

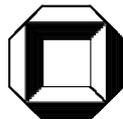
VARIABILITÄT DER KONVEKTIONSBEDINGUNGEN  
ABGELEITET AUS ZEITLICH UND RÄUMLICH  
HOCHAUFGELÖSTEN VERTIKALPROFILIEN

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

Elisabeth Martha Brunnbauer

Oktober 2007



Institut für Meteorologie und Klimaforschung  
Universität Karlsruhe (TH) / Forschungszentrum Karlsruhe

Referent: Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Korreferentin: Prof. Dr. Sarah Jones



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Theoretische Grundlagen</b>	<b>4</b>
2.1	Allgemeines zur Konvektion . . . . .	4
2.2	Hochreichende Konvektion . . . . .	6
2.3	Stabilität . . . . .	9
2.4	Thermodynamische Diagrammpapiere . . . . .	17
<b>3</b>	<b>Gewitterindizes</b>	<b>18</b>
<b>4</b>	<b>Verwendete Messdaten</b>	<b>25</b>
4.1	Convective Storm Initiation Project (CSIP) . . . . .	25
4.2	Messdaten . . . . .	28
<b>5</b>	<b>Auswertung: Zeitliche und räumliche Variabilität der Konvektionsbedingungen</b>	<b>34</b>
5.1	4. Juli 2005: Hochreichende Konvektion . . . . .	34
5.1.1	Synoptische Lage am 4. Juli 2005 . . . . .	34
5.1.2	Zeitliche und räumliche Variabilität der Konvektionsindizes am 4. Juli 2005 . . . . .	36
5.2	7. Juli 2005: Mittelhohe Konvektion . . . . .	59
5.2.1	Synoptische Lage am 7. Juli 2005 . . . . .	59
5.2.2	Zeitliche und räumliche Variabilität der Konvektionsindizes am 7. Juli 2005 . . . . .	62
5.3	10. und 11. Juli 2005: Flache Konvektion . . . . .	78
5.3.1	Synoptische Lage am 10. und 11. Juli 2005 . . . . .	78
5.3.2	Zeitliche und räumliche Variabilität der Konvektionsindizes am 10. und 11. Juli 2005 . . . . .	80

<b>6 Diskussion und Bewertung</b>	<b>84</b>
<b>7 Zusammenfassung</b>	<b>90</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>97</b>

# Kapitel 1

## Einleitung

Ein Mechanismus zum Transport von thermischer Energie in der Atmosphäre ist die Konvektion. Impuls, Feuchte und Spurenstoffe werden durch hochreichende Konvektion in der Atmosphäre umverteilt und gelangen dabei sogar bis in die obere Troposphäre. Weltweit tragen konvektive Niederschläge zu rund 70% des Gesamtniederschlags bei (Corsmeier, 2004). Konvektion hat großen Einfluss auf den Wasserkreislauf.

Hochreichende Konvektion ist für die Entstehung von Schauern und Gewittern verantwortlich, die unter anderem Sturmböen und Niederschläge hoher Intensität zur Folge haben können, welche wiederum häufig Überflutung oder Erdbeben nach sich ziehen.

In den vergangenen Jahren kam es in Deutschland durch Unwetter zu Starkregen und Hagelschlag. Beispielsweise entstanden im Juni 2006 in Baden-Württemberg und Teilen Österreichs innerhalb von lediglich zwei Tagen Schäden in einer Höhe von rund 600 Millionen Euro (MünchenerRück, 2006).

Unwetter führen aber nicht nur zu enormen Schäden, sondern fordern auch Menschenleben. So kamen im Juli 2005 bei einem dreitägigen Unwetter in Mitteleuropa neun Menschen ums Leben (MünchenerRück, 2005).

Um Schäden aufgrund konvektiver Ereignisse zu vermeiden oder wenigstens möglichst gering zu halten, ist die Vorhersage der Konvektion von äußerster Wichtigkeit und stellt eine große Herausforderung für die Meteorologie dar. So können Kenntnisse über den Ort und den Zeitpunkt des Auftretens sowie der Stärke der Konvektion einen entscheidenden Beitrag zur Schadensminimierung liefern.

Aus meteorologischer Sicht ist von Interesse, was die Bedingungen für die Entstehung hochreichender Konvektionen sind, wie stark der Einfluss der beteiligten Prozesse an der Konvektionsentstehung und was die Ursache für das Eintreten eines konvektiven Ereignisses ist. Bisher noch wenig verstanden ist, was letztendlich bei der Auslösung bzw. Nichtauslösung

von Konvektion die entscheidende Rolle spielt.

Im Sommer 2005 fand in Südengland eine große Messkampagne, das sogenannte Convective Storm Initiation Project (CSIP), statt, bei der die Mechanismen, welche zur Auslösung hochreichender Konvektion führen, untersucht werden sollten.

Operationell durchgeführte Radiosondenaufstiege weisen eine geringe räumliche und zeitliche Auflösung auf. Daher ist es für die Vorhersage wichtig, wie repräsentativ eine Messung für ein bestimmtes Gebiet und einen bestimmten Zeitraum ist.

Im Rahmen des Messprogramms wurden unter anderem zahlreiche Radiosondenaufstiege innerhalb eines Tages an verschiedenen Orten gestartet. Dies eröffnet die Möglichkeit aus den gemessenen Größen die zeitliche und räumliche Entwicklung der Konvektion im Untersuchungsgebiet zu analysieren. Darüber hinaus liegen aus Flugzeugmessungen zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Vertikalprofile der unteren Atmosphärenschichten vor, mit deren Hilfe man ebenfalls die zeitliche Entwicklung der atmosphärischen Stabilität verfolgen kann, um so eine Aussage über die Konvektionsbedingungen ableiten zu können.

In dieser Arbeit soll die zeitliche und räumliche Variabilität der Konvektionsbedingungen an vier ausgewählten Tagen innerhalb der CSIP-Messkampagne unter Verwendung verschiedener Stabilitätsmaße untersucht werden. Aus Vertikalprofilen werden Konvektionsindizes abgeleitet, mit deren Hilfe die Möglichkeit für das Auftreten von Gewittern abgeschätzt werden soll. Die verschiedenen Indizes können auf günstigere oder weniger günstige Bedingungen für hochreichende Konvektion hindeuten und werden deshalb zur Untersuchung der Variabilität herangezogen.

Bei der Analyse der Konvektionsbedingungen sind verschiedene Aspekte von Bedeutung. Es soll geklärt werden, welche Indizes für die Vorhersage hochreichender Konvektion besser oder schlechter geeignet sind und wie stark die Indizes zeitlich und räumlich schwanken und was die Gründe hierfür sind. Zu klärende Fragen sind: Wie stark sind die räumlichen Schwankungen der Konvektionsbedingungen innerhalb eines mesoskaligen Gebietes? Wie stark ist die zeitliche Variabilität? Was sind die Gründe für die Variabilität? Kommt es in Gebieten mit günstigeren Bedingungen auch zur Auslösung hochreichender Konvektion? Was ist dabei für die Auslösung entscheidend?

Im zweiten Kapitel dieser Arbeit werden die theoretischen Grundlagen, die zum Verständnis von Konvektion und zur Analyse der Konvektionsbedingungen notwendig sind, erläutert. Die verwendeten Konvektionsindizes werden im dritten Kapitel vorgestellt. Im vierten Kapitel werden die verwendeten Messdaten beschrieben. Danach erfolgt im fünften Kapitel die Analyse der Konvektionsbedingungen an vier verschiedenen Tagen, wobei jeder Tag einzeln betrachtet wird. Zwei der vier Tage folgen zeitlich direkt aufeinander und werden zusammen behandelt. Im sechsten Kapitel werden die Konvektionsbedingungen der zuvor untersuchten

Tage gegenübergestellt. Die Zusammenfassung der Ergebnisse erfolgt im siebten und letzten Kapitel.

# Kapitel 2

## Theoretische Grundlagen

### 2.1 Allgemeines zur Konvektion

Kommt es in einem Fluid zu einer Bewegung, die durch Unterschiede in der Dichte hervorgerufen wird und ist gleichzeitig ein Gravitationsfeld vorhanden, so wird die Bewegung als konvektiv bezeichnet (Emanuel, 1994). In der Meteorologie spricht man von Konvektion, wenn eine thermisch direkte Zirkulation innerhalb eines lokal begrenzten Bereichs in der Atmosphäre gegen die Gravitation stattfindet. Eine Ausnahme stellt die sogenannte „slantwise convection“ dar, bei welcher zusätzlich der Einfluss der Zentrifugalkraft berücksichtigt wird (Emanuel, 1994). Dieser Spezialfall soll hier außen vorgelassen werden.

Einen großen Fortschritt machte die Erforschung von Konvektion durch die experimentelle Arbeit von Bernard und die theoretische Analyse durch Lord Rayleigh am Anfang des zwanzigsten Jahrhunderts. Es wurde die Konvektionsentwicklung zwischen zwei horizontal und parallel gelegten Platten untersucht. Dabei wurde die untere Platte auf einer höheren Temperatur gehalten. War der Temperaturgradient zwischen den Platten gering, wurde Wärme von der unteren zur oberen Platte durch molekulare Diffusion übertragen. Erreichte die Temperaturdifferenz eine kritische Höhe (durch Rayleighzahl beschrieben), setzte Konvektion in Form von sogenannten „Rollen“ ein.

Ähnliche Strukturen können auch in der atmosphärischen Grenzschicht beobachtet werden. In der Regel ist Konvektion mit Turbulenz verbunden. Zur Beschreibung, dieser im Allgemeinen nichtlinearen Effekte, bedient man sich gerne der Dimensionsanalyse (Emanuel, 1997).

Die in der Atmosphäre stattfindende Konvektion ohne einhergehende Sättigung der Luft wird als trockene Konvektion bezeichnet. Kommt es jedoch durch Konvektion zur Wolkenbildung, so wird zwischen flacher und hochreichender Konvektion unterschieden. Bei flacher

Konvektion sind Schönwetterwolken mit geringer vertikaler Erstreckung beobachtbar. Starke Sonneneinstrahlung, wie sie in den Sommermonaten häufig gegeben ist, kann in den Nachmittags- und Abendstunden zur Bildung hochreichender konvektiver Wolken führen, welche mehrere Kilometer in die Höhe reichen. Im Unterschied zu flacher Konvektion treten bei hochreichender Konvektion starke Aufwärtsbewegungen der Luft auf, die durch das Freiwerden latenter Wärme hervorgerufen werden. Konvektion wirkt als eine natürliche Wärmemaschine, da sie Wärme in mechanische Energie umwandelt (Renno und Ingersoll, 1996). Tropische Stürme werden zum Teil durch hochreichende Konvektion angetrieben (Fritsch und Chappell, 1980). Oft kondensiert dabei eine erhebliche Menge an Wasser und es kommt zu Niederschlägen von enormer Intensität (Houze, 1993).

Bei der Entstehung konvektiver Wolken werden den Eigenschaften des Bodens, der Vegetation und der Orographie eine entscheidende Rolle eingeräumt (Orville, 1965), da sie zu horizontalen Gradienten (zum Beispiel der Feuchte) führen können. Geringe Änderungen von Temperatur und Feuchte ( $1 \text{ K}$ ,  $1 \text{ g kg}^{-1}$ ) können darüber entscheiden, ob es verstärkt zu Konvektion kommt oder ob sie ganz ausbleibt (Crook, 1996).

## 2.2 Hochreichende Konvektion

Für die Entstehung hochreichende Konvektion, müssen drei Bedingungen erfüllt sein (McNulty, 1995; Doswell, 1987; Johns und Doswell, 1992):

- instabile atmosphärische Schichtung,
- hoher Feuchtegehalt über eine hinreichende Schicht in den unteren Höhen,
- Triggermechanismus für die Auslösung der Konvektion.

Ist die Schichtung oberhalb des Niveaus der freien Konvektion instabil, kann diese durch einen Hebungsmechanismus ausgelöst werden. Wird ein Luftpaket auf das Niveau der freien Konvektion gebracht, so kann es dadurch weiter aufsteigen. Der Auftrieb ist umso größer, je höher die Feuchte und somit die freiwerdende latente Wärme ist. Ist die Umgebungsluft dabei gesättigt, fällt durch das Einmischen trockener Luft in den Auftriebsstrom der die Konvektion bremsende Effekt weg und ermöglicht so das Aufsteigen bis in größere Höhen (Kurz, 1990). Aber nicht immer geht die Hebung von den bodennahen Schichten aus. Bei einer vorhandenen starken Inversion im Übergangsbereich der unteren zur mittleren Troposphäre kann sogenannte abgehobene Konvektion (elevated convection) oberhalb der Grenzschicht entstehen. Sie wird häufig in Zusammenhang mit einer Front mit geringem Neigungswinkel beobachtet. Die obere und untere Schicht sind in diesem Fall entkoppelt. Es werden dabei in der Regel Warmluftadvektion in der mittleren Troposphäre und erhöhte Windscherungen beobachtet (Colman, 1990a,b).

Bei der Konvektionsentstehung spielen sowohl großräumige als auch mesoskalige Hebungsmechanismen und deren Wechselwirkungen eine Rolle (McNulty, 1995). Studien (McNulty, 1978; Maddox, 1983) deuten darauf hin, dass großräumige Hebung bei aufgetretenen Stürmen fast immer vorhanden war. Zu mesoskaligen Mechanismen zählen unter anderem:

- Frontalzonen mit horizontaler Konvergenz und zyklonaler Windscherung,
- unterschiedlich stark erwärmte Luftschichten (z.B. Land-Seewind-Zirkulation),
- Einfluss der Orographie (erzwungene Hebung, Konvergenz im Windfeld).

Auf der synoptischen Skala gibt die sogenannte Omega-Gleichung Auskunft über die Verteilung der großräumigen Vertikalbewegungen (Kurz, 1990). Geht man von einem „quasi-geostrophischen System“ aus, in dem in der Vertikalen hydrostatisches Gleichgewicht herrscht,

das bei allen weiteren Feldveränderungen erhalten bleibt, und dass sich das Druck- und Vorticityfeld im geostrophischen Gleichgewicht befindet, so lautet die Omega-Gleichung:

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

$\omega$  ist die Vertikalgeschwindigkeit im p-System (der Druck  $p$  ist die Vertikalkoordinate). Für sie gilt:  $\omega \approx -g\varrho w$ .  $g$  ist die Schwerebeschleunigung,  $w$  ist die Vertikalgeschwindigkeit im kartesischen Koordinatensystem tangential zur Erdoberfläche.  $\varrho$  ist die Dichte der Luft.  $T$  ist die Temperatur,  $\vec{v}_g$  der geostrophische Wind,  $R_d$  die ideale Gaskonstante trockener Luft,  $H$  die spezifische Änderung der Wärmemenge aufgrund diabatischer Prozesse,  $f$  der Coriolisparameter,  $f_0$  der konstante Coriolisparameter,  $c_p$  die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck,  $\zeta_g$  die relative geostrophische Vorticity.  $\sigma \equiv -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \theta}{\partial p}$  ist ein Parameter für die statische Stabilität und wird als positiv vorausgesetzt.  $\theta$  ist die potentielle Temperatur. Nimmt man eine sinusförmige Verteilung von  $\omega$  im Raum an und geht davon aus, dass die Vertikalgeschwindigkeit am oberen und unteren Rand der Atmosphäre verschwindet, ist die linke Seite der Gleichung (2.1) proportional zu  $-\omega$  und damit direkt proportional zur Vertikalgeschwindigkeit  $w$ . Ihre Verteilung wird durch die drei Antriebsterme auf der rechten Seite bestimmt. Der erste Term ist die vertikale Variation der Vorticityadvektion. Der zweite Term ist der Laplace der Temperaturadvektion und der dritte Term der Laplace diabatischer Wärmeübergänge. Hebung ist zu erwarten im Bereich:

- aufwärts zunehmender positiver Vorticityadvektion  
(aufwärts abnehmender negativer Vorticityadvektion)
- der relativ stärksten Warmluftadvektion  
(der relativ schwächsten Kaltluftadvektion)
- der relativ größten diabatischen Wärmezufuhr  
(des relativ schwächsten Wärmeentzugs)

Der Betrag der Vertikalgeschwindigkeit ist von der statischen Stabilität abhängig. Je geringer die Stabilität ist, desto höher ist die Vertikalgeschwindigkeit bei gleichbleibendem Antrieb. Sowohl die mesoskalige als auch die synoptische Hebung kann Konvektion auslösen. Findet sich zum Beispiel in Bodennähe eine Konvergenzzone und existiert keine Inversion, so kann bei Abschwächung einer vorhandenen horizontalen Höhenströmung oberhalb der Konvergenzzone die erzwungene Hebung bis in größere Höhen erfolgen und somit zu hochreichender Konvektion mit Wolkenbildung und Niederschlag führen. Eine starke Höhenströmung hingegen ist in der Lage, hochreichende Konvektion zu verhindern (Crook und Klemp, 2000).

Hochreichende Konvektionen kann sich auch bei Wetterlagen mit schwachem, großräumigen Absinken entwickeln. Das Absinken wird dann durch starke bodennahe Konvergenz und hohe Instabilität ausgeglichen bzw. übertroffen (Wilson und Mueller, 1993).

Ist eine Inversion in der Höhe vorhanden, so kann die Hebung dazu führen, den negativen Auftrieb zu überwinden und die hochreichende Konvektion zu initiieren. Dies kann zum Beispiel an einer Seewindfront oder bei freier Konvektion, durch starke Erwärmung des Untergrundes, der Fall sein. Die Identifikation der bodennahen Hebungsmechanismen kann daher für die Vorhersage von Gewittern entscheidend sein (Mueller et al., 1993).

## 2.3 Stabilität

Untersucht man die Bedingungen für Konvektion und will man diese vorhersagen, so ist es ausgehend von einem anfänglich gegebenen Zustand der Atmosphäre von Interesse, wie sich dieser im weiteren zeitlichen Verlauf entwickeln wird, ob er aufrecht erhalten bleibt oder sich ändert. Dazu betrachtet man die Stabilität.

Bei einer Stabilitätsanalyse wird einem Referenzzustand eine geringfügige Störung überlagert. Wächst diese mit der Zeit an, so spricht man von Instabilität. Schwächt sich die Störung ab, ist der Ausgangszustand stabil (Pedlosky, 2003).

Häufig wird die Stabilität auch mit Hilfe eines fiktiven Luftpakets durchgeführt. Diese Vorgehensweise wird im Folgenden angewendet. (Variablen einer Abweichung sind mit einem Stern \* gekennzeichnet und Größen, die dem Luftpaket zugeordnet werden, sind mit einem  $p$  indiziert.)

### Statische Stabilität

Es wird ein trockenes Luftpaket mit Druck  $p_p$ , Temperatur  $T_p$  und Dichte  $\rho_p$  betrachtet, welches von seiner ursprünglichen Position vertikal ausgelenkt wird. Für die statische Stabilitätsbetrachtung gelten folgende Annahmen (Holton, 2004):

- ruhende, hydrostatische Atmosphäre,
- quasistatische Annahme, der Druck des Luftpakets entspricht immer dem vorhandenen Umgebungsdruck im jeweiligen Höhengniveau,
- keine Beeinträchtigung der Umgebung, adiabatische Prozessführung,
- keine Corioliskraft,
- keine Reibung,
- infinitesimale Auslenkung  $\delta z$ .

Die dritte Komponente der Bewegungsgleichung lautet somit:

$$\frac{dw}{dt} = \frac{d^2}{dt^2} \delta z = -g - \frac{1}{\rho_p} \frac{\partial p_p}{\partial z}. \quad (2.2)$$

Unter Zuhilfenahme der hydrostatischen Approximation, der Poissongleichung, der Zustandsgleichung idealer Gase und einer Taylorentwicklung in erster Näherung für  $\theta$  erhält man:

$$\frac{d^2}{dt^2} \delta z = g \left( \frac{\rho - \rho_p}{\rho_p} \right) = g \frac{\theta_p}{\theta}. \quad (2.3)$$

und mit der sogenannten Brunt-Väisälä-Frequenz  $N$ :

$$\frac{d^2}{dt^2}\delta z = -N^2\delta z. \quad (2.4)$$

$N^2$  ist die Frequenz der sich ergebenden Schwingungsdifferentialgleichung (harmonischer Oszillator):

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}. \quad (2.5)$$

Ist sie positiv ( $N^2 > 0$ ), ist der Ausgangszustand stabil, das Luftpaket ist nach der Auslenkung kälter als seine Umgebung und sinkt ab, wird unterhalb der Referenzhöhe wärmer und steigt erneut auf. Das Paket vollführt somit eine oszillierende Bewegung um das ursprüngliche Niveau. Ist die Brunt-Väisälä-Frequenz negativ ( $N^2 < 0$ ), entfernt sich das Paket weiter von seiner Ausgangshöhe. Bei neutraler Schichtung ist  $N^2 = 0$  und das Paket verbleibt an der ausgelenkten Position. Ein Vergleich mit der Gleichung für den Temperaturgradienten lässt erkennen, dass gilt (Bohren und Albrecht, 1998):

- $\frac{d\theta}{dz} > 0$  : statisch stabile Schichtung, der Temperaturgradient der Umgebung ist größer als der trockenadiabatische,
- $\frac{d\theta}{dz} < 0$  : statisch instabile Schichtung, der Temperaturgradient ist kleiner als der trockenadiabatische,
- $\frac{d\theta}{dz} = 0$  : neutraler Fall, der Temperaturgradient ist gleich dem trockenadiabatischen.

Die statische Stabilität gibt also an, ob der Auftrieb bei Auslenkung eines Luftpakets, welcher durch die Temperaturdifferenz zwischen dem Paket und der Atmosphäre entsteht, ausreicht um ein weiteres Aufsteigen zu ermöglichen (Hendry, 2000). Die Abkühlungsrate eines aufsteigenden Pakets unter den oben getroffenen Annahmen wird als trockenadiabatischer Temperaturgradient bezeichnet.

### Auftrieb

Bei der obigen Stabilitätsbetrachtung wurde von einem trockenen Luftpaket ausgegangen, dessen Aufsteigen mit einer trockenadiabatischen Abkühlung einherging. Dies gilt auch für ein feuchtes, aber ungesättigtes Paket. Es sei nun im Folgenden ein aufsteigendes, gesättigtes Luftpaket vorausgesetzt.

Bei der Konvektionsentstehung und -entwicklung ist der vorhandene Auftrieb eine entscheidende Größe, mit dem sich bereits Archimedes beschäftigte. Er wird durch unterschiedliche

Dichten innerhalb eines Mediums hervorgerufen (Doswell und Rasmussen, 1994). Der Auftrieb ist im Allgemeinen als

$$B \equiv -g \frac{\rho^*}{\rho}. \quad (2.6)$$

definiert (Holton, 2004).

Nimmt man, ausgehend von einem Referenzzustand, welcher lediglich eine Höhenabhängigkeit aufweist, hydrostatisches Gleichgewicht an, so lässt sich die Bewegungsgleichung näherungsweise wie folgt darstellen:

$$\frac{D\vec{v}}{Dt} = \frac{1}{\rho_0} \nabla p^* - f \vec{k} \times \vec{v} + B \vec{k} + \vec{F}. \quad (2.7)$$

Die Größen des Referenzzustandes sind mit 0 gekennzeichnet.  $\nabla p^*$  ist der durch die Störung verursachte Druckgradient.  $\vec{F}$  ist der Reibungstensor. Der dritte Term ist die Beschleunigung, welche durch den Auftrieb zustande kommt. Man kann ihn durch die Brunt-Väisälä-Frequenz ausdrücken (Emanuel, 1994):

$$N^2 = -\frac{\delta B}{\delta z}. \quad (2.8)$$

Berücksichtigt man die Möglichkeit des Vorhandenseins von Hydrometeoren (flüssig und/oder fester Zustand), so ist die Dichte  $\rho = \rho_g(1 + r_H)$ .  $\rho_g$  ist die Dichte von gasförmiger Luft,  $r$  das Mischungsverhältnis und  $r_H$  das Mischungsverhältnis der Hydrometeore (totale Masse der Hydrometeore pro Einheitsmasse Luft). Der Auftrieb ist dann:

$$B \approx g \left( \frac{T^*}{T_0} - \frac{p^*}{p_0} + 0,61r^* - r_H \right). \quad (2.9)$$

Die drei ersten Terme in Klammern geben die Anteile des Auftriebs, verursacht durch Abweichungen der Temperatur, des Drucks bzw. des Wasserdampfgehalts, an. Der letzte Term stellt den Beitrag von vorhandenen Hydrometeoren dar, welcher seinen Ursprung in der auf die Hydrometeore wirkenden Gravitationsbeschleunigung hat und somit zu einer Verminderung des Auftriebs führt.

Bei hochreichender Konvektion wird die Höhe des Auftriebs insbesondere von freiwerdender Auftriebsenergie oder auch latenter Wärme bestimmt (Houze, 1993).

### Latente Wärme

Kondensiert Wasserdampf, so wird durch die Bindung der Wassermoleküle aneinander Wärme freigesetzt. Mit Verwendung spezifischer Größen ist diese:

$$dq = -l dr. \quad (2.10)$$

$q$  ist die spezifische Wärmemenge und  $l$  die spezifische Verdampfungswärme. Die Wärmemenge  $q$  wird also erst durch das Einsetzen von Sättigung freigegeben. Man nennt sie latente Wärme (Emanuel, 1997). Sie ist dem Wasserdampfgehalt direkt proportional. Vor allem bei Konvektion spielt sie eine große Rolle und übt direkten Einfluss auf die großräumige Zirkulation aus (Wilhelmson, 1974). Durch das Freiwerden latenter Wärme kühlt sich ein Luftpaket bei weiterem Aufsteigen nach Einsetzen von Sättigung mit einer geringeren Rate ab, als es vor der Sättigung durch Expansion des Pakets der Fall war (Houze, 1993). Der sich unter Berücksichtigung von  $dq$  ergebende Temperaturgradient heißt sättigungsadiabatischer Temperaturgradient und ist in guter Näherung:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} - \frac{l}{c_p} \frac{dr_s}{dz}. \quad (2.11)$$

$r_s$  ist das Mischungsverhältnis bei Sättigung (Bohren und Albrecht, 1998).

In der Standardatmosphäre der ICAO (International Civil Aviation Organisation) wird der mittlere Temperaturgradient mit einem Wert von  $0.0068 \text{ K m}^{-1}$  angegeben.

Die sättigungsadiabatische Hebung kann als reversibler oder irreversibler Prozess verstanden werden. Bei der reversiblen Betrachtung verbleibt das entstehende Kondensat im Luftvolumen, beim irreversiblen Prozess fällt es sofort an Ort und Stelle (in situ) aus. Im zweiten Fall nennt man den Aufstieg pseudoadiabatisch (Bolton, 1980). Dies soll im Folgenden bei sättigungsadiabatischer Hebung, wenn nicht anders vermerkt, angenommen werden.

### Hebungskondensationsniveau (HKN)

Wird ein ungesättigtes Luftpaket gezwungen, in der Atmosphäre aufzusteigen (z.B. bei Überströmen von Gebirgen oder Aufgleiten an einer Front), ist dies mit einer trockenadiabatischen Temperaturabnahme verbunden. Tritt die durch Abkühlung resultierende Kondensation ein, nennt man das zugehörige Höhenniveau das Hebungskondensationsniveau HKN<sup>1</sup>. Es kennzeichnet die Wolkenuntergrenze bei erzwungener Hebung (Betts, 1982).

### Kumuluskondensationsniveau (KKN)

Erwärmt sich die Erdoberfläche im Laufe eines Tages mit zunehmender Sonneneinstrahlung, so kann dies in Bodennähe eine überadiabatische Schichtung bewirken, welche zu Turbulenzen und freier Konvektion führt (Rossby, 1927). Man spricht hier auch von absoluter Instabilität, da der Temperaturgradient den trockenadiabatischen Temperaturgradienten

---

<sup>1</sup>Im Englischen lifting condensation level LCL genannt

übertrifft (Schultz et al., 2000). Ein bodennahes Luftpaket ist nun in der Lage, frei aufzusteigen. Erreicht die Temperatur die Taupunkttemperatur, tritt also Kondensation ein, nennt man die entsprechende Höhe Kumuluskondensationsniveau KKN<sup>2</sup>. Die kritische Temperatur, die zum Erreichen des KKN benötigt wird, heißt Auslösetemperatur. Überschreitet die Bodentemperatur<sup>3</sup> den durch die Auslösetemperatur vorgegebenen Wert, so ist mit freier Konvektion (häufig auch als thermische Konvektion bezeichnet) zu rechnen (Bohren und Albrecht, 1998).

### Niveau der freien Konvektion (NFK)

Nachdem es beim zunächst trockenadiabatischen Aufstieg zur Sättigung gekommen ist, folgt die Abkühlung bei weiterer Hebung dem sättigungsadiabatischen Temperaturgradienten. Erreicht das Paket eine Höhe, in der es eine geringere Dichte als die Umgebungsluft hat, kann es von selbst weiter aufsteigen, bis schließlich die Differenz der Dichte zwischen Umgebung und Luftpaket verschwindet und die Bewegung zum Stillstand kommt. Die zuerst genannte Höhe (geringere Paketdichte) heißt Niveau der freien Konvektion NFK<sup>4</sup>. Das zweite Niveau nennt man Gleichgewichtshöhe<sup>5</sup>.

### Äquivalentpotentielle/Pseudopotentielle Temperatur

Die äquivalentpotentielle Temperatur  $\theta_e$  erhält man durch Hebung eines Luftpakets. Dies geschieht zunächst trockenadiabatisch (unter der Voraussetzung dass das Paket zu Beginn der Bewegung ungesättigt war). Nach Einsetzen von Kondensation erfolgt die Hebung sättigungsadiabatisch, bis jeglicher im Volumen enthaltener Wasserdampf auskondensiert und aus dem Luftpaket ausgefallen ist. Nun wird das Luftpaket trockenadiabatisch auf den Referenzdruck 1000 hPa gebracht. Die sich ergebende Temperatur heißt äquivalentpotentielle Temperatur. Unter Einschluss von Kondensation und Verdunstung ist sie gegenüber Vertikalbewegungen invariant und dient deshalb oft als Luftmassenindikator. Für den Fall eines pseudoadiabatischen Aufstiegs nach Erreichen der Sättigung wird die sich ergebende Temperatur in 1000 hPa pseudopotentielle Temperatur  $\theta_{ps}$  genannt. Es besteht ein in der Regel vernachlässigbarer Unterschied der beiden Temperaturen, da mit der Ausfällung des Kondensats aus dem Volumen auch die im Kondensat gespeicherte Wärme verschwindet (Bolton,

---

<sup>2</sup>Im Englischen cumulus condensation level CCL genannt.

<sup>3</sup>Ist vom Boden oder Bodenniveau die Rede wird im Folgenden das unterste Messniveau und bei der Bodentemperatur die Temperatur in zwei Metern Höhe gemeint.

<sup>4</sup>Im Englischen level of free convection LFC genannt

<sup>5</sup>Im Englischen level of neutral buoyancy LNB oder equilibrium level EL genannt

1980).

Um einen reversiblen Bewegungprozess eines virtuellen Luftpakets unter Annahme von Sättigung darzustellen, bedient man sich häufig der Gleichung (Wilhelmson, 1977):

$$c_p(\ln\theta_e) = c_p(\ln\theta) + d \left( \frac{lq}{T} \right). \quad (2.12)$$

Bei Sättigung ist kann näherungsweise angenommen werden (Holton, 2004):

$$\theta_e \approx \theta_{ps} = \theta \exp \left( \frac{lr_s}{c_p T} \right). \quad (2.13)$$

$c_p$  ist im Allgemeinen eine Funktion von Temperatur, Druck und Wasserdampfgehalt ( $c_p = c_{p_{trocken}}(1+0.85r)$ , was jedoch selbst bei hohen Werten von  $r$  vernachlässigbar ist). Um einen genaueren Wert für die äquivalentpotentielle Temperatur zu erhalten, sollte die Berechnung iterativ erfolgen (Simpson, 1978).

### Bedingte Instabilität

Liegt der aktuelle Temperaturgradient zwischen dem trocken- und dem sättigungsadiabatischen Temperaturgradienten, so spricht man von bedingter Instabilität. Wird ein Luftpaket aus seiner ursprünglichen Position ausgelenkt, so ist die Instabilität an die Bedingung der Sättigung des Pakets geknüpft. Da sich dann das gesättigte Luftpaket sättigungsadiabatisch abkühlt, wird es wärmer als seine Umgebung und erfährt einen positiven Auftrieb (Smith, 1997). Die äquivalentpotentielle Temperatur kann bei vorliegender Sättigung zur Bestimmung von bedingter Instabilität in der Atmosphäre herangezogen werden (Holton, 2004):

- $\frac{d\theta_e}{dz} > 0$  : stabil,
- $\frac{d\theta_e}{dz} < 0$  : instabil,
- $\frac{d\theta_e}{dz} = 0$  : neutral gesättigt.

### Potentielle Instabilität

Nimmt die äquivalentpotentielle bzw. die pseudopotentielle Temperatur in einer ungesättigten Schicht mit der Höhe ab, spricht man von potentieller Instabilität (Emanuel, 1994). Wird die Schicht gehoben, bis sie völlig gesättigt ist, so tritt die Sättigung zuerst im unteren Bereich ein und die Abkühlung geschieht sättigungsadiabatisch. Der obere Teil kühlt sich trockenadiabatisch, also in höherem Maße ab, wodurch die Schicht instabil wird (Schultz

et al., 2000). Das alleinige Vorhandensein potentieller Instabilität ist jedoch nicht hinreichend für das Einsetzen von Konvektion, da sie keine Information über die dafür benötigte, zur Verfügung stehende Energie liefert (Emanuel, 1994).

Die Änderungen der potentiellen Stabilität innerhalb eines Tages geschieht meist durch Advektion anders temperierter Luft oder Feuchtetransporte (Atkins und Wakimoto, 1991). An dieser Stelle sei anzumerken, dass sowohl die bedingte Instabilität als auch die potentielle Instabilität keine Instabilitäten im klassischen Sinne darstellen (Sherwood, 2000). Bei vorhandener Instabilität kann eine dem gegebenen Grundzustand überlagerte, geringfügige Störung mit der Zeit anwachsen, wobei gespeicherte Energie freigesetzt wird. Dies ist bei bedingter und potentieller Instabilität nicht zwingend gegeben.

### Latente Instabilität

Bei vorhandener bedingter Instabilität muss es zur Sättigung kommen, um die Konvektion auszulösen. Sättigung wird in der Regel durch einen Hebungsmechanismus hervorgerufen. Die Luft in der Atmosphäre ist in den meisten Fällen ungesättigt. Instabilität in einer Luftschicht kann durch ein von unten aufsteigendes gesättigtes Luftpaket ausgelöst werden (Haklander und Delden, 2003). Ist bedingte Instabilität oberhalb des Niveaus der freien Konvektion gegeben, kann ein dieses Niveau erreichendes Paket weiter aufsteigen und so die Instabilität auslösen. Diese Form der Instabilität wird latente Instabilität oder auch Metainstabilität genannt (Schultz et al., 2000).

### Labilitätsenergie (CAPE)

Der Grad der latenten Instabilität kann durch die Höhe der bei Konvektion zur Verfügung stehenden Energie CAPE (convective available potential energy) angegeben werden. Die CAPE (oft auch Labilitätsenergie genannt) errechnet sich, bei Vernachlässigung der Coriolisbeschleunigung, durch Integration des Auftriebs  $B$  entlang des Wegs, welchen ein Paket bei seinem Aufstieg von seinem Ausgangsniveau bis zum Gleichgewichtsniveau beschreibt. Bei den oben betrachteten Anteilen am Auftrieb wird bei der CAPE für gewöhnlich die Verminderung des Auftriebs durch vorhandene Hydrometeore vernachlässigt (Emanuel, 1994; Holton, 2004). Ersetzt man in der dritten Komponente der Bewegungsgleichung die Dichte durch das spezifische Volumen  $\alpha$  und integriert von einem Ausgangsniveau  $z_i$  zu einem bestimmtem Endniveau  $z_e$ , ergibt sich:

$$\int_{z_i}^{z_e} \frac{d^2}{dt^2} \delta z = \int_{z_i}^{z_e} g \left( \frac{\alpha_p - \alpha}{\alpha} \right) dz. \quad (2.14)$$

Unter Zuhilfenahme der hydrostatischen Approximation wird daraus:

$$\int_{z_i}^{z_e} \frac{d^2}{dt^2} \delta z = - \int_{p_i}^{p_e} (\alpha_p - \alpha) dp. \quad (2.15)$$

Vernachlässigt man den Beitrag des Flüssigwassergehalts am spezifischen Volumen und verwendet die ideale Gasgleichung, folgt:

$$\int_{z_i}^{z_e} \frac{d^2}{dt^2} \delta z = -R_d \int_{p_i}^{p_e} (T_p - T) d \ln p. \quad (2.16)$$

In der Literatur wird das Ausgangsniveau der Integration unterschiedlich angegeben. Meist wird es mit dem Niveau der freien Konvektion gleichgesetzt. Da sich die CAPE aus der Differenz der Dichte mit der Umgebung ergibt, und die Dichte mit Hilfe der virtuellen Temperatur  $T_v$  ( $T_v = 1 + 0.68 * s$ ,  $s$  ist die spezifische Feuchte) errechnet wird, muss die virtuelle Temperatur auch zur Berechnung der CAPE verwendet werden (Doswell, 2001). So ist die CAPE (Moncrieff und Miller, 1976):

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} (T_{vp} - T_v) d \ln p. \quad (2.17)$$

Die CAPE ist proportional zur Höhe der kinetischen Energie, die durch den positiven Auftrieb entsteht, und kann zur Berechnung der maximal möglichen Auftriebsgeschwindigkeit  $w_{max}$  dienen:

$$w_{max} = \sqrt{2 \times CAPE}. \quad (2.18)$$

Für die maximal mögliche Vertikalgeschwindigkeit ist jedoch auch die Verteilung des Auftriebs entscheidend, was sich in den oft niedrigeren Werten der Vertikalgeschwindigkeit, bei gleicher CAPE, über Ozeanen im Vergleich zu Landoberflächen niederschlägt (Blanchard, 1998). Neben dem Wassergehalt werden auch Mischungseffekte mit der Umgebung bei der Berechnung der CAPE außen vorgelassen. So kommt es oft zur Abweichung der errechneten Vertikalgeschwindigkeiten von den tatsächlich vorhandenen Vertikalgeschwindigkeiten (McCaul, 2004).

