

Untersuchung grenzschichtrelevanter Prozesse zur Auslösung und Modifizierung von Konvektion während COPS

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

Heike Marei Konow

19. November 2008

Referent: Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Korreferent: Prof. Dr. Sarah Jones



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
UNIVERSITÄT KARLSRUHE (TH) / FORSCHUNGSZENTRUM KARLSRUHE

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	11
2	Grundlagen	13
2.1	Konvektion	13
2.1.1	Auslösung von Konvektion	14
2.1.2	Kondensationsniveaus	18
2.1.3	Konvektionsindizes	19
2.2	Das horizontale Windfeld	23
2.2.1	Froude-Zahl	23
2.2.2	Divergenz des Horizontalwindes	26
3	Das Messprogramm COPS	29
3.1	Die Orographie des Untersuchungsgebietes	30
3.2	Die Auswahl des Untersuchungszeitraumes	30
4	Daten und Methoden	33
5	Analyse der Konvektionsentwicklung bei trogvorderseitiger Wetterlage am 20.06.1007 (IOP 4b)	39
5.1	Wetterlage	39
5.2	Konvektionsbedingungen	40
5.3	Entwicklung der Konvektion	48
5.4	Auslösemechanismen	51
5.4.1	Vogesen	53
5.4.2	Nordschwarzwald	64
5.5	Diskussion der Ergebnisse	75
6	Zusammenfassung	81

A Satelliten- und Radarbilder	85
B Konvektionsindizes	91
C Äquivalentpotenzielle Temperatur	95
Literaturverzeichnis	97

Abbildungsverzeichnis

2.1	Schematische Beschreibung der verschiedenen Auslösemechanismen, nach Kottmeier et al. (2008). Die durchgezogenen schwarzen Linien stellen das Geopotenzialfeld Ψ in 500 hPa dar, die gestrichelten schwarzen Linien das Druckfeld am Boden mit einer Warmfront (rot) und einer Kaltfront (blau). Außerdem sind typische Vertikalprofile der potenziellen Temperatur θ und der äquivalentpotenziellen Temperatur θ_e abgebildet. Die verwendeten Abkürzungen bedeuten: Advektion positiver Vorticity (PVA), Advektion negativer Vorticity (NVA), Warmluftadvektion (WLA), Kaltluftadvektion (KLA). Mit den Zahlen 1 bis 5 sind die unterschiedlichen Formen der Bedingungen für hochreichende Konvektion gekennzeichnet.	15
2.2	Fallunterscheidung der Froude-Zahl der idealisierten Strömung über einen isolierten Berg (Stull, 1988)	25
2.3	Darstellung des gemessenen (schwarze Pfeile) und des interpolierten Windes (graue Pfeile) am 20.06.2007 um 1400 UTC.	28
3.1	Karte des Untersuchungsgebietes	31
4.1	Messdaten des Bodenwindes um 0900 (a) und 1300 UTC (b) am 20.06.2007	35
4.2	Messdaten des Bodenwindes um 1600 UTC am 20.06.2007. In Bild (a) sind die gemessenen Windgeschwindigkeiten dargestellt, in Bild (b) sind zusätzlich die extrapolierten Windgeschwindigkeiten (rote Pfeile) eingetragen.	36
4.3	Vergleich der Windgeschwindigkeit an der Station Weinbiet am 15.07.2007. Verglichen werden die über Meteo France (rot) bezogenen Daten mit den Daten vom Deutschen Wetterdienst (blau)	37

5.1	Karten der Wetterlage am 20.06.2007 um 1200 UTC. Linke Seite: Geopotenzielle Höhe der 500 hPa Fläche (schwarze Linien), Bodendruck (weiße Linien) und relative Topographie der 500 und 1000 hPa Fläche (Farbskala) (a); rechte Seite: äquivalentpotenzielle Temperatur in 850 hPa (Farbskala) und Bodendruck (weiße Linien)	40
5.2	Karten der GFS-Analyse des KO- und Lifted Index am 20.06.2007 um 1200 UTC für das Untersuchungsgebiet. Links: KO-Index in K als Isolinien, mit blauen Linien für stabile und grünen Linien für labile Verhältnisse. Rechts: Lifted Index sowohl farbig skaliert als auch mit absoluten Zahlenwerten	41
5.3	Radiosondenaufstiege an den Stationen Burnhaupt (a) und Heselbach (b) am 20.06.2007 um 1100 bzw. 1130 UTC	44
5.4	Taupunkt an der Station Heselbach zwischen 1000 und 1700 UTC	45
5.5	Profile der äquivalentpotenziellen Temperatur θ_e an den Radiosondenstationen in Achern (a) und Burnhaupt (b). Die verschiedenen Aufstiegszeitpunkte sind farbig gekennzeichnet.	46
5.6	Chronologischer Überblick zum Verlauf der hochreichenden Konvektion am 20.06.2007	49
5.7	Überblick der Entstehungsorte und Zugbahnen der einzelnen konvektiven Zellen am 20.06.2007	50
5.8	Satelliten- und Radarbilder vom 20.06.2007 von 1400 UTC. Die Positionen der Zellen V1, S1 und N1 sind in beiden Bildern mit Pfeilen markiert. Die mit einem Kreis markierten Echos am östlichen Rand des Radarbildes stammen aus einer Chaff-Freisetzung im Rahmen der Luftwaffenübung ELITE 2007	51
5.9	Auslösetemperatur und gemessene Temperatur an den Stationen Achern, Burnhaupt, Heselbach und Forschungszentrum Karlsruhe	52
5.10	Verlauf der Froude-Zahl für die Strömung des horizontalen Windes im Bereich der Vogesen am 20.6.2007. Werte der Froude-Zahl $Fr > 1$ kennzeichnen eine Überströmung des Hindernisses, Werte $Fr < 1$ dagegen eine Umströmung.	54
5.11	Bodenwindfeld am 20.06.2007 um 0500 UTC	55
5.12	Verlauf der Temperatur an der Station Geishouse (ca. 660 m ü. NN) und der Temperatur der Radiosonde in Burnhaupt in gleicher Höhe	56
5.13	Karte der Vogesen mit der Lage der Stationen aus Tabelle 5.2	58

5.14	Zeitreihen der Windrichtung und -geschwindigkeit an den Stationen Sélestat (a) und Colmar-Houssen (b) in der Rheinebene und an den Stationen Le Hohwald (c) und Stosswihr (d) in Tälern an der Ostseite der Vogesen . . .	59
5.15	Satellitenbilder (links) und berechneten Divergenz (rechts) in den Vogesen vom 20.06.2007 von 0900 bis 1100 UTC. Da von 1000 UTC kein Satellitenbild verfügbar ist, wurde hier das Bild von 0945 UTC verwendet, das berechnete Divergenzfeld hingegen ist von 1000 UTC. In den Satellitenbildern ist der Ausschnitt der Divergenzdarstellungen mit gestrichelten Linien dargestellt. Die Stärke der Divergenz ist durch die Farbskala im rechten Bild angegeben.	61
5.16	Satellitenbild bzw. Radarbilder (links) und die berechnete Divergenz (rechts) in den Vogesen vom 20.06.2007 von 1200 bis 1400 UTC. In den Satelliten- und Radarbildern ist der Ausschnitt der Divergenzdarstellungen mit gestrichelten Linien dargestellt. Die Stärke der Divergenz ist durch die Farbskala im rechten Bild angegeben. Mit einer Raute ist die aus dem Satellitenbild bestimmte Position der Zelle im Divergenzfeld markiert. Mit einem Kreis ist die aus dem Radarbild bestimmte Position der Zelle markiert.	62
5.17	Radarbilder (links) und die berechnete Divergenz (rechts) in den Vogesen vom 20.06.2007 von 1500 bis 1700 UTC. In den Radarbildern ist der Ausschnitt der Divergenzdarstellungen mit gestrichelten Linien dargestellt. Die Stärke der Divergenz ist durch die Farbskala im rechten Bild angegeben. Mit einer Raute ist die aus dem Satellitenbild bestimmte Position der Zelle im Divergenzfeld markiert. Mit einem Kreis ist die aus dem Radarbild bestimmte Position der Zelle markiert.	63
5.18	Verlauf der Froude-Zahl für die Strömung des horizontalen Windes im Bereich des Nordschwarzwaldes am 20.6.2007. Werte der Froude-Zahl $Fr > 1$ kennzeichnen eine Überströmung des Hindernisses, Werte $Fr < 1$ dagegen eine Umströmung.	65
5.19	Verlauf der Temperatur in Brandmatt (ca. 660 m ü. NN) und der Temperatur der Radiosonde in Achern in gleicher Höhe	66
5.20	Karte des Nordschwarzwaldes mit der Lage der Stationen aus Tabelle 5.3 .	68
5.21	Zeitreihen der Windrichtung und -geschwindigkeit an den Stationen Sasbach (a) in der Rheinebene und Brandmatt (b) am Westhang des Nordschwarzwaldes	69

5.22	Zeitreihen der Windrichtung und -geschwindigkeit an den Stationen Oberkirch (a) im Renchtal, Ödsbach (b) in einem Nebental des Renchtales und Fußbach (c) und Hagenbuch (d) im Kinzigtal	69
5.23	Vertikalprofile des Horizontalwindes an der Station Bad Rotenfels (a) und Heselbach (b) am 20.06.2007	70
5.24	Satellitenbilder und berechnete Divergenz im Schwarzwald vom 20.06.2007 von 1100 bis 1300 UTC. In den Satellitenbildern ist der Ausschnitt der Divergenzdarstellungen mit gestrichelten Linien dargestellt. Die Stärke der Divergenz ist durch die Farbskala im rechten Bild angegeben.	72
5.25	Radarbilder und berechnete Divergenz im Schwarzwald vom 20.06.2007 von 1400 bis 1600 UTC. In den Satelliten- und Radarbildern ist der Ausschnitt der Divergenzdarstellungen mit gestrichelten Linien dargestellt. Mit einem Kreis sind die aus dem Radarbildern bestimmten Positionen der Zellen N1 und N2 markiert. Die Stärke der Divergenz ist durch die Farbskala im rechten Bild angegeben.	73
A.1	Satelliten- und Radarbilder vom 20.06.2007 von 1100 bis 1130 UTC	85
A.2	Satelliten- und Radarbilder vom 20.06.2007 von 1200 bis 1300 UTC	86
A.3	Satelliten- und Radarbilder vom 20.06.2007 von 1330 bis 1430 UTC	87
A.4	Satelliten- und Radarbilder vom 20.06.2007 von 1500 bis 1600 UTC	88
A.5	Satelliten- und Radarbilder vom 20.06.2007 von 1630 bis 1700 UTC	89
B.1	Zeitreihen einzelner Konvektionsindizes aus Tabelle B.1 an der Radiosondenstation Achern. Dargestellt sind CAPE (a), CIN (b), CAP (c) und KO-Index (d)	91
B.2	Zeitreihen einzelner Konvektionsindizes aus Tabelle B.2 an der Radiosondenstation Burnhaupt. Dargestellt sind CAPE (a), CIN (b), CAP (c) und KO-Index (d)	92
B.3	Zeitreihen einzelner Konvektionsindizes aus Tabelle B.3 an der Radiosondenstation Heselbach. Dargestellt sind CAPE (a), CIN (b), CAP (c) und KO-Index (d)	93
B.4	Zeitreihen einzelner Konvektionsindizes aus Tabelle B.4 an der Radiosondenstation am Forschungszentrum Karlsruhe. Dargestellt sind CAPE (a), CIN (b), CAP (c) und KO-Index (d)	94

Tabellenverzeichnis

4.1	Zusammenstellung der Zeitformate und Messhöhen von Stationen verschiedener Betreiber. Von den mit (*) gekennzeichneten Betreibern liegen keine Informationen der Messhöhen vor. Hier wird für die Messung des Windes eine Höhe von 10 m und für die Messung der Temperatur und Luftfeuchtigkeit eine Höhe von 2 m angenommen.	34
5.1	Aus den Radiosondenaufstiegen berechnete Werte der Konvektionsindizes am Nachmittag des 20.06.2007	43
5.2	Liste der Stationen mit deren Hilfe die Entwicklung von Hang- und Talwinden in den Vogesen nachzuvollziehen ist	57
5.3	Liste der Stationen mit deren Hilfe die Entwicklung von Hang- und Talwinden im Nordschwarzwald nachzuvollziehen ist	67
B.1	Konvektionsindizes am 20.06.2007 an der Radiosondenstation Achern . . .	91
B.2	Konvektionsindizes am 20.06.2007 an der Radiosondenstation Burnhaupt .	92
B.3	Konvektionsindizes am 20.06.2007 an der Radiosondenstation Heselbach . .	93
B.4	Konvektionsindizes am 20.06.2007 an der Radiosondenstation am Forschungszentrum Karlsruhe	94

1 Einleitung

Die Güte einer Wettervorhersage wird von einem Großteil der Bevölkerung hauptsächlich an der Genauigkeit der Niederschlagsvorhersage festgemacht. Insbesondere ist die Vorhersage von Niederschlägen durch hochreichende Konvektion meistens nur ungenau möglich. Konvektive Ereignisse bewegen sich auf der Meso- γ -Skala. Diese Skala umfasst horizontale Ausdehnungen von 2 bis 20 km und eine Lebensdauer in der Größenordnung von Stunden (Orlanski, 1975). Trotz ihrer relativ kurzen Lebensdauer können konvektive Ereignisse große Intensität erreichen. Häufig gehen sie einher mit Sturm, Hagel, Blitzschlag und Starkniederschlägen und stellen damit auch eine Gefahr für die Bevölkerung dar.

In Mittelgebirgsregionen wie dem Schwarzwald und den Vogesen wird hochreichende Konvektion bevorzugt über den Bergen ausgelöst (Kottmeier und Fiedler, 2006). Die Vorhersage von konvektiven Niederschlägen ist insofern ungenau, dass das Einsetzen von konvektiven Niederschlägen zu früh modelliert wird. Außerdem wird an den Luvseiten der Mittelgebirge die Niederschlagsmenge überschätzt, während sie an den Leeseiten unterschätzt wird (Wulfmeyer et al., 2008). Die Mechanismen der Auslösung von hochreichender Konvektion und damit auch der Einfluss der Orographie wird also in den Modellen noch nicht ausreichend repräsentiert.

Abhängig von der großräumigen Wetterlage können verschiedene Formen von Konvektion auftreten. Diese verschiedenen Formen wurden durch Kottmeier et al. (2008) schematisch zusammengestellt: Rückseitig eines Trog in 500 hPa kommt es durch großräumiges Absinken zu trockener Konvektion (flache Konvektion ohne Wolkenbildung). Vorderseitig eines Rückens in 500 hPa kommt es zu flacher Konvektion. Im Bereich des Rückens kann lokal hochreichende Konvektion entstehen. Mit Annäherung des Troges nimmt die großräumige Hebung zu und hochreichende Konvektion tritt verbreitet auf. Im Bereich des Troges kommt es in Verbindung mit Kaltfronten zu größeren konvektiven Systemen (s. Kap. 2.1).

Zur Auslösung hochreichender Konvektion ist es notwendig, dass (i) die Atmosphäre potenziell oder bedingt labil geschichtet ist, (ii) genügend Feuchte in der Grenzschicht vorhanden ist und (iii) dass ein Prozess Hebung induziert und somit die Konvektion auslöst. Diese Hebung kann entweder durch synoptischskalige Prozesse oder durch Prozesse innerhalb der Grenzschicht hervorgerufen werden.

Um das Verständnis für diese Auslösemechanismen zu verbessern, wurden in der letzten Zeit verschiedene Messkampagnen durchgeführt. Im Jahr 2002 fand in den USA das IHOP_2002 (International H₂O Project) in relativ flachem Terrain statt. Das Convective Storm Initiation Project (CSIP) wurde im Jahr 2006 im Süden von Großbritannien in ebenfalls eher flachem Gelände durchgeführt. Im Südwesten Deutschlands und in Ostfrankreich fand dann im Jahr 2007 das Projekt COPS (Convective and Orographically-induced Precipitation Study) statt. Das Untersuchungsgebiet dieser Kampagne ist durch die Mittelgebirgszüge von Vogesen, Schwarzwald und Schwäbischer Alb charakterisiert.

Im Rahmen dieser Arbeit wird die Entwicklung hochreichender Konvektion an einem Tag mit trogvorderseitiger Wetterlage untersucht (20.06.2007). An diesem Tag waren vorrangig die Prozesse in der Grenzschicht für die Auslösung und Modifizierung hochreichender Konvektion von Bedeutung. Allerdings variierten aufgrund der Wetterlage auch die Konvektionsbedingungen sowie die großräumige Hebung im Untersuchungsgebiet. Für die Analyse der Prozesse an diesem Tag werden verschiedene Messdaten, die während der Durchführung von COPS erhoben wurden, verwendet. Es werden die räumliche Verteilung der Stabilität der Atmosphäre, die Orte und Zeitpunkte des Auftretens von Konvektion sowie die Entwicklung einzelner Zellen am untersuchten Tag analysiert. Weiterhin werden die einzelnen Auslösemechanismen untersucht und ihre Bedeutung für die Auslösung von hochreichender Konvektion an diesem Tag eingeordnet.

Die Grundlagen für das Verständnis der Prozesse bei hochreichender Konvektion werden in Kapitel 2 erläutert. In Kapitel 3 wird auf die Messkampagne COPS und auf die orographischen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet eingegangen. Die verwendeten Daten und die Methoden der Datenbearbeitung und Berechnung werden in Kapitel 4 erläutert. Die so gefundenen Ergebnisse werden in Kapitel 5 aufgeführt und diskutiert. Kapitel 6 stellt eine Zusammenfassung der gefundenen Ergebnisse dar.

2 Grundlagen

Das folgende Kapitel umfasst die Grundlagen dieser Arbeit. Zunächst wird auf die Entstehungsbedingungen, die Auslösung und die Formen von Konvektion eingegangen. Weiterhin wird die Beeinflussung des horizontalen Windfeldes durch die Orographie untersucht.

2.1 Konvektion

Im Allgemeinen wird jede Bewegung innerhalb eines Fluids, die durch Dichteunterschiede hervorgerufen wird und in einem Gravitationsfeld stattfindet, als Konvektion bezeichnet. So resultieren nahezu alle Bewegungen in der Atmosphäre aus konvektiven Vorgängen. In der Meteorologie wird der Begriff der Konvektion allerdings weiter eingeschränkt und bezeichnet hier die mesoskaligen¹, thermisch direkten Zirkulationen², die aus der Wirkung der Auftriebskräfte in einer instabilen Luftmasse resultieren (Emanuel, 1994). Für die Entwicklung hochreichender Konvektion müssen drei Voraussetzungen erfüllt sein (Doswell, 1987; Johns und Doswell, 1992):

1. eine hinreichend dicke Schicht mit hoher Feuchte muss in der unteren oder mittleren Troposphäre vorhanden sein,
2. die Atmosphäre muss potenziell labil geschichtet sein und
3. ein Triggermechanismus muss die Hebung der feuchten Luft aus den unteren Luftschichten auslösen.

Eine Luftsäule ist potenziell labil geschichtet, wenn feuchtwarme Luft unter trockenerer kälterer Luft liegt. Die äquivalentpotenzielle Temperatur (s. Anhang C) nimmt bei potenzi-

¹Konvektion geschieht auf der Meso- γ -Skala. Diese umfasst eine horizontale Ausdehnung von 2 bis 20 km und eine charakteristische Zeit von einigen Stunden.

²Die thermisch direkte Zirkulation bezeichnet in der Meteorologie eine Zirkulationsbewegung, die aufgrund eines horizontalen Temperaturgradienten entsteht. Hierbei steigt die wärmere Luft auf und die kältere Luft sinkt ab. Am oberen und unteren Rand dieser Bewegung gibt es dabei eine Ausgleichsströmung in horizontale Richtung.

ell labiler Schichtung also mit der Höhe ab. Besteht diese Schichtung für längere Zeit, kann die potenzielle Instabilität aufrechterhalten werden und sich verstärken (Bennett et al., 2006).

Eine potenziell labile Luftmasse kann durch Hebung weiter labilisiert werden. Wird Luft schnell gehoben, kühlt sie sich bis zum Erreichen der Taupunkttemperatur trockenadiabatisch ab ($\frac{\partial T}{\partial z} = \gamma_{ad} = -\frac{0,98 \text{ K}}{100 \text{ m}}$). Nach Eintreten von Sättigung wird die Luft bei weiterem Aufsteigen aufgrund der frei werdenden Kondensationswärme weniger stark abgekühlt ($\gamma > \gamma_{ad}$). Die unten liegende feuchte Luft erreicht bei Hebung schneller den Taupunkt und kühlt sich danach nur noch feuchtadiabatisch ab, während die oben liegende trockene Luft länger trockenadiabatisch abgekühlt wird. Dadurch wird das Temperaturprofil labilisiert und eine die Luftschichten trennende Inversion wird abgeschwächt oder abgebaut. Damit kann in einer vorher blockierenden Schichtung nun auch hochreichende Konvektion entstehen. (Kurz, 1990). In Abbildung 2.1 ist der Einfluss der großräumigen Wetterlage auf die Möglichkeiten der Entwicklung hochreichender Konvektion dargestellt (Kottmeier et al., 2008). Die Lage der Druckgebilde in 500 hPa wirkt sich auf die Entstehungsbedingungen der Konvektion aus. Die trogvorderseitige Advektion von Warmluft und positiver Vorticity erzeugt Hebung in diesem Niveau, während die Advektion von Kaltluft und negativer Vorticity auf der Rückseite des Troges Absinken bewirkt (siehe auch Kapitel 2.1.1). Die potenziell labile Schichtung im Bereich des Bodentiefs und die stabile Schichtung über dem Bodenhoch werden durch charakteristische Profile der potenziellen Temperatur θ und der äquivalentpotenziellen Temperatur θ_e wiedergegeben. Die Konvektionsbedingungen, die sich daraus ergeben, sind mit den Zahlen 1 bis 5 gekennzeichnet.

Unter den eben beschriebenen Voraussetzungen ist in Fall 1 nur flache Konvektion ohne Wolkenbildung (trockene Konvektion) und in Fall 2 flache Konvektion mit Cu hum Bewölkung zu erwarten. Fall 3 repräsentiert lokal ausgelöste hochreichende Konvektion ohne großräumige Hebung. In den Fällen 4 und 5 nimmt die großräumige Hebung zu, wobei die hochreichende Konvektion im erstgenannten lokal durch mesoskalige Prozesse ausgelöst wird, während im letzteren die Auslösung durch Frontalzonen und Konvergenzlinien bewirkt wird.

2.1.1 Auslösung von Konvektion

Wie oben beschrieben ist auch bei hinreichend labiler Schichtung für das Einsetzen hochreichender Konvektion ein Triggermechanismus notwendig. Nach Bennett et al. (2006) können diese Auslösemechanismen in drei Hauptgruppen unterschieden werden: Auslösung durch

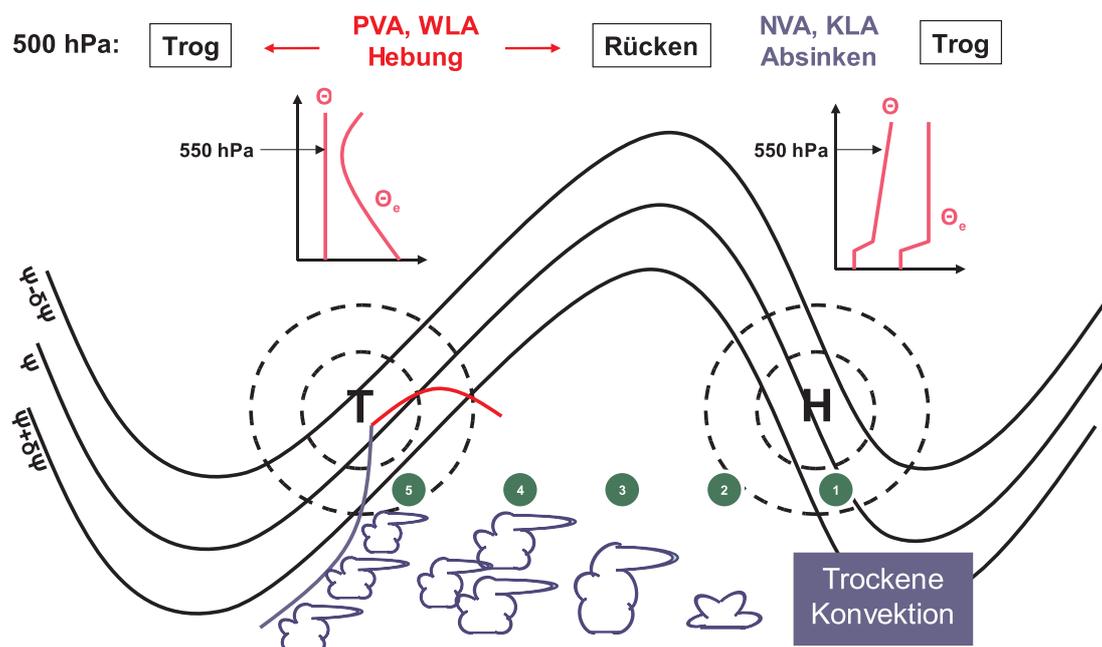


Abbildung 2.1: Schematische Beschreibung der verschiedenen Auslösemechanismen, nach Kottmeier et al. (2008). Die durchgezogenen schwarzen Linien stellen das Geopotentialfeld Ψ in 500 hPa dar, die gestrichelten schwarzen Linien das Druckfeld am Boden mit einer Warmfront (rot) und einer Kaltfront (blau). Außerdem sind typische Vertikalprofile der potentiellen Temperatur θ und der äquivalentpotenziellen Temperatur θ_e abgebildet. Die verwendeten Abkürzungen bedeuten: Advektion positiver Vorticity (PVA), Advektion negativer Vorticity (NVA), Warmluftadvektion (WLA), Kaltluftadvektion (KLA). Mit den Zahlen 1 bis 5 sind die unterschiedlichen Formen der Bedingungen für hochreichende Konvektion gekennzeichnet.

Prozesse in der Grenzschicht, großräumige Mechanismen und sekundäre Auslösung von Konvektion, die im Folgenden näher beschrieben werden.

Grenzschichtprozesse

Die atmosphärische Grenzschicht ist durch die Wechselwirkung mit dem Erdboden beeinflusst. Bei unterschiedlichen Eigenschaften des Bodens (z.B. Wärmekapazität, Wassergehalt) kommt es zu einer differentiellen Erwärmung und zu einer inhomogenen Verteilung der Luftfeuchtigkeit in der bodennahen Luftschicht.

Aufgrund von differentieller Erwärmung entstehen lokale Windsysteme. Hierzu gehören die Land-Seewind-Zirkulation, Hangwind- und Berg-Talwind-Systeme. Für die Untersuchungen in dieser Arbeit sind die Hangwind- sowie die Berg-Talwind-Systeme von Interesse, da diese im Untersuchungsgebiet als Auslösemechanismen in Frage kommen. Durch Hang-

und Talwinde kommt es zu Konvergenz über den Bergkämmen. Diese Konvergenz induziert Hebung, die dann als Auslösemechanismus von hochreichender Konvektion dienen kann. Als Hangwind wird ein Wind bezeichnet, der einen Hang senkrecht hinauf weht. Ein Talwind weht dagegen ein Tal entlang (Stull, 1988).

Hangwind entsteht, wenn durch solare Einstrahlung auf einen Hang die bodennahen Luftschichten erwärmt werden. Sie sind nun wärmer als die Luft in gleicher Höhe, die über dem Tal liegt. Dadurch kommt es zum Aufsteigen der Luft entlang des Hanges. Nachts kehrt sich dieser Effekt um. Die Luft nahe des Hanges ist kühler als die Luft über dem Tal in gleicher Höhe und strömt hangabwärts.

Der Hangwind ist abhängig von der Sonneneinstrahlung und setzt kurz nach Sonnenaufgang ein. Er erreicht seine größte Intensität zum Zeitpunkt der maximalen Einstrahlung. Am Abend kurz nach Sonnenuntergang kehrt sich die Windrichtung um. Aufgrund der Abhängigkeit von der solaren Einstrahlung ist er an Südhängen besonders ausgeprägt, während er an Nordhängen nur schwach oder gar nicht vorhanden ist.

Die erreichte Windgeschwindigkeit ist abhängig von lokalen Gegebenheiten, wie z.B. der Neigung und der Form des Hanges. Sie beträgt im Durchschnitt ca. 1 bis 5 m s⁻¹ (Whiteman, 2000). Die Dicke der Luftschicht, in der der Hangwind auftritt, hängt von der Windgeschwindigkeit ab. Sie beträgt meist zwischen 100 und 200 m. Der Hangwind reißt beim Aufsteigen angrenzende Luft mit, so dass die Schicht mit zunehmender Höhe anwächst und eine Keilform ausbildet.

In Tälern ist dagegen tagsüber mit **Talwind** zu rechnen. Dieser entsteht, da die Temperatur im Tal im Vergleich zum Vorland eines Gebirges einen Tagesgang mit bis zu doppelt so großer Amplitude aufweist. Dadurch kommt es zu einem Druckgradient zwischen Tal und Vorland, der eine Ausgleichsströmung hervorruft. Dieser Druckgradient nimmt mit der Höhe ab. Oberhalb der Bergkämme ist er nicht mehr vorhanden, da hier der Temperaturverlauf gleich ist. Tagsüber ist die Luft im Tal wärmer als im Vorland und es kommt zu einem Einströmen ins Tal (Talwind), nachts sind die Verhältnisse umgekehrt (Bergwind). Die maximale Windgeschwindigkeit wird in geringer Höhe über dem Boden erreicht, da der Druckgradient mit der Höhe abnimmt und die Strömung am Boden durch Reibung gebremst wird (Liljequist, 1984). Der Zeitpunkt des Einsetzens des Talwindes, bzw. der Zeitpunkt der Richtungsänderung, ist sowohl abhängig von der Talbreite, also der Menge an Luft, die bewegt werden muss, als auch von der Jahreszeit. Hangwind und Talwinde treten selten isoliert auf. Oft kommt es zu Überlagerungen mit dem großräumigen Wind oder anderen lokalen Windsystemen (Defant, 1951).

Synoptischskalige Prozesse

Konvektion, die durch synoptischskalige Prozesse ausgelöst wird, bezeichnet man auch als erzwungene Konvektion. Ob eine vorhandene potenziell labile Schichtung durch großräumige Hebung labilisiert wird, hängt von der vorhandenen Vertikalbewegung ab.

Für großräumige Hebung gibt es verschiedene Antriebe. Diese Antriebe werden mit der sogenannten Omega³-Gleichung beschrieben (Kurz, 1990).

Die Omega-Gleichung ist Teil der sogenannten quasigeostrophischen Diagnostik. Hierbei wird angenommen, dass die Atmosphäre ein Gleichgewicht zwischen Druck-, Massen- und Windfeld anstrebt. Weiterhin wird angenommen, dass in der Vertikalen ein hydrostatisches Gleichgewicht herrscht und dies auch bei allen Feldänderungen erhalten bleibt. Außerdem soll in der Horizontalen zwischen Druck- und Vorticityfeld eine geostrophische Balance bestehen. Damit lautet die Omega-Gleichung:

$$\left(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = - \underbrace{f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left[-\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla}_p (\zeta_g + f) \right]}_A - \underbrace{\frac{R}{p} \nabla^2 \left[-\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla}_p T \right]}_B - \underbrace{\frac{R}{c_p p} \nabla^2 H}_C . \quad (2.1)$$

Darin ist $\sigma = -\rho^{-1} \frac{\partial \ln \theta}{\partial p}$ ein Parameter für die Stabilität der Atmosphäre, er wird in der Atmosphäre bei statischer Stabilität als positiv angenommen. Weiterhin sind f_0 der konstante Coriolisparameter, p die Vertikalkoordinate (Luftdruck), \vec{v}_g der geostrophische Wind, ζ_g die relative geostrophische Vorticity, f der von der geographischen Breite abhängige Coriolisparameter, R die allgemeine Gaskonstante, T die Temperatur, c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck und H die spezifische Änderung der Wärmeenergie aufgrund diabatischer Prozesse.

Hier werden nun als Randbedingungen angenommen, dass die Vertikalbewegung am Ober- und Unterrand der Atmosphäre verschwindet ($\omega = 0$ für $p = 0$) und sie sinusförmig im Raum verläuft, also in der Mitte der Atmosphäre maximal ist. Damit wird die linke Seite der Gleichung (2.1) proportional zu $-\omega$ und, da $\omega \approx -g\rho w$ ist, auch proportional zur Vertikalbewegung w im z-System.

Die Vertikalbewegung wird also durch die drei Antriebstern auf der rechten Seite der Gleichung (2.1) bestimmt. Term A repräsentiert die vertikale Änderung der Vorticityadvektion, Term B beschreibt über den Laplace der Temperaturadvektion die Extrema der Temperaturadvektion und Term C stellt mit dem Laplace die Extrema der diabatischen Wärmeübertragung dar.

³ $\omega = dp/dt$ ist die Vertikalbewegung im p-System

Großräumige Hebung ($\omega < 0$, bzw. $w > 0$) wird nach Gleichung (2.1) also bewirkt durch:

1. aufwärts zunehmende Advektion positiver Vorticity (z.B. vorderseitig kurzweiliger Höhenträge),
2. die relativ stärkste Warmluftadvektion (z.B. vor Warmfronten),
3. die relativ größte diabatische Wärmezufuhr (beispielsweise durch das Freiwerden von Kondensationswärme).

Sekundäre Auslösung

Neben der oben beschriebenen Auslösung durch die primären Prozesse (Grenzschicht- und synoptischskalige Prozesse) kann Konvektion auch durch schon bestehende Konvektionszellen ausgelöst werden. Dies geschieht, wenn der Abwind einer Zelle auf den Boden trifft und sich dann als Böenfront horizontal ausbreitet. Dabei wird die umgebende Luft gehoben und so weitere Konvektion initiiert (Schaaf et al., 1988). Sekundär ausgelöste Zellen entstehen oft am gleichen Ort relativ zur primären Zelle. Durch mehrere Zellen, die nacheinander von der jeweils älteren Zelle ausgelöst werden, können in einem Gebiet über mehrere Stunden hinweg Konvektionszellen bestehen bleiben und so lokal zu starken Niederschlägen führen (Bennett et al., 2006).

2.1.2 Kondensationsniveaus

Die Beschreibung einer Luftschichtung ist mit Hilfe einiger charakteristischer Niveaus möglich. Dabei wird sowohl der Fall der erzwungenen Hebung als auch der Fall der freien Konvektion berücksichtigt.

