniger intensiv im Grad der Abkühlung und der Windzunahme.

Ein weiterer Grund, warum die Böenfront im Modell weniger intensiv war, ist in der im Modell flacheren Orographie zu sehen (Kap. 5.2): Bei der erzwungenen Hebung am Westhang ergibt sich bei einer weniger hohen Modellorographie auch ein geringerer Beitrag der adiabatischen Kühlung. Die Abkühlung in Verbindung mit der Kaltfront hatte sich an der hoch gelegenen Hornisgrinde verglichen mit den anderen Stationen als besonders intensiv gezeigt.

Der Vergleich von Messungen und Modelldaten an der Hornisgrinde ergibt, dass die Windänderung zwar recht ähnlich vonstatten ging, dass aber die Temperaturabnahme im Modell mit der Front deutlich verringert war. Damit war die Böenfront im Modell

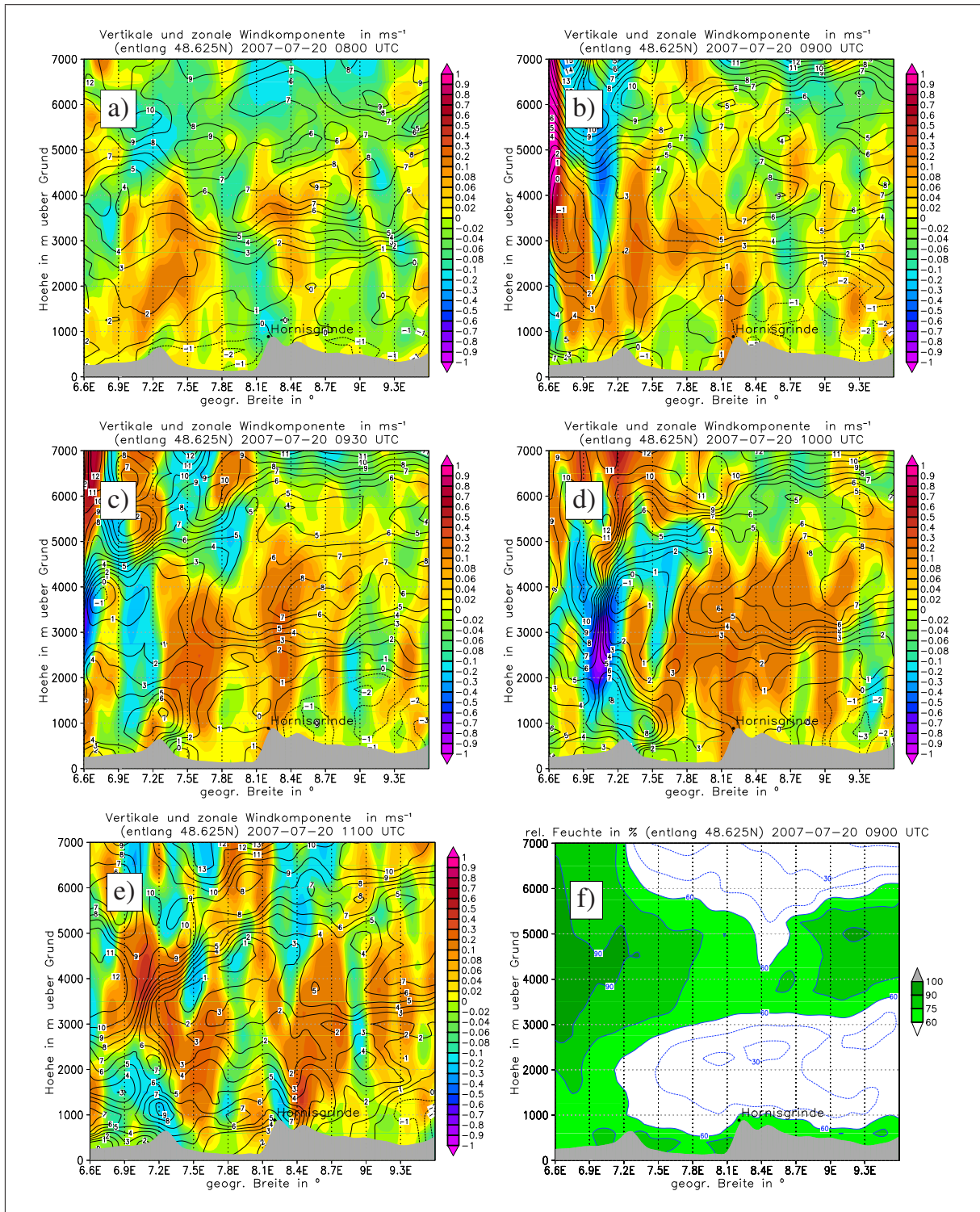


Abb. 8.28: Vertikalschnitte auf Höhe der geographischen Breite der Hornisgrinde der vertikalen (Isolinien) und zonalen Windgeschwindigkeit (farbkodiert) in m s^{-1} für Termine zwischen 08 UTC und 11 UTC (a bis e) und der relativen Feuchte um 09 UTC (f) für den 20.07.2007 simuliert mit COSMO-DE.

