

**Die Unwetter vom 21. und 22. Juli 1992:
Fallstudien von Konvergenzlinien innerhalb einer
Gesamtdarstellung der Wetterlage**

Diplomarbeit im Fach Meteorologie
von
Wolfgang Linder

Meteorologisches Institut
- Bibliothek -
Kaiserstraße 12
7500 Karlsruhe 1

November 1993

Diese Arbeit wurde am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK)
der Universität Karlsruhe durchgeführt

Zusammenfassung

In der Nacht vom 20. Juli auf den 21. Juli 1992 überquerte ein Hebungsgebiet in 850 hPa von der Biskaya ausgehend den südlichen Teil Frankreichs und erreichte bis 12 UTC am 21. Juli 1992 das Rhonetal. Die Hebung wurde insbesondere von der Divergenz des Q_n -Vektors angezeigt und war Teil einer direkten Zirkulation um die nach Osten vordringende Frontalzone. Die Hebung erfasste den westlichen Teil der über Frankreich und Mitteleuropa liegenden potentiell instabil geschichteten Warmluftmasse und führte über die Auslösung der potentiellen Instabilität zu grossräumiger Gewitterbildung.

In Zusammenhang mit der Gewittertätigkeit waren am Boden mesoskalige Druckgebilde und Zonen starker Konvergenz zu erkennen. Diese Konvergenzlinien hatten während der Nacht überwiegend den Charakter von Gust Fronten, wurden im Laufe des Morgens aber auch durch differentielle Sonneneinstrahlung verstärkt oder verursacht. Die Konvergenzlinien verlagerten sich mitsamt der ihnen nachfolgenden Gewittertätigkeit nach Osten und Nordosten aus dem Hebungsgebiet heraus in die potentiell instabil geschichtete Warmluft hinein. Dort führte die Konvergenz zu Hebung der Warmluft und damit zur Weiterentwicklung der Gewittertätigkeit nach Osten.

In Zusammenhang mit den Konvergenzlinien konnten im Satellitenbild ein Mesoskaliger Konvektiver Komplex (MCC) und eine Squall-Line identifiziert werden. Der MCC überquerte Süddeutschland in nordöstlicher Richtung und brachte neben verbreitetem Hagelschlag vor allem intensive Regenfälle, deren Zentrum auf einer Linie Nürnberg - Leipzig zu finden war. Die 24-stündigen Regenmengen erreichten dort stellenweise über 100 mm und führten zu verheerenden Überschwemmungen. Des weiteren wurden Böen bis zu Windstärke 11 (orkanartiger Sturm), vereinzelt sogar Windstärke 12 (Orkan) gemessen. In Norddeutschland wurde in Verbindung mit der Squall-Line vereinzelt Windstärke 11 erreicht.

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	1
1 Thermodynamische und Dynamische Grundlagen	2
1.1 Vertikale Stabilität der Atmosphäre	2
1.1.1 Potentielle Instabilität	2
1.1.2 Labilitätsenergie und Vertikalgeschwindigkeit	2
1.1.3 Gewitterindizes	3
1.2 Gleichgewicht an Frontalzonen	3
1.2.1 Frontogenese, Frontolyse und ageostrophische Zirkulation	4
1.2.2 Omegagleichung und Q-Vektor	5
2 Mesoskalige Konvektion	8
2.1 Gewöhnliche Gewitter	8
2.2 Multicell-Gewitter	8
2.3 Supercell-Gewitter	9
2.4 Mesoskalige Konvektive Systeme	10
2.4.1 Squall-Lines	10
2.4.2 Mesoskalige Konvektive Komplexe (MCC's)	11
2.5 Konvergenzlinien	12
3 Vorentwicklung bis zum 21.07.1992, 00 UTC	14
3.1 Strömungs- und Temperaturverteilung am Boden und in 850 hPa	14
3.2 Feuchteverteilung am Boden und in 850 hPa	15
3.3 Horizontale und vertikale Verteilung der pseudopotentiellen Temperatur, Stabilitätsbetrachtungen	15
3.4 Frontalzone und Bodenfront	15
3.5 Frontogenese im horizontalen Stromfeld	16
3.6 Strömungsverteilung in der mittleren und oberen Atmosphäre	17
3.7 Grossräumige Vertikalbewegungen	17
4 Weiterentwicklung bis zum 21.07.1992, 12 UTC	20
4.1 Bodengebiet	20
4.2 Untere Troposphäre	21
4.3 Mittlere und obere Troposphäre	22
4.4 Stabilitätsbetrachtungen	24
4.5 Frontogenese im horizontalen Stromfeld	25
4.6 Grossräumige Vertikalbewegungen	26
5 Fallstudien von Konvergenzlinien	28
5.1 Konvergenzlinie (1)	29
5.2 Konvergenzlinie (2)	32
5.3 Konvergenzlinie (3)	38
5.4 Konvergenzlinie (4)	42
5.5 Konvergenzlinie (5)	55
6 Auswirkungen der Wetterlage	65
6.1 Auswirkungen der Squall-Line	66
6.2 Auswirkungen des MCC	67

7 Vorhersagen und Warnungen	72
7.1 Modellvorhersagen	72
7.2 Vorhersagen bezüglich der mit der Squall Line auftretenden Gewitter	75
7.3 Vorhersagen bezüglich der mit dem MCC auftretenden Gewitter	78
Literatur	81

Einleitung

Während der Sommermonate sind in Deutschland gelegentlich schwere Gewitter zu beobachten, wenn in der unteren Troposphäre von Südwesten her feuchtwarmer, potentiell instabil geschichtete Mittelmeerluft einströmt. Nähert sich dann von Westen ein Trog, so kommt es vorderseitig des Troges zu Hebung, wodurch die potentielle Instabilität ausgelöst wird und grossflächige Gewitterentwicklung einsetzt. Diese kann verheerende Folgen haben, wie beispielsweise das von M.Kurz [12] beschriebene Münchner Hagelunwetter vom 12.07.1984 zeigt, welches wie die hier behandelte Lage vom 21. Juli 1992 zu den herausragenden konvektiven Ereignissen der letzten Jahre oder sogar Jahrzehnte zählt.

Am Nachmittag und Abend des 21. sowie in der Nacht zum 22. Juli 1992 zogen schwere Gewitter über weite Teile Deutschlands hinweg, nachdem sie zuvor Frankreich und die Schweiz überquert hatten. Hagelschlag, Sturmböen und Starkregen führten zu erheblichen Ernteverlusten und Schäden an Gebäuden und Strassen in Millionenhöhe. Zeitungsberichten zufolge waren auch Menschenleben zu beklagen. Verantwortlich für die Schäden waren im Süden Deutschlands ein Mesoskaliger Konvektiver Komplex (MCC) und im Norden eine Squall Line.

In der vorliegenden Arbeit wird versucht, ein Gesamtbild der Geschehnisse des 21. und 22. Juli 1992 zu vermitteln. Nach einigen einführenden Kapiteln wird zuerst eine allgemeine Beschreibung der Wetterlage gegeben, die sich insbesondere auf die für die Gewitterbildung relevanten Bedingungen wie Hebungsvorgänge und vertikale Stabilität konzentriert. Anschliessend werden mehrere Konvergenzlinien in ihrem zeitlichen Verlauf verfolgt und bezüglich ihrer Wetteraktivität beschrieben. Damit verbunden ist die Beschreibung von mesoskaligen Gewittersystemen wie dem oben angesprochenen MCC bzw. der Squall Line. Diese Systeme sind gewöhnlich durch eine vorgelagerte mesoskalige Tiefdruckzone und einem daraus resultierenden konvergenten Einströmen charakterisiert. Konvergenzlinien können deshalb häufig als Vorboten oder vorderster Bestandteil derartiger Gewittersysteme betrachtet werden. In einem weiteren Kapitel folgt ein Überblick über Art und Ausmass der entstandenen Schäden. Abschliessend werden dann die von den Wetterämtern herausgegebenen Vorhersagen und Warnungen mit dem Verlauf der Ereignisse verglichen.

1 Thermodynamische und Dynamische Grundlagen

Das Auftreten konvektiver Niederschläge wird im wesentlichen von zwei Faktoren bestimmt. Dies sind zum einen die vertikale Stabilität der Schichtung, insbesondere der Wasserdampfgehalt der unteren Troposphäre und zum anderen gross- oder kleinräumige Vertikalbewegungen, die, wenn sie aufwärts gerichtet sind, zum Kondensieren des Wasserdampfes und damit zur Wolkenbildung führen.