Um ein Luftpaket auf das Niveau der freien Konvektion zu bringen, muss unter Umständen erst Energie aufgewendet werden. Dies ist immer dann der Fall, wenn die Dichte des Pakets höher ist als die seiner Umgebung (Colby, 1984). Die aufzuwendende Energie ist die CIN (convective inhibition) (McNulty, 1995). Bei ihrer Berechnung wird im Allgemeinen als unterstes Referenzniveau  $z_a$  das Bodenniveau verwendet. Die Formel lautet (Blanchard, 1998):

$$CIN = \int_{z_a}^{LFC} (T_{vp} - T_v) d \ln p. \quad (2.19)$$

## 2.4 Thermodynamische Diagrammpapiere

Die thermodynamische Struktur der Atmosphäre und deren zeitliche Änderungen können auf direktem Weg aus Vertikalprofilen von Radiosondenaufstiegen analysiert werden. Operationell finden diese Aufstiege an festen Orten und zu festen Zeiten (0.00 UTC und 12.00 UTC) statt. Die gemessenen atmosphärischen Zustandsgrößen (z.B. Druck oder Temperatur) können dann in thermodynamischen Diagrammpapieren eingetragen werden (Johns und Doswell, 1992). Dabei wird die Temperatur in Abhängigkeit des Drucks dargestellt. Das Temperaturprofil nennt man Zustands- oder Schichtungskurve. Beim SkewT-logp-Diagramm wird der Druck logarithmisch auf der Ordinate aufgetragen. Die CAPE kann aus diesem Diagramm direkt abgelesen werden. Dabei wird die virtuelle Temperatur erst ab dem Niveau der freien Konvektion berücksichtigt, das Niveau der freien Konvektion wird ohne Temperaturkorrektur ermittelt (Doswell, 2001).

Bei der Analyse der Konvektionsbedingungen werden häufig wichtige Niveaus verwendet. Das HKN findet man, indem ein ungesättigtes Luftpaket vom Boden aus fiktiv entlang der entsprechenden Trockenadiabate gehoben wird, bis es die Linie des zugehörigen konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses vom Boden aus schneidet. Am Schnittpunkt tritt erstmals Sättigung ein, und das dortige Höhenniveau gibt das HKN an. Ist die Temperatur des HKN geringer als die der Schichtungskurve, dann ist der Auftrieb negativ. Zur weiteren Hebung muss Energie aufgewendet werden. Man folgt dabei dem Verlauf der entsprechenden Pseudoadiabate, bis diese die Schichtungskurve kreuzt. Hier liegt das NFK. Das Luftpaket ist bei weiterem Aufsteigen wärmer als seine Umgebung, und erfährt deshalb einen positiven Auftrieb. Die Bewegung verläuft entlang der Pseudoadiabate. Schneidet die Pseudoadiabate erneut die Schichtungskurve, ist das Gleichgewichtsniveau erreicht und die Aufwärtsbewegung kommt zum Stillstand. Dabei können sehr hohe Vertikalgeschwindigkeiten ein Überschießen zur Folge haben.

Das KKN befindet sich am Schnittpunkt der Linie des konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses und der Zustandskurve ermittelt. Die Auslösetemperatur ergibt sich durch Abstieg vom KKN entlang der Trockenadiabate bis zum Boden. Um die räumliche und vertikal stark variable Temperatur und Feuchte in Bodennähe bei der Analyse nicht zu sehr zu gewichten, können als Ausgangsniveau des Luftpakets andere Höhen oder Mittelwerte über bestimmte Schichten verwendet werden. Dies wird auch bei den folgenden Analysen berücksichtigt.

# Kapitel 3

## Gewitterindizes

Gewitterindizes stellen Maßzahlen zur Bestimmung der Gewitterwahrscheinlichkeit dar. Aus ihrer Magnitude können die Bedingungen für hochreichende Konvektion bestimmt werden. Für die Berechnung werden Temperatur- und Feuchtwerte in unterschiedlichen Druckniveaus benötigt. Mit zusätzlichen Informationen über die Windgeschwindigkeit in verschiedenen Niveaus kann zwischen verschiedenen Formen der möglichen Gewitterzellen unterschieden oder die Wahrscheinlichkeit von Tornados abgeschätzt werden.

Um aus einem bestimmten Wert eines Index eine Aussage über das Gewitterpotenzial treffen zu können, müssen die Werte mit der Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Gewittern verknüpft sein. Man benötigt Schwellenwerte, bei deren Über- bzw. Unterschreitung (je nach Index) mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit mit dem Einsetzen von hochreichender Konvektion und der Bildung von Gewittern gerechnet werden kann. Die Bestimmung entsprechender Wertebereiche werden unter anderem mit Hilfe von Wetterbeobachtungen (Niederschlagsmessungen, Radarbildern, Registrierung von Blitzen etc.) ermittelt (z.B. Haklander und Delden, 2003; Marinaki et al., 2006). Die Anwendbarkeit mancher Indizes ist beschränkt, da einige speziell für bestimmte Regionen oder bestimmte Wetterlagen entwickelt wurden (Hendry, 2000).

Schwellenwerte sollten nicht als absolute, feste Werte verstanden werden. Dies zeigt schon allein die Tatsache, dass sie in den zahlreichen Studien, die sich mit der Evaluierung der Indizes beschäftigen, variieren. Sie sollten vielmehr als Richtwerte dienen, die den Übergangsbereich von schlechten zu guten Bedingungen für Konvektion markieren. So ist die Höhe eines Index unter anderem von der Jahreszeit oder dem Untersuchungsgebiet abhängig. In den Tropen sind zum Beispiel Werte der CAPE von mehr als  $3000 \text{ J kg}^{-1}$  keine Seltenheit, während in den mittleren Breiten solch hohe Werte sehr selten erreicht werden. Gewitterindizes liefern Informationen über zwei der drei notwendigen Bedingungen für hoch-

reichende Konvektion: Über die Stabilität der Atmosphäre und die vorhandene Feuchte. Der für hochreichende Konvektion entscheidende Auslösemechanismus muss gesondert berücksichtigt werden. Es reicht also für die Konvektionsvorhersage nicht aus lediglich die Werte der Konvektionsindizes zu betrachten. Lokal-skalige Gegebenheiten wie orographische Strukturen, horizontale Inhomogenitäten und synoptisch-skalige Mechanismen wie Temperatur- und Feuchteadvektion sowie Vertikalbewegungen müssen zusätzlich berücksichtigt werden. Die verschiedenen Indizes lassen sich je nach der von ihnen repräsentierten Instabilität in unterschiedliche Kategorien einteilen. Es kann unter Umständen zwischen Indizes mit besserer bzw. schlechterer Vorhersagegüte unterschieden werden.

Eine Schwierigkeit bei der Vorhersage von Gewittern stellt deren oftmals rasche Entwicklung innerhalb weniger Stunden oder sogar Minuten dar. Da Radiosondenaufstiege operationell zweimal täglich, um 0.00 und 12.00 UTC durchgeführt werden, kann die Entwicklung hochreichender Konvektion in den späten Nachmittagsstunden durch eine Analyse der Konvektionsbedingungen anhand dieser Vertikalsondierungen mit Hilfe von Konvektionsindizes unterschätzt werden (Johns und Doswell, 1992; Fuelberg und Biggar, 1994).

Ein weiteres Problem betrifft die Indizes, zu deren Berechnung Werte aus bestimmten Druckniveaus verwendet werden. Bei einer starken Änderung der thermodynamischen Struktur, die auf diese Niveaus beschränkt bleibt, kann dies zu nicht repräsentativen Ergebnissen durch die verwendeten Indizes führen. Werden zur Berechnung eines Index Temperatur- und Feuchtwerte verwendet, ist bei einer Änderung des Index nicht ersichtlich, ob zwei verschiedene Mechanismen (z.B. lokale Flüsse und synoptik-skalige Advektion) zu einer Änderung der Temperatur und der Feuchte beigetragen haben (Doswell, 1987). Bleibt ein Index zeitlich konstant können trotzdem atmosphärische Veränderungen stattgefunden haben, die sich in ihrer Wirkung auf die Temperatur- und Feuchtwerte lediglich gegenseitig aufgehoben haben.

Jeder Index hat Vor- und Nachteile, weshalb sich bei der Analyse der Konvektionsbedingungen empfiehlt, verschiedene Indizes aus unterschiedlichen Kategorien zu kombinieren und erst dann eine Aussage über das Gewitterpotenzial zu treffen. Die Festlegung eines Schwellenwerts und die Aussage über die Vorhersagegüte eines Index muss stets kritisch betrachtet werden. So hätte beispielsweise bei einem Index, bei dem die Gewitterwahrscheinlichkeit mit zunehmendem Wert anwächst, ein sehr niedriger Schwellenwert eine hohe Trefferquote zur Folge, da ein auftretendes Gewitter richtig vorhergesagt würde, bei einem höheren Schwellenwert eventuell jedoch nicht. Es sollte also nicht nur die Güte in Bezug auf die Wahrscheinlichkeit einer korrekten Vorhersage<sup>1</sup> betrachtet werden, sondern auch die Wahrscheinlichkeit

---

<sup>1</sup>POD probability of detection

einer korrekten Vorhersage hinsichtlich des Ausbleibens eines konvektiven Ereignisses<sup>2</sup>.

Zahlreiche wissenschaftliche Arbeiten beschäftigten sich mit diesem Thema. Für die Evaluierung der Indizes wurden sogenannte „skill scores“ verwendet, die aus einer 2x2 Kontingenztafel berechnet werden. Eine ausführliche Diskussion zu diesem Thema findet sich in den Studien von Murphy (1973), Andersson et al. (1989), Doswell et al. (1990), Murphy (1991), Lee und Passner (1993) und Kunz (2007).

Aufgrund der zahlreichen Indizes musste zur Analyse der Konvektionsbedingungen eine Auswahl getroffen werden. Um einen Überblick zu erhalten welcher Index sich zur Untersuchung der Konvektionsbedingungen besonders gut eignet, wurden die Einteilungen und Ergebnisse aus verschiedenen Arbeiten (Huntrieser et al., 1997; Haklander und Delden, 2003; Kunz, 2007) betrachtet. Anschließend wurde eine Auswahl in Bezug auf die verschiedenen Instabilitätsarten getroffen. Darüber hinaus wurden für verschiedene Indizes separat die berechneten Werte an den unterschiedlichen Tagen unter Berücksichtigung von einsetzender Konvektion und deren Ursache verglichen, um eine erste Abschätzung der Magnitude der Indizes vorzunehmen und diese mit den oben genannten Studien abzugleichen.

Im Folgenden werden nur die in dieser Arbeit verwendeten Indizes kurz beschrieben. Es erfolgt eine Einteilung der Indizes in die jeweiligen Instabilitätsarten, die von ihnen repräsentiert werden. In allen folgenden Gleichungen wird die Temperatur mit  $T$  und der Taupunkt mit  $T_d$  abgekürzt; die Ziffer hinter Temperatur oder Taupunkt gibt das jeweilige Messniveau in hPa an.

### **Bedingte Instabilität**

Der Vertical Totals (VT) (Miller, 1972) stellt den wohl einfachsten Index dar. Er berücksichtigt lediglich die Temperaturdifferenz zwischen 850 und 500 hPa:

$$VT = T_{850} - T_{500}. \quad (3.1)$$

Ein Nachteil des VT ist, dass er keine Feuchte berücksichtigt.

### **Bedingte Instabilität und Feuchte in der unteren Atmosphäre**

Der Cross Totals (CT) (Miller, 1972) berücksichtigt im Gegensatz zum VT noch den Feuchtegehalt der Luft in der unteren Atmosphäre, indem anstatt der Temperatur in 850 hPa die Taupunkttemperatur verwendet wird:

$$CT = T_{d850} - T_{500}. \quad (3.2)$$

---

<sup>2</sup>FAR false alarm ratio

Der Total Totals (TT) (Miller, 1972) vereint den Vertical Totals und den Cross Totals:

$$TT = VT + CT = T850 - 2 * T500 + Td850. \quad (3.3)$$

Die bei der Konvektionsentstehung entscheidende Feuchte in den bodennahen Schichten fließt beim VT, aber auch beim CT und TT, nicht in die Berechnungen mit ein. Ebenso wird die Existenz vorkommender Inversionen in der mittleren Atmosphäre nicht berücksichtigt (Hendry, 2000).

### Latente Instabilität

Der Lifted Index LI (Galway, 1956) ist die Temperaturdifferenz in Kelvin zwischen der Umgebungsluft in 500 hPa ( $T_{500}$ ) und einem Luftpaket, das zunächst trockenadiabatisch vom Boden bis zum Hebungskondensationsniveau und anschließend sättigungsadiabatisch bis auf 500 hPa gehoben wird und dort die Temperatur  $T_p500$  besitzt.

$$LI = T_{500} - T_{p500}. \quad (3.4)$$

Der Lifted Index ging aus dem Showalter Index (Showalter, 1953) hervor, der ebenfalls die Temperaturdifferenz des gehobenen Paketes in 500 hPa mit der dortigen Umgebungstemperatur darstellt. Im Gegensatz zum Lifted Index ist beim Showalter Index das Ausgangsniveau der Hebung das 850 hPa-Druckniveau. Der Lifted Index ist im Sommer in der Regel niedriger, was auf höhere latente Instabilität in den Sommermonaten schließen lässt (Haklander und Delden, 2003).

Das Ausgangsniveau des Luftpakets kann auf unterschiedliche Arten festgelegt werden. Einerseits kann das Luftpaket vom Boden aus gehoben werden. Es besteht darüber hinaus die Möglichkeit, eine Mittelung der Werte über die untersten Luftschichten durchzuführen und die gemittelten Werte als Ausgangsvariablen für das Paket zu verwenden.

Bei Hebung eines Luftpakets vom untersten Messniveau aus wird z.B. der LI mit LI-surf bezeichnet<sup>3</sup>. Wird bei der Hebung eine Mittelung der Messwerte über eine bestimmte Schichtdicke verwendet, wird die Schichtdicke in hPa mit angegeben. LI-100 bedeutet dann eine Mittelung über die untersten 100 hPa. Für die CAPE gelten dieselben Erweiterungen wie für den Lifted Index. Bei der Berechnung der CAPE wird häufig das sogenannte Niveau der höchsten Instabilität als unterste Integrationshöhe verwendet. Die CAPE wird dabei als CAPE-unst bezeichnet<sup>4</sup>. Dieses Niveau befindet sich dort, wo die Feuchttemperatur in den untersten 250 hPa den höchsten Wert aufweist. Die Feuchttemperatur ist die Temperatur,

<sup>3</sup>„surf“ steht für „surface“.

<sup>4</sup>aus dem Englischen für instabil: unstable

die man erhält, wenn der in der Luft enthaltene Wasserdampf kondensiert und man die Temperaturerhöhung durch die freiwerdende Kondensationswärme zur Temperatur vor der Kondensation addiert.

Erreicht die bodennahe Temperatur die Auslösetemperatur, ist also freie Konvektion möglich, so ist das unterste Integrationsniveau nicht das NFK sondern das KKN. Die vom KKN aus berechnete CAPE wird als CAPE-KKN bezeichnet. Ein entscheidender Vorteil der CAPE gegenüber anderen Konvektionsindizes ist, dass sie sich nicht auf feste Niveaus beschränkt, sondern zu ihrer Berechnung eine Integration über mehrere Niveaus stattfindet (Doswell, 1996).

### Potentielle Instabilität

Der KO-Index (Andersson et al., 1989) ist ein Index zur Bestimmung der potentiellen Instabilität:

$$KO = 0.5 (\Theta_e500 + \Theta_e700) - 0.5 (\Theta_e850 + \Theta_e1000). \quad (3.5)$$

### Weitere Indizes

Der K-Index (George, 1960) wird, wie der TT, von der Temperatur in 850 und 500 hPa sowie dem Taupunkt in 850 hPa bestimmt. Daneben wird die Feuchte in 700 hPa berücksichtigt. Der K-Index wurde zur Vorhersage von Luftmassengewittern entwickelt:

$$K = (T850 - T500) + Td850 - (T - Td)700. \quad (3.6)$$

Ein kombinierter Index ist der Deep Convective Index DCI (Barlow, 1993). Er setzt sich aus der Temperatur und dem Taupunkt in 850 hPa und dem Lifted Index LI zusammen:

$$DCI = T850 + Td850 - LI. \quad (3.7)$$

Zur Berechnung des DCI-surf und des DCI-100 wird der jeweilige Lifted Index LI-surf bzw. LI-100 verwendet. In einer umfangreichen Studie von Kunz (2007) zur Vorhersagegüte von Konvektionsindizes erwies sich der Deep Convective Index DCI bei der Vorhersage konvektiver Ereignisse als sehr verlässlich.

Ist das Konvektionspotenzial erhöht (ist zum Beispiel ausreichend CAPE vorhanden, um Konvektion zu ermöglichen), so kann durch die CIN das Auftreten hochreichender Konvektion behindert oder sogar verhindert werden (Colby, 1984). Ist die  $CIN \geq 100$  wird die Entstehung eines Gewitters bei Nichtvorhandensein eines signifikanten Hebungsmechanismus unterdrückt (Barthlott, 2005). Ist CIN gegeben, so ist häufig eine die Konvektion

behindernde Inversion in der unteren Atmosphäre vorhanden.

Um die CIN besser quantifizieren zu können wurde der LID Index, auch CAP strength (kurz CAP) genannt, definiert. In Analogie zur CIN stellt die CAP, oft auch LID Index genannt, die höchstmögliche Temperaturdifferenz zwischen der Hebungskurve eines Luftpakets und der Umgebungstemperatur oberhalb des Hebungskondensationsniveaus und unterhalb des Niveaus der freien Konvektion dar. Das Luftpaket wurde dabei zuerst trockenadiabatisch bis zum Hebungskondensationsniveau und dann entlang der Sättigungsadiabate gehoben. Je höher die CAP desto niedriger die Gewitterwahrscheinlichkeit. In einer Studie von Khodayar (2007) stellte sich ein Zusammenhang zwischen der CAP, dem LI-surf und der Möglichkeit des Auftretens hochreichender Konvektion heraus: Hochreichende Konvektion ist dann zu erwarten, wenn der LI-surf negativ und gleichzeitig die CAP kleiner 2 K ist.

Um die Relation zwischen LI-surf und CAP zu berücksichtigen, wird bei der Auswertung im Falle vorhandener CAP der Wert des LI-surf dem der CAP gegenübergestellt.

### Verwendete Schwellenwerte

Tabelle 3.1 zeigt einen Teil der Ergebnisse einer Arbeit von Kunz (2007) zur Vorhersagegüte von Konvektionsindizes. Sie gibt die Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten hochreichender Konvektion zusammen mit dem jeweiligen arithmetischen Mittelwerten und der Standardabweichung der verschiedenen Indizes an (Spalte zwei bis fünf). Die beiden rechten Spalten (Spalte sechs und sieben) geben die in dieser Arbeit verwendete Einteilung der Werte der Indizes an. Bei dieser Einteilung wurden Schwellenwerte verschiedener Studien (Huntrieser et al., 1997; Haklander und Delden, 2003; Kunz, 2007) sowie gebräuchliche Einteilungen der Skywarn Schweiz<sup>5</sup> und des National Weather Service NOAA<sup>6</sup> verwendet.

---

<sup>5</sup>[http://62.202.7.134/skywarn/edu\\_soanding.aspx](http://62.202.7.134/skywarn/edu_soanding.aspx)

<sup>6</sup>[http://www.crh.noaa.gov/lxx/science/convective\\_indices.php](http://www.crh.noaa.gov/lxx/science/convective_indices.php)

**Tabelle 3.1:** Mittelwert und Standardabweichung von Gewitterindizes einer bestimmten Wahrscheinlichkeit für das Auftreten hochreichender Konvektion nach Kunz (2007) (Spalte zwei bis fünf) und verwendete Einteilung (Spalte sechs und sieben).

Index	Gewitterwahrscheinlichkeit					
	80%	70%	60%	50%	hoch/ sehr hoch	moderat/ erhöht
VT [K]			30.0 $\pm 1.50$	27.8 $\pm 0.52$	$\geq 28$	$\geq 25$
LI-surf [K]		-5.28 $\pm 0.87$	-2.74 $\pm 0.34$	-1.48 $\pm 0.71$	$\leq -3$	$\leq 0$
LI-100 [K]	-1.73 $\pm 0.38$	-1.38 $\pm 0.30$	-0.14 $\pm 0.23$	0.70 $\pm 0.20$	$\leq -1$	$\leq 2$
DCI-surf [K]		28.7 $\pm 1.90$	23.2 $\pm 0.93$	21.7 $\pm 0.86$	$\geq 25$	$\geq 18$
DCI-100 [K]		26.6 $\pm 2.01$	22.4 $\pm 1.58$	19.1 $\pm 1.11$	$\geq 23$	$\geq 16$
CAPE-unst [J/kg]		1793 $\pm 589$	670 $\pm 135$	340 $\pm 60.3$	$\geq 700$	$\geq 400$
CAPE-KKN [J/kg]		2049 $\pm 385$	1350 $\pm 388$	685 $\pm 242$	$\geq 800$	$\geq 500$
KO [K]			-4.79 $\pm 0.64$	-2.42 $\pm 1.27$	$\leq -2$	$\leq 0$
TT [K]		53.8 $\pm 1.35$	50.8 $\pm 1.12$	49.6 $\pm 0.35$	$\geq 50$	$\geq 45$
K [K]		32.1 $\pm 0.84$	30.0 $\pm 0.51$	28.1 $\pm 0.42$	$\geq 30$	$\geq 26$
CAPE-100 [J/kg]	(keine Angaben vorhanden)				$\geq 700$	$\geq 400$

# Kapitel 4

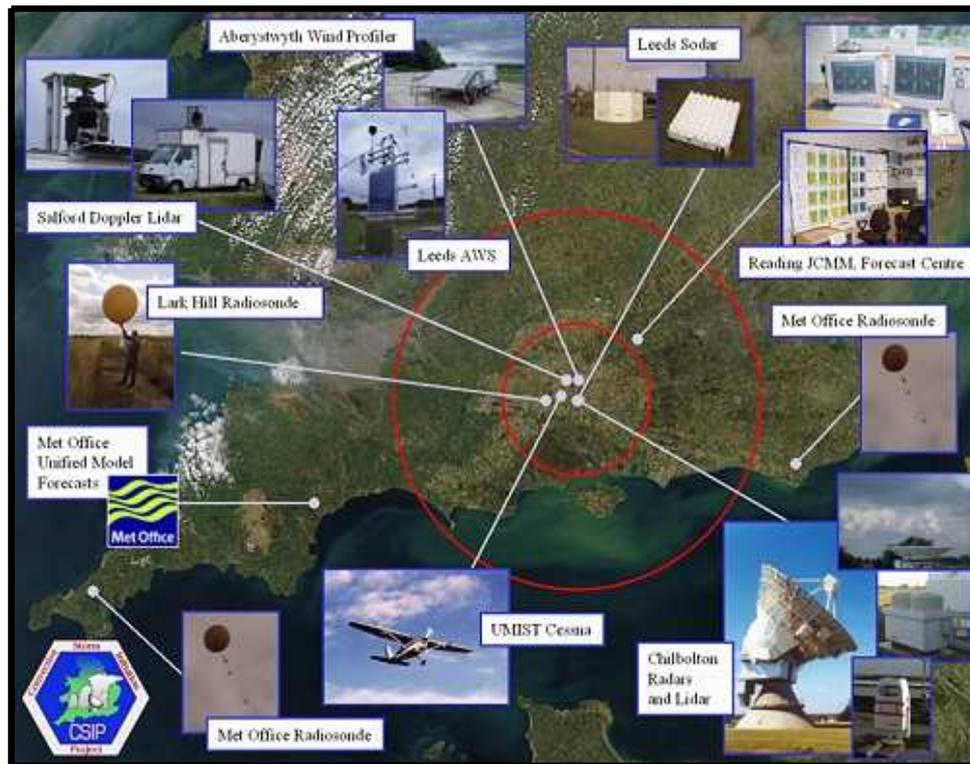
## Verwendete Messdaten

### 4.1 Convective Storm Initiation Project (CSIP)

Die internationale Feldmesskampagne CSIP wurde in Südengland um den Standort Chilbolton durchgeführt und beschäftigte sich mit der Entstehung und Rolle von Konvektion in Hinblick auf sich entwickelnde hochreichende Konvektion. Die Motivation für CSIP war die Verbesserung der Vorhersage konvektiver Niederschläge. Diese hatten in den Jahren zuvor zu einem signifikanten Anstieg der Schäden durch Überflutung in Großbritannien sowie anderen Teilen Europas geführt.

Die Hauptmesskampagne fand vom 6. Juni bis 26. August 2005 statt. Ein Jahr zuvor, im Juni 2004, wurde eine Vorabstudie durchgeführt, die vor allem dazu diente Instrumente und Messabläufe zu testen. An CSIP beteiligten sich zahlreiche Universitäten und Forschungseinrichtungen, unter anderem auch das Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) aus Karlsruhe. Dabei kam eine Vielzahl von modernen Messgeräten wie verschiedene Radars, Lidars, Energiebilanzstationen, Forschungsflugzeuge und Radiosonden zum Einsatz. Abbildung 4.1 zeigt die Instrumentierung im Untersuchungsgebiet. Der Schwerpunkt des Projekts lag in der Beantwortung folgender Fragestellungen:

1. Welche lokal auftretenden Störungen in der Grenzschicht sind für die Auslösung von Konvektion verantwortlich? Dazu gehören horizontale Konvergenz, lokal verstärkte Hebung durch den Einfluss der Orographie, Land-See-Kontrast, Variabilität der Bodenfeuchte sowie unterschiedliche Landnutzung.
2. Welche mesoskaligen Prozesse innerhalb der Troposphäre führen bei Vorhandensein eines Auslösemechanismus zu Konvektion?



**Abbildung 4.1:** Auswahl der eingesetzten Messinstrumente im CSIP-Messgebiet.

3. Wie beeinflussen geringfügige Veränderungen in der Atmosphäre, die von vorhergehenden konvektiven Zellen ausgelöst wurden, nachfolgende Störungen?

Das IMK richtete dabei sein Hauptaugenmerk auf:

- die statistische Untersuchung der Konvektion über leicht hügeligem Gelände in mittleren Breiten (Stärke, Dauer, Häufigkeit, Ausdehnung, Tagesgang).
- die numerische Simulation verschiedener Fälle mit unterschiedlichen Versionen des Lokalmodells des Deutschen Wetterdienstes (COSMO-DE).
- die Analyse der Auslösung von Konvektion in Abhängigkeit von Mechanismen auf verschiedenen Skalen (synoptische, regionale, lokale Skala).

An Intensivmesstagen, sogenannten IOP (Intensive Observations Period), wurden mehrere Vertikalsondierungen an verschiedenen Messpunkten im Untersuchungsgebiet durchgeführt,

---

an denen sich auch das IMK beteiligte. Des Weiteren wurden mit Forschungsflugzeugen Messungen in der Grenzschicht gemacht. Die Flüge waren zum Teil Horizontalflüge als auch Sägezahn-Flüge. Das Problem der zu geringen Datendichte wurde somit minimiert und ermöglicht eine ausführlichere Untersuchung der zeitlichen sowie räumlichen Variabilität der Konvektionsbedingungen.

## 4.2 Messdaten

Zur Untersuchung der Konvektion wurden vier Tage mit unterschiedlichen Konvektionsbedingungen ausgewählt (4., 7., 10. und 11. Juli 2005).

Der 4. und der 7. Juli zählen zu den Intensivmesstagen (IOP), an denen hochreichende Konvektion stattfand. Am 10. und 11. Juli wurde lediglich flache Konvektion mit einem eingeschränkten Messprogram (IMK-Messtage) beobachtet.

### Radiosondenaufstiege

Die Tabellen 4.1 und 4.2 geben die insgesamt neun verschiedenen Aufstiegsorte der Radiosondenmessungen und die Uhrzeiten der jeweiligen Starts zwischen 6.00 und 17.00 UTC an. Das IMK führte Aufstiege in Chilbolton und Bath durch. Am 10. und 11. Juli 2005 sind lediglich Radiosondenmessungen aus Chilbolton vorhanden. An den Orten Camborne, Larkhill und Herstmonceux wurden die Sondierungen vom Met Office durchgeführt. Die Messungen in Oxford, Swanage, Chichester (Preston Farm) und Reading wurden durch weitere an CSIP beteiligte Universitäten (im Verbund der UFAM, Universities facility for Atmospheric Measurement) gemacht. Abbildung 4.2 zeigt die Radiosondenaufstiegsorte.

Die Messwerte wurden auf systematische Fehler untersucht. Die Messfrequenz der Radio-

**Tabelle 4.1:** Aufstiegstermine an den einzelnen Radiosondenstationen am 4. und 7. Juli.

Aufstiegsorte	Uhrzeit der Aufstiege 04. Juli (UTC)	Uhrzeit der Aufstiege 07. Juli (UTC)
Chilbolton	8, 10, 12, 14, 15, 16, 17	9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16
Bath	7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15	8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16
Swanage	—	8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17
Chichester	7, 8, 9, 10, 12, 13, 14, 15, 16	9, 10, 11, 13, 14
Reading	6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17	9, 12, 13, 16, 17
Camborne	6, 8, 11, 14, 17	5, 8, 11, 14, 17
Larkhill	6, 8, 10, 12, 14	5, 8, 10, 12, 14, 16
Oxford	—	9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16
Herstmonceux	6, 8, 11, 14, 17	5, 8, 11, 14, 17

**Tabelle 4.2:** Aufstiegstermine in Chilbolton am 10. und 11. Juli.

Aufstiegsort	Uhrzeit der Aufstiege 10. Juli (UTC)	Uhrzeit der Aufstiege 11. Juli (UTC)
Chilbolton	13, 15, 17	9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16



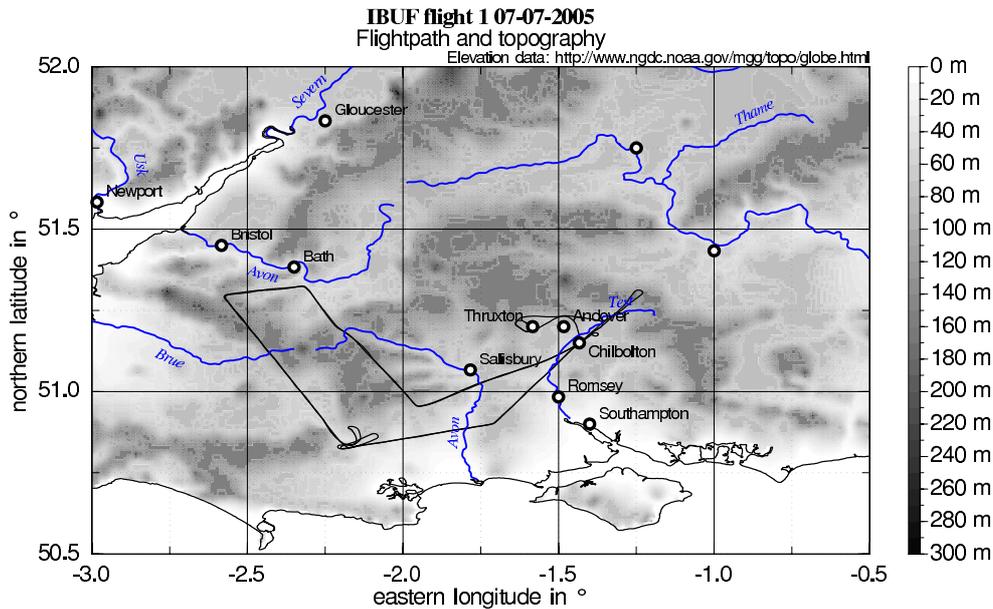
Abbildung 4.2: Aufstiegsorte der Radiosonden während CSIP.

sonden lag bei ca.  $0.03 \text{ s}^{-1}$ . Zur Auswertung wurden die gemessenen Größen Druck, Temperatur, Taupunkt, geopotentielle Höhe, Windrichtung und Windgeschwindigkeit verwendet. Diese wurden in ein Radiosondenanalyse-Programm des IMK eingelesen. Das Radiosondenanalyse-Programm ermöglicht es aus diesen Messwerten verschiedene Konvektionsindizes oder meteorologische Größen zu berechnen. Die Messwerte wurde dabei über einen Höhenabstand von 5 m interpoliert.

### Flugzeugmessungen

An den beiden Intensivmesstagen wurden mit dem Forschungsflugzeug Dornier 128 (DO-128) jeweils zwei Horizontalflüge (Abbildung 4.3) in der Grenzschicht durchgeführt. An den beiden anderen Tagen fanden Profilflüge („Sägezahnflugmuster“) in einer Linie Richtung Westküste statt (Abbildung 4.4). Start und Landeplatz war Throxtton, nordwestlich von Chilbolton. Tabelle 4.3 gibt die Flugdauer der jeweiligen Flüge wieder und in Tabelle 4.4 ist die Dauer der Vertikalprofilmessungen an den jeweiligen Tagen gezeigt.