Wird ein „Luftpaket“⁴ zum Aufsteigen gezwungen (z.B. an Gebirgen oder an einer Luftmassengrenze) kühlt es sich solange trockenadiabatisch ab, bis Kondensation eintritt. Die Höhe in der dies geschieht, heißt **Hebungskondensationsniveau** (HKN; engl: Lifting condensation level, LCL). Die Höhe des Hebungskondensationsniveaus lässt sich näherungsweise berechnen:

$$z_{\text{HKN}} = \frac{T_0 - T_{d,0}}{\gamma_{ad} - \gamma_{Td}} \quad , \quad (2.2)$$

⁴Der Begriff „Luftpaket“ (englisch: parcel) wird verwendet, um eine zusammenhängende, finite, nicht im Austausch mit der Umgebung stehende Luftmasse zu beschreiben.

mit der Temperatur am Boden T_0 , dem Taupunkt am Boden $T_{d,0}$, dem adiabatischen Temperaturgradienten γ_{ad} und dem Gradienten der Taupunkttemperatur γ_{T_d} . Letzterer ist nach Liljequist (1984) ungefähr:

$$\gamma_{T_d} = -\frac{dT_d}{dz} \approx -\frac{0,5 \text{ K}}{100 \text{ m}} \quad . \quad (2.3)$$

Wird das Luftpaket nach Erreichen des Hebungskondensationsniveaus solange weiter gehoben, bis es die gleiche Temperatur wie die umgebende Luft hat, erreicht es so das **Niveau der freien Konvektion** (NFK; engl: Level of free convection, LFC). Ab dieser Höhe ist die Temperatur des Pakets höher als die Umgebungstemperatur und damit seine Dichte geringer als die der Umgebung. Dadurch steigt es weiter auf.

Steigt ein Luftpaket hingegen vom Boden auf, weil es gegenüber der Umgebung eine geringerer Dichte aufweist, spricht man von freier Konvektion. In der Höhe des **Kumuluskondensationsniveaus** (KKN; engl: Convective condensation level, CCL) tritt dabei Sättigung ein. Am Morgen eines Tages mit Konvektionsentwicklung erwärmt sich die bodennahe Luft durch die zunehmende Sonneneinstrahlung. Die Temperatur, die ein aufsteigendes Luftpaket dabei mindestens erreichen muss um bis zum Kumuluskondensationsniveau zu steigen, heißt **Auslösetemperatur** T_A .

Im Allgemeinen steigt ein Luftpaket auf, solange es wärmer als die Umgebung ist. In der Höhe, in der die Umgebungstemperatur und die Temperatur des Luftpakets wieder gleich sind, wird die **Wolkenobergrenze** (auch Niveau des neutralen Auftriebs, NNA; engl: Equilibrium level, EL) liegen. Im Fall von hochreichender Konvektion kann die Wolkenobergrenze die Höhe der Tropopause erreichen. Das aufsteigende Luftpaket kann dann aufgrund seiner Trägheit durch starke Aufwärtsbewegung eine etwas größere Höhe als das Niveau des neutralen Auftriebs erreichen. Der so entstehende Wolkenteil, der bei hochreichender Konvektion in die Tropopause eindringen kann, wird als „Overshooting Top“ bezeichnet (Beheng, 2004; Kunz et al., 2004).

2.1.3 Konvektionsindizes

Um zu kennzeichnen, inwieweit in einer vorhandenen Luftmasse Konvektion auftreten und wie stark diese werden kann, werden verschiedene Konvektionsindizes verwendet. Diese können in Indizes, die die Stabilität und damit die Möglichkeit der Entstehung von Kon-

vektion angeben, und in Indizes, die über die Stärke eventuell auftretender Konvektion Auskunft geben, unterschieden werden.

KO-Index

Der KO-Index (Andersson et al., 1989) ist ein Maß für die potenzielle Instabilität einer Luftmasse. Er ist definiert als:

$$KO = \frac{1}{2} (\theta_{e,500} + \theta_{e,700}) - \frac{1}{2} (\theta_{e,850} + \theta_{e,1000}) \quad . \quad (2.4)$$

Dabei sind $\theta_{E,1000}$, $\theta_{E,850}$, $\theta_{E,700}$ und $\theta_{E,500}$ jeweils die äquivalentpotenziellen Temperaturen in 1000, 850, 700 und 500 hPa. Der KO-Index vergleicht also die äquivalentpotenziellen Temperatur der unteren mit der der mittleren Troposphäre. Ist er positiv, lagert feucht-warme Luft über kühler trockener Luft (s. Anhang C) und die Schichtung ist stabil.

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) verwendet die folgenden Schwellenwerte:

KO > 10 K potenziell sehr stabil

6 K < KO ≤ 10 K potenziell stabil

2 K < KO ≤ 6 K potenziell indifferent

KO ≤ 2 K potenziell labil

Lifted Index

Der Lifted Index (Galway, 1956) bezeichnet die Temperaturdifferenz zwischen einem gehobenen Luftpaket und der Umgebung in 500 hPa, wenn das Luftpaket zunächst vom Boden trockenadiabatisch bis zum Hebungskondensationsniveau und danach weiter feuchtadia-batisch bis 500 hPa gehoben wurde. Er ist ein Maß für die bedingte Instabilität⁵ einer Schichtung. Es ist:

$$LI = T_{500} - T_{p,500} \quad . \quad (2.5)$$

Hierbei ist T_{500} die Umgebungstemperatur in 500 hPa und $T_{p,500}$ die Temperatur des auf 500 hPa gehobenen Luftpakets. Ist der Lifted Index negativ, so ist die Temperatur des

⁵Eine Schichtung ist bedingt labil, wenn die Temperaturabnahme mit der Höhe geringer als der trockenadiabatische Temperaturgradient, aber größer als der feuchtadiabatische Temperaturgradient ist. Für ein Paket gesättigter Luft ist diese Schichtung stabil, für ein Paket ungesättigter Luft hingegen labil.

gehobenen Pakets höher als die der Umgebung und die Luftschichtung instabil. Gebräuchliche Schwellenwerte für den Lifted Index sind (Knutsvig, 2008):

LI \leq 0 K Gewitter möglich

LI \leq -4 K schwere Gewitter möglich

CAPE

Die Energie, die für die Konvektion zur Verfügung steht, heißt CAPE (englisch: **C**onvective **A**vailable **P**otential **E**nergy) und ist ebenfalls ein Maß für die bedingte Instabilität. Sie ist die gesamte potenzielle Energie eines Pakets, das von einem Anfangslevel z_i auf das Niveau des neutralen Auftriebs EL⁶ aufsteigt. Der Auftrieb eines Luftpakets ist:

$$B = -g \frac{\rho_p - \rho_U}{\rho_p} \quad , \quad (2.6)$$

mit der Schwerebeschleunigung g , der Dichte des Luftpakets ρ_p und der Dichte der Umgebung ρ_U . Mit der Annahme eines hydrostatischen Gleichgewichts und der Verwendung der idealen Gasgleichung ergibt sich die CAPE (Emanuel, 1994):

$$CAPE = R \int_{z_i}^{EL} \frac{T_p - T_U}{p} dp \quad . \quad (2.7)$$

Dabei sind R die Gaskonstante trockener Luft, T_p und T_U die Temperatur des Luftpaketes und der Umgebung sowie p der Luftdruck. Nach Doswell und Rasmussen (1994) ist die Berechnung der CAPE bei Verwendung der Trockentemperatur fehlerbehaftet. Dieser Fehler nimmt zu, je kleiner die CAPE ist. Daher muss zu ihrer Berechnung die virtuelle Temperatur $T_v = T(1 + 0,61q)$ (q ist die spezifische Feuchte) verwendet werden. Nach Emanuel (1994) wird die CAPE im Allgemeinen für ein Paket berechnet, das vom Niveau der freien Konvektion⁷ aus aufsteigt.

$$CAPE = R \int_{LFC}^{EL} \frac{T_{v,p} - T_{v,U}}{p} dp \quad . \quad (2.8)$$

Im thermodynamischen Diagrammpapier ist die CAPE proportional zur Fläche, die zwischen dem Niveau der freien Konvektion (LFC) und dem Niveau des neutralen Auftriebs (EL) von den Temperaturkurven der Umgebung und des aufsteigenden Pakets

⁶EL - equilibrium level; siehe Kapitel 2.1.2

⁷LFC - Level of free convection; siehe Kapitel 2.1.2

eingeschlossen wird. Dabei kennzeichnen die Werte der CAPE (Barthlott et al., 2006; Kunz und Kottmeier, 2005)

$CAPE \leq 1000 \text{ J kg}^{-1}$ schwach labile Schichtung,

$1000 \text{ J kg}^{-1} < CAPE \leq 2500 \text{ J kg}^{-1}$ mäßig labile Schichtung und

$CAPE > 2500 \text{ J kg}^{-1}$ stark labile Schichtung

Im Gegensatz zu den vorher erörterten Indizes ist die CAPE streng genommen kein Maß für die Instabilität einer Schichtung. Sie gibt den Wert der über eine Luftschicht integrierten für Konvektion zur Verfügung stehenden potenziellen Energie an. Zwei Gebiete mit gleicher CAPE können dennoch verschieden labil sein, wenn in einem Fall die CAPE schmal und hochreichend und im anderen breit und flach ist. Blanchard (1998) schlug deshalb vor, die CAPE mit der Integrationshöhe zu normieren.

CIN

Analog zur CAPE gibt die CIN (englisch: **C**onvective **I**nhibition, Unterdrückung der Konvektion) die Energie an, die aufgebracht werden muss, um ein Luftpaket auf das Niveau der freien Konvektion zu heben (Colby, 1984). Diese wird nach Emanuel (1994) und Blanchard (1998) berechnet:

$$CIN = R \int_{z_0}^{LFC} \frac{T_{v,p} - T_{v,U}}{p} dp \quad . \quad (2.9)$$

Bei freier Konvektion wird die CIN als die Energie berechnet, die ein Paket aufbringen muss um bis zum Kumuluscondensationsniveau (CCL) zu steigen.

Ist die CIN gering ($< 15 \text{ J kg}^{-1}$), wird sie schon früh am Tag überwunden und es bildet sich flache Cumulusbewölkung. Bei einer höheren CIN muss sich mehr Energie in den unteren Luftschichten ansammeln, damit diese überwunden werden kann. Diese Energie wird dann in die Bildung hochreichender Konvektion umgesetzt. Ist die CIN aber zu hoch, wird Konvektion auch bei hinreichend labiler Schichtung unterdrückt. Für die CIN gelten die folgenden Abschätzungen nach Kunz und Kottmeier (2005):

$CIN \leq 15 \text{ J kg}^{-1}$ Entwicklung von Cu hum

$15 \text{ J kg}^{-1} < CIN \leq 50 \text{ J kg}^{-1}$ mögliche Entwicklung einiger kräftiger Gewitterzellen

$50 \text{ J kg}^{-1} < CIN \leq 150 \text{ J kg}^{-1}$ mögliche Entwicklung verbreiteter starker Gewitter

$CIN > 200 \text{ J kg}^{-1}$ Stabilität zu hoch

Für die Entwicklung hochreichender Konvektion sind also Werte zwischen 50 und 150 J kg^{-1} am günstigsten.

CAP

Die CAP (aus dem Englischen: **C**apping inversion) wird in der Literatur teilweise auch als „Lid Index“ bezeichnet. Sie gibt die maximale Temperaturdifferenz in Kelvin zwischen dem Hebungsprofil des Luftpakets und dem Profil der Umgebung unterhalb des Niveaus der freien Konvektion an. Sie ist also wie die CIN ein Maß für die Unterdrückung des Aufsteigens eines Luftpakets. Das Hebungsprofil ist unterhalb des Hebungskondensationsniveaus durch die Trockenadiabate, darüber durch die Feuchtadiabate definiert (López et al., 2007). Nimmt die CAP Werte größer 2 K an, wird Konvektion unterdrückt. Am günstigsten für die Entwicklung hochreichender Konvektion sind Werte zwischen 1 und 2 K (RAOB Handbuch, 2004).

Die günstigen Werte der CIN und der CAP für hochreichende Konvektion ergeben sich dadurch, dass in diesen Fällen Konvektion in den meisten Gebieten unterdrückt wird, und nur in Gebieten, in denen Grenzschichtprozesse zur Überwindung der CIN, bzw. der CAP, führen die gesamte Energie freigesetzt wird.

2.2 Das horizontale Windfeld

In dieser Arbeit wird die Auslösung von Konvektion im Südwesten Deutschlands und im Nordosten Frankreichs untersucht. Die Strömung des Horizontalwindes wird in diesem Gebiet deutlich durch die Orographie (siehe Kapitel 3) beeinflusst. Im Folgenden werden nun Parameter vorgestellt, mit deren Hilfe eine Unterscheidung in verschiedene Strömungstypen aufgrund des Einflusses der Orographie auf die Strömung möglich ist.

2.2.1 Froude-Zahl

Die Vogesen und der Schwarzwald stellen bei westlicher Anströmung Hindernisse mit einer Höhe von etwa 890 m (Vogesen) bzw. etwa 670 m (Nordschwarzwald) gegenüber dem

Vorland dar (Stieghorst und Kaiser, 2003; Eggers, 1964). Um das Verhalten der Strömung an solchen Hindernissen zu untersuchen, ist die Betrachtung der Froude-Zahl geeignet (Stull, 1988). In statisch stabiler Luftschichtung schwingt ein aus der Ruhelage ausgelenktes Luftpaket vertikal mit der Brunt-Väisälä-Frequenz N . Sie ist definiert als:

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

Dabei ist g die Schwerebeschleunigung, θ die potenzielle Temperatur und z die Höhe. Wenn dieses Paket in eine Luftmasse eingebettet ist, die sich mit der Geschwindigkeit U fortbewegt, vollführt das Paket eine Wellenbewegung mit der Wellenlänge $\lambda_{\text{Luft}} \propto 2\pi \frac{U}{N}$. Ein Hindernis der Länge L bildet damit eine effektive Wellenlänge der Störung $\lambda_{\text{Hindernis}} = 2L$. Die Froude-Zahl ist dann definiert als das Verhältnis der Wellenlänge der Strömung zur Wellenlänge der Störung:

$$\text{Fr} = \pi \frac{U}{N \cdot L} \quad . \quad (2.11)$$

Oft wird die Froude-Zahl auch ohne π definiert oder als Verhältnis von Trägheitskräften zu Auftriebskräften aufgefasst (Smolarkiewicz und Rotunno, 1989):

$$\text{Fr} = \frac{U}{hN} \quad , \quad (2.12)$$

mit der Anströmgeschwindigkeit U , der Hindernishöhe h und der Brunt-Väisälä-Frequenz N . Die Brunt-Väisälä-Frequenz stellt ein Maß für die Stabilität der Luftschichtung und damit die Auftriebskraft dar.

In Abbildung 2.2 wird das prinzipielle Strömungsverhalten über einem isolierten Berg für verschiedene Froude-Zahlen dargestellt. Bei sehr stabiler Schichtung und schwachem Wind ($\text{Fr} \approx 0,1$, Abb. 2.2a) wird der Berg eher umströmt. Auf der Luvseite des Berges wird die Luft teilweise blockiert und der Berg verhält sich gegenüber der umströmenden Luft wie ein größeres stromlinienförmiges Hindernis.

Ist die Anströmgeschwindigkeit etwas höher, oder die Stabilität etwas geringer (z.B. $\text{Fr} \approx 0,4$, Abb. 2.2b) wird der Berg von den höher liegenden Luftschichten überströmt, während die darunter liegenden Schichten den Berg weiterhin umströmen. Das Verhältnis der Dicke der Luftschicht, die den Berg überströmt, zur Höhe des Hindernisses entspricht in etwa der Froude-Zahl:

$$\frac{z_{\text{Überströmende Luftschicht}}}{z_{\text{Hindernishöhe}}} \approx \text{Fr} \quad . \quad (2.13)$$

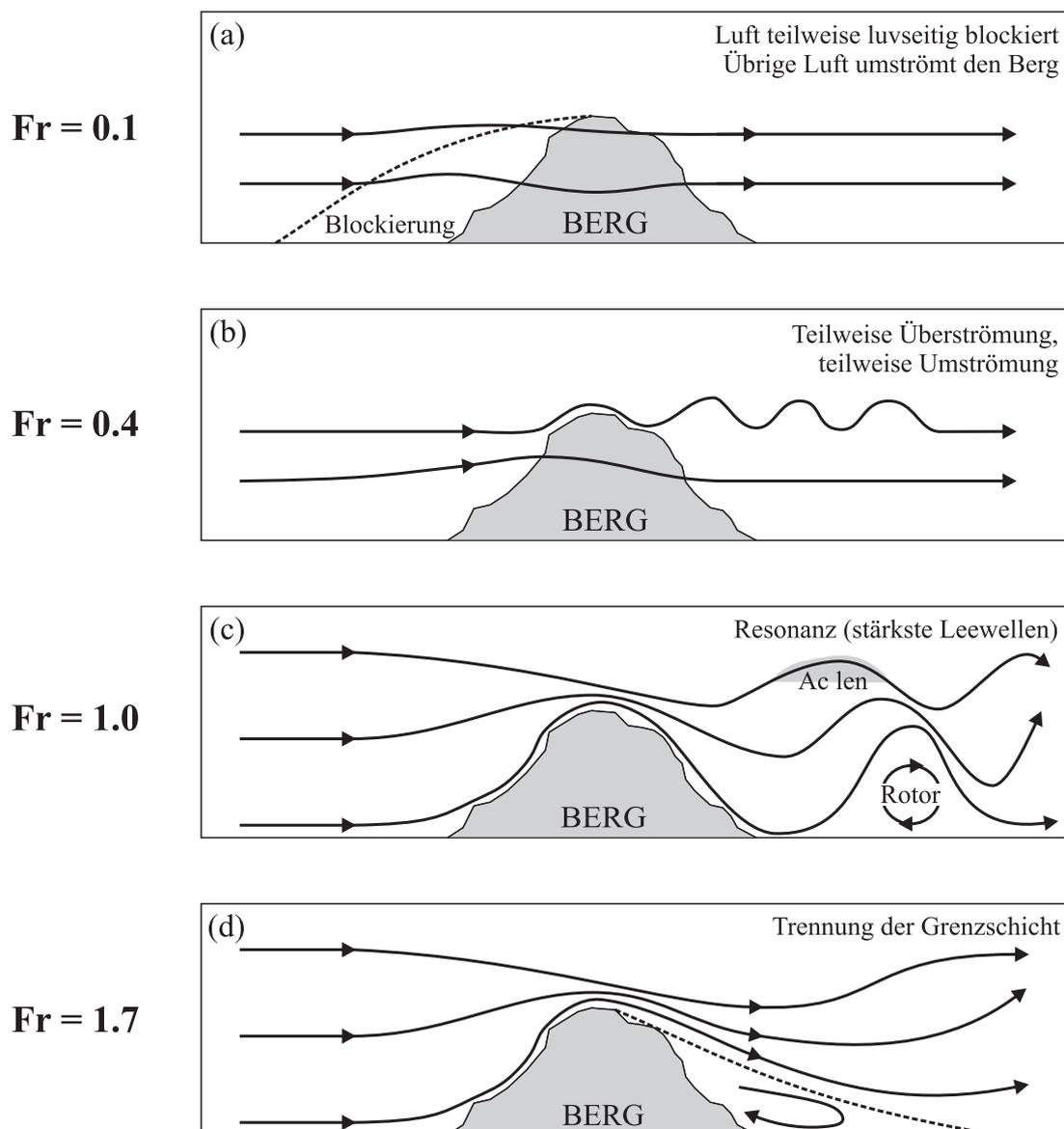


Abbildung 2.2: Fallunterscheidung der Froude-Zahl der idealisierten Strömung über einen isolierten Berg (Stull, 1988)

Je höher also die Froude-Zahl ist, desto dicker ist die Luftschicht, die das Hindernis überströmt.

Nimmt die Stabilität weiter ab und/oder die Anströmgeschwindigkeit weiter zu, wird $Fr = 1$. Damit ist die Wellenlänge der anströmenden Luft gleich der Wellenlänge der Störung und es bilden sich Leewellen hinter dem Hindernis (Abb. 2.2c).

Für noch höhere Anströmgeschwindigkeiten und/oder schwächere Stabilität ($Fr \approx 1,7$, Abb. 2.2d) ist die Wellenlänge der anströmenden Luft länger als die Hindernislänge. Da-

durch kommt es zu einer Trennung der Luftschicht im Lee des Hindernisses mit einem Rückströmgebiet am Boden hinter dem Hindernis.

Für labile Schichtungen hingegen (also für $\frac{d\theta}{dz} < 0$) würde sich ein aus der Ruhelage ausgelenktes Luftpaket weiter in die Auslenkungsrichtung bewegen und keine Schwingung ausführen. Für diesen Fall ist N nicht definiert.

Weiterhin kann mit Hilfe der Froude-Zahl untersucht werden, ob während des Um- bzw. Überströmens das Hebungskondensationsniveau erreicht wird, und so hochreichende Konvektion ausgelöst werden kann. Ist das Hebungskondensationsniveau niedriger als das Hindernis und $Fr > 1$, so erreicht die Luft es beim Überströmen. Bei einem Hebungskondensationsniveau, das höher als das Hindernis ist, wird es auch beim Überströmen nicht erreicht. Wird das Hindernis dagegen umströmt ($Fr < 1$) und liegt das Hebungskondensationsniveau niedriger als die Hindernishöhe, kann es die Luft trotzdem erreichen, da auch beim Umströmen eines Hindernisses die Luft gehoben wird. Hier ist also zu untersuchen, ob die Luft bis zum Hebungskondensationsniveau gehoben werden kann:

$$Fr_{\text{HKN}} = \frac{U}{z_{\text{HKN}}N} \quad . \quad (2.14)$$

Darin ist z_{HKN} die Höhe des Hebungskondensationsniveaus. Ist $Fr_{\text{HKN}} < 1$, erreicht die Luft das Hebungskondensationsniveau auch beim Umströmen des Hindernisses nicht.

2.2.2 Divergenz des Horizontalwindes

Einer der möglichen Auslösemechanismen für die Entstehung hochreichender Konvektion ist Luftmassenkonvergenz. Diese kann sowohl durch lokale Windsysteme als auch durch die großräumigen Strömungsverhältnisse entstehen. Um ihre räumliche Verteilung zu untersuchen wird die Divergenz des horizontalen Windfeldes berechnet:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{v} = \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} \quad , \quad (2.15)$$

mit dem Vektor des horizontalen Windes $\vec{v} = (u, v)$. Die Divergenz des horizontalen Windes setzt sich zusammen aus Geschwindigkeits- und Richtungsdivergenz. Nimmt die Geschwindigkeit in Richtung der Stromlinien zu, so bedeutet das Geschwindigkeitsdivergenz. Laufen die Stromlinien voneinander weg, liegt Richtungsdivergenz vor (für Geschwindigkeits- und Richtungskonvergenz umgekehrt).

In dieser Arbeit wird zunächst das horizontale bodennahe Windfeld auf ein Gitter interpoliert. Die Gitterpunkte haben in x-Richtung einen Abstand von etwa 14 km und in y-Richtung ca. 12 km. Für die Interpolation der u- und v-Komponente an jedem Gitterpunkt wird ein Polynom 2. Grades

$$u(r, s) = a_1 \cdot (r^2 + s^2) + b_1 \cdot r + c_1 \cdot s + d_1 \quad (2.16)$$

bzw.

$$v(r, s) = a_2 \cdot (r^2 + s^2) + b_2 \cdot r + c_2 \cdot s + d_2 \quad (2.17)$$

verwendet. Dabei sind r und s die Koordinaten in einem Koordinatensystem mit dem Ursprung im jeweiligen Gitterpunkt. Alle Messungen, die innerhalb des Akzeptanzradius um diesen Punkt liegen, werden für die Anpassung der Parameter aus Gleichung (2.16) und (2.17) berücksichtigt. Dabei werden diese Parameter so gewählt, dass die Summe der Quadrate der Abweichung von Messwert u_m und Funktionswert des Polynoms u_i für die Messungen $i = 1, \dots, n$ minimal ist. Zusätzlich wird dieses Quadrat der Abweichung mit dem reziproken Abstand des Messpunktes vom Gitterpunkt gewichtet

$$\min \sum_{i=1}^n \frac{(u_m - u_i)^2}{\sqrt{r^2 + s^2}} \quad . \quad (2.18)$$

Dies ist die abstandsgewichtete Methode der kleinsten Quadrate. Der Wert am jeweiligen Gitterpunkt ($r = s = 0$ im lokalen Koordinatensystem) ergibt sich dann aus d_1 und d_2 . Für die v-Komponente des Horizontalwindes ist das Vorgehen analog.

Nun wird zunächst die Übereinstimmung des interpolierten mit dem gemessenen Windfeld überprüft. In Abbildung 2.3 ist zu sehen, dass beide Windfelder gut übereinstimmen. So wird das nördliche und südliche Umströmen der Vogesen und das Einströmen in den Rheingraben gut wiedergegeben. Die hohen Windgeschwindigkeiten im Nordwesten des Interpolationsgebietes sind auf die geringe Anzahl der Stationen zurückzuführen, die an diesen Punkten für die Interpolation zur Verfügung standen. Hierbei ist zu beachten, dass für die Interpolation das bodennahe Windfeld verwendet wurde. Das interpolierte Windfeld und die daraus berechnete Divergenz folgt also der Orographie.

Für die Interpolationen in dieser Arbeit wurde ein Akzeptanzradius $R = 1^\circ$ gewählt. Dies entspricht in meridionaler Richtung etwa 111 km, in zonaler Richtung dagegen etwa 75 km. Die berücksichtigten Stationen liegen also innerhalb einer Ellipse um den jeweiligen Gitterpunkt. In meridionaler Richtung werden daher mehr Stationen berücksichtigt als in

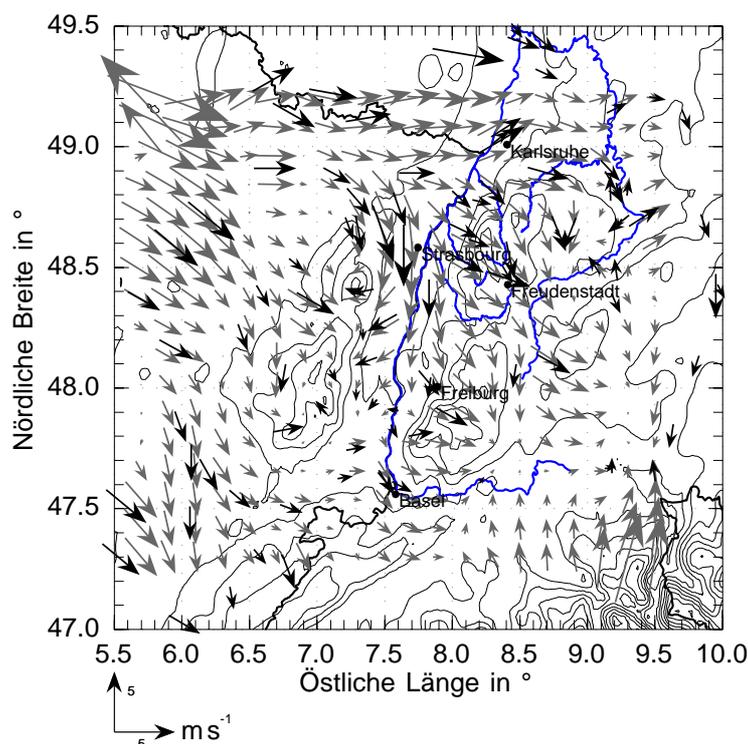


Abbildung 2.3: Darstellung des gemessenen (schwarze Pfeile) und des interpolierten Windes (graue Pfeile) am 20.06.2007 um 1400 UTC.

zonalen. Der Horizontalwind variierte am 20.06.2007 im Untersuchungsgebiet in Ost-West-Richtung stärker als in Nord-Süd-Richtung, da die Mittelgebirge im Untersuchungsgebiet annähernd von Nord nach Süd verlaufen und der Horizontalwind durch Hangwinde und Umströmungseffekte geprägt war. Bei der Interpolation wurden also weniger Stationen in Richtung der stärksten Variation des Horizontalwindes berücksichtigt. Allerdings war der Akzeptanzradius so groß, dass beispielsweise für die Interpolation des Windes an einem Gitterpunkt am Westhang der Vogesen, die Windrichtung und -geschwindigkeit am Osthang der Vogesen berücksichtigt wurde. Eine weitere Verringerung des Akzeptanzradius führte allerdings zu ungenaueren Interpolationsergebnissen, da aufgrund der geringen Stationsdichte nicht genügend Messdaten vorhanden waren.

Aus dem interpolierten Feld des Horizontalwindes wird seine Divergenz für die Mittelpunkte des Gitternetzes nach Gleichung (2.15) berechnet. Die Ergebnisse werden in Kapitel 5.4.1 und 5.4.2 besprochen. Die berechnete Divergenz und Konvergenz resultiert sowohl aus der Strömung des großräumigen Windes als auch aus den lokalen Windsystemen.

3 Das Messprogramm COPS

Die quantitative Vorhersage von konvektiven Niederschlägen in orographisch gegliedertem Gelände ist nach wie vor sehr ungenau. In den mesoskaligen Modellen gibt es insbesondere zwei systematische Fehler. Einerseits werden die Niederschlagssummen auf der Luvseite von Mittelgebirgen überschätzt und auf der Leeseite unterschätzt. Andererseits wird der tageszeitliche Verlauf von hochreichender Konvektion nicht korrekt wiedergegeben. Die Entwicklung von hochreichender Konvektion tritt in den Modellen einige Stunden zu früh auf, so dass auch der Niederschlag zu früh simuliert wird (Wulfmeyer et al., 2008). Zur Verbesserung des Verständnisses der Prozesse, die zur Auslösung von hochreichender Konvektion führen, wurden in den letzten Jahren einige Messkampagnen durchgeführt. Das „International H₂O Project“ (IHOP_2002) fand in den USA in den südlichen Great Plains, also in eher flachem Gelände, im Jahre 2002 statt (Weckwerth et al., 2004).

Das nächste Projekt dieser Serie war das Messprojekt CSIP (**C**onvective **S**torm **I**nitiation **P**roject - Untersuchungen zu Auslösung von konvektiven Ereignissen) im Jahre 2005 im Süden von Großbritannien. Das Untersuchungsgebiet war hier ebenfalls eher flach. Die meteorologischen Verhältnisse waren aber zusätzlich durch die nahe Küste beeinflusst (Browning et al., 2007).

Die Messkampagne COPS (**C**onvective and **O**rographically-induced **P**recipitation **S**tudy - Studie zu orographisch induzierten konvektiven Niederschlägen) vom 1. Juni 2007 bis zum 31. August 2007 stellt nun die Fortsetzung der vorhergegangenen Untersuchungen über orographisch stark gegliedertem Gelände dar.

Der Südwesten Deutschlands und der Nordosten Frankreichs wurde als Untersuchungsgebiet ausgewählt, da hier insbesondere über den Mittelgebirgen (Schwarzwald und Vogesen) im Sommer häufig starke Gewitter auftreten.

3.1 Die Orographie des Untersuchungsgebietes

Die Orographie des Untersuchungsgebietes sowie die Lage ausgewählter Messstationen ist in Abbildung 3.1 dargestellt.

Im Westen des Messgebietes liegen die Vogesen und im Osten der Schwarzwald. Zwischen beiden Mittelgebirgen verläuft der etwa 35 km breite Oberrheingraben. Die Vogesen erstrecken sich von ca. N 47° 41' bis N 48° 44', sie sind also in etwa 120 km lang. Sie werden durch das Breuschtal in die nördlichen und die südlichen Vogesen geteilt. Es gibt einen ausgeprägten Kamm, der den Westhang und den Osthang trennt. Die höchste Erhebung in den nördlichen Vogesen ist der Donon mit ca. 1009 m. In den Südvogesen ist der Große Belchen mit 1424 m der höchste Berg. Die Vogesen sind im Mittel etwa 1170 m hoch und haben gegenüber dem westlichen Vorland eine Höhe von ungefähr 890 m (Stieghorst und Kaiser, 2003).

Der Schwarzwald erstreckt sich von etwa N 47° 35' bis N 48° 53' über ungefähr 145 km. Im Allgemeinen wird er in Nordschwarzwald, Mittleren Schwarzwald und Südschwarzwald unterteilt. In dieser Arbeit wird mit dem Begriff Nordschwarzwald allerdings die gesamte nördliche Hälfte des Schwarzwaldes bezeichnet. Die höchsten Berge im südlichen Schwarzwald sind höher als die im nördlichen. Im Nordschwarzwald ist die Hornisgrinde mit 1164 m die höchste Erhebung, im Südschwarzwald ist es der Feldberg mit 1493 m. Im Folgenden wird nur der Nordschwarzwald betrachtet. Er hat eine mittlere Höhe von etwa 800 m und ist damit ungefähr 670 m höher als der Oberrheingraben (Eggers, 1964).

Die Begrenzungen des Oberrheingrabens - der Osthang der Vogesen und der Westhang des Schwarzwaldes - sind ähnlich steil. Im Gegensatz dazu verlaufen die beiden äußeren Hänge dieser Mittelgebirge sehr unterschiedlich. Der Schwarzwald geht im Osten in das südwestdeutsche Schichtstufenland über und fällt so deutlich flacher ab als die Vogesen im Westen.

3.2 Die Auswahl des Untersuchungszeitraumes

In der Vorbereitung der Messungen an einzelnen Tagen während COPS wurden drei Arten der Konvektion unterschieden:

1. lokal ausgelöste Konvektion (entspricht Fall 3 in Abbildung 2.1),
2. verbreitet auftretende Konvektion, die durch großräumige Hebung oder potenziell labile Luftmassen ausgelöst wurde (entspricht Fall 4 in Abbildung 2.1),

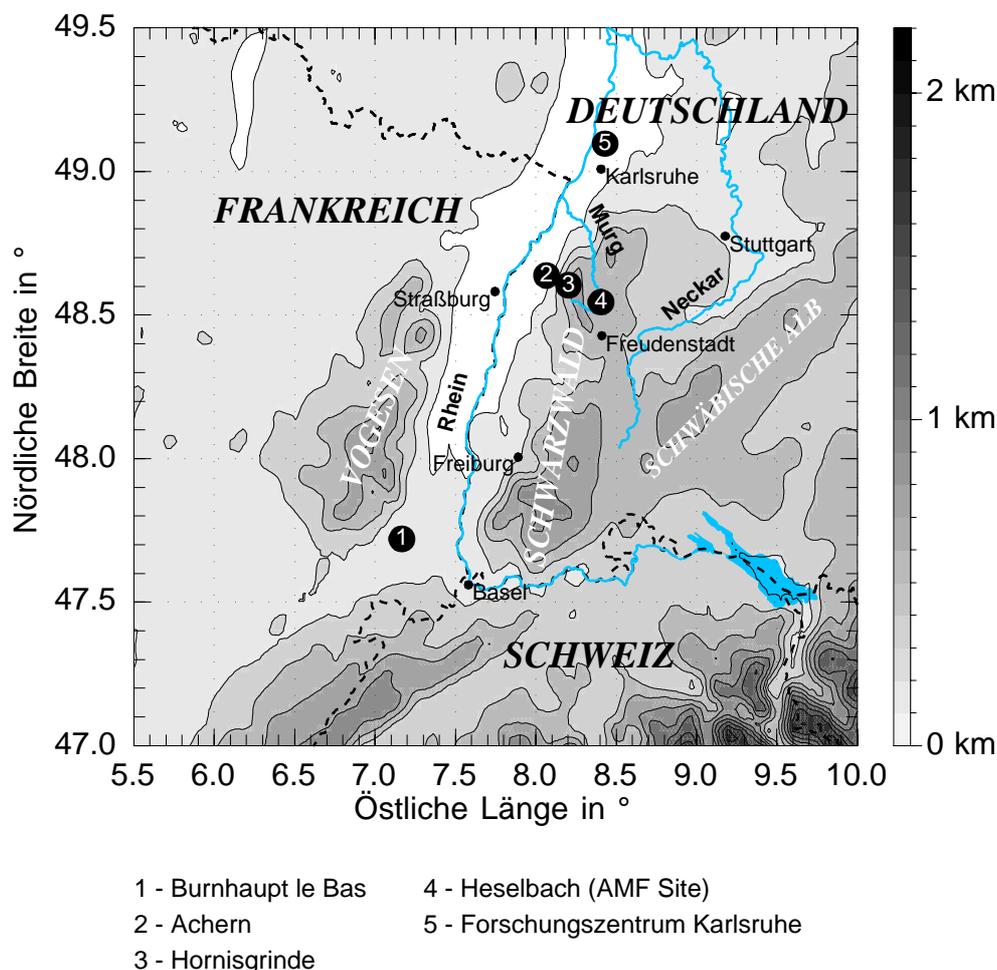


Abbildung 3.1: Karte des Untersuchungsgebietes

3. durch Konvergenzlinien oder Frontalzonen ausgelöste Konvektion (entspricht Fall 5 in Abbildung 2.1).