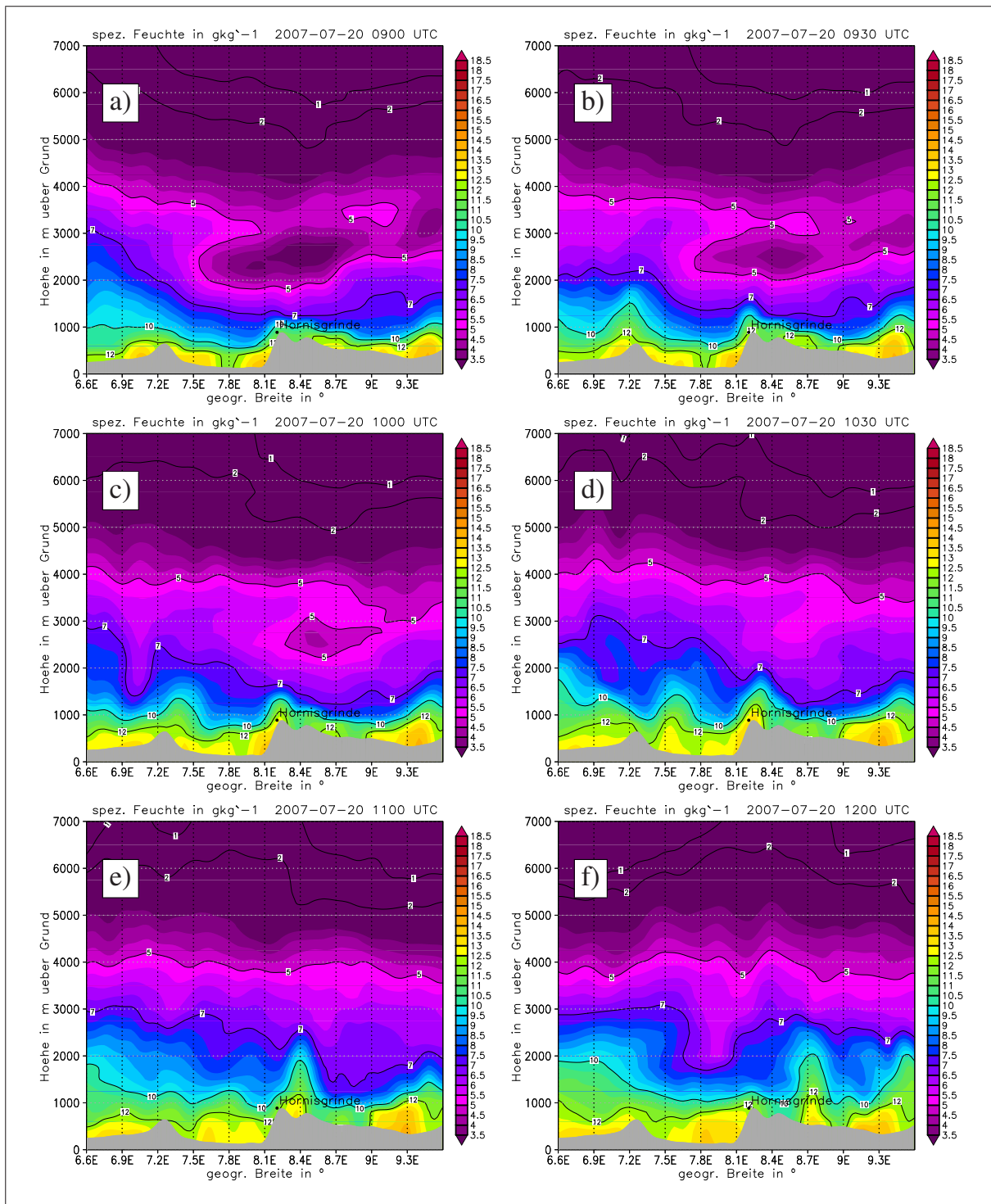


Abb. 8.29: Vertikalschnitte der spezifischen Feuchte in g kg^{-1} entlang der geographischen Breitengrads der Hornisgrinde für den 20.07.2007 simuliert mit COSMO-DE.

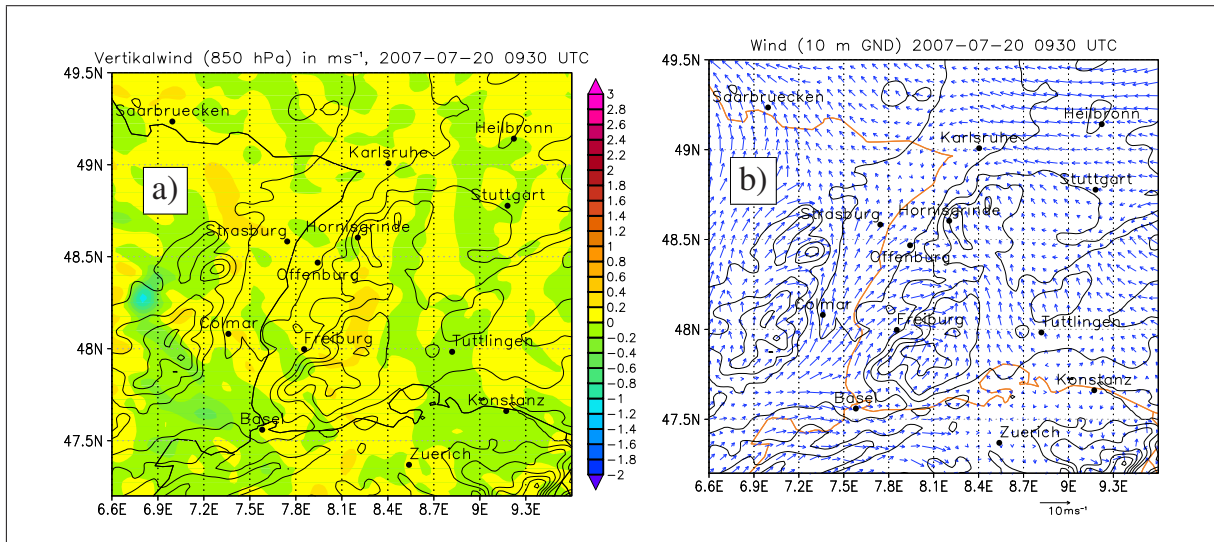


Abb. 8.30: Vertikalwind (a) und Horizontalwind (b) in m s^{-1} um 09:30 UTC am 20.07.2007 simuliert mit COSMO-DE.

nicht kalt genug. Am Beispiel Hornisgrinde (Abb. 8.13) wurde eine Abkühlung um 8 K gemessen, im Modell dagegen betrug sie nur ca. 3,5 K (Abb. 8.31).

Durch die Kaltluftadvektion und damit verbundene Abkühlung am Boden wurde das Potential für die Auslösung hochreichender Konvektion wieder verringert.

Warum fand nun, trotz einer günstigen vertikalen Schichtung, die sich in hohen CAPE-Werten zeigte, und der vorhandenen Hebung im Modell keine CI statt? Interessanterweise lagen die günstigen Bedingungen dort, wo es wirklich zur Auslösung von hochreichender Konvektion kam.

Im Bereich des Bandes erhöhter CAPE lag das Niveau der freien Konvektion in der Größenordnung von 1500 m über Grund (Abb. 8.3). Bei den auftretenden Vertikalgeschwindigkeiten im Modell in der Größenordnung von $0,2 \text{ m s}^{-1}$ benötigen bodennahe Luftpakete ungefähr 2,2 Stunden, um bis auf diese für CI relevante Höhe aufzusteigen. Offensichtlich reichte die Wirkzeit der Vertikalbewegungen nicht aus, denn das Hebungsgebiet verlagerte sich im Verlauf von 1,5 Stunden ostwärts; wenn auch in dieser Zeit möglicherweise Luftpakete bis zum Niveau der freien Konvektion aufsteigen konnten, so war die Menge an gehobener feuchter Luft nicht ausreichend, um im Modell hochreichende Konvektion auszulösen, zumal durch die einfließende Kaltluft das Konvektionspotential wieder deutlich verringert wurde.

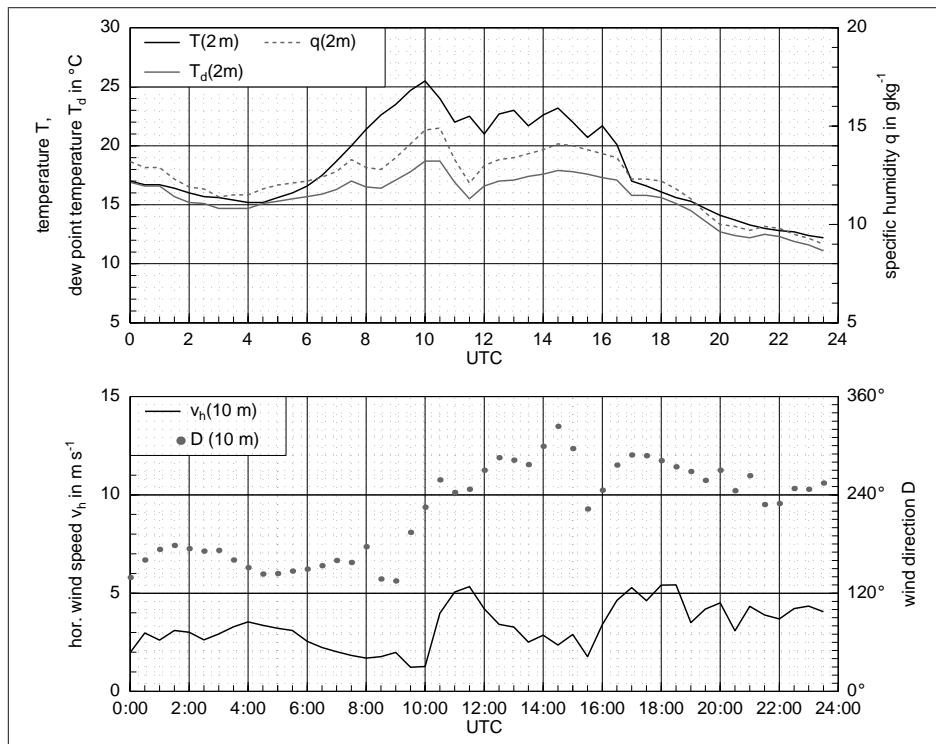


Abb. 8.31: Zeitreihen von Temperatur, Taupunkt und spezifischer Feuchte (oben) sowie von Windgeschwindigkeit und Windrichtung (unten) aus Modelldaten für den Gitterpunkt Hornisgrinde Gipfel, am 20.07.2007., simuliert mit COSMO-DE.