1.1 Vertikale Stabilität der Atmosphäre

1.1.1 Potentielle Instabilität

Intensive Konvektion tritt auf, wenn eine Luftschicht bei Sättigung konditionell instabil geschichtet ist, aufsteigende Teilchen also wegen der grösser werdenden Temperaturdifferenz zur Umgebung weiter nach oben beschleunigt werden. Die Entstehung einer solchen Situation ist in Abbildung 1.1 und 1.2 gezeigt.

In Abbildung 1.1 erkennt man, dass zwischen 820

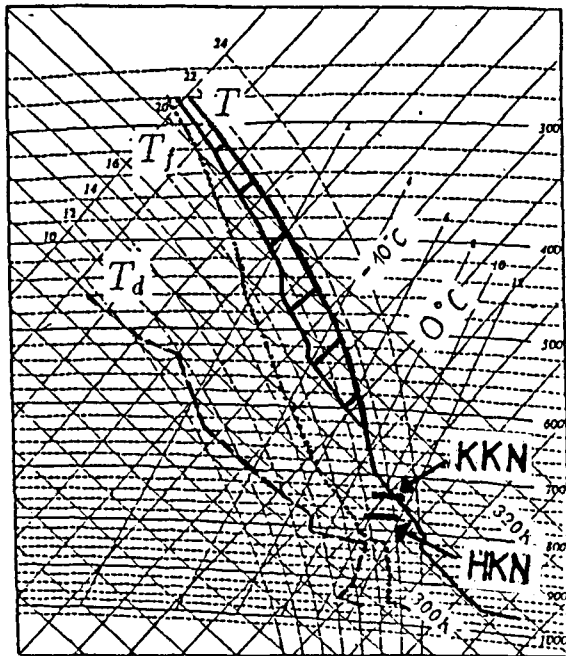


Abbildung 1.1: Temp von München vom 21.07.92, 12 UTC. T , T_f und T_d sind Temperatur, Feuchttemperatur und Taupunkt respektive. Die schraffierte Fläche entspricht der Labilitätsenergie. Weiterhin sind Cumuluskondensationsniveau (KKN) und Hebungskondensationsniveau (HKN) eingezeichnet

hPa und 600 hPa die Feuchttemperatur mit der Höhe stärker als feuchtadiabatisch abnimmt bzw. dass ihre Kurve dort flacher verläuft als die der nächstliegenden Feuchtadiabaten. Dieser Bereich ist potentiell oder konvektiv instabil. Dies bedeutet, dass dort die äquivalent- oder pseudopotentielle Temperatur mit der Höhe abnimmt.

Eine erzwungene Hebung der Luftmasse um 100 hPa (Abb.1.2) führt dazu, dass die vorher in 820 hPa liegende feuchte Luft ab dem Hebungskondensations-

veau, welches sich ungefähr in 770 hPa befindet, Sättigung erreicht und danach feuchtadiabatisch bis 720 hPa aufsteigt. Die darüber liegende trockene Luft wird jedoch trockenadiabatisch abgekühlt, so dass sich die Schichtung deutlich labilisiert. Die gesättigte Luft in 720 hPa kann nun ungehindert weiter aufsteigen, da die Schichtung zwischen 720 hPa und 600 hPa feuchtstabil oder konditionell instabil ist.

Eine Labilisierung der Schichtungs muss nicht notwen-

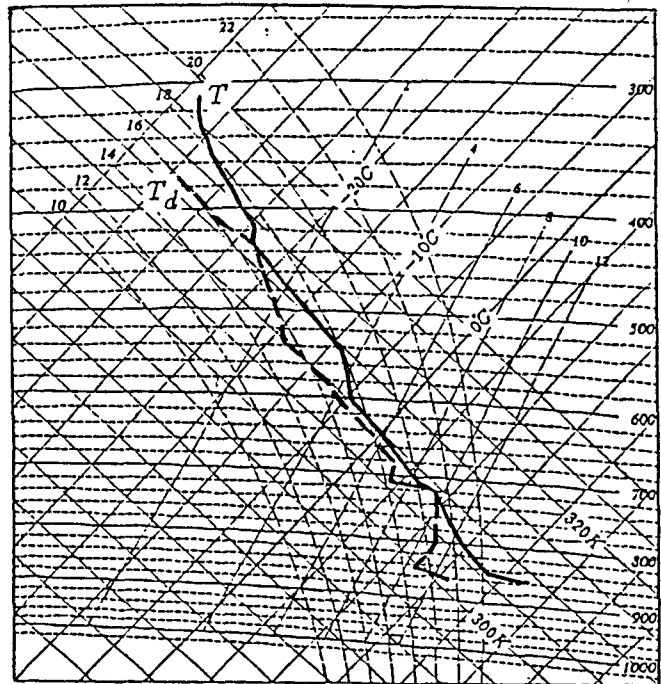


Abbildung 1.2: Temp aus Abbildung 1.1 nach Hebung um 100 hPa.

digerweise durch Hebung geschehen, sondern kann auch durch diabatische Wärmeänderungen oder vertikal unterschiedliche Temperaturadvektion verursacht werden. Für intensive Konvektion bedeutsam ist der Fall, dass in 850 hPa warme, feuchte Luft advehiert wird, während in 500 hPa starke Kaltluftadvektion vorherrscht.

1.1.2 Labilitätsenergie und Vertikalgeschwindigkeit

Zur Abschätzung der Intensität der zu erwartenden Konvektion wird die Labilitätsenergie benutzt. Sie ist in Abbildung 1.1 als schraffierte Fläche eingezeichnet zwischen der Umgebungstemperatur und der Feuchtadiabaten eines aufsteigenden Teilchens eingezeichnet. Auf dem hier verwendeten Tephigramm entspricht ein Rechteck mit einer Fläche von

$$\Delta T \cdot \Delta \theta \quad \text{mit} \quad \Delta T = \Delta \theta = 5\text{K}$$

einer Energie von etwa 80 J/Kg. Die Fläche ist um so grösser, je höher die Temperaturdifferenz zwischen Teilchen und Umgebung und damit der Auftrieb ist, und je höher die Konvektion reicht. Umgekehrt lässt sich nach Chisholm [2] für hagelproduzierende Gewitter folgender Zusammenhang formulieren:

Je höher die Labilitätsenergie, desto höher sind auch Vertikalgeschwindigkeit, Wolkenobergrenze, maximaler Flüssigwassergehalt der Wolke und Hagelgrösse am Boden. Von Chisholm anhand 29 hagelproduzierender Gewitter berechnete Durchschnittswerte ergaben für eine

Labilitätsenergie von 0.89 kJ/Kg eine Vertikalgeschwindigkeit von 41.2 m/s und einen maximalen Hageldurchmesser von 4cm.

Die Vertikalgeschwindigkeit w lässt sich in einer ersten Näherung wie folgt berechnen (siehe z.B. Rogers und Yau [18]):

$$w^2 = w_0^2 + R \int_{p_1}^{p_2} (T - T_u) \frac{dp}{p}$$

w_0 ist die Anfangsgeschwindigkeit des Teilchens. Das Integral beschreibt die Fläche, die von der Aufstiegskurve eines Teilchens mit der Temperatur T , der Umgebungstemperatur T_u , und den Isobaren p_1 und p_2 begrenzt wird. Die Gleichung stellt allerdings eine starke Vereinfachung der physikalischen Prozesse dar. Sie berücksichtigt weder das Gewicht kondensierten Wassers noch Entrainment oder andere Faktoren. Die errechnete Geschwindigkeit kann jedoch als obere Grenze für die zu erwartende Vertikalgeschwindigkeit dienen.

1.1.3 Gewitterindizes

Um aus der Stabilität der Luftmasse auf mögliche Gewitter zu schliessen, bedient man sich sogenannter Gewitterindizes. Die folgenden Gewitterindizes sind einer Zusammenstellung von Prenosil [17] entnommen, wobei beim KO-Index die Werte nach Rücksprache mit M.Kurz vom Deutschen Wetterdienst geändert wurden.

KO-Index:

$$KO = \frac{1}{2} (\Theta_{e,500} + \Theta_{e,700} - \Theta_{e,850} - \Theta_{e,1000})$$

Hierbei ist $\Theta_{e,P}$ die äquivalentpotentielle Temperatur im Druckniveau P (hPa).