Zur Festlegung der IOPs¹ wurde aufgrund der Großwetterlage zunächst untersucht, ob und welche Art von Konvektion auftreten wird. So wurden insgesamt während COPS 35 IOPs durchgeführt. Dabei trat lokal ausgelöste Konvektion (Typ 1) zwölf mal, durch großräumige Hebung oder potenziell labile Luftmassen ausgelöste Konvektion (Typ 2) fünf mal und Konvektion an Konvergenzlinien oder Frontalzonen (Typ 3) 15 mal auf. Außerdem gab es an zwei IOPs eine Kombination von Typ 1 und Typ 2 und an einer IOP kam es zu Konvektion rückseitig einer Kaltfront (Kottmeier et al., 2008).

Für die Untersuchungen in dieser Arbeit wurde die IOP 4b am 20.06.2007 ausgewählt.

¹Intensive Observations Period - Zeitraum intensiver Messungen

An diesem Tag entwickelte sich Konvektion des Typs 2. Ab 1330 UTC gab es einige lokal ausgelöste Schauer über den Vogesen und dem nördlichen Schwarzwald. Ab 1700 UTC verstärkten sich die Zellen und es kam zur weiteren Auslösung kräftiger Zellen. Im Verlauf des Abends kam es großflächigen Auslösung und Ausbreitung von Schauern.

4 Daten und Methoden

Während der IOP 4b waren die meisten Bodenstationen und Instrumente zur bodengestützten Fernerkundung einsatzbereit. Es fanden Radiosondenaufstiege und Aufstiege von 15 Drop-Up Sonden statt. Außerdem gab es Flüge von zwei Messflugzeugen und Messungen des Doppler-On-Wheels (Wulfmeyer et al., 2007; COPS, 2008).

In dieser Arbeit werden hauptsächlich Daten von Bodenstationen und Radiosonden verwendet. Die Bodendaten liegen von Stationen aus den Messnetzen der LUBW¹, des Deutschen Wetterdienstes (DWD) sowie des französischen Wetterdienstes Meteo France vor. Neben den Stationen dieser Messnetze wurden während COPS zusätzliche Bodenstationen eingerichtet. Diese Stationen wurden von den Instituten der Universitäten Karlsruhe, Bayreuth, München und der Wien betrieben.

An den Stationen der Universitäten Karlsruhe und Bayreuth wurden Energiebilanz- und Turbulenzmessungen durchgeführt. In der Tabelle 4.1 sind die Zeitformate und Messhöhen der verschiedenen Bodenstationen zusammengestellt. Von einigen Stationsbetreibern lagen keine Angaben zu den Messhöhen vor (mit (*) gekennzeichnet). Hier wurde für den Wind eine Messhöhe von 10 m und für Temperatur und Luftfeuchtigkeit eine Messhöhe von 2 m angenommen.

Das IMK² der Universität Karlsruhe betrieb acht Turbulenz- und Energiebilanzstationen. Vier Stationen befanden sich im Rheingraben (Baden-Airpark, Flugplatz Linkenheim, Sasbach, Burnhaupt) und zwei Stationen in Tälern des Schwarzwaldes (Bad Rotenfels im Murgtal und Oberkirch im Renchtal). Die Station Hornisgrinde lag exponiert auf dem Gipfel und die Station Igelsberg auf der Ostseite des Schwarzwaldes. Die Stationen der Universität Bayreuth waren im Kinzigtal, in Fußbach und Hagenbuch, aufgestellt.

Die Universität München stellte eine Station im Rheingraben (Achern), eine Station am Westhang des Schwarzwaldes (Brandmatt), zwei Stationen in Tälern des Schwarzwaldes (Oberkirch im Renchtal und Seebach im Achertal) und zwei Stationen auf der Ostseite

¹Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg

²Institut für Meteorologie und Klimaforschung

Tabelle 4.1: Zusammenstellung der Zeitformate und Messhöhen von Stationen verschiedener Betreiber. Von den mit (*) gekennzeichneten Betreibern liegen keine Informationen der Messhöhen vor. Hier wird für die Messung des Windes eine Höhe von 10 m und für die Messung der Temperatur und Luftfeuchtigkeit eine Höhe von 2 m angenommen.

Institut	Zeitformat	Messhöhen		
		Temperatur	Luftfeuchtigkeit	Wind
Bayreuth	UTC	2,5 m	2,5 m	2,5 m
Karlsruhe	UTC	1,7 m, 2 m, bzw. 3,3 m	1,7 m, 2 m, bzw. 3,3 m	4 m, bzw. 5 m
München	MESZ	2 m	2 m	2 m
Wien	MEZ	2 m	2 m	3 m
LUBW	MEZ	(*)	(*)	(*)
DWD	UTC	2 m	2 m	10 m oder höher
Meteo France	UTC	(*)	(*)	(*)

des Schwarzwaldes (Hundsbach und Mitteltal) auf. Die Stationen der Universität Wien waren in einem Raster mit 96 automatischen Wetterstationen (AWS, 8x12 Stationen mit einem Abstand von 1 km) östlich des Nordschwarzwaldes aufgestellt. Die Bodenstationen der Universitäten Innsbruck und Leeds wurden erst Ende Juni in Betrieb genommen und standen damit am ausgewählten Tag noch nicht zur Verfügung.

Alle Stationen, die während COPS zusätzlich betrieben wurden, wurden also so platziert, dass alle Bereiche des Nordschwarzwaldes (Rheingraben, Westhang, Ostseite, sowie einzelne Täler) abgedeckt waren.

Am 20.06.2007 gab es Radiosondenaufstiege an den Stationen in Achern, in Burnhaupt, am Forschungszentrum Karlsruhe, in Heselbach und auf der Hornisgrinde. Die Aufstiege fanden zwischen 0500 und 2300 UTC in einem Abstand von drei Stunden statt. An der Station Heselbach lag der Abstand zwischen zwei Aufstiegen bei etwa sechs Stunden. Bei allen Aufstiegen wurden die Temperatur, die Luftfeuchtigkeit, der Druck und die Windrichtung und -geschwindigkeit gemessen.

Da die Bodendaten in unterschiedlichen Formaten vorlagen, wurde zunächst eine Einleseroutine entwickelt, die alle vorhandenen Daten zusammenfasste. Zur weiteren Verarbeitung wurden dann alle Daten auf ein einheitliches Zeitformat (UTC) gebracht.

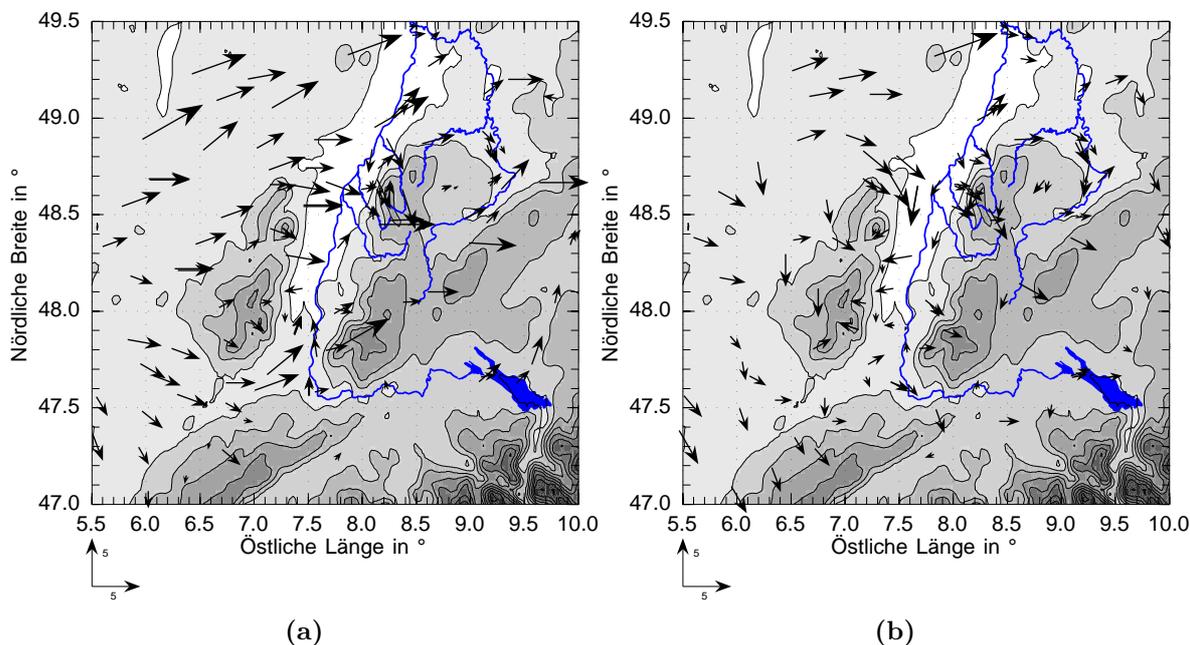


Abbildung 4.1: Messdaten des Bodenwindes um 0900 (a) und 1300 UTC (b) am 20.06.2007

Außerdem wurden die Messwerte, die teilweise in unterschiedlichen Einheiten gemessen wurden, vereinheitlicht (z.B. die Messungen von Temperatur und Taupunkt von Kelvin in $^{\circ}\text{C}$ umgewandelt).

Bei der Kontrolle der Daten erschienen die meisten Messwerte konsistent. Allerdings fiel beim Horizontalwind in Abbildung 4.1 auf, dass die Windgeschwindigkeit an den Stationen westlich des Rheins teilweise deutlich höher war als östlich des Rheins. Um 0900 UTC (Abb. 4.1a) waren die Windgeschwindigkeiten westlich des Rheins allgemein höher als an den Stationen auf der Ostseite. Im Vergleich dazu hatte die Windgeschwindigkeit um 1100 UTC im Westen aber etwas nachgelassen (Abb. 4.1b). Die Station Weinbiet (ganz im Norden des Kartenausschnittes) wies aber weiterhin eine deutlich höhere Windgeschwindigkeit als die benachbarten Stationen östlich des Rheins auf. Wie im Folgenden erläutert wird, ist dieses Phänomen durch die Exposition der Station zu erklären.

Um 1600 UTC (Abb. 4.2) war die Windgeschwindigkeit westlich des Rheins noch leicht höher, der oben beschriebene Unterschied fiel aber nicht mehr so deutlich auf. Diese Abweichungen traten auch an anderen Tagen während der COPS-Kampagne auf. Es musste daher eine zeitaufwändige Qualitätskontrolle durchgeführt werden. Da die Messdaten

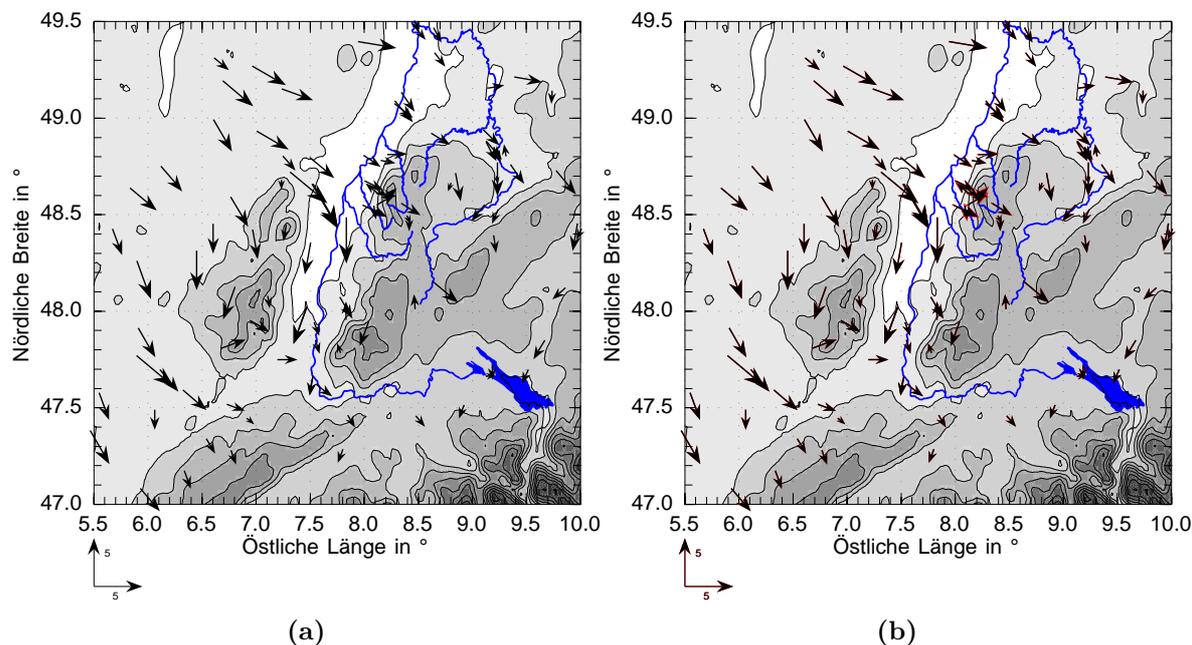


Abbildung 4.2: Messdaten des Bodenwindes um 1600 UTC am 20.06.2007. In Bild (a) sind die gemessenen Windgeschwindigkeiten dargestellt, in Bild (b) sind zusätzlich die extrapolierten Windgeschwindigkeiten (rote Pfeile) eingetragen.

westlich des Rheins von Meteo France geliefert wurden, lag zunächst die Überlegung nahe, dass es sich hier um einen systematischen Fehler in allen Messwerten handelte und die Messungen beispielsweise in Knoten durchgeführt und dies nicht gekennzeichnet wurde. Darum wurden die Messdaten der Station Weinbiet, die von Meteo France geliefert wurden, mit Messdaten derselben Station vom Deutschen Wetterdienst, die in ms^{-1} vorlagen, verglichen. In (Abb. 4.3) ist der zeitliche Verlauf der Windgeschwindigkeit beider Datensätze am 20.06.2007 dargestellt. Die Daten des DWD lagen in höherer zeitlicher Auflösung vor, sonst gab es aber keine größeren Abweichungen in der Windgeschwindigkeit. So ist anzunehmen, dass auch die Windgeschwindigkeiten von Meteo France die Einheit ms^{-1} haben. Da die deutlichen Abweichungen der Windgeschwindigkeit ständig nur an der Station Weinbiet vorhanden waren, ist zu vermuten, dass diese von Besonderheiten an dieser Station verursacht wurden. Der Deutsche Wetterdienst bestätigte, dass die Windgeschwindigkeit in Weinbiet, statt in den üblichen 10 m über Grund, in 29 m über Grund gemessen wurde.

Aus Tabelle 4.1 ist zu entnehmen, dass die Windgeschwindigkeiten an den während COPS zusätzlich betriebenen Stationen abhängig vom Betreiber der Stationen in unterschiedli-

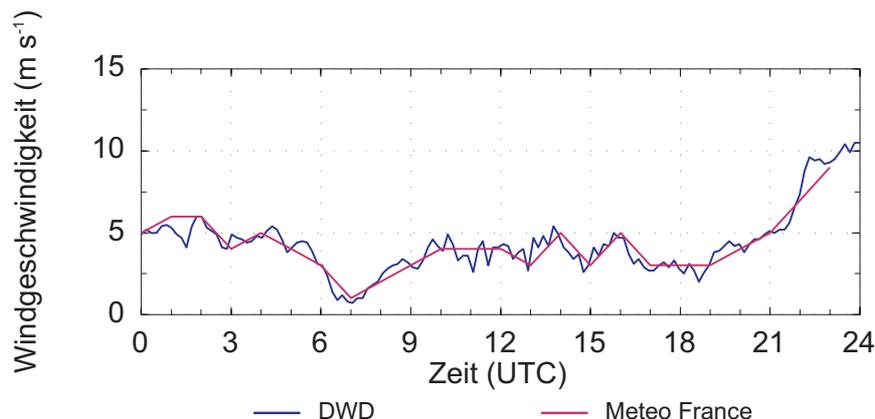


Abbildung 4.3: Vergleich der Windgeschwindigkeit an der Station Weinbiet am 15.07.2007. Verglichen werden die über Meteo France (rot) bezogenen Daten mit den Daten vom Deutschen Wetterdienst (blau)

chen Höhen gemessen wurden. Da im Folgenden die Windgeschwindigkeiten im gesamten Untersuchungsgebiet verwendet werden sollen, mussten die Messwerte, die in geringerer Höhe, also $z_1 < 10$ m, gemessen wurden, mit Hilfe des logarithmischen Windprofils auf die Höhe von $z_2 = 10$ m extrapoliert werden. Das logarithmische Windprofil wird beschrieben durch:

$$u(z_1) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z_1}{z_0} \quad \text{bzw.} \quad u(z_2) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z_2}{z_0} \quad . \quad (4.1)$$

Darin sind $u(z_1)$ und $u(z_2)$ die zonale Komponenten des Windes in den Höhen z_1 und z_2 , u_* ist die Schubspannungsgeschwindigkeit, $\kappa = 0,4$ ist die von Kármán-Konstante und z_0 ist die Rauigkeitslänge. Für die Rauigkeitslänge z_0 wurde nach Foken (2006) ein Wert von 0,01 m für Gras angenommen. Durch umformen der Gleichungen (4.1) erhält man:

$$u(z_2) = u(z_1) \frac{\ln \left(\frac{z_2}{z_0} \right)}{\ln \left(\frac{z_1}{z_0} \right)} \quad . \quad (4.2)$$

Die Extrapolation der meridionalen Komponente des Windes wurde analog durchgeführt. Die so extrapolierten Windgeschwindigkeiten wurden für alle weiteren Berechnungen verwendet. In Abbildung 4.2b sind zusätzlich zu den gemessenen Windgeschwindigkeiten die extrapolierten Geschwindigkeiten mit roten Pfeilen eingetragen. Die extrapolierten Geschwindigkeiten sind nur geringfügig höher als die gemessenen. Die Daten der Stationen, von denen keine Angaben zur Messhöhe vorlagen, wurden so behandelt, als ob sie in 10 m über Grund gemessen wurden. Da diese Stationen von Wetterdiensten oder vergleichbaren

Einrichtungen betrieben wurden, ist anzunehmen, dass hier der Wind in mindestens 10 m über Grund gemessen wurde.

Von den vorhandenen Radiosondenaufstiegen wurden die Aufstiege aus Achern, Burnhaupt, Heselbach und vom Forschungszentrum Karlsruhe verwendet. Aufgrund der höheren Lage der Radiosondenstation auf der Hornisgrinde im Vergleich zu den umliegenden Stationen wurden diese Messungen im Weiteren nicht berücksichtigt.

Aus den Daten aller Aufstiege an den oben genannten Stationen wurden die in Kapitel 2.1.3 erwähnten Konvektionsindizes berechnet (s. Kap. 5.2).

5 Analyse der Konvektionsentwicklung bei trogvorderseitiger Wetterlage am 20.06.2007 (IOP 4b)

Im vorliegenden Kapitel werden die Ergebnisse der Untersuchung der Abläufe, die die Entwicklung hochreichender Konvektion am 20.06.2007 (IOP 4b) begünstigt und ausgelöst haben, dargestellt. Zunächst wird die großräumige Wetterlage und die sich daraus ergebenden Bedingungen für hochreichende Konvektion analysiert. Weiterhin wird der zeitliche Verlauf der Konvektion am untersuchten Tag und die verschiedenen Möglichkeiten ihrer Auslösung in den unterschiedlichen Gebieten erläutert.

5.1 Wetterlage

Am Morgen des 20.06.2007 lag Südwestdeutschland vorderseitig eines Troges, dessen Trogachse sich von Island nach Südportugal erstreckte. Der Trog und das dazu gehörige Bodentief zogen langsam nach Nordosten. Der Kern des Bodentiefs lag am Abend über Irland. Ein Rücken mit Achse von Südnorwegen bis Italien lag östlich davon. Er dehnte sich weiter nach Norden aus und wurde schmaler, dabei verlagerte er sich ebenfalls nur langsam nach Osten (Abb. 5.1a) Aus dieser Großwetterlage resultierte im Untersuchungsgebiet eine südwestliche Strömung in der mittleren Troposphäre.

Vorderseitig des Tiefs über dem Atlantik wurde Luft mit hoher äquivalentpotenzieller Temperatur nach Norden geführt (ca. 60°C). Eine Zunge feuchtwarmer Luft erstreckte sich von Nordfrankreich nach Nordwesten bis über Irland und wanderte weiter nach Nordosten. Die Luftmassengrenze zwischen der Luft mit hoher äquivalentpotenzieller Temperatur über Mitteleuropa und der Luft geringerer äquivalentpotenzieller Temperatur über dem Atlantik verlief am Mittag über Belgien, Frankreich und Spanien von Nordost nach Südwest (Abb. 5.1b im Anhang). Diese Frontalzone bewegte sich im Tagesverlauf langsam nach

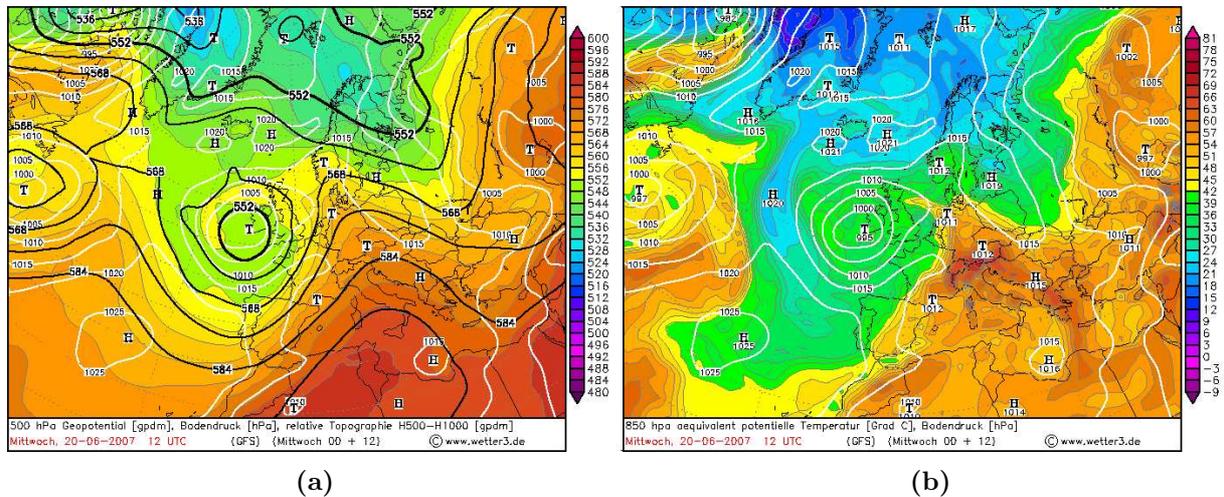


Abbildung 5.1: Karten der Wetterlage am 20.06.2007 um 1200 UTC. Linke Seite: Geopotenzielle Höhe der 500 hPa Fläche (schwarze Linien), Bodendruck (weiße Linien) und relative Topographie der 500 und 1000 hPa Fläche (Farbskala) (a); rechte Seite: äquivalentpotenzielle Temperatur in 850 hPa (Farbskala) und Bodendruck (weiße Linien)

Osten, blieb aber während des gesamten Tages westlich des Untersuchungsgebietes. Im Untersuchungsgebiet herrschten also die frontvorderseitige Bedingungen, die schematisch in Abbildung 2.1 im Bereich 4 dargestellt sind.

Die Vorticityadvektion war tagsüber im Westen des Untersuchungsgebietes leicht positiv, im Osten leicht negativ. Vormittags und mittags herrschte im Norden eher Kaltluftadvektion, im Süden dagegen Warmluftadvektion. Am Nachmittag wurde im gesamten Gebiet Warmluft advehiert. Die Hebung in der mittleren Atmosphäre war ab dem Mittag im Südwesten mäßig (mit ca. -8 hPa h^{-1}), im Norden geringer. Die Vertikalbewegung resultierte im Wesentlichen aus der Warmluftadvektion (s. Gleichung (2.1)). Die Verteilung Vertikalbewegung um 1200 UTC ist in Abbildung 5.2a farbig skaliert dargestellt und zeigt, dass die Luftschichtung im Untersuchungsgebiet durch mäßige Hebung im Laufe des Tages labilisiert wurde.

5.2 Konvektionsbedingungen

Die großräumigen Bedingungen für die Auslösung von hochreichender Konvektion ergaben sich aus der in Kapitel 5.1 beschriebenen Wetterlage. Diese sollen jetzt anhand der Karten

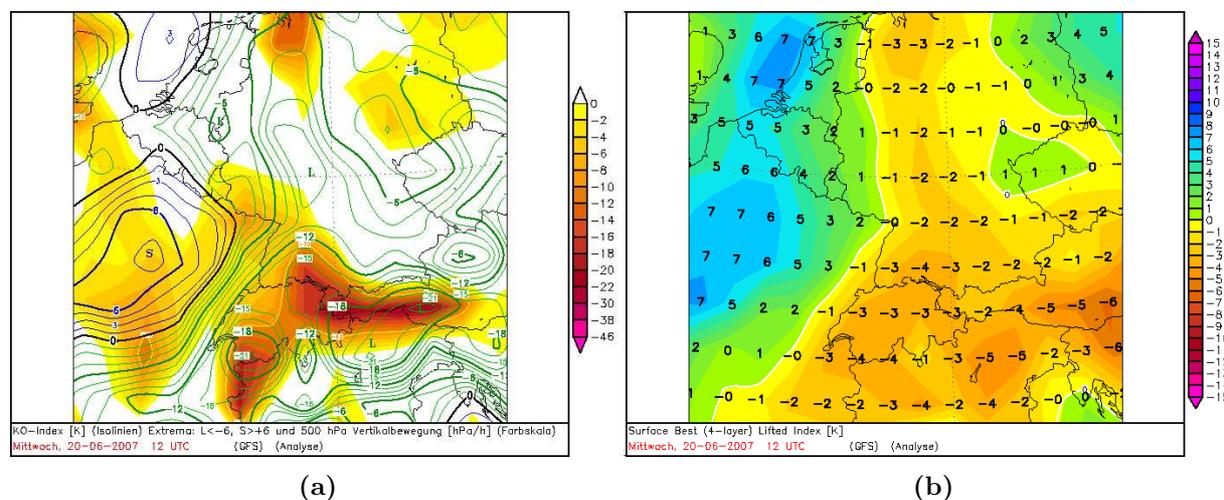


Abbildung 5.2: Karten der GFS-Analyse des KO- und Lifted Index am 20.06.2007 um 1200 UTC für das Untersuchungsgebiet. Links: KO-Index in K als Isolinien, mit blauen Linien für stabile und grünen Linien für labile Verhältnisse. Rechts: Lifted Index sowohl farbig skaliert als auch mit absoluten Zahlenwerten

des GFS¹ und anhand der Radiosondenaufstiege an den Stationen Achern, Burnhaupt, Heselbach und am Forschungszentrum Karlsruhe untersucht werden. Die Lage der Stationen ist in Abbildung 3.1 dargestellt.

Laut der Karten des GFS wiesen sowohl der KO-Index als auch der Lifted Index im Untersuchungsgebiet einen Gradienten von Nordwesten nach Südosten auf. Der KO-Index erreichte um 1200 UTC im Südosten Werte von -15 K, im Nordwesten war $KO \approx -3$ K (Abb. 5.2a). Der Lifted Index war zur gleichen Zeit im Nordwesten ungefähr 0 K, im Südosten dagegen -3 K (Abb. 5.2b). Wie in Kapitel 2.1.3 ausgeführt bedeutet dies, dass die Stabilität der Luftschichtung von Nordwesten nach Südosten hin abnahm.

Im Anhang B sind die aus den Radiosondenaufstiegen berechneten Konvektionsindizes an den Stationen Achern, Burnhaupt, am Forschungszentrum Karlsruhe und in Heselbach aufgeführt. Statt der Bodenwerte wurden hier für die Berechnung die über die untersten 50 hPa gemittelten Werte verwendet. In Abbildung B.1 sind die Zeitreihen einiger Konvektionsindizes in Achern dargestellt. Die CAPE war hier insgesamt gering und erreichte tagsüber nur knapp 200 J kg^{-1} . Damit war auch das Potenzial für hochreichende Konvektion relativ gering. Die CIN war dagegen mit etwa 140 J kg^{-1} tagsüber relativ hoch. Der KO-Index deutete während des gesamten Tages auf eine potenziell labil geschichtete

¹Global Forecast System – amerikanisches Wettervorhersagemodell

Luftmasse hin. Die CAP war tagsüber größer als 2 K. Dies unterdrückte nach Kapitel 2.1.3 die Entwicklung hochreichender Konvektion. In Achern waren also sowohl die CAPE relativ gering als auch die CAP und CIN relativ hoch, so dass hier die Bedingungen für die Entwicklung hochreichender Konvektion ungünstig waren. Dennoch wurde diese nicht komplett unterdrückt.

In Burnhaupt (Abb. B.2) stieg die CAPE am 20.06.2007 am Nachmittag auf über 1000 J kg^{-1} . Die CIN war vormittags noch hoch (ca. 120 J kg^{-1}), nahm dann im Tagesverlauf auf sehr geringe Werte ab (ca. 5 J kg^{-1}), so dass die Unterdrückung hochreichender Konvektion durch die Schicht negativen Auftriebs am Nachmittag zurückging. Der KO-Index deutete auch hier auf eine potenziell instabile Schichtung hin, er nahm am Nachmittag mit bis zu -13 K stark negative Werte an. Die CAP war in Burnhaupt am Vormittag mit über 3 K noch relativ hoch, ging nachmittags aber zurück. In Burnhaupt deuteten also alle Konvektionsindizes tagsüber auf günstige Bedingungen für die Entwicklung hochreichender Konvektion hin.

Die Entwicklung einzelner Konvektionsindizes am Forschungszentrum Karlsruhe ist in Abbildung B.4 dargestellt. Hier war die CAPE tagsüber mit etwa 450 J kg^{-1} mäßig. Die CIN war morgens sehr hoch und ging am Nachmittag auf mäßige Werte zurück (morgens 180 J kg^{-1} , nachmittags 40 J kg^{-1}). Der KO-Index war im Vergleich zu den oben genannten Stationen gering (ca. -7 K). Alle Konvektionsindizes wiesen hier auf ungünstige Bedingungen für die Entwicklung hochreichender Konvektion hin.

In Heselbach nahm die CAPE tagsüber Werte von ungefähr 0 J kg^{-1} an (Abb. B.3). Der KO-Index erreichte dagegen -16 K . Auch die CAP war ab 1100 UTC kleiner als 2 K. Die beiden letztgenannten Indizes deuteten also auf günstige Bedingungen für die Entwicklung hochreichender Konvektion hin. Die Tatsache, dass die CAPE hier aber sehr niedrig war, soll im Folgenden näher analysiert werden.

Bei der Untersuchung der aus den Radiosondenaufstiegen berechneten Konvektionsindizes ergibt sich eine ähnliche Verteilung wie schon aus den GFS-Karten. Der KO-Index war in Burnhaupt und Heselbach deutlich höher als in Achern und am Forschungszentrum Karlsruhe, gleiches gilt für den Lifted Index. Die CIN blieb in Achern und am Forschungszentrum Karlsruhe mit ca. 150 J kg^{-1} relativ hoch, während sie in Burnhaupt auf 5 J kg^{-1} zurückging. Die CAPE war entsprechend dazu in Burnhaupt am höchsten (ca. 1300 J kg^{-1}), in Achern und am Forschungszentrum mit etwa 70 J kg^{-1} bzw. 450 J kg^{-1} dagegen relativ gering (Tab. 5.1).

Tabelle 5.1: Aus den Radiosondenaufstiegen berechnete Werte der Konvektionsindizes am Nachmittag des 20.06.2007

Station	Zeit	KO (K)	LI (K)	CAPE (J kg^{-1})	CIN (J kg^{-1})
Burnhaupt	1400	-13	-4	1299	5
Heselbach	1729	-16	-4	0	n. def.
Achern	1407	-5	0	71	136
FZK	1400	-7	-1	452	43

Beim Vergleich der Stationen Heselbach und Burnhaupt fällt auf, dass die Werte des KO- und Lifted Index ähnlich oder gleich waren, die CAPE sich an beiden Stationen aber erheblich unterschied. Um zu untersuchen, ob trotz der geringen CAPE hochreichende Konvektion im Nordschwarzwald möglich war, wurde zunächst der Radiosondenaufstieg von 1130 UTC aus Heselbach genauer betrachtet (Abb. 5.3b). In diesem Aufstieg ist zu sehen, dass es eine schwache Inversion in ca. 750 hPa gab, die hochreichende Konvektion unterdrückte. Im Aufstieg aus Burnhaupt um 1100 war diese Inversion nicht vorhanden und es wurde eine höhere CAPE berechnet (Abb. 5.3a). Wäre der Taupunkt in Heselbach am Boden um ca. 1°C höher gewesen, wäre die schwache Inversion überwunden worden und hochreichende Konvektion wäre möglich gewesen. An diesem Fall zeigt sich auch der Unterschied zwischen den Indizes, die nur aus zwei bzw. vier Niveaus der Atmosphäre berechnet werden (z.B. KO- und Lifted Index), zu den Indizes, bei deren Berechnung über eine Schicht integriert wird (z.B. CAPE). Die Inversion im Aufstieg aus Heselbach beeinflusste so den Wert der CAPE, während sie in der Berechnung des KO- und Lifted Index nicht berücksichtigt wurde.