Die mit dem Flugzeug gemessenen Vertikalprofile wurden in einer Höhe zwischen rund 300 und 3000 m über Grund durchgeführt. Das Forschungsflugzeug DO-128 ist mit zahlreichen Messinstrumenten ausgestattet, die neben meteorologischen Messgrößen auch luftchemische Größen und Eigenschaften der Erdoberfläche bestimmen (Kottmeier, 2003). Die in dieser Ar-

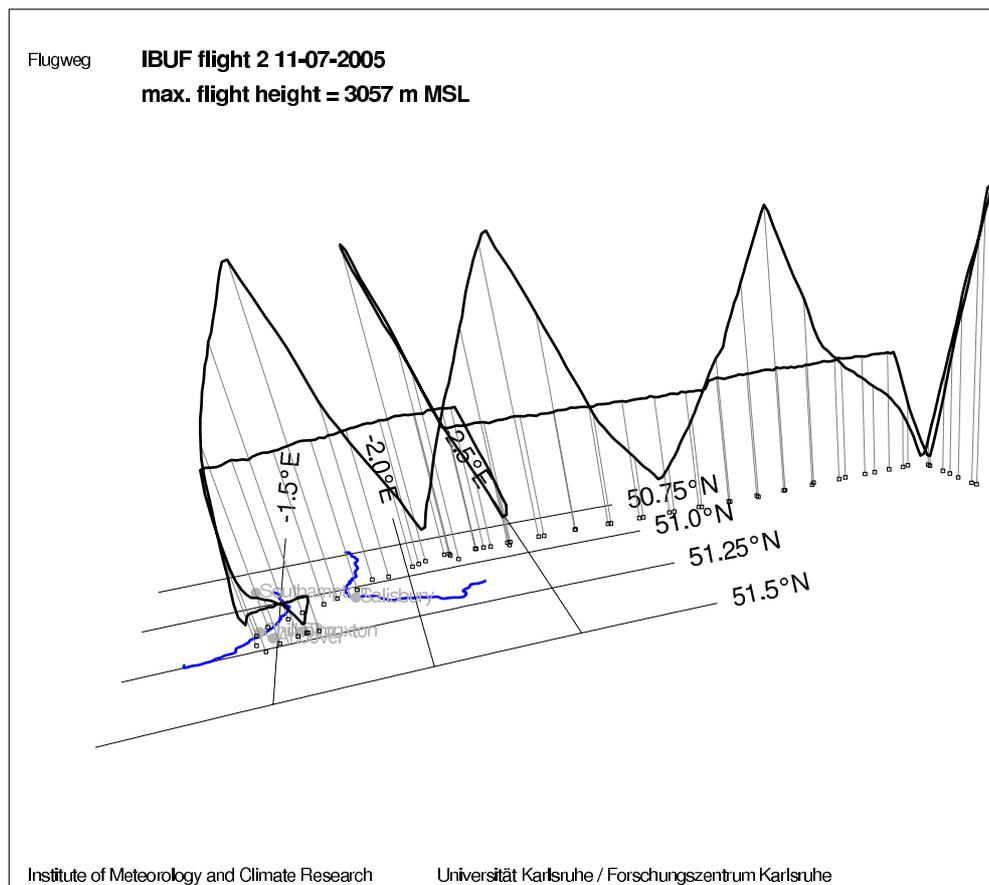


**Abbildung 4.3:** Flugweg des ersten Flugs am 7. Juli mit Topographie (Höhe über Meeresebene in m).

**Tabelle 4.3:** Flugdauer der Flugzeugmessungen mit der DO-128.

Tag	Flug1: Dauer (UTC)	Flug2: Dauer (UTC)
04. Juli	8.19 - 10.15	12.45 - 15.05
07. Juli	9.53 - 12.47	14.49 - 18.06
10. Juli	12.56 - 16.58	—
11. Juli	8.52 - 11.25	12.54 - 15.46

beit verwendeten Größen der Flugzeugmessungen waren Druck, Temperatur, Mischungsverhältnis (Humicap und Lyman- $\alpha$ ), Höhe, Windrichtung und Windgeschwindigkeit (Messung jede Sekunde). Mit Hilfe des Softwarepakets MATLAB wurden aus den Vertikalprofilen der Flüge, den Radiosondenaufstiegen und den Messwerten der Energiebilanzstationen künstliche Vertikalprofile erzeugt. Dazu wurden an die jeweils höchste Messhöhe der einzelnen Flugzeugprofile die Messwerte aus den darüberliegenden Höhen der Radiosondenaufstiege aus Chilbolton und Bath angefügt. Von den vorliegenden Radiosondenmessungen wurde dabei die räumlich und zeitlich nächstliegende ausgewählt. Die Messungen an den Energiebilanzmessstationen in Bath und Chilbolton, die zu denselben Uhrzeiten stattfanden, in denen auch die Flugzeugprofile aufgezeichnet wurden, wurden in den künstlich erzeugten Profilen als unterste Werte verwendet. Das Profil zwischen dem Boden und der untersten Messhöhe der Flugzeugmessung ergab sich aus einer linearen Interpolation der Temperatur



**Abbildung 4.4:** Flugweg des zweiten Fluges am 11. Juli.

zwischen der gemessenen Temperatur an der Energiebilanzstation und der Temperatur des untersten Messniveaus der Flugzeugmessung. Um ein Taupunktsprofil zu erstellen, wurde unter Annahme einer gut durchmischten Grenzschicht das Mischungsverhältnis in den unteren Höhen als konstant angesehen, d.h. es wurde das Mischungsverhältnis der untersten Messhöhe der Flugzeugmessung verwendet.

### Sonstige verwendete Daten, Software

Zur Analyse der Konvektionsbedingungen wurden neben den Radiosonden- und Flugzeugmessungen noch andere Daten verwendet. Dies sind:

- Satellitenbilder: Meteosat Second Generation MSG (infrarot und sichtbarer Kanal, 15-minütige Aufnahmen von Großbritannien).

**Tabelle 4.4:** Flugdauer der Vertikalflüge an den einzelnen Messtagen.

Termine der Vertikalflüge (UTC)			
4. Juli	7. Juli	10. Juli	11. Juli
8.28-8.32	10.29-10.32	13.03-13.13	9.00-9.09
9.14-9.16	11.47-11.49	13.13-13.21	9.09-9.18
9.16-9.18	15.23-15.26	13.21-13.31	9.18-9.27
9.58-10.00	16.40-16.44	13.31-13.41	9.27-9.37
12.55-12.58	-	13.41-13.51	9.37-9.46
13.20-13.22	-	13.51-14.01	9.46-9.58
13.22-13.25	-	15.19-15.27	10.43-10.52
13.49-13.51	-	16.36-16.43	10.52-10.57
13.51-13.53	-	-	13.02-13.12
13.54-13.57	-	-	13.12-13.18
14.34-14.37	-	-	13.19-13.28
14.37-13.40	-	-	13.28-13.27
-	-	-	13.37-13.49
-	-	-	13.49-14.01
-	-	-	14.01-14.12
-	-	-	14.12-14.18
-	-	-	15.01-15.06
-	-	-	15.06-15.13

- Videoaufzeichnungen des Wettergeschehens am Radar in Chilbolton im Tagesverlauf (am 4. Juli begann die Aufzeichnung um ca. 13.15 UTC).
- Radarmessungen: vorliegend als 15-minütige Kompositbilder (Regenrate in mm/h).
- Messungen von Met Office Synoptik-Stationen (am 4. und 7. Juli): stündliche Messung von Druck, Temperatur, Taupunkt, Wolkenbedeckungsgrad, Sichtweite, Windgeschwindigkeit und -richtung, teilweise sechsstündige Messungen der Niederschlagssummen.
- Energiebilanzstation des IMK in Bath und Chilbolton (zehnminütige Messungen).
- Quicklooks der Flugzeugmessungen.
- Bodenanalysekarten für Europa des Met Office und des DWD (jeweils sechsstündig vorhanden).
- Analysekarten des GFS (u.a. Geopotential 500 hPa, Vertikalbewegungen 500 hPa).

Zur graphischen Darstellung der Vertikalprofile dient das Softwarepaket RAOB (The complete RAOB Observation Program, Version 5.7.) des Environmental Research

Services, LLC (ERS). Das RAOB-Programm ist ein Programm zur Auswertung und Analyse von Aufstiegsdaten. Zum Vergleich verschiedener Sondierungen können diese in einem Diagramm zusammen dargestellt werden. Es kann unter anderem eine Analyse durch die Berechnung verschiedenster Parameter (z.B. KO-Index, Lifted Index, HKN, CAPE, CIN, Tropopausenhöhe) durchgeführt werden.

Werden bei der Auswertung Werte der CAPE verwendet, die mit RAOB berechnet wurden, so erfolgt die Berechnung ab dem Niveau der höchsten Instabilität. Die Werte werden dann durch CAPE-most bzw. LI-most gekennzeichnet. Während die oben genannten Indizes bei der Berechnung mit RAOB nur selten Abweichungen von weniger als 1.0 K zeigen, treten bei der mit dem RAOB-Programm errechneten CAPE vereinzelt Abweichungen von rund  $100 \text{ J kg}^{-1}$  im Vergleich zur Berechnung mit Hilfe des Radiosonden-Analyse-Programms auf. Unterschiede können z.B. durch die unterschiedliche Interpolation der Messwerte entstehen. Da die Berechnungen der CAPE durch RAOB nicht anhand der darin verwendeten Formeln nachvollzogen werden kann, wird weitgehend auf die berechneten Werte des RAOB-Programms verzichtet.

# Kapitel 5

## Auswertung: Zeitliche und räumliche Variabilität der Konvektionsbedingungen

### 5.1 4. Juli 2005: Hochreichende Konvektion

#### 5.1.1 Synoptische Lage am 4. Juli 2005

Großbritannien liegt im Einflussbereich eines Trogs, dessen Achse sich um 0.00 UTC von Irland bis Nordspanien erstreckt (Abbildung 5.1). Der Trog verlagert sich im Tagesverlauf nach Osten und befindet sich um 12.00 UTC über der Mitte und dem Süden Englands. Von ihm schnürt sich ein Kaltlufttropfen ab, der um 18.00 UTC über dem Osten Sünglands liegt. Auf der Trogvorderseite herrscht positive absolute Vorticityadvektion sowie negative Schichtdickenadvektion 500/1000 hPa, die zu großräumiger Hebung im Süden Großbritanniens führen.

In der Bodenwetterkarte von 0.00 UTC ist an der Südwestküste eine von Norden nach Süden orientierte Bodenkaltfront zu erkennen, welche England im Laufe des Vormittags von West nach Ost überquert und um 12.00 UTC die Ostküste erreicht (Abbildung 5.2). Im Südwesten kommt es vor der Front vermehrt zu Niederschlag. Hinter der Bodenfront geht die Schauerstätigkeit zurück.

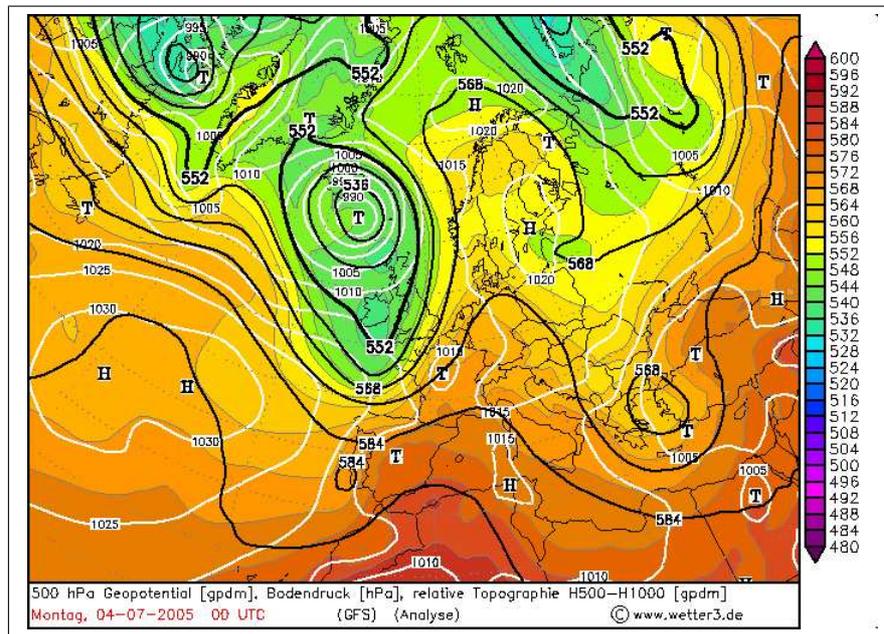


Abbildung 5.1: 4. Juli: Geopotential 500 hPa, Bodendruck, ReTop500/1000 von 0.00 UTC.

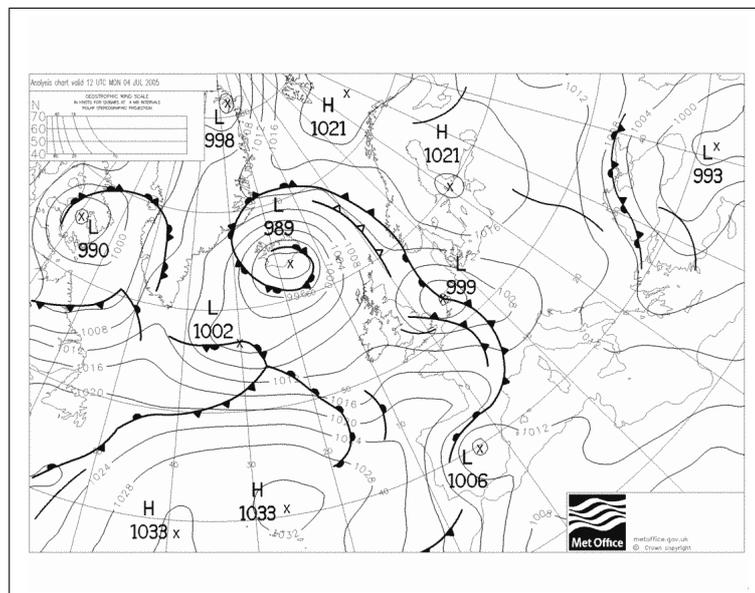
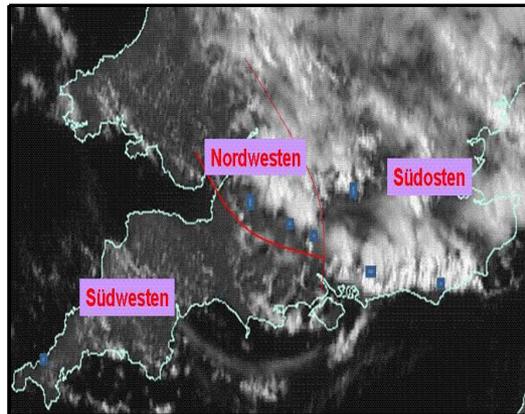


Abbildung 5.2: 4. Juli: Bodenanalyse von 12.00 UTC.

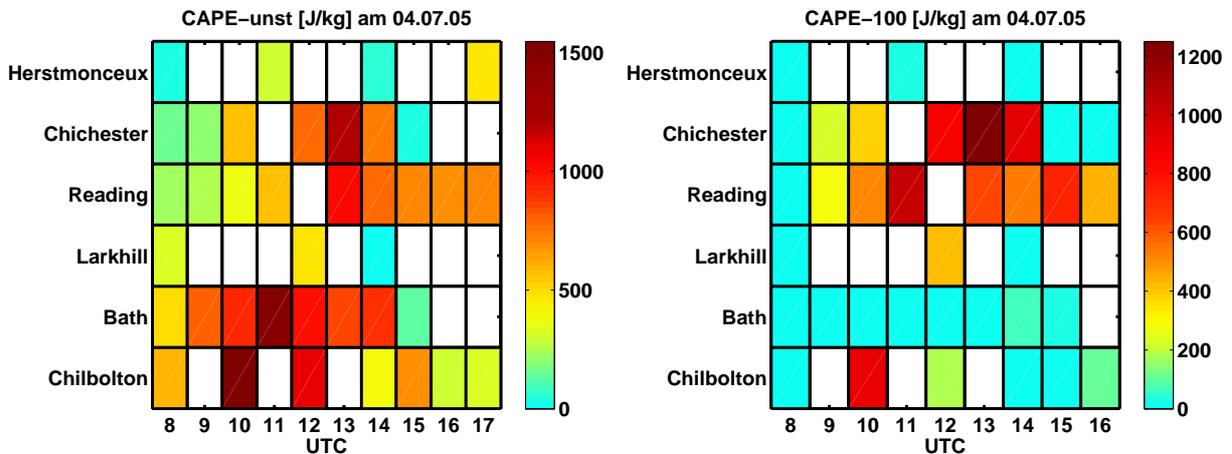


**Abbildung 5.3:** Satellitenaufnahme von Südengland: Unterteilung des Untersuchungsgebiets am 4. Juli hinsichtlich der konvektiven Entwicklung.

### 5.1.2 Zeitliche und räumliche Variabilität der Konvektionsindizes am 4. Juli 2005

Betrachtet man die Entwicklung hochreichender Konvektion am 4. Juli, so lässt sich Südengland hinsichtlich des tageszeitlichen Verlaufs und der Intensität der Konvektion räumlich in drei Gebiete unterteilen: Südwesten, Nordwesten und Südosten (Abbildung 5.3). Diese Einteilung wird bei der Behandlung der Konvektionsbedingungen am 4. Juli beibehalten. Der Aufstiegsort Camborne liegt im südwestlichen Teil, wo auch die Flugzeugmessungen mit der DO-128 stattgefunden haben. Die Entfernung zu den anderen Aufstiegsorten beträgt zwischen 200 km und 400 km. Die Stationen Chilbolton, Bath und Larkhill liegen im Nordwesten bzw. der Mitte des CSIP-Untersuchungsgebietes, die Aufstiegsorte Reading, Chichester und Herstmonceux befinden sich weiter östlich.

Im Nordwesten Südenglands ist die Atmosphäre nach dem Frontdurchzug bereits zu Tagesbeginn instabil geschichtet. Die Konvektionsindizes weisen vorhandenes Konvektionspotenzial auf. Die Werte des LI-surf liegen um 8.00 UTC zwischen  $-2.0$  und  $-4.0$  K. In den durchgeführten Sondierungen ist eine signifikante vertikale Temperaturabnahme zu erkennen. Zwischen 850 und 500 hPa beträgt der vertikale Temperaturgradient durchschnittlich  $-0.0072$  K  $m^{-1}$ . Die Temperatur der vorhandenen Luftmasse ist an diesem Tag sehr niedrig. In Bath liegt die bodennahe Temperatur beispielsweise um 12.00 UTC, trotz guter Einstrahlungsbedingungen am Vormittag, bei  $15.4^{\circ}C$ . Des Weiteren ist die untere Troposphäre von hoher Feuchte geprägt. In den untersten bodennahen Schichten liegt das Mischungsverhältnis



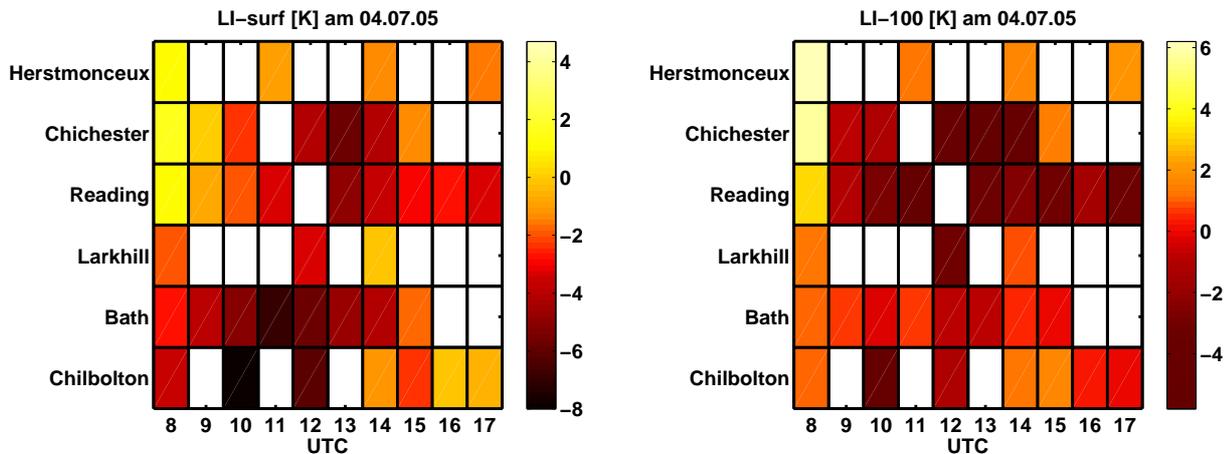
**Abbildung 5.4:** CAPE-unst (links) und CAPE-100 (rechts) am 4. Juli zu verschiedenen Uhrzeiten (UTC) an den einzelnen Radiosondenstationen.

nis zwischen  $8.0$  und  $8.5 \text{ g kg}^{-1}$ , in  $850 \text{ hPa}$  sind es rund  $4.3 \text{ g kg}^{-1}$ . Aufgrund der niedrigen Temperatur ist die relative Feuchte dabei hoch. Am Vormittag liegt das arithmetische Mittel der relativen Feuchte der Vertikalsondierungen in Bath, Larkhill und Chilbolton unterhalb von  $850 \text{ hPa}$  bei durchschnittlich  $79\%$ .

Im Laufe des Vormittags zeigen die Indizes eine teils erhebliche Zunahme der Instabilität. Der LI-surf sinkt dabei auf bis zu  $-8.0 \text{ K}$ . Die Abbildungen 5.4 und 5.5 zeigen die Werte verschiedener Indizes an den Radiosondenstationen. Die rot eingefärbten Bereiche geben eine hohe Instabilität an. Ab Mittag ist ein Rückgang der Instabilität zu verzeichnen. Der Großteil der Indizes weist aber auch dann noch ein erhöhtes Gewitterrisiko auf. So liegt der LI-surf bei rund  $-5.0 \text{ K}$ . An den Stationen Bath, Larkhill und Chilbolton lässt sich anhand der Indizes die Zunahme der Instabilität im Laufe des Vormittags und der Rückgang am Nachmittag erkennen. An den Stationen im Südosten (Reading, Chichester, Herstmonceux) ist die höchste Instabilität (stärkste rote Färbung) am frühen Nachmittag zu sehen.

Im Südosten des Untersuchungsgebietes sind die Konvektionsbedingungen zunächst moderat. Die Feuchte in den unteren Schichten ist wie im Nordwesten hoch. Auch hier ist im Laufe des Tages eine Zunahme der Instabilität festzustellen. Gemessen an der Höhe der Indizes sind die besten Konvektionsbedingungen, im Gegensatz zu den westlich gelegenen Aufstiegsorten, am frühen Nachmittag gegeben. Die Maxima bzw. Minima der Konvektionsindizes sind jedoch mit den erreichten Höchst- bzw. Tiefstwerten im Nordwesten vergleichbar. Zum Abend hin nimmt auch im Osten die Instabilität ab.

Die Zu- und spätere Abnahme der Gewitterwahrscheinlichkeit ist anhand der Konvektionsindizes an allen Stationen erkennbar. Wie schon bei den Indizes, so zeigt sich auch in



**Abbildung 5.5:** LI-surf (links) und LI-100 (rechts) am 4. Juli zu verschiedenen Uhrzeiten (UTC) an den einzelnen Radiosondenstationen.

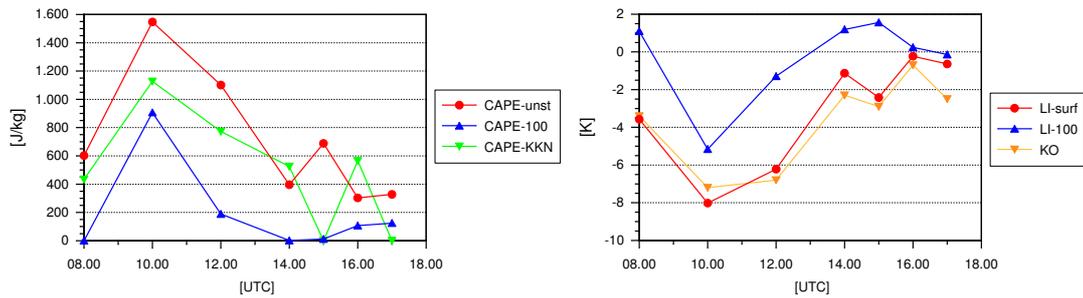
Radar- und Satellitenbildern zunächst ein Anstieg und später ein Rückgang der konvektiven Entwicklung im Tagesverlauf, wobei hier ebenfalls zunächst im Westen und später auch im Osten eine Zunahme gefolgt von einer Abnahme einsetzt. Aufgrund der westlichen Höhenströmung, des Durchzugs des Trogs und der Front liegt es nahe von advektiven Prozessen auszugehen.

Um die Ursache der zeitlichen Variabilität der Indizes zu untersuchen, wird zunächst ein einzelner Aufstiegsort betrachtet. Als Aufstiegsort wird dafür Chilbolton gewählt. Anschließend soll geklärt werden, ob die beobachteten Vorgänge auch als Ursache für die tageszeitliche Variabilität an den anderen Stationen in Frage kommen. Dazu wird auf den Wetterablauf im Untersuchungsgebiet eingegangen.

### Zeitliche Variabilität am festen Ort: Beispiel Chilbolton

Am frühen Vormittag ist die Schichtung der Atmosphäre aufgrund des Frontdurchgangs bereits zu Tagesbeginn instabil. Durch die ausgeprägte vertikale Temperaturabnahme beträgt der VT um 8.00 UTC 28.6 K und gibt eine sehr hohe bedingte Instabilität an. Am Vormittag fließt auf der Frontrückseite und mit dem sich verlagernden Trog kältere und trockenere Luft in die mittlere und obere Troposphäre ein. Diese Luftmasse wird auf der Vorderseite des Trogs heran transportiert. Die Höhenströmung hat dort eine südliche Richtung. Die Kaltluftadvektion ist im Windprofil deutlich durch ein starkes Linksdrehen des Windes mit der Höhe von westlicher auf südliche Richtung zu sehen.

Hohe Feuchtwerte in der unteren Troposphäre und die starke vertikale Temperaturabnahme führen zu latenter und potentieller Instabilität. So beträgt die CAPE-unst um 8.00 UTC

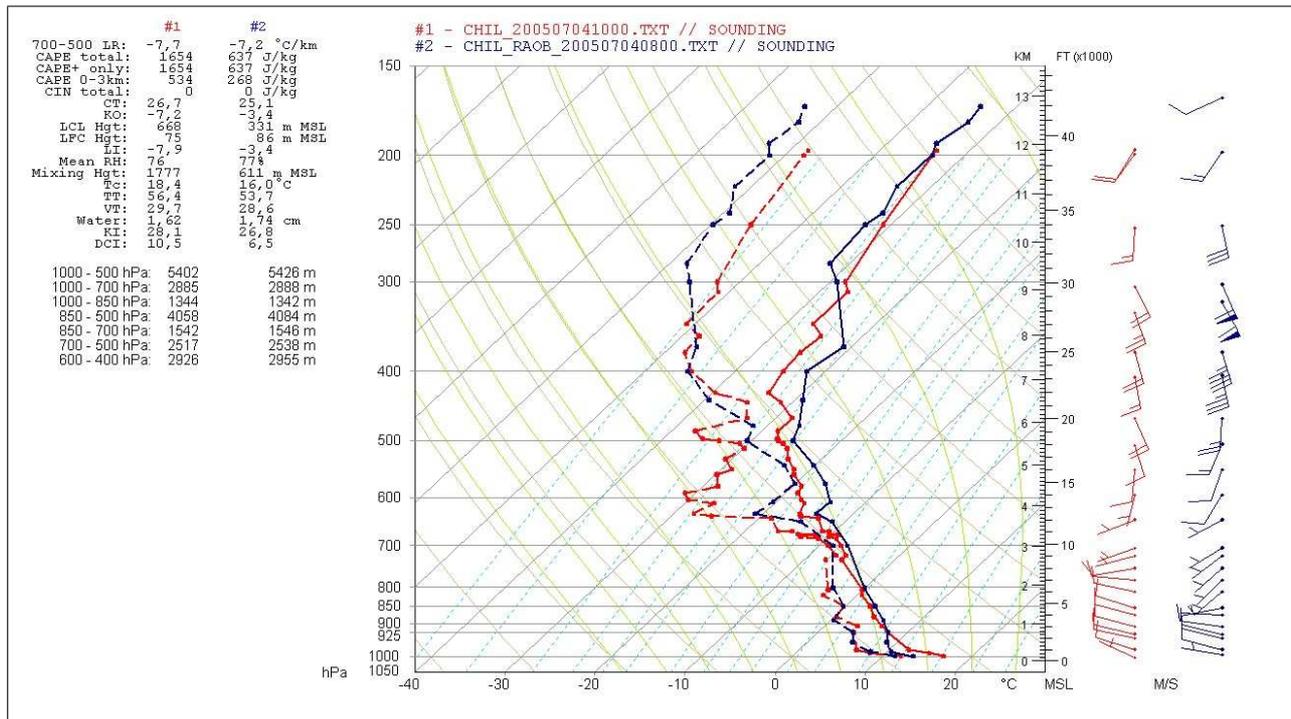


**Abbildung 5.6:** Zeitlicher Verlauf von CAPE-unst, CAPE-KKN, CAPE-100 (links) und KO-Index, LI-surf, LI-100 (rechts) am 4. Juli in Chilbolton.

$602 \text{ J kg}^{-1}$  und gibt moderate Konvektionsbedingungen an. Der KO-Index liegt bei  $-3.4 \text{ K}$  und gibt eine hohe potentielle Instabilität an (Abbildung 5.6). Des Weiteren ist nach dem Durchzug der Bodenfront keine Inversion in der unteren Troposphäre zu erkennen, die die Entwicklung hochreichender Konvektion behindern könnte. Das Einfließen kälterer und trockener Luft in der Höhe bewirkt um 10.00 UTC eine Zunahme des vertikalen Temperaturgradienten und dadurch einen Anstieg des VT, TT und der CAPE sowie eine Abnahme des KO- und Lifted Index (Abbildung 5.6), wodurch das von ihnen prognostizierte Gewitterrisiko stark zunimmt. Die Zunahme der vorhergesagten Instabilität ist bei den Konvektionsindizes, bei deren Berechnung Messwerte von Temperatur und Feuchte aus den bodennahen Schichten verwendet werden (CAPE, LI, KO), besonders ausgeprägt. Der Grund hierfür ist, dass zur gleichen Zeit, in der der Temperaturrückgang in der Höhe beobachtet werden kann, die Temperatur in der Grenzschicht durch gute Strahlungsbedingungen nach dem Frontdurchgang zunimmt.

Die Temperatur ist an diesem Tag in allen Höhen gering. Um 8.00 UTC liegt die Temperatur in zwei Metern Höhe bei  $13.5^\circ\text{C}$ . Die Feuchte bleibt in der Grenzschicht, trotz eines Rückgangs im Laufe des Vormittags, hoch. Der teilweise Rückgang der Feuchte in den höheren Schichten durch Advektion führt am Vormittag, zusätzlich zur Temperaturabnahme in der Höhe und der Temperaturzunahme in der Grenzschicht, zu einem Ansteigen der potentiellen Instabilität. So fällt der KO-Index von 8.00 UTC auf 10.00 UTC um  $3.8 \text{ K}$ . In Abbildung 5.7 sind die Aufstiege von 8.00 UTC und 10.00 UTC dargestellt. Die Temperaturzunahme in der Grenzschicht und der Temperatur- und Feuchterückgang in der Höhe lassen sich darin deutlich erkennen.

Bis Mittag (12.00 UTC) steigen die Temperaturen in Bodennähe auf  $17.1^\circ\text{C}$  an und das bodennahe Temperaturprofil zeigt eine überadiabatische Schichtung. Um 10.00 und 12.00 UTC wird die Auslösetemperatur erreicht, so dass freie Konvektion möglich ist. Die CAPE-KKN



**Abbildung 5.7:** Der Vergleich der Vertikalsondierungen am 4. Juli in Chilbolton um 8.00 UTC (blau) und 10.00 UTC (rot) zeigt die Veränderungen aufgrund von Einstrahlung und Kaltluftadvektion in der Höhe; (Links: Verschiedene berechnete Größen (Die Abkürzungen der verschiedenen Größen sind im Anhang aufgeschlüsselt. Sie gelten auch für die folgenden Abbildungen von Vertikalsondierungen.); Mitte: Taupunkttemperaturprofil (gestrichelt), Temperaturprofil (durchgezogen); Rechts: Windprofil).

zeigt hohes Gewitterrisiko, um 10.00 UTC beträgt sie  $1126 \text{ J kg}^{-1}$  und um 12.00 UTC  $773 \text{ J kg}^{-1}$ .

Chilbolton liegt am Vormittag vorderseitig des Trogs. Es herrscht negative Schichtdickenadvektion und aufwärts zunehmende positive absolute Vorticityadvektion. Insgesamt kommt es trotz der gegenläufigen Antriebsterme zu großräumiger Hebung.

Somit sind am Vormittag sehr gute Konvektionsbedingungen gegeben durch:

- hohe Feuchte in den unteren Schichten,
- hohe Instabilität,
- vorhandene Hebung.

Daher kann mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit mit dem Auftreten hochreichender Konvektion gerechnet werden.

Ab Mittag ist das Einfließen kälterer Luft im Windprofil nur noch oberhalb von 400 hPa zu sehen und die Windscherung hat stark nachgelassen. Der Wind weht unterhalb des 500 hPa-Niveaus aus West. Das Temperaturprofil zeigt um 12.00 UTC in allen Schichten eine geringfügige Temperaturzunahme. An den berechneten Indizes zeigt sich durch den Temperaturanstieg eine Abnahme der Gewitterwahrscheinlichkeit. So fällt beispielsweise die CAPE-unst von  $1547 \text{ J kg}^{-1}$  um 10.00 UTC auf  $1101 \text{ J kg}^{-1}$  um 12.00 UTC. Aufgrund der Verlagerung des Höhentiefs nach Osten hat positive Schichtdickenadvektion 500/1000 hPa eingesetzt und der Betrag der positiven absoluten Vorticityadvektion ist gesunken, wodurch die synoptischskalige Vertikalgeschwindigkeit abgenommen hat. Mit einem Wert von  $-4 \text{ hPa h}^{-1}$  in 500 hPa herrscht aber über dem Gebiet noch immer Hebung, so dass das vorhergesagte Gewitterrisiko hoch bleibt.

Daher kommt es nach 12.00 UTC zur Auslösung hochreichender Konvektion. Die einsetzenden Schauer und Gewitter führen in der unteren Troposphäre und insbesondere in den bodennahen Schichten zu einem Temperaturrückgang sowie einer Feuchtezunahme in allen Messhöhen. Daher geht die von den Indizes prognostizierte Gewitterwahrscheinlichkeit am Nachmittag zurück. Der Temperaturrückgang und der Feuchteanstieg in der unteren Troposphäre aufgrund des Niederschlags beeinflussen die Werte der Indizes erheblich. Zu diesem Zeitpunkt können die Konvektionsindizes nicht mehr zur Vorhersage herangezogen werden. Die Schauer- und Gewitteraktivität dauert bis 18.00 UTC an. Eine kurze Unterbrechung der Schauer ist in den Videoaufnahmen des Wettergeschehens am Radar in Chilbolton von ca. 14.40 bis 14.55 UTC zu sehen. In diesem 15-minütigen Zeitfenster lässt sich deutlich ein starkes Aufquellen der Konvektionsbewölkung erkennen, und lässt auf sehr gute Konvektionsbedingungen zu diesem Zeitpunkt schließen.

Als Gründe für die nachlassende konvektive Entwicklung zwischen 17.00 und 18.00 UTC kommen mehrere Faktoren in Frage. So nimmt die Temperatur in Bodennähe durch Niederschlag ab, während in den höheren Schichten eine Erwärmung beobachtet werden kann. Dies spiegelt sich in der Ab- bzw. Zunahme der Konvektionsindizes (je nach Index) wider. Ab Mittag setzt zudem negative absolute Vorticityadvektion in 500 hPa ein, die die großräumige Hebung vermindert. Um 18.00 UTC beträgt das Absinken im Westen und in der Mitte Südenlands in 500 hPa rund  $3 \text{ hPa h}^{-1}$ . Die gemessenen Feuchtwerte in

Chilbolton sind aufgrund der beobachteten Konvektion und des damit verbundenen Niederschlags hoch. Es ist jedoch im Laufe des Tages ein Rückgang der Feuchte im Untersuchungsgebiet zu erkennen, der durch die Advektion einer trockeneren Luftmasse aus Westen

verursacht wird, und die dort bereits am Vormittag eingesetzt hat. Am späten Nachmittag erreicht diese trockenere Luftmasse auch die Mitte Sünglands rund um Chilbolton.

In Chilbolton haben somit folgende Punkte zu einem Anstieg der Indizes (bzw. Abnahme, je nach Index) und zu guten Konvektionsbedingungen am Vormittag beigetragen:

- Postfrontale Wetterlage:
  - bedingt labile Schichtung der Troposphäre bis in die oberen Höhengchichten;
  - keine konvektionsbehindernden Inversionen in der unteren Troposphäre vorhanden;
  - starker Temperaturanstieg in der Grenzschicht durch gute Einstrahlungsbedingungen, gleichzeitig Advektion kälterer Luft in der Höhe;
  - Auslösetemperatur wird erreicht (freie Konvektion möglich);
  - hohe Feuchte in der unteren und mittleren Troposphäre.
- Lage der Station vorderseitig des Trogs (großräumige Hebung):
  - positive absolute Vorticityadvektion in der Höhe;
- Advektion kälterer und trockener Luft in der oberen Troposphäre.

Gründe für den Rückgang der Konvektionstätigkeit sind:

- Lage der Station rückseitig des Trogs (großräumiges Absinken):
  - negative absolute Vorticityadvektion in der Höhe;
- verstärkte Warmluftadvektion in der Höhe;
- Abbau der Instabilität durch Temperaturrückgang in Bodennähe;
- Feuchterückgang durch Advektion.

Die einzelnen Vorgänge finden auf der großräumigen bzw. auf der Meso-Skala statt und sind daher nicht nur in Chilbolton zu beobachten.