Am Kopf der Kaltfront über dem Nordschwarzwald bildete sich eine Feuchteflusskonvergenz-Linie aus, die sich mit der Kaltfront ostwärts verlagerte (Abb. 8.32). Sie war im östlichen Teil des COPS Gebiets nicht mehr deutlich ausgeprägt, anders als in der stattgefundenen Entwicklung, wo sich in der stark erwärmten Luft im Osten des COPS-Gebiets eine thermisch ausgelöste Konvergenzlinie mit Feuchteflusskonvergenz entwickelte, die in Nord-Süd-Orientierung lag. Diese Feuchteflusskonvergenz war für die kräftige Entwicklung hochreichender Konvektion im Osten des COPS-Gebiets ein entscheidender Faktor (Corsmeier et al., 2011). Aufgrund der im Modell weniger intensiv simulierten Kaltfront war die Wirkung der Feuchteflusskonvergenz als weniger stark simuliert worden.

Im Modell waren die Bedingungen also dort, wo in der Realität hochreichende Konvektion ausgelöst wurde, ebenfalls günstig: Die CAPE war hoch, es war in der bodennahen Luftschicht viel Feuchtigkeit vorhanden, und es fand sowohl Hebung als auch bodennahe linienhafte Konvergenz statt. Dennoch blieb im Modell die Entwicklung

hochreichender Konvektion aus, insbesondere die kräftige Entwicklung im Osten. Diese Effekte waren jedoch offensichtlich nicht stark genug, um im Modell Vertikalbewegungen von einer Intensität auszulösen, die zu CI geführt hätte. So gab es über dem Nordschwarzwald lediglich ein schwaches Niederschlagsereignis im Bereich der Hornisgrinde und des Murgtals zwischen 11:30 und 12:30 UTC mit einer halbstündigen Niederschlagsmenge von max. 1 mm.

Ein weiterer Unterschied war, dass laut Radiosondenaufstieg an der Hornisgrinde schon um 08 UTC, vor der Böenfront, eine Schicht erhöhter Feuchte in den unteren 300 m (deutliche Zunahme von 05 UTC auf 08 UTC) existierte; das Modell zeigt das nicht. Diese Feuchte war wahrscheinlich ein weiterer wichtiger Faktor, der in der Realität bereits präfrontal eine für die spätere CI günstige Umgebung schuf.

Darüberhinaus können Ursachen für das Ausbleiben der CI im Modell auch in der Wolken-Mikrophysik des Modells liegen; dieser Aspekt wurde im Rahmen dieser Studie nicht untersucht.

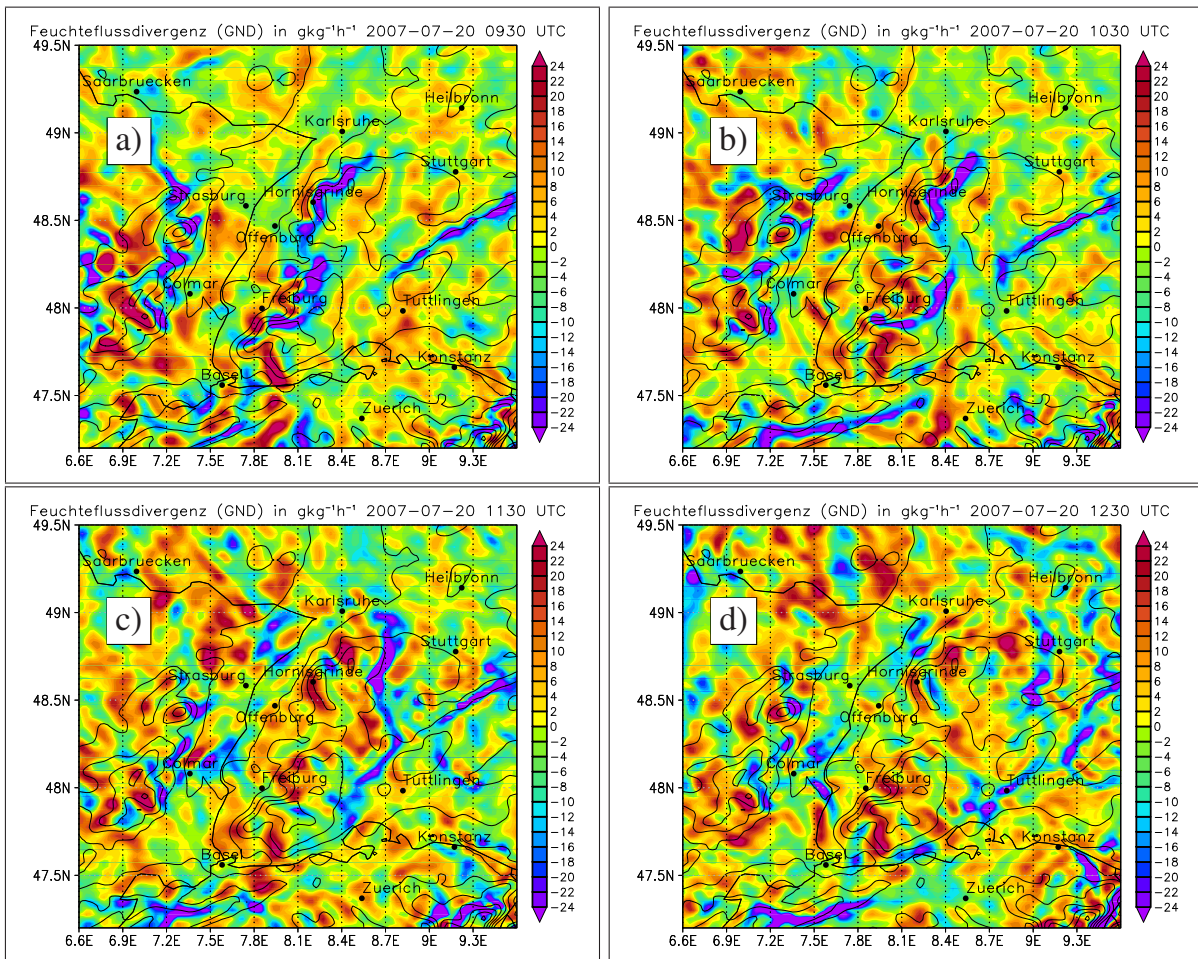


Abb. 8.32: Bodennahe Feuchteflussdivergenz am 20.07.2007 um 09:30 UTC (a), 10:30 UTC (b), 11:30 UTC (c) und 12:30 UTC (d) simuliert mit COSMO-DE.