Um die Frage zu beantworten, warum im Nordschwarzwald am 20.06.2007 trotz der geringen CAPE hochreichende Konvektion auftrat, gibt es zwei Ansätze: Zum einen kann die gemessene geringe Taupunkttemperatur durch einen Messfehler der Radiosonde entstanden sein, zum anderen kann die Luftfeuchtigkeit am Nachmittag zwischen den beiden Aufstiegsterminen angestiegen sein.

Um festzustellen, ob es sich um einen Fehler in der Messung der Luftfeuchtigkeit der Radiosonde handelte, wurden die Eigenschaften der Radiosonden betrachtet. An der Radiosondenstation Heselbach wurden Radiosonden des Typs Vaisala RS92 verwendet. Nach Völmel et al. (2007) gibt es einen Fehler in der Messung der relativen Feuchte

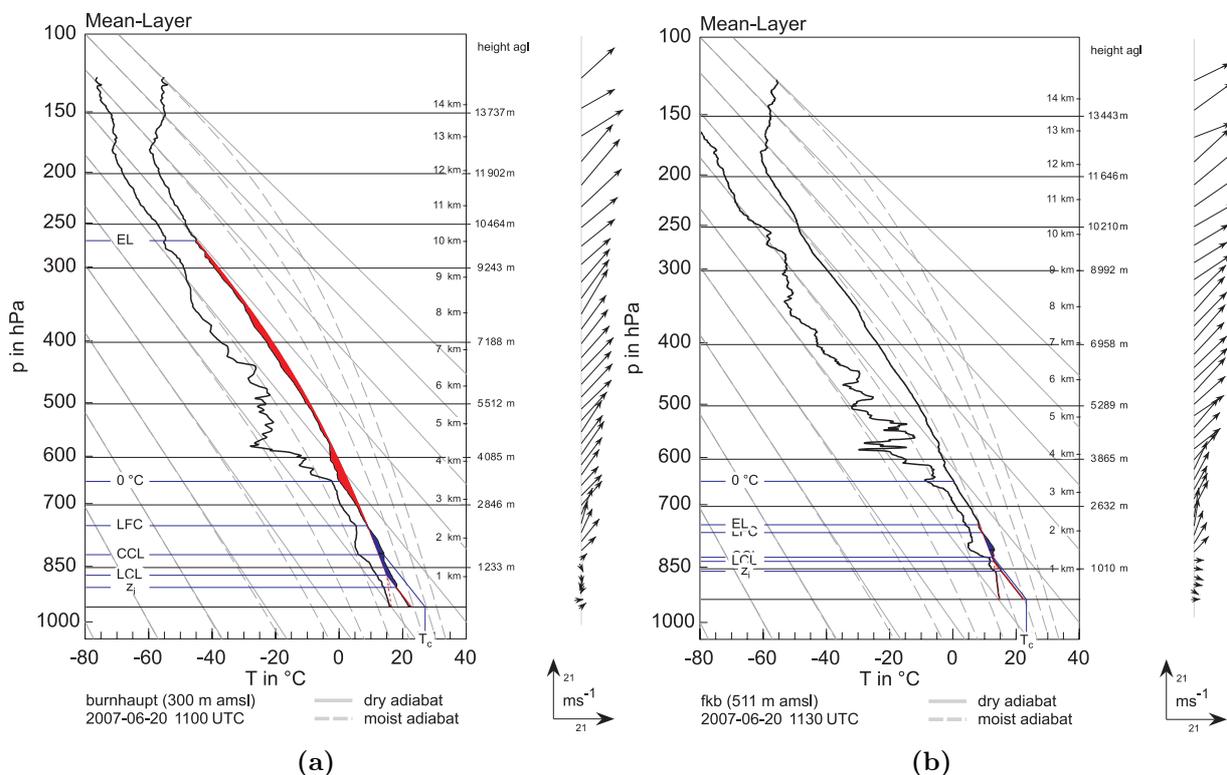


Abbildung 5.3: Radiosondenaufstiege an den Stationen Burnhaupt (a) und Heselbach (b) am 20.06.2007 um 1100 bzw. 1130 UTC

dieser Sonden. Dieser setzt sich bei Messungen am Tage aus einem Fehler durch solare Einstrahlung, einem Kalibrationsfehler und einem Fehler durch die Konstruktion des Feuchtesensors zusammen. Dieser Fehler der Feuchtemessung der RS92 Radiosonden nimmt zwar mit der Höhe zu, am Boden wird der Wert der Luftfeuchtigkeit von der Sonde aber schon um 9% unterschätzt. Dies entspricht einer Taupunktstemperatur, die etwa 2°C zu niedrig ist. Die Abweichung durch den Messfehler ist also größer als die oben erwähnte benötigte Differenz der Taupunktstemperatur, die zur Überwindung der Inversion in 750 hPa notwendig war.

Zur Untersuchung des Verlaufs der Luftfeuchtigkeit am 20.06.2007 in Heselbach wurden die HATPRO²-Messungen verwendet. In Abbildung 5.4 ist der daraus berechnete Verlauf der Taupunktstemperatur zwischen 1000 und 1700 UTC dargestellt. Man kann aus dem Verlauf der Taupunktstemperatur sehen, dass sie um etwa 1330 UTC den Wert des Taupunktes um 1130 UTC (zum Zeitpunkt des Radiosondenaufstieges) überstieg. Daraus

²**H**umidity and **T**emperature **P**rofiler – Messgerät zur Erstellung von Temperatur- und Feuchteprofilen

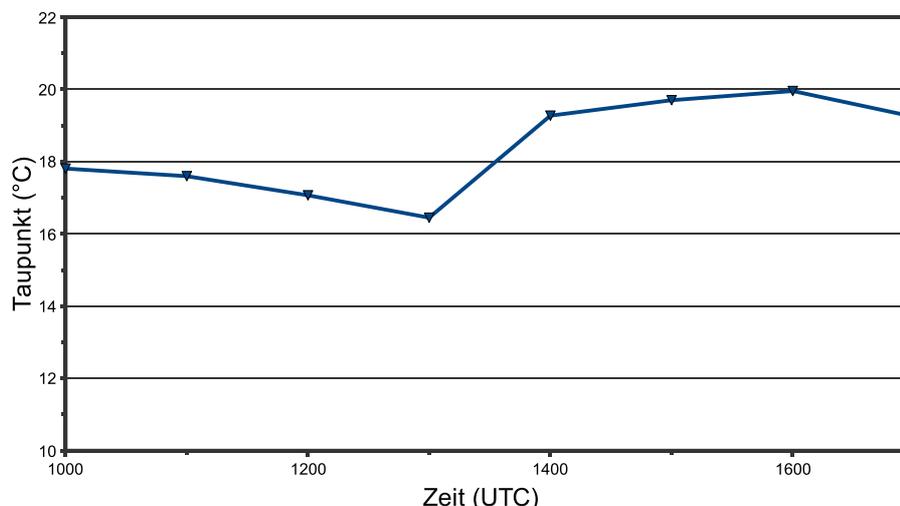


Abbildung 5.4: Taupunkt an der Station Heselbach zwischen 1000 und 1700 UTC

lässt sich schließen, dass der Anstieg des Taupunkts am Mittag bzw. Nachmittag zu CAPE-Werten wie in Burnhaupt führte, so dass hochreichende Konvektion auch im Nordschwarzwald möglich war.

Die Bedingungen für die Entwicklung von hochreichender Konvektion waren im Untersuchungsgebiet also räumlich sehr unterschiedlich. Während im Nordwesten mit niedrigem KO-Index, Lifted Index, geringer CAPE und hoher CIN hochreichende Konvektion unterdrückt wurde, herrschten im Südosten mit hohem KO-Index, Lifted Index, hoher CAPE und geringer CIN günstigere Bedingungen. Demzufolge war die Entwicklung hochreichender Konvektion zunächst im Süden und Südwesten des Untersuchungsgebietes, also in den südlichen Vogesen und dem Südschwarzwald, zu erwarten. Später, nachdem die Luftfeuchtigkeit im Nordschwarzwald (Heselbach) wieder angestiegen war, war dies auch im Nordschwarzwald möglich. Im Norden des betrachteten Gebietes und insbesondere im Rheingraben war die Entwicklung hochreichender Konvektion aufgrund der Konvektionsindizes unwahrscheinlich.

Der zeitliche Verlauf der Stabilität lässt sich auch anhand mehrerer Profile der äquivalentpotenziellen Temperatur θ_e an den Radiosondenstationen in Achern und Burnhaupt untersuchen. Die äquivalentpotenzielle Temperatur wurde dabei nach Gleichung (C.1) berechnet. In Achern (Abb. 5.5a) nahm die äquivalentpotenzielle Temperatur

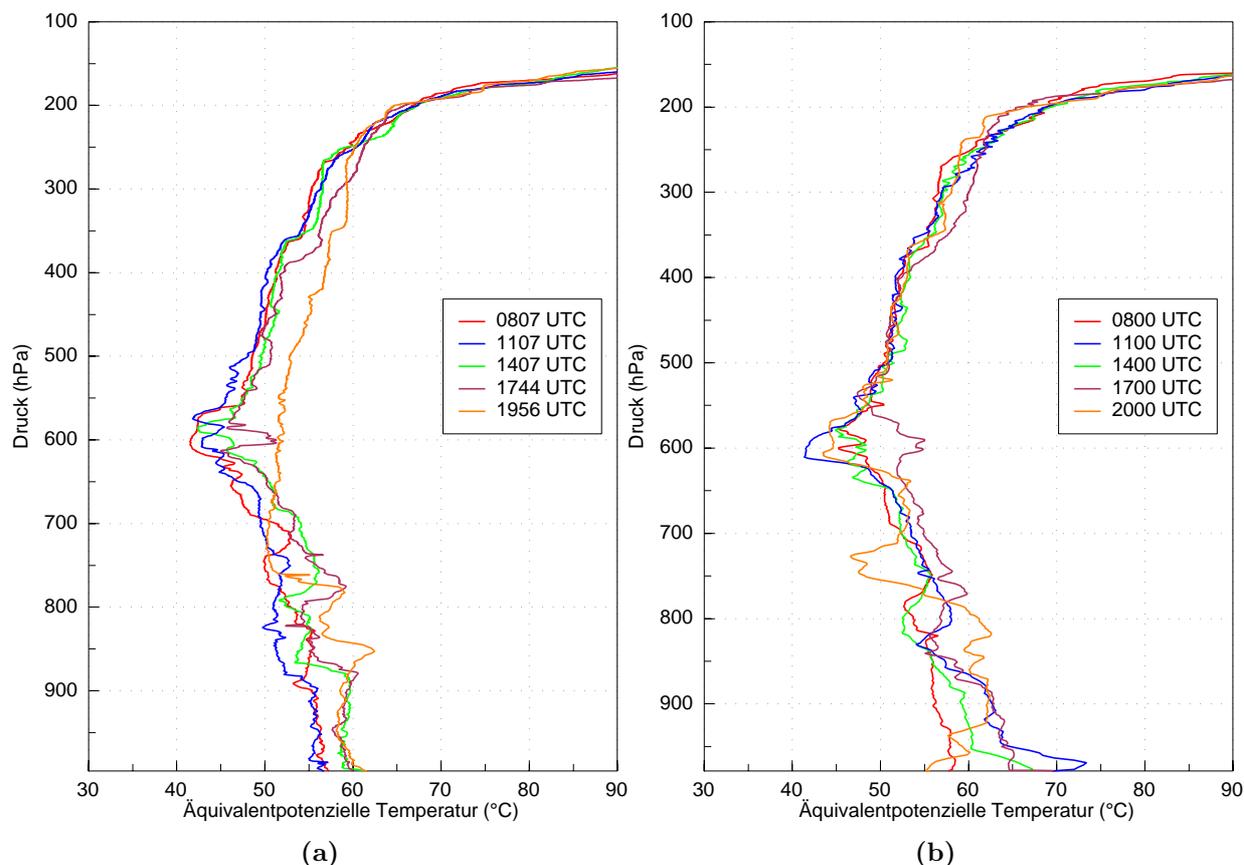


Abbildung 5.5: Profile der äquivalentpotenziellen Temperatur θ_e an den Radiosondenstationen in Achern (a) und Burnhaupt (b). Die verschiedenen Aufstiegszeitpunkte sind farbig gekennzeichnet.

zwischen 1100 und 1400 UTC in der Grenzschicht zu, während sie in der mittleren Troposphäre nahezu konstant war. Daraus wäre zunächst ein Anstieg des KO-Index (s. Kap. 2.1.3) zu erwarten. Der KO-Index blieb allerdings in Achern in diesem Zeitraum nahezu konstant. In die Berechnung des KO-Index geht die Differenz der Mittelwerte der äquivalentpotenziellen Temperaturen in der unteren Schicht der Atmosphäre (bis 850 hPa) und der Schicht zwischen 700 und 500 hPa ein. Diese blieb zwischen 1100 und 1400 UTC fast konstant. Daher änderten sich auch die Werte des KO-Index kaum. Am Nachmittag blieben die Profile der äquivalentpotenziellen Temperatur nahezu konstant. Um 2000 UTC nahm die äquivalentpotenzielle Temperatur in der mittleren Troposphäre zu.

Der Anstieg der äquivalentpotenziellen Temperatur in der mittleren Troposphäre am Abend kann einerseits aus Hebung und andererseits aus Warmluft- und/oder Feuchteadvektion in dieser Schicht resultieren. Anhand der Analysekarten des GFS (nicht

gezeigt) ist zu erkennen, dass es zu dieser Zeit keine Warmluft- und Feuchteadvektion gab. Allerdings gab es um 1800 UTC Hebung von etwa -2 hPa h^{-1} , die in den folgenden Stunden zunahm und um 0000 UTC ungefähr eine Stärke von -14 hPa h^{-1} hatte. Die Zunahme der äquivalentpotenziellen Temperatur am Abend des 20.06.2007 resultierte also aus Hebung in der mittleren Troposphäre.

In Burnhaupt (Abb. 5.5b) nahm die äquivalentpotenzielle Temperatur am Vormittag stark zu. Dies ist auf den latenten Wärmestrom zurückzuführen. Vormittags fand also Verdunstung vom Boden statt und damit wurde den unteren Luftschichten Feuchtigkeit zugeführt. Zwischen 1100 und 1400 UTC ging die äquivalentpotenzielle Temperatur in der Grenzschicht dann wieder zurück. Anhand der Analysekarten des GFS (nicht gezeigt) ist zu erkennen, dass am Vormittag im Untersuchungsgebiet Kaltluftadvektion herrschte. Kaltluftadvektion führt zu einer Temperaturabnahme und damit zu einer Abnahme der äquivalentpotenziellen Temperatur. Am Morgen des 20.06.2007 wirkte die Verdunstung vom Boden dieser Abkühlung entgegen. Gegen Mittag dominierte hingegen die Temperaturabnahme in der Grenzschicht und damit ging auch die äquivalentpotenzielle Temperatur zurück. In der mittleren und oberen Troposphäre war die äquivalentpotenzielle Temperatur nahezu konstant. In Burnhaupt gab es also tagsüber keine großräumige Hebung in der mittleren und oberen Troposphäre.

Die oben erläuterten Überlegungen belegen, dass die großräumige Hebung in der mittleren Troposphäre erst am Abend im Norden des Untersuchungsgebietes dominant wurde. Im folgenden Abschnitt werden die Zeiträume der Entwicklung hochreichender Konvektion am 20.06.2007 diskutiert. Während der Zeit der Auslösung und Entwicklung hochreichender Konvektion am Tage war großräumige Hebung im Untersuchungsgebiet also nicht vorhanden.

An fast allen Stationen nahm die CAPE in den Morgenstunden deutlich zu. Nach Parker (2002) ist dies auf den Anstieg der Temperatur und Luftfeuchtigkeit in dieser Zeit zurückzuführen, da diese über die virtuelle Temperatur T_v in die Berechnung der CAPE eingehen. Insbesondere wurde in der erwähnten Arbeit festgestellt, dass die CAPE auf Variationen der äquivalentpotenziellen Temperatur mit

$$\frac{d\text{CAPE}}{d\theta_e} \approx 180 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad (5.1)$$

reagiert. Durch eine Zunahme der Temperatur und/oder der Feuchte steigt also auch die CAPE an.

5.3 Entwicklung der Konvektion

Die Entwicklung der Konvektion wurde anhand von Satellitenbildern des MSG³ und Radarbildern des DWD-Radars auf dem Feldberg untersucht (s. Anhang A). Die Reflektivitäten aus diesen Radarbildern wurden nach Sekhon und Srivastava (1971) in Niederschlagsmengen umgerechnet:

$$Z = 300 \cdot R^{1,35} \quad . \quad (5.2)$$

Hierbei ist R die Regenrate in mm h^{-1} und Z die Reflektivität. Die logarithmische Reflektivität wird in dBZ angegeben. Hierfür gilt: $\text{dBZ} = 10 \log Z$.

Auf den MSG-Satellitenbildern ist ab 0830 UTC die erste Bildung von Cu-Bewölkung über dem Bergland (Vogesen, Schwarzwald), gegen 0930 UTC auch über der Schwäbischen Alb zu sehen. Einen chronologischen Überblick über die Entwicklung hochreichender Konvektion gibt Abbildung 5.6. In den drei angesprochenen Gebieten entwickelten sich jeweils zwei Zellen. In rot ist der Zeitraum markiert, in dem die Konvektionszelle nur auf dem Satellitenbild zu sehen ist. Die blauen Balken kennzeichnen den Zeitraum, in dem die Zelle sowohl im Satelliten- als auch im Radarbild erscheint.

Die erste konvektive Zelle (V1) entwickelte sich gegen 1200 UTC über den Vogesen. Die ersten Niederschläge traten gegen 1300 UTC mit einer Stärke von etwa 25 dBZ (ca. 1 mm h^{-1}) auf. Diese vergrößerten sich zu einem zusammenhängenden Gebiet mit stärkeren Niederschlägen. Die Reflektivität erreichte Werte bis zu 55 dBZ. Reflektivitäten, die höhere Werte als 55 dBZ aufweisen, können nach Rinehart (1991) mit Hagel assoziiert werden. Diese Niederschlagszelle zog in den folgenden Stunden nach Nordosten und löste sich gegen 1545 UTC auf. In Abbildung 5.7 sind die Zugbahnen der einzelnen Zellen dargestellt. Mit Rauten sind hier die Stadien der Zellen markiert, die noch keine Niederschläge aufwiesen, also nur im Satellitenbild auftraten. Hierbei wurden nur die Bilder der vollen Stunden ausgewertet, so dass bei zwei Zellen (N1 und N2, werden im Folgenden erläutert) das relativ kurze Stadium ohne Niederschläge nicht berücksichtigt wurde.

Eine zweite Zelle über den Vogesen (V2) entwickelte sich gegen 1500 UTC. Die Reflektivität erreichte im Folgenden ebenfalls Werte von 55 dBZ und teilweise bis zu 60 dBZ.

³Meteosat Second Generation - meteorologische Satelliten der europäischen Organisation EUMETSAT

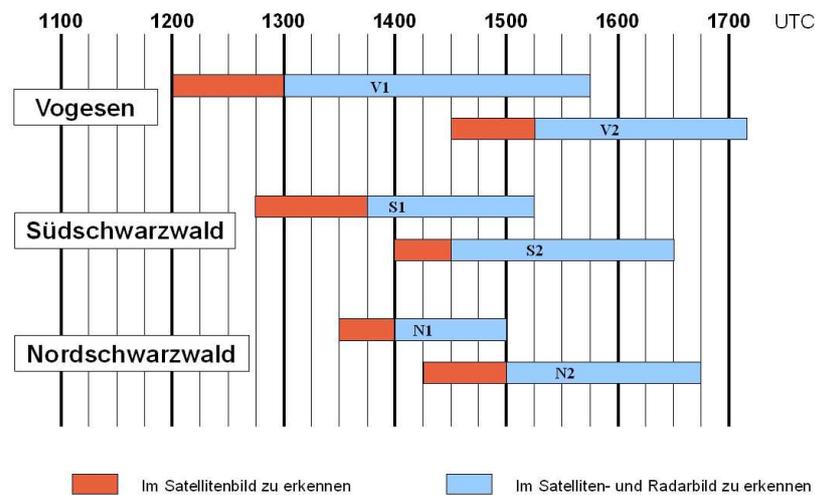


Abbildung 5.6: Chronologischer Überblick zum Verlauf der hochreichenden Konvektion am 20.06.2007

Wie oben erwähnt, deuten diese hohen Werte der Reflektivität darauf hin, dass hier auch Hagel gefallen ist. Diese Zelle war langlebiger. Die Niederschläge breiteten sich Richtung Nordosten aus, während in der Nähe des Ursprungsgebietes auch weiterhin starke Reflektivitäten auftraten.

Im Südschwarzwald entwickelte sich eine erste Zelle (S1) gegen 1245 UTC, etwa eine Stunde später traten die ersten Niederschläge auf. Dieses Niederschlagsgebiet blieb relativ klein. Um 1400 UTC entstand eine weitere Zelle im Südschwarzwald (S2). Die Niederschläge traten hier etwa eine halbe Stunde später auf.

Im Nordschwarzwald entwickelte sich hochreichende Konvektion an diesem Tag am spätesten. Die erste Zelle (N1) trat hier gegen 1330 UTC, die Niederschläge um 1400 UTC auf. Die Niederschläge blieben hier relativ schwach (maximal 37 dBZ, ca. 8 mm h⁻¹). Gegen 1415 UTC entwickelte sich eine zweite Zelle (N2) mit Niederschlägen ab 1500 UTC. Die stärksten Reflektivitäten (43 dBZ, ca. 22 mm h⁻¹) wurden von der Zelle N2 gegen 1600 UTC erreicht.

Um 1400 UTC waren also drei Zellen (V1, S1, N1) gleichzeitig aktiv (Abb. 5.8). Die Zellen V1 und S1 waren schon in einem fortgeschrittenem Entwicklungsstadium, während die Zelle N1 gerade die ersten Niederschläge entwickelt hat (Abb. 5.6).

Am östlichen Rand der Abbildung 5.8b sind über der Schwäbischen Alb Radarechos mit

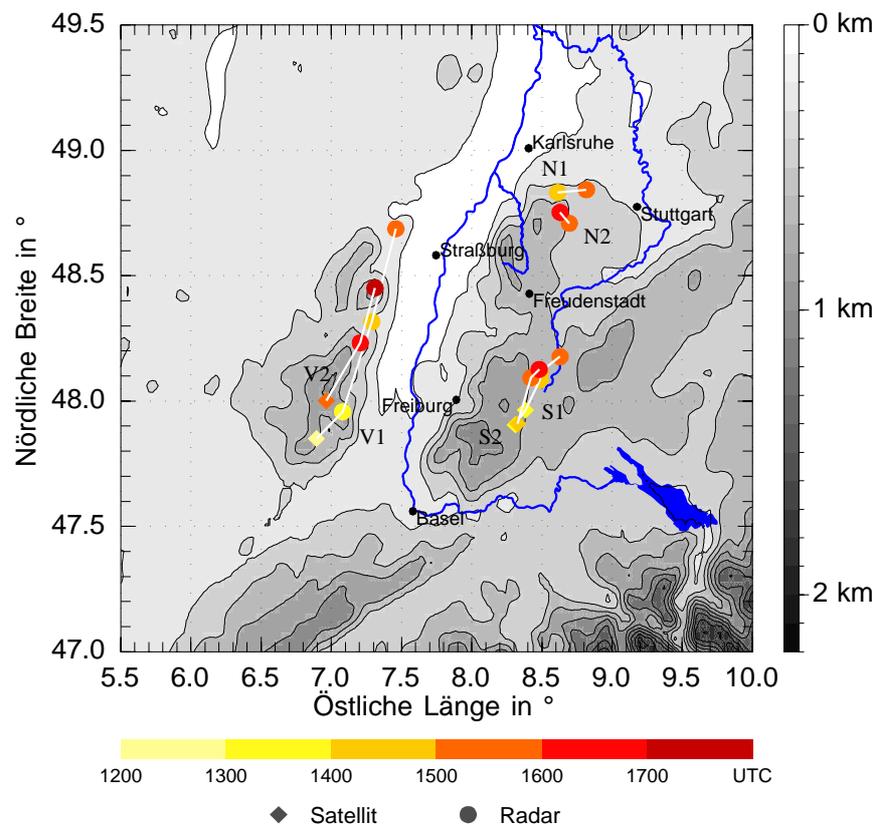


Abbildung 5.7: Überblick der Entstehungsorte und Zugbahnen der einzelnen konvektiven Zellen am 20.06.2007

einem Kreis markiert. In diesem Gebiet traten schon am Morgen (gegen 1030 UTC) Reflektivitäten auf, während es sonst keine weiteren Niederschläge gab und um diese Zeit auch noch nicht zu erwarten waren. Sie breiteten sich etwas aus, blieben aber weitestgehend am gleichen Ort. Etwa eine Stunde später erschienen weitere Echos im gleichen Gebiet. Auch diese breiteten sich leicht aus und blieben weitestgehend ortsfest. Auf Nachfrage beim Luftwaffenamt in der Abteilung Flugbetrieb der Bundeswehr konnte bestätigt werden, dass in der Nähe von Meßstetten⁴ vom 14. bis 28.06.2007 die Luftwaffenübung „ELITE 2007“ durchgeführt wurde. Weiterhin wurde bestätigt, dass im Rahmen dieser Übung am 20.06.2007 hier Chaff⁵ freigesetzt wurde. Es kann also davon ausgegangen werden, dass die Reflektivitäten von der Freisetzung des Chaff und nicht durch Niederschläge verursacht wurden.

⁴Meßstetten liegt auf der westlichen Schwäbischen Alb.

⁵auch „Düppel“ genannt. Chaff besteht aus kleinen metallhaltigen Streupartikeln. Im militärischen Einsatz soll damit das feindliche Radar gestört werden, so dass Flugzeuge nicht erfasst werden können.

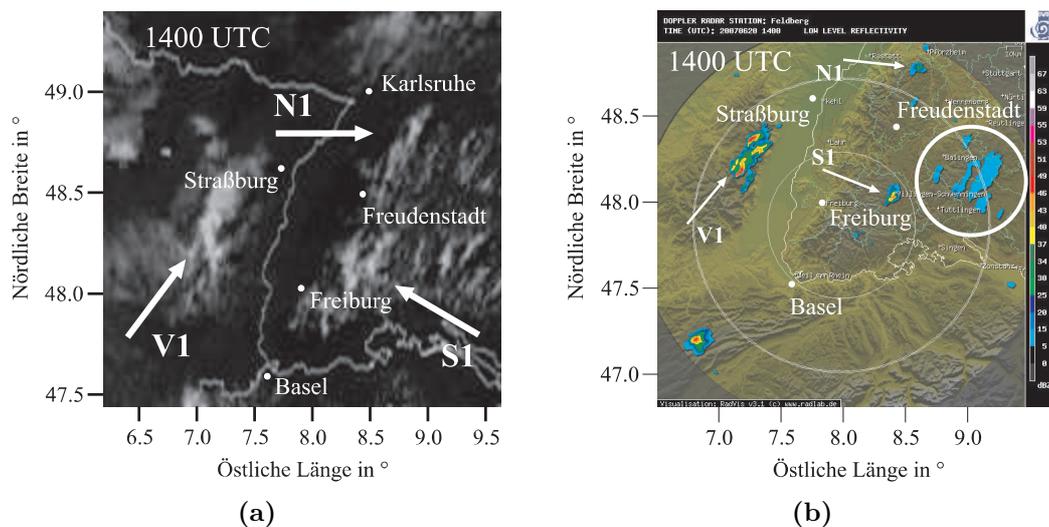


Abbildung 5.8: Satelliten- und Radarbilder vom 20.06.2007 von 1400 UTC. Die Positionen der Zellen V1, S1 und N1 sind in beiden Bildern mit Pfeilen markiert. Die mit einem Kreis markierten Echos am östlichen Rand des Radarbildes stammen aus einer Chaff-Freisetzung im Rahmen der Luftwaffenübung ELITE 2007

5.4 Auslösemechanismen

Im Folgenden sollen nun die verschiedenen Auslösemechanismen für Konvektion untersucht werden. Aufgrund der größeren räumlichen Dichte der Messdaten im Nordschwarzwald und in den Vogesen wird hier nur auf hochreichende Konvektion in diesen Gebieten eingegangen.

In Kapitel 5.2 wurde schon die räumliche Verteilung der Konvektionsbedingungen untersucht. Weiterhin ist von Interesse, ob und wann die Auslösetemperatur T_A an einer Radiosondenstation erreicht wurde. In Achern lag die Auslösetemperatur ungefähr bei 31°C , am Boden wurde aber nur eine maximale Temperatur von etwa 29°C erreicht (Abb. 5.9). Auch in Burnhaupt wurde die Auslösetemperatur nicht erreicht ($T_A \approx 29^\circ\text{C}$, $T_{\max} \approx 27^\circ\text{C}$). Die Differenz der Temperaturkurven zwischen Auslösetemperatur und gemessener Temperatur war im gesamten Tagesverlauf aber geringer als in Achern. Am Forschungszentrum Karlsruhe lag die Auslösetemperatur bei 28°C und wurde gegen 1300 UTC erreicht. Auch in Heselbach wurde die Auslösetemperatur erreicht. Hier war dies schon um 1100 UTC der Fall ($T_A \approx 25^\circ\text{C}$, $T_{\max} \approx 26^\circ\text{C}$). Um festzustellen, ob die Auslösetemperatur in den Voge-

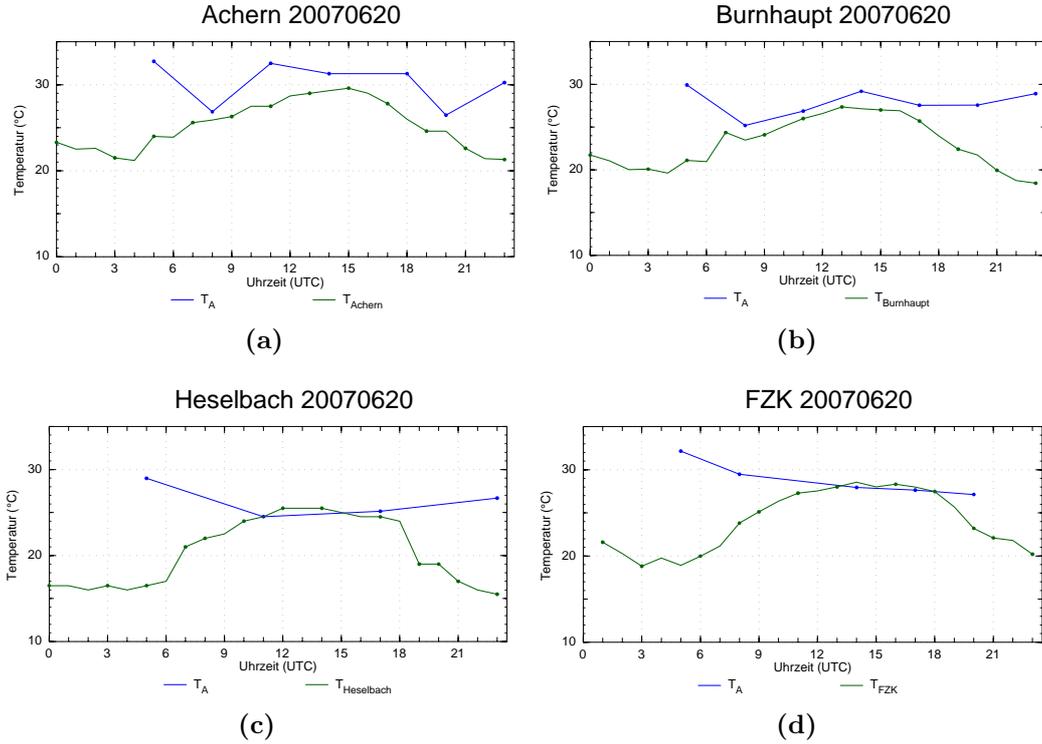


Abbildung 5.9: Auslösetemperatur und gemessene Temperatur an den Stationen Achern, Burnhaupt, Heselbach und Forschungszentrum Karlsruhe

sen erreicht wurde, wurden die Temperaturen an einigen Stationen in den südlichen Vogesen mit der Auslösetemperatur von Burnhaupt verglichen. Dafür wurde die Auslösetemperatur mit Hilfe des trockenadiabatischen Temperaturgradienten auf die jeweiligen Stationshöhen extrapoliert:

$$T_A(z_2) = T_A(z_1) - \gamma_{ad} \cdot \Delta z \quad . \quad (5.3)$$

Wobei $T_A(z_1)$ und $T_A(z_2)$ die Auslösetemperaturen in den Höhen z_1 (Höhe der Radiosondenstation in Burnhaupt) bzw. z_2 (Stationshöhe), $\gamma_{ad} = \frac{1\text{K}}{100\text{m}}$ der trockenadiabatische Temperaturgradient und $\Delta z = z_2 - z_1$ ist die Höhendifferenz der beiden Stationen sind. Die Auslösetemperatur wurde an den untersuchten Stationen vormittags erreicht. Im Gegensatz zu den Konvektionsindizes in Kapitel 5.2 wurde die Auslösetemperatur aus den Bodenwerten des Radiosondenaufstieges berechnet.

Im Norden des Rheingrabenes (am Forschungszentrum Karlsruhe) und im Nordschwarzwald wurde im Laufe des Tages die Auslösetemperatur erreicht (Abb. 5.9). Im Norden des Untersuchungsgebietes waren allerdings die Konvektionsbedingungen ungünstig für hochreichende Konvektion (s. Kap. 5.2). Im Nordschwarzwald trat hochreichende

Konvektion erst am Nachmittag auf, nachdem die bodennahe Luftfeuchtigkeit angestiegen war, obwohl die Auslösetemperatur schon früher erreicht wurde (s. Kap. 5.2). Hier wurde Konvektion also schon früher ausgelöst, es fehlte aber die notwendige konvektive Energie (CAPE) für die Entwicklung hochreichender Konvektion.

Im Folgenden soll nun auf die Auslösemechanismen in den zwei untersuchten Gebieten, den Vogesen und dem Nordschwarzwald, genauer eingegangen werden.

5.4.1 Vogesen

Die Entwicklung hochreichender Konvektion in den Vogesen wurde in Kapitel 5.3 beschrieben. Die Konvektionsbedingungen hierfür waren im Süden des Untersuchungsgebietes günstig (s. Kap. 5.2).

Nun sollen die möglichen Ursachen der Auslösung untersucht werden. Als mögliche Ursachen sind erzwungene Hebung bis zum Hebungskondensationsniveau oder Konvergenz mit Hebung über den Bergkämmen aufgrund thermisch induzierter Hang- und Talwinde anzusehen.