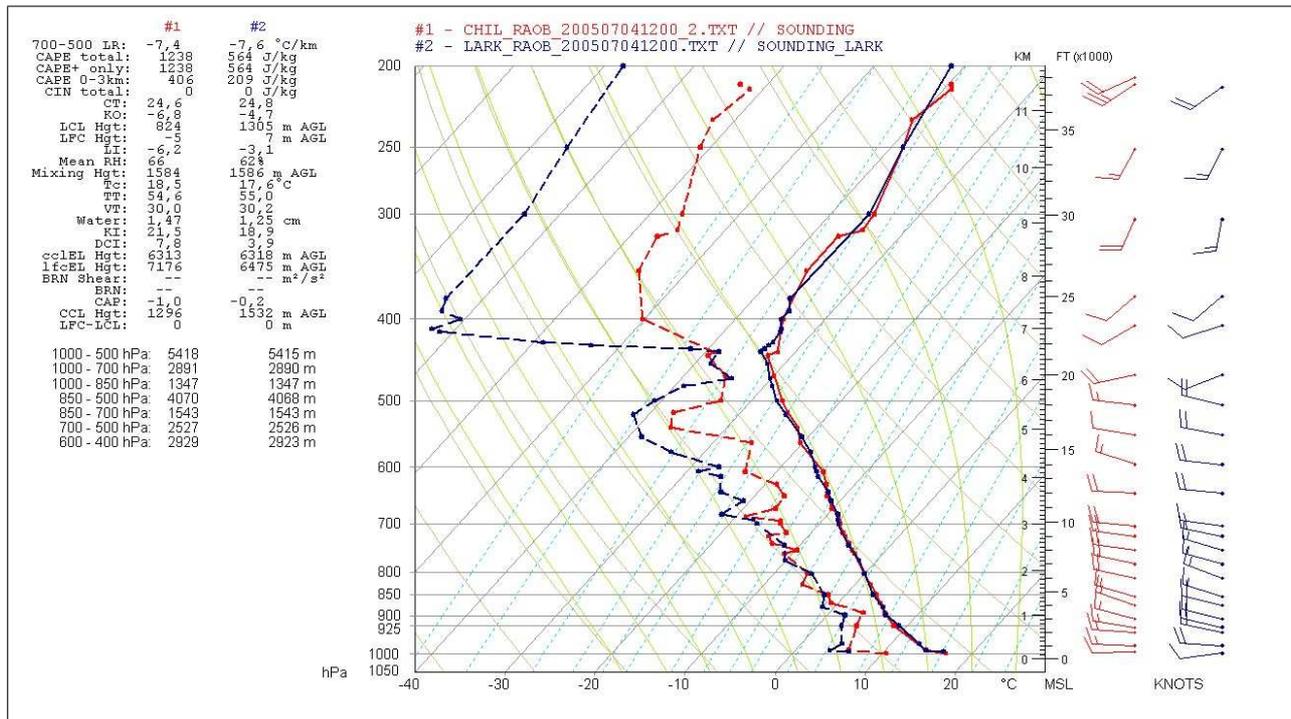
## Räumliche Variabilität

In den Sondierungen der zu Chilbolton nächstgelegenen Aufstiegsorte Bath und Larkhill zeigen die berechneten Konvektionsindizes am Vormittag ein ähnlich hohes Gewitterpotenzial. Die für die Variabilität der Indizes verantwortlichen Faktoren in Chilbolton (vgl. oben) lassen sich in Bath und Larkhill etwa zur gleichen Uhrzeit beobachten und sorgen auch dort für eine Änderung der Konvektionsbedingungen im Tagesverlauf.

Die Temperaturprofile der Stationen ähneln sich. Sie zeigen nach dem Frontdurchzug schon zu Tagesbeginn eine hohe vertikale Temperaturabnahme, die sich durch das Einfließen kälterer und trockener Luft in den oberen Schichten der Troposphäre verstärkt. Die Temperaturen in den bodennahen Schichten nehmen bis zum Mittag durch gute Einstrahlungsbedingungen zu. In Bath und Chilbolton ist die bodennahe Feuchte hoch, so dass mit dem Temperaturanstieg in den untersten Schichten durch Erreichen der Auslösetemperatur freie Konvektion möglich wird. In Larkhill sind die Feuchtwerte in den unteren Schichten um rund  $0.5 \text{ g kg}^{-1}$  geringer als in Chilbolton, wodurch die Werte der Indizes eine geringere potentielle und latente Instabilität angeben.

Am 12.00 UTC Aufstieg zeigt sich ein Nachteil bei der Verwendung der CAPE-unst gegenüber der CAPE-100. Bei der Berechnung der CAPE-100 gehen die über die untersten 100 hPa gemittelten Messwerte ein, während es bei der CAPE-unst die Messwerte aus einer Messhöhe, dem Niveau der höchsten Feuchttemperatur (instabilstes Niveau), sind. Um 12.00 UTC liegt die CAPE-100 in Larkhill bei  $476 \text{ J kg}^{-1}$  und gibt eine hohe Gewitterwahrscheinlichkeit an. Ein erhöhtes Gewitterpotenzial ergibt sich auch aus den Werten des VT, TT, LI-surf, LI-100 und KO-Index. Die CAPE-unst hingegen prognostiziert mit einem Betrag von  $470 \text{ J kg}^{-1}$  ein moderates bis geringes Risiko. Die Auslösung hochreichender Konvektion fand in Larkhill nach 12.00 UTC statt. Die korrekte Vorhersage des Ereignisses „hochreichende Konvektion“ durch die CAPE-100 war in diesem Fall deutlicher als die Vorhersage der CAPE-unst (Abbildung 5.4).

Der Grund für den geringen Wert der CAPE-unst, der sich auch bei einem Vergleich mit den Werten der CAPE-unst an den Stationen Chilbolton und Bath zeigt, ist die geringere Feuchte in Larkhill. Die Abhängigkeit der latenten Instabilität (repräsentiert durch CAPE und LI) von der Feuchte in den bodennahen Schichten wird in den Sondierungen um 12.00 UTC deutlich. Stellt man die Aufstiege in Larkhill und Chilbolton einander gegenüber, so sind die Temperaturprofile, nicht aber die Feuchte, nahezu identisch (Abbildung 5.8). In Chilbolton beträgt die Temperatur in Bodennähe  $17.1^\circ\text{C}$  und der Taupunkt  $10.5^\circ\text{C}$ . Die Taupunktdifferenz ist somit  $6.6 \text{ K}$  und entspricht einer relativen Feuchte von 65%. Die bodennahe Temperatur in Larkhill ist mit  $16.6^\circ\text{C}$  etwas niedriger. In Larkhill beträgt die



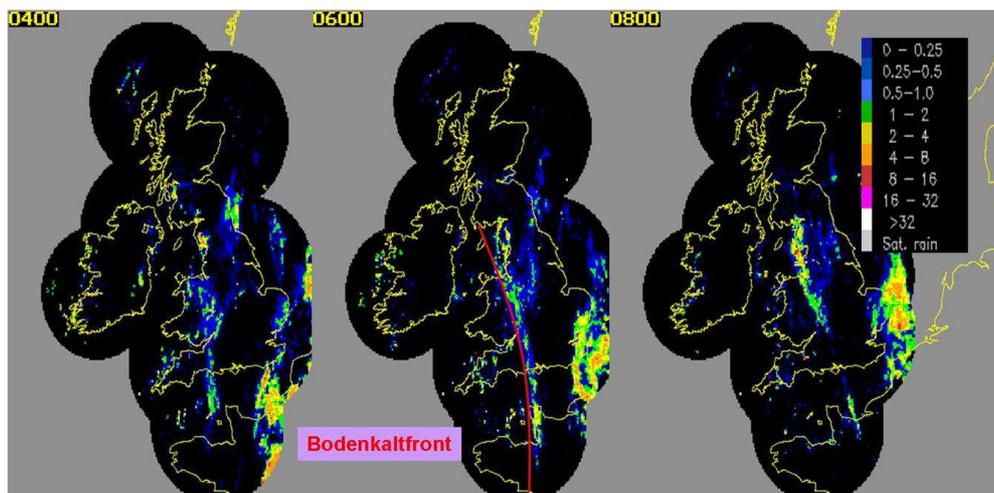
**Abbildung 5.8:** Vergleich der Vertikalsondierungen um 12.00 UTC am 4. Juli in Larkhill (blau) und Chilbolton (rot); (Links: Verschiedene berechnete Größen (siehe Anhang); Mitte: Taupunktstemperaturprofil (gestrichelt), Temperaturprofil (durchgezogen); Rechts: Windprofil).

relative Feuchte 50% und die Taupunktdifferenz 10.5 K. Der LI-most beträgt in Chilbolton -6.2 K und ist in Larkhill mit -3.1 K nur halb so niedrig. Die CAPE-most liegt in Chilbolton bei  $1238 \text{ J kg}^{-1}$ , in Larkhill beträgt ihr Wert  $564 \text{ J kg}^{-1}$ .

Modifiziert man nun die Sondierung in Larkhill indem man in den bodennahen Schichten die Taupunktdifferenz in Larkhill derjenigen in Chilbolton ohne Änderung des Temperaturprofils gleichsetzt, so gleicht die latente Instabilität (gemessen an LI und CAPE) annähernd der in Chilbolton. Die CAPE-most liegt dann bei  $1202 \text{ J kg}^{-1}$  und der LI-most bei -6.3 K. Die starke Abhängigkeit von einem bestimmten Messniveau stellt einen großen Nachteil dieser beiden Indizes dar.

## Konvektionsentwicklung

Am 4. Juli kommt es aber nicht nur in der Region rund um Bath, Larkhill und Chilbolton zu hochreichender Konvektion. In der eingeflossenen Kaltluft und bedingt durch die großräumige Hebung vorderseitig des Trogs sind in ganz Südengland Schauer und Gewitter, zum



**Abbildung 5.9:** Radarbilder von 4.00 UTC, 6.00 UTC und 8.00 UTC am 4. Juli. Die rote Linie zeigt die Position der Kaltfront, wie sie in der Bodenwetterkarte von 6.00 UTC eingetragen ist (Regenrate in mm/h).

Teil mit Hagel, zu beobachten.

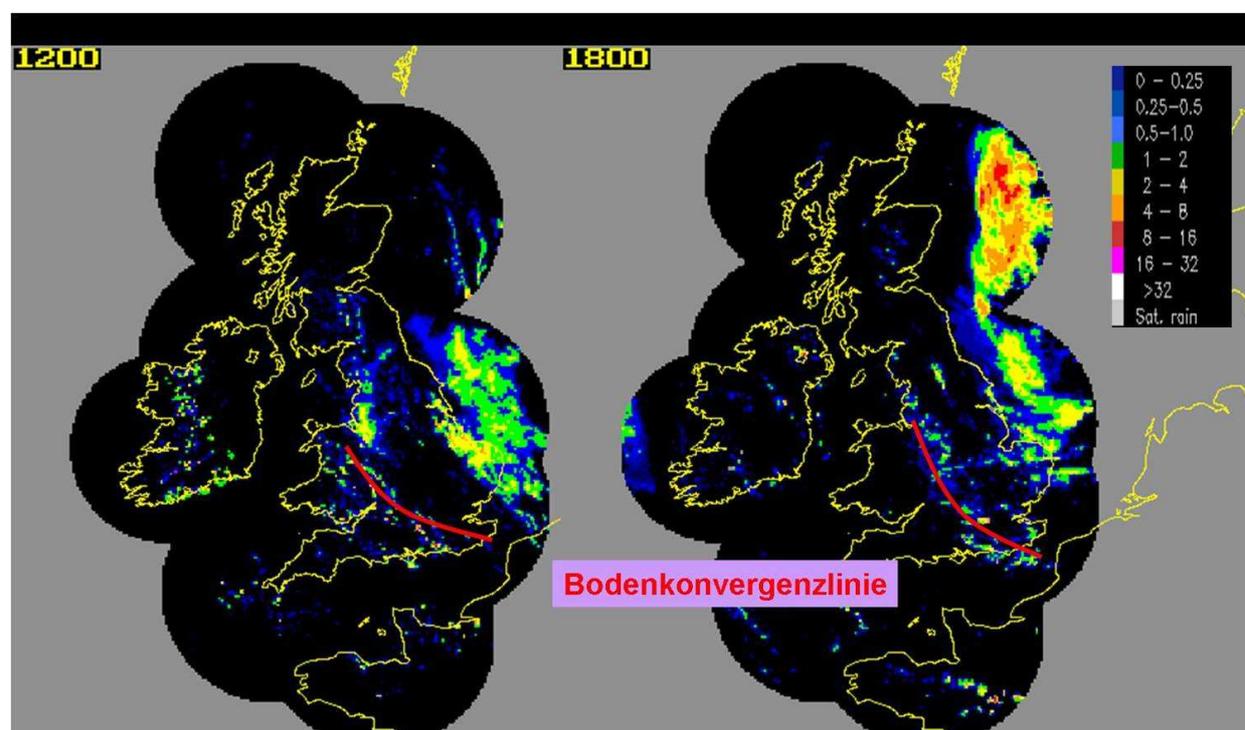
In den frühen Morgenstunden beschränken sich die Schauer und Gewitter zunächst auf den südwestlichen Teil des Untersuchungsgebiets. Die Schaueraktivität zeigt sich in den Radarbildern in Form eines nordsüd-orientierten Streifens erhöhter Reflektivität, der sich nach Osten verlagert und dabei an Intensität einbüßt. Um 6.00 UTC liegt er über der Mitte Südens. Danach geht die Intensität der Radarsignale zurück. Um 8.00 UTC hat sich der Streifen aufgelöst. Dieser linienhafte Bereich erhöhter Reflektivität steht in Zusammenhang mit dem Durchzug der Kaltfront. Die Front schwächt sich bei ihrem Fortschreiten ab, was mit einer Abnahme der Radarsignale um 8.00 UTC übereinstimmt (Abbildung 5.9). In den vorliegenden Daten von verschiedenen Wetterstationen in Südens ist die Front anhand eines Druckminimums und späteren Druckanstiegs auszumachen. Andere typische Merkmale (Taupunkttemperaturrückgang, Winddrehung) sind nicht immer bzw. nicht deutlich zu sehen. Die rasche Verlagerung, der präfrontale Niederschlag und das in 700 hPa erkennbare Absinken hinter der Bodenkaltfront deuten auf eine Katafront hin. Das Absinken führt zu guten Einstrahlungsbedingungen auf der Frontrückseite, so dass die Advektion kälterer Luft in Bodennähe durch die tageszeitlich Erwärmung teilweise kompensiert wird. Am Vormittag findet ein Temperaturanstieg in der Grenzschicht statt, der am späten Vormittag mit Erreichen der Auslösetemperatur am Boden freie Konvektion möglich macht.

Mit Annäherung des Höhentiefs und dem Durchzug der Front kommt es in der mittleren und oberen Troposphäre zum Einfließen kälterer und trockenerer Luft. Die Kaltluftadvektion

setzt am Vormittag von Westen her im Untersuchungsgebiet ein. Der Trog verlagert sich im Tagesverlauf nach Osten. Gegen Mittag erreicht die kühlere und trockenere Luftmasse die Mitte Sünglands und lässt sich am Nachmittag auch in der Osthälfte beobachten. Durch den Temperatur- und Feuchterückgang in der Höhe sowie den Anstieg der bodennahen Temperaturen kommt es zunehmend zu einer Labilisierung der atmosphärischen Schichtung, die sich in einer Zunahme der prognostizierten Gewitterwahrscheinlichkeit der Konvektionsindizes widerspiegelt. Da um 6.00 UTC in 500 hPa Hebung, in 700 hPa hinter der Front hingegen Absinken stattfindet, kommt es durch die vertikale Streckung der Luftsäule zusätzlich zu einem Anstieg der Labilität. Darüberhinaus tragen am Vormittag hohe Feuchtwerte in den unteren Schichten zu potentieller Instabilität bei. Aus Nordwesten werden vom Vormittag bis in den frühen Nachmittag hinein Gewitterzellen ins Untersuchungsgebiet advehiert. Radar- und Satellitenbilder lassen sowohl eine Intensivierung vorhandener Zellen als auch eine Neubildung erkennen. Auf der Trogvorderseite kommt es zu Hebung, was zur Auslösung der vorhandenen Instabilität und damit zur Entstehung und Verstärkung hochreichender Konvektion beiträgt.

Bis Mittag ist die Feuchte im gesamten Süden Englands hoch. Das Gebiet hoher Feuchte wird mit der westlichen Strömung nach Osten advehiert. Am Nachmittag gehen die Feuchtwerte im Westen stark zurück. Dort setzt rückseitig des Trogs aufgrund negativer absoluter Vorticityadvektion und Warmluftadvektion Absinken ein. Wie die Vertikalsondierungen zeigen, ist die Warmluftadvektion in der oberen Troposphäre stärker ausgeprägt, wodurch sich die atmosphärische Schichtung zunehmend stabilisiert. Dadurch lässt die Schauertätigkeit im Westen im Laufe des Nachmittags nach.

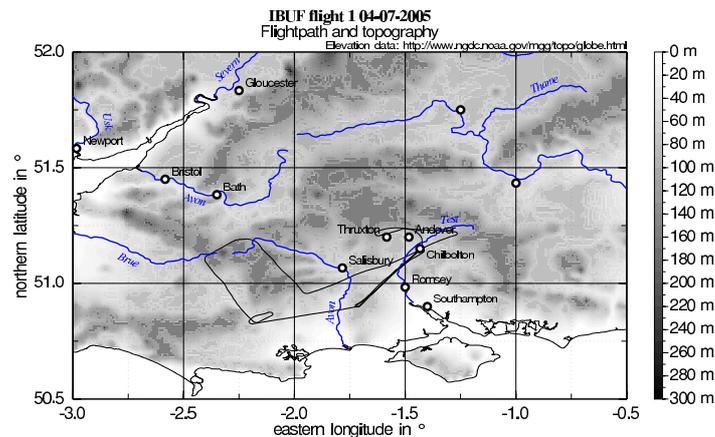
Im Osten hingegen sind die Feuchtwerte am Nachmittag höher. Der Trog verursacht dort Hebung, so dass es bis zum Abend zur Intensivierung und Entwicklung hochreichender Konvektion kommt. Darüberhinaus ist am Nachmittag im Südosten Großbritanniens eine Bodenkonvergenzlinie vorhanden, an der mit Hebung gerechnet werden kann. Bodennahe Konvergenz spielt bei der Auslösung hochreichender Konvektion eine nicht unerhebliche Rolle (Wilson et al., 1992). Entlang ihres Verlaufs von Nordwest nach Südost ist die Anzahl und Stärke der Radarsignale am Nachmittag erhöht. Abbildung 5.10 zeigt Radarbilder von 12.00 UTC und 18.00 UTC. Die rote Kurve markiert die Lage der Konvergenzlinie aus der Bodenwetterkarte zur jeweiligen Uhrzeit. Es kann davon ausgegangen werden, dass die Konvergenzlinie maßgeblich zur Konvektionsentstehung und Konvektionsentwicklung beigetragen hat.



**Abbildung 5.10:** Radarbilder von 12.00 UTC und 18.00 UTC am 4. Juli. Die rote Linie gibt die Position der Bodenkonvergenzlinie an, wie sie in den Bodenanalysekarten zur jeweiligen Uhrzeit eingetragen ist (Regenrate in mm/h).

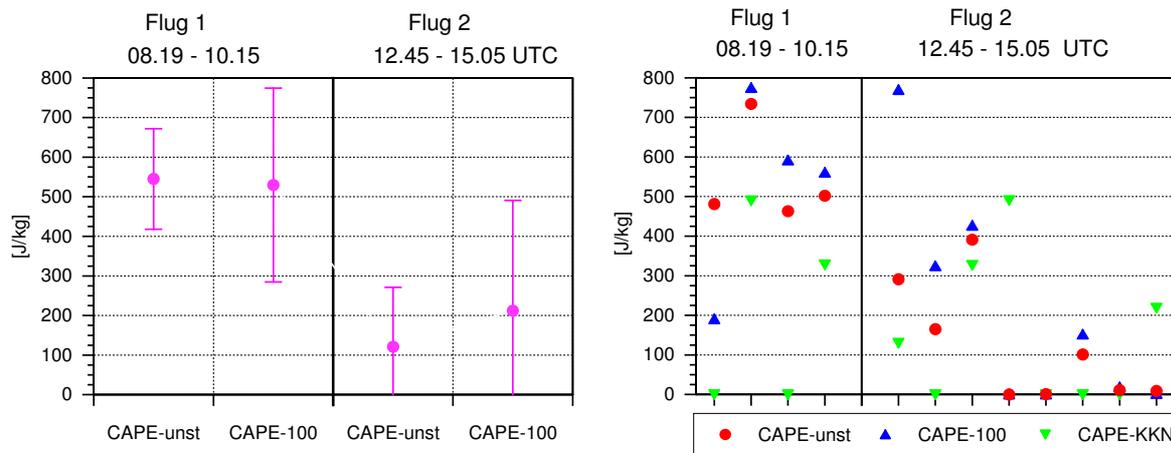
### Konvektionsbedingungen im Südwesten anhand von Flugzeugmessungen

Der erste Flug fand am Vormittag von 8.19 UTC bis 10.15 UTC statt, der zweite Flug am Nachmittag, von 12.45 UTC - 15.05 UTC. Beide Flugzeugmessungen wurden in einem Gebiet südöstlich von Bath und westlich von Chilbolton geflogen. In Abbildung 5.11 ist der Flugweg des ersten Flugs am 4. Juli zu sehen. Nach dem Kaltfrontdurchgang am frühen Vormittag ist die Schaueraktivität zunächst gering. Die CAPE, der LI und der KO-Index geben eine labile Schichtung der Atmosphäre an. Aus Westen werden im Laufe des Vormittags Schauer advehiert. Durch die großräumige Hebung kann die Instabilität ausgelöst werden, so dass die Schauer- und Gewitterzellen zum Mittag hin an Stärke und Anzahl zunehmen. Die Schwankungen des Mischungsverhältnisses während des Horizontalflugs am Vormittag in der Grenzschicht sind gleichzeitig mit Schwankungen der kurz- und langwelligen Strahlung verbunden und deuten darauf hin, dass sie aufgrund durchflogener Wolken entstehen. Anhand der Radar- und Satellitenaufnahmen kann nicht gesagt werden, ob Veränderungen der Temperatur- und Feuchtwerte zu einer Entstehung oder Intensivierung konvektiver Zellen beigetragen haben.

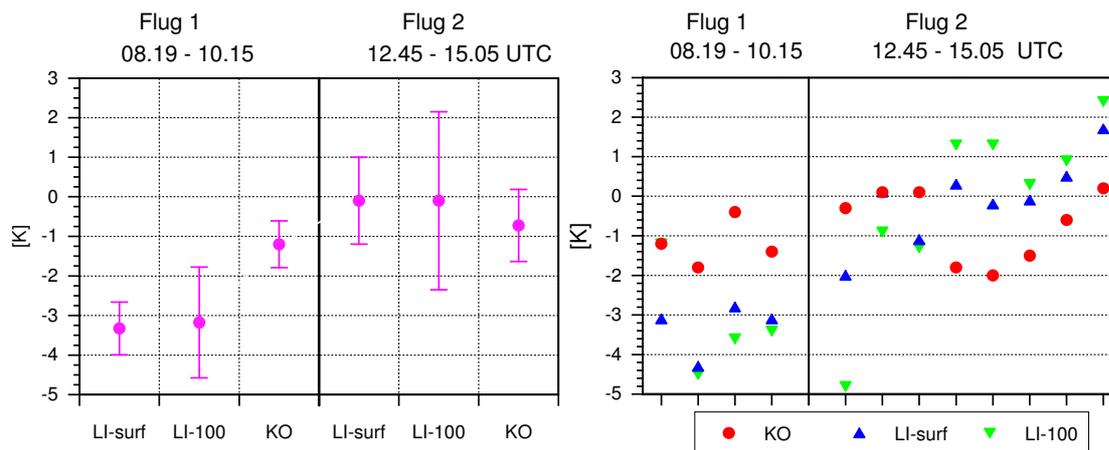


**Abbildung 5.11:** Flugweg des ersten Flugs am 4. Juli mit Topographie (Höhe über Meeressniveau in m).

Die Intensität der Konvektion nimmt ab Mittag ab. Nach 15.00 UTC sind nur noch sehr vereinzelt schwache Signale in den Radarbildern vorhanden. Die Indizes zeigen einen Rückgang der Instabilität im Tagesverlauf. In Abbildung 5.12 ist eine deutliche Abnahme der CAPE (CAPE-unst, CAPE-100, CAPE-KKN) am Nachmittag zu erkennen. In der linken Graphik beginnt die Skalierung der y-Achse bei  $0 \text{ J kg}^{-1}$ , da negative Werte der CAPE keinen Sinn machen. Auf der x-Achse der rechten Abbildung ist jeder Punkt einem Vertikalprofil innerhalb eines Flugs zugeordnet. Die Ergebnisse der Flugzeugmessungen werden durch die vertikale Linie innerhalb der Graphik getrennt. Die Flugdauer der Flüge ist jeweils angegeben. Die einzelnen Profilflüge sind chronologisch von links nach rechts angeordnet. Die genaue Flugdauer der einzelnen Profilflüge ist in Tabelle 4.4 angegeben. Dies ist auch bei den folgenden Abbildungen, in denen Ergebnisse der Vertikalsondierungen mit der DO-128 gezeigt sind, der Fall. Der KO- und der Lifted Index (LI-surf, LI-100) nehmen am Nachmittag zu (Abbildung 5.13). Für die Abnahme der CAPE bzw. dem Anstieg des KO- und Lifted Index sind verschiedene Faktoren verantwortlich. Die am Vormittag beobachtbare Kaltluftadvektion in der Höhe ist am Nachmittag nicht mehr vorhanden. Es setzt positive Schichtdickenadvektion ein. Gleichzeitig geht die Temperatur am Nachmittag, durch Niederschlag in Zusammenhang mit der Auslösung von Konvektion, in Bodennähe zurück. Durch die Abkühlung in den unteren Schichten und den Temperaturanstieg in der Höhe wird die Schichtung der Atmosphäre zunehmend stabiler. In den Flugzeugmessungen zeigt sich ein Feuchterückgang im Tagesverlauf, der ebenfalls zum Rückgang der Instabilität beiträgt. Desweiteren setzt am Nachmittag eine großräumige Absinkbewegung ein, die die Entwicklung zusätzlich unterdrückt. In Abbildung 5.14 ist die Vertikalgeschwindigkeit in



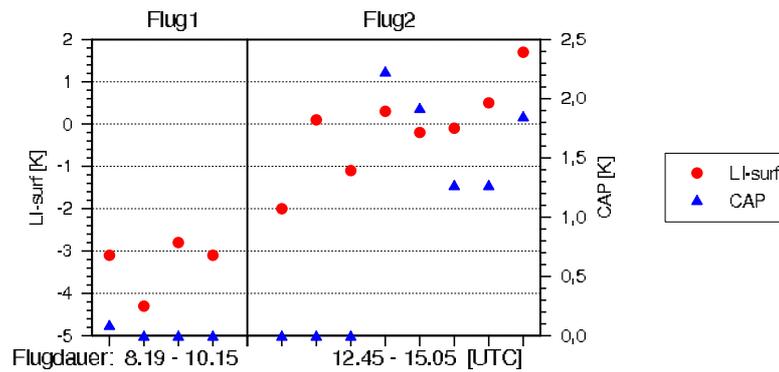
**Abbildung 5.12:** Links: Arithmetisches Mittel und Standardabweichung der CAPE-unst und CAPE-100 des ersten und zweiten Flugs am 4. Juli. Rechts: Werte der CAPE-unst/-100/-KKN.



**Abbildung 5.13:** Links: Arithmetisches Mittel und Standardabweichung des KO- und des Lifted Index des ersten und zweiten Flugs am 4. Juli. Rechts: Werte des KO/LI-surf/LI-100.

500 hPa um 12.00 UTC zusammen mit Satellitenbildern (MSG, sichtbar) von 12.00 UTC und 16.00 UTC gezeigt. Der Rückgang der Konvektionstätigkeit im Südwesten am Nachmittag ist darin deutlich zu erkennen. Die Abbildungen 5.15 und 5.16 zeigen die CAPE-unst zusammen mit der CIN-unst bzw. den LI-surf zusammen mit der CAP.





**Abbildung 5.16:** LI-surf und CAP der Flugzeugprofile am 4. Juli während des ersten und zweiten Flugs.

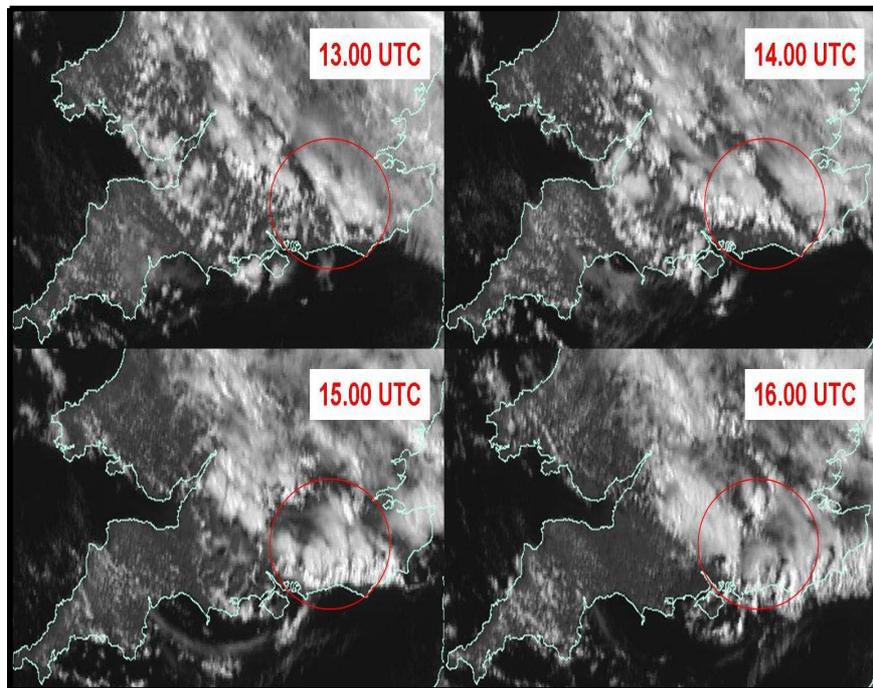
Im Laufe des Nachmittags ist ein Anstieg der CIN (Betrag der CIN) und der CAP zu erkennen. Zusätzlich zum Rückgang der Instabilität erschwert dieser Anstieg die Entwicklung hochreichender Konvektion.

In den küstennahen Regionen im äußersten Südwesten ist die Konvektionstätigkeit höher als im Bereich der Flugzeugmessungen südlich bzw. südwestlich von Bath. In diesem Bereich fanden allerdings keine Messungen statt. Ein Grund für die stärker ausgeprägte Entwicklung der Konvektion an der Küste könnte die Advektion feuchterer Luft durch auflandigen Wind aus Westen sein, die zusammen mit der stärkeren Erwärmung über dem Festland in den unteren Schichten für mehr Auftrieb sorgt und so zu Konvektion führt. Als weitere Möglichkeit ist eine Seewindfront denkbar.

### Konvektionsentwicklung im Südosten

Die Bodenfront überquert den Südosten Englands am späten Vormittag und erreicht die Ostküste gegen 12.00 UTC. Der Durchzug des Höhentiefs findet im Vergleich zu den Stationen im Nordwesten am späten Nachmittag statt. Genau wie dort führen beide Vorgänge zu einer Zu- und Abnahme der Konvektionsindizes im Tagesverlauf.

Im Osten zeigt sich am Nachmittag trotz der Gemeinsamkeiten (wie der Kaltluftadvektion), im Gegensatz zum westlichen Teil des CSIP-Untersuchungsgebiets eine stärkere Intensivierung der Konvektionstätigkeit (Abbildung 5.17). Der genaue Grund hierfür lässt sich nicht mit Sicherheit feststellen. Eine Ursache könnte der Einfluss der Orographie sein. Die Aufstiege im Nordwesten zeigen eine sehr hohe Instabilität der Luftmasse an. Diese Luftmasse wird nach Südosten advehiert und überquert dabei einen topographisch höher gelegenen



**Abbildung 5.17:** Satellitenbilder von Südengland (MSG, sichtbar) von 13.00 UTC, 14.00 UTC, 15.00 UTC und 16.00 UTC. Die Konvektion nimmt im rot umrahmten Bereich stark zu.

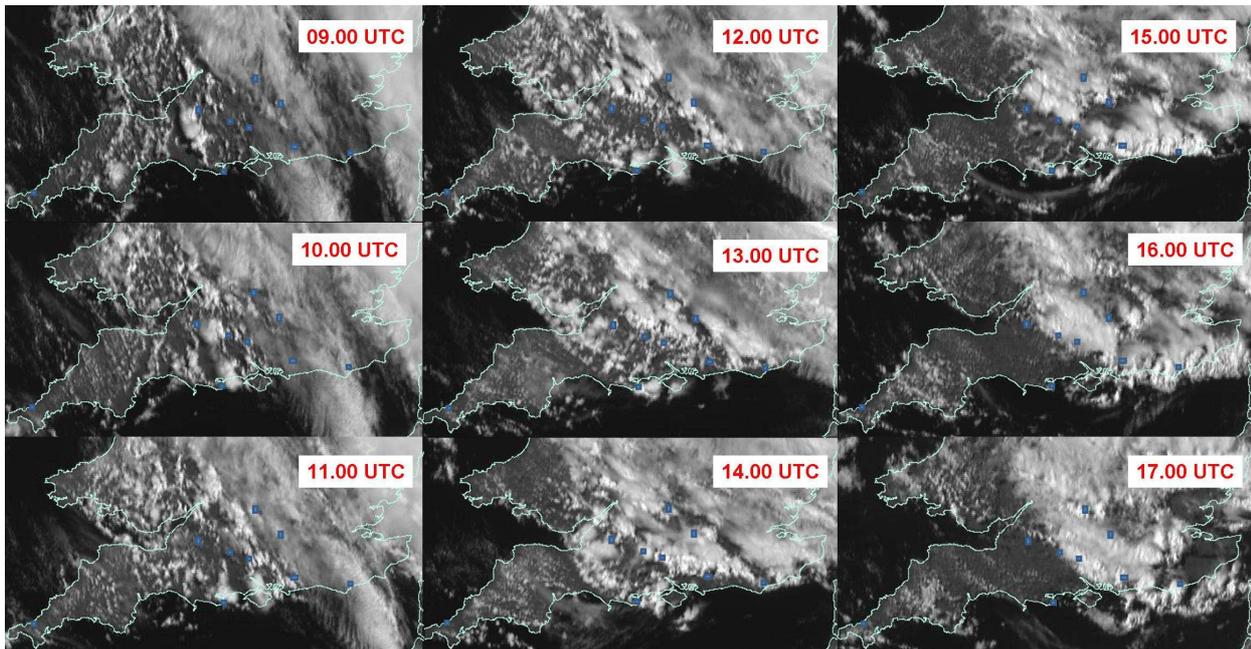
Bereich. Die Erhöhung beträgt zwar nur einige hundert Meter, die erzwungene Hebung bei der Überströmung der Berge könnte aber ausreichen, um aufgrund der labilen Schichtung der Luftmasse Konvektion auszulösen bzw. zu verstärken.

Darüberhinaus befindet sich der Südosten am Nachmittag auf der Vorderseite des Trogs, wo es zu großräumiger Hebung kommt, während die Hebung im Westen bereits nachgelassen hat.

In Chichester sind die Temperaturen am 4. Juli in den untersten Schichten höher als im nordwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Die mittlere Bodentemperatur liegt in Bath bei  $13.9 \pm 1.8^\circ\text{C}$  und in Chichester bei  $16.3 \pm 2.3^\circ\text{C}$  (Mittelwert und Standardabweichung). Die höheren Temperaturen können zu verstärktem Auftrieb und zur Intensivierung der Konvektion im Südosten beigetragen haben.

Als weiterer, wichtiger Grund kommt bodennahe Konvergenz in Frage, die neben dem Trog für zusätzliche Hebung sorgt. Um 12.00 UTC und 18.00 UTC ist in den Bodenwetterkarten

eine Konvergenzlinie im Südosten Englands zu sehen. Sie verläuft von Nordwest nach Südost und verbleibt weitestgehend stationär. Entlang ihres Verlaufs zeigen die Radarsignale am Nachmittag eine Verstärkung.