Der KO-Index (KO) ist ein Mass für die Differenz der äquivalentpotentiellen Temperatur zwischen der unteren und der mittleren Troposphäre, also für potentielle Instabilität. Er ist deshalb nur bei genügender Hebung der Luftmasse aussagekräftig.

Potentielle Instabilität ist gegeben bei Abnahme der äquivalentpotentiellen Temperatur mit der Höhe. Sie wird demnach durch einen negativen KO-Index gekennzeichnet. Es bedeuten (bei ausreichender Hebung):

- KO < 2 : Gewitter wahrscheinlich
- KO > 2 : Gewitter unwahrscheinlich

Totals-Totals-Index:

$$TT = T_{850} + T_{d,850} - 2 \cdot T_{500}$$

T_P und $T_{d,P}$ sind Temperatur und Taupunkt im Druckniveau P . Der Totals-Totals-Index (TT) berücksichtigt die Temperaturabnahme mit der Höhe und die Feuchte in den unteren Niveaus. Es bedeuten:

- TT > 55 : zahlreiche Gewitter
- TT > 53 : verbreitet
- TT > 50 : wenige
- TT > 46 : vereinzelt

Steinbeck-Index:

Der Steinbeck-Index ist kein Index im eigentlichen

Sinne, sondern eine Zusammenstellung von Bedingungen. Sind diese erfüllt, so sind Gewitter zu erwarten, andernfalls nicht. Zum Auftreten von Gewittern müssen folgende vier Bedingungen erfüllt sein:

$$\begin{aligned} T_{850} - T_{500} &\geq 25K \\ T_{700} - T_{d,700} &\leq 7K \\ T_{850} - T_{d,850} &\leq 7K \\ T_{d,850} &> -2 \text{ Grad C} \end{aligned}$$

In den nachfolgenden Kapiteln werden insbesondere Totals-Totals- und KO-Index verwendet. Der Steinbeck-Index wird nur teilweise hinzugezogen.

1.2 Vertikalbewegungen

Grossräumige Hebungs- und Absinkbewegungen finden insbesondere im Bereich der Frontalzone statt. Sie können mit Hilfe der Zirkulation um die Frontalzone und mit der Omegagleichung beschrieben werden. Weiterhin können Vertikalbewegungen durch die Orographie ausgelöst oder verstärkt werden, zum Beispiel bei einer gegen die Alpen gerichteten Strömung. Dies wird aber nicht weiter betrachtet.

1.2.1 Gleichgewicht an Frontalزونen

Anmerkung: Im folgenden wird unter Frontalzone die Drängungszone der Isothermen (bzw. Pseudoisentrophen in 850 hPa) verstanden und nicht die Drängungszone der Isohypsen. Weiterhin werden im allgemeinen Normalkoordinaten verwendet mit \vec{s} entlang den Isothermen und \vec{n} zur Kaltluft gerichtet. Die Aufteilung des Geschwindigkeitsvektors \vec{v} erfolgt entsprechend in v_s und v_n .

Die Gleichgewichtslage einer Front kann durch die Margules-Formel (geändert) beschrieben werden:

$$\tan \alpha = \frac{f \bar{T}}{g} \frac{v_{g,s,w} - v_{g,s,k}}{T_w - T_k}$$

Hierbei ist α der Neigungswinkel der Front gegen die Isobaren, f der Coriolisparameter, g die Erdbeschleunigung und \bar{T} die Mitteltemperatur. $v_{g,s,w}$ und T_w bzw. $v_{g,s,k}$ und T_k bezeichnen die frontparallelen Komponenten des geostrophischen Windes und die Temperatur in der Warm- bzw. Kaltluft. Je grösser der Temperatursprung ist, desto flacher liegt die Front, je grösser die Scherung $v_{g,s,w} - v_{g,s,k}$ ist, desto steiler liegt die Front. Da die Warmluft über der Kaltluft liegt, muss die Scherung immer zyklonal sein. Extremfälle sind die horizontale Inversion ohne Windsprung und die senkrechte zyklonale Scherungslinie ohne Temperatursprung.

Für Frontalزونen lässt sich (siehe Kurz [11]) eine ähnliche Gleichung aufstellen:

$$\begin{aligned} \tan \alpha &= \frac{f \bar{T}}{g} \frac{\partial v_{g,s,1} / \partial z - \partial v_{g,s,2} / \partial z}{\partial T_1 / \partial z - \partial T_2 / \partial z} \\ &= \frac{f \bar{T}}{g} \frac{\partial v_{g,s,1} / \partial n - \partial v_{g,s,2} / \partial n}{\partial T_1 / \partial n - \partial T_2 / \partial n} \end{aligned}$$

$v_{g,s,1}$ und T_1 sind frontparallele Komponente des geostrophischen Windes bzw. Temperatur innerhalb der

Frontalzone. Die Werte in einer der beiden angrenzenden Luftmassen sind durch $v_{g,s,2}$ und T_2 bezeichnet. Die Gleichung sagt aus, dass erstens die vertikale Windzunahme und zweitens die zyklonale Scherung innerhalb der Frontalzone grösser ist als in den beiden Luftmassen. Die erste Aussage lässt sich auch direkt aus der thermischen Windgleichung ablesen:

$$\frac{\partial v_{g,s}}{\partial p} = \frac{R}{pf} \frac{\partial T}{\partial n}$$

Die zweite Aussage hat zur Folge, dass innerhalb der Frontalzone die Windgeschwindigkeit in Richtung der Warmluft zunimmt.

Aus dem zweiten Teil der Gleichung für Frontalzonen kann man ersehen, dass eine Änderung des horizontalen Temperaturgradienten innerhalb der Frontalzone eine Änderung des Neigungswinkels nach sich zieht. Bei einer Verschärfung des Gradienten ist die neue Gleichgewichtslage flacher als die vorhergehende, bei einer Abschwächung des Gradienten steiler.

1.2.2 Frontogenese, Frontolyse und ageostrophische Zirkulation

Prozesse, die zur Änderung des horizontalen Temperaturgradienten beitragen, werden (in Normalkoordinaten) durch die Frontogenesefunktion von Miller und Pettersen (siehe [11]) beschrieben:

$$F = \frac{d}{dt} \left(\frac{-\partial\Theta}{\partial n} \right)$$

Ist F positiv, so wird der Temperaturgradient verstärkt (Frontogenese). Ist F negativ, so wird der Temperaturgradient abgeschwächt (Frontolyse).

Man kann die Gleichung umformen zu:

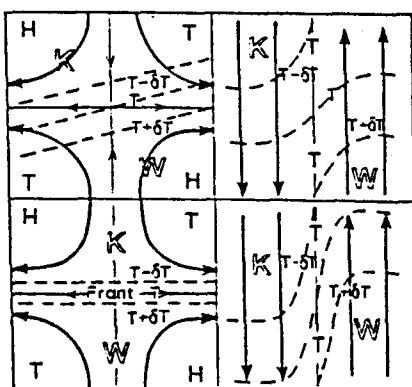


Abbildung 1.3a: Frontogenese in einem Viererdruckfeld (links) und in einer zyklonalen Scherungszone (rechts). (Aus Kurz [11])

$$F = -\frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{d\Theta}{dt} \right) + \frac{\partial\Theta}{\partial p} \frac{\partial\omega}{\partial n} + \frac{\partial\Theta}{\partial n} \frac{\partial v_n}{\partial n}$$

$\partial/\partial n(d\Theta/dt)$ ist der Gradient der diabatischen Wärmeübergänge.

$(\partial\Theta/\partial p)(\partial\omega/\partial n)$ beschreibt die Wirkung horizontal unterschiedlicher Vertikalbewegungen auf den Temperaturgradienten. Eine direkte Zirkulation wirkt

frontolytisch, eine indirekte Zirkulation frontogenetisch. $(\partial\Theta/\partial n)(\partial v_n/\partial n)$ beschreibt die frontogenetische (frontolytische) Wirkung des horizontalen Windfeldes. Der geostrophische Anteil dieses Terms wird in den folgenden Kapiteln als Frontogeneseparameter bezeichnet.