Es wurde hierfür zunächst das Verhalten der Strömung im Bereich der Vogesen betrachtet. Dazu wurde die Froude-Zahl aus Kapitel 2.2.1 verwendet. Weiterhin wurden Hang- sowie Berg- und Talwinden betrachtet und außerdem wurde die aus dem Horizontalwind berechnete Verteilung der Divergenz untersucht.

Froude-Zahl

Der Wind in Bodennähe wehte morgens aus Südwest und drehte dann im Laufe des Tages auf Nordwest mit einer mittleren Windgeschwindigkeit von 3 m s^{-1} . Um daraus die Windgeschwindigkeit in der durchmischten Grenzschicht abschätzen zu können wurde ein Korrekturfaktor aus den Windgeschwindigkeitsverhältnissen am Messmast des Forschungszentrums Karlsruhe gebildet. Es wurde dafür der Quotient aus der Windgeschwindigkeit in 200 m und der Geschwindigkeit in 40 m, also ca. 10 m über dem Waldbestand, gebildet. Dadurch konnten die Windgeschwindigkeiten in der Mischungsschicht abgeschätzt werden:

$$k = \frac{|\vec{v}_{200\text{m}}|}{|\vec{v}_{40\text{m}}|} \quad (5.4)$$

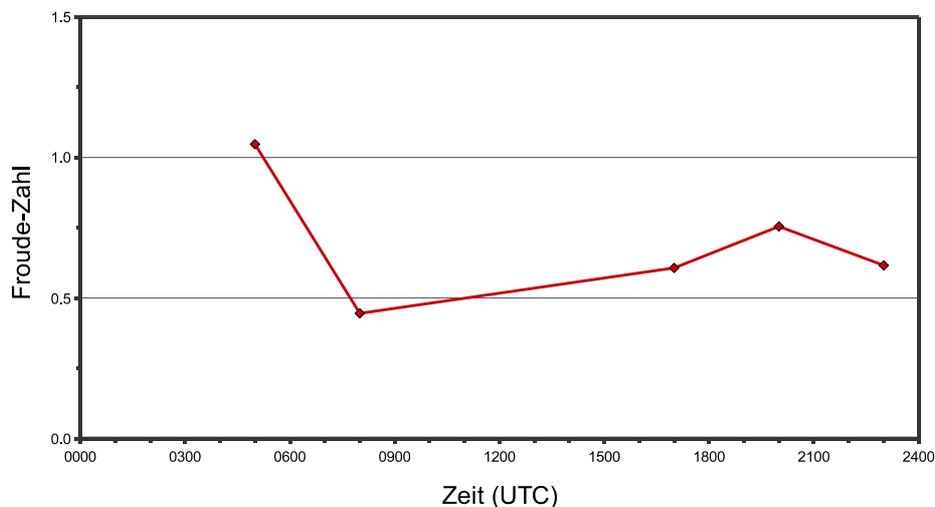


Abbildung 5.10: Verlauf der Froude-Zahl für die Strömung des horizontalen Windes im Bereich der Vogesen am 20.6.2007. Werte der Froude-Zahl $Fr > 1$ kennzeichnen eine Überströmung des Hindernisses, Werte $Fr < 1$ dagegen eine Umströmung.

Hierbei ist k der Korrekturfaktor und $|\vec{v}_{200m}|$ und $|\vec{v}_{40m}|$ sind die Windgeschwindigkeiten in 200 bzw. 40 m. Tagsüber war $k = 1,49$ und damit ergab sich aus einer Anströmgeschwindigkeit von 3 m s^{-1} die horizontale Windgeschwindigkeit $U \approx 4,5 \text{ m s}^{-1}$. Mit Hilfe der Windgeschwindigkeit U , der mittleren Höhe der Vogesen als Hindernishöhe $h \approx 890 \text{ m}$ (s. Kap. 3.1) und der Stabilität der Luftschichtung $\frac{d\theta}{dz}$ aus den Radiosondenaufstiegen aus Burnhaupt wurde nach Gleichung (2.12) die Froude-Zahl berechnet (Abb. 5.10). Um 0500 UTC war $Fr \approx 1$. Dies ist der Grenzfall zwischen Blockierung und Überströmen der Vogesen (Kap. 2.2.1). In Abbildung 5.11 ist das Bodenwindfeld zur gleichen Zeit dargestellt. Man sieht sowohl ein Überströmen mit starkem Wind in der Hauptwindrichtung an Stationen auf den Vogesen als auch Stationen am Rand der Vogesen, an denen die Windrichtung parallel zur Gebirgskante war. Zu den übrigen Aufstiegszeitpunkten war $Fr < 1$, was ein Umströmen der Vogesen bedeutet. Dies entspricht auch den Beobachtungen im Bodenwindfeld. Um 1100 und 1400 UTC war die Luftschichtung labil. Damit war die Brunt-Väisälä-Frequenz N nicht definiert (s. Kap. 2.2) und die Froude-Zahl wurde nicht berechnet.

Durch Kombination der Froude-Zahl mit dem Hebungscondensationsniveau und dem Niveau der freien Konvektion kann außerdem untersucht werden, ob bei einer Anströmung auf die Vogesen das Hebungscondensationsniveau erreicht wurde und damit Kondensation eintrat. Das Hebungscondensationsniveau war um 0500, 0800 und 2300 UTC unterhalb

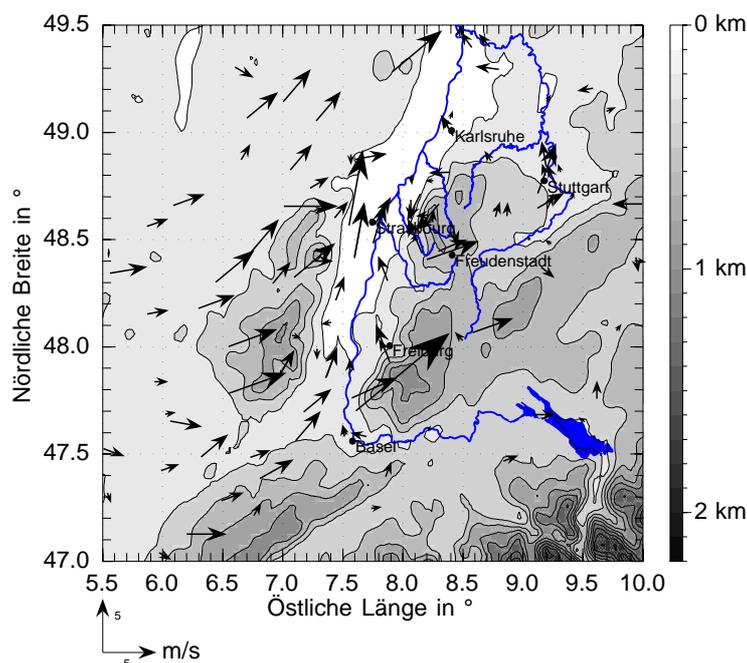


Abbildung 5.11: Bodenwindfeld am 20.06.2007 um 0500 UTC

oder nahe der Kammhöhe der Vogesen. Um 0500 UTC war wie oben beschrieben an den Vogesen $Fr \approx 1$. Wird nun in Gleichung 2.12 das Hebungskondensationsniveau eingesetzt, steigt der Wert der Froude-Zahl an und es ist $Fr > 1$. Es würde also das Hebungskondensationsniveau beim Anströmen auf die Vogesen erreicht. Um 0500 UTC war die CAPE allerdings sehr gering (Tab. B.2), so dass hier keine hochreichende Konvektion ausgelöst wurde.

Um 0800 UTC lag das Hebungskondensationsniveau bei 740 m mit $Fr < 1$. Das Hebungskondensationsniveau wurde also beim Anströmen auf die Vogesen nicht erreicht, sondern die Strömung setzte auch in dieser Höhe schon zur Umströmung der Vogesen an. Um 1700 und um 2000 UTC war das Hebungskondensationsniveau höher als die Kammhöhe der Vogesen. Das Niveau der freien Konvektion war an diesem Tag immer höher als die Kammhöhe der Vogesen, so dass dieses auch beim Überströmen nicht erreicht wurde.

Zusammenfassend ist zu sagen, dass der nordwestliche Wind am 20.06.2007 nicht so stark war, dass das Hebungskondensationsniveau bzw. das Niveau der freien Konvektion beim Anströmen auf die Vogesen erreicht werden konnte. Die Froude-Zahl, berechnet mit der Höhe der Vogesen, lag ebenfalls deutlich unter 1, so dass dies zu einer Umströmung geführt hat.

Lokale Windsysteme

Da die Hebung durch Überströmung der Vogesen nicht als Auslösemechanismus der hochreichenden Konvektion infrage kommt, sollen alternative Auslösemechanismen untersucht werden. Auf der Ostseite der Vogesen, also im Lee, konnte Hebung nicht durch großräumige Anströmung induziert werden. Hier konnten allerdings Hangaufwinde und Talwinde für Luftmassenkonvergenz sorgen und damit als Auslösemechanismus dienen (Kap. 2.1.1).

Hangaufwinde und Talwinde entstehen, wenn die bodennahe Luft am Hang wärmer als die Luft über dem Tal in gleicher Höhe ist. Um festzustellen, ob diese Bedingung für die Entstehung von Hangwinden an der Ostseite der Vogesen erfüllt war, wurde die Temperatur der Station Geishouse⁶ mit der Temperatur der Radiosondenaufstiege in Burnhaupt in gleicher Höhe verglichen (Abb. 5.12). Beide Temperaturen waren um 0500 UTC nahezu gleich. Danach stieg die Temperatur in Geishouse schneller an und war bis 1700 UTC höher als die Temperatur über der Ebene. Der Temperaturunterschied (Übertemperatur) betrug tagsüber ungefähr 3 K. Damit war die Luft am Hang der Vogesen wärmer und Hangwinde konnten in diesem Zeitraum entstehen.

⁶Die Station Geishouse liegt bei N47° 53' 0" E7° 3' 18" in der Nähe von Geishouse im Südosten der Vogesen in 660 m Höhe über NN. Die horizontale Entfernung zwischen dieser Station und der Radiosondenstation in Burnhaupt beträgt etwa 20 km.

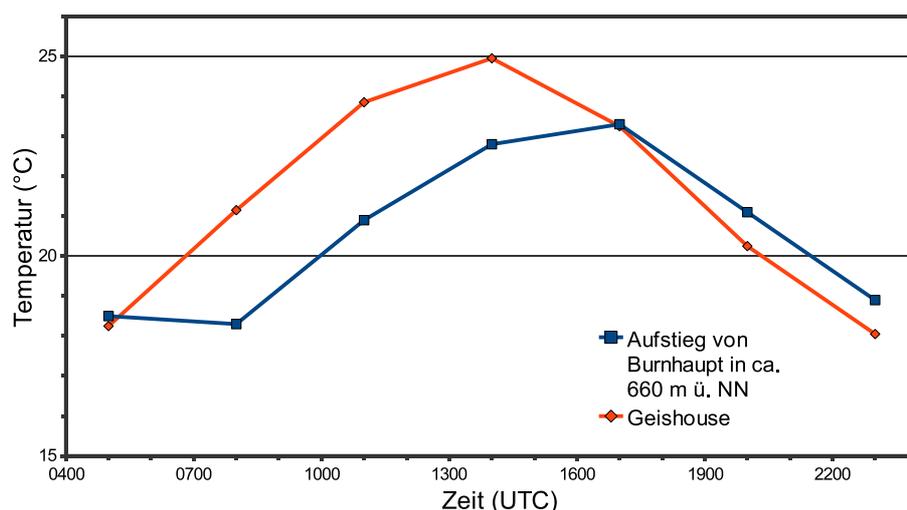


Abbildung 5.12: Verlauf der Temperatur an der Station Geishouse (ca. 660 m ü. NN) und der Temperatur der Radiosonde in Burnhaupt in gleicher Höhe

Tabelle 5.2: Liste der Stationen mit deren Hilfe die Entwicklung von Hang- und Talwinden in den Vogesen nachzuvollziehen ist

Name	Koordinaten	Höhe über MSL	Lage
Sélestat	N 48° 16' 23" E 7° 28' 41"	173 m	In der Rheinebene am Osthang der Vogesen
Colmar-Houssen	N 48° 6' 36" E 7° 21' 36"	190 m	Flugplatz etwas nördlich von Colmar; in der Rheinebene am Osthang der Vogesen
Le Hohwald	N 48° 24' 0" E 7° 19' 48"	595 m	In einem Tal mit nahezu Ost/West-Ausrichtung; in den nördlichen Vogesen
Stosswihr	N 48° 2' 49" E 7° 7' 5"	420 m	In einem Tal dessen Achse ungefähr Ost/West-Ausrichtung hat; in den südlichen Vogesen

Das tatsächliche Auftreten von Hang- und Talwinden kann anhand von Zeitreihen der Windrichtung überprüft werden. Dazu wurden Zeitreihen der Stationen, die in Tabelle 5.2 aufgelistet sind, verwendet. Die Lage dieser Stationen ist außerdem noch in Abbildung 5.13 dargestellt.

Die Zeitreihen der Windrichtung und -geschwindigkeit an den Stationen Sélestat und Colmar-Houssen am Osthang der Vogesen sind in Abbildung 5.14a und b dargestellt. An der Station Sélestat wehte der Wind bis 0600 UTC aus 180°, dies entspricht einer Strömung entlang des Rheingrabens. Bis 0900 UTC kam der Wind aus ungefähr 300° und danach aus etwa 90°. Auch an der Station Colmar-Houssen kam der Wind ab 0700 UTC aus ungefähr 90°. Ein bis drei Stunden nachdem sich die Übertemperatur ausgebildet hat, setzten also die Hangwinde ein. Am späten Nachmittag (1500 UTC) sprang der Wind in Colmar auf die entgegengesetzte Richtung (ca. 270°). Der erste Sprung der Windrichtung fand an beiden Stationen nach Sonnenaufgang statt. Wie in Kapitel 2.1.1 erläutert, ist dies charakteristisch für Hangwinde. Es gab also Hangabwinde in den frühen Morgenstunden, Hangaufwinde während des Tages und am Abend wieder Hangabwinde.

Die Stationen Le Hohwald und Stosswihr dagegen liegen beide in Tälern der Vogesen

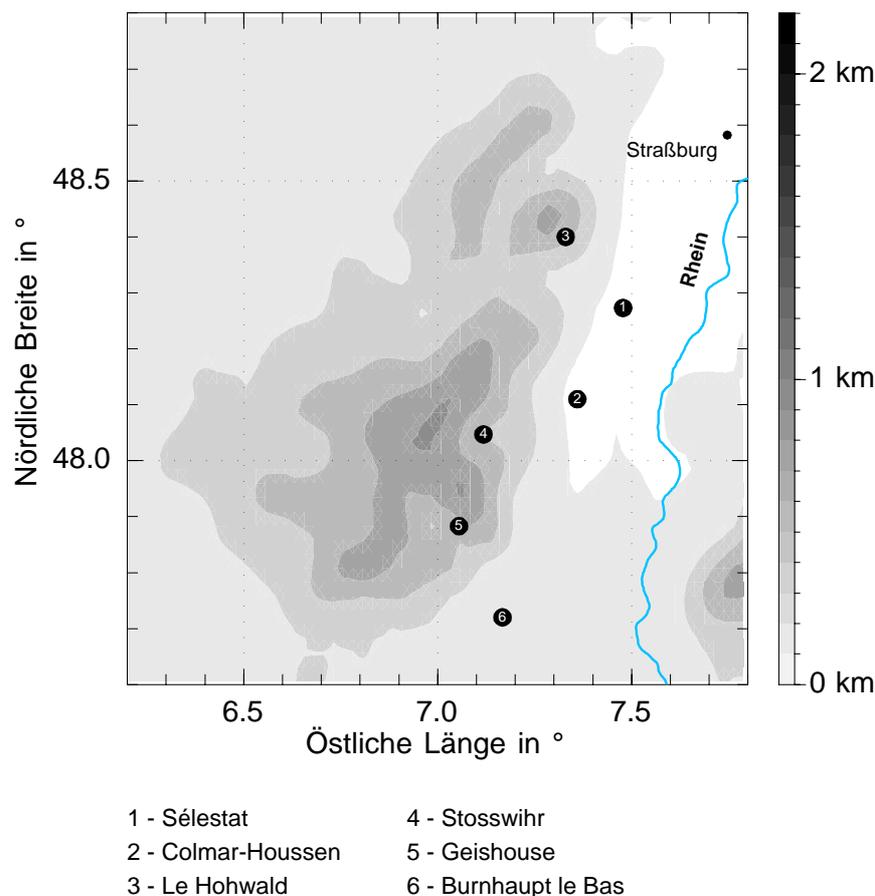


Abbildung 5.13: Karte der Vogesen mit der Lage der Stationen aus Tabelle 5.2

(Tab. 5.2). Die Zeitreihen dieser Stationen sind in den Abbildungen 5.14c und d dargestellt. Die Station Le Hohwald liegt in einem Tal mit Ost/West-Ausrichtung in den nördlichen Vogesen. Hier kam der Wind morgens aus West (ca. 270°), wehte tagsüber aus Ost (ca. 90°) und am Abend wieder aus ungefähr 270° . Die Station Stosswihir liegt in einem Tal mit ähnlicher Ausrichtung. Hier wehte der Wind bis 0900 UTC aus ungefähr 300° , dann tagsüber bis 1900 UTC mit vereinzelt Sprüngen in der Richtung aus etwa 110° . Auch an diesen beiden Stationen wies die Windrichtung tageszeitliche Wechsel auf, was darauf hindeutet, dass morgens und am Abend ein Bergwind, tagsüber ein Talwind wehte.

Am Osthang der Vogesen waren am 20.06.2007 die Voraussetzungen für das Auftreten von Hangwinden gegeben. Anhand des Verlaufs der Windrichtung an den beiden untersuchten Stationen lässt sich das Auftreten der Hangwinde bestätigen. Ebenso waren in den Tälern der Vogesen tagsüber Talwinde und nachts Bergwinde vorhanden.

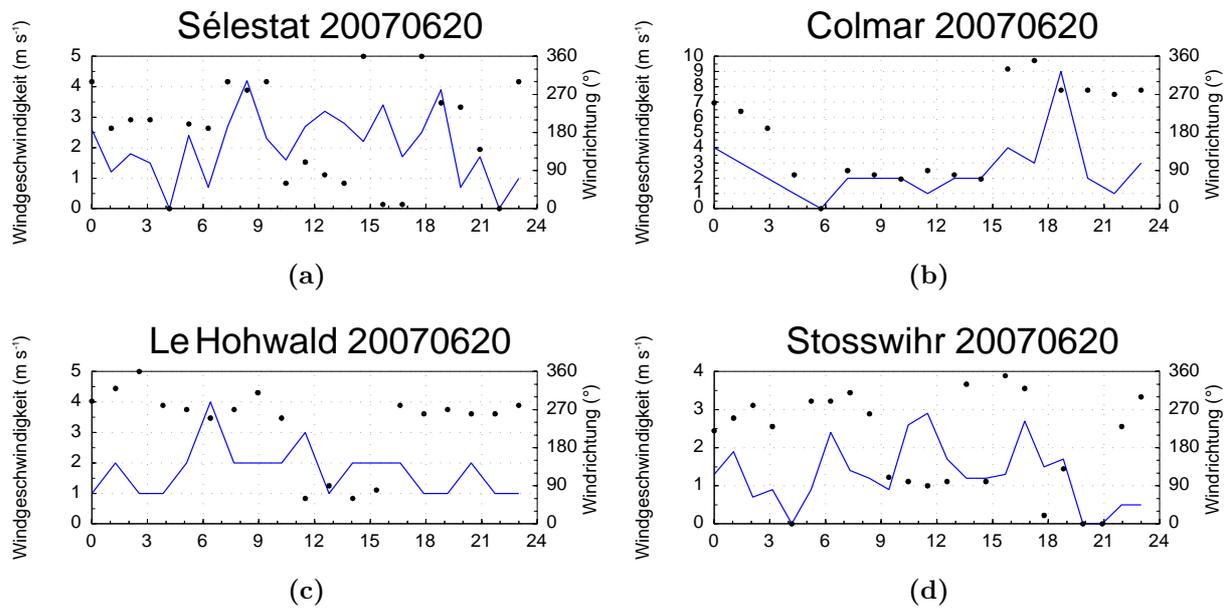


Abbildung 5.14: Zeitreihen der Windrichtung und -geschwindigkeit an den Stationen Sélestat (a) und Colmar-Houssen (b) in der Rheinebene und an den Stationen Le Hohwald (c) und Stosswihr (d) in Tälern an der Ostseite der Vogesen

Divergenz des Windfeldes

Nachdem die einzelnen Komponenten des horizontalen Windes (großräumiger Wind sowie lokale Windsysteme) untersucht wurden, soll nun die daraus resultierende Divergenz analysiert werden. Dafür wurde zunächst, wie in Kapitel 2.2.2 beschrieben, das Windfeld interpoliert und daraus dann die Divergenz des Windes berechnet. Die Ergebnisse sind auf den rechten Seiten der Abbildungen 5.15, 5.16 und 5.17 dargestellt. Im Folgenden soll nun der Verlauf der Divergenz im Zusammenhang mit der Entwicklung einzelner konvektiver Zellen (s. Kap. 5.3) am 20.06.2007 diskutiert werden.

Um 0900 UTC (Abb. 5.15a) herrschte über zentralen Teilen der Vogesen leichte Divergenz. Im Satellitenbild ist zu diesem Zeitpunkt flache Cu-Bewölkung zu erkennen. Eine Stunde später (1000 UTC, Abb. 5.15b) gab es über den Vogesen schwache Divergenz bzw. Konvergenz in einer Größenordnung von $\pm 0,5 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. Auf dem Satellitenbild ist weiterhin nur flache Bewölkung zu sehen (da das MSG-Bild von 1000,UTC nicht vorhanden war, wurde hier das Bild von 0945 UTC verwendet). Ab 1100 UTC (Abb. 5.15c) verstärkte sich die Konvergenz über den Vogesen auf zwei Maxima mit etwa $2 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. In der Bewölkung im Satellitenbild ist noch keine konvektive Zelle erkennbar. Die Divergenz in den Vogesen nahm weiter zu und betrug um 1200 UTC schon etwa $3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. An der Ostseite der Vo-

gesen bildete sich ein Gebiet mit Divergenz (ca. $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$). Die Bewölkung verdichtete sich zu einer größeren Zelle. Die Position dieser Zelle (V1) ist mit einer grauen Raute in der Darstellung der Divergenz markiert (5.16a). Die markierte Position liegt dabei etwas östlich des Gebietes der starken Divergenz. Hierbei ist zu beachten, dass die Position der Zellen nur ungefähr aus dem Satellitenbild bestimmt werden konnten, so dass es hier leichte Abweichungen geben kann.

Um 1300 UTC traten die ersten Niederschläge in den Vogesen auf. Deshalb wird ab diesem Zeitpunkt das Divergenzfeld mit dem Radarbild verglichen. Das Gebiet stärkerer Konvergenz im Süden der Vogesen hatte um diese Zeit eine etwas geringere Ausdehnung, allerdings betrug die Konvergenz hier weiterhin etwa $3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. Die Bewölkung im Satellitenbild lag in etwa an der Stelle der stärksten Konvergenz (Abb. A.3a im Anhang). Die aus dem Radarbild bestimmte Position der Niederschläge ist in der rechten Seite der Abbildung 5.16b mit einem grauen Kreis markiert. Diese Position war wiederum leicht östlich des Gebietes der stärksten Konvergenz.

Die Konvergenz im Süden der Vogesen nahm in der folgenden Stunde wieder auf etwa $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ab (1400 UTC, Abb. 5.16c). Aus dem Radarbild ist ersichtlich, dass die Zelle in diesem Zeitraum in die nördlichen Vogesen gezogen ist. Die hier schon vorher vorhandene Konvergenz führte zu einer Verstärkung der Niederschläge.

Um 1500 UTC (Abb. 5.17a) war das Gebiet mit Konvergenz im Norden der Vogesen kleiner und schwächer. Die Zelle V1 befand sich zu diesem Zeitpunkt schon etwas nördlich der Vogesen in einem Gebiet stärkerer Divergenz. In den südlichen Vogesen dagegen nahm die Konvergenz wieder zu und es entstand eine weitere Zelle (V2). Ihre Position ist ebenfalls mit einer Raute gekennzeichnet, da sie um diese Zeit nur im Satellitenbild (Abb. A.4a im Anhang) zu erkennen war und es noch keine Niederschläge gab. Die Zelle V1 löste sich in der folgenden Stunde (1600 UTC, Abb. 5.17b) aufgrund der Divergenz nördlich der Vogesen auf und die Zelle V2 zog von ihrem Entstehungsgebiet weiter nach Norden. Nördlich der Vogesen herrschte immer noch relativ starke Divergenz während im Bereich der Zelle V2 und insbesondere in den südlichen Vogesen Konvergenz vorhanden war. Auch auf dem Satellitenbild (Abb. A.4e im Anhang) ist in dem Gebiet der stärkeren Konvergenz im Süden dichtere Bewölkung sichtbar. Diese Konvergenz verstärkte sich bis 1700 UTC (Abb. 5.17c) weiter auf bis zu $4 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ und es traten starke Niederschläge in diesem Bereich auf. Die Zelle V2 befand sich in den nördlichen Vogesen in einem Gebiet schwacher Konvergenz (ca. $1 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$)

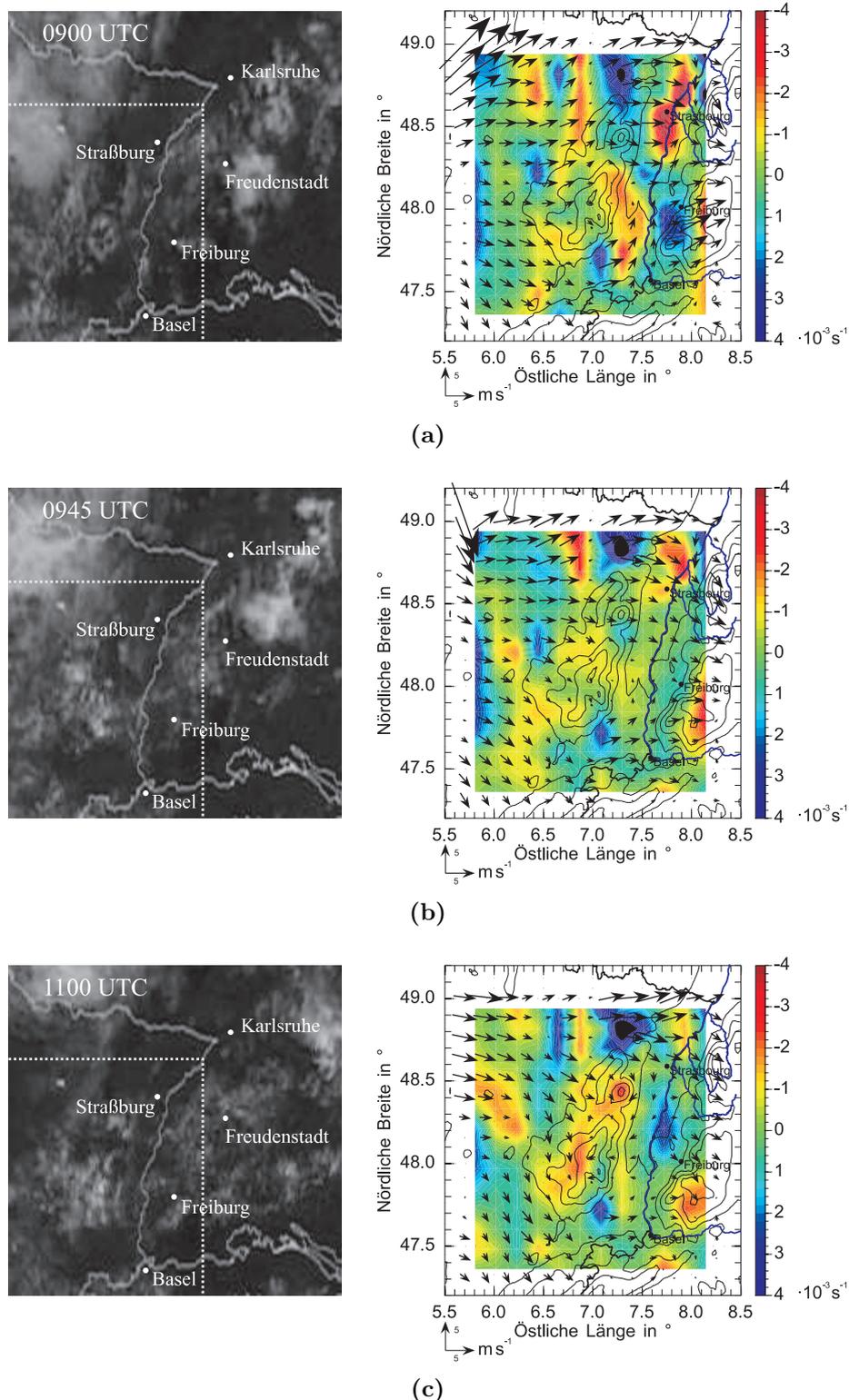


Abbildung 5.15: Satellitenbilder (links) und berechneten Divergenz (rechts) in den Vogesen vom 20.06.2007 von 0900 bis 1100 UTC. Da von 1000 UTC kein Satellitenbild verfügbar ist, wurde hier das Bild von 0945 UTC verwendet, das berechnete Divergenzfeld hingegen ist von 1000 UTC. In den Satellitenbildern ist der Ausschnitt der Divergenzdarstellungen mit gestrichelten Linien dargestellt. Die Stärke der Divergenz ist durch die Farbskala im rechten Bild angegeben.

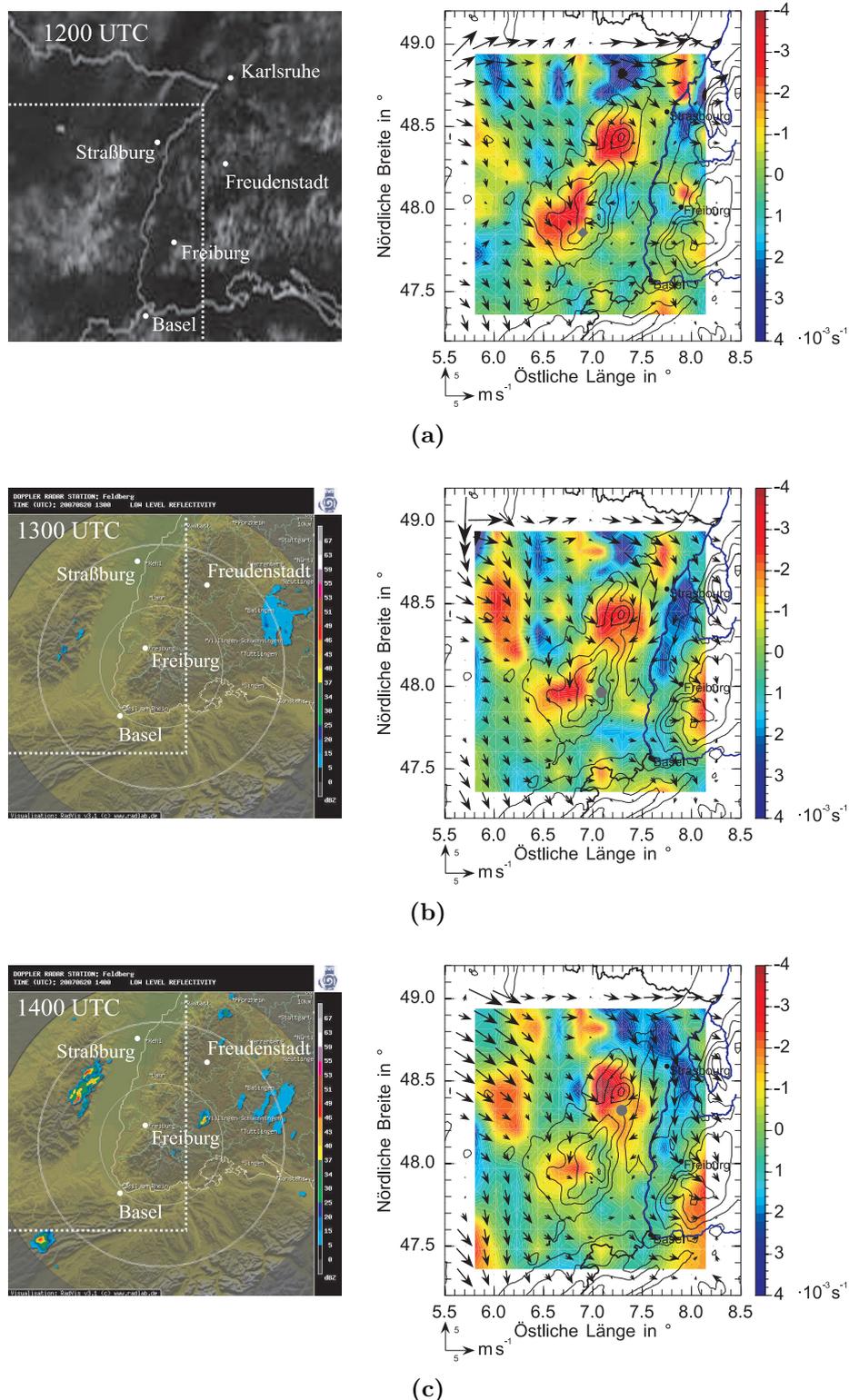
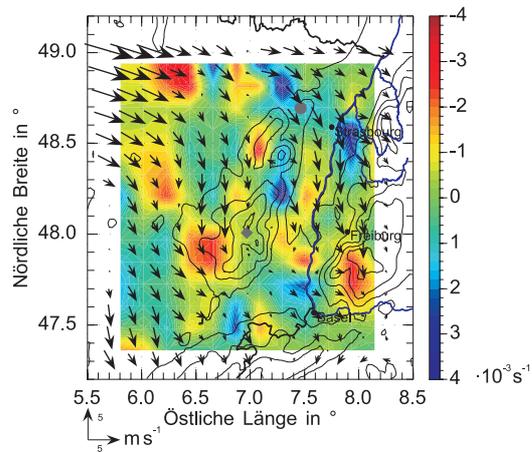
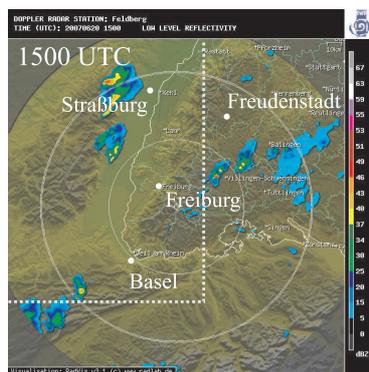
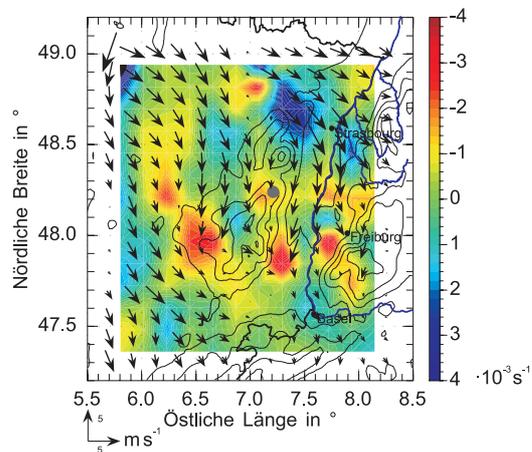
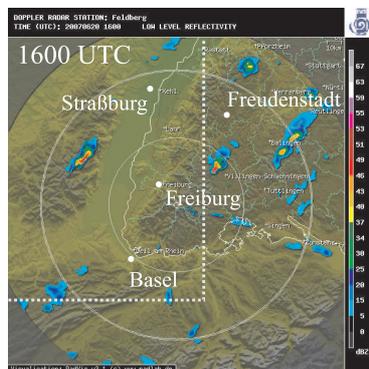


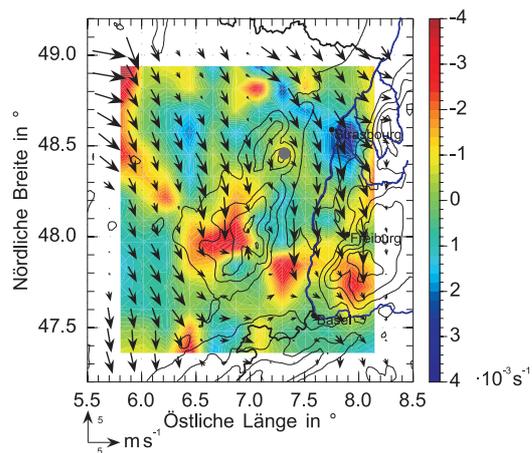
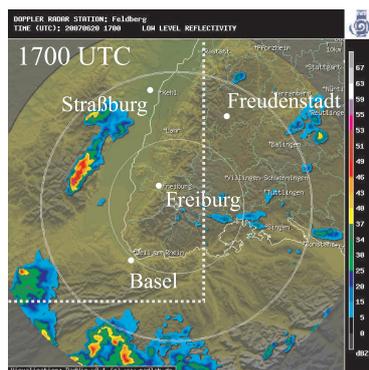
Abbildung 5.16: Satellitenbild bzw. Radarbilder (links) und die berechnete Divergenz (rechts) in den Vogesen vom 20.06.2007 von 1200 bis 1400 UTC. In den Satelliten- und Radarbildern ist der Ausschnitt der Divergenzdarstellungen mit gestrichelten Linien dargestellt. Die Stärke der Divergenz ist durch die Farbskala im rechten Bild angegeben. Mit einer Raute ist die aus dem Satellitenbild bestimmte Position der Zelle im Divergenzfeld markiert. Mit einem Kreis ist die aus dem Radarbild bestimmte Position der Zelle markiert.