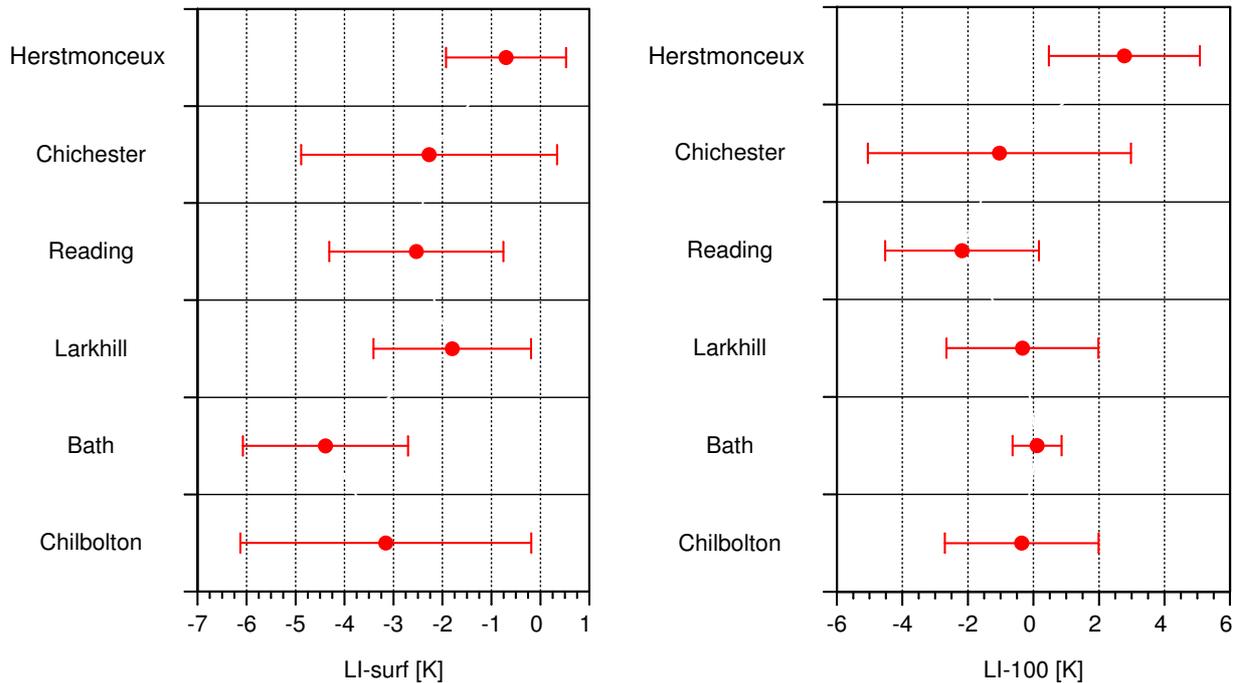
**Abbildung 5.18:** Satellitenbilder (MSG, sichtbar) von Südengland zu verschiedenen Uhrzeiten zusammen mit den Radiosondenstationen.

### Vorhersagegüte der Indizes

An allen Aufstiegsorten kommt es an diesem Tag zur Auslösung hochreichender Konvektion (Abbildung 5.18). Ist die Vorhersagegüte eines Index hoch, so sollte er an diesem Tag eine hohe Gewitterwahrscheinlichkeit vorhersagen. Der Großteil der Indizes prognostiziert tatsächlich eine hohe Gewitterwahrscheinlichkeit. Es gibt aber auch Ausnahmen.

Der DCI-surf und der DCI-100 sind am 4. Juli extrem niedrig. Beide liegen weit unter den Schwellenwerten für moderate Gewitterwahrscheinlichkeit von 18 K bzw. 16 K. Die zur Berechnung verwendeten Lifted Indizes (LI-surf, LI-100) geben jedoch ein hohes Gewitterpotenzial an. In den folgenden Abbildungen 5.19 und 5.20 sind die arithmetischen Mittel und die Standardabweichung des LI-surf, des LI-100, des DCI-surf und des DCI-100 an den einzelnen Stationen dargestellt. Grund für den niedrigen DCI-surf und DCI-100 ist die für eine Sommertag außergewöhnlich niedrige Temperatur. So beträgt die Bodentemperatur in Bath durchschnittlich  $13.9 \pm 1.8^\circ\text{C}$ . Die Tageshöchsttemperatur wird um 13.40 UTC mit  $16.5^\circ\text{C}$  erreicht. Durch die starke vertikale Temperaturabnahme ist die Temperatur in den höheren Schichten ebenfalls niedrig. Das arithmetische Mittel der Temperatur in 850 hPa liegt in Bath bei  $2.3 \pm 0.5^\circ\text{C}$ .

Da die niedrige Temperatur alle Schichten der Troposphäre betrifft, fällt die geringe Tempe-



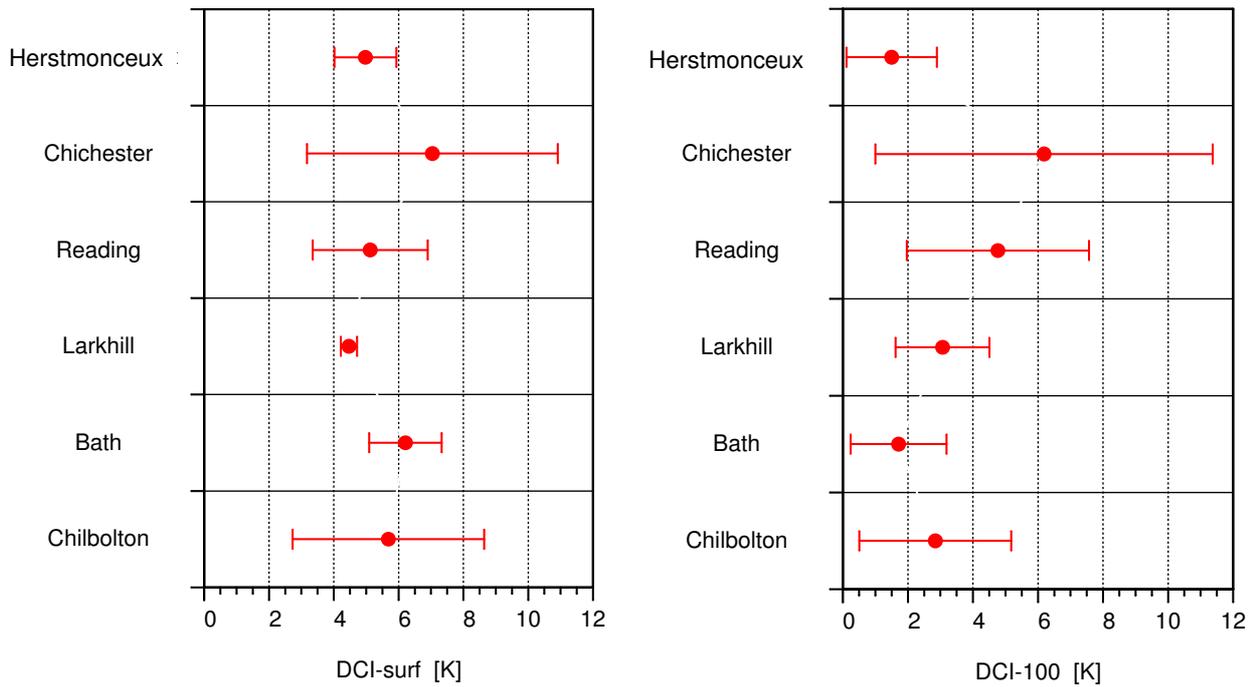
**Abbildung 5.19:** Arithmetisches Mittel und Standardabweichung des Li-surf (links) und LI-100 (rechts) am 4. Juli an den einzelnen Radiosondenstationen.

ratur beim LI-surf und LI-100, zu deren Berechnung man im Gegensatz zum DCI-surf und DCI-100 Temperaturdifferenzen verwendet, nicht ins Gewicht.

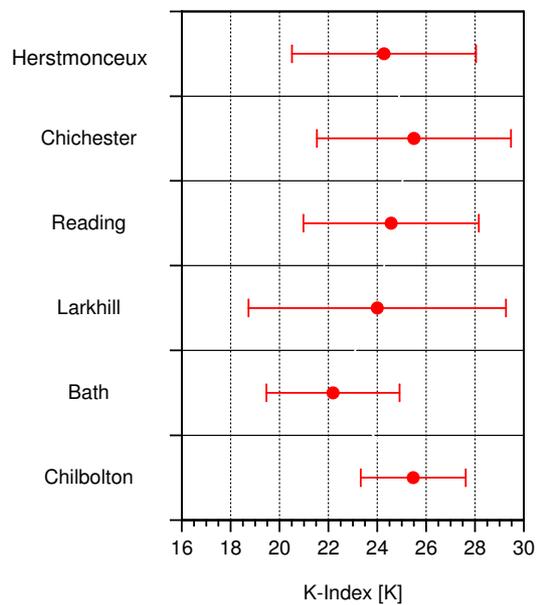
Ein weiterer Index, der an diesem Tag das Gewitterpotenzial unterschätzt, ist der K-Index. Ein Wert von 26.1 K gilt beim K-Index zur Unterscheidung zwischen Tagen mit und ohne Gewitter (Kunz, 2007). Abbildung 5.21 zeigt die gemittelten Werte an den einzelnen Stationen. Wie schon beim DCI, so führt auch hier die geringe Temperatur der Luftmasse an diesem Tag zu einem unterschätzten Gewitterrisiko durch den K-Index. Darüber hinaus trägt auch die Kaltluftadvektion in den oberen Schichten zu den niedrigen Werten des K-Index bei. Die advehierte Luft ist trocken, so dass die Taupunktdifferenz in 700 hPa groß ist, was zu einem niedrigen K-Index führt.

Die unterschiedlich hohe Variabilität der Indizes ist auf die unterschiedlich hohe Anzahl der Radiosondenaufstiege zurückzuführen.

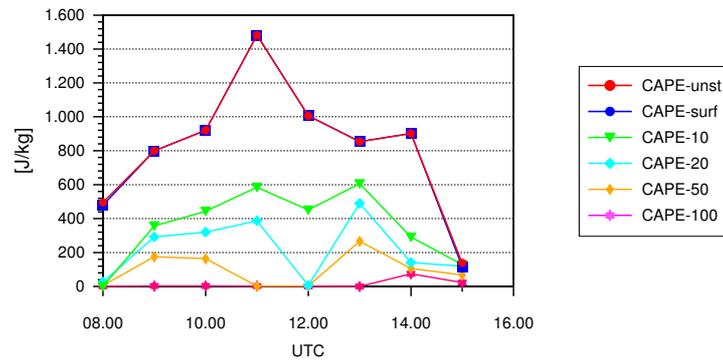
Der KO-Index, der LI-surf, der LI-100 und die CAPE-unst zeigen an den einzelnen Stationen einen einheitlichen Tagesverlauf. Die von ihnen prognostizierte Gewitterwahrscheinlichkeit stimmt bei allen Indizes weitestgehend überein. Die CAPE-KKN gibt aufgrund niedrigerer Feuchtwerte an einzelnen Aufstiegsorten ein geringeres Gewitterpotenzial an. Auch die CAPE-100 weicht teilweise in der Vorhersage von den anderen Indizes ab. Es wurde



**Abbildung 5.20:** Arithmetisches Mittel und Standardabweichung des DCI-surf (links) DCI-100 (rechts) am 4. Juli an den einzelnen Radiosondenstationen.



**Abbildung 5.21:** Arithmetisches Mittel und Standardabweichung des K-Index am 4. Juli an den einzelnen Radiosondenstationen.



**Abbildung 5.22:** CAPE in Bath am 4. Juli. Bei den verschiedenen CAPE-Werten geben die Ziffern das Mittelungsintervall in hPa an.

schon bei einem Vergleich der CAPE-most, in den Aufstiegen in Larkhill und Chilbolton um 12.00 UTC auf den Einfluss der Feuchte im untersten Integrationsniveau bei der Berechnung der CAPE hingewiesen. Abbildung 5.22 zeigt die Werte der CAPE-unst in Bath. Des Weiteren ist die CAPE gemittelt über verschieden dicke Schichten vom Boden ausgehend gezeigt. Es ist deutlich ein Rückgang der CAPE-Werte mit zunehmendem Mittelungsintervall zu erkennen. Die CAPE-100 gibt den ganzen Tag über geringes Konvektionspotenzial an. Grund für die niedrigere CAPE-100 (bzw. oftmals nicht vorhandene CAPE-100) im Vergleich zu den hohen Werten der CAPE-unst ist neben der vertikalen Temperaturabnahme der verstärkte Rückgang der Feuchte in Bodennähe mit zunehmender Höhe. Das Mischungsverhältnis geht dabei in den untersten 100 hPa um  $4.1 \text{ g kg}^{-1}$  zurück. Man kann von einer Fehlprognose der CAPE-100, in Bezug auf die Auslösung hochreichender Konvektion in Bath sprechen.

Betrachtet man die Indizes im Gesamten und sieht von wenigen Ausnahmen ab, so kann weitestgehend von einem einheitlichen Verlauf des von den Indizes vorhergesagten Gewitterpotenzials an den einzelnen Stationen gesprochen werden.

In Bath und Chilbolton zeigen die Indizes die höchste Instabilität im Laufe des Vormittags an, die allerdings gegen Mittag wieder abnimmt. Der Zeitpunkt der Auslösung hochreichender Konvektion liegt in Bath wie in Chilbolton zwei bis drei Stunden nach dem Aufstiegs-termin mit den besten Konvektionsbedingungen. In Larkhill und Herstmonceux kann, aufgrund des zeitlichen Abstands von mehreren Stunden zwischen den Sondierungen, über den genauen Verlauf der Instabilität keine Angabe gemacht werden. In Chichester ist die höchste Instabilität um 13.00 UTC gegeben. Die Auslösung tritt hier zwischen 13.00 UTC und 14.00 UTC ein. An fast allen Aufstiegsorten kommt es am Nachmittag zwischen 12.00 UTC und 14.00 UTC zu hochreichender Konvektion. Ausnahme ist Reading, wo bereits am Vor-

mittag Schauertätigkeit beobachtet werden kann. Ursache ist die Advektion aktiver Gewitterzellen aus Westen.

Die Auslösung hochreichender Konvektion an den Stationen Bath und Chilbolton fand im selben Zeitraum (von 12.00 UTC bis 14.00 UTC) statt, in dem es auch an den östlich gelegenen Stationen Chichester und Herstmonceux zur Auslösung kam. In Bath und Chilbolton zeigen die Indizes zu diesem Zeitpunkt bereits eine Abnahme der Instabilität, während die Indizes in Chichester und Herstmonceux bis zum Zeitpunkt der Auslösung eine Zunahme der Instabilität zeigen. Die genaue Ursache der späteren Auslösung hinsichtlich der höchsten gegebenen Instabilität in Bath und Chilbolton kann nicht sicher festgestellt werden. Man kann davon ausgehen, dass großräumige Hebung nicht sofort zur Auslösung führt, sondern dass erst eine gewisse Zeit vergehen muss, ehe der die Konvektion auslösende Hebungsmechanismus Wirkung zeigt (Doswell, 1987). Zum anderen wird in einigen Studien, beispielsweise von McNulty (1995), darauf hingewiesen, dass großräumige Hebung nicht als primärer Trigger der Konvektion angesehen werden darf. Sie schafft lediglich die Bedingungen, die für hochreichende Konvektion günstig sind (in diesem Fall wäre dies zum Beispiel die Kaltluftadvektion in der Höhe). Der eigentliche Grund für die Auslösung sollte auf der regionalen bzw. lokalen Skala gesucht werden. In einer Untersuchung von Crook (1996) hinsichtlich des Einflusses der Variabilität von Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht auf die Konvektionsentstehung wurde festgestellt, dass die bodennahe Temperatur einen erheblich Beitrag zur Konvektionsentwicklung liefert.

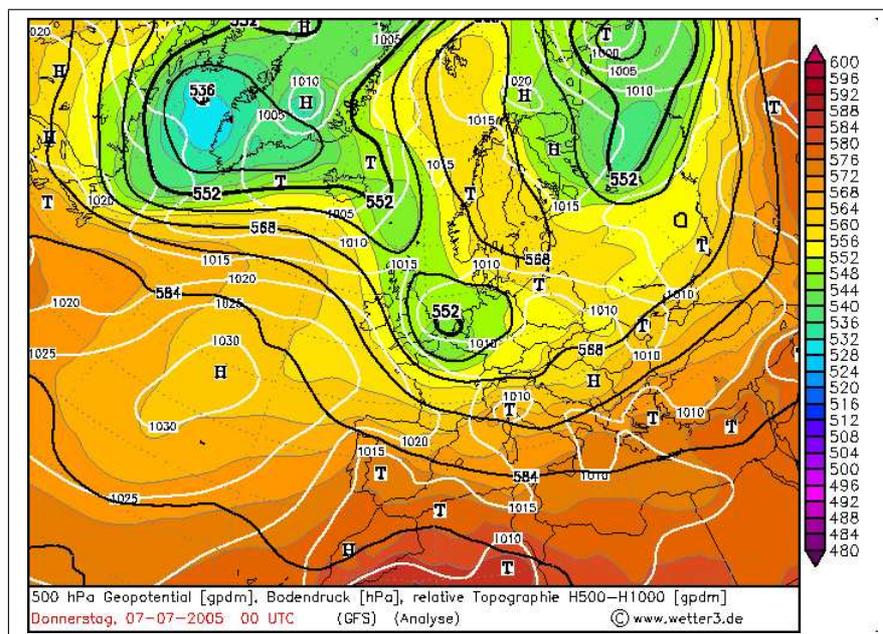
In Bath und Chilbolton steigen die Temperaturen bis zum Zeitpunkt der Auslösung an. Beim Erreichen oder Überschreiten der Auslösetemperatur könnte der positive Auftrieb, durch freie Konvektion aus den bodennahen Schichten zur Auslösung hochreichender Konvektion geführt haben.

## 5.2 7. Juli 2005: Mittelhohe Konvektion

### 5.2.1 Synoptische Lage am 7. Juli 2005

Am 7. Juli liegt um 0.00 UTC ein abgeschlossenes Höhentief vor der Südostküste Großbritanniens (Abbildung 5.23). Unter dem Trog befindet sich ein teilokkludiertes Tiefdruckgebiet (Abbildung 5.24). Der Trog und das zugehörige Bodentief ziehen im Laufe des Tages nach Osten ab. Des Weiteren zeigen die Bodenwetterkarten an diesem Tag eine von Nord nach Süd orientierte Warmfront westlich von England, welche um 0.00 UTC über Irland liegt, sich im Laufe des Tages langsam in Richtung Osten verlagert und sich zwischen 12.00 UTC und 18.00 UTC stationär vor der Westküste Englands befindet.

Am Vormittag bedeckt ein Streifen stratiformer, tiefer Bewölkung Teile Südens Englands. Er reicht von der Mitte bis zur Ostküste und gehört zur Okklusionsfront des vor der Südostküste befindlichen Tiefdruckgebietes. Die Bewölkung ist dicht und vermindert am Vormittag die Sonneneinstrahlung. Vereinzelt fällt Niederschlag von geringer Intensität. Im Osten Großbritanniens ist die Feuchte in der unteren und mittleren Troposphäre erhöht. Die Werte der relativen Feuchte liegen in 700 hPa zwischen 60% - 75%. In den darunterliegenden Niveaus erreichen sie durch die Schichtbewölkung Werte von bis zu 100%. Im Westen ist die



**Abbildung 5.23:** 7. Juli: Geopotential 500 hPa Bodendruck, ReTop500/1000 von 0.00 UTC.

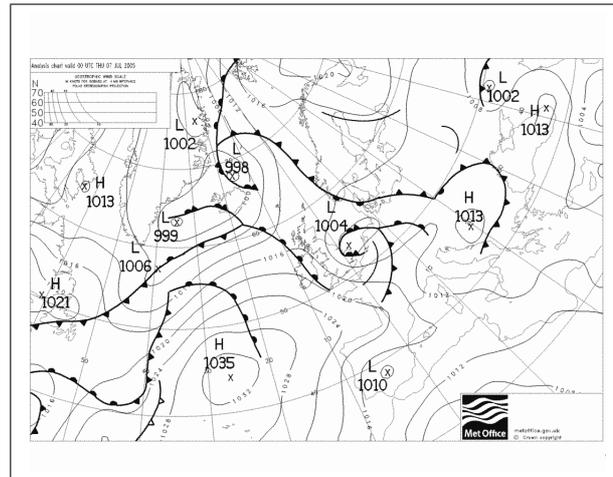


Abbildung 5.24: 7. Juli: Bodenanalyse von 0.00 UTC.

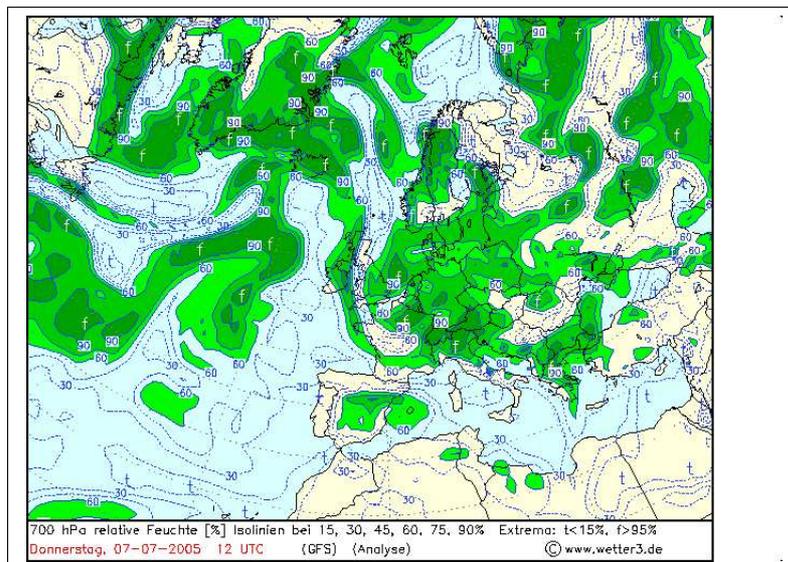


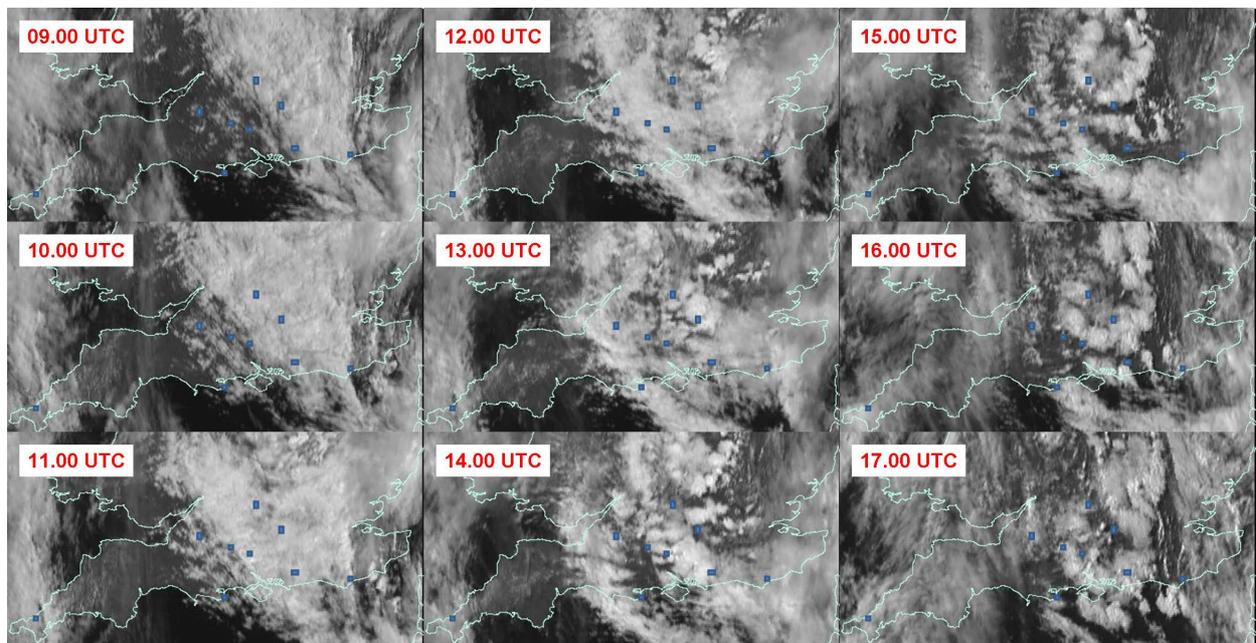
Abbildung 5.25: 7. Juli: relative Feuchte in 700 hPa um 12.00 UTC

Atmosphäre sehr trocken. Die relative Feuchte beträgt in 700 hPa weniger als 30% (Abbildung 5.25).

Im Laufe des Vormittags schiebt sich das Wolkenband mit einer Strömung zwischen 700 hPa und 800 hPa aus Nordost über das Untersuchungsgebiet hinweg. Es dehnt sich dabei geringfügig Richtung Westen aus. Vorderseitig eines sich im Laufe des Tages über Irland aufwölbenden Rückens herrscht in Südengland großräumiges Absinken vor. Dadurch lockert die Okklusionsbewölkung gegen Mittag hin von Norden her zunehmend auf (Abbildung 5.26). Um 12.00 UTC ist in den GFS-Analysekarten nördlich des CSIP-Untersuchungsgebietes in

500 hPa ein eng begrenzter Bereich zu sehen, in dem die Vertikalgeschwindigkeit im Gegensatz zum restlichen Teil Südenglands positiv ist. Im Norden des CSIP-Untersuchungsgebietes beginnt die Konvektion kurz nach Mittag. Es entstehen Schauer, die nach Süden und Südwesten advehiert werden. Am Nachmittag lässt sich in der Mitte des CSIP-Untersuchungsgebietes eine Intensivierung der nach Süden advehierten Schauer beobachten. Auch im Südosten Englands kommt es durch die nach Süden advehierten Schauer zu Niederschlag.

In den westlichen Teilen Südenglands löst sich die stratiforme Bewölkung im Vergleich zu den östlich gelegenen Gebieten später auf. Die Strahlungsbedingungen sind entsprechend schlechter und die bodennahen Temperaturen niedriger. Am späten Nachmittag setzt im Westen Südenglands durch die sich nach Osten verlagernde Warmfront Hebung ein. Um 18.00 UTC reicht das Hebungsgebiet bis in die Mitte des Untersuchungsgebietes. In Radar- und Satellitenbildern lässt sich jedoch im Westen keine konvektive Tätigkeit erkennen.



**Abbildung 5.26:** Ausschnitte von Satellitenaufnahmen (MSG, sichtbarer Kanal) am 7. Juli von Südengland zu verschiedenen Uhrzeiten. Sie zeigen unter anderem die Auflockerung der Okklusionsbewölkung und die Bildung konvektiver Wolken im Norden, sowie die Verlagerung nach Süden bzw. Südwesten.

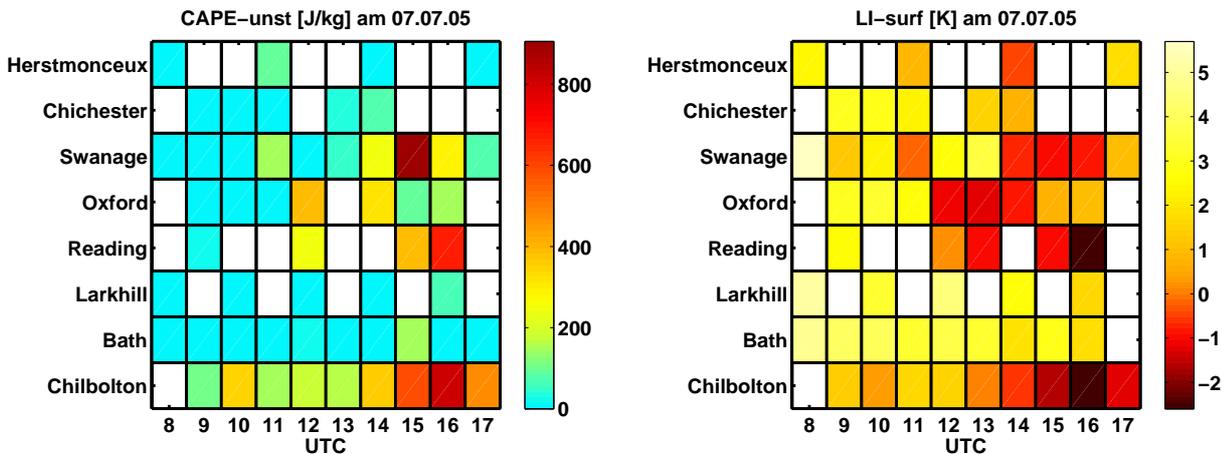
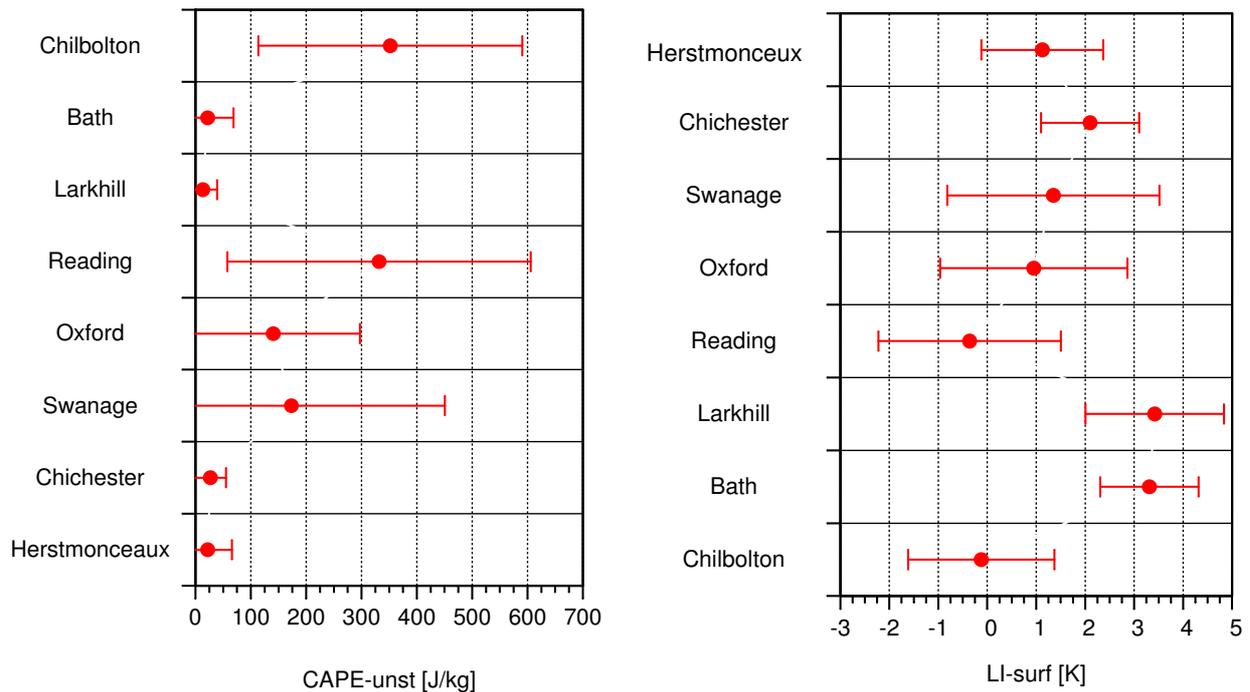


Abbildung 5.27: CAPE-unst (links) und LI-surf (rechts) am 7. Juli zu verschiedenen Uhrzeiten (UTC) an den einzelnen Radiosondenstationen.

## 5.2.2 Zeitliche und räumliche Variabilität der Konvektionsindizes am 7. Juli 2005

Am Vormittag des 7. Juli weisen die berechneten Gewitterindizes auf schlechte Konvektionsbedingungen im gesamten Süden Englands hin. In Abbildung 5.27 sind die Werte der CAPE-unst und des LI-surf an den einzelnen Stationen im Tagesverlauf zu sehen. Anhand der rötlichen Einfärbung erkennt man, dass die von der CAPE-unst und dem LI-surf prognostizierte Gewitterwahrscheinlichkeit ab 12.00 UTC an den Stationen Swanage, Reading, Oxford und Chilbolton ansteigt. Am Nachmittag kommt es an diesen Radiosondenstationen tatsächlich zur Auslösung von Konvektion. Danach geht das Gewitterpotenzial zurück. An den Aufstiegsorten Bath, Larkhill, Chichester und Herstmonceux hingegen bleibt die Gewitterwahrscheinlichkeit den ganzen Tag über geringer.

Das arithmetische Mittel und die Standardabweichung der CAPE-unst und des LI-surf sind für die einzelnen Stationen in Abbildung 5.28 dargestellt. Da die prognostizierte Gewitterwahrscheinlichkeit an den Aufstiegsorten Swanage, Reading, Oxford und Chilbolton am Nachmittag ansteigt, sind die tageszeitlichen Schwankungen der CAPE-unst und des LI-surf hier höher als an den anderen Stationen. Im Folgenden werden die Vorgänge, die zu den besseren Konvektionsbedingungen beitragen, anhand der Station Chilbolton erläutert. Mit Hilfe der vorliegenden Videoaufzeichnungen in Chilbolton wird die Entwicklung der Indizes mit dem beobachteten Wetterverlauf verglichen.



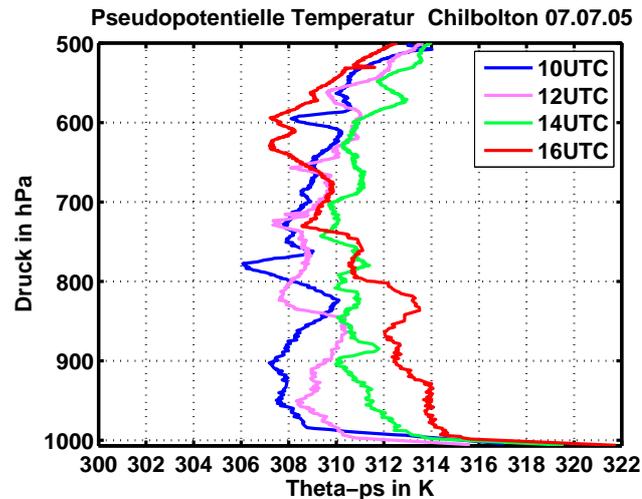
**Abbildung 5.28:** Arithmetisches Mittel und Standardabweichung der CAPE-unst (links) und des LI-surf (rechts) am 7. Juli an den einzelnen Radiosondenstationen.

### Zeitliche Variabilität am festen Ort: Beispiel Chilbolton

Zu Beginn des Tages ist der Betrag des vertikalen Temperaturgradienten gering. Die Atmosphäre ist stabil geschichtet. Alle Konvektionsindizes zeigen eine sehr geringe Gewitterwahrscheinlichkeit.

In der Grenzschicht erfolgt die Advektion wärmerer Luft aus nordwestlicher Richtung. Das Windprofil zeigt ein Rechtsdrehen mit zunehmender Höhe. Oberhalb dem 850 hPa-Niveau hat der Wind eine nördöstliche Richtung. In Bodennähe ist die Windgeschwindigkeit mit durchschnittlich  $5 \text{ m s}^{-1}$  gering, wodurch die Warmluftadvektion schwach ist.

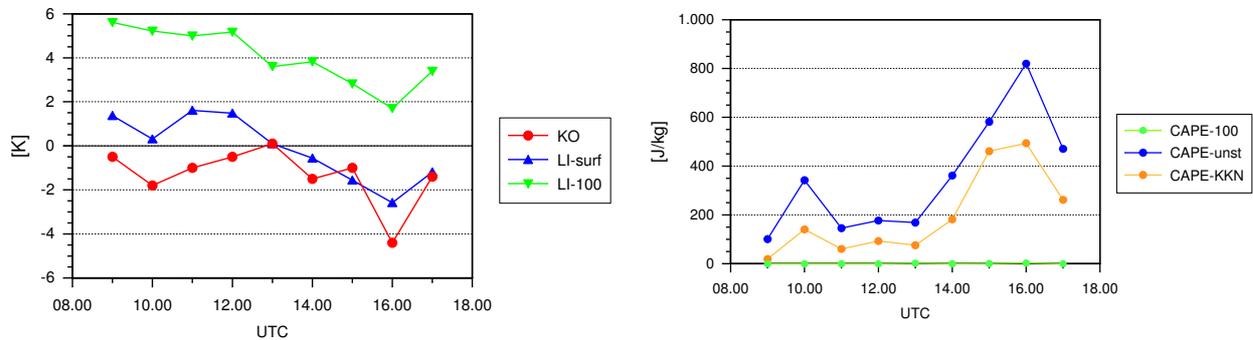
Die Videoaufnahmen am Radar in Chilbolton zeigen wie die Okklusionsbewölkung, die zu Tagesbeginn über dem Osten Englands liegt, zwischen 9.30 UTC und 10.00 UTC den Aufstiegsort Chilbolton erreicht. Die Feuchte steigt dadurch in den unteren Schichten an. Der Wolkenbedeckungsgrad beträgt um 10.00 UTC 8/8. Die Sonneneinstrahlung ist stark vermindert und der tageszeitliche Temperaturanstieg in Bodennähe entsprechend gering. Um 9.00 UTC beträgt die bodennahe Temperatur  $17.1^\circ\text{C}$  und um 13.00 UTC  $17.7^\circ\text{C}$ . Um 11.00 UTC geht die Temperatur aufgrund von leichtem Niederschlag zurück. Durch das groß-



**Abbildung 5.29:** Vertikalprofil der pseudopotentiellen Temperatur in Chilbolton am 7. Juli zeigt die Zunahme der potentiellen Instabilität aufgrund der Zunahme von Temperatur und Feuchte in den unteren Schichten im Tagesverlauf und der Kaltluftadvektion in der mittleren Troposphäre am Nachmittag.

räumige Absinken bilden sich in verschiedenen Höhen Absinkinversionen. Die Troposphäre wird zunehmend wärmer und trockener. Nach 13.00 UTC lockert die Bewölkung auf und es kommt zu einem Anstieg der bodennahen Temperaturen auf  $20.7^{\circ}\text{C}$  um 16.00 UTC. Um 14.00 UTC wird dabei die Auslösetemperatur erreicht. In den Videoaufzeichnungen zeigt sich die Entwicklung von Cumulus Congestus. Gegen 14.30 UTC kommt es zu einem kurzen Schauer und die Bodentemperatur sinkt ab. Nach 15.00 UTC sind gute Einstrahlungsbedingungen durch einen Rückgang der Bewölkung gegeben. Die bodennahe Temperatur steigt an und es ist erneut freie Konvektion möglich. Es kommt zu einem starken Aufquellen der konvektiven Bewölkung.