8.3 Werte der logistischen Modelle für die Fallstudie

Im Folgenden werden für den untersuchten Tag die Ergebnisse der statistischen Studie verwendet, um die Wahrscheinlichkeit für die Auslösung von hochreichender Konvektion zu ermitteln. Das jeweils im Kontrollgebiet am besten angepasste multiple logistische Modell (Kap. 6.2.3) führte zu den in Tabelle 8.4 gezeigten Wahrscheinlichkeiten für CI.

Die Wahrscheinlichkeit für CI war in der Nacht (0 UTC bis 6 UTC) in den östlichen, orographisch gegliederten Gebieten (G3, G4) sehr gering, in den Oberrheingraben-Gebieten allerdings bereits erhöht (G1, G2). In diesem Zeitraum trat in allen Gebieten noch keine hochreichende Konvektion auf; im mittleren Oberrheingraben lag die Wahrscheinlichkeit aber bereits bei 62 %. Ab 07 UTC näherte sich von Westen her das MCS, und wie in Kap. 8.1 erläutert, kam es in den Kontrollgebieten zur Auslösung von hochreichender Konvektion. Hier lag laut den Berechnungen in allen Kontrollgebieten die Wahrscheinlichkeit für CI bei über 60 %, und CI konnte erwartet werden. Interessanterweise war im mittleren Oberrheingraben (G1) die Wahrscheinlichkeit für CI relativ gesehen etwas kleiner; darin liegt eine Verbindung zu der Tatsache, dass sich das MCS über dem Oberrheingraben auflöste. Noch größere Wahrscheinlichkeiten für CI (überall größer als 80 %, im Oberrheingraben sogar bei 98 %) für CI ergaben sich für den Nachmittag, diese Berechnung stellte sich in allen Gebieten als korrekt heraus, da CI stattfand. In allen Gebieten führte hier vor allem der Faktor „Auftreten einer mesoskaligen Konvergenzlinie“ zu einer hohen Wahrscheinlichkeit. Die Variation der Parameter, die das Gewitterpotential beschreiben, trug ebenfalls zu einer Erhöhung oder Erniedri-

Tab. 8.4: Wahrscheinlichkeiten für CI in den Kontrollgebieten am 20.07.2007, berechnet auf der Basis des jeweils bestangepassten multiplen logistischen Modells.

Datum	Zeit	G1	G2	G3	G4
20.07.2007	00-06 UTC	0,620	0,429	0,044	0,113
	06-12 UTC	0,641	0,707	0,783	0,691
	12-18 UTC	0,982	0,980	0,961	0,811
	18-24 UTC	0,924	0,759	0,985	0,932
21.07.2007	00-06 UTC	0,192	0,063	0,035	0,367

gung der CI-Wahrscheinlichkeit bei. Im nördlichen Oberrheingraben (G2) führte Kaltluftadvektion, die sich mit der herannahenden Kaltfront einstellte, zu einer Erhöhung der Wahrscheinlichkeit für CI.

Im zweiten Tageszeitintervall (06 UTC bis 12 UTC) fand im mittleren Oberrheingraben eine sich auflösende konvektive Entwicklung statt, im Nordschwarzwald eine relativ schwache und im mittleren Neckarraum eine sehr kräftige. Wie bereits erwähnt, ist aus dem verwendeten statistischen Verfahren kein Bezug zur Intensität der Erscheinung abzuleiten. Allerdings lässt sich hier das Konvektionspotential in die Betrachtung einbeziehen und damit gleichzeitig eine Aussage über die Intensität der Entwicklung machen. Auch am Abend und in der ersten Nachthälfte war in den Kontrollgebieten die Wahrscheinlichkeit für CI hoch. In den Kontrollgebieten G1, G3 und G4 trat zwar keine CI auf, aber dennoch passierten in diesem Zeitintervall Konvektionszellen diese Gebiete, welche jedoch dort nicht ausgelöst worden waren. Im Gebiet des mittleren Neckarraums gab es keine konvektive Entwicklung mehr, so dass die Vorhersage hier eindeutig falsch war. In der zweiten Nachthälfte war in allen Kontrollgebieten die Wahrscheinlichkeit für CI verschwindend gering, dennoch trat CI in G2 und G3 auf.

8.4 Fazit der Fallstudie

Die Fallstudie, welche die stattgefundenene Entwicklung und entsprechende COSMO-DE-Simulation für den 20.07.2007 zeigt, verdeutlicht einige interessante Aspekte. Für den betrachteten Fall wurde die Entwicklung hochreichender Konvektion in einem Gebiet vom vorhergehenden bzw. parallelen Auftreten von Konvektion in der Umgebung (hier: Annäherung eines MCS von Westen) stark beeinflusst. Durch fernwirkende Mechanismen (Ausfließen kalter Luft, Böenfront, Abschattungseffekte und Niederschlagskühlung) kann Konvektion selbst als Mechanismus der Auslösung oder der Unterbindung von weiteren Konvektionszellen wirksam sein (Groenemeijer et al., 2009).

Zum einen spielte die Relief-Konfiguration des südwestdeutschen Mittelgebirgsraumes für die Entwicklung hochreichender Konvektion eine bedeutende Rolle; dies war schon in der statistischen Betrachtung klar herausgekommen. So herrschten beispielsweise im Oberrheingraben Bedingungen für das Auftreten zähen Nebels, was indirekt dazu führte, dass sich das MCS hier auflöste, demgegenüber herrschten im Schwarzwald gute Einstrahlungsbedingungen, die zu einer kräftigen Erwärmung führen. So hatten an dem betrachteten Tag orographische Effekte einen deutlichen Einfluss auf die Entwicklung bzw. das Ausbleiben von hochreichender Konvektion. Erzwungene Hebung am Westhang des Schwarzwaldes war für die Entwicklung auch von Bedeutung.

Des Weiteren verdeutlicht der Fall das Zusammenwirken von Prozessen und Faktoren auf unterschiedlichen Skalen, die die Entwicklung von CI oder deren Ausbleiben maßgeblich bestimmen; daraus folgte eine große Komplexität der Gesamtwirkung der Prozesse. Dies macht bei vergleichbaren Lagen eine Vorhersage hochreichender Konvektion schwierig.

Die Studie zeigt, dass dabei auch der Aspekt des zeitlichen Zusammenwirkens eine wichtige Rolle spielen kann – gerade bei Wetterlagen, bei denen advective Vorgänge (Luftmassenwechsel) eine Rolle spielen. Die Prozesse im Umfeld der Passage einer Kaltfront und eines mesoskaligen konvektiven Systems waren am betrachteten Tag von Bedeutung. Gerade bei solchen Phänomenen ist der zeitliche Aspekt wichtig. Unterschiede in der Abfolge der Prozesse können über die Auslösung von hochreichender Konvektion oder deren Ausbleiben entscheiden. Damit zusammenhängend wurde die Entwicklung von hochreichender Konvektion vom operationellen Modell COSMO-DE nicht entsprechend der stattgefundenenen Entwicklung wiedergegeben. Es zeigte sich zwar

im Modell die Auflösung des MCS über dem Oberrheingraben, aber die Neuentwicklung von hochreichender Konvektion östlich davon über dem COPS-Gebiet, welche schließlich in der Realität zu kräftigen Gewittern am südlichen Ende einer sich über Deutschland erstreckenden Gewitterlinie führte, wurde nicht simuliert.