Frontogenese kann aufgrund horizontaler Deformation in einem sogenannten Viererdruckfeld stattfinden, wenn der Winkel zwischen den Isothermen und der Streckungsachse weniger als 45 Grad beträgt (Abb.1.3a). Dies ist bei der Ausbildung von Warmfronten häufig der Fall. Ein zyklonales Scherungsfeld wirkt frontogenetisch, sofern die Isothermen nicht ganz parallel zur Scherungsachse liegen. Eine solche Anordnung ist eher bei Kaltfronten zu finden. In der mittleren und oberen Atmosphäre sind meistens keine reinen Deformationsfelder zu finden, sondern Überlagerungen von Deformation und Translation, welche als Konfluenz- und Diffuenzzonen in Erscheinung treten. Eine Konvergenz der isothermenkrechten Komponente des Horizontalwindes ($\frac{\partial v_n}{\partial n} < 0$) ist vorhanden im oberen Teil der Abbildung 1.3b. Diese Felder wirken somit frontogenetisch. Im unteren Teil von Abbildung 1.3b ist $\frac{\partial v_n}{\partial n} > 0$, diese Felder wirken frontolytisch.

Der obere Teil von Abbildung 1.4 zeigt eine frontogenetisch wirkende Konfluenzzone, wobei die Konfluenz vom Boden bis in die obere Troposphäre reicht. Die Konfluenz verstärkt den Temperaturgradienten. Um die geostrophische Balance zu erhalten, muss die zyklonale Scherung in der Frontalzone grösser werden. Dies wird erreicht durch eine zum tiefen Potential gerichtete ageostrophische Windkomponente, die infolge der Ablenkung durch die Coriolisbeschleunigung die Windgeschwindigkeit in der Frontalzone erhöht.

Auch muss aufgrund der thermischen Windgleichung

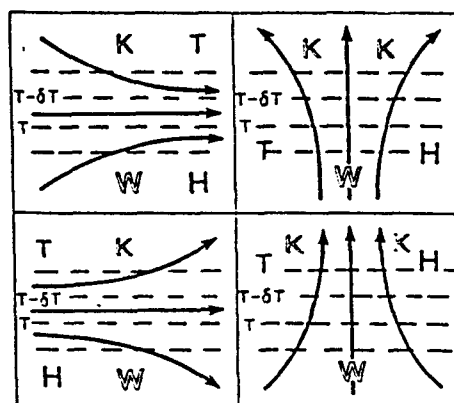


Abbildung 1.3b: Konfluenz- und Diffuenzzonen mit frontogenetischer (oben) und frontolytischer (unten) Wirkung. (Aus Kurz [11])

die Windgeschwindigkeit mit der Höhe zunehmen, so dass es zur Ausbildung eines Windmaximums in der oberen Troposphäre kommt. Da in der Frontalzone die stärkste zyklonale Scherung herrscht, sind die maximalen Windgeschwindigkeiten am warmen Rand der Frontalzone zu finden.

Die ageostrophische Windkomponente bewirkt Konvergenz in der Frontalzone und Divergenz in der Warmluft.

Über die Vorticitygleichung

$$\frac{d(\zeta + f)}{dt} = -(\zeta + f)\nabla_p \vec{v}_h + \vec{k} \cdot \left(\frac{\partial \vec{v}_h}{\partial p} \times \nabla_p \omega \right)$$

führt dies zu einer Zunahme der Vorticity in der Frontalzone. (ζ ist die relative Vorticity, f ist der Coriolisparameter. Die Gleichung beschreibt die zeitliche Änderung der absoluten Vorticity $\eta = \zeta + f$.)

Aus Kontinuitätsgründen bildet sich eine direkte Zirkulation aus, sowie unter der Höhendivergenz ein Bodentief und unter der Höhenkonvergenz ein Bodenhoch.

Die einsetzende direkte ageostrophische Zirkulation hat über den zweiten Term in der Frontogenesefunktion eine frontolytische Wirkung. Weiterhin verringert sie über den Dreiterm der Vorticitygleichung die zyklonale Vorticity. Diese Effekte sind aber nur in der mittleren Troposphäre wirksam, da dort die Vertikalbewegungen am stärksten sind. Am Boden und in der oberen Troposphäre wird dagegen durch die Konvergenz in der Frontalzone der Temperaturgradient weiter verschärft.

Dies führt dazu, dass die Fronten am Boden und in

phische Gleichgewicht resultiert aus einer Verringerung der Strömungsgeschwindigkeit infolge einer zum hohen Potential gerichteten ageostrophischen Windkomponente und deren Ablenkung durch die Coriolisbeschleunigung.

Die ageostrophische Windkomponente führt zu Divergenz in der Frontalzone und zu Konvergenz in der Warmluft. Aus Kontinuitätsgründen stellt sich eine indirekte Zirkulation ein.

Im Niveau der stärksten Vertikalbewegungen wirkt die indirekte Zirkulation über den zweiten Term in der Frontogenesefunktion und den Dreiterm der Vorticitygleichung frontogenetisch und somit der Diffluenz entgegen. Am Boden und in der oberen Troposphäre wird dagegen die Diffluenz durch die Divergenz in der Frontalzone weiter verstärkt, so dass es zur raschen Auflösung von Bodenfronten kommen kann.

Bei der vorher behandelten direkten Zirkulation sind diabatische Effekte und Reibungseinflüsse keinesfalls zu vernachlässigen. Infolge der Hebung kann es zu grossräumiger Wolkenbildung in der Warmluft in Frontnähe kommen. Die dabei freigesetzte Kondensationswärme verstärkt den Temperaturkontrast in der mittleren Atmosphäre. Am Boden kann sich infolge des in der Kaltluft verdunstenden Niederschlags und der stärkeren Sonneneinstrahlung im wolkenfreien Bereich der Warmluft der Temperaturgradient an der Front deutlich verschärfen.

Da Fronten immer zyklonale Vorticity aufweisen, führt in Bodennähe der Einfluss der Reibung zu horizontaler Konvergenz an der Front, wodurch der Temperaturkontrast erhöht wird. Die Verlagerung der Front wird ebenfalls durch Reibung beeinflusst. Der bodennahe Teil einer Kaltfront bleibt etwas zurück, so dass die Schichtung vor der Front stark labilisiert wird. Die infolgedessen ausgelösten konvektiven Umlagerungen verstärken wiederum die direkte Zirkulation.

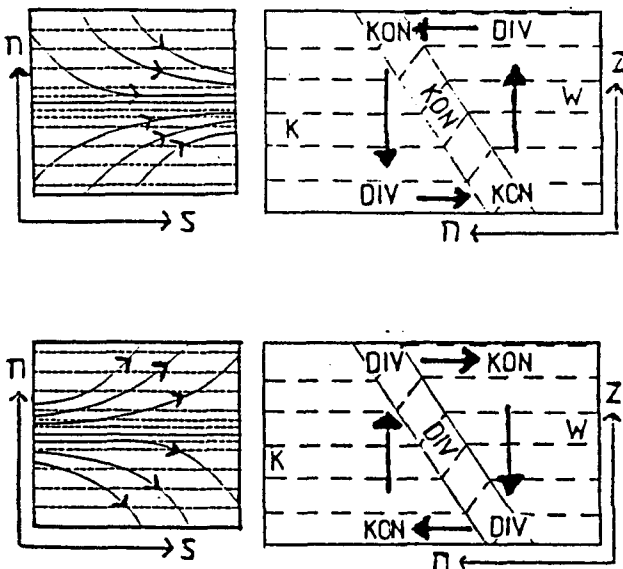


Abbildung 1.4: oben: Konfluenz im Windfeld und Vertikalschnitt durch Frontalzone bei direkter Zirkulation. unten: Diffluenz im Windfeld und Vertikalschnitt durch Frontalzone bei indirekter Zirkulation. Isotachen sind durchgezogen, Isothermen sind gestrichelt. (Nach Sawyer, 1956, aus [6], geändert)

der oberen Troposphäre gut ausgeprägt sind. In der mittleren Troposphäre wirkt der frontolytische Effekt der Vertikalbewegungen dem frontogenetischen Effekt der Konfluenz entgegen, so dass dort der Temperaturgradient nicht entscheidend verstärkt wird. Dies kann allerdings bei der direkten Zirkulation durch diabatische Effekte geschehen.