Zwischen 800 hPa und 750 hPa findet am Nachmittag ein Rückgang der Temperatur durch Advektion kälterer Luft statt, der sich auch im Vertikalprofil der pseudopotentiellen Temperatur (Abbildung 5.29) zeigt. Der Feuchteanstieg in der unteren Troposphäre durch die aufziehende Okklusionsbewölkung am Vormittag und die Temperaturzunahme in der Grenzschicht bewirken einen steten Anstieg der pseudopotentiellen Temperatur in den unteren Niveaus. Die Kaltluftadvektion in der mittleren Troposphäre führt dort am Nachmittag zu einem Temperaturrückgang. Um 16.00 UTC ist dadurch der vertikale Gradienten der pseudopotentiellen Temperatur zwischen 800 hPa und 600 hPa negativ und zeigt eine vorhandene potentielle Instabilität an. Auch der LI-surf, der KO-Index, die CAPE-unst und die CAPE-KKN zeigen am Nachmittag eine starke Zunahme der latenten bzw. potentiellen Instabilität



**Abbildung 5.30:** KO-Index, LI-surf, LI-100 (links) und CAPE-unst, CAPE-100, CAPE-KKN (rechts) am 7. Juli in Chilbolton.

an (Abbildung 5.30). Die CAPE-100 hingegen bleibt stets  $< 10 \text{ J kg}^{-1}$ . Der mittlere Wert des LI-100 liegt bei  $4.0 \pm 1.3 \text{ K}$ . Er zeigt wie die CAPE-100, abweichend von den anderen Gewitterindizes, eine höhere Stabilität der Atmosphäre an. Grund für den Unterschied ist die stark überadiabatische Temperaturabnahme, die sich am Nachmittag in Bodennähe einstellt. Die Mittelung der Messwerte über die untersten 100 hPa, die bei Berechnung der CAPE-100 und des LI-100 verwendet wird, bewirkt, dass der hohe Temperaturgradient am Boden durch die niedrigeren Temperaturen der höher gelegenen Schichten ausgeglichen wird. Dadurch ist die Temperatur, die zur Berechnung der CAPE-100 verwendet wird, deutlich geringer als die der CAPE-unst.

Die CAPE-KKN beträgt um 15.00 UTC  $461 \text{ J kg}^{-1}$  und um 16.00 UTC  $494 \text{ J kg}^{-1}$ . Sie gibt eine vorhandene latente Instabilität an. Zu diesen Zeitpunkten wird auch die Auslösetemperatur erreicht und ermöglicht damit freie Konvektion. Somit kann erwärmte Luft aus den bodennahen Schichten von selbst aufsteigen, das KKN erreichen und die der Konvektion zur Verfügung stehende Energie freisetzen.

Nach 16.00 UTC kommt es erneut zur Auslösung von Konvektion. Es fällt Niederschlag, wodurch die bodennahen Temperaturen zurückgehen. Die Vertikalsondierung um 17.00 UTC zeigt einen Anstieg der Temperatur in der mittleren Troposphäre, der auf das Freiwerden latenter Wärme zurückgeführt werden kann. Die Konvektionsindizes zeigen einen deutlichen Rückgang der Instabilität.

Der Hebungsmechanismus, der zur Auslösung der Konvektion geführt hat, kann nicht eindeutig festgelegt werden. Auf der synoptischen Skala würde großräumige Hebung in Frage kommen. Bis 12.00 UTC herrscht in 500 hPa rückseitig des Trogs schwaches großräumiges Absinken vor. Um 18.00 UTC kommt es über dem südwestlichen Teil Englands zu geringer

Hebung in 500 hPa. Da sich aber in den Vertikalsondierungen in Chilbolton bis einschließlich 17.00 UTC ein geringer Temperaturanstieg in der oberen Troposphäre erkennen lässt, ist es unwahrscheinlich, dass großräumige Hebung zur Auslösung geführt hat.

Die andere Möglichkeit ist, dass durch das Erreichen der Auslösetemperatur am Nachmittag freie Konvektion ausgelöst wurde. Ein zusätzlicher Einfluss geht von vorhandenen Inversionen aus, die mit Hilfe der CAP quantifiziert werden können. Um 13.00 UTC liegt sie in Chilbolton bei 0.4 K und gehört zu einer Inversion in ca. 1.5 km Höhe über Meeresniveau, die um 14.00 UTC bereits abgebaut wurde. Gleichzeitig wird um 14.00 UTC die Auslösetemperatur erreicht und es kommt zu einer Zunahme der konvektiven Bewölkung. In der Vertikalsondierung von 15.00 UTC ist eine Temperaturzunahme in ca. 700 hPa zu sehen. Die CAP beträgt 1.0 K. Durch die stattfindende Kaltluftadvektion in der mittleren Troposphäre nimmt die Temperatur in dieser Schicht um 16.00 UTC wieder ab. Die Inversion ist verschwunden und es ist keine CAP mehr vorhanden. Nach 16.00 UTC kommt es erneut zur Konvektionsauslösung.

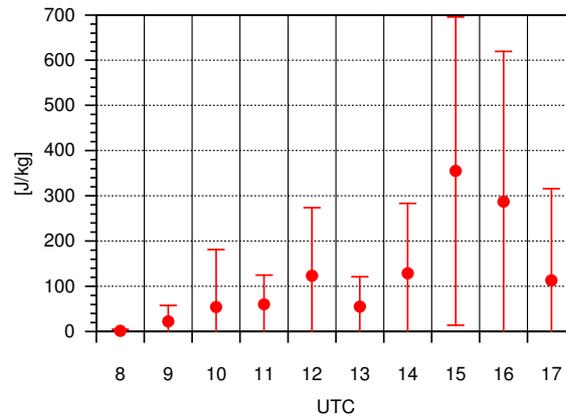
Daraus kann geschlossen werden, dass freie Konvektion zu Hebung geführt hat und dass durch einen Abbau vorhandener Inversionen in den unteren Höhenniveaus diese Hebung bis in größere Höhen möglich wurde.

Zusammenfassend lässt sich für Chilbolton festhalten, dass am Nachmittag gute Bedingungen für mittelhohe Konvektion herrschen. Die Gründe hierfür sind:

- Feuchte in den unteren Schichten,
- Abnahme der Stabilität durch:
  - Kaltluftadvektion in der mittleren Troposphäre,
  - Temperaturanstieg in Bodennähe durch Warmluftadvektion und Sonneneinstrahlung,
- Auslösetemperatur wird erreicht (freie Konvektion wird möglich),
- Abbau vorhandener Absinkinversionen.

### **Räumliche Variabilität**

Zu Tagesbeginn sind die Vertikalprofile an den einzelnen Stationen ähnlich. Die vertikale Temperaturabnahme ist gering, so dass sich der VT an den Aufstiegsorten nur geringfügig unterscheidet. Er bleibt während des gesamten Tages weitestgehend konstant ( $23.8 \pm 0.3$  K) und gibt eine moderate bedingte Instabilität an. In den untersten Schichten liegt die relative



**Abbildung 5.31:** Arithmetisches Mittel und Standardabweichung der CAPE-unst für eine Mittelung über alle Aufstiege an den jeweiligen Aufstiegsterminen am 7. Juli.

Feuchte zwischen 60% und 90%. In allen Vertikalsondierungen ist unterhalb von 850 hPa Advektion wärmerer Luft aus nordwestlicher Richtung durch ein Rechtsdrehen des Windes mit der Höhe festzustellen. Die Warmluftadvektion ist jedoch schwach. Die Höhenströmung kommt aus Nord.

Ein Grund ist unter anderem das dichte Wolkenband über der Mitte und dem Osten Südeinglands, das die Sonneneinstrahlungsbedingungen verringert. In einigen Vertikalsondierungen lässt sich Niederschlag erkennen, der sich in Radaraufnahmen anhand schwacher Signale zeigt. Da die Warmluftadvektion in den unteren Schichten schwach ausgeprägt ist, ist der Temperaturanstieg bis Mittag an den einzelnen Stationen gering. Vereinzelt wird sogar ein leichter Rückgang durch fallenden Niederschlag verursacht.

Der Wert der CIN beträgt in den meisten Aufstiegen  $0 \text{ J kg}^{-1}$ . Ihre Werte sind sehr niedrig ( $-1.28 \pm 1.67 \text{ J kg}^{-1}$ ).

Um 12.00 UTC setzt geringe negative Schichtdickenadvektion ein. Sie zeigt sich an einigen Stationen durch Kaltluftadvektion in der mittleren Troposphäre und führt zu einer Labilisierung der atmosphärischen Schichtung. Die Wolkendecke lockert von Norden her zunehmend auf. Die Einstrahlungsbedingungen bessern sich. Die bodennahen Temperaturen steigen an und es kommt zu konvektiver Wolkenbildung. Abbildung 5.31 zeigt den Anstieg der latenten Instabilität, die hier durch die CAPE-unst repräsentiert wird. Es lassen sich in den Nachmittagsstunden starke Abweichungen von den mittleren Werten erkennen. Wie oben anhand der Werte der CAPE-unst und des LI-surf gezeigt wurde, ist die Abnahme der Stabilität nicht an allen Stationen gegeben. An den westlich gelegenen Stationen Bath und Larkhill und den östlich gelegenen Aufstiegsorten Chichester und Herstmonceux bleibt die Gewitter-

wahrscheinlichkeit am Nachmittag gering.

Während im Norden des Untersuchungsgebietes die Bewölkung schon um 12.00 UTC auflockert, bleibt sie im Westen bis ca. 15.00 UTC bestehen und sorgt in Bodennähe für niedrige Temperaturen am Nachmittag von durchschnittlich  $16.6 \pm 0.8^\circ\text{C}$ . Auch im Osten bleibt die Bewölkung länger bestehen. In den Radarbildern zeigen sich Schauer, die sich gegen Mittag im Norden bilden und nach Süden advehiert werden. Dabei ergeben sich räumliche Unterschiede.

An den im Südosten gelegenen Aufstiegsorten Chichester und Herstmonceux ist die prognostizierte Gewitterwahrscheinlichkeit geringer. Verfolgt man die im Norden entstandenen Schauer anhand von Radarbildern, so lässt sich erkennen, wie sich die Schauer bei ihrer Bewegung Richtung Südosten abschwächen. Es kommt in Chichester und Herstmonceux durch Schauer, die nördlich der Aufstiegsorte entstehen, zu Niederschlag. Die Luftmasse, in der es im Norden zur Bildung von Schauern kommt wird nach Süden advehiert. Die Intensität und Anzahl der nach Süden advehierten Schauer nimmt jedoch aufgrund der dort vorhandenen höheren Stabilität der Schichtung stark ab.

An den westlich von Chilbolton gelegenen Radiosondenstationen Bath und Larkhill zeigen die Konvektionsindizes schlechte Konvektionsbedingungen. Zum einen sind hierfür niedrigere bodennahe Temperaturen verantwortlich. Zum anderen ist die Kaltluftadvektion in der mittleren Troposphäre schwächer ausgeprägt. Während in Chilbolton die Temperaturerhöhung aufgrund des großräumigen Absinkens durch die Kaltluftadvektion in der mittleren Troposphäre kompensiert wird und die Temperatur am Nachmittag in diesen Niveaus zurückgeht und zu erhöhter Instabilität führt, ist in Bath und Larkhill eine leichte Temperaturzunahme in der mittleren Troposphäre festzustellen. In Abbildung 5.32 ist der Temperaturverlauf in 600 hPa am Nachmittag in Bath und Chilbolton zu sehen. In Bath und Larkhill kommt es zur Bildung von Schichten, in denen Isothermie herrscht, und die zusätzlich für schlechte Konvektionsbedingungen sorgen.

Der LI-surf nimmt in Bath und Chilbolton im Tagesverlauf durch den Temperaturanstieg in der Grenzschicht ab. In Bath sind seine Werte jedoch höher. An beiden Stationen nimmt die CAP durch das großräumige Absinken zu. Vergleicht man die Werte der beiden Parameter in Bath und Chilbolton, sieht man, dass die CAP in Chilbolton geringer ist und der LI-surf im Gegensatz zu Bath eine hohe Gewitterwahrscheinlichkeit prognostiziert (Abbildung 5.33). In Chilbolton wird am Nachmittag durch Erreichen der Auslösetemperatur freie Konvektion möglich. In Bath und Larkhill sind die Temperaturen hingegen geringer, so dass keine Konvektion ausgelöst wurde. Die Vertikalsondierungen um 16.00 UTC in Bath und Chilbolton sind in Abbildung 5.34 gezeigt. Es lässt sich deutlich der oben erwähnte Temperaturunterschied um das 600 hPa-Niveau und in Bodennähe erkennen. Am 7. Juli wurden

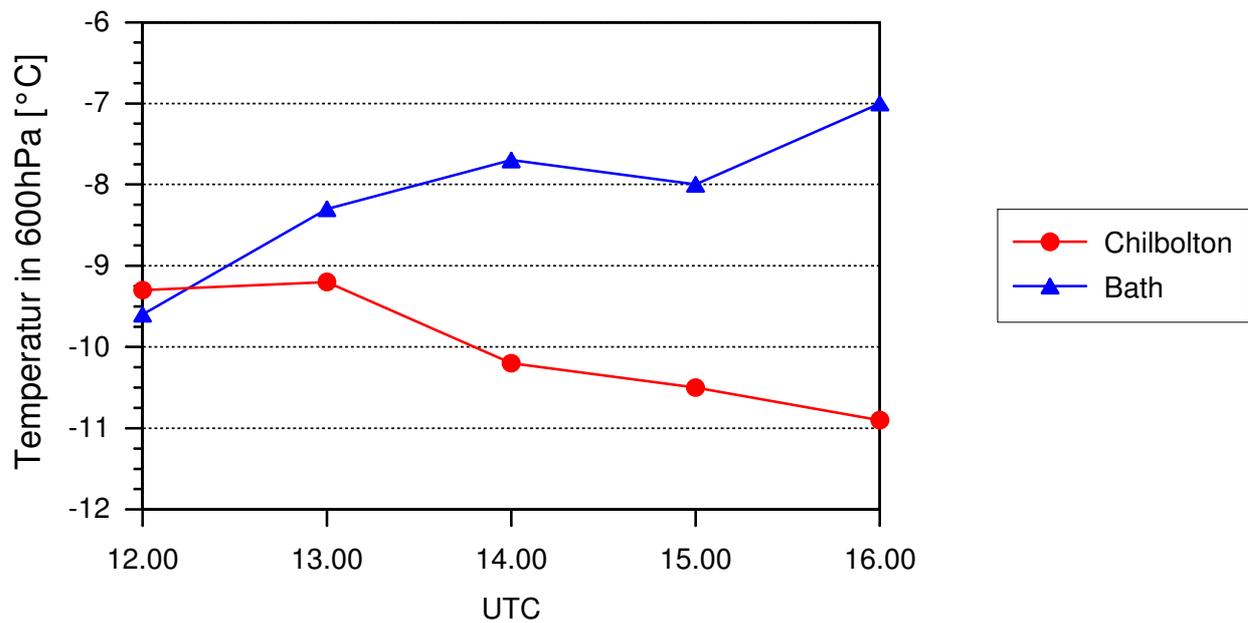


Abbildung 5.32: Temperaturverlauf in 600 hPa am Nachmittag des 7. Juli in Chilbolton und Bath.

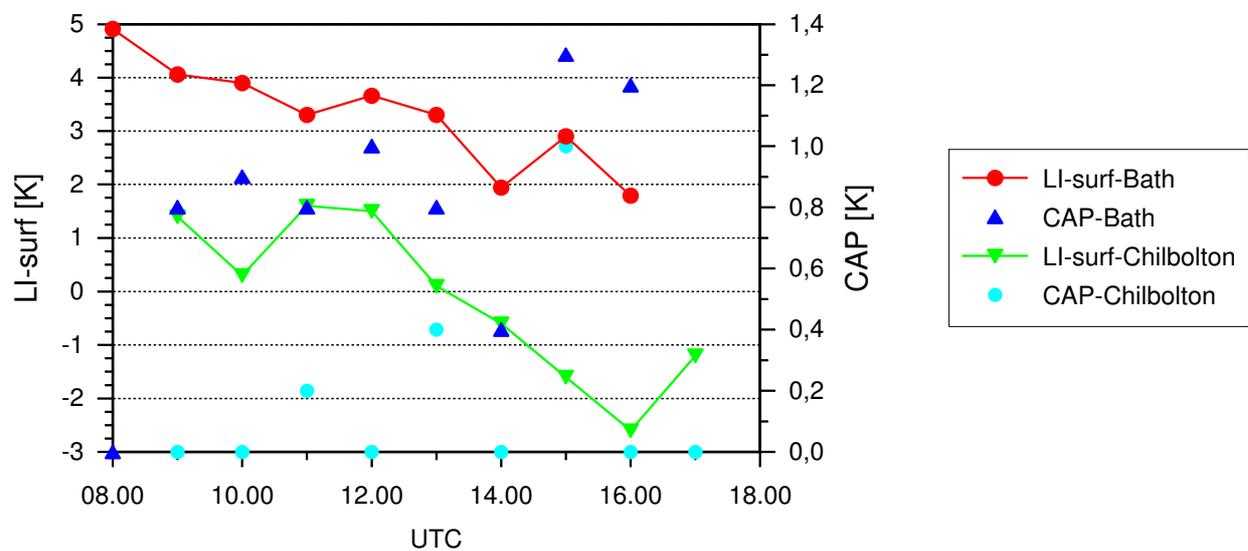
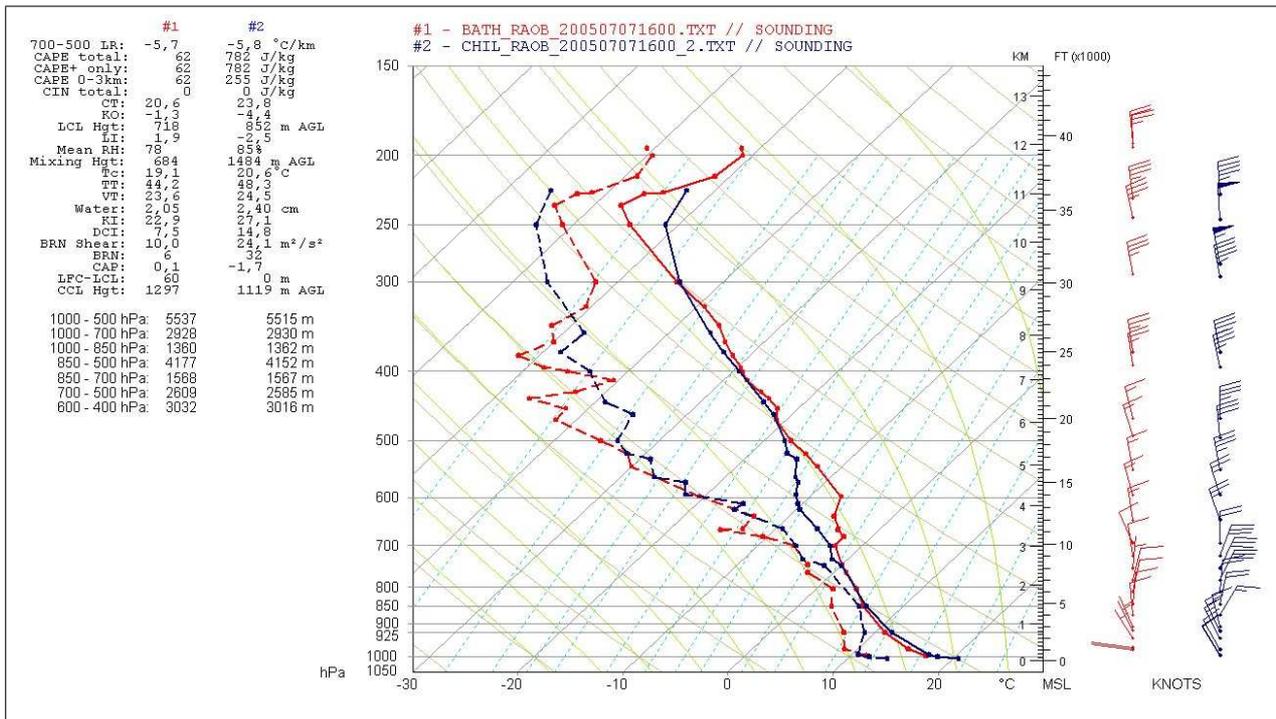


Abbildung 5.33: Tagesverlauf von LI-surf und CAP in Bath und Chilbolton am 7. Juli.

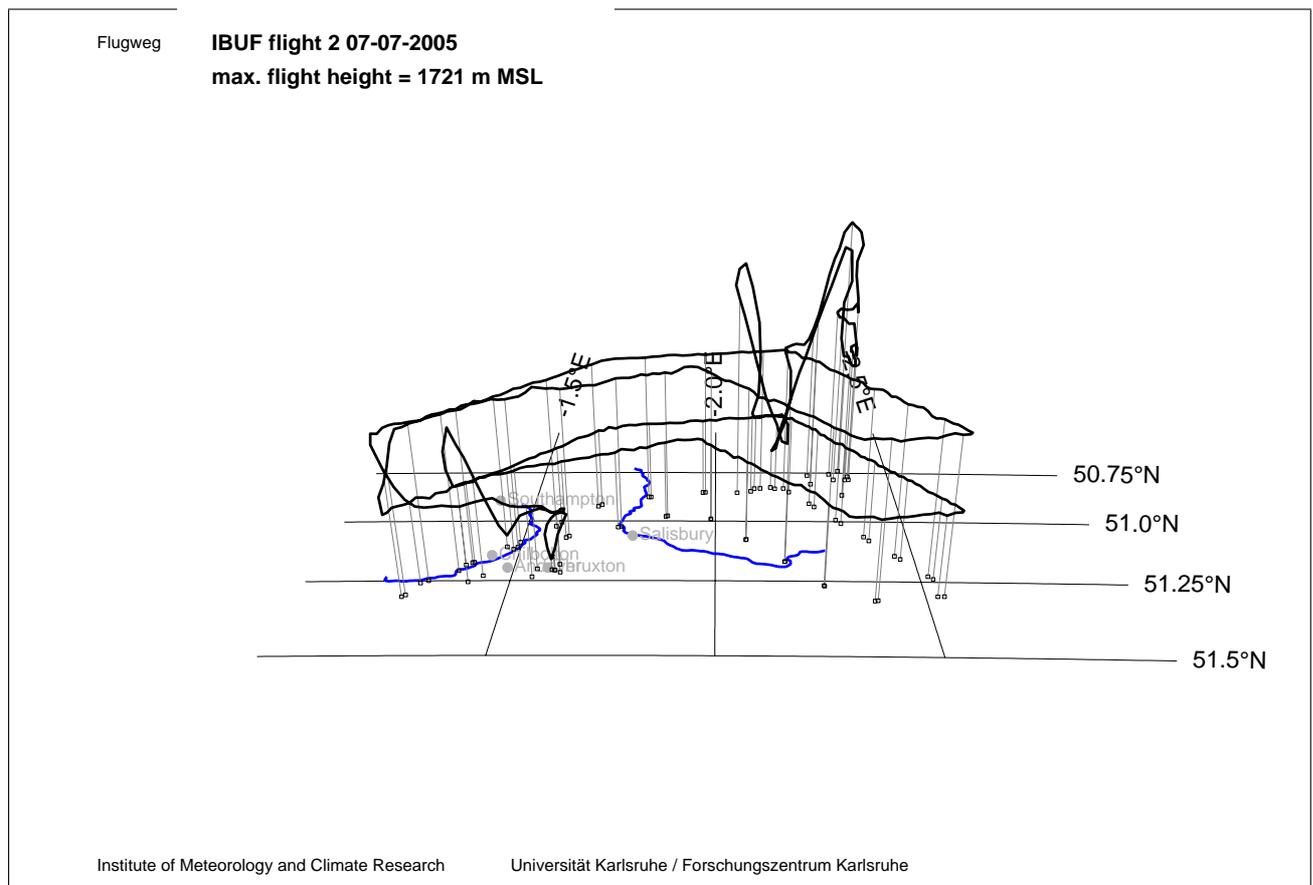
zwei Flugzeugmessungen mit der DO-128 durchgeführt. Die erste Messung fand am Vormittag von 9.53 UTC bis 12.47 UTC statt. Der zweite Flug ging von 14.49 UTC bis 18.06 UTC. Wie am 4. Juli wurden beide Messungen in einem Bereich südlich von Bath durchgeführt. Es



**Abbildung 5.34:** Der Vergleich der Vertikalsondierungen um 16.00 UTC am 7. Juli in Bath (rot) und Chilbolton (blau) zeigt unter anderem die unterschiedlichen Temperaturen am Boden und in der mittleren Troposphäre (Links: Verschiedene berechnete Größen (siehe Anhang). Mitte: Taupunkttemperaturprofil (gestrichelt), Temperaturprofil (durchgezogen). Rechts: Windprofil).

fanden vier Vertikalsondierungen mit der DO-128 südlich von Bath statt (zwei am Vormittag und zwei am Nachmittag). Abbildung 5.35 zeigt den Flugweg des zweiten Flugs. Untersucht werden sollte, wie hoch der Einfluss der Temperatur- und Feuchtwerte in der Grenzschicht auf die Konvektionsbedingungen ist. Dafür wurden an die mit dem Flugzeug gemessenen Profile die Vertikalsprofile der Radiosondenaufstiege aus Bath und Chilbolton zu den jeweiligen Uhrzeiten angefügt. Am Vormittag zeigten die Gewitterindizes an den Stationen Bath und Chilbolton schlechte Konvektionsbedingungen an. Am Nachmittag war in Chilbolton latente und potentielle Instabilität gegeben, während in Bath weiterhin schlechte Konvektionsbedingungen herrschten.

Abbildung 5.36 zeigt die Werte der vier Flugzeugprofile, die mit Hilfe der Vertikalsondierungen aus Bath erzeugt wurden. Bei allen vier Messungen zeigen die CAPE und CIN geringe Werte. Es ist ein leichter Anstieg am Nachmittag zu sehen, der auch in den Vertikalsondie-

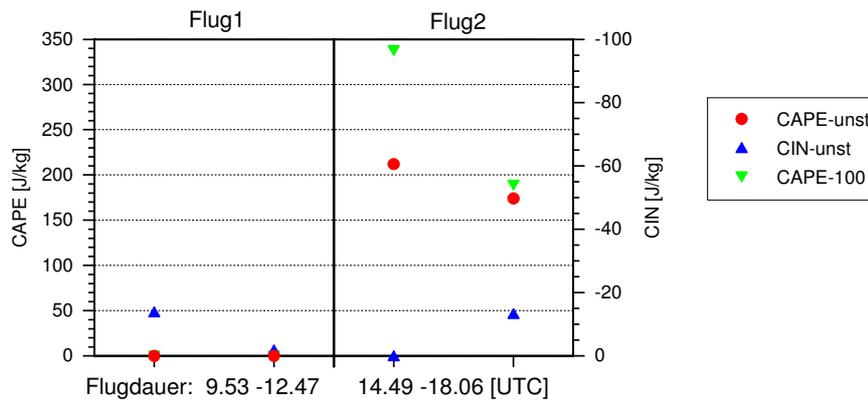


**Abbildung 5.35:** Flugweg der Flugzeugmessung am Nachmittag des 7. Juli.

rungen in Bath zu erkennen war. Auch bei der CAPE-unst und der CAPE-100 mit Hilfe der Sondierung aus Bath ist die Gewitterwahrscheinlichkeit am Vormittag gering. Dies war auch zu erwarten, da die Konvektionsbedingungen am Vormittag an allen Radiosondenstationen schlecht sind.

Am Nachmittag weisen einige Indizes, die am Vormittag noch eine hohe Stabilität zeigten, jetzt moderates Gewitterpotenzial auf. Die berechneten Werte verschiedener Indizes für die jeweiligen Profile sind in Abbildung 5.37 tabellarisch aufgeführt. Um 16.00 UTC sind die Konvektionsbedingungen in Chilbolton gut. Die Indizes des Vertikalprofils, das mit Hilfe des Radiosondenaufstiegs aus Chilbolton an die von 16.40 UTC bis 16.44 UTC in der Nähe von Bath durchgeführte Vertikalsondierung mit dem Flugzeug angefüttet wurde, zeigen jedoch nicht eine annähernd so hohe Instabilität wie in Chilbolton an. Die Tabelle in Abbildung 5.38 vergleicht die Indizes der Radiosondenaufstiege in Chilbolton mit denen des künstlich erzeugten Vertikalprofils.

In Abbildung 5.39 sind beide Profile im Vergleich zu sehen. Während sich westlich von



**Abbildung 5.36:** Werte der CAPE-unst, CAPE-100 und CIN-unst für die aus den Flugzeugmessungen und Vertikalsondierungen (aus Bath) erzeugten Vertikalprofile.

Flüge am 07.07.05	VT	CT	TT	KO	CAPE-unst	CAPE-100	CAPE-KKN	LI-surf	LI-100
(verwendete Aufstiege)	[K]	[K]	[K]	[K]	[J/kg]	[J/kg]	[J/kg]	[K]	[K]
Bath 10UTC	23.4	20.2	43.6	3.4	1	1	3	4.3	4.4
Chilbolton 10UTC	23.0	21.5	44.5	2.2	0	0	85	4.2	4.3
Bath 12UTC	23.3	21.6	44.9	0.2	2	1	8	3.8	4.7
Chilbolton 12UTC	23.2	21.5	44.7	1.3	0	0	3	3.7	4.4
Bath 15UTC	24.1	23.1	47.2	0.4	158	245	93	0.8	-0.1
Chilbolton 15UTC	24.6	23.6	48.2	0.9	212	338	127	0.3	-0.6
Bath 16UTC	25.1	22.1	47.1	-0.6	53	58	115	1.7	1.5
Chilbolton 16UTC	25.7	22.7	48.4	-1.4	174	189	305	1.0	0.9

**Abbildung 5.37:** Vergleich der erzeugten Vertikalsondierung mit Hilfe der Flugzeugmessung und der Radiosondenaufstiege aus Chilbolton bzw. Bath.

Chilbolton keine Konvektionsentwicklung zeigt, kann man insbesondere nordöstlich von Chilbolton konvektive Zellen erkennen. Abbildung 5.40 zeigt Radaraufnahmen von 14.00 UTC. Der Unterschied der Konvektionsentwicklung im Westen und im Norden bzw. der Mitte des Untersuchungsgebietes ist deutlich zu sehen. An den nordöstlich von Chilbolton gelegenen Radiosondenstationen Reading und Oxford ist die Auflockerung der Okklusionsbewölkung und die Kaltluftadvektion in der mittleren Troposphäre, die in Chilbolton am Nachmittag zu erkennen waren, gegen 12.00 UTC festzustellen. Ebenso wie in Chilbolton führen beide

07.07.05	VT	CT	TT	KO	CAPE-unst	CAPE-100	CAPE-KKN	LI-surf	LI-100
	[K]	[K]	[K]	[K]	[J/kg]	[J/kg]	[J/kg]	[K]	[K]
Flug 16 UTC	25.7	23.2	48.9	-3.6	174	189	305	1.0	0.9
Radiosonde 16 UTC	24.5	23.8	48.3	-4.4	820	3	494	-2.3	2.4

**Abbildung 5.38:** Vergleich verschiedener Konvektionsindizes der Vertikalsondierung aus Chilbolton und des erzeugten Vertikalprofils aus der Flugzeugmessung und der Vertikalsondierung in Chilbolton von 16.00 UTC am 7. Juli.

Vorgänge zu einer Zunahme der Instabilität. Mit dem Anstieg der bodennahen Temperaturen wird in Oxford und Reading die Auslösetemperatur erreicht. Am Nachmittag kommt es an beiden Stationen daher zur Auslösung der Konvektion.

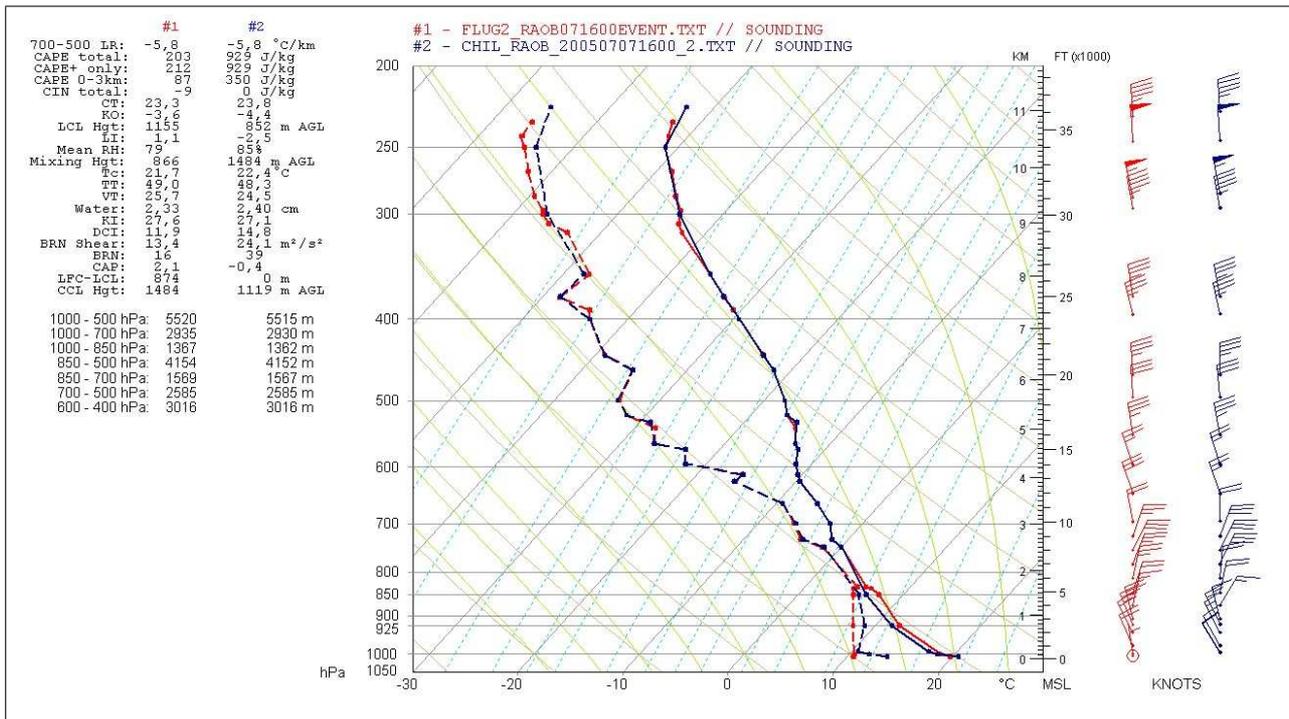
An der südlich von Chilbolton liegenden Station Swanage lassen sich ebenfalls am Nachmittag die Temperaturerhöhung in der Grenzschicht und die Kaltluftadvektion in der Höhe erkennen. Die Gewitterindizes zeigen eine starke Zunahme der Instabilität. Es kommt auch hier zur Auslösung hochreichender Konvektion.

### Vorhersagegüte der Indizes

In Swanage ist ein Unterschied zu den Stationen Chilbolton, Reading und Oxford zu sehen. Die CAPE-100 ist an allen Aufstiegsorten mit Ausnahme von Swanage gering, obwohl die CAPE-unst z.B. in Chilbolton hohe Werte erreicht. In Abbildung 5.41 ist das arithmetische Mittel der CAPE-100 und die Standardabweichung der einzelnen Stationen für den 7. Juli dargestellt. Auch am 4. Juli waren an manchen Aufstiegsorten (z.B. Bath) sehr geringe Werte der CAPE-100 vorhanden. Wie schon am 4. Juli so sind auch am 7. Juli die Temperaturen in der gesamten Troposphäre eher niedrig. In Chilbolton wird die höchste Bodentemperatur um 16.00 UTC mit  $20.7^{\circ}\text{C}$  gemessen. Der Mittelwert liegt bei  $18.3 \pm 1.3^{\circ}\text{C}$ . Nur in Swanage sind die Temperaturen mit einem Mittelwert von  $20.9 \pm 1.8^{\circ}\text{C}$  höher als an den anderen Aufstiegsorten. Um 15.00 UTC beträgt die bodennahe Temperatur  $23.2^{\circ}\text{C}$ . Dies führt in Swanage zu den höheren Werten der CAPE-100.