Ein wesentlicher Unterschied zwischen Modell und realer Entwicklung in Bezug auf die Auslösung der hochreichenden Konvektion war die Intensität des mit der Böenfront verbundenen Temperaturgradienten, der Windgeschwindigkeit, der vertikalen Mächtigkeit der Schicht, in welcher die Windgeschwindigkeit erhöht war, und der Feuchte. Hier lagen deutliche Unterschiede, welche mit als Ursache dafür dienen, dass es im Modell zu keiner CI kam. Ein Hebungsantrieb in Verbindung mit der Frontpassage zeigte sich zwar im Modell und damit verbunden ein vertikaler Transport feuchter Luft, dieser war jedoch zu schwach und hatte eine zu kurze Wirkzeit, um die bodennahen feuchten Luftmassen das Niveau der freien Konvektion erreichen zu lassen. Damit wurde im Modell keine hochreichende Konvektion ausgelöst.

Weiter zeigt sich in dem Beispiel, wie das Auftreten von hochreichender Konvektion wiederum einen Einfluss auf die weitere Entwicklung hat.

Wie erläutert spielten orographische Effekte, insbesondere die Hebung der Luft am westlichen Hang des Nordschwarzwaldes, eine wichtige Rolle für die Auslösung der ersten Konvektionszellen über dem Nordschwarzwald. Dass in der stark geglätteten Modellorographie (Kap. 5.2) Unterschiede zur Realität auftreten, die unter Umständen entscheidend sind für CI, liegt auf der Hand, gerade wenn orographische Effekte eine Rolle spielen. Offensichtlich fand im Modell damit keine präfrontale Entwicklung statt, die so ausgeprägt war, wie es in der Realität der Fall war. Interessanterweise war im Modell in einem Streifen nahe des Westhangs, dort, wo die ersten Konvektionszellen auftraten, das Konvektionspotential (ausgedrückt durch hohe Werte der CAPE) stark erhöht, ebenso war eine linienhafte Feuchteflussdivergenz vorhanden, und Vertikalbewegungen in Verbindung mit der Kaltfront und der Konvergenzlinie traten auf. Diese waren aber offensichtlich nicht intensiv genug, um im Modell hochreichende Konvektion auszulösen bzw. entsprechende Niederschlagsprozesse zu initiieren. Außerdem verringerte Kaltluftadvektion in Verbindung mit der Kaltfrontpassage das Konvektionspotential rasch.

Die Abkühlung im Westen des COPS-Gebiets war im Modell schwächer simuliert als in der Realität. Dies hängt zum einen mit einem schwächer ausgeprägten und zu einem etwas späteren Zeitpunkt simulierten Ausströmen kühlerer Luft aus dem MCS

zusammen. Des Weiteren fiel durch die im Modell fehlende Konvektionsentwicklung, welche für Durchmischung und weitere Abkühlung der niedrigeren Schichten sorgt, die Abkühlung schwächer aus.

Aufgrund der schwächer simulierten Abkühlung im Westen des COPS-Gebiets bildete sich im Modell auch die vorhandene Konvergenzlinie im Osten des COPS-Gebiet nur schwach aus. Diese war aber ein entscheidender Faktor für die kräftige Entwicklung im Osten des COPS-Gebiets.

Des Weiteren war der Temperaturgradient am Kopf der Böenfront im Modell schwächer ausgeprägt – dies zeigt sich auch an der deutlich geringeren Ausbreitungsgeschwindigkeit der Front im Modell –, womit sich auch ein geringerer Auftrieb der dort gehobenen präfrontalen Luft ergibt.

Insgesamt hat das mesoskalige operationelle Wettervorhersagemodell COSMO-DE die Prozesse auf den größeren Skalen – der Makro-, der Meso- α - sowie Meso- β -Skala – recht gut simuliert, welche in dem betrachteten Fall für die Auslösung hochreichender Konvektion relevant waren. Deutliche Unterschiede zeigten sich vor allem bei den auf der Meso- γ -Skala (Böenfront, lokale orographische Zirkulationen) und der Mikroskala (lokale konvektive Umlagerungen und kleinräumige Turbulenz) stattfindenden Prozessen, welche subskalige Prozesse darstellen. Letztere waren aber in diesem Fall offensichtlich von entscheidender Bedeutung für die Auslösung von Entwicklung hochreichender Konvektion.

Offensichtlich können Wetterlagen, bei denen advektive Vorgänge eine bedeutende Rolle spielen – Luftmassenaustausch und damit verbundene schnelle Änderung von Temperatur und Feuchte – trotz einer guten Modellauflösung im Sinne der Prognosegüte problematisch sein.

9 Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurde die Auslösung konvektiver Niederschlagsereignisse (CI) im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum während der Messkampagne COPS (*Convective and Orographically induced Precipitation Study*) untersucht. COPS fand im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms SPP 1167 „Quantitative Niederschlagsvorhersage“ statt. Dabei zeigte sich deutlich, sowohl in einer statistischen Betrachtung eines Dreimonatszeitraums als auch in einer exemplarischen Fallstudie, dass bei der Auslösung hochreichender Konvektion verschiedene Prozesse unterschiedlicher meteorologischer Skalen beteiligt sind und zusammenwirken.

In der statistischen Betrachtung, für die das Auftreten von CI-Ereignissen auf der Basis von Beobachtungen mit dem Karlsruher C-Band-Niederschlagsradars abgeleitet wurden, ist keiner der betrachteten Faktoren alleine in hohem Maße geeignet, die Auslösung hochreichender Konvektion vorherzusagen. Erst die Verknüpfung verschiedener Faktoren führt zu einer akzeptablen Vorhersagegüte.

Geländeeigenschaften und Reliefkonfiguration der Gebiete, für die CI prognostiziert werden soll, spielen eine wichtige Rolle, woran die Bedeutung orographischer Effekte deutlich wird. Bereits in Gebieten, die nur wenige Kilometer auseinander liegen, aber in ihrer orographischen Gliederung Unterschiede zeigen, existieren deutliche Unterschiede in der Bedeutung der verschiedenen CI-auslösenden Faktoren. Für vier Kontrollgebiete im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum konnte dies quantitativ gezeigt werden. Dabei war für die Auslösung von hochreichender Konvektion am Tage das orographisch stark gegliederte Gebiet im Nordschwarzwald begünstigt, und es zeigte sich dort ein deutlicher Tagesgang. Das Gebiet im nördlichen Oberrheingraben war insgesamt gekennzeichnet durch seltener auftretende CI-Ereignisse. Anders im mittleren Oberrheingraben, wo bodennahe Konvergenzeffekte bei bestimmten Wetterlagen offensichtlich eine wichtige Rolle spielen, so dass sich dort auch nachts relativ häufig Schauer und Gewitter ausbilden. Ein viertes Kontrollgebiet im mittleren Neckarraum, welches auch eine orographische Gliederung besitzt, aber eine schwächere als der Nordschwarzwald, zeigt

ähnliche Eigenschaften wie letzterer. In dieser Studie zeigten sich Modelldaten von Assimilationsanalysen des COSMO-EU-Modells als Vorhersagebasis für die Auslösung hochreichender Konvektion gut geeignet und standen in ihrer Eignung als Prädiktoren nicht hinter der Qualität von Radiosondendaten zurück. Kleinskalige Prozesse wie Konvergenzeffekte, die sich aus für orographisch gegliederte Gebiete typischen sekundären Windzirkulationen ergeben, allerdings lassen sich nicht direkt aus dem Modell dieser Auflösung ableiten.