Im Falle eines diffluenten Windfeldes passiert das Gegenteil (unterer Teil von Abb.1.4). Die Diffluenz schwächt den Temperaturgradienten. Das neue geostro-

1.2.3 Omegagleichung und Q-Vektor

Die Vertikalbewegungen im synoptischen Scale können mit der Omegagleichung im p-System beschrieben werden:

$$\begin{aligned} (\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}) \omega &= f_0 \frac{\partial}{\partial p} (\vec{v}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f)) \\ &+ \frac{R}{p} \nabla^2 (\vec{v}_g \cdot \nabla_p T) \\ &- \frac{R}{p c_p} \nabla^2 \left(\frac{dq}{dt} \right) \end{aligned}$$

Die Gleichung ist quasigeostrophisch und hydrostatisch. Wegen der Beziehungen $\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p}$ und $\zeta_g = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi$ beschreibt sie die Vertikalbewegung allein aufgrund des momentanen Geopotentialfeldes (und diabatischer Einflüsse). Unter Annahme einer sinusförmigen Verteilung von ω ($\omega = 0$ am Boden und bei $p = 0$) ist

$$(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}) \omega \quad \text{proportional zu } -\omega$$

oder mit

$$\omega = -\rho g w$$

proportional zur Vertikalgeschwindigkeit w .

Der erste Term der Omegagleichung beschreibt die vertikale Verteilung der Advektion absoluter geostrophischer Vorticity ($\zeta_g + f$). Hebung ist vorhanden, wenn entweder positive Vorticityadvektion (PVA) mit der Höhe zunimmt oder negative Vorticityadvektion (NVA) mit der Höhe abnimmt. Bei Abnahme von PVA oder Zunahme von NVA mit der Höhe herrscht Absinken.

Der zweite Term bezieht sich auf die Temperaturadvektion. Ausschlaggebend für die Auslösung von Vertikalbewegungen sind Maxima oder Minima des Temperaturadvektionsfeldes. Hebung herrscht bei maximaler Warmluftadvektion (WLA) oder minimaler Kaltluftadvektion (KLA), Absinken bei minimaler WLA oder maximaler KLA.

Der dritte Term beschreibt Extrema der diabatischen Wärmeübergänge. Maxima der diabatischen Erwärmung führen zu Hebung, Minima zu Absinken.

Die im letzten Abschnitt eingeführte Frontogenesefunktion kann man verallgemeinern zu:

$$\vec{F} = \frac{d}{dt}(\nabla_p \Theta)$$

Dies lässt sich schreiben als:

$$\vec{F} = \nabla_p \frac{d\Theta}{dt} - (\nabla_p \Theta)(\nabla_p \vec{v}) - \frac{\partial \Theta}{\partial p} \nabla_p \omega$$

In Normalkoordinaten ergibt dies die Komponenten \vec{F}_s und \vec{F}_n mit:

$$\vec{F}_s = \frac{\partial}{\partial s} \frac{d\Theta}{dt} - \frac{\partial \Theta}{\partial n} \frac{\partial v_n}{\partial s} - \frac{\partial \Theta}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial s}$$

$$\vec{F}_n = \frac{\partial}{\partial n} \frac{d\Theta}{dt} - \frac{\partial \Theta}{\partial n} \frac{\partial v_n}{\partial n} - \frac{\partial \Theta}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial n}$$

Dabei ist allerdings zu beachten, dass hier im Gegensatz zur früher benutzten Frontogenesefunktion $\vec{F}_n > 0$ Frontolyse und $\vec{F}_n < 0$ Frontogenese bedeutet. \vec{F}_n beschreibt die Beträgsänderung des Gradienten der potentiellen Temperatur (die eigentliche Frontogenese bzw. Frontolyse), also $\frac{d}{dt}(-\frac{\partial \Theta}{\partial n})$. \vec{F}_s beschreibt die Richtungsänderung des Gradienten, also $\frac{d}{dt}(\frac{-\partial \Theta}{\partial s})$. Ersetzt man in den obigen Gleichungen für \vec{F}_s und \vec{F}_n den Horizontalwind durch einen geostrophischen und einen ageostrophischen Anteil, erkennt man, dass der geostrophische Anteil identisch ist mit dem von Hoskins [7] definierten Q-Vektor, nach dem dieser auf Normalkoordinaten transformiert wurde:

$$\vec{Q} = \vec{Q}_x + \vec{Q}_y$$

$$= -\left(\frac{\partial \Theta}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial \Theta}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x}\right) \cdot \vec{i}$$

$$-\left(\frac{\partial \Theta}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial \Theta}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial y}\right) \cdot \vec{j}$$

$$= -\left(\frac{\partial \Theta}{\partial n} \frac{\partial v_n}{\partial s}\right) \cdot \vec{s} - \left(\frac{\partial \Theta}{\partial n} \frac{\partial v_n}{\partial n}\right) \cdot \vec{n}$$

$$= \vec{Q}_s + \vec{Q}_n$$

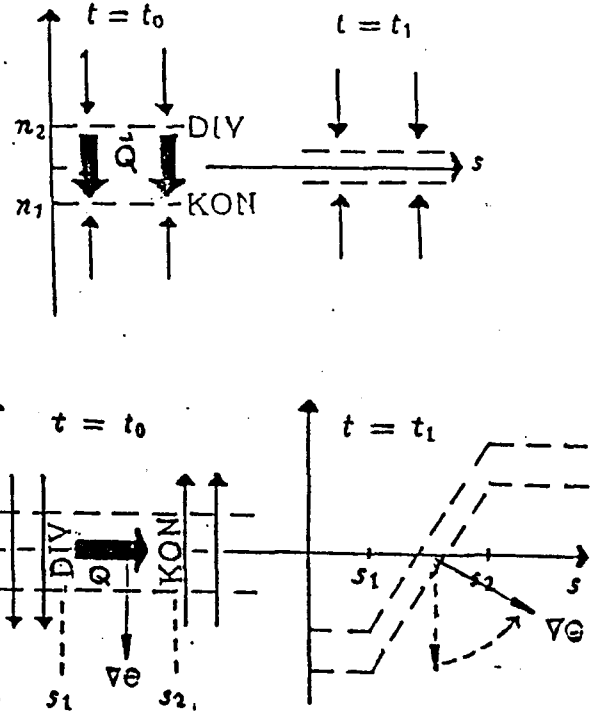


Abbildung 1.5: n-Komponente des Q-Vektors (oben) und s-Komponente des Q-Vektors (unten), Isothermen sind gestrichelt.

Der Q-Vektor beschreibt den geostrophischen Anteil der zeitlichen Änderung des Aszendenten (Horizontalanteil des Gradienten) der potentiellen Temperatur, also $\frac{d}{dt}(\nabla_p \Theta)$. Dabei bezeichnet \vec{Q}_n (im folgenden Qn) Frontogenese (Frontolyse), die ein Teilchen erfährt. Dies kann einerseits Frontogenese (Frontolyse) im horizontalen Stromfeld sein, andererseits aber auch eine Verschärfung (Abschwächung) des Temperaturgradienten in Strömungsrichtung.

\vec{Q}_s (im folgenden Qs) bezeichnet die Drehung des Temperaturgradienten bzw. der Frontalzone aufgrund der Einwirkung des geostrophischen Windfeldes, aber auch eine eventuell vorhandene Krümmung der Frontalzone, welche ein Teilchen durchläuft.

Mit Hilfe der thermischen Windgleichung und einigen Umformungen kann man zeigen, dass die Divergenz des Q-Vektors der rechten Seite der Omegagleichung proportional ist, sofern man den diabatischen Term vernachlässigt. Man erhält die Omegagleichung in Q-Vektor-Form:

$$(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}) \omega = -2 R p_0^{-R/c_p} p^{-c_v/c_p} \text{div } \vec{Q}$$

oder vereinfacht:

$$w \approx -\text{div } \vec{Q}$$

Hebung ist demnach zu erwarten, wenn Konvergenz, Absinken wenn Divergenz des Q-Vektors vorhanden ist. Die Divergenz des Q-Vektors sowie die Divergenz von Qn werden deswegen auch als Antriebsterme für Vertikalbewegungen bezeichnet.

Die lokalen Anteile der Komponenten des Q-Vektors sind in Abbildung 1.5 dargestellt. (Effekte aufgrund einer vorhandenen Krümmung der Frontalzone oder einer

Verschärfung des Temperaturgradienten in Strömungsrichtung sind nicht gezeigt.) Der obere Teil von Abb.1.5 zeigt ein frontogenetisch wirkendes Windfeld. Innerhalb der Frontalzone ist Q_n negativ, ausserhalb der Frontalzone gilt $Q_n = 0$. Dies führt zu Konvergenz von Q_n in der Warmluft und Divergenz von Q_n in der Kaltluft. Es resultiert eine direkte Zirkulation.