Da es an den Aufstiegsorten, an denen die CAPE-unst ein erhöhtes Gewitterpotenzial prognostiziert auch zur Auslösung von Konvektion kommt, muss man davon ausgehen, dass die Mittelung über die untersten 100 hPa, wie es bei der Berechnung der CAPE-100 geschieht, an diesem Tag nicht zur Konvektionsvorhersage angewendet werden sollte.

Vergleicht man das prognostizierte Gewitterpotenzial der verschiedenen Indizes mit der beobachteten Konvektionsentwicklung und der Konvektionsauslösung anhand von Satelliten- und Radaraufnahmen, so ist die Vorhersagegüte der CAPE-unst und des LI-surf am besten.

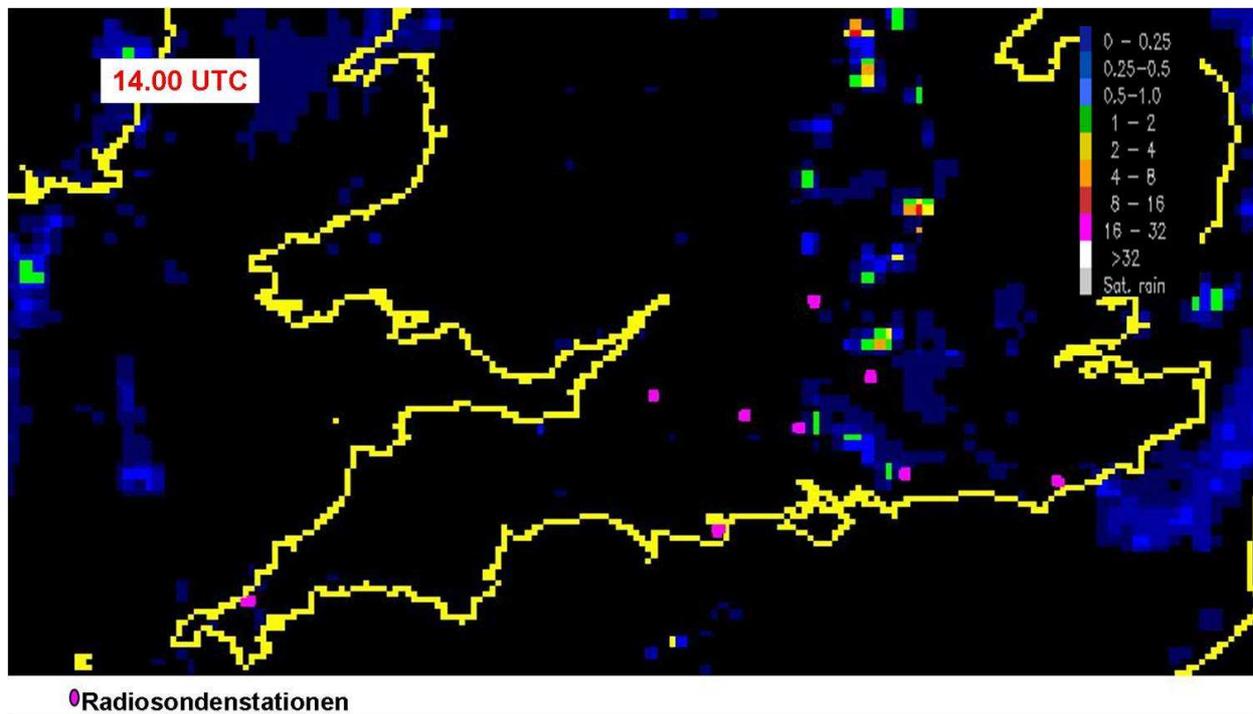


**Abbildung 5.39:** Vergleich der Vertikalsondierungen am 7. Juli um 16.00 UTC in Chilbolton (blau) und Flugzeugmessung (rot). (Links: Verschiedene berechnete Größen (siehe Anhang). Mitte: Taupunkttemperaturprofil (gestrichelt), Temperaturprofil (durchgezogen). Rechts: Windprofil).

Weisen die Indizes vorhandenes Gewitterpotential auf, kam es auch zur Auslösung hochreichender Konvektion. Dort wo beide Indizes eine stabile Schichtung der Atmosphäre zeigten, kam es nicht zur Konvektion.

In einer wissenschaftlichen Arbeit von Haklander und Delden (2003) war die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Gewittern ebenfalls stark an vorhandene latente Instabilität gekoppelt. Besonders stark war der Einfluss latenter Instabilität auf die Konvektionsentwicklung, wenn Luft aus den bodennahen Schichten gehoben wurde. Auch die potentielle Instabilität lieferte einen wesentlichen Beitrag zu guten Konvektionsbedingungen. Bedingte Instabilität spielte eher eine untergeordnete Rolle.

Am 4. Juli stimmt der KO-Index in seiner Vorhersage weitestgehend mit der CAPE-unst und dem LI-surf überein. Er hat aber den Nachteil, dass bei seiner Berechnung feste Niveaus verwendet werden. An diesem Tag werden z.B. durch die hohe Feuchte in 850 hPa, aufgrund der Okklusionsbewölkung, niedrige Werte des KO-Index verursacht. Dadurch zeigt der KO-Index am Vormittag in einigen Aufstiegen trotz schlechter Konvektionsbedingungen eine

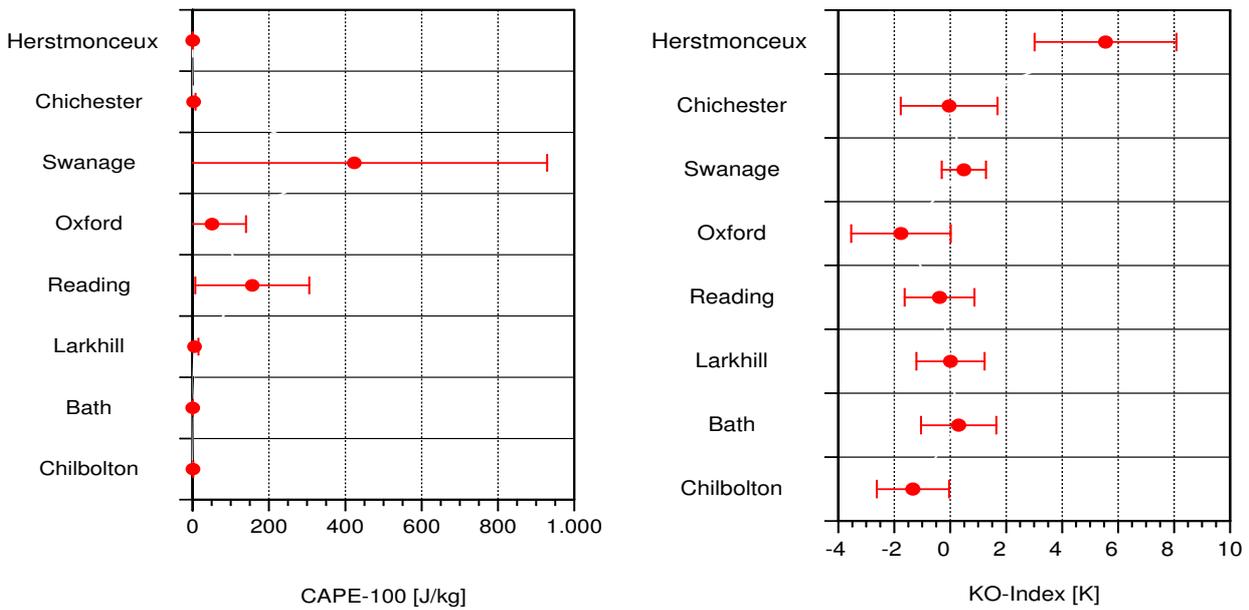


**Abbildung 5.40:** Radaraufnahmen vom 7. Juli um 14.00 UTC; Radiosondenstationen sind violett markiert (Die Regenrate ist in mm/h gezeigt und bleibt unter 16 mm/h).

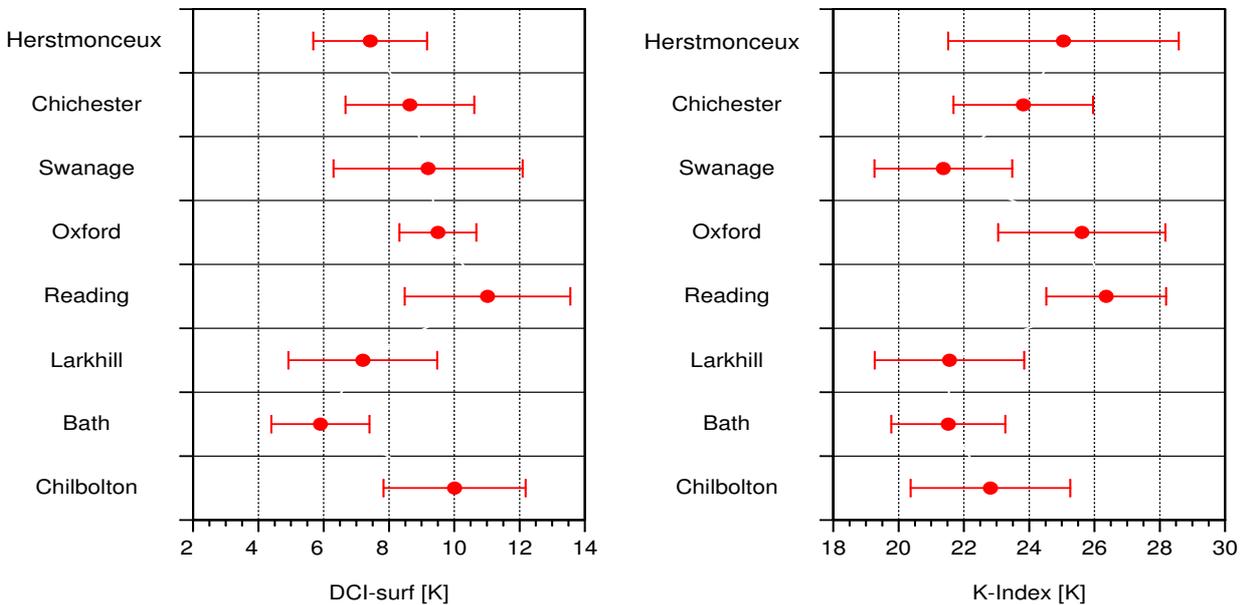
erhöhte Gewitterwahrscheinlichkeit. Auch ist der Unterschied der Konvektionsbedingungen an den verschiedenen Stationen nicht so deutlich zu sehen wie bei der CAPE-unst und dem LI-surf. Die tageszeitliche Schwankung der Werte ist im Vergleich zu anderen Indizes geringer (Abbildung 5.41).

In Chilbolton beträgt das arithmetische Mittel der Temperatur in 850 hPa  $5.9 \pm 0.4$  °C. Wie am 4. Juli zeigen der DCI-surf und der DCI-100 gemessen an der beobachtbaren Konvektionsentwicklung zu geringes Konvektionspotenzial an. Das arithmetische Mittel des DCI-surf über alle Aufstiege beträgt  $8.6 \pm 1.7$  K. Bei moderaten Konvektionsbedingungen sollte er einen Wert  $> 18$  K haben. In Abbildung 5.42 ist der Mittelwert des DCI-surf an den einzelnen Radiosondenstationen zu sehen. Das arithmetische Mittel des DCI-100 über alle Aufstiege beträgt  $7.3 \pm 3.5$  K.

Der K-Index, der am 4. Juli ebenfalls eine zu geringe Gewitterwahrscheinlichkeit angibt, ist auch hier in den meisten Fällen zu niedrig. So zeigt der K-Index in Chilbolton und Swanage bedingt durch die geringere Feuchte in 700 hPa (im Vergleich zu Oxford und Reading) eine sehr geringe Gewitterwahrscheinlichkeit (Abbildung 5.42).



**Abbildung 5.41:** Arithmetisches Mittel und Standardabweichung der CAPE-100 (links) und des KO-Index (rechts) am 7. Juli an den einzelnen Radiosondenstationen.



**Abbildung 5.42:** Arithmetisches Mittel und Standardabweichung des DCI-surf (links) und des K-Index (rechts) am 7. Juli an den einzelnen Radiosondenstationen.

Die Vorhersage der Konvektionsindizes aus den 12.00 UTC Aufstiegen der einzelnen Ra-

diosondenstationen hinsichtlich der Auslösung hochreichender Konvektion am Nachmittag ist an diesem Tag nicht immer zuverlässig. Um 12.00 UTC wird das prognostizierte Konvektionspotenzial durch die Indizes gering oder moderat eingeschätzt. Dies stimmt mit der beobachteten Konvektionsentwicklung um 12.00 UTC an den Aufstiegsorten überein. Die Aussage der Gewitterindizes ist für diesen Zeitpunkt zutreffend. Am Nachmittag kommt es aber in einigen Regionen des Untersuchungsgebietes zu einer Veränderung der atmosphärischen Stabilität, die um 12.00 UTC anhand der Konvektionsindizes nicht abgeschätzt werden kann. In Chilbolton verdoppelt sich der Wert der CAPE-unst des 12.00 UTC Termins innerhalb von zwei Stunden. Weitere zwei Stunden später hat sich ihr Wert von 12.00 UTC vervierfacht. In Swanage beträgt der Wert der CAPE-unst um 15.00 UTC sogar das sechsfache des Wertes um 12.00 UTC.

Der berechnete Wert eines Konvektionsindizes zu einem Zeitpunkt sollte in einem Zeitraum von maximal zwei Stunden zur Vorhersage der Gewitterwahrscheinlichkeit verwendet werden. Bei einem größeren zeitlichen Abstand können sich die Konvektionsbedingungen bereits erheblich verändert haben und der Wert des Index repräsentiert dann nicht mehr die tatsächlichen vorhandenen Bedingungen.

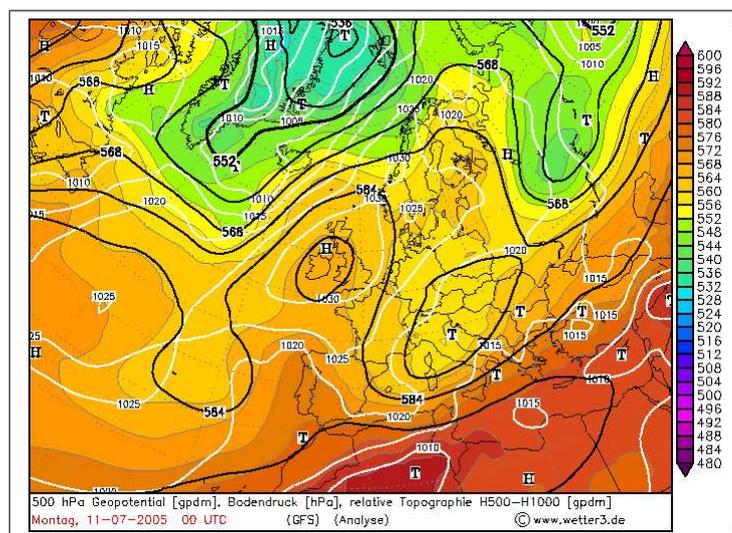
## 5.3 10. und 11. Juli 2005: Flache Konvektion

### 5.3.1 Synoptische Lage am 10. und 11. Juli 2005

An beiden Tagen liegt der Süden Englands im Einflussbereich eines Rückens, dessen Achse sich vom Atlantik, knapp westlich von Portugal, über die britischen Inseln hinweg Richtung Nordosten erstreckt (Abbildung 5.43). Die Höhenströmung über Südengland hat eine nordnordöstliche Richtung. Am Boden befindet sich ein annähernd stationäres Hoch mit Zentrum über Irland (Abbildung 5.44). Dadurch herrscht über dem gesamten Süden Englands großräumiges Absinken vor. Die Werte der relativen Feuchte sind sehr gering. Am 10. Juli liegen sie in 700 hPa zwischen 15% und 30%.

Durch die großräumig absinkende Luftmasse und die geringe Feuchte zeigt sich Südengland am 10. Juli auf den Satellitenbildern nahezu wolkenfrei. Gegen Mittag bildet sich allerdings vereinzelt flache Konvektionsbewölkung (Abbildung 5.45).

Im Unterschied zum 10. Juli ist die Atmosphäre am 11. Juli feuchter. Die Werte der relativen Feuchte in 700 hPa liegen in einem Bereich von 60-75%. Das Gebiet höherer Feuchte, dessen Ursprung im Warmsektor eines nordwestlich der britischen Inseln gelegenen Tiefdruckgebiets liegt, wurde am 11. Juli zwischen 0.00 UTC und 6.00 UTC aus Nordosten advehiert. Aufgrund des großräumigen Absinkens bildet sich aber auch an diesem Tag lediglich vereinzelt flache Konvektionsbewölkung.



**Abbildung 5.43:** 11. Juli: Geopotential 500 hPa, Bodendruck, ReTop500/1000 von 0.00 UTC.

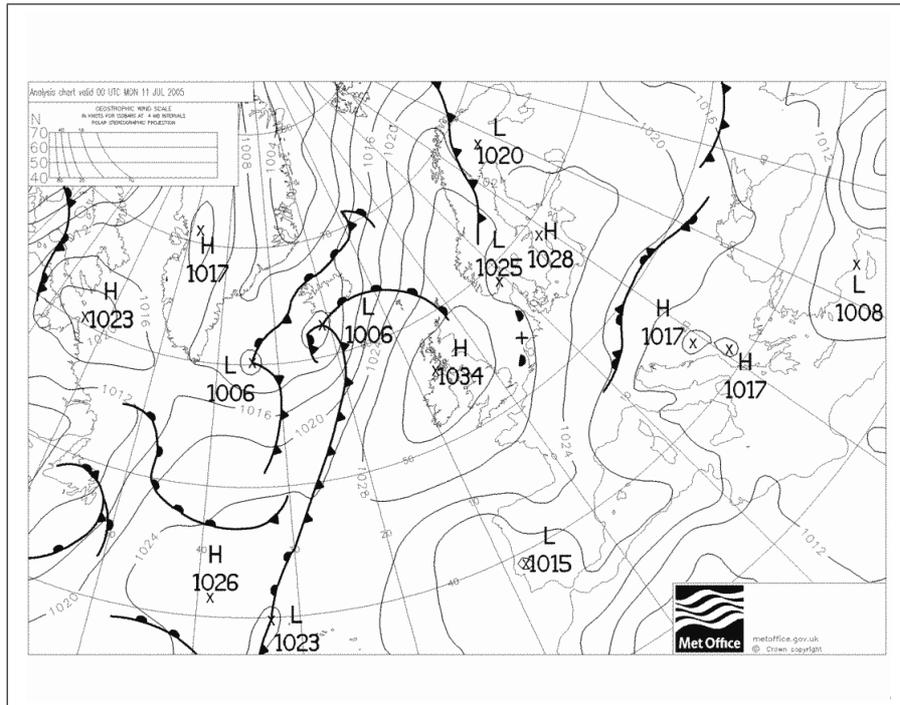


Abbildung 5.44: 11. Juli: Bodenanalyse von 0.00 UTC.

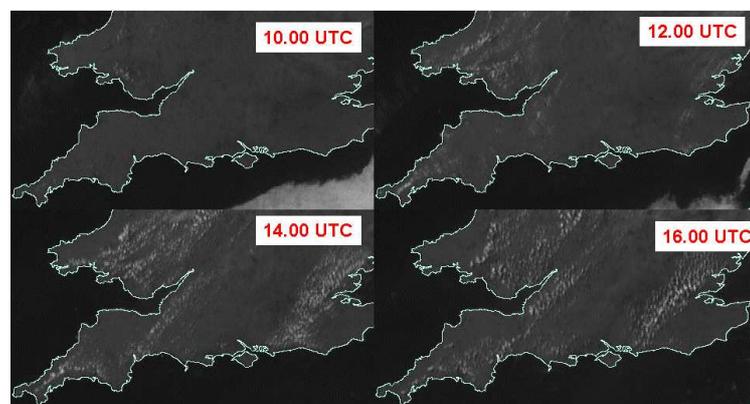
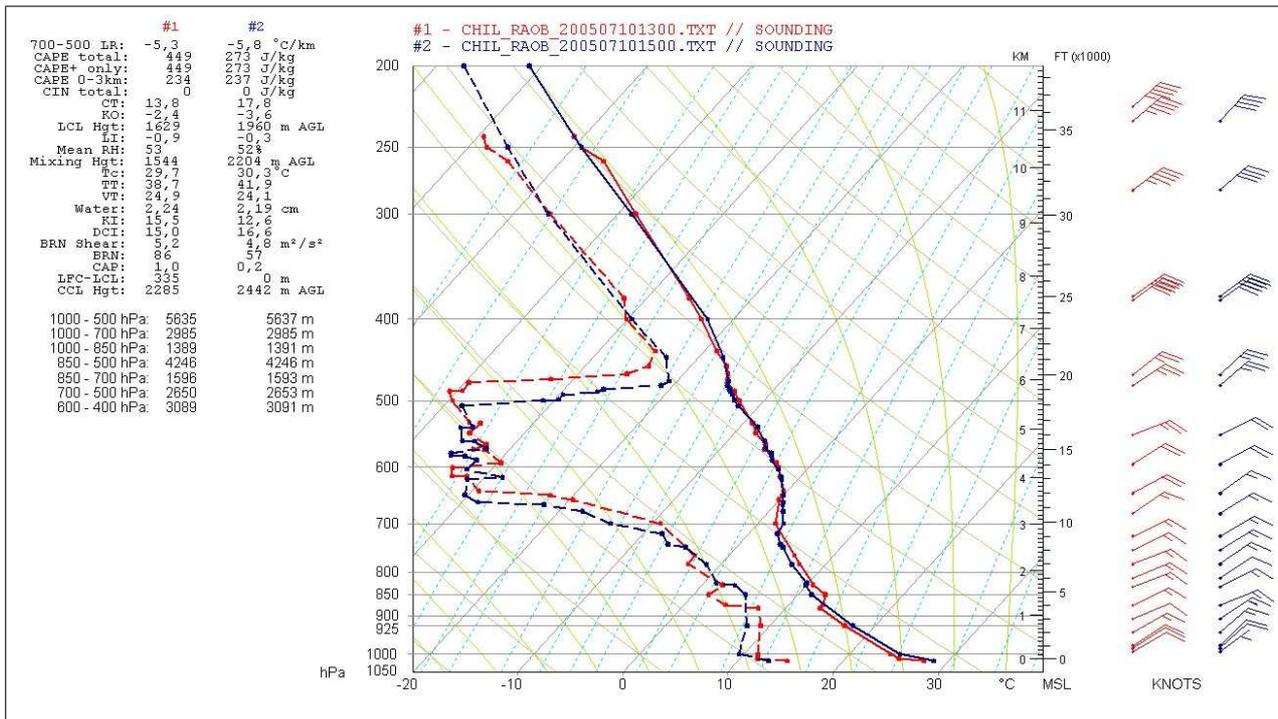


Abbildung 5.45: Ausschnitte von Satellitenaufnahmen (MSG, sichtbarer Kanal) am 10. Juli von Südengland um 10.00, 12.00, 14.00 und 16.00 UTC zeigen die sehr geringe flache Konvektionsbewölkung während der Hochdruckwetterlage.

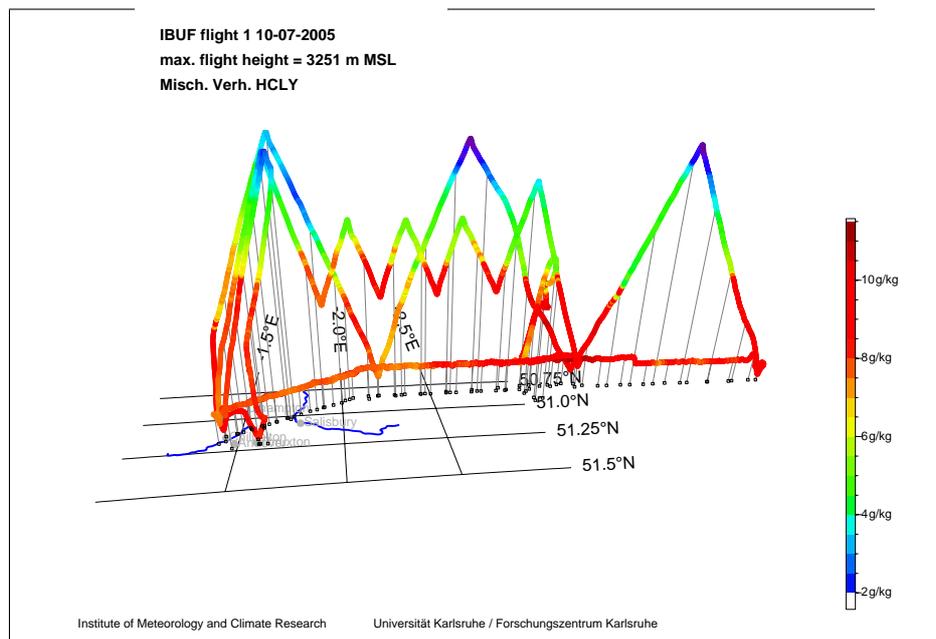


**Abbildung 5.46:** Der Vergleich der Vertikalsondierungen am 10. Juli in Chilbolton um 13.00 UTC (rot) und 15.00 UTC (blau) zeigt anhand der Veränderung des Taupunktstemperturprofils in ca. 490 hPa das großräumige Absinken im Hochdruckgebiet (Links: Verschiedene berechnete Größen (siehe Anhang). Mitte: Taupunktstemperturprofil (gestrichelt), Temperaturprofil (durchgezogen). Rechts: Windprofil.).

### 5.3.2 Zeitliche und räumliche Variabilität der Konvektionsindizes am 10. und 11. Juli 2005

Am 10. Juli ist die Atmosphäre stabil geschichtet. Bedingt durch das Hochdruckgebiet herrscht über Südengland großräumiges Absinken von durchschnittlich  $8 \text{ hPa h}^{-1}$  vor (12.00 UTC in 500 hPa). In Abbildung 5.46 sind die Radiosondenaufstiege von 13.00 UTC und 15.00 UTC aus Chilbolton zu sehen.

Dabei zeigt sich das großräumige Absinken besonders deutlich am Taupunktstemperturprofil in ca. 490 hPa. Die Feuchte ist in allen Niveaus gering. Zwischen 650 und 450 hPa existiert eine extrem trockene Schicht, in der die Werte der relativen Feuchte unter 10% liegen. Die Einstrahlungsbedingungen sind sehr gut und die bodennahen Temperaturen erreichen daher hohe Werte von bis zu  $28,9^\circ\text{C}$  in Chilbolton.



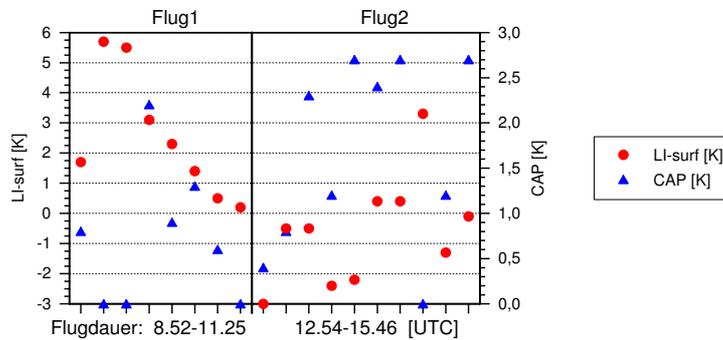
**Abbildung 5.47:** Mischungsverhältnis entlang des Flugwegs am 10. Juli.

Das großräumige Absinken führt am 11. Juli zur Bildung von Absinkinversionen, die sich im Tagesverlauf verstärken. Die bodennahen Temperaturen steigen, wie am Vortag, im Tagesverlauf stark an und erreichen in Chilbolton erneut Werte von über  $27^{\circ}\text{C}$ .

An beiden Tagen führte das IMK Radiosondenaufstiege in Chilbolton durch. Zusätzlich wurden am Nachmittag des 10. Juli mit der DO-128 Sägezahnprofile entlang einer Linie Richtung Südwestküste geflogen. Am 11. Juli wurde jeweils eine Flugzeugmessung am Vormittag und eine am Nachmittag durchgeführt. Die drei Flüge zeigen eine annähernd homogene Verteilung von Temperatur und Feuchte in einer bestimmten Messhöhe. Am 11. Juli ist die Feuchte in der gesamten Troposphäre im Vergleich zum 10. Juli aufgrund von Advektion feuchterer Luft angestiegen. Sie nimmt auch am Nachmittag des 11. Juli leicht zu.

Die Messungen, die in einer Höhe zwischen ca. 300 und 3000 m über Grund stattfanden, dauerten dabei jeweils ca. zehn Minuten (ein Auf- bzw. Abstieg). Die Radiosondenprofile aus Chilbolton wurden an die Flugzeugprofile angefügt. Aus diesen neu entstandenen Profilen wurden Gewitterindizes berechnet.

Am 10. Juli zeigt der Großteil der Konvektionsindizes eine sehr geringe Gewitterwahrscheinlichkeit. Bei der Auswertung der meisten Vertikalprofile ist weder CAPE-unst noch CAPE-100 vorhanden. Sind die Werte der CAPE-unst und der CAPE-100  $> 0 \text{ J kg}^{-1}$ , liegen sie jedoch unter  $300 \text{ J kg}^{-1}$ . Auch der TT und LI-100 geben ein geringes Konvektionspotenzial an. Eine Ausnahme stellen der KO-Index und der LI-surf dar. Aufgrund der hohen boden-

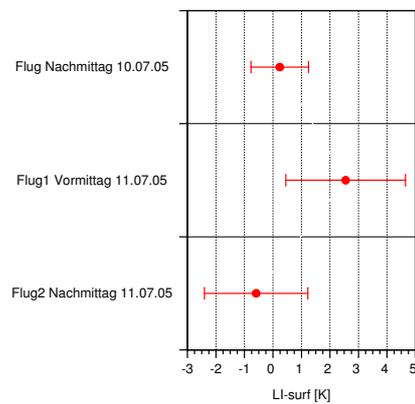


**Abbildung 5.48:** LI-surf und CAP der Vertikalprofile während der Flugzeugmessungen am Vormittag und Nachmittag des 11. Juli.

nahen Temperaturen ist der LI-surf in manchen Messungen negativ. Der KO-Index gibt ein sehr hohes Konvektionspotenzial an. Sein arithmetisches Mittel liegt bei  $-5.5 \pm 2.2$  K. Seine extrem niedrigen Werte kommen durch die sehr trockene Schicht in der mittleren Troposphäre zustande. Der KO-Index repräsentiert potentielle Instabilität, die auch mit Hilfe des Vertikalprofils der pseudopotentiellen Temperatur untersucht werden kann. Durch den starken Feuchterückgang in der mittleren Troposphäre zeigt die pseudopotentielle Temperatur in diesen Höhenniveaus eine starke Abnahme. Durch die stabile Hochdruck-Wetterlage herrscht am 10. Juli und 11. Juli großräumiges Absinken und es kommt trotz der angezeigten Instabilität in diesen Höhen nicht zur Auslösung von Konvektion. Der KO-Index und der vertikale Gradient der pseudopotentiellen Temperatur spiegeln also lediglich Instabilität, aber nicht die tatsächlichen Konvektionsbedingungen wider.

Am Vormittag des 11. Juli zeigen die Konvektionsindizes eine geringe Gewitterwahrscheinlichkeit. Wie am 10. Juli sind die Werte des KO-Index sehr niedrig. Am Nachmittag geben die Indizes eine Zunahme des Konvektionspotenzials an. Im Bild 5.48 ist die Zunahme der latenten Instabilität am Nachmittag durch die Abnahme des LI-surf zu erkennen. Gleichzeitig verstärken sich am Nachmittag die vorhandenen Absinkinversionen, was man hier an einem Anstieg der CAP erkennen kann.

Abbildung 5.49 zeigt das arithmetische Mittel des LI-surf der jeweiligen Flüge am 10. Juli und 11. Juli. Die Konvektionsindizes geben am Nachmittag aufgrund der höheren bodennahen Temperaturen geringere Werte an. Die Schwankungen der Indizes fallen am 11. Juli größer aus, da hier, zusätzlich zum Tagesgang der Temperatur, eine Zunahme der Luftfeuch-



**Abbildung 5.49:** Arithmetisches Mittel und Standardabweichung des LI-surf am 10. Juli und 11. Juli der Vertikalprofile der Flugzeugmessungen.

te im Tagesverlauf erfolgt.

In Chilbolton ist die CAPE-unst zu Tagesbeginn gering. Mit Zunahme von Temperatur und Feuchte in Bodennähe steigt sie im Tagesverlauf an. Um 14.00 UTC zeigt sie mit  $659 \text{ J kg}^{-1}$  moderate bis gute Konvektionsbedingungen an. Um 14.00 UTC und 15.00 UTC ist durch Erreichen der Auslösetemperatur freie Konvektion möglich. Die CAPE-KKN ist jedoch gering. Der Auftrieb durch freie Konvektion reicht nicht aus, um die bestehenden Inversionen in der unteren Troposphäre zu überwinden. In Chilbolton kommt es, wie im gesamten Süden Englands, lediglich zur Bildung flacher Konvektionsbewölkung unterhalb der Inversionsschicht.

# Kapitel 6

## Diskussion und Bewertung

Bei der Konvektionsentstehung und Konvektionsentwicklung an den vier Tagen (4., 7., 10. und 11. Juli 2005) spielten verschiedene Faktoren eine Rolle. Tabelle 6.2 gibt einen Überblick über die Faktoren, die an den jeweiligen Tagen entscheidend für die Auslösung der Konvektion waren.

Am 10. und 11. Juli 2005 konnte lediglich flache Konvektion beobachtet werden. Dafür verantwortlich war die vorherrschende Hochdruckwetterlage. Sie führte zu einer großräumigen Absinkbewegung. Die Troposphäre war sehr trocken und stabil geschichtet. Im Gegensatz dazu war der Feuchtegehalt der Atmosphäre in den untersten Schichten am 4. und 7. Juli ausreichend, um hochreichende Konvektion zu ermöglichen.

Am 4. Juli kam es im gesamten Süden Englands zur Konvektionsauslösung. Die Konvektionsbedingungen wurden weitestgehend durch die großräumig stattfindenden Antriebe aus der mittleren und oberen Troposphäre bestimmt. Advektion kälterer und trockener Luft in der mittleren und oberen Troposphäre sowie der bodennahe Temperaturanstieg aufgrund guter Einstrahlungsbedingungen nach dem Frontdurchzug führten am Vormittag zu einer Verstärkung der bereits instabilen Schichtung der Atmosphäre.

Bei der Konvektionsauslösung am Nachmittag spielte nicht nur die Hebung vorderseitig des Trops eine Rolle. Der Zeitpunkt der Konvektionsauslösung an den einzelnen Stationen stimmte nicht immer mit dem Zeitpunkt der größten synoptischen Hebung über dem jeweiligen Gebiet und der höchsten beobachteten atmosphärischen Instabilität gemessen an den Konvektionsindizes überein. McNulty (1995) nahm an, dass großräumige Hebung nicht direkt zur Auslösung hochreichender Konvektion führt, sondern lediglich die Rahmenbedingungen für die Konvektionsentwicklung schafft. Die synoptische Hebung muss über eine gewisse Zeit hinweg wirken, um die Atmosphäre zu destabilisieren und die Konvektion auslösen zu können.

Man kann davon ausgehen, dass es aufgrund synoptischer Vorgänge lediglich zu einer Modifikation der atmosphärischen Schichtung kommt, d.h. dass synoptisch-skalige Vorgänge durch Labilisierung zu besseren Konvektionsbedingungen beitragen und dass der Mechanismus, der zur Hebung und letztendlich zur Auslösung der Konvektion führt, auf der regionalen bzw. lokalen Skala zu finden ist (Doswell, 1987).

In diesem Fall geschah die Labilisierung am 4. Juli durch die Kaltluftadvektion in der mittleren und oberen Troposphäre. Die Erwärmung der bodennahen Schichten im Tagesverlauf hat dann zu freier Konvektion und zur Auslösung der Konvektion beigetragen.

Im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes waren die bodennahen Temperaturen höher. Die stärker ausgeprägte Konvektionsentwicklung, die im Osten beobachtet wurde, könnte durch die höheren Temperaturen hervorgerufen worden sein. Darüber hinaus besteht die Möglichkeit, dass Dichteströme von bereits bestehenden Gewitterzellen, die sich nach Südosten bewegten, zu Hebung und damit zur Intensivierung geführt haben (Marshall und Parker, 2006). Auch wenn die Topographie in Südengland nur eine Erhebung von weniger als 200 m aufweist, kann ihr Einfluss auf die Konvektionsentstehung nicht ganz ausgeschlossen werden (Morcrette et al., 2006). Als entscheidender Faktor bei der Zunahme der Konvektionstätigkeit kann die Hebung entlang einer Bodenkonvergenzlinie gesehen werden.

Im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets nahm die Feuchte im Tagesverlauf ab. Zudem setzte am Nachmittag rückseitig des Höhentiefs eine großräumige Absinkbewegung ein. Dies führte zu einer Stabilisierung der Schichtung. Es kommt zu einem starken Rückgang der Konvektionstätigkeit.