(a)



(b)



(c)

Abbildung 5.17: Radarbilder (links) und die berechnete Divergenz (rechts) in den Vogesen vom 20.06.2007 von 1500 bis 1700 UTC. In den Radarbildern ist der Ausschnitt der Divergenzdarstellungen mit gestrichelten Linien dargestellt. Die Stärke der Divergenz ist durch die Farbskala im rechten Bild angegeben. Mit einer Raute ist die aus dem Satellitenbild bestimmte Position der Zelle im Divergenzfeld markiert. Mit einem Kreis ist die aus dem Radarbild bestimmte Position der Zelle markiert.

Die erste Konvergenz über den Vogesen trat also gegen 1100 UTC auf. Die Konvergenz verstärkte sich im Folgenden, wobei es zwei Maxima gab. Im Bereich des südlichen Maximums entwickelten sich gegen 1300 UTC die ersten Niederschläge (Zelle V1). Dies geschah also etwa zwei Stunden nach dem ersten Auftreten der Konvergenz. Diese Zelle zog innerhalb der nächsten Stunde nach Norden in den Bereich des nördlichen Konvergenzmaximums. Hier verstärkten sich die Niederschläge, wobei die stärksten Niederschläge gegen 1445 UTC (nicht gezeigt) auftraten. Beim weiteren Zug nach Norden gelangte die Zelle in ein Gebiet stärkerer Divergenz nördlich der Vogesen und schwächte sich dort ab. Der Entwicklungsverlauf dieser Zelle wurde also eindeutig durch die Verteilung der Konvergenz bzw. Divergenz beeinflusst.

Nach der Entwicklung der Zelle V1 wurde die Konvergenz in den südlichen Vogesen abgebaut und stieg im Vorfeld der Entstehung der Zelle V2 wieder leicht an.

Das nördliche Maximum der Konvergenz löst von sich aus keine hochreichende Konvektion aus, da in diesem Bereich die großräumigen Bedingungen konvektionshemmend waren (Kap. 5.2). Durch sie wurde allerdings die Zelle V1 intensiviert. Die Ergebnisse lassen sich so interpretieren, dass die Konvergenz in den Vogesen die Ursache für die Entwicklung und Modifizierung von hochreichender Konvektion war und kein Resultat dieser Entwicklung. Die berechneten Divergenzen sind konsistent mit den Windverhältnissen in den Vogesen am 20.06.2007. Die Konvergenz über den Vogesen trat auf, nachdem der Hangwind am Osthang der Vogesen eingesetzt hatte und dadurch entgegengesetzte Windrichtungen am West- bzw. Osthang der Vogesen herrschten.

5.4.2 Nordschwarzwald

Analog zu Kapitel 5.4.1 sollen nun auch die Auslösemechanismen im Nordschwarzwald untersucht werden. Hierzu wird wieder zunächst die Froude-Zahl, dann die Divergenz des Horizontalwindes sowie das Auftreten von Hang- und Berg-Talwind-Systemen betrachtet.

Froude-Zahl

Zur Berechnung der Froude-Zahl wurde, wie schon in Kapitel 5.4.1, mithilfe des Korrekturfaktors $k = 1,49$ und einer mittleren Anströmgeschwindigkeit von etwa 4 m s^{-1} die Windgeschwindigkeit $U \approx 5,9 \text{ m s}^{-1}$ abgeschätzt. Zusammen mit der mittleren Höhe des Nordschwarzwaldes als Hindernishöhe $h \approx 670 \text{ m}$ (s. Kap. 3.1) und der Stabilität

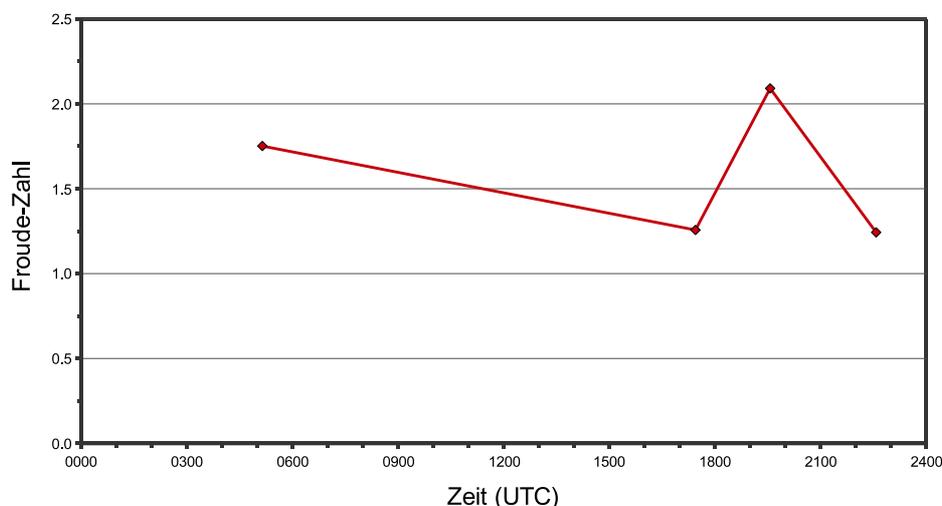


Abbildung 5.18: Verlauf der Froude-Zahl für die Strömung des horizontalen Windes im Bereich des Nordschwarzwaldes am 20.6.2007. Werte der Froude-Zahl $Fr > 1$ kennzeichnen eine Überströmung des Hindernisses, Werte $Fr < 1$ dagegen eine Umströmung.

der Luftschichtung $\frac{d\theta}{dz}$ aus den Radiosondenaufstiegen aus Achern wurde die Froude-Zahl (Abb. 5.18) berechnet. Zu den Zeitpunkten 0807, 1107 und 1407 UTC war die Schichtung labil. Zu den übrigen Zeitpunkten war $Fr > 1$. Die anströmende Luft überströmte also den Nordschwarzwald. Zu allen Aufstiegszeitpunkten war das Hebungscondensationsniveau und auch das Niveau der freien Konvektion aber höher als die Hindernishöhe, es wurde also nie durch die Luft der Grenzschicht, die beim Überströmen des Nordschwarzwaldes gehoben wurde, erreicht.

Damit wurde die hochreichende Konvektion am Nachmittag nicht durch Überströmen des Nordschwarzwaldes mit Erreichen des Hebungscondensationsniveaus ausgelöst.

Lokale Windsysteme

In Kapitel 5.4.1 wurde die Möglichkeit der Entstehung und das Auftreten von lokalen Windsystemen auf der Ostseite der Vogesen untersucht. In diesem Kapitel soll nun analog dazu beurteilt werden, ob und ab wann im Nordschwarzwald die nötigen Bedingungen für Hangaufwinde und Talwinde geherrscht haben und ob diese lokalen Windsysteme auftraten. Um festzustellen, ob die Voraussetzungen für die Entstehung von Hangwinden vorhanden waren, wurden die Verläufe der Temperatur an der Station Brandmatt und der Temperatur über dem Rheingraben aus dem Radiosondenaufstieg in Achern in

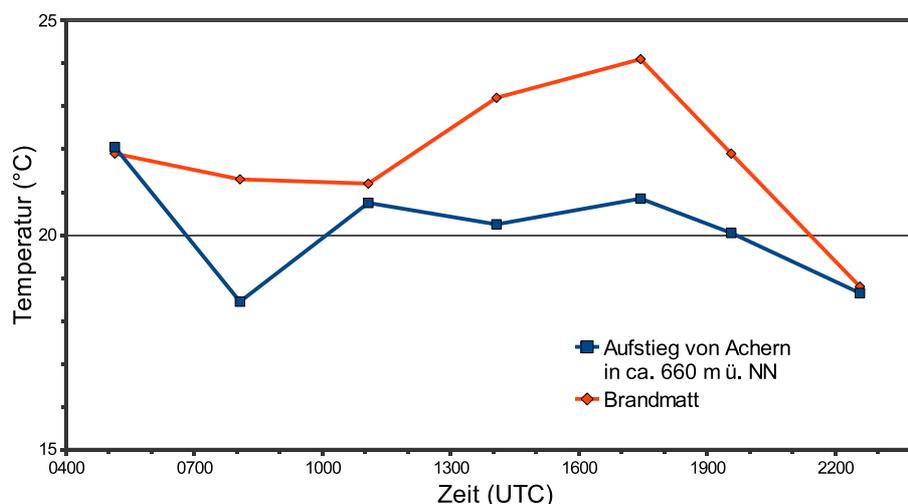


Abbildung 5.19: Verlauf der Temperatur in Brandmatt (ca. 660 m ü. NN) und der Temperatur der Radiosonde in Achern in gleicher Höhe

gleicher Höhe betrachtet (Abb. 5.19). Um 0500 UTC war die Luft am Hang noch leicht kälter als die Luft über dem Rheingraben. Danach herrschte den gesamten Tag über Übertemperatur am Hang. Die Temperaturdifferenz war allerdings um 2300 UTC nur noch gering. Tagsüber war aber immer die Voraussetzung für Hangaufwinde am Westhang des Nordschwarzwaldes gegeben. Die maximale Temperaturdifferenz von ca. 3,5 K wurde um 1700 UTC erreicht. Die geringste Temperaturdifferenz herrschte um 1100 UTC mit etwa 0,5 K. Damit war der stärkste Hangaufwind am späten Nachmittag gegen 1700 UTC zu erwarten. In den frühen Morgenstunden – also in etwa bis zum ersten Radiosondenaufstieg um 0500 UTC – war dagegen Hangabwind zu erwarten, da hier die Luft am Hang kälter als die Luft über dem Rheingraben war.

Um das tatsächliche Auftreten von Hangwinden und auch von Berg- und Talwinden zu überprüfen, wurden wieder die Zeitreihen einzelner Stationen untersucht. Zunächst soll an den Stationen Sasbach und Brandmatt überprüft werden, ob hier Hangwinde auftraten. Die Station Sasbach liegt am östlichen Rand des Rheingrabens, während die Station Brandmatt am Westhang des Nordschwarzwaldes liegt (Tab. 5.3 und Abb. 5.20). In Sasbach wehte der Wind nachts und am Morgen aus südlichen bis südwestlichen Richtungen (Abb. 5.21a). Ab 0900 UTC drehte der Wind dann auf West bis Nordwest. Die Windrichtung blieb bis 1800 UTC relativ konstant auf Nordwest. Ab 1800 UTC kam der Wind aus wechselnden Richtungen.

Tabelle 5.3: Liste der Stationen mit deren Hilfe die Entwicklung von Hang- und Talwinden im Nordschwarzwald nachzuvollziehen ist

Name	Koordinaten	Höhe über MSL	Lage
Sasbach	N 48° 39' 6" E 8° 5' 21"	155 m	Am östlichen Rand des Rheingrabens
Brandmatt	N 48° 36' 45" E 8° 9' 40"	659 m	Am Westhang des Nordschwarzwaldes
Oberkirch	N 48° 31' 7" E 8° 5' 57"	215 m	Im Renchtal gelegen, das Tal hat hier in etwa eine Ost/West-Ausrichtung
Ödsbach	N 48° 30' 41" E 8° 5' 53"	222 m	In einem Nebental des Renchtales mit etwa Nord/Süd-Ausrichtung
Fußbach	N 48° 22' 9" E 8° 1' 21"	180 m	Liegt im westlichen Kinzigtal mit einer Nord/Süd-Ausrichtung
Hagenbuch	N 48° 16' 55" E 8° 12' 15"	245 m	Im östlichen Kinzigtal gelegen; das Tal hat hier eine Ost/West-Ausrichtung

Da die Station Sasbach am Rand des Rheingrabens liegt, wird die Windrichtung an dieser Station durch die Strömung im Rheingraben beeinflusst. Am Morgen kam der Wind aus Südwest, das entspricht in etwa der Richtung des Rheingrabens. Mit dem Einsetzen der Umströmung der Vogesen (Kap. 5.4.1) drehte der Wind in Sasbach auf westliche Richtungen. Aufgrund der Betrachtungen der Windrichtung an der Station Sasbach allein kann also noch nicht auf das Vorhandensein von Hangwinden geschlossen werden.

An der Station Brandmatt gab es dagegen zwei deutliche Sprünge in der Windrichtung. Um 0700 UTC sprang der Wind von ca. 110° auf etwa 320° und um 1800 UTC wieder zurück auf östliche Richtungen. Diese Station liegt direkt am Hang des Nordschwarzwaldes. Hier gab es also deutliche Wechsel von Hangabwind auf Hangaufwind um 0600 UTC und zurück auf Hangabwind um 1800 UTC. Am Hang des Nordschwarzwaldes war daher eine Kombination aus dem Hangwind und der Umströmung der Vogesen wirksam. Der Hangaufwind setzte also etwa zwei Stunden, nachdem Übertemperatur am Hang aufgetreten war, ein.

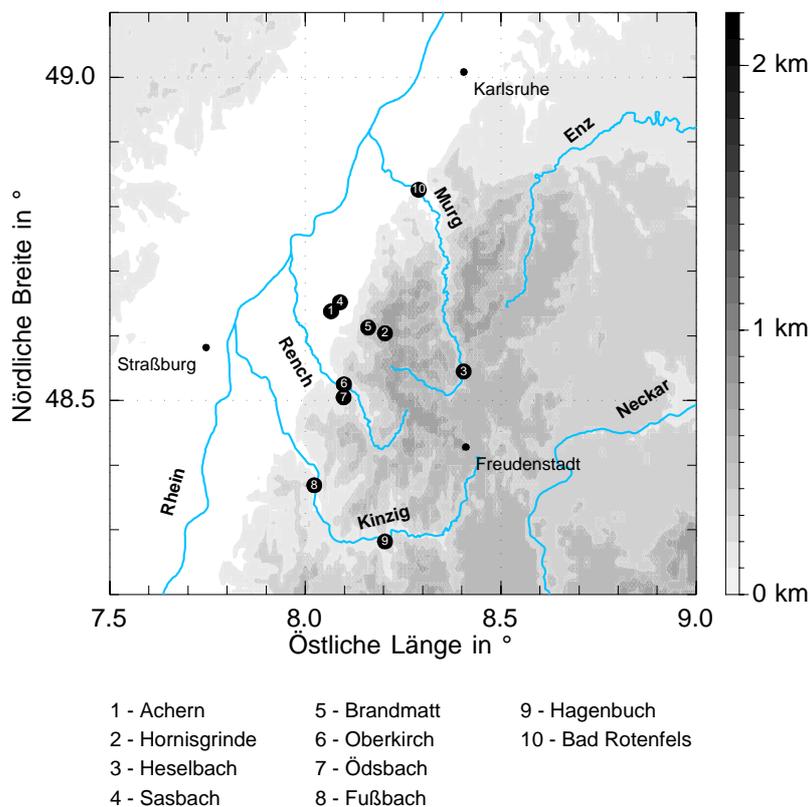


Abbildung 5.20: Karte des Nordschwarzwaldes mit der Lage der Stationen aus Tabelle 5.3

Die Stationen Oberkirch, Ödsbach, Fußbach und Hagenbuch liegen alle in Tälern des Nordschwarzwaldes (Tab. 5.3 und Abb. 5.20). Somit konnten die Zeitreihen der Windrichtung und -geschwindigkeit an diesen Stationen als Indikatoren für Berg- und Talwinde genommen werden. In Oberkirch gab es am Morgen um 0600 UTC eine deutlichen Sprung in der Windrichtung. Hier drehte der Wind von einem Bergwind aus etwa 90° auf einen Talwind aus ungefähr 270° . Auch in Ödsbach, das in einem Tal in Nord-Süd-Richtung liegt, drehte der Wind am Morgen (gegen 0900 UTC) aus südlichen Richtungen auf Nord. Aus Fußbach lagen nur Messungen von 1100 bis 2030 UTC vor. Hier wehte der Wind zwischen 1200 und 2000 UTC aus nördlichen Richtungen, also als Talwind. Hagenbuch liegt im östlichen Kinzigtal, das dort in Ost-West-Richtung verläuft. Hier sprang die Windrichtung um 0900 UTC deutlich von einem Bergwind aus ungefähr 120° auf einen Talwind aus etwa 270° . Um 1900 UTC drehte der Wind dann wieder zurück auf einen Bergwind aus ca. 100° . An allen vier Stationen gab es also an diesem Tag Berg-Talwind-Systeme (Abb. 5.22).

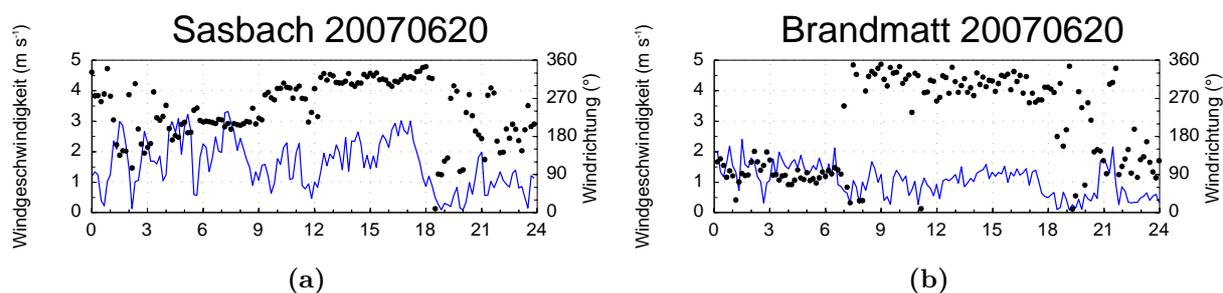


Abbildung 5.21: Zeitreihen der Windrichtung und -geschwindigkeit an den Stationen Sasbach (a) in der Rheinebene und Brandmatt (b) am Westhang des Nordschwarzwaldes

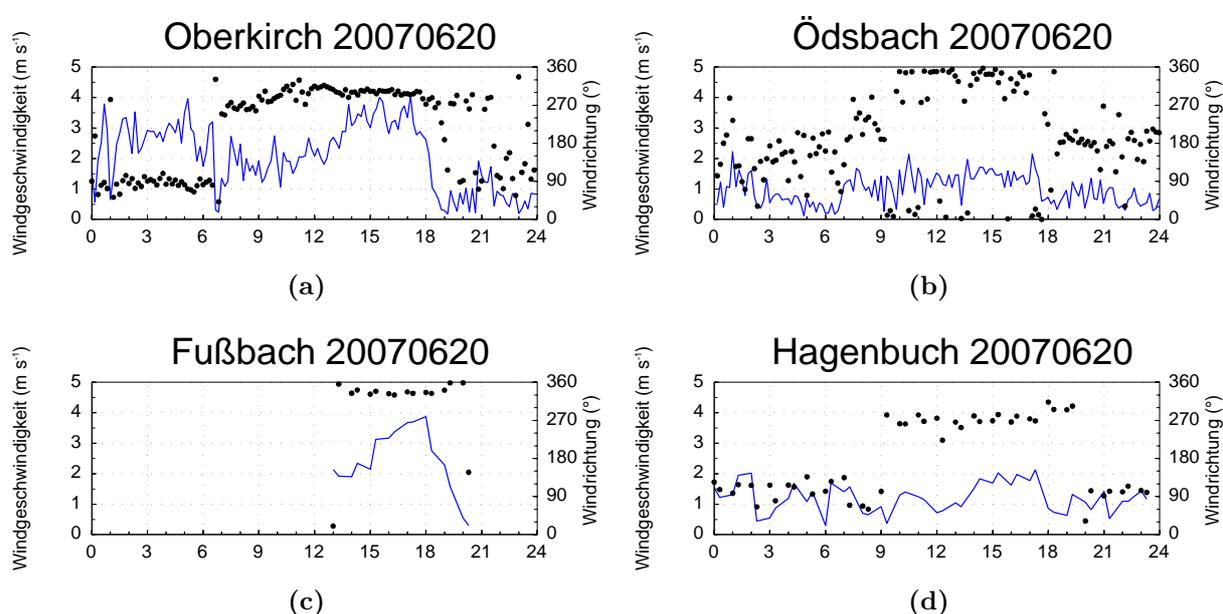


Abbildung 5.22: Zeitreihen der Windrichtung und -geschwindigkeit an den Stationen Oberkirch (a) im Renchtal, Ödsbach (b) in einem Nebental des Renchtals und Fußbach (c) und Hagenbuch (d) im Kinzigtal

Zusätzlich wurden am 20.06.2007 an zwei weiteren Stationen in Tälern des Nordschwarzwaldes (Bad Rotenfels und Heselbach) SODAR⁷-Messungen durchgeführt. Die Station Bad Rotenfels liegt am Eingang des Murgtals, dessen Achse dort etwa von Nordwest nach Südost verläuft. Der Wind an dieser Station wehte bis etwa 0600 UTC aus dem Tal heraus (Abb. 5.23a). Im Verlauf des Vormittags folgte die Windrichtung dem großräumigen Wind und drehte von Südwest auf West. Ab 1500 UTC, nachdem die Windgeschwindigkeit des großräumigen Windes abgenommen hatte, wehte der Wind dann ins Tal hinein. Am

⁷Sonic Detecting and Ranging – Messgerät zur Erstellung eines Windprofils mit Hilfe von Schallimpulsen

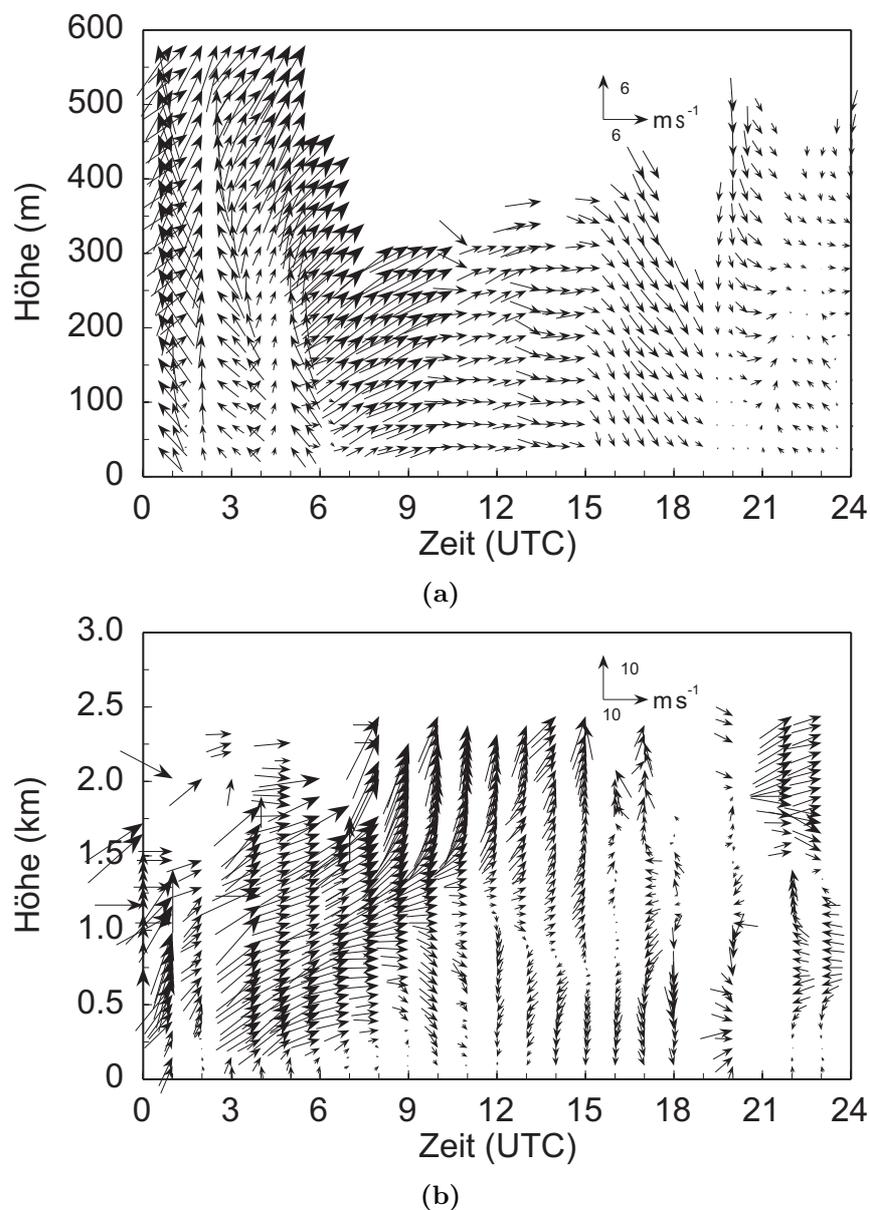


Abbildung 5.23: Vertikalprofile des Horizontalwindes an der Station Bad Rotenfels (a) und Heselbach (b) am 20.06.2007

Abend (ab 2000 UTC) drehte der Wind wieder auf südwestliche Richtungen und wehte als Bergwind aus dem Tal heraus. Der Bergwind am Morgen und am Abend erstreckte sich über die unteren 250 bis 300 m, während der Talwind in der gesamten Messhöhe des SODARs (nachmittags bis ca. 400 m) wehte.

Heselbach liegt ebenfalls im Murgtal, allerdings 30 km südlich von Bad Rotenfels. Das Murgtal hat hier annähernd eine Nord-Süd-Ausrichtung. Die Windrichtung (Abb. 5.23b)

entsprach hier in der Nacht und am Morgen ebenfalls der Richtung des großräumigen Windes. Ab 1200 UTC drehte der Wind auf Nord und wehte damit als Talwind. Gegen 2000 UTC drehte der Wind wieder auf südwestliche bis südliche Richtungen (Bergwind). Der Bergwind erstreckte sich am Abend über eine Schicht von etwa 250 m Höhe. Der Talwind wehte tagsüber dagegen bis in 1000 m Höhe. Oberhalb dieser Schichten entsprach die Windrichtung der Richtung des großräumigen Windes.

Der Talwind hatte an beiden Stationen also eine höhere Ausdehnung als der nächtliche Bergwind. Weiterhin setzte der Talwind in Heselbach früher ein als am Talausgang in Bad Rotenfels. Auch die Drehung am Abend von einem Tal- auf einen Bergwind trat in Heselbach etwa eine Stunde früher auf. Wie in Kapitel 2.1.1 beschrieben, hängt der Zeitpunkt der Richtungsänderung von verschiedenen Faktoren ab. Unter anderem spielt die Menge der Luft, die bewegt werden muss, eine Rolle. Diese ist am Talausgang in Bad Rotenfels größer als in Heselbach, das relativ weit im Tal liegt.

Am Westhang des Nordschwarzwaldes waren also die Bedingungen für die Entstehung von Hangwinden erfüllt. Anhand der Zeitreihen der Windrichtung der Stationen Sasbach und Brandmatt ist zu erkennen, dass der erste Sprung der Windrichtung von Hangab- zu Hangaufwinden nach Sonnenaufgang erfolgte (s. Kap. 2.1.1). Zusätzlich wurde der Nordschwarzwald auch direkt angeströmt. Durch das Umströmen der Vogesen (s. Kap. 5.4.1) traf diese Luft nahezu senkrecht auf den Westhang des Nordschwarzwaldes.

In den Tälern des Nordschwarzwaldes gab es ebenfalls tageszeitliche Wechsel der Windrichtung und damit Berg- und Talwinde. Dies konnte anhand von Zeitreihen einzelner Stationen sowie von SODAR-Messungen gezeigt werden.

Divergenz des Windfeldes

Auch für den Nordschwarzwald wurde das horizontale Windfeld interpoliert und damit dann die Divergenz des Horizontalwindes, wie in Kapitel 2.2.2 beschrieben, berechnet. Zusätzlich zu den ständigen Stationen (von DWD, LUBW) wurden hierbei auch die Bodenstationen der verschiedenen Institute, die während COPS aufgestellt wurden, berücksichtigt. Am 20.06.2007 herrschten im Nordschwarzwald bezüglich der Divergenz in den zwei Tageshälften unterschiedliche Verhältnisse. Vormittags bis etwa 1200 UTC herrschte Divergenz. Am Nachmittag bildete sich dann Konvergenz aus. In den Abbildungen 5.24 und 5.25 sind die Satellitenbilder bzw. Radarbilder und das berechnete Divergenzfeld im Schwarzwald dargestellt.