Die vorgestellte Fallstudie zeigt, wie in manchen Fällen Prozesse ganz unterschiedlicher Skalen ineinander greifen und eine komplexe Interaktion dazu führt, dass es schließlich zu CI kommt. Bei solchen komplexen Lagen, welche zudem oft durch advektive Vorgänge geprägt sind, kann es vorkommen, dass auch Modelle mit hoher horizontaler Auflösung (z. B. COSMO-DE mit ca. 2,8 km) die Entwicklung hochreichender Konvektion abweichend simulieren. Im beschriebenen Fall wurden die Prozesse der Meso- γ -Skala und der Mikroskala offensichtlich nicht korrekt erfasst, welche sich aber für die stattgefundenene Entwicklung mit als bedeutsam zeigten. Der Fall ist auch ein Beispiel dafür, wie Konvektion selbst durch fernwirkende Mechanismen (Ausfließen kalter Luft, Böenfront, Abschattungseffekte und Niederschlagskühlung) als Mechanismus der Auslösung oder der Unterbindung von weiteren Konvektionszellen wirksam sein kann. Hierbei hatte die besondere Reliefkonfiguration des süddeutschen Mittelgebirgsraumes einen stark modifizierenden Effekt auf diese Fernwirkung und damit auf die Entstehung und Entwicklung von hochreichender Konvektion.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK-TRO) des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) durchgeführt.

Ich danke Herrn Prof. Ch. Kottmeier für die Betreuung dieser Arbeit und für wertvolle Anregungen, die maßgeblich zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben. Gedankt sei auch Herrn Prof. K. D. Beheng für die Übernahme des Korreferats und aufmunternde Worte in der Endphase dieser Arbeit. Dank gebührt auch meinem Fachbetreuer Dr. U. Corsmeier für die ständige Diskussionsbereitschaft und Unterstützung bei der Erforschung des Arbeitsthemas und bei der Anfertigung dieser Arbeit.

Ch. Barthlott danke ich für die Durchführung der Simulation mit COSMO-DE sowie für die Überlassung des Kyss-Programms stueve.k für die Auswertung von Vertikalsondierungen. J. Handwerker danke ich für die Überlassung von Radar- und Zellverfolgungsdaten und den Programmentwurf für die automatisierte Detektion von CI-Ereignissen. B. Mühr danke ich für das Zurverfügungstellen des Wolkenfilms für den 20.07.2007 am Baden-Airpark. Ich danke H. Konow für die Erstellung von Graphiken von Stationsdaten im COPS-Gebiet.

Ich danke dem Deutschen Wetterdienst (DWD) für COSMO-EU-Analysedaten und Radarbilder des DWD-Radarverbundes sowie EUMETSAT für die Zurverfügungstellung von Meteosat-Daten. Ich danke M. Dorninger von der Universität Wien für die Zurverfügungstellung von VERA-Daten.

Ein Dank geht an R. Behrendt für die Unterstützung bei der Einarbeitung in das Softwarepaket GrADS. G. Klinck und G. Brückel danke ich für ihre tatkräftige Hilfe bei allen IT-Angelegenheiten.

Ich danke allen Kollegen, die während der COPS-Kampagne im Einsatz waren, insbesondere den studentischen Hilfskräften und technischen Mitarbeitern des IMK, die sich im Feldeinsatz mit hoher Einsatzbereitschaft zuverlässig einbrachten.

Ich danke allen Kollegen, die durch Diskussionsbereitschaft und Anregungen zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben. Die Liste ist lang, dennoch möchte ich insbeson-

dere erwähnen: Christian Barthlott, Klaus-Jürgen Lenz, Bernhard Mühr, Heinz Zimmermann und nicht zuletzt Rainer Behrendt. Ich danke Rainer Behrendt, Arnulf Sehlinger, Alexander Lowag und meiner Schwester Karin Maurer für das Korrekturlesen meiner Arbeit. Lena Klünter sei gedankt für ihre geduldige seelisch-moralische Unterstützung in der Endphase dieser Arbeit.

Nicht zuletzt danke ich meinen Eltern für ihre stets treue Unterstützung auf meinem Ausbildungs- und Lebensweg.

Karlsruhe, im Dezember 2012

Holger Mahlke

10 Literatur

Andersson, T., Andersson, M., Jacobsson, C., Nilsson, S., 1989: Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. *Meteorol. Mag.*, **116**, 141–146.

Aoshima, F., Behrendt, A., Bauer, H.-S., Wulfmeyer, V., 2008: Statistics of convection initiation by use of Meteosat rapid scan data during the Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS). *Met. Zeit.*, **17**, 921–930.

Backhaus, K., Erichson, B., Pinke, W., Weiber, R., 2003: *Multivariate Analysemethoden*. Springer Verlag Berlin Heidelberg New York, 854 S.

Barthlott, Ch., Corsmeier, U., Meißner, C., Braun, F., Kottmeier, Ch., 2006: The Influence of mesoscale circulation systems on triggering convective cells over complex terrain. *Atmos. Res.*, **81**, 150–175.

Barthlott, Ch., Burton, R., Kirshbaum, D., Hanley, K., Evelyne, R., Chaboureau, J.-P., Trentmann, J., Kern, B., Bauer, H.-S., Schwitalla, T., Keil, C., Seity, Y., Gadian, A., Mobbs, S., Flamant, C., Handwerker, J., 2011: Initiation of deep convection at marginal instability in an ensemble of mesoscale models: A Case study from COPS. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 118–136.

Bauer-Messmer, B., 1995: Remote sensing of severe hailstorms. Diss. No. 11316, ETH Zürich, 130 S.

Baur, F., 1963: *Großwetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage*. Frankfurt a. M., 91 S.

Bidner, A., 1970: The Air Force Global Weather Central severe weather threat (SWEAT) index – A preliminary report. Air Weather Service Aerospace Sciences Review, AWS RP 105-2, **70-3**, 2–5. [Available from Headquarters, AWS, Scott AFB, IL 62225.]

- Blahak, U., 2004. Analyse des Extinktionskoeffizienten bei Niederschlagsmessungen mit einem C-Band Radar anhand von Simulation und Messung. Dissertation, Universität Karlsruhe (TH), 301 S.
- Blanchard, D. O., 1998: Assessing the vertical distribution of convective available potential energy. *Wea. Forecasting*, **13**, 870–877.
- Bortz, J., Lienert, G. A., Boehnke, K., 2008: Verteilungsfreie Methoden in der Biostatistik. Springer Medizin Verlag Heidelberg, 929 S.
- Braun, S. A., Monteverdi, J. P., 1991: An analysis of a mesocyclone-induced tornado occurrence in northern California. *Wea. Forecasting*, **6**, 13–31.
- Carlson, T. N., Anthes, R. A., Schwartz, M., Benjamin, S. G., Baldwin, D. G., 1980: Analysis and prediction of severe storms environment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1018–1032.
- Chambers, J. M., Cleveland, W. S., Kleiner, B., Tukey, P. A., 1983: Graphical Methods for Data Analysis. Wadsworth & Brooks/Cole Monterey, 330 S.
- Colby, F. P., 1984: Convective Inhibition as a predictor of convection during AVE-sesame II. *Mon. Weather Rev.* **112**. 2239–2252.
- Corsmeier, U., Hankers, R., Wieser, A., 2001: Airborne turbulence measurements in the lower troposphere onboard the research aircraft Dornier 128-6, D-IBUF. *Met. Z.*, **10**, 315–329.
- Corsmeier, U., Kalthoff, N., Barthlott, Ch., Aoshima, F., Behrendt, A., DiGirolamo, P., Dorninger, M., Handwerker, J., Kottmeier, Ch., Mahlke, H., Mobbs, S., Norton, E., Wickert, J., Wulfmeyer, V., 2011: Processes driving deep convection over complex terrain: A multi-scale analysis of observations from COPS-IOP 9c. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 137–155.
- Davies-Jones, R., 1991: The Frontogenetical Forcing of Secondary Circulations. Part I: The Duality and Generalization of the Q Vector. *J. Atm. Sci.* **48**, 497–509.
- Dixon, M., Wiener, G., 1993. TITAN: thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting – a radarbased methodology. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **10**, 785–797.