Der untere Teil von Abb.1.5 zeigt ein zyklonales Scherungsfeld. Im Bereich der Scherung (positive Vorticity) ist Q_s positiv, ausserhalb der Scherungszone ist $Q_s = 0$. Dies führt zu einer Drehung des Temperaturgradienten bzw. der Frontalzone nach links und zu Konvergenz von Q_s bei s2, Divergenz von Q_s bei s1. Demzufolge herrscht Hebung vor dem Vorticitymaximum und Absinken hinter dem Vorticitymaximum (bei Bewegung entlang der s-Achse).

In der Atmosphäre ist die Divergenz von Q_s für die Vertikalbewegungen innerhalb der Frontalzone in Zusammenhang mit kurzwelligen Vorticitymaxima verantwortlich, die Divergenz von Q_n für die Zirkulation um die Frontalzone infolge frontogenetischer oder frontolytische Felder wie Konfluenz und Diffluenzonen.

Wie am Anfang des Kapitels erwähnt, resultiert intensive Konvektion aus dem Zusammenwirken von labiler Schichtung und Hebung. Dementsprechend werden in den folgenden Kapiteln insbesondere die Verteilungen der Gewitterindizes, der Labilitätsenergie und der Divergenz des Q -Vektors betrachtet. Für die Vorhersage der Gewitteraktivität wird vom Deutschen Wetterdienst auch eine spezielle Prognosekarte herausgegeben, auf der die Vertikalbewegung dem KO-Index überlagert ist und somit Gebiete möglicher Aktivität schnell erkannt werden können. Diese Vorhersagen werden im siebten Kapitel überprüft.

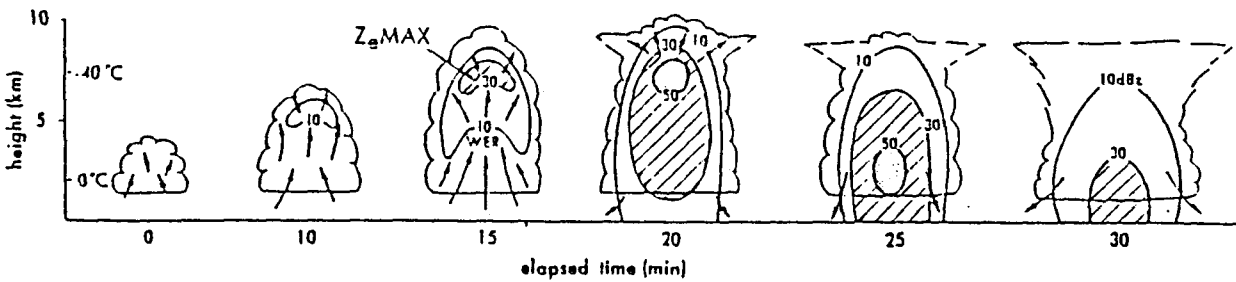


Abbildung 2.1: Lebenszyklus eines gewöhnlichen Gewitters. $Z_e MAX$ bezeichnet die maximale Reflektivität, WER die Weak Echo Region. Die durchgezogenen Linien geben die Reflektivität im Abstand von 10 dBz an. (Nach Chisholm und Renick [3] in [1])

2 Mesoskalige Konvektion

2.1 Gewöhnliche Gewitter

Nach Chisholm [2] unterscheidet man zwischen Single-Cell- oder gewöhnlichen Gewittern, Multicell-Gewittern und Supercell-Gewittern. Der Begriff Cell oder Zelle bezieht sich auf im Radarbild erkennbare Bereiche erhöhter Reflektivität. Der Lebenszyklus eines gewöhnlichen Gewitters, das im allgemeinen eine Lebensdauer von bis zu einer Stunde und eine horizontale Ausdehnung zwischen 5 und 10 km hat, ist in Abbildung 2.1 dargestellt und kann in Anlehnung an Atkinson [1] folgendermassen beschrieben werden:

Im Aufbaustadium ist die Wolke durch aufsteigende Luftbewegungen, sogenannte Updrafts gekennzeichnet. Im oberen Teil der Wolke ist aufgrund der Bildung von Niederschlags-elementen ein starkes Radarecho erkennbar. Darunter ist die Weak Echo Region (WER) erkennbar, ein Bereich schwachen Radarechos. Die WER ist nach Browning durch hohe Vertikalgeschwindigkeiten bedingt, bei denen sich keine grösseren Niederschlags-elemente bilden können.

Mit einsetzendem heftigen Niederschlag beginnt nach etwa 20 Minuten das Reifestadium des Gewitters. Insbesondere im unteren Teil der Wolke wird der Updraft durch fallenden Niederschlag gebremst und es bilden sich abwärtsgerichtete Luftbewegungen oder Downdrafts aus. Die Wolkenobergrenze liegt im Reifestadium gewöhnlich an der Tropopause, so dass sich dort ein Amboss formt.

Das Abbaustadium schliesslich ist durch Downdrafts und leichten Niederschlag gekennzeichnet.

Vom Beginn des Reifestadiums bis zum Endstadium des Gewitters bewegt sich der durch $Z_e MAX$ gekennzeichnete Bereich der höchsten Reflektivitäten stetig nach unten.

2.2 Multicell-Gewitter

Multicell-Gewitter setzen sich aus einer Anzahl gewöhnlicher Gewitterzellen zusammen. Nach Cotton [4] sind es zu jedem Zeitpunkt meistens zwischen zwei und vier Zellen, die sich in verschiedenen Stadien des oben beschriebenen Lebenszyklus befinden. Multicell-Gewitter

haben eine horizontale Ausdehnung zwischen 15 und 30 km, eine Lebensdauer von mehreren Stunden und können Hagel produzieren. Die Aufwärtsgeschwindigkeiten in Multicell-Gewittern betragen bis zu 25 m/s.

Abb.2.2a zeigt schematische Radarbilder der Struktur und zeitlichen Entwicklung einer Zelle in einem Multicell-Gewitter. (Die Verlagerungsrichtung der Zelle ist durch die Pfeile angezeigt, die Horizontalschnitte sind in etwa 6 km Höhe.) (Die folgende Beschreibung hält sich an Cotton [5]):

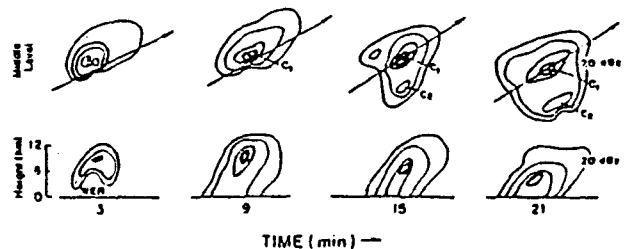
Nach 3 Minuten (ausgehend von dem Zeitpunkt, da Zelle 1 das erste Mal deutlich im Radarbild zu sehen ist) zeigt der Vertikalschnitt eine sich im Aufbaustadium befindende Zelle 1 mit einer Weak Echo Region. Nach 9 Minuten hat die Zelle das Reifestadium erreicht. Die WER ist nicht mehr zu sehen, dafür ein ein Reflektivitätsmaximum in der mittleren Troposphäre.

Nach 15 Minuten erreicht Niederschlag den Boden. Im Horizontalschnitt ist am rechten Rand des Gewitters nun schon eine neue Zelle zu erkennen.

Nach 21 Minuten hat sich das Reflektivitätsmaximum deutlich nach unten verlagert. Die neue Zelle hat sich weiter vergrössert und wird nach wenigen Minuten das Zentrum des Gewitters sein.

Chisholm und Renick [3] zufolge können sich in einem

Abbildung 2.2a: Schematisches horizontales (oben) und vertikales (unten) Radarecho eines Multicell-Gewitters. (Nach Chisholm und Renick [3], aus [5])



Multicell-Gewitter nacheinander bis zu 30 oder mehr solcher Zellen bilden, von denen jede in ihrem Reifestadium das Zentrum des Gewitters bildet. Nach Browning (in [4]) beträgt der zeitliche Abstand zweier aufeinanderfolgender Zellen im allgemeinen etwa 5 bis 10 Minuten.