Vergleicht man die Stabilität der atmosphärischen Schichtung des 4. und 7. Juli miteinander, fallen vor allem zwei Unterschiede auf: Zum einen zeigten die Extremwerte der Konvektionsindizes am 4. Juli eine höhere Instabilität. Die hochreichende Konvektion erstreckte sich am 4. Juli bis zur Tropopause. Am 7. Juli lag die Wolkenobergrenze lediglich in einer Höhe von ca. 5 km. Zum anderen ließ sich am 4. Juli die Entwicklung hochreichender Konvektion im gesamten Untersuchungsgebiet beobachten. Es kam bereits in den frühen Morgenstunden zu Schauern. Am 7. Juli hingegen setzte die Konvektion erst am Nachmittag ein und blieb dabei auf einen Teil Südenglands beschränkt.

Im Gegensatz zum 4. Juli fand am Vormittag des 7. Juli großräumiges Absinken statt. Die Schichtung war weitestgehend stabil und die Einstrahlung wurde durch tiefe, stratiforme Bewölkung eingeschränkt.

Für die Auslösung der Konvektion am 7. Juli war das Einsetzen von Kaltluftadvektion in der mittleren Troposphäre und die allmähliche Auflösung der Schichtbewölkung am Nachmittag, die durch bessere Einstrahlungsbedingungen zu einem Anstieg der bodennahen Temperaturen beitrug, verantwortlich. Sie führten zu einer Labilisierung der Schichtung. Da die

großräumige Absinkbewegung gering war, reichte der Auftrieb durch freie Konvektion am Nachmittag aus, um die Instabilität und damit hochreichende Konvektion auszulösen.

Dass es am 7. Juli nicht wie am 4. Juli in allen Teilen Südinglands zu hochreichender Konvektion kam, lag zum einen daran, dass in einigen Gebieten der Feuchtegehalt der Troposphäre für die Entwicklung hochreichender Konvektion zu gering war. Zum anderen waren die Einstrahlungsbedingungen nicht in allen Teilen gleich gut, so dass die bodennahen Temperaturen an einigen Orten niedriger waren als an anderen und es dadurch nicht zu freier Konvektion kommen konnte. Darüber hinaus war die Kaltluftadvektion in der mittleren Troposphäre in manchen Teilen Englands schwächer ausgeprägt und wurde teilweise gänzlich durch die Absinkerwärmung kompensiert. Die Schichtung war dort stabil.

Tabelle 6.1 vergleicht die beiden Aufstiege aus Chilbolton, am 7. Juli um 16.00 UTC und am 11. Juli um 14.00 UTC. Zu beiden Terminen zeigten die Indizes die besten Konvektionsbedingungen während des gesamten Tagesverlaufs.

Die vertikale Temperaturabnahme war weitestgehend identisch. Die Werte der CAPE-unst

**Tabelle 6.1:** Vergleich der Aufstiege aus Chilbolton am 7. Juli um 16.00 UTC und am 11. Juli um 14.00 UTC.

	7. Juli 16 UTC	11. Juli 14 UTC
CAPE-unst [J/kg]	820	659
CAPE-KKN [J/kg]	494	133
CAPE-most [J/kg]	929	831
Vertikalbewegung 500hPa 12 UTC [hPa/h]	+8	+8
Vertical Totals VT [K]	24.5	23.2
Mischungsverhältnis (Boden) [g/kg]	9.9	11.4
relative Feuchte (Boden) [%]	65	49
Temperatur (Boden) [°C]	20.6	27.9

und der CAPE-most waren an beiden Tagen vergleichbar hoch. Durch die hohen bodennahen Temperaturen war an beiden Tagen freie Konvektion möglich. In Chilbolton wurden am 7. Juli bestehende Absinkinversionen durch Kaltluftadvektion abgebaut. Am Nachmittag des 11. Juli hingegen verstärkten sich die Absinkinversionen. Der absolute Wasserdampfgehalt der Luft war am 11. Juli höher als am 7. Juli, da aber die Temperatur ebenfalls deutlich höher war, lag der Wert der bodennahen relativen Feuchte am 11. Juli unter dem Wert vom 7. Juli. Somit war die CAPE-KKN geringer. Der Auftrieb durch freie Konvektion reichte am 11. Juli nicht aus, um die bestehende Inversion in 2 km Höhe zu überwinden und hochreichende Konvektion auszulösen. Im Gegensatz dazu kam es am 7. Juli zu mittelhoher

Konvektion.

Der Wert und die Variabilität eines Konvektionsindex wird von einer Vielzahl von Faktoren beeinflusst. So kann die Änderung der Temperatur, die zu einer Änderung der Indizes führt, zum Beispiel durch Advektion, Vertikalbewegungen oder diabatische Wärmeübergänge verursacht werden. Da die einzelnen Vorgänge meist zusammen auftreten, ist es sehr schwer, eine Aussage über ihren Anteil an der Veränderung eines Index zu treffen.

Bei der Vorhersage der Konvektionsbedingungen waren die Prognosen einiger Konvektionsindizes zutreffender als die anderer Konvektionsindizes. Unter gewissen Bedingungen stimmte das prognostizierte Konvektionspotenzial einiger Indizes nicht mit der beobachteten Konvektionstätigkeit überein.

Am 10. und 11. Juli gaben der KO-Index und der vertikale Gradient der pseudopotentiellen Temperatur abweichend von den anderen Gewitterindizes eine sehr hohe Instabilität an. Grund für die hohe potentielle Instabilität war eine sehr trockene Schicht in der mittleren Troposphäre. Es war aber kein Hebungsmechanismus vorhanden, der in diesen Höhen zu positivem Auftrieb und zur Auslösung von Konvektion hätte beitragen können. Unter den gegebenen Bedingungen am 10. und 11. Juli ist die Vorhersage der Konvektionswahrscheinlichkeit anhand von potentieller Instabilität nicht zuverlässig.

Am 4. und 7. Juli war die Temperatur durch die jeweils vorherrschenden Luftmassen in der gesamten Troposphäre niedrig. Daher unterschätzten der DCI-surf, der DCI-100 und der K-Index das vorhandene Konvektionspotenzial.

Die CAPE-unst zeigte eine starke Abhängigkeit von der bodennahen Temperatur und Feuchte. Deshalb wird bei der Berechnung der CAPE oft eine Mittelung der Werte über die untersten Schichten verwendet. Die CAPE-100 war jedoch im Gegensatz zur CAPE-unst oft sehr niedrig, obwohl es zur Auslösung hochreichender bzw. mittelhoher Konvektion kam.

Eine Schwierigkeit bei der Untersuchung der Konvektionsbedingungen stellte fallender Niederschlag dar, da die Gewitterindizes nicht mehr zur Analyse herangezogen werden konnten. Die Untersuchung der Flugzeugmessungen gestaltete sich ebenfalls problematisch. Anhand der vorliegenden Radar- und Satellitenbilder war kein klarer Zusammenhang zwischen der Konvektionsauslösung und einer Änderung der Temperatur oder des Mischungsverhältnisses innerhalb einer Flugzeugmessung auf einer bestimmten Höhe in der Grenzschicht zu erkennen. Ein weiteres Problem war, dass das Flugzeug seine Position veränderte und man daher nicht sagen konnte, wie sich die Atmosphäre eines bereits durchflogenen Abschnitts weiterentwickelte. Darüberhinaus ist es schwer advektive Vorgänge von Veränderungen der atmosphärischen Bedingungen am festen Ort zu unterscheiden. Dabei muss zusätzlich unterschieden werden, ob die Flugrichtung mit, gegen oder quer zur Advektion erfolgt.

Am 4., 10. und 11. Juli hätte man anhand des 12.00 UTC Profils auf die Konvektionsbedingungen in den folgenden Stunden schließen können. Am 10. und 11. Juli fanden keine Veränderungen der Wetterlage statt, die zu einer Änderung der Schichtung hätten beitragen können. Am 4. Juli modifizierten großräumige Vorgänge (Frontdurchgang, Durchzug des Trops) die Schichtung im gesamten Süden Englands. Um 12.00 UTC war das Gewitterrisiko hoch und am Nachmittag kam es zur Konvektionsauslösung. Am 7. Juli hingegen zeigten die Konvektionsindizes um 12.00 UTC geringes oder moderates Konvektionspotenzial. Am Nachmittag führten Kaltluftadvektion und bessere Einstrahlungsbedingungen in einigen Teilen des Untersuchungsgebietes zu einer Labilisierung, zu freier Konvektion und damit zur Auslösung mittelhoher Konvektion. Die Entwicklung am Nachmittag des 7. Juli hätte anhand des 12.00 UTC Aufstiegs nicht vorhergesagt werden können.

**Tabelle 6.2:** Zusammenstellung der wichtigsten Faktoren, die zur beobachteten Konvektion (hochreichende, mittelhohe, flache Konvektion) an den einzelnen Tagen beigetragen haben: Zuerst großräumige Faktoren und deren Auswirkungen, dann mögliche regionale bzw. lokale Faktoren, dann vorhandene Instabilität gemessen an der CAPE-unst (beobachteter Höchstwert um 12.00 UTC bzw. im Tagesverlauf), zuletzt Beobachtungen.

Einflüsse auf Konvektion		Datum	
4. Juli 2005		7. Juli 2005	
<b>Großräumige Faktoren und Auswirkungen</b>			
Wetterlage Vertikalgeschwindigkeit (500 hPa) 12.00 UTC	Durchzug eines Höhentiefs Hebung auf Trogvordenseite -2 bis -20 [hPa/h]	Lage rückseitig eines Höhentiefs Absinken auf Trogrückseite +4 bis +6 [hPa/h]	Hochdruckwetterlage Absinken im Rücken +6 bis +10 [hPa/h]
Wettergeschehen	Kaltfrontpassage am Vormittag Kaltluftadvektion in der Höhe am Vormittag Gute Einstrahlungsbedingungen nach Frontpassage Anstieg der Bodentemperaturen nach Frontpassage	Auflockerung der Bewölkung am Nachmittag Kaltluftadvektion in der Höhe am Nachmittag Gute Einstrahlungsbedingungen am Nachmittag Anstieg der Bodentemperaturen am Nachmittag	geringe Feuchte Inversionen Gute Einstrahlungsbedingungen hohe Bodentemperaturen
<b>Hebung durch regionale, lokale Faktoren</b>			
	orographische Hebung freie Konvektion am Vor-/Nachmittag bodennahe Konvergenz	orographische Hebung freie Konvektion am Nachmittag	freie Konvektion am Nachmittag
<b>Stabilität</b>			
max. CAPE-unst 12.00 UTC	1101 J/kg	389 J/kg	294 J/kg
max. CAPE-unst	1547 J/kg 11.00 UTC	905 J/kg 16.00 UTC	659 J/kg 14.00 UTC
<b>Beobachtungen</b>			
Art der Konvektion	hochreichende Konvektion (bis 100 hPa)	mittelhohe Konvektion (bis 700-600 hPa)	flache Konvektion
Niederschlagsaktivität	Schauer/Gewitter (0.00-22.30 UTC)	Schauer/Gewitter (11.45-22.00 UTC)	kein Niederschlag

# Kapitel 7

## Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde die Variabilität der Konvektionsbedingungen anhand zeitlich und räumlich hoch aufgelöster Vertikalprofile untersucht. Dazu wurden Daten aus Radiosondenaufstiegen und Flugzeugmessungen verwendet, die während der Messkampagne CSIP (Convective Storm Initiation Project) im Sommer 2005 in Südengland erhoben wurden. Die Radiosondenaufstiege fanden teilweise stündlich und an mehreren Orten innerhalb eines mesoskaligen Gebiets statt.

Um die zeitliche und räumliche Entwicklung der Konvektionsbedingungen zu bestimmen, wurden aus den vorliegenden Vertikalprofilen verschiedene Konvektionsindizes berechnet. Aus der Magnitude der Konvektionsindizes kann die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten hochreichender Konvektion abgeschätzt werden.

Um die räumliche Auflösung innerhalb des CSIP-Untersuchungsgebiets zu erhöhen, wurden vorhandene Radiosondenaufstiege mit Sägezahnprofilen, die aus den Flugzeugmessungen stammen, zu neuen Vertikalprofilen verbunden. Diese neu entstandenen Profile dienen neben den Radiosondenmessungen zur Berechnung der Konvektionsindizes.

Zur Untersuchung der Variabilität der Konvektionsbedingungen wurden vier Tage ausgewählt. Zwei Tage, der 4. und 7. Juli 2005, waren sogenannte Intensivmesstage (IOP), an denen hochreichende Konvektion stattfand. An den beiden anderen Tagen, 10. und 11. Juli 2005, wurde lediglich flache Konvektion beobachtet.

Als erstes wurde eine grobe Einschätzung der Konvektionsbedingungen durch eine Betrachtung der großräumigen Wetterlage an den jeweiligen Tagen vorgenommen. Dadurch konnte eine Abschätzung über den atmosphärischen Feuchtegehalt und vorhandene synoptische bzw. mesoskalige Hebungsmechanismen gewonnen werden. Daneben wurden Radarbilder, Satelliten- und Videoaufnahmen, Energiebilanzmessdaten sowie Daten von Bodenwetterstationen verwendet, um einen Überblick über den zeitlichen Verlauf und die räumliche

Verteilung der Entstehung, der Entwicklung und der Intensität von Konvektion zu erlangen. Da einige Konvektionsindizes nur für spezielle Gebiete oder bestimmte Wetterlagen entwickelt wurden und sich die Vorhersagegüte der Indizes unterscheidet, wurden zur Analyse Gewitterindizes ausgewählt, die verschiedene Studien (Huntrieser et al., 1997; Haklander und Delden, 2003; Kunz, 2007) hinsichtlich der Vorhersage als zuverlässig einstufen.

Als nächstes erfolgte die Betrachtung der Variabilität der Konvektionsbedingungen an den einzelnen Tagen. Hierbei wurde zuerst die tageszeitliche Entwicklung der Indizes an den jeweiligen Radiosondenstation bzw. innerhalb der jeweiligen Flugzeugmessungen untersucht. Mit Hilfe der Vertikalprofile und der zuvor gemachten Analyse der Wetterlage konnten mögliche Gründe, die für die Schwankungen der Indizes in Frage kamen, genauer untersucht werden. Ein Vergleich der einzelnen Messungen hinsichtlich der zeitlichen und räumlichen Variabilität unter Betrachtung der tatsächlich beobachteten Konvektionsentwicklung gab teilweise Aufschluss über die Ursachen, die zu günstigeren oder weniger günstigen Konvektionsbedingungen geführt hatten.

Die drei notwendigen Bedingungen für das Auftreten hochreichender Konvektion, instabile atmosphärische Schichtung, hoher Feuchtegehalt über eine hinreichende Schicht in den unteren Höhen und Auslösemechanismus wurden bei der Analyse der Konvektionsbedingungen berücksichtigt. Die berechneten Konvektionsindizes lieferten Informationen über vorhandene Feuchte und die atmosphärische Schichtung. Der Auslösemechanismus wurde gesondert untersucht.

Es zeigte sich, dass die Ausgangsbedingungen für die Konvektionsentstehung und Konvektionsentwicklung maßgeblich von der großräumigen Wetterlage bestimmt wurden. Zum einen hatte diese einen Einfluss auf den Feuchtegehalt und die Verteilung der Feuchte. So verhinderte ein geringer Feuchtegehalt die Entstehung hochreichender Konvektion. Zum anderen führte Advektion zur Änderung der vorherrschenden Luftmasse, was sich wiederum auf die Stabilität der atmosphärischen Schichtung auswirkte und sich in teils starken räumlichen und zeitlichen Schwankungen der Indizes äußerte. Die notwendige Instabilität, die Voraussetzung für die Entstehung hochreichender Konvektion ist, wurde insbesondere durch Temperaturadvektion entscheidend beeinflusst. Dadurch kam es sowohl an einer einzelnen Station im Tagesverlauf, als auch an verschiedenen Orten innerhalb des Untersuchungsgebiets zur gleichen Uhrzeit zu unterschiedlicher Stabilität der Schichtung. So konnte es in einigen Gebieten zu hochreichender Konvektion kommen, in anderen Teilen jedoch nicht.

Die großräumige Wetterlage zeigte sich darüber hinaus für die Auslösung oder Nichtauslösung mitverantwortlich. Großräumiges Absinken hat durch Erwärmung zu einer stabilen Schichtung beigetragen und verhinderte durch negative Vertikalgeschwindigkeit, trotz lokal auftretender Hebung vom Boden aus, die Entwicklung hochreichender Konvektion.

Bei der Auslösung hochreichender Konvektion spielten neben der großräumigen Hebung vor allem lokale Triggermechanismen eine Rolle. Waren gute Konvektionsbedingungen gegeben, so führten die lokalen Hebungsmechanismen auch zur Auslösung der Konvektion. Nicht festgestellt werden konnte, welchen Anteil die erzwungene Hebung durch die Orographie bei der Auslösung hatte. Es hat sich allerdings gezeigt, dass bodennahe Konvergenz für eine Intensivierung der Konvektionstätigkeit verantwortlich gemacht werden kann und dass Auftrieb durch freie Konvektion, bei geringem großräumigen Absinken und moderat hoher Instabilität ausreicht, um hochreichende Konvektion auszulösen. Auch wenn keine exakte Gewichtung der verschiedenen Auslösemechanismen angegeben werden kann, so war freie Konvektion ausgehend von den bodennahen Schichten hinsichtlich der Konvektionsauslösung der wohl entscheidende Faktor.

Durch großräumige Vorgänge erfolgte oft eine drastische Änderung der Konvektionsbedingungen innerhalb weniger Stunden, die mit einer Änderung der Gewitterindizes verbunden war. Daher war es nicht immer möglich anhand einer Sondierung die Konvektionsentwicklung der folgenden Stunden vorherzusagen. Aufgrund der räumlichen Variabilität, die sich auch in den Indizes widerspiegelte, konnten die Konvektionsbedingungen an einer Station nicht immer auf die nächstgelegene Station übertragen werden. Da sich aber mögliche Veränderungen auf der synoptischen Skala abschätzen lassen, können z.B. advektive Vorgänge bei der Vorhersage berücksichtigt werden, wodurch man anhand einer Vertikalsondierung auf die Entwicklung in den folgenden Stunden schließen kann.

Bei der Vorhersage hochreichender Konvektion zeigten jene Gewitterindizes die besten Resultate, die latente Instabilität repräsentieren. Die höchste Vorhersagegüte hatte die CAPE-unst, gefolgt vom LI-surf. Die CAPE-100 und der LI-100 erwiesen sich als weniger verlässlich. Dies stimmt mit der Beobachtung überein, dass Konvektion durch die starke Erwärmung in Bodennähe ausgelöst wurde.

Defizite für die Vorhersage zeigten zum einen jene Stabilitätsmaße, die für potentielle Instabilität stehen. Die stabile Schichtung der Hochdruckwetterlage spiegelte sich weder im KO-Index noch im vertikalen Gradient der pseudopotentiellen Temperatur wider. Zum anderen unterschätzten der K-Index, der DCI-surf und der DCI-100 das Konvektionspotenzial an den Tagen mit hochreichender Konvektion aufgrund der geringen Temperatur der vorherrschenden Luftmasse.

Betrachtet man zur Vorhersage des Konvektionspotenzials mehrere Indizes gleichzeitig, die darüberhinaus unterschiedliche Instabilitätsarten repräsentieren, und berücksichtigt zusätzlich die großräumige Wetterlage, kann mit Hilfe der Indizes ein sehr verlässliches Ergebnis hinsichtlich der Vorhersage erzielt werden.

An der Konvektionsentstehung und Konvektionsentwicklung waren eine hohe Anzahl ver-

schiedener Faktoren (Advektion, Einstrahlung etc.) beteiligt. Die unterschiedlichen Parameter änderten sich meist gleichzeitig, so dass keine Aussage über den quantitativen Beitrag an der Konvektionsentstehung und -entwicklung gemacht werden konnte. Kam es an einer Radiosondenstation zur Auslösung, so war bei der Änderung von Temperatur- und Feuchtewerten nicht klar ersichtlich, ob die Änderung zur Auslösung geführt hat, oder ob sie Folge der Auslösung war.

Obwohl die Vertikalsondierungen an einigen Stationen stündlich durchgeführt wurden, war der zeitliche Abstand zwischen den Sondierungen zu groß, um den genauen Vorgang der Konvektionsauslösung klar zu erkennen. Leider waren nicht genügend Aufstiege an den einzelnen Stationen bzw. Aufstiegsorten vorhanden, um durch einen Vergleich der Sondierungen an verschiedenen Aufstiegsorten unter Beachtung von Advektion den Grund der Veränderung der transportierten Luftmasse festzustellen.

Die Untersuchung der Konvektionsbedingungen anhand der Flugzeugmessungen gestaltete sich als besonders schwierig, da neben der zeitlichen Entwicklung der Atmosphäre eine räumliche Änderung des Messortes erfolgte.

Aufgrund der hier gezeigten Problematik bei der Vorhersage von Konvektion und der Komplexität der Konvektionsentwicklung kann gefolgert werden, dass Vertikalprofile und daraus abgeleitete Konvektionsindizes zur Analyse durchaus geeignet sind. Um aber anhand von Vertikalprofilen die genauen Vorgänge der Konvektionsentstehung zu untersuchen, sollten Radiosondenaufstiege innerhalb eines möglichst eng begrenzten Gebiets stattfinden. Da lokale Faktoren bei der Auslösung von großer Bedeutung sind, sollten lokale Gegebenheiten (Untergrund, Anströmung etc.) genau bekannt sein. Für zukünftige Arbeiten wäre es von Vorteil mehrere Tage mit ähnlichen Wetterlagen zu vergleichen.

Da sowohl die synoptisch-skalige Hebung durch differentielle Vorticityadvektion, Temperaturadvektion und diabatische Wärmeübergänge als auch mesoskalige oder lokale Mechanismen wie Feuchtekonvergenz in Bodennähe bei der Konvektionsauslösung eine Rolle spielen, könnten Informationen aus numerischen Modellen hinsichtlich dieser Antriebe in Kombination mit berechneten Konvektionsindizes genutzt werden, um die Vorhersage hochreichender Konvektion zu verbessern.

# Anhang

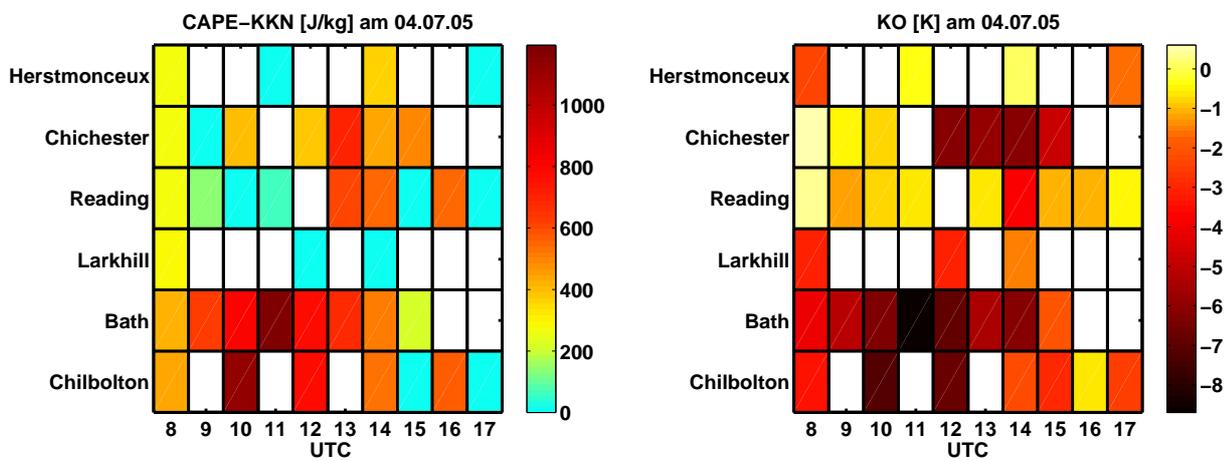


Abbildung 1: CAPE-KKN und KO-Index am 4. Juli zu verschiedenen Uhrzeiten (UTC) an den einzelnen Radiosondenstationen.

**Tabelle 1: Symbolverzeichnis für die Abbildungen der Vertikalsondierungen, die mit dem RAOB-Program erstellt worden sind:**

700-500LR	Temperaturabnahme 700 - 500 hPa
CAPE total	CAPE-CIN
CAPE+ only	CAPE
CAPE 0-3km	CAPE in den untersten 3 km
CIN total	CIN
CT	Cross Totals in K
KO	KO-Index in K
LCL Hgt	Höhe des HKN
LPL Hgt	Startniveau des gehobenen Luftpakets
LI	Lifted Index in K
Mean RH	mittlere relative Feuchte unterhalb von 750 hPa
Mixing Hgt	Grenzschichthöhe in m
Tc	Auslösetemperatur in °C
TT	Total Totals in K
VT	Vertical Totals in K
Water	Höhe des kondensierten Wassergehalts der Luftsäule in cm (precipitable water)
KI	K-Index in K
DCI	Deep Convective Index in K

# Bildquellennachweis

Abbildung 4.1: <http://www.imk.uni-karlsruhe.de/2334.php>

Abbildung 4.2: [http://www.forum-friede.de/Karte\\_England\\_Sued.jpg](http://www.forum-friede.de/Karte_England_Sued.jpg)

# Literaturverzeichnis

- Andersson, T., M. Andersson, C. Jacobsson und S. Nilsson (1989). Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. *Meteor. Mag.* 116, 141–146.
- Atkins, N. T. und R. M. Wakimoto (1991). Wet microburst activity over the southeastern United States: implications for forecasting. *Wea. Forecasting* 6, 470–482.
- Barlow, W. (1993). A new index for the prediction of deep convection. *in: Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO, Amer. Meteorol. Soc.*, 129–132.
- Barthlott, C. (2005). Konvektionsindizes - Berechnung sowie Darstellung im Stueve-Diagramm. unveröffentlicht. Institut für Meteorologie and Klimaforschung, Forschungszentrum Karlsruhe/ Universität Karlsruhe POB 3640, 76021 Karlsruhe.
- Betts, A. K. (1982). Saturation point analysis of moist convection overturning. *J. Atmos. Sci.* 39, 1484–1505.
- Blanchard, D. O. (1998). Assessing the vertical distribution of convective available potential energy. *Wea. Forecasting* 13, 870–877.
- Bohren, C. F. und B. Albrecht (1998). *Atmospheric Thermodynamics*. Oxford University Press, New York, 402 pp.
- Bolton, D. (1980). The computation of equivalent potential temperature. *Wea. Forecasting* 108, 1046–1053.
- Colby, F. P. (1984). Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME II. *Amer. Meteor. Soc.* 112, 2239–2252.
- Colman, B. R. (1990a). Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. part I: A climatology. *Wea. Forecasting* 118, 1103–1121.

- Colman, B. R. (1990b). Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. part II: Organization and instability mechanisms. *Wea. Forecasting* 118, 1123–1144.
- Corsmeier, U., C. Kottmeier, N. Kalthoff und F. Fiedler. (2004). Auslösung von Konvektion in Mittelgebirgsregionen. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Forschungszentrum Karlsruhe/ Universität Karlsruhe, Deutschland. [http://www.imk.uni-karlsruhe.de/download/061\\_CoKoKaFi-1.pdf](http://www.imk.uni-karlsruhe.de/download/061_CoKoKaFi-1.pdf).
- Crook, N. A. (1996). Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. *Wea. Forecasting* 124, 1767–1785.
- Crook, N. A. und J. B. Klemp (2000). Lifting by convergence lines. *J. Atmos. Sci.* 57, 873–890.
- Doswell, C. A. (1996). On convective indices and sounding classification. unveröffentlicht. Avoca Beach, New South Wales, Australia, NOAA/ERL National Severe Storms Laboratory Norman, Oklahoma (USA), 1996.
- Doswell, C. A. (2001). On using the virtual temperature correction. unveröffentlicht.
- Doswell, C. A. (1987). The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting* 2, 3–16.
- Doswell, C. A., R. Davies-Jones und D. L. Keller (1990). On summary measures of skill in rare event forecasting based on contingency tables. *Wea. Forecasting* 5, 576–585.
- Doswell, C. A. und P. M. Markowski (2004). Is buoyancy a relative quantity? *Wea. Forecasting* 132, 853–863.
- Doswell, C. A. und E. N. Rasmussen (1994). The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Amer. Meteor. Soc.* 9, 625–629.
- Emanuel, K. A. (1994). *Atmospheric Convection*. Oxford Univ. Press, 580 pp.
- Emanuel, K. A. (1997). *The physics and parameterization of moist atmospheric convection*, Chapter 1: „Overview of atmospheric convection“, S. 1-28, pp. 498. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Fritsch, J. M. und C. F. Chappell (1980). Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. *J. Atmos. Sci.* 37, 1722–1733.

- Fuelberg, H. E. und D. G. Biggar (1994). The preconvective environment of summer thunderstorms over the florida panhandle. *Wea. Forecasting* 9, 316–326.
- Galway, J. G. (1956). The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 37, 528–529.
- George, J. (1960). *Weather Forecasting for Aeronautics*. Academic Press, New York.
- Haklander, A. J. und A. V. Delden (2003). Thunderstorm predictors and their forecast skill for the netherlands. *Atmos. Res.* 67-68, 273–299.
- Hendry, N. L. (2000). A static stability index for low-topped convection. *Wea. Forecasting* 15, 246–254.
- Holton, J. R. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 4. Auflage. Elsevier Academic Press, San Diego, 535 pp.
- Houze, R. A. (1993). *Cloud Dynamics*. Nr. 53 d. Reihe International Geophysics Series, Academic Press, San Diego, 573 pp.
- Huntrieser, H., H. H. Schiesser, W. Schmid und A. Waldvogel (1997). Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland. *Wea. Forecasting* 12, 108–125.
- Johns, R. und C. A. Doswell (1992). Severe local storms forecasting. *Wea. Forecasting* 7, 588–612.
- Khodayar, S. (2007). In: *Abschluss Symposium 2007, Graduiertenkolleg "Naturkatastrophen", 24-25. Juli 2007, S. Senitz (Hrsg.), Karlsruhe*, Chapter 1: „Initiation of precipitating convection based on data analysis“, S. 21-38. Universitätsverlag Karlsruhe. 253 pp.
- Kottmeier, C., U. Corsmeier, F. Fiedler und R. Hankers. (2003). Forschungsflugzeug DO128 - ein fliegendes Labor für die Umwelt- und Klimaforschung am Forschungszentrum. NACHRICHTEN - Forschungszentrum Karlsruhe Jahrg. 35 1-2/ 2003 S. 25-30. [http://www.imk.uni-karlsruhe.de/download/2003\\_105\\_FZK-nachrichten\\_do128.PDF](http://www.imk.uni-karlsruhe.de/download/2003_105_FZK-nachrichten_do128.PDF).
- Kunz, M. (2007). The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 7, 327–342.
- Kurz, M. (1990). *Leitfäden für die Ausbildung im deutschen Wetterdienst* 8, *Synoptische Meteorologie*, 2. Auflage. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, 194 pp.

- Lee, R. R. und J. E. Passner (1993). The development and verification of TIPS: An expert system to forecast thunderstorm occurrence. *Wea. Forecasting* 8, 271–280.
- Maddox, R. A. (1983). Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *Wea. Forecasting* 111, 1475–1493.
- Marinaki, A., M. Spiliotopoulos und H. Michalopoulou (2006). Evaluation of atmospheric instability indices in Greece. *Advances in Geosciences* 7, 131–135.
- Marsham, J. H. und D. J. Parker (2006). Secondary initiation of multiple bands of cumulonimbus over southern Britain. II: Dynamics of secondary initiation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 132, 1035–1072.
- McCaul, B. E. W., S. Lazarus und F. Carr. Hodographs and severe weather. <http://twister.caps.ou.edu/MM2004/McCaul.pdf>.
- McNulty, R. P. (1978). On upper tropospheric kinematics and severe weather occurrence. *Wea. Forecasting* 106, 662–672.
- McNulty, R. P. (1995). Severe and convective weather: A central region forecasting challenge. *Wea. Forecasting* 10, 187–202.
- Miller, R. (1972). Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the air force global weather central. In *Tech. Rep. 200 (Rev.)*. AWS, U.S. Air Force. 102 pp., (Headquarters, AWS, Scott AFB, IL 62225).
- Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft. (2005). Edition Wissen, Topics Geo, Jahresrückblick Naturkatastrophen 2005. pg-Verlag München, 52 pp.
- Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft. (2006). Schadenspiegel, 3/2006, Schäden and Schadenverhütung. pg-Verlag München, 35 pp.
- Moncrieff, M. und M. Miller (1976). The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 102, 373–394.
- Morcrette, C. J., K. A. Browning, A. M. Blyth, K. E. Bozier, P. A. Clark, D. Ladd, E. G. Norton und E. Pavelin (2006). Secondary initiation of multiple bands of cumulonimbus over southern Britain. I: An observational case-study. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 132, 1021–1051.

- Mueller, C. K., J. W. Wilson und N. A. Crook (1993). The utility of sounding and mesonet data to nowcast thunderstorm initiation. *Wea. Forecasting* 8, 132–146.
- Murphy, A. H. (1973). Hedging and skill scores for probability forecasts. *Journal of Applied Meteorology* 12, 215–222.
- Murphy, A. H. (1991). Comments on „On summary measures of skill in rare event forecasting based on contingency tables“. *Wea. Forecasting* 6, 400–402.
- Orville, H. (1965). A numerical study of the initiation of cumulus clouds over mountainous terrain. *J. Atmos. Sci.* 22, 684–699.
- Pedlosky, J. (2003). *Waves in the ocean and atmosphere, Introduction to wave dynamics*. Springer-Verlag, Heidelberg, 260 pp.
- RAOB. (2004). The Complete RAWindsonde OBServation Program, User Guide, Technical Manual. 98 pp.
- Renno, N. O. und A. P. Ingersoll (1996). Natural convection as a heat engine: A theory for CAPE. *J. Atmos. Sci.* 53, 572–585.
- Rossby, C. (1927). Convection in the atmosphere and over a heated surface. *Wea. Forecasting* 55, 1–5.
- Schultz, D. M., P. N. Schumacher und C. A. Doswell (2000). The intricacies of instabilities. *Wea. Forecasting* 128, 4143–4148.
- Sherwood, S. C. (2000). On moist instability. *Wea. Forecasting* 128, 4139–4142.
- Showalter, A. K. (1953). A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 34, 250–252.
- Simpson, R. H. (1978). On the computation of equivalent potentielle temperatur. *Wea. Forecasting* 106, 124–130.
- Smith, R. K. (1997). *The physics and parameterization of moist atmospheric convection*, Chapter 2: „Thermodynamics of moist and cloudy air“, S. 29-58, pp. 498 pp. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Wilhelmson, R. B. (1974). The life cycle of a thunderstorm in three dimensions. *J. Atmos. Sci.* 31, 1629–1651.

- Wilhelmson, R. B. (1977). On thermodynamic equation for deep convection. *Wea. Forecasting* 105, 545–549.
- Wilson, J. W., G. B. Foote, N. A. Crook, J. C. Fankhauser, C. G. Wade, J. D. Tuttle, M. C. K. und S. K. Krueger (1992). The role of boundary-layer convergence zones and horizontal rolls in the initiation of thunderstorms: A case study. *Wea. Forecasting* 120, 1785–1816.
- Wilson, J. W. und C. K. Mueller (1993). Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution. *Wea. Forecasting* 8, 113–131.

# Danksagung

Zunächst möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Ch. Kottmeier für seine zahlreichen Anregungen und seine Diskussionsbereitschaft bedanken und nicht zuletzt dafür, dass er mir ermöglicht hat, meine Diplomarbeit zu diesem interessanten Thema zu schreiben.

Vielen Dank möchte ich Frau Prof. Dr. S. Jones für die Übernahme des Korreferats sagen. Ganz besonderer Dank gilt Herrn Dr. Michael Kunz und Herrn Dr. Ulrich Corsmeier für die umfassende Betreuung und moralische Unterstützung während meiner Arbeit.

Ein großes Dankeschön geht an Herrn Brückel, der jedes Computerproblem aus dem Weg zu räumen wusste.

Mein Dank gilt auch Samiro Khodayar und Dr. Ralph Lux, die stets eine Antwort auf meine vielen Fragen hatten, sowie den anderen Mitgliedern des IMK für das angenehme Arbeitsklima.

Vielen Dank möchte ich an dieser Stelle auch Julia Sander für das Korrekturlesen der Arbeit sagen.

Insbesondere bedanke ich mich bei meiner Familie für die Unterstützung während des gesamten Studiums, ohne die mein Studium nur schwer möglich gewesen wäre.

Zum Schluss möchte ich all jenen danken, die in irgendeiner Weise zum Gelingen meines Studiums und meiner Diplomarbeit beigetragen haben.



# Erklärung

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

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

Karlsruhe, den 1. Oktober 2007