-
- Doms, G., Schättler, U., 2002 bis 2009: A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM/COSMO-Model, Part I bis VII. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- Doswell, C. A., 1977: Obtaining meteorologically significant surface divergence fields through the filtering property of objective analysis. *Mon. Weather Rev.*, **105**, 885–892.
- Doswell, C. A., 1982: The operational meteorology of convective weather. NOAA Technical Memorandum NWS NSSFC-5, **1**: Operational mesoanalysis, 1–100.
- DWD, 2007: Witterungs-Express für Juni, Juli, August 2007.
- DWD, 2009: Wie gut sind Wettervorhersagen? Qualitätsprüfung beim DWD. Publikation der Pressestelle des DWD, 15 S.
- Fiedler, F., 1983: Einige Charakteristika der Strömung im Oberrheingraben. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität (TH) Karlsruhe, Nr. 4, 113–123.
- Fisher, R. A., 1970: *Statistical Methods for Research Workers*. Oliver&Boyd, Edinburgh, 362 S.
- Fox, J., 1984: *Linear Statistical Models and Related Methods, With Applications to Social Research*. John Wiley, New York, 472 S.
- Galway, J. G., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **37**, 528–529.
- Geiger, R., Aron, R. H., Todhunter, P.: 1995: *The Climate Near the Ground*. Vieweg Verlag, Wiesbaden, 548 S.
- George, J. J., 1960: *Weather Forecasting for Aeronautics*. New York and London Academic Press, 673 S.
- Gerstengarbe, F.-W., Werner, P. C., Rüge, U. (Mitarb.), 1999: *Katalog der Großwetterlagen Europas (1881 - 1998) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky*. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, Offenbach a.M., 138 S.
- Glickman, T.S. (Ed.), 2000: *Glossary of Meteorology (2nd ed.)*. Amer. Meteor. Soc., Boston, 855 S.

Groenemeijer, P., Barthlott, Ch., Behrendt, A., Corsmeier, U., Handwerker, J., Kohler, M., Kottmeier, Ch., Mahlke, H., Pal, S., Radlach, M., Trentmann, J., Wieser, A., Wulfmeyer, V., 2009: Observations of Kinematics and Thermodynamic Structure Surrounding a Convective Storm Cluster over a Low Mountain Range. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 585–602.

Groenemeijer, P., van Delden, A., 2007: Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands. *Atmos. Res.*, **83**, 473–487.

Gysi, H., 1995: Niederschlagsmessung mit Radar in orographisch gegliedertem Gelände. Dissertation an der Fakultät für Physik der Universität Karlsruhe (TH), 188 S.

Haklander, A. J., van Delden, A., 2003: Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands. *Atmos. Res.* **67-68**, 273–299.

Handwerker, J., Reßing, J., Beheng, K. D., 2000: Tracking Convective Cells in the Upper Rhine Valley. *Phys. Chem. Earth (B)*, Vol. 25, **10-12**, 1317–1322.

Handwerker, J., 2001: Studying the life cycles of convective cells in the upper Rhine valley. Beitrag zur 30th International Conference on Radar Meteorology, München, 3 S.

Handwerker, J., 2002: Cell tracking with TRACE3D-a new algorithm. *Atmos. Res.* Vol. 61, Issue 1, 15–34.

Handwerker, 2007: Overview of Cell Tracks as observed with the C-Band Doppler radar of IMK during COPS and tracked by TRACE3D. Institut für Meteorologie und Klimaforschung am Karlsruher Institut für Technologie (KIT), unveröffentlicht. 84 S.

Hasel, M., 2002: Konvektive Vertikaltransporte über den französischen Seealpen (ESCOMPTE-Experiment). Diplomarbeit am Institut für Meteorologie und Klimaforschung Karlsruhe, unveröffentlicht, 97 S.

Hasel, M., 2006: Strukturmerkmale und Modelldarstellung der Konvektion über Mittelgebirgen. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe, **39**, 190 S.

Heidke, P., 1926: Berechnung des Erfolges und der Güte der Windstärkevorhersagen im Sturmwarnungsdienst. *Geogr. Ann.*, **8**, 310–349.

Heise, E., 2002: Parametrisierungen. *Promet*, **27** (3/4), Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 130–141.

Hess, P., Brezowsky, H., 1952: Katalog der Großwetterlagen Europas. *Ber. Dt. Wetterd. in der US-Zone* **33**, 39 S.

Holton, 1972: *Introduction to Dynamic Meteorology*. 1st ed., Academic Press New York, 319 S.

Hoskins, B. J., Draghici, I., Davies, H. C., 1978: A new look at the ω -equation. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **104**, 31–38.

Houze, R. A., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, San Diego, 570 S.

Hudson, H. R., 1971: On the relationship between horizontal moisture convergence and convective cloud formation. *J. Appl. Meteorol.*, **10**, 755–762.

Huntrieser, H., Schiesser, H., Schmid, W., Waldvogel, A., 1997: Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland. *Weather Forecast.*, **12**, 108–125.

Johnson, J.T., MacKeen, P.L., Witt, A., Mitchell, E.D., Stumpf, G.J., Eilts, M.D., Thomas, K.W., 1998: The storm cell identification and tracking algorithm: an enhanced WSR-88d algorithm. *Weather Forecast.*, **13**, 263–276.

Kalthoff, N., Vogel, B., 1992: Counter-current and channelling effect under stable stratification in the area of Karlsruhe. *Theor. Appl. Climatol.* **45**, 113–126.

Kalthoff, N., Adler, B., Barthlott, Ch., Corsmeier, U., Mobbs, S., Crewell, S., Träumner, K., Kottmeier, Ch., Wieser, A., Smith, V., Di Girolamo, P., 2009: The impact of convergence zones on the initiation of deep convection: A case study from COPS. *Atmos. Res.*, **93**, 680–694.

Kalthoff, N., Bischoff-Gauß, I., Fiedler, F., 2003: Regional Effects of Large-Scale Extreme Wind Events over Orographically Structured Terrain. *Theor. Appl. Climatol.*, **74**, 53–67.

Kaufmann, H., 2006: Die mesoskalige Analyse der Feuchteflussdivergenz im Alpenraum. Diplomarbeit an der Universität Wien, 113 S.

Klimaatlas Oberrhein Mitte-Süd. Trinationale Arbeitsgemeinschaft Regio-Klima-Projekt REKLIP, 1995. 120 S.