2.3 Supercell-Gewitter

Supercell-Gewitter (oder Superzellen) bestehen im Gegensatz zu Multicell-Gewittern nur aus einer einzigen grossen Zelle. Sie sind im allgemeinen grösser und heftiger als Multicell-Gewitter. Die meisten Hagelschäden lassen sich auf Superzellen zurückführen. Im Gegen-

starke Winddrehung von Ost auf Süd in der unteren Atmosphäre und eine deutliche Geschwindigkeitszunahme mit weiterer Winddrehung auf West in der mittleren bis oberen Atmosphäre.

Die Verlagerungsrichtung von Superzellen liegt, wie durch den Pfeil angedeutet, in den meisten Fällen rechts von den mittleren Winden. Deshalb werden Superzellen auch als Severe Right Storms bezeichnet. Mit

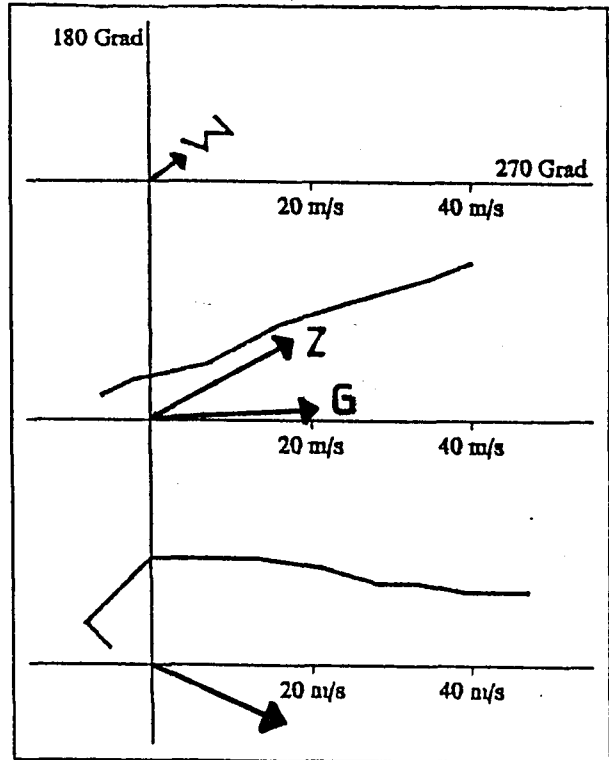
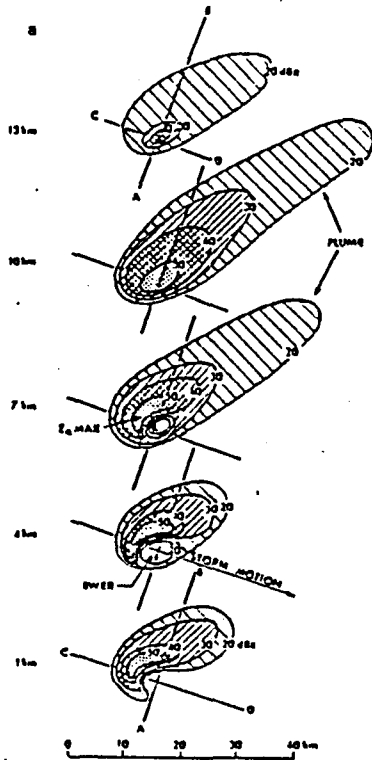


Abbildung 2.3: Typische Hodogramme für gewöhnliche Gewitter (oben), Multicell-Gewitter (Mitte) und Supercell-Gewitter (unten). (Nach Chisholm und Renick [3] aus [1])

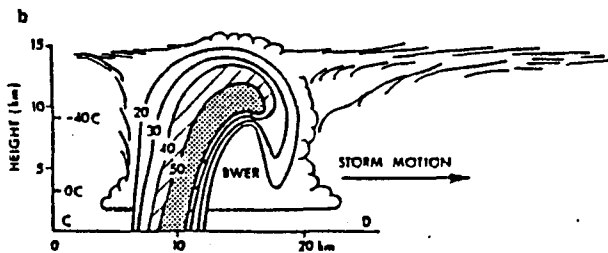


Abbildung 2.2b: Schematisches horizontales (oben) und vertikales (unten) Radarecho einer Superzelle. (Nach Chisholm und Renick [3] aus [1])

satz zu Multicell-Gewittern, die bei mässiger vertikaler Windscherung entstehen, bilden sich Superzellen im allgemeinen bei starker vertikaler Geschwindigkeitszunahme und Richtungsänderung des Windes, also in einer baroklinen Strömung.

Abbildung 2.3 zeigt typische Windverteilungen für gewöhnliche, Multicell- und Supercell-Gewitter. (Die Pfeile bezeichnen die Verlagerungsrichtung der Gewitter, bei Multizellen bezeichnet Z die Verlagerungsrichtung der einzelnen Zellen, G die des ganzen Gewitters.) Bei gewöhnlichen Gewittern sind die Winde in allen Höhen relativ schwach. Bei Multizellen ist starke Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe erkennbar, die Windrichtung ändert sich jedoch kaum. Das für Superzellen typische Hodogramm zeigt dagegen eine

Hilfe der Abbildungen 2.2b und 2.3 kann man die Luftströmungen in einem Supercell-Gewitter beschreiben (Die Angaben sind relativ zur Verlagerungsrichtung und -Geschwindigkeit des Systems. $Z_e Max$ bezeichnet die maximale Reflektivität, der Vertikalschnitt liegt entlang der Linie C-D):

Am Boden fliesst von vorne rechts feuchtwarme Luft in den nach Updraft. Aufgrund der starken vertikalen Windscherung ist die im Updraft aufsteigende Luft langsamer als die Umgebungsluft in mittleren und hohen Niveaus, so dass der Updraft mit der Höhe eine rückwärtige Neigung aufweist. Im Updraft kondensiert die aufsteigende Luft und bildet Niederschlags-elemente. In der Höhe verlässt sie dann den Updraft und bildet den Amboss, der aufgrund der hohen Windgeschwindigkeiten mehrere hundert Kilometer stromabwärts reichen kann.

Die Vertikalgeschwindigkeiten im Updraft können bis zu 40 m/s erreichen. Die höchsten Aufwärtsgeschwindigkeiten sind in der sogenannten Bounded Weak Echo Region (BWER) zu finden. Im Vergleich zur WER bei gewöhnlichen oder Multicell-Gewittern ist die BWER bei Superzellen in mittleren Höhenniveaus nach allen Seiten begrenzt, und zwar nach hinten durch den Bereich maximaler Reflektivitäten, nach vorne durch den Embryo Curtain. Der Begriff Embryo Curtain be-

zieht sich auf kleine Hagelkörner (=Embryos) und bezeichnet den Überhang auf der rechten Seite des Updrafts im unteren Teil der Abbildung 2.2b.

Die Downdrafts sind in der Superzelle hinter dem Updraft zu finden. Sie sind gekennzeichnet durch hohe Reflektivitäten in der unteren und mittleren Atmosphäre. In mittleren Levels tritt Luft je nach Windscherung von hinten oder von hinten rechts in die Superzelle ein, sinkt in den Downdrafts mit bis zu 15 m/s ab und verlässt die Superzelle wieder nach hinten.

Updraft und Downdraft befinden sich bei der Superzelle in einem steady state, das heisst, sie verändern sich zeitlich nicht oder nur wenig, ganz im Gegenteil zur Situation in einer gewöhnlichen Gewitterzelle, bei der sie sich innerhalb weniger als einer Stunde bilden und wieder auflösen.

Bedingung für den steady state ist die durch die starke Windscherung bedingte rückwärtige Neigung des Updrafts, die sicherstellt, dass Niederschlag nicht in grossem Masse in den Updraft selbst fällt, sondern in den Downdraft. Dadurch wird der Updraft nicht durch einsetzende Downdrafts geschwächt, wie es bei einer gewöhnlichen Gewitterzelle der Fall ist, sondern bleibt so lange erhalten bis die Zufuhr feuchtwarmer Luft unterbrochen wird. Dies kann zum Beispiel durch nächtliche Abkühlung geschehen.

Wie eingangs erwähnt, sind Hagelschäden meist auf Superzellen zurückzuführen. Deshalb soll hier kurz der Prozess der Hagelbildung nach einem Modell von Browning und Foote (in [4]), das drei Phasen unterscheidet, beschrieben werden:

Anfangs bilden sich Niederschlagselemente am Rande des Updraft, wo die Geschwindigkeiten mit ungefähr 10 m/s nicht so hoch sind wie in der Mitte des Updraft, so dass die Partikel bis zur Grösse von Millimetern heranwachsen können.

Anschliessend werden die Partikel oder kleinen Hagelkörner am Rand des Updraft durch die Strömung in den Embryo Curtain getragen. Dort herrschen nur schwache Aufwärtsbewegungen, so dass die Hagelkörner fallen und sich dabei vergrössern, bis sie wieder den Updraft erreichen. Es sei wiederholt, dass dieser Vorgang nur bei einem geeigneten Updraft möglich ist.

Im Updraft steigen die Hagelkörner aufgrund ihres Gewichtes nur sehr langsam auf und wachsen deswegen stark an. Zeitweise kann ihre Fallgeschwindigkeit durch den Auftrieb im Updraft genau ausgeglichen werden, so dass sie einige Zeit im Updraft verweilen, bis sie schliesslich zu schwer werden und in den Downdraft fallen.

Zwischen der feuchtwarmen, in den Updraft einfließenden Luft und der durch Verdunstung von Niederschlag abgekühlten Luft aus den Downdrafts bildet sich in Bodennähe häufig eine Böenlinie oder Gust Front, die den vorderen Rand der sich ausbreitenden Kaltluft markiert. Unter Gust Front versteht man gewöhnlich (siehe Wakimoto [20]) den vorderen Rand eines mesoskaligen Hochs, dem böige Winde am Boden oder in Bodennähe nachfolgen. Die Gust Front ist häufig begleitet von starkem Druckanstieg, Temperaturfall und/oder starkem Niederschlag.

Die Formierung der Gust Front beginnt im Reifestadium des Gewitters, wenn die Kaltluft aus den Downdrafts den Boden erreicht und dort nach allen Seiten

divergiert. Wenn die Gust Front voll ausgebildet ist, befindet sich das Gewitter meist schon im Abbaustadium. Löst sich das Gewitter vollkommen auf, so wird keine neue Kaltluft mehr produziert und die vertikale Erstreckung der Gust Front verringert sich. Eine gut ausgebildete Gust Front ist in Abbildung 2.4 gezeigt.

Die Fortbewegungsgeschwindigkeit c einer Gust Front kann nach Seitter [19] durch

$$c = k \sqrt{\frac{\Delta p}{\rho_0}} + 0.62 \bar{U}$$

ausgedrückt werden. Hierbei bezeichnet ρ_0 die Luftdichte am Boden, Δp die Druckdifferenz zwischen Warm- und Kaltluft und k die Froude-Zahl. \bar{U} ist die zur Gust Front senkrechte Komponente des Hintergrundwindfeldes. k liegt nach Wakimoto [20] bei etwa 0.8. Mit einer Druckdifferenz von 4 hPa ergibt sich nach dieser Gleichung eine Fortbewegungsgeschwindigkeit von etwa 14 m/s, bei 10 hPa sind es etwa 22 m/s.

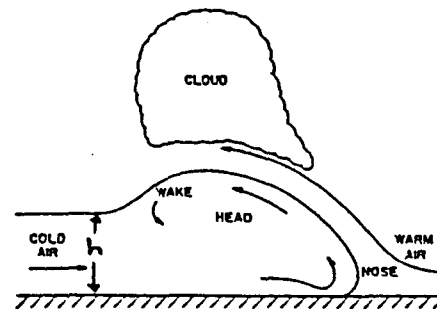


Abbildung 2.4: Struktur einer Gust Front. h liegt zwischen 0.5 und 2 km. Der Temperatursprung kann bis zu 10 Grad betragen, die Hebung in der Warmluft über der Gust Front bis zu 10 m/s. (Nach Seitter [19])

2.4 Mesoskalige Konvektive Systeme

Mesoskalige konvektive Systeme (MCS's) haben eine Lebensdauer von mehreren Stunden, und vertikale Ausdehnung bis zur Tropopause. Ihre horizontale Ausdehnung übertrifft die eines gewöhnlichen Gewitters um mindestens eine Grössenordnung. Ferner besitzen mesoskalige konvektive Systeme gewöhnlich eine sich über mehrere hundert Kilometer erstreckende Ambossbewölkung. Abbildung 2.5 zeigt eine Übersicht der verschiedenen Typen von MCS's.

Die folgenden Abschnitte beschränken sich auf Squall-Lines und Mesoskalige Konvektive Komplexe der mittleren Breiten.

2.4.1 Squall-Lines

Squall-Lines sind Linien starker konvektiver Aktivität, die Längen bis 1000 km aufweisen. Man unterscheidet zwischen präfrontalen (severe prefrontal) und gewöhnlichen (ordinary) Squall-Lines. Squall-Lines sind auf

Bodenwetterkarten oft gut zu erkennen, da sie ein charakteristisches Bodendruckfeld ausbilden. Ein derartiges Druckfeld ist in Abbildung 2.6 dargestellt. Vor der Squall-Line liegt das Pre-Squall Mesolow (vorgelagertes Bodentief). Nach Hoxit et al. [8] ist es auf eine durch die Konvektion induzierte Absinkerwärmung in der mittleren und oberen Troposphäre vor der Squall-Line zurückzuführen.

Die durch Kaltfrontsymbole angedeutete Linie ist

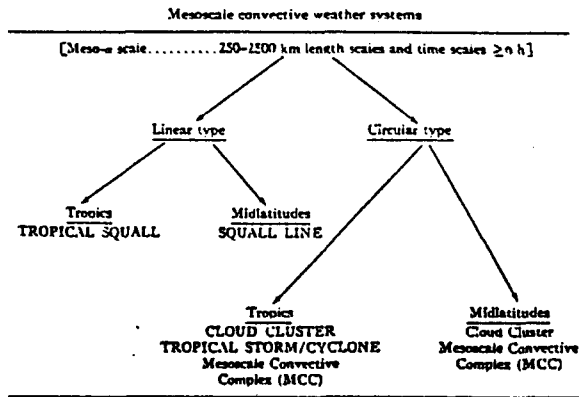


Abbildung 2.5: Verschiedene Typen mesoskaliger konvektiver Systeme. (Nach Maddox [13])

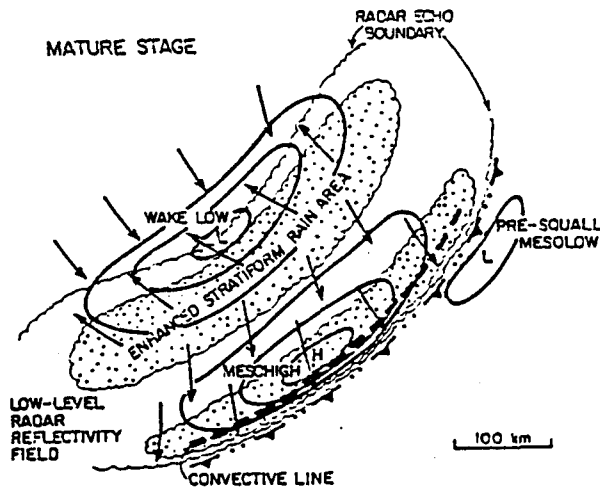


Abbildung 2.6: Schematische Bodendruckverhältnisse sowie Wind- und Niederschlagsverteilung einer Squall-Line. (Nach Johnson und Hamilton [9])

die Gust Front. Die gestrichelte Linien hinter der Gust Front bezeichnet den vorderen Rand des konvektiven Niederschlags. Hier treten gewöhnlich Starkniederschläge und Hagel auf. Dahinter liegt ein breiteres Band konvektiver Niederschlags, das durch einen Bereich relativ schwachen Echos von dem nachfolgenden Bereich stratiformen Niederschlags getrennt wird. Zwischen dem vorderen Rand des konvektiven Bandes und dem stratiformen Band liegt am Boden das Mesohoch (Mesohoch), welches durch Verdunstungsabkühlung in den Downdrafts entsteht. Am hinteren Rand des stratiformen Bandes ist am Boden das Wake Low (rückseiti-

ges Tief) zu finden. Der tiefste Druck liegt am hinteren Rand des Niederschlags und ist nach Johnson und Hamilton [9] auf Absinkerwärmung im sogenannten Rear Inflow Jet zurückzuführen, einem Luftstrom, der aus mittleren bis hohen Niveaus von hinten in die Squall-Line einfließt.

Squall-Lines entwickeln sich unter den synoptischen