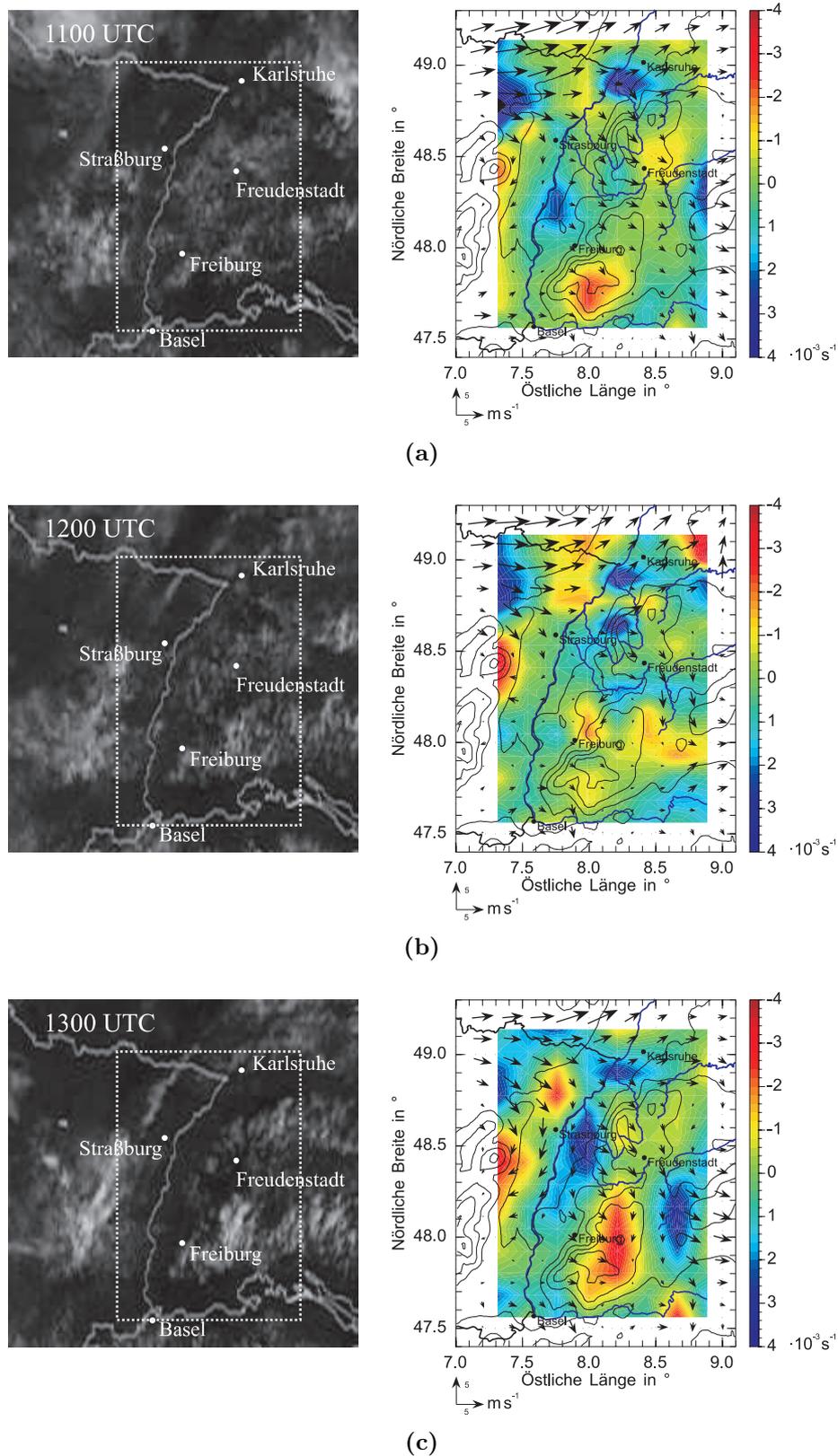
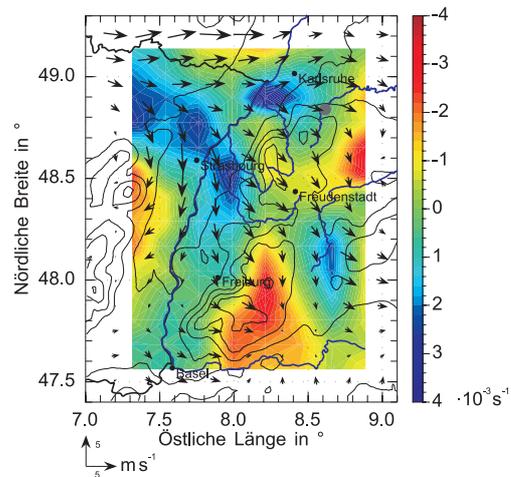
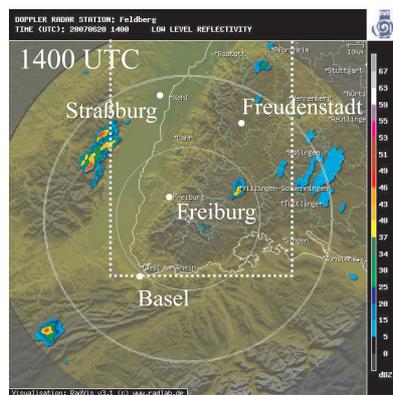
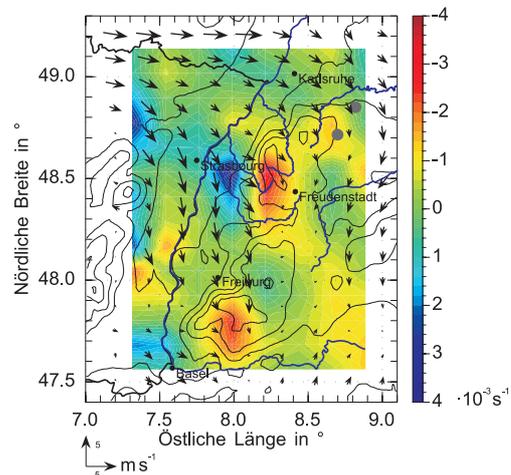
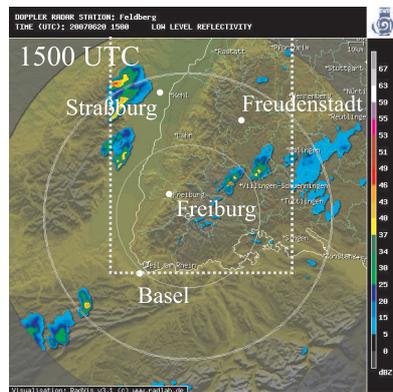


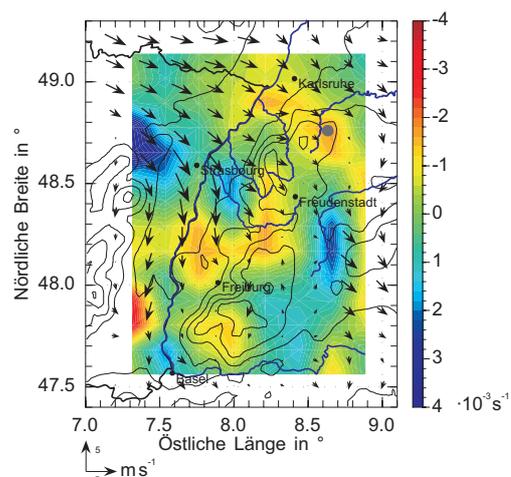
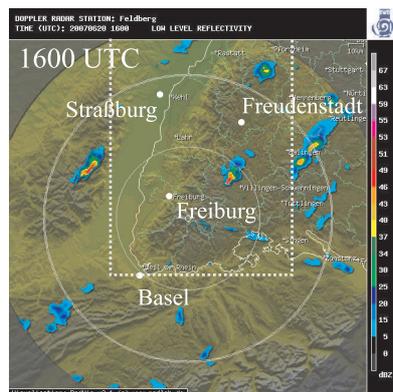
Abbildung 5.24: Satellitenbilder und berechnete Divergenz im Schwarzwald vom 20.06.2007 von 1100 bis 1300 UTC. In den Satellitenbildern ist der Ausschnitt der Divergenzdarstellungen mit gestrichelten Linien dargestellt. Die Stärke der Divergenz ist durch die Farbskala im rechten Bild angegeben.



(a)



(b)



(c)

Abbildung 5.25: Radarbilder und berechnete Divergenz im Schwarzwald vom 20.06.2007 von 1400 bis 1600 UTC. In den Satelliten- und Radarbildern ist der Ausschnitt der Divergenzdarstellungen mit gestrichelten Linien dargestellt. Mit einem Kreis sind die aus dem Radarbildern bestimmten Positionen der Zellen N1 und N2 markiert. Die Stärke der Divergenz ist durch die Farbskala im rechten Bild angegeben.

Um 1100 UTC (Abb. 5.24a) herrschte leichte Divergenz (ca. $0,5 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) im Bereich des Nordschwarzwaldes. Auf dem Satellitenbild ist nur flache Bewölkung und im Bereich der Divergenz keine Bewölkung zu erkennen. Bis 1200 UTC (Abb. 5.24b) verstärkte sich die Divergenz auf etwa $2 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. Es gab weiterhin nur flache bis keine Bewölkung. Ab 1300 UTC (Abb. 5.24c) entwickelte sich leichte Konvergenz (ca. $1 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) im Nordschwarzwald und auch die Bewölkung nahm leicht zu. Gegen 1330 UTC (Abb. A.3a im Anhang) entwickelte sich die erste Zelle hochreichender Konvektion (N1, siehe Kap. 5.3) in einem Bereich mit leichter Konvergenz am östlichen Rand des Nordschwarzwaldes. Während dieser Zeit breitete sich das Gebiet leichter Konvergenz etwas aus, verstärkte sich aber nicht. Um 1400 UTC sind auf dem Radarbild leichte Niederschläge der Zelle N1 zu erkennen. Die Position dieser Zelle ist in der rechten Seite der Abbildung 5.25a mit einem grauen Kreis markiert. Sie befand sich zu diesem Zeitpunkt schon in einem Gebiet leichter Divergenz (ca. $1 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$). Um 1415 UTC entwickelte sich eine zweite Zelle (N2, nicht gezeigt) nordöstlich von Freudenstadt in einem Gebiet leichter Konvergenz. In Abbildung 5.25b (rechts) ist die Position dieser Zelle um 1500 UTC ebenfalls mit einem grauen Kreis markiert, da zu diesem Zeitpunkt schon Niederschläge auftraten. Die Konvergenz im Bereich dieser Zelle hatte sich leicht verstärkt (auf ca. $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$). Die Zelle N1 befand sich zu diesem Termin weiterhin in einem Gebiet leichter Divergenz und hat sich weiter abgeschwächt. Um 1600 UTC (Abb. 5.25c) war die Konvergenz im Nordschwarzwald ungefähr genauso stark wie eine Stunde zuvor. Die Niederschläge der Zelle N2 haben sich in diesem Gebiet aber weiter verstärkt, während die Zelle N1 sich in einem Divergenzgebiet aufgelöst hat.

Zusammenfassend ist zu sagen, dass die Konvergenz im Nordschwarzwald vor der Entwicklung der hochreichenden Konvektion aufgetreten ist. Die Zelle N1, die sich kurz nach ihrer Entwicklung in einem Divergenzgebiet befand, blieb nur schwach und löste sich relativ schnell wieder auf. Die Zelle N2 dagegen wurde durch das Gebiet leichter Konvergenz im Nordschwarzwald verstärkt. Insgesamt waren die Niederschläge im Nordschwarzwald weniger intensiv als in den Vogesen, da auch hier die Konvergenz schwächer war. Wie auch in den Vogesen war die Konvergenz im Nordschwarzwald die Ursache der hochreichenden Konvektion.

Die berechnete Divergenz des Horizontalwindes entsprach qualitativ der Erwartung aufgrund des Bodenwindfeldes. Im Gegensatz zu den Vogesen traten zwar im Nordschwarzwald durch die Überströmung des Gebirges tagsüber meist keine entgegengesetzten

Windrichtungen auf, allerdings nahm nachmittags die Windgeschwindigkeit auf der Ostseite des Nordschwarzwaldes ab, so dass es hier zu Geschwindigkeitskonvergenz kam.

5.5 Diskussion der Ergebnisse

Die Bedingungen für die Entstehung hochreichender Konvektion in den **Vogesen** waren am 20.06.2007 günstig (Kap. 5.2). Ab 1200 UTC entwickelte sich die erste Zelle (V1) über den südlichen Vogesen. Eine zweite Zelle (V2) entstand gegen 1430 UTC an ähnlicher Stelle (Kap. 5.3). Aufgrund der vorangegangenen Überlegungen kann die Auslösung durch erzwungene Hebung an der Luvseite der Vogesen für die Entwicklung beider Zellen ausgeschlossen werden. Die Auslösetemperatur wurde in den südlichen Vogesen zwar schon vormittags erreicht, hochreichende Konvektion wurde aber durch eine hohe CAP unterdrückt. Auch die geringe CAPE ermöglichte keine Entwicklung hochreichender Konvektion. Weiterhin gab es im gesamten Tagesverlauf gut ausgebildete lokale Windsysteme, die zu Luftmassenkonvergenz über den Kämmen der Vogesen führten (Kap. 5.4.1). In den Vogesen waren am 20.06.2007 also hauptsächlich zwei Auslösemechanismen aktiv: (1) Die Auslösetemperatur wurde erreicht und zum Zeitpunkt der Auslösung der hochreichenden Konvektion war die CAP hinreichend gering und die CAPE groß genug. (2) Lokale Windsysteme sorgten für Luftmassenkonvergenz über den Bergkämmen und induzierten damit Hebung und hochreichende Konvektion.

Auch im **Nordschwarzwald** waren die aus dem KO- und Lifted Index abgeleiteten Konvektionsbedingungen am 20.06.2007 günstig (Kap. 5.2). Die Auslösetemperatur wurde in Heselbach ebenfalls schon am Vormittag erreicht. Allerdings trat hier vormittags nur flache Konvektion auf. Hochreichende Konvektion entwickelte sich erst am Nachmittag (Kap. 5.3).

Da durch Überströmen des Nordschwarzwaldes das Hebungskondensationsniveau während des gesamten Tages nicht erreicht wurde, kam dies als Auslösemechanismus nicht infrage. Auch im Nordschwarzwald waren also das Erreichen der Auslösetemperatur und die durch lokale Windsysteme induzierte Konvergenz die entscheidenden Auslösemechanismen (Kap. 5.4.2). Wie in Kapitel 5.2 beschrieben, wurde hochreichende Konvektion am Vormittag durch eine schwache Inversion in ca. 750 hPa unterdrückt. Erst nachdem die Luftfeuchtigkeit am Nachmittag weiter angestiegen war, konnte die Inversion überwunden und somit hochreichende Konvektion ausgelöst werden.

Die anfänglichen Bedingungen für die Entwicklung hochreichender Konvektion waren am 20.06.2007 im untersuchten Gebiet also sehr unterschiedlich. Im Nordwesten wurde mit geringem KO- und Lifted Index, niedriger CAPE und hoher CIN und CAP die Entstehung hochreichender Konvektion unterdrückt. Im Südosten dagegen waren CAPE, KO- und Lifted Index höher und die CIN und CAP geringer, so dass hier die Auslösung hochreichender Konvektion wahrscheinlicher war. Die Bedingungen waren also in den südlichen Vogesen und im Schwarzwald günstiger als in den nördlichen Vogesen und im nördlichen Oberrheingraben. Im Nordschwarzwald war die CAPE zwar auch tagsüber sehr gering, in Kapitel 5.2 wurde jedoch gezeigt, dass durch einen leichten Anstieg der Feuchte in der Grenzschicht auch hier die Entwicklung hochreichender Konvektion möglich war. Crook (1996) fand heraus, dass die Auslösung hochreichender Konvektion sehr sensibel hinsichtlich Variationen der thermodynamischen Verhältnisse in der Grenzschicht ist. Auch Weckwerth (2000) hat festgestellt, dass die Bedingungen für die Auslösung hochreichender Konvektion durch CAPE und CIN gut wiedergegeben werden, wenn das Feuchteprofil des Radiosondenaufstiegs mit der in der Grenzschicht gemessenen maximalen Feuchte modifiziert wird. Die Erkenntnisse dieser Autoren stimmen mit den Ergebnissen dieser Arbeit überein, dass sich durch geringe Variation der Feuchte die Bedingungen für die Entwicklung hochreichender Konvektion stark verändern können.

Kunz (2007) bemerkte, dass die CAPE und auch der Lifted Index gut geeignet sind, um das Potenzial für schwere Gewitter zu untersuchen. Weiterhin wurde dort festgestellt, dass der KO-Index für die Vorhersage schwerer Gewitter eher ungeeignet ist. In dieser Arbeit zeigten der KO- und der Lifted Index allerdings insgesamt einen ähnlichen Verlauf an allen Stationen und gaben die räumliche Verteilung der potenziellen und bedingten Stabilität gut wieder. Da die CAPE sensibel auf Feuchteänderungen reagiert, können Feuchtevariationen in der Grenzschicht auch zu räumlichen Unterschieden der CAPE führen. Daher reicht ein einzelner Radiosondenaufstieg unter Umständen nicht aus, um das Potenzial für hochreichende Konvektion zu beurteilen.

An der Station in Heselbach war die CAPE um 1130 UTC sehr gering. Nach Barthlott et al. (2006) können Hang- und Talwinde Luft mit höherer Luftfeuchtigkeit in die Mittelgebirgsregionen transportieren und dort so zu einem Anstieg der Luftfeuchtigkeit führen. Dies war hier zu beobachten (Kap. 5.2).

Die Auslösetemperatur wurde sowohl in den südlichen Vogesen als auch im Nordschwarzwald am Vormittag erreicht. In beiden Gebieten war aber am Morgen die CAPE noch gering und die CAP war hoch, so dass nur flache Konvektion entstand.

Erzwungene Hebung im Luv der Vogesen und des Nordschwarzwaldes durch Überströmen dieser Hindernisse hat nicht zur Auslösung von hochreichender Konvektion geführt, da in beiden Fällen das Hebungskondensationsniveau und das Niveau der freien Konvektion nicht erreicht wurden (Kap. 5.4.1 und 5.4.2).

Hangaufwinde sowie Talwinde traten am 20.06.2007 sowohl in den Vogesen als auch im Nordschwarzwald auf. Aus diesen lokalen Windsystemen resultiert das in Kapitel 5.4.1 und 5.4.2 besprochene Feld der Divergenz des Horizontalwindes. Barthlott et al. (2006) untersuchten den Einfluss der lokalen Windsysteme in Mittelgebirgen auf die Auslösung von hochreichender Konvektion. Diese führen demnach zu Luftmassenkonvergenz über den Bergrücken und induzieren dort aufgrund der Massenerhaltung Hebung. In dieser Arbeit konnten sowohl das Auftreten von Hang- sowie Talwinden während des 20.06.2007 und die daraus resultierende Konvergenz des Horizontalwindes als auch der Einfluss dieser Windsysteme auf die Auslösung hochreichender Konvektion bestätigt werden.

Wilson et al. (1998) stellten fest, dass die Divergenz des horizontalen Windfeldes als Indikator für die Entwicklung hochreichender Konvektion genutzt werden kann. Die Arbeiten von Ulanski und Garstang (1978) und Wilson et al. (1998) stellten einen Zusammenhang zwischen der Konvergenz des Horizontalwindes und der Auslösung hochreichender Konvektion anhand von Messungen in Florida fest. Weiterhin bemerkten sie, dass der Niederschlag umso stärker war, je stärker der Gradient und je größer die Fläche der Konvergenz waren. Watson und Blanchard (1984) bemerkten außerdem, dass zwischen der ersten Konvergenz und den ersten Niederschlägen in diesem Bereich durchschnittlich 35 Minuten vergingen. Dabei lag die Standardabweichung bei 31 Minuten. Am 20.06.2007 vergingen zwischen dem ersten Auftreten von Konvergenz (1100 UTC) über den Vogesen und den ersten Niederschlägen (1300 UTC) in diesem Gebiet etwa zwei Stunden. Dies ist deutlich länger, als die von Watson und Blanchard (1984) angegebenen Zeiten. Im Nordschwarzwald trat erste Konvergenz gegen 1300 UTC auf und die ersten Niederschläge fielen etwa um 1400 UTC, also nur eine Stunde später. Im Vergleich zu den von Watson und Blanchard (1984) angegebenen Zeitabständen dauerte es am 20.06.2007 im COPS-Gebiet also deutlich länger bis zum Einsetzen des Niederschlags. Dabei muss aber beachtet werden, dass die Daten für die Untersuchungen von Watson und Blanchard (1984) aus Florida, also einem flachen Gebiet mit subtropischem Klima, stammen. Die Größenordnung der Konvergenz (ca. 10^{-3} s^{-1}) stimmten aber ungefähr mit den von Ulanski und Garstang (1978) gefundenen Werten überein. Sie stellten außerdem fest,

dass es einen linearen Zusammenhang zwischen der Stärke des Niederschlags und dem Zeitraum vom ersten Auftreten der Konvergenz bis zum ersten Niederschlag gab. Dies ließ sich auch anhand dieser Arbeit bestätigen. Die stärksten Niederschläge am untersuchten Tag fielen in den Vogesen, nachdem etwa zwei Stunden zwischen dem ersten Auftreten der Konvergenz und den ersten Niederschlägen vergangen waren. Die Niederschläge im Nordschwarzwald waren dagegen schwächer und hier lag auch nur etwa eine Stunde zwischen dem ersten Auftreten von Konvergenz und den ersten Niederschlägen in diesem Bereich. In beiden oben genannten Arbeiten wurde festgestellt, dass die Konvergenz die Ursache der hochreichenden Konvektion und nicht eine Auswirkung dieser war. Dies stimmt mit den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit überein.

In Kapitel 2.2.2 wurden die Nachteile der verwendeten Divergenzberechnung erläutert. Es wurde aber auch gezeigt, dass das interpolierte Windfeld gut mit dem gemessenen und erwarteten Horizontalwind übereinstimmt. So kann die Divergenzberechnung im Großen und Ganzen als plausibel angesehen werden, da durch den interpolierten Wind die Windverhältnisse (Über- und Umströmung der Vogesen, Hangaufwinde am Osthang der Vogesen) am untersuchten Tag gut wiedergegeben werden. Allerdings muss bei der Bewertung der Ergebnisse sowohl die Datengrundlage als auch die Methode der Interpolation berücksichtigt werden. Der Wind wurde abhängig vom Betreiber der Station in unterschiedlichen Höhen gemessen (Kap. 4). Es wurde versucht den Einfluss der verschiedenen Messhöhen zu minimieren. Dazu wurde die Windgeschwindigkeit an den Stationen auf eine Höhe von zehn Metern extrapoliert, von denen bekannt war, dass hier der Wind in geringerer Höhe gemessen wurde. Es waren aber nicht die Messhöhen aller Stationen bekannt, so dass es hier durchaus zu Unterschieden in den Windgeschwindigkeiten kommen konnte und diese sich auch in die Berechnung der Divergenz fortsetzten. Wie in Kapitel 2.2.2 erwähnt wurde, konnten bei der Interpolation des Windfeldes in dieser Arbeit die lokalen orographischen Gegebenheiten an den einzelnen Gitterpunkten nicht berücksichtigt werden. Diese Einflüsse der Orographie werden in dem Modell VERA⁸ minimiert. Hierbei wird für jeden Gitterpunkt ein „Fingerabdruck“ erstellt, der die orographischen Eigenschaften an diesem Punkt berücksichtigt. Dieser Fingerabdruck bewirkt beispielsweise, dass an einem Punkt in einem Tal mehr Messstationen in Richtung des Tals als quer dazu berücksichtigt werden (Steinacker et al., 1997). Somit kann bei

⁸Vienna Enhanced Resolution Analysis – Analyse mit erhöhter Auflösung, Modell des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien

der Interpolation von Messwerten der Einfluss der Orographie berücksichtigt werden. In Kapitel 4 wurde aber schon erläutert, dass auch die in dieser Arbeit verwendete Methode der Interpolation des Horizontalwindes plausible Ergebnisse erzeugte.

6 Zusammenfassung

Ziel dieser Arbeit war die Untersuchung der grenschichtinduzierten Auslösung hochreichender Konvektion unter der Berücksichtigung der synoptischen Bedingungen über orographisch gegliedertem Gelände. Insbesondere sollten diese Mechanismen an einem ausgewählten Sommertag in den Mittelgebirgen in Südwestdeutschland und Ostfrankreich untersucht werden.

Für diese Arbeit wurde der 20.06.2007 (IOP 4b) ausgewählt. An diesem Tag trat hochreichende Konvektion auf. Der Einfluss der synoptischen Hebungsprozesse auf die Auslösung war aber gering. Die Datengrundlage für diese Untersuchungen bildeten Daten aus der Messkampagne COPS im Sommer 2007 in Südwestdeutschland und Ostfrankreich, an der das Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe maßgeblich und mit vielen Messsystemen beteiligt war. Weiterhin wurden Daten verschiedener Wetterdienste und anderer Betreiber von Bodenwetterstationen verwendet. Durch COPS war es möglich auf eine umfangreiche Sammlung von Messdaten zurückzugreifen. In dieser Arbeit wurden Messungen an Bodenstationen und von Radiosonden sowie Radar- und Satellitenbilder ausgewertet. Während der Bearbeitung der Daten wurden unterschiedliche Datenformate zusammengefasst und die Messwerte an den Bodenstationen auf ein terrainfolgendes Gitter interpoliert.

Die Entwicklung hochreichender Konvektion am 20.06.2007 wurde zunächst anhand von Satelliten- und Radarbildern analysiert. An diesem Tag entwickelten sich ab dem Mittag sechs Zellen. Jeweils zwei Zellen traten in den Vogesen, im Nordschwarzwald sowie im Südschwarzwald auf. Aufgrund der besseren Verfügbarkeit der Messdaten im Nordschwarzwald und in den Vogesen wurden in dieser Arbeit nur die Zellen in diesen beiden Gebieten untersucht.

Mit Hilfe von Analysekarten des GFS und von Radiosondenaufstiegen wurde die räumliche Verteilung der Konvektionsbedingungen betrachtet. Die Bedingungen für die Entwicklung hochreichender Konvektion waren im Nordwesten des Untersuchungsgebietes ungünstig.

In den südlichen Vogesen waren sie dagegen günstig. Im Nordschwarzwald deuteten die Ergebnisse dieser Untersuchung zunächst mit niedriger CAPE auf schlechte Bedingungen für hochreichende Konvektion hin. Nachdem hier die Luftfeuchtigkeit in der Grenzschicht im Laufe des Nachmittags angestiegen war, konnten aber auch hier hohe CAPE-Werte erreicht werden und so hochreichende Konvektion entstehen.

Weiterhin wurden die möglichen Auslösemechanismen näher untersucht. Die Auslösung von hochreichender Konvektion fand am untersuchten Tag nicht durch Überströmen der Mittelgebirge und damit Erreichen des Hebungskondensationsniveaus statt. Die Auslösetemperatur wurde zwar in beiden Gebieten schon am Vormittag erreicht, da zu diesem Zeitpunkt die CAPE aber noch gering war, trat nur flache Konvektion auf. Es konnte in dieser Arbeit gezeigt werden, dass sich in den Mittelgebirgen im Laufe des Tages gut ausgebildete lokale Windsysteme mit Hang- und Talwinden entwickelten. Sie erzeugten Luftmassenkonvergenz über den Bergrücken und induzierten damit Hebung. Diese Hebung führte zur Auslösung von hochreichender Konvektion über den Mittelgebirgen.

Die räumliche Verteilung und der zeitliche Verlauf der Konvergenz wurden eingehend betrachtet. Es konnte gezeigt werden, dass die Konvergenz des Horizontalwindes vor der ersten Zelle hochreichender Konvektion auftrat und somit die Ursache für die Auslösung der Konvektion und keine Auswirkung dieser war. Konvergenz trat in den Vogesen zwei Stunden und im Nordschwarzwald etwa eine Stunde vor den ersten Niederschlägen auf.

Durch die Ergebnisse dieser Arbeit konnte ein deutlicher Einfluss der Orographie auf die Auslösung hochreichender Konvektion am 20.06.2007 gezeigt werden. An diesem Tag wurde hochreichende Konvektion durch die lokalen Windsysteme ausgelöst.

Um quantitative Aussagen über das Verhältnis von Konvergenz und Konvektion in mitteleuropäischen Mittelgebirgen zu treffen, sind weitere Untersuchungen notwendig. Hierbei sollten verschiedene Wetterlagen analysiert werden. Insbesondere bei der Untersuchung der Divergenz des Horizontalwindes aus Messungen des Bodenwindes sollte sichergestellt werden, dass alle Messwerte vergleichbar sind, so dass es hier nicht zu unbeabsichtigten Effekten durch unterschiedliche Messhöhen kommt. Die verwendete Methode der Interpolation des horizontalen Windfeldes zeigte plausible Ergebnisse. Es wäre aber auch interessant, eine Interpolationsmethode zu verwenden, bei der auch die orographischen Gegebenheiten an den jeweiligen Gitterpunkten berücksichtigt wird. Dies wird beispielsweise durch das Modell VERA (Steinacker et al., 1997) realisiert.

Durch diese Arbeit konnte gezeigt werden, dass die lokalen Windsysteme und die daraus resultierende Konvergenz in Mittelgebirgen ein wichtiger Faktor für die Auslösung hochreichender Konvektion ist. Ein besseres Verständnis dieser Prozesse erlaubt eine präzisere Modellierung von hochreichender Konvektion und damit eine genauere Vorhersage von schweren Gewittern sowie eine Verbesserung der Möglichkeiten der Warnung vor diesen Ereignissen.

A Satelliten- und Radarbilder

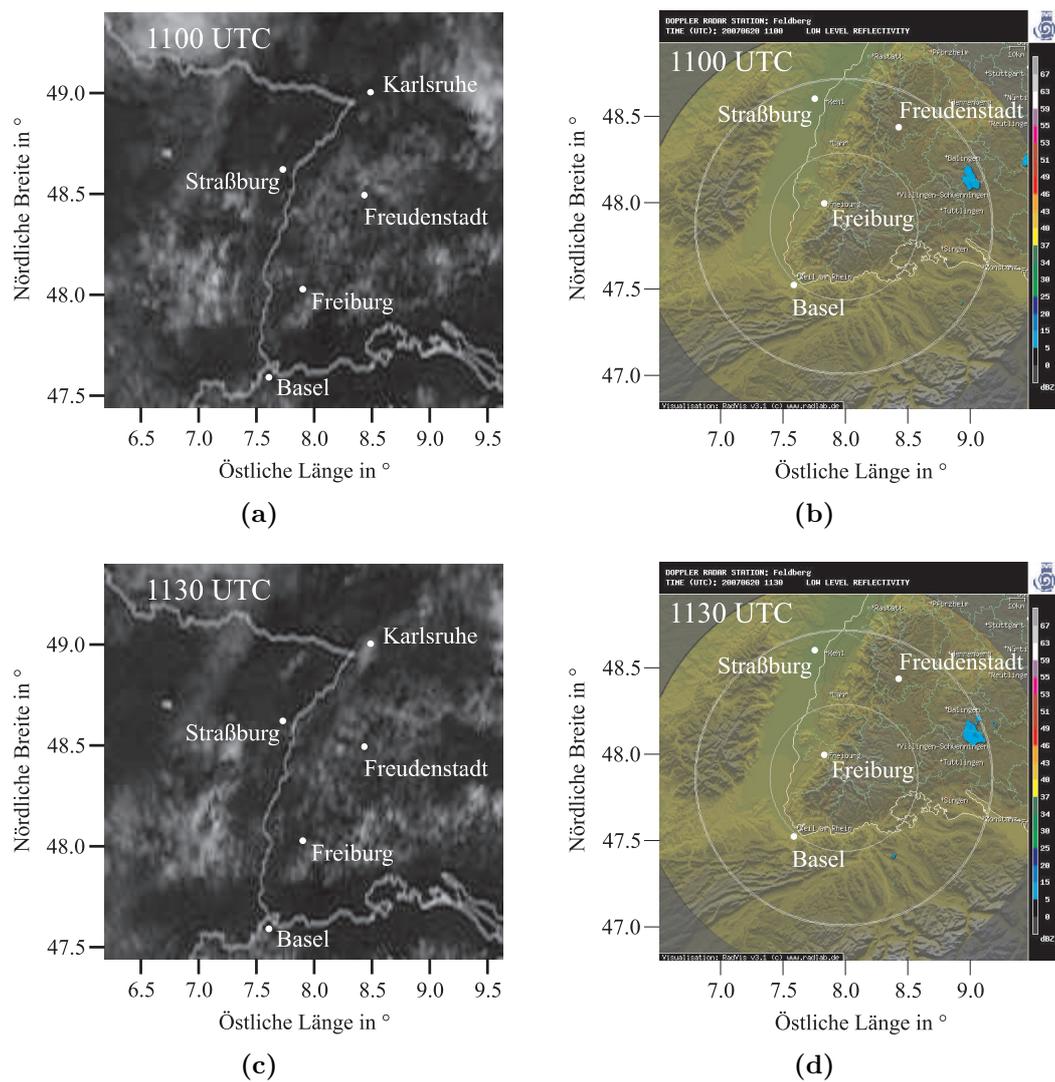
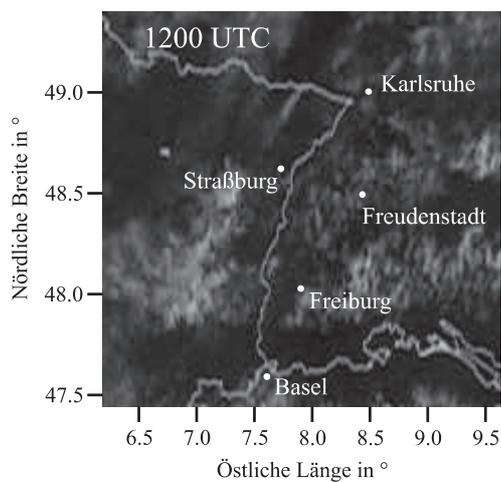
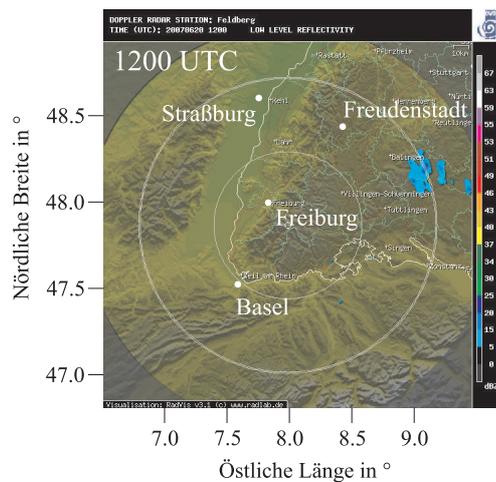


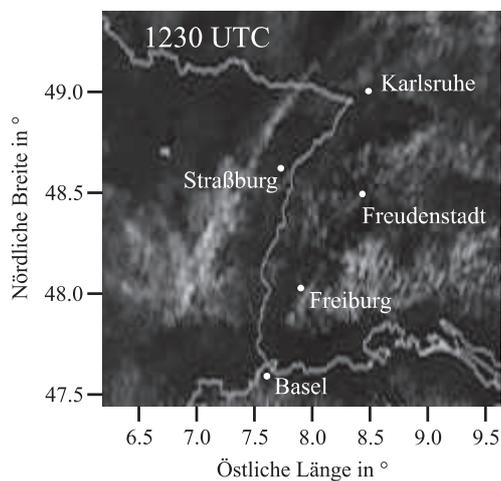
Abbildung A.1: Satelliten- und Radarbilder vom 20.06.2007 von 1100 bis 1130 UTC



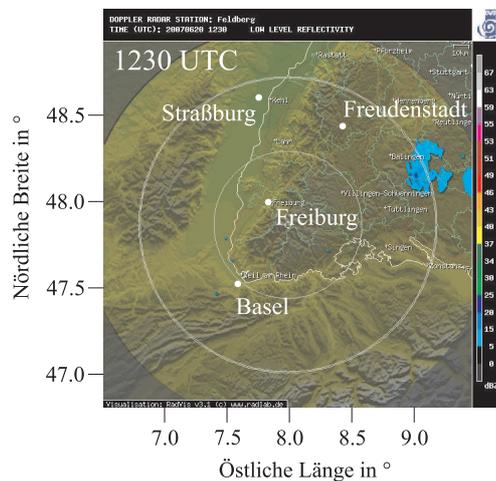
(a)



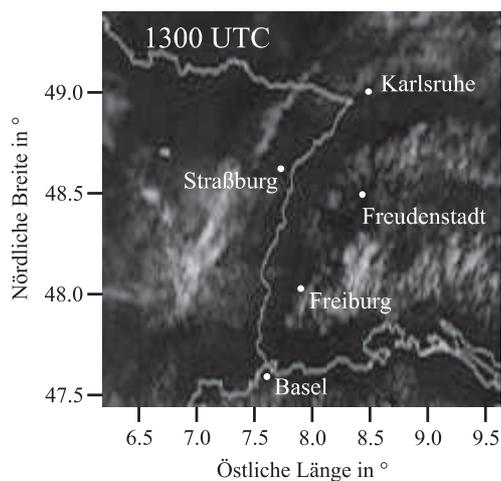
(b)



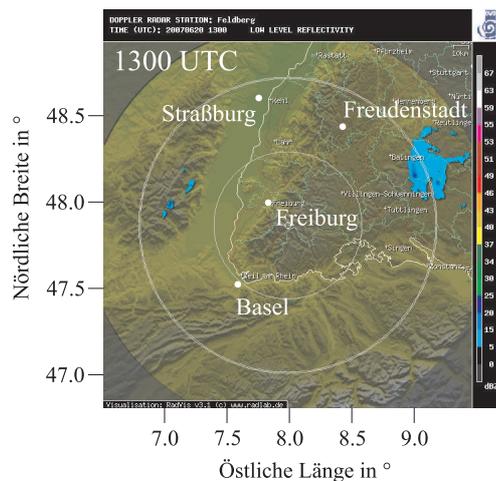
(c)



(d)



(e)



(f)