Kottmeier, Ch., Kalthoff, N., Barthlott, Ch., Corsmeier, U., van Baelen, J., Behrendt, A., Behrendt, R., Blyth, A., Coulter, R., Crewell, S., di Girolamo, P., Dorninger, M., Flamant, C., Foken, T., Hagen, M., Hauck, Ch., Höller, H., Konow, H., Kunz, M., Mahlke, H., Mobbs, St., Richard, E., Steinacker, R., Weckwerth, T., Wieser, A., Wulfmeyer, V., 2008: Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during COPS. *Meteorol. Z.*, **17** (6), 931–948.

Kreipl, M., 1979: *Wolken, Wind und Wellenflug*. Motorbuch Verlag Stuttgart, 146 S.

Kunz, M., 2007: The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Hazards Earth Syst. (NHES)*, **7**, 327–342.

Kunz, M., Kottmeier, Ch., 2006: Orographic Enhancement of Precipitation over Low Mountain Ranges. Part II: Simulations of Heavy Precipitation Events over Southwest Germany. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **45**, 1041–1055.

Kuo, H. L., 1965: On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40–63.

Kurz, M., 1990: *Synoptische Meteorologie. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst*, **8**, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 197 S.

Mahlke, H., 2005: *Konvektionsprozesse im Rahmen des Konvektionsexperiments 2000 (KONVEX 2000)*. Seminararbeit am Institut für Meteorologie und Klimaforschung Karlsruhe, unveröffentlicht.

Manzato, A., 2003: A climatology of instability indices derived from Friuli Venezia Giulia soundings, using three different methods. *Atmos. Res.*, **67–68**, 417–45.

Market, P. S., Allen, S. N., Halcomb, C. E., Chambers, M. D., Ratley, C. W., Bailey, B., Mikulas, N., Pacini, L., Stueve, M., Parsons, S., Kunz, A., 2001: Convective initiation within a warm sector cloud band. *Elect. J. Oper. Meteor.*, **2** (3), 1–7.

Miller, R. C., 1967: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Military Weather Warning Center. AWS Tech. Rep. 200 (revised), 170 S.

-
- Miller, R. C., 1972: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Report 200 (R.), Headquarters, Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL 62225, 190 S.
- Möller, F., 1973: Einführung in die Meteorologie. Band 1: Physik der Atmosphäre. Bibliographisches Institut AG, Mannheim, 222 S.
- Müller-Westermeier, G., Kreis, A., Dittmann, E., 2001: Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland – Teil 2. Verlag Deutscher Wetterdienst, Offenbach a. M. 23 S.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. Bull. Am. Meteorol. Soc., **56** (5), 527–530.
- Panofsky, H. A., Brier, G. W., 1958: Some applications of statistics to meteorology. University Park, Pa., Mineral Industries Extension Services, College of Mineral Industries, Pennsylvania State University, 224 S.
- Peppler, R. A., Lamb, P. J., 1989: Tropospheric static stability and central North American growing season rainfall. Mon. Wea. Rev., **117**, 1156–1180.
- Pettersen, S., 1956: Weather Analysis and Forecasting Vol I. Mc Graw-Hill Book Company, New York-Toronto-London, 428 S.
- Pichler, H., 1997: Dynamik der Atmosphäre. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 576 S.
- Rinehart, R. E., Garvey, E. T., 1978. Three-dimensional storm motion detection by conventional weather radar. Nature **273**, 287–289.
- Renner, V., 2002: Interpretation. Promet, **28** (1/2), Deutscher Wetterdienst, 1-7.
- Sachs, L., Hedderich, J., 2004: Angewandte Statistik. Methodensammlung mit R. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 702 S.
- Sanders, F., Hoskins, B. J., 1990: An Easy Method for Estimation of Q-Vectors from Weather Maps. Wea. Forecasting, **5**, 346–353.
- Schmeits, M. J., Kok, K. J., Vogelesang, D. H. P., 2005: Probabilistic Forecasting of (Severe) Thunderstorms in the Netherlands Using Model Output Statistics. Amer. Meteor. Soc., **20**, 134–148.

- Schönwiese, 2006: Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Gebrüder Bornträger, Berlin und Stuttgart, 302 S.
- Schulz, J.-P, Schättler, U., 2009: Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Europa COSMO-EU (LME) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. Deutscher Wetterdienst, Offenbach a. M., 71 S.
- Schumann, T., 2009: Nutzung von Ensemble-Prognosen im Vorhersagedienst. *Promet*, 35. Jahrgang, Heft 1–3, 23–29.
- Showalter, A. K., 1953: A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 250–252.
- Setvák, M., Doswell, C.A., 1991: The AVHRR channel 3 cloud top reflectivity of convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 841–847.
- Steinacker, R., Dorninger, M., Wölfelmaier, F., Krennert, T., 2000: Automatic Tracking of Convective Cells and Cell Complexes from Lightning and Radar Data. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72**, 101–110.
- Steinacker, R., Ratheiser, M., Bica, B., Chimani, B., Dorninger, M., Gepp, W., Lotteraner, C., Schneider, S., Tschannett, S., 2006: A mesoscale data analysis and downscaling method over complex terrain. *Mon. Weather Rev.* **134**, 2758–2771.
- Stephenson, D.B., 2000: Use of the “Odds Ratio“ for Diagnosing Forecast Skill. *Wea. Forecasting*, **15**, 221–232.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 666 S.
- Theil, H., 1971: *Principles of Econometrics*. John Wiley, New York, 736 S.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Weath. Rev.*, **117**, 1779–1800.
- Urban, D., 1993: *Logit-Analyse. Statistische Verfahren zur Analyse von Modellen mit qualitativen Response-Variablen*. Fischer-Verlag, Stuttgart, Jena, New York, 183 S.
- Vasquez, T., 2006: *Weather Forecasting Red Book*. Weather Graphics Technologies. 304 S.

- Weisman, M. L., Klemp, J. B., 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504–520.
- Wilks, D. S., 1995: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, 467 S.
- Wollschläger, D., 2010: *Grundlagen der Datenanalyse mit R*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 433 S.
- WMO, 1978: *Handbook of Meteorological Forecasting for Soaring Flight*. World Meteorological Organization Technical Note No. 158, 107 S.
- Wulfmeyer, V., Barthlott, Ch., 2007: *Operations Plan of the Day 20 July 2007*. Unveröffentlicht, 4 S.
- Wulfmeyer, V., Behrendt, A., Bauer, H.-S., Kottmeier, C., Corsmeier, U., Blyth, A., Craig, G., Schumann, U., Hagen, M., Crewell, S., Di Girolamo, P., Flamant, C., Miller, M., Montani, A., Mobbs, S., Richard, E., Rotach, M. W., Arpagaus, M., Russchenberg, H., Schlüssel, P., König, M., Gärtner, V., Steinacker, R., Dorninger, M., Turner, D. D., Weckwerth, T., Hense, A., Simmer, C., 2008: The Convective and Orographically Induced Precipitation Study: A Research and Development Project of the World Weather Research Program for Improving Quantitative Precipitation Forecasting in Low-Mountain Regions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 1477–1486.
- Wulfmeyer, V., Behrendt, A., Kottmeier, Ch., Corsmeier, U., Barthlott, Ch., Craig, G.C. et al., 2011: The Convective and Orographically Induced Precipitation Study (COPS): The Scientific Strategy, the Field Phase, and Research Highlights. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 3–30.