Abbildung A.2: Satelliten- und Radarbilder vom 20.06.2007 von 1200 bis 1300 UTC

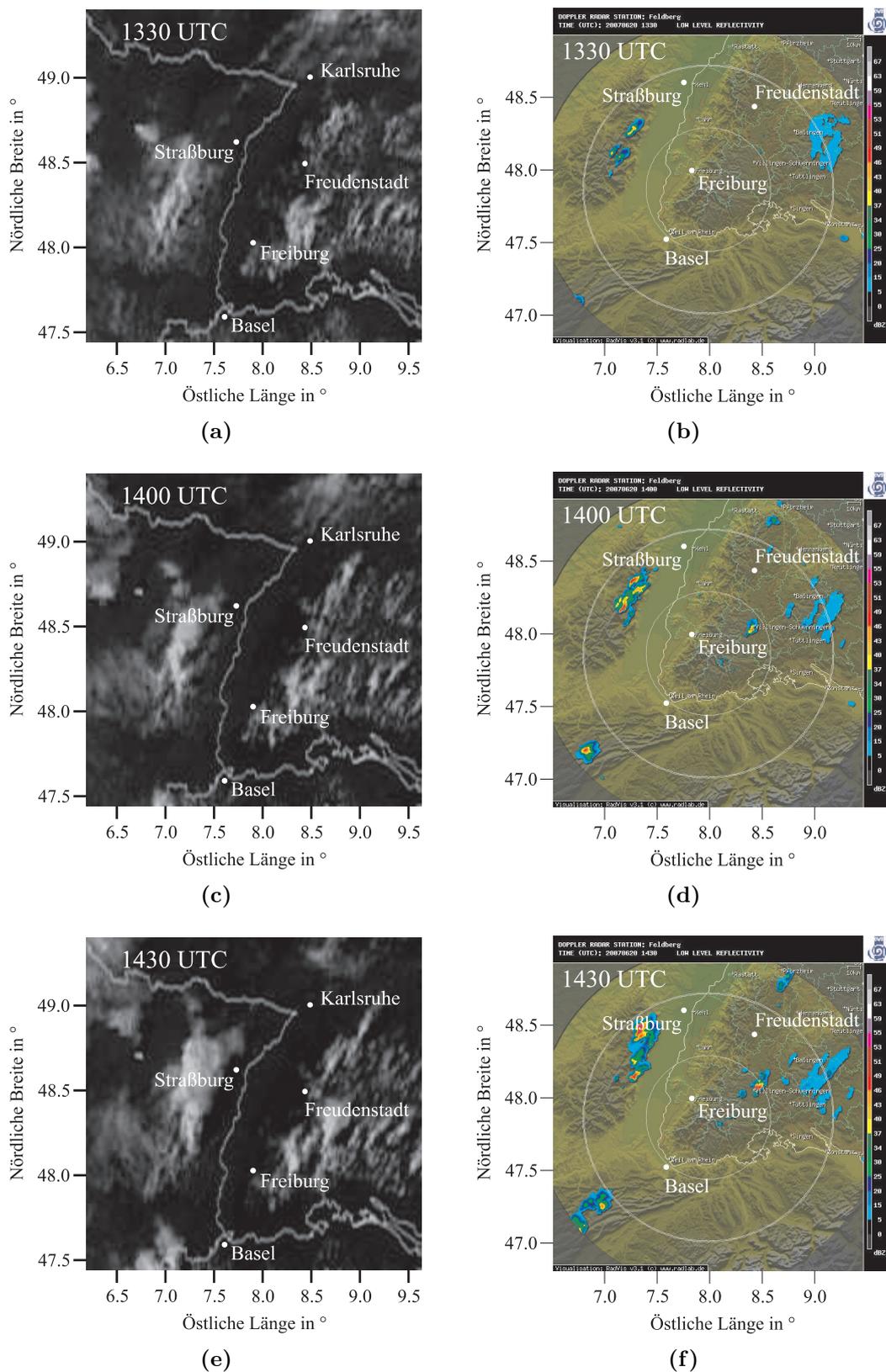


Abbildung A.3: Satelliten- und Radarbilder vom 20.06.2007 von 1330 bis 1430 UTC

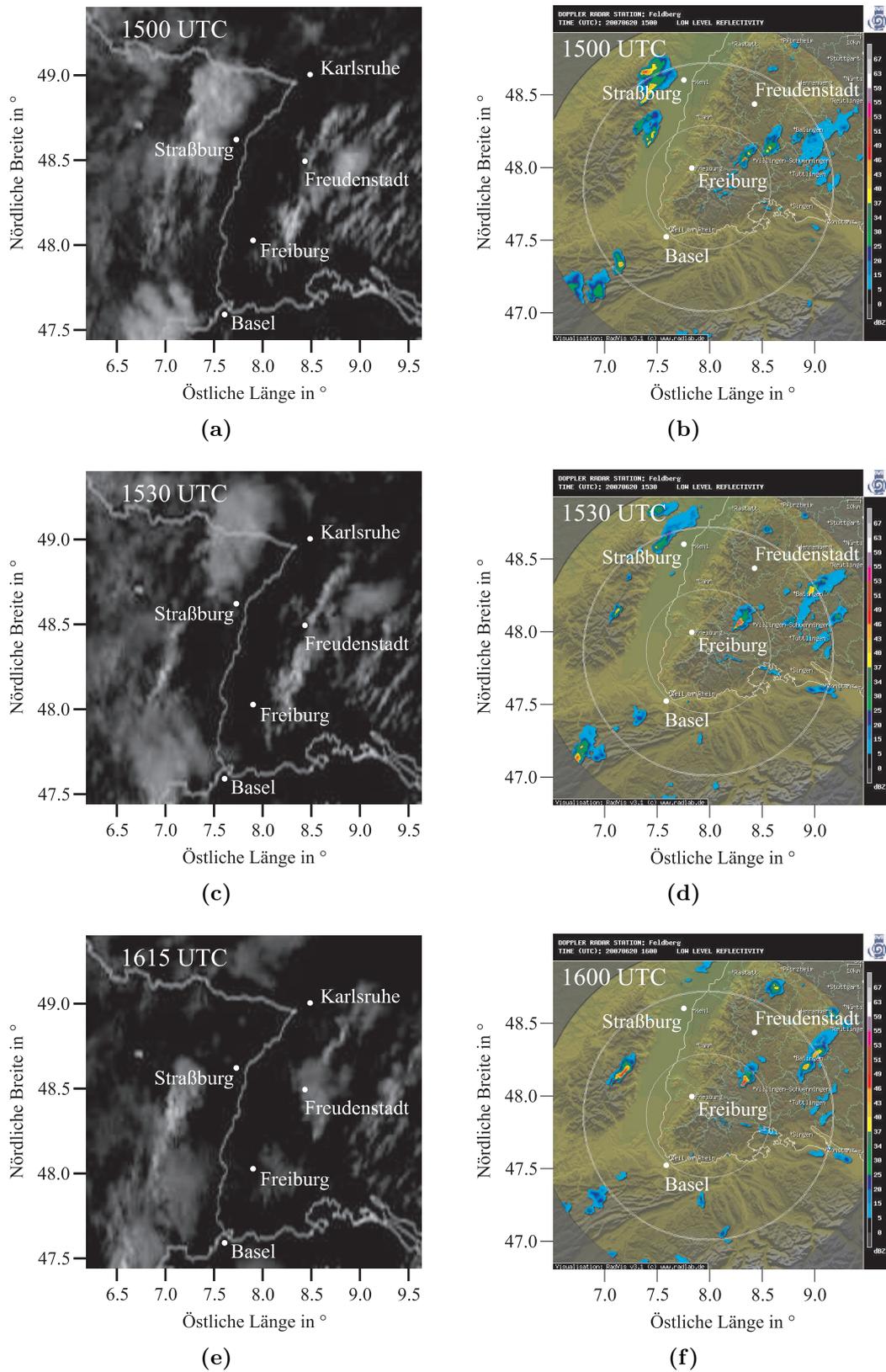


Abbildung A.4: Satelliten- und Radarbilder vom 20.06.2007 von 1500 bis 1600 UTC

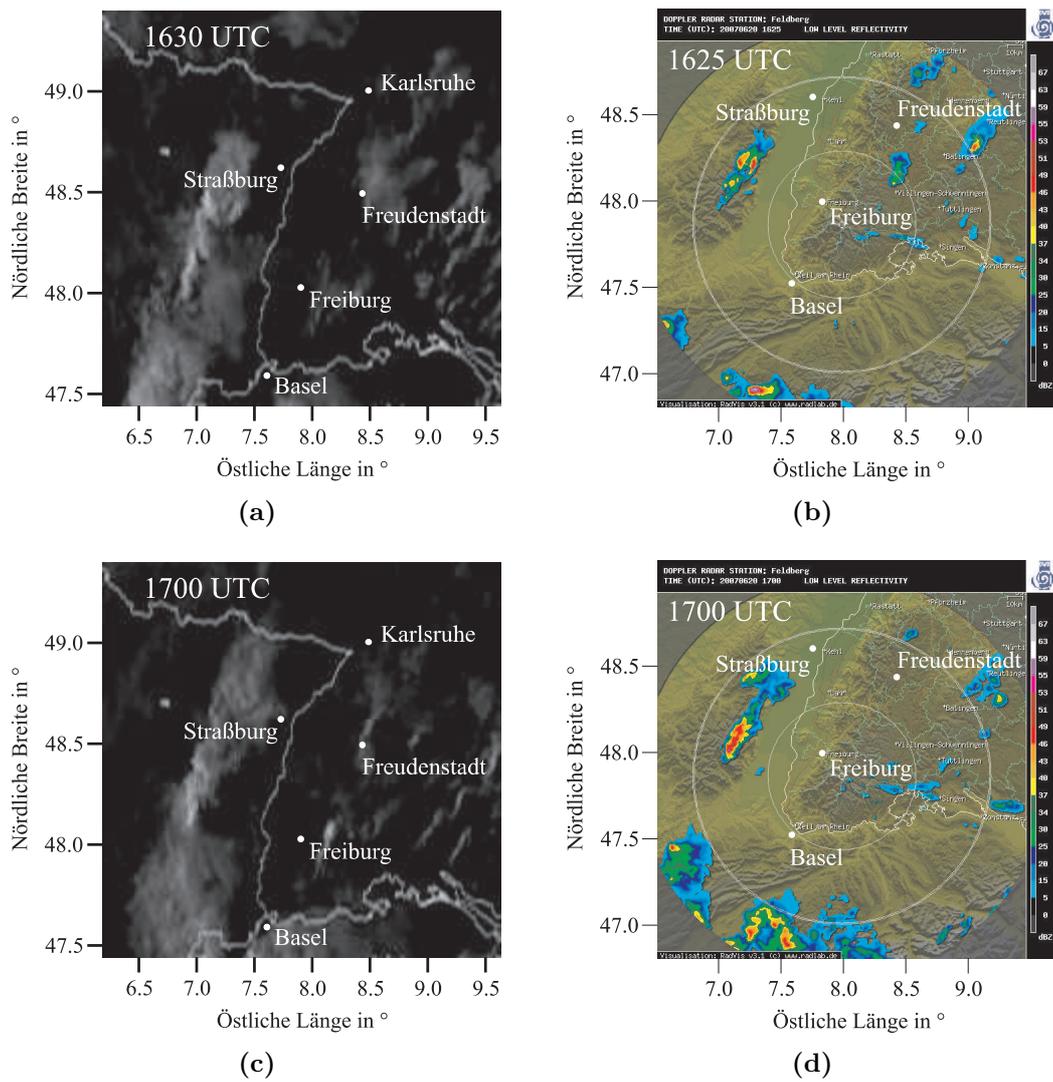


Abbildung A.5: Satelliten- und Radarbilder vom 20.06.2007 von 1630 bis 1700 UTC

B Konvektionsindizes

Tabelle B.1: Konvektionsindizes am 20.06.2007 an der Radiosondenstation Achern

UTC	CAPE (J kg^{-1})	CIN (J kg^{-1})	CAP (K)	T_A ($^{\circ}\text{C}$)	T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$)	KO (K)	LI (K)
0514	n. def	n. def	n. def	32,7	24,1	-3,5	3,6
0807	30	85	2,3	26,9	24,5	-6,5	1,0
1107	69	116	3,0	32,5	27,3	-5,2	0,0
1407	71	136	3,4	31,3	26,6	-4,9	0,0
1744	94	118	3,3	31,3	25,0	-5,4	-1,6
1956	282	n. def	1,9	26,5	23,9	-9,6	-2,3
2257	0	308	4,6	30,3	20,7	-9,1	2,8

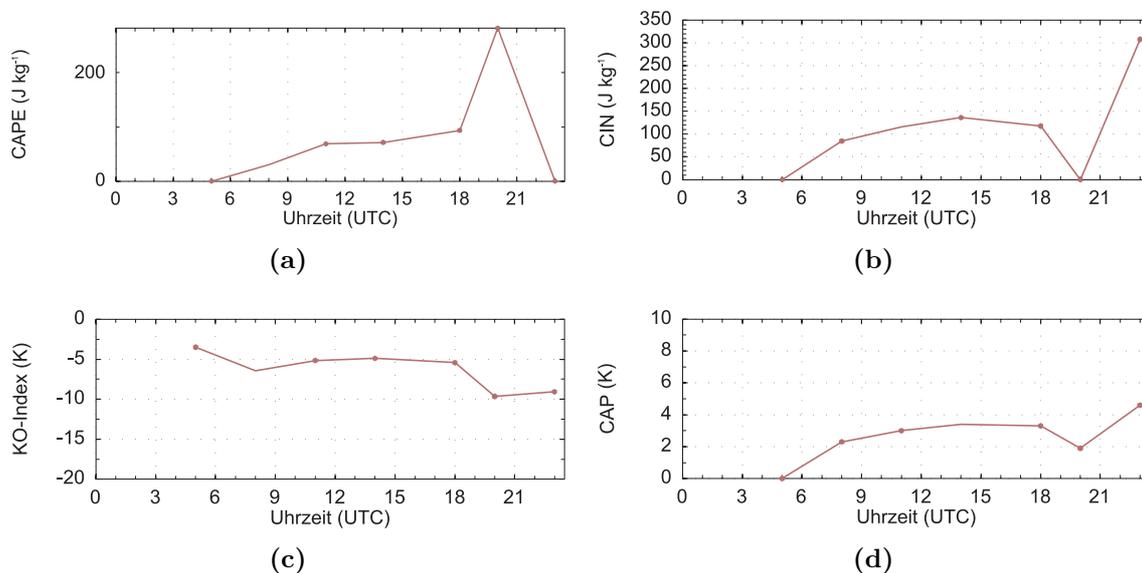


Abbildung B.1: Zeitreihen einzelner Konvektionsindizes aus Tabelle B.1 an der Radiosondenstation Achern. Dargestellt sind CAPE (a), CIN (b), CAP (c) und KO-Index (d)

Tabelle B.2: Konvektionsindizes am 20.06.2007 an der Radiosondenstation Burnhaupt

UTC	CAPE (J kg^{-1})	CIN (J kg^{-1})	CAP (K)	T_A ($^{\circ}\text{C}$)	T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$)	KO (K)	LI (K)
0500	0	n. def	3,5	29,9	19,3	-4,8	0,6
0800	69	124	3,1	25,2	23,7	-5,8	1,2
1100	568	37	1,4	26,9	27,2	-9,2	-1,2
1400	1299	5	0,7	29,2	29,5	-12,6	-3,7
1700	891	n. def	1,3	27,6	25,5	-8,9	-3,4
2000	6	n. def	2,2	27,6	21,0	-7,1	0,0
2300	124	n. def	3,9	28,9	19,0	-6,5	-1,0

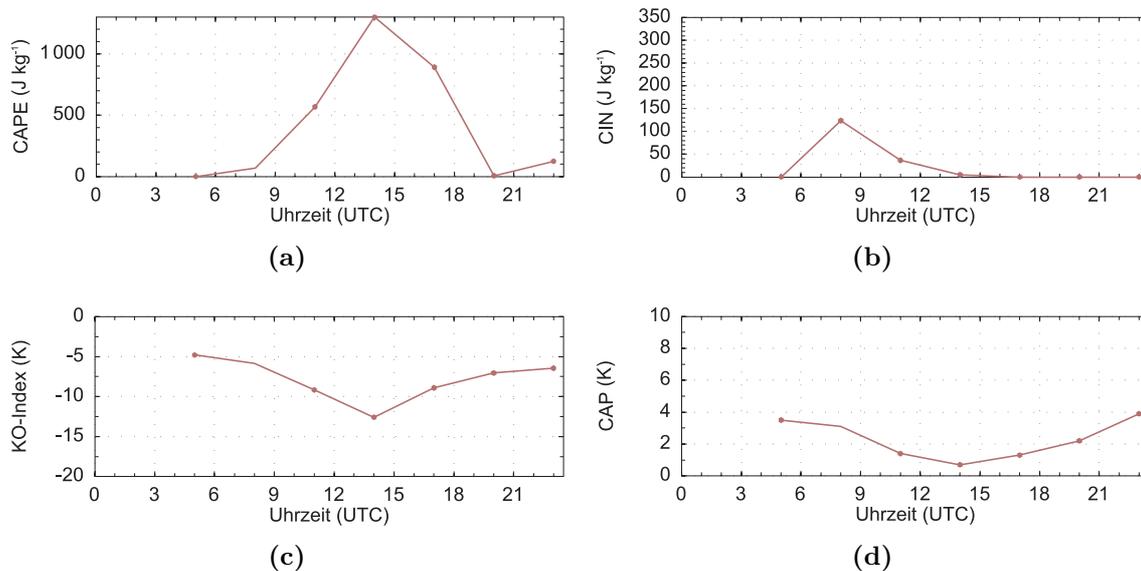
**Abbildung B.2:** Zeitreihen einzelner Konvektionsindizes aus Tabelle B.2 an der Radiosondenstation Burnhaupt. Dargestellt sind CAPE (a), CIN (b), CAP (c) und KO-Index (d)

Tabelle B.3: Konvektionsindizes am 20.06.2007 an der Radiosondenstation Heselbach

UTC	CAPE (J kg^{-1})	CIN (J kg^{-1})	CAP (K)	T_A ($^{\circ}\text{C}$)	T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$)	KO (K)	LI (K)
0525	62	n. def	6,2	29,0	17,9	-5,4	0,6
1130	1	20	1,7	24,5	26,8	-9,9	-1,3
1729	0	n. def	0,8	25,1	24,3	-15,9	-3,7
2331	12	n. def	4,3	26,7	16,2	-4,0	0,6

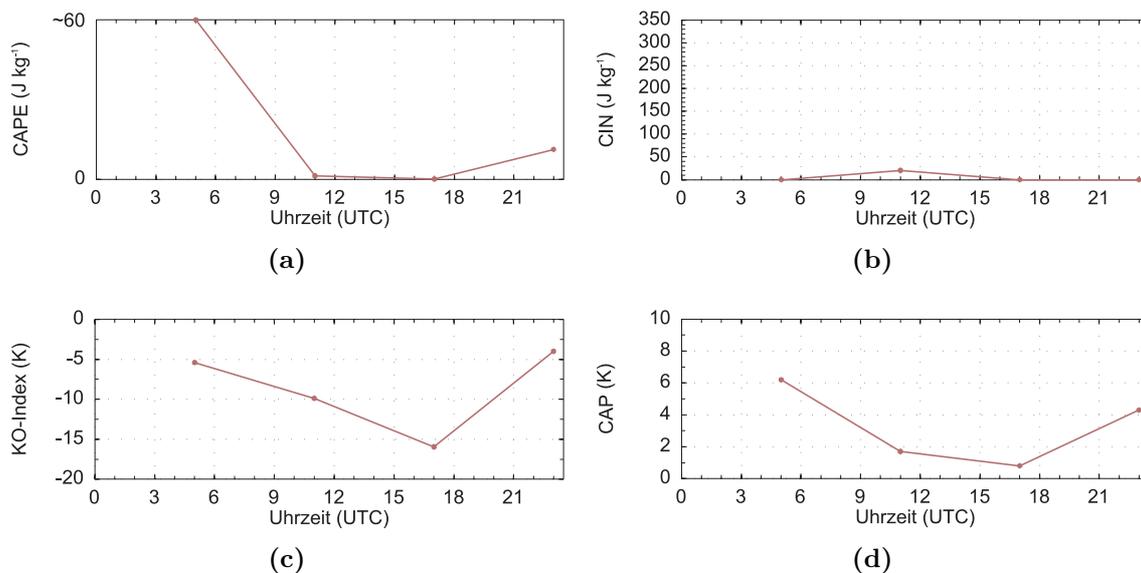
**Abbildung B.3:** Zeitreihen einzelner Konvektionsindizes aus Tabelle B.3 an der Radiosondenstation Heselbach. Dargestellt sind CAPE (a), CIN (b), CAP (c) und KO-Index (d)

Tabelle B.4: Konvektionsindizes am 20.06.2007 an der Radiosondenstation am Forschungszentrum Karlsruhe

UTC	CAPE (J kg^{-1})	CIN (J kg^{-1})	CAP (K)	T_A ($^{\circ}\text{C}$)	T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$)	KO (K)	LI (K)
0500	33	418	7,3	32,2	20,2	-3,9	2,0
0800	97	180	3,9	29,5	24,9	-6,6	0,5
1100	513	76	2,6	n. def	n. def	-2,2	-1,1
1400	452	43	1,4	27,9	28,0	-7,1	-1,4
1700	436	52	2,2	27,6	27,3	-8,1	-1,3
2000	0	n. def	1,4	27,1	22,3	-9,7	-2,6

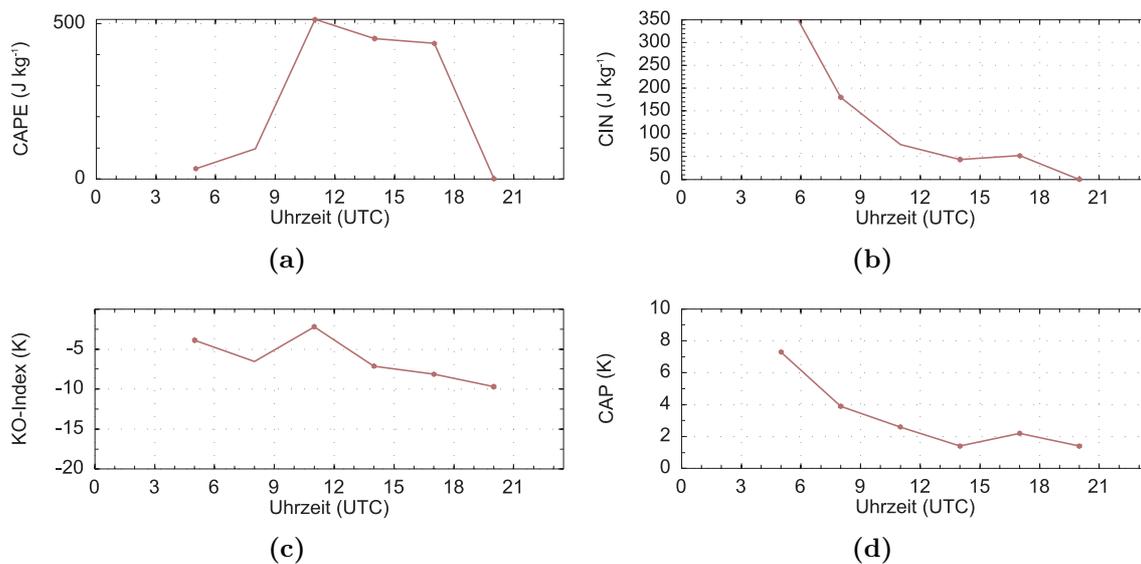


Abbildung B.4: Zeitreihen einzelner Konvektionsindizes aus Tabelle B.4 an der Radiosondenstation am Forschungszentrum Karlsruhe. Dargestellt sind CAPE (a), CIN (b), CAP (c) und KO-Index (d)

C Äquivalentpotenzielle Temperatur

Die äquivalentpotenzielle Temperatur ist die Temperatur, die ein Luftpaket annimmt, wenn es zunächst trockenadiabatisch zum Hebungscondensationsniveau gehoben wird, danach feuchtadiabatisch weiter aufsteigt, bis der gesamte enthaltene Wasserdampf auskondensiert und aus dem Paket ausgefallen ist, und dann wieder auf das Niveau von 1000 hPa absinkt.

Die äquivalentpotenzielle Temperatur ist von der Ausgangstemperatur und von der Luftfeuchtigkeit abhängig. Durch die äquivalentpotenzielle Temperatur ist es möglich verschiedene Luftmassen hinsichtlich ihrer Temperatur und Luftfeuchtigkeit voneinander zu unterscheiden.

Die äquivalentpotenzielle Temperatur kann nach Bolton (1980) berechnet werden durch:

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

Hierbei sind T_K , p und r absolute Temperatur, Druck und Mischungsverhältnis im Ausgangsniveau und T_L ist die absolute Temperatur im Hebungscondensationsniveau.

Literaturverzeichnis

- Andersson, T., M. Andersson, C. Jacobsson und S. Nilsson, 1989. Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern sweden. *Meteorol. Mag.* 118, 141–146.
- Barthlott, C., U. Corsmeier, C. Meißner, F. Braun und C. Kottmeier, 2006. The influence of mesoscale circulation systems on triggering convective cells over complex terrain. *Atmos. Res.* 81, 150–175.
- Beheng, K. D., 2004. *Skript zur Vorlesung Thermodynamik und Statik der Atmosphäre*, 127–131. Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe.
- Bennett, L., K. Browning, A. Blyth, D. Parker und P. Clark, 2006. A review of the initiation of precipitating convection in the United Kingdom. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 132, 1001–1020.
- Blanchard, D. O., 1998. Assessing the vertical distribution of convective available potential energy. *Wea. Forecasting.* 13(3), 870–877.
- Bolton, D., 1980. The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Weather Rev.* 108, 1046 – 1053.
- Browning, K. A., A. M. Blyth, P. A. Clark, U. Corsmeier, C. J. Morcrette, J. L. Agnew, S. P. Ballard, D. Bamber, C. Barthlott, L. J. Bennett, K. M. Beswick, M. Bitter, K. E. Bozier, B. J. Brooks, C. G. Collier, F. Davies, B. Deny, M. A. Dixon, T. Feuerle, R. M. Forbes, C. Gaffard, M. D. Gray, R. Hankers, T. J. Hewison, N. Kalthoff, S. Khodayar, M. Kohler, C. Kottmeier, S. Kraut, M. Kunz, D. N. Ladd, H. W. Lean, J. Lenfant, Z. Li, J. Marsham, J. McGregor, S. D. Mobbs, J. Nicol, E. Norton, D. J. Parker, F. Perry, M. Ramatschi, H. M. A. Ricketts, N. M. Roberts, A. Russell, H. Schulz, E. C. Slack, G. Vaughan, J. Waight, D. P. Wareing, R. J. Watson, A. R. Webb und A. Wieser, 2007. The convective storm initiation project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 88(12), 1939–1955.

- Colby, F. P., 1984. Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME II. *Mon. Weather Rev.* 112(11), 2239–2252.
- COPS, 2008. Website der Messkampagne COPS: <http://www.cops2007.de>. Stand: November 2008.
- Crook, N. A., 1996. Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. *Mon. Weather Rev.* 124(8), 1767–1785.
- Defant, F., 1951. Local winds. In: *Compendium of Meteorology*. AMS, 655–672.
- Doswell, C. A., 1987. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting*. 2(1), 3–16.
- Doswell, C. A. und E. N. Rasmussen, 1994. The effect of neglecting the virtual temperature correction on cape calculations. *Wea. Forecasting*. 9, 625 – 629.
- Eggers, H., 1964. *Schwarzwald und Vogesen*. Westermann, Braunschweig.
- Emanuel, K. A., 1994. *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, New York.
- Foken, T., 2006. *Angewandte Meteorologie* (2., überarb. u. erw. Aufl.). Springer, Berlin.
- Galway, J. G., 1956. The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 37, 528 – 529.
- Johns, R. H. und C. A. Doswell, 1992. Severe local storms forecasting. *Wea. Forecasting*. 7(4), 588–612.
- Knutsvig, R., 2008. Severe Weather Indices, Website: <http://www.geocities.com/weatherguyry/swx2.html>. Stand: Oktober 2008.
- Kottmeier, C. und F. Fiedler, 2006. Vertikaler Austausch über Mittelgebirgen. *Promet* 32, 25–33.
- Kottmeier, C., N. Kalthoff, C. Barthlott, U. Corsmeier, J. V. Baelen, A. Behrendt, R. Behrendt, A. Blyth, R. Coulter, S. Crewell, P. D. Girolamo, M. Dorninger, C. Flamant, T. Foken, M. Hagen, C. Hauck, H. Höller, H. Konow, M. Kunz, H. Mahlke, S. Mobbs, E. Richard, R. Steinacker, T. Weckwerth, A. Wieser und V. Wulfmeyer, 2008. Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during cops. *Meteorol. Z.*, accepted.

- Kunz, M., 2007. The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7, 327–342.
- Kunz, M., C. Hauck und C. Kottmeier, 2004. *Skript zur Vorlesung Meteorologische Naturgefahren*, 61–89. Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe.
- Kunz, M. und C. Kottmeier, 2005. Meteorologische Ereignisse mit großem Schadenpotenzial. In: M. Stock (Hrsg.), *KLARA - Klimawandel, Auswirkungen, Risiken, Anpassung*. Band 99 d. Reihe *PIK-Report*. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung.
- Kurz, M., 1990. *Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst 8, Synoptische Meteorologie*. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main.
- Liljequist, G. H., 1984. *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg, Wiesbaden.
- López, L., E. García-Ortega und J. L. Sánchez, 2007. A short-term forecast model for hail. *Atmos. Res.* 83, 176–184.
- Orlanski, I., 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 56, 527–530.
- Parker, D. J., 2002. The response of CAPE and CIN to tropospheric thermal variations. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 128, 119–130.
- RAOB Handbuch, 2004. *The Complete RAwinsonde OBservational Program. User Guide & Technical Manual, Version 5.6*. Environmental Research Services, LLC.
- Rinehart, R. E., 1991. *Radar for Meteorologists*. University of North Dakota, Grand Forks.
- Schaaf, C. B., J. Wurman und R. M. Banta, 1988. Thunderstorm-Producing terrain features. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 69, 272–277.
- Sekhon, R. S. und R. C. Srivastava, 1971, Sep.. Doppler radar observations of drop-size distributions in a thunderstorm. *Journal of the Atmospheric Sciences* 28(6), 983–994.
- Smolarkiewicz, P. K. und R. Rotunno, 1989. Low froude number flow past three-dimensional obstacles. part i: Baroclinically generated lee vortices. *Journal of Atmospheric Sciences* 46, 1154–1164.

- Steinacker, R., W. Pöttschacher und M. Dorninger, 1997. Enhanced resolution analysis of the atmosphere over the alps using fingerprint technique. *Annalen der Meteorologie* 35, 235–237.
- Stieghorst, M. und T. Kaiser, 2003. *Die Vogesen*. G. Braun Buchverlag, Karlsruhe.
- Stull, R. B., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers.
- Ulanski, S. L. und M. Garstang, 1978. The Role of Surface Divergence and Vorticity in the Life Cycle of Convective Rainfall. Part I: Observation and Analysis. *J. Atmos. Sci.* 35(6), 1047–1062.
- Völmel, H., H. Selkirk, L. Miloshevich, J. Valverde-Canossa, J. Valdés, E. Kyrö, R. Kivi, W. Stolz, G. Peng und J. A. Dias, 2007. Radiation dry bias of the Vaisala RS92 humidity sensor. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 24, 953–963.
- Watson, A. I. und D. O. Blanchard, 1984. The relationship between total area divergence and convective precipitation in south florida. *Mon. Weather Rev.* 112(4), 673–685.
- Weckwerth, T., D. Parsons, S. Koch, J. Moore, M. LeMone, B. Demoz, C. Flamant, B. Geerts, J. Wang und W. Feltz, 2004. An overview of the international H₂O Project (IHOP_2002) and some preliminary highlights. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 85, 253–277.
- Weckwerth, T. M., 2000. The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation. *Mon. Weather Rev.* 128(12), p4017 – 4030.
- Whiteman, C. D., 2000. *Mountain meteorology*. Oxford Univ. Press, New York.
- Wilson, J. W., N. A. Crook, C. K. Mueller, J. Sun und M. Dixon, 1998. Nowcasting thunderstorms: A status report. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79(10), 2079–2099.
- Wulfmeyer, V., A. Behrendt, G. Adrian, D. Althausen, F. Aoshima, J. van Baelen, C. Barthlott, H.-S. Bauer, A. Blyth, C. Brandau, U. Corsmeier, G. Craig, S. Crewell, G. Dick, M. Dorninger, Y. Dufournet, G. Ehret, R. E. C. Flamant, T. Foken, C. Hauck, P. D. Girolamo, H. Graßl, M. Grzeschik, J. Handwerker, M. Hagen, R. M. Hardesty, C. Hauck, W. Junkermann, N. Kalthoff, C. Kiemle, C. Kottmeier, L. Krauss, C. Long, J. Lelieveld, F. Madonna, M. Miller, S. Mobbs, B. Neininger, S. Pal, G. Peters, M. Radlach, E. Richard, M. Rotach, H. Russchenberg,

- P. Schlüssel, U. Schumann, C. Simmer, R. Steinacker, D. Turner, S. Vogt, H. Volkert, T. Weckwerth, H. Wernli, A. Wieser und C. Wunrau, 2007. Convective and Orographically-induced Precipitation Study - COPS Field Report 2.1. <https://www.uni-hohenheim.de/cops/documents/COPSFeldReport2.pdf>.
- Wulfmeyer, V., A. Behrendt, H.-S. Bauer, C. Kottmeier, U. Corsmeier, A. Blyth, G. Craig, U. Schuhmann, M. Hagen, S. Crewell, P. D. Girolamo, C. Flamant, M. Miller, A. Montani, S. Mobbs, E. Richard, M. W. Rotach, M. Arpagaus, H. Russchenberg, P. Schlüssel, M. König, V. G. R. Steinacker, M. Dorninger, D. D. Turner, T. Weckwerth, A. Hense und C. Simmer, 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. Am. Meteorol. Soc.* DOI: 10.1175/2008BAMS2367.1.

Danksagung

Mein Dank gilt allen, die zum Gelingen meines Studiums und dieser Diplomarbeit beigetragen haben.

Insbesondere danke ich Prof. Dr. Christoph Kottmeier für die Übernahme des Referats und für die Möglichkeit diese interessante Thema zu bearbeiten. Frau Prof. Dr. Sarah Jones danke ich für die Übernahme des Koreferats.

Dr. Norbert Kalthoff danke ich für die Betreuung und viele anregende Diskussionen. Ebenso danke ich Dr. Christian Barthlott für die umfangreiche Hilfe bei allen Kyss-Problemen, bei der Datenbeschaffung und allen sonstigen Fragen.

Rainer Behrendt und Holger Mahlke danke ich für die Bereitstellung der Wetterkarten. Ein weiteres Dankeschön geht an Bianca Adler, für gute und vergnügliche Zusammenarbeit.

Ganz besonders möchte ich auch meiner Familie danken:

Danke an meinen Papa,

an Mama, für die bedingungslose Unterstützung während meines Studiums,

meinem Lieblingsbruder Hanno, der auch zu meinem besten Freund geworden ist und Frank, der mich in allen Höhen und Tiefen und auf allen Abenteuern dieses Studiums begleitet hat: „Schön, dass es dich gibt!“

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

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

Karlsruhe, den 19. November 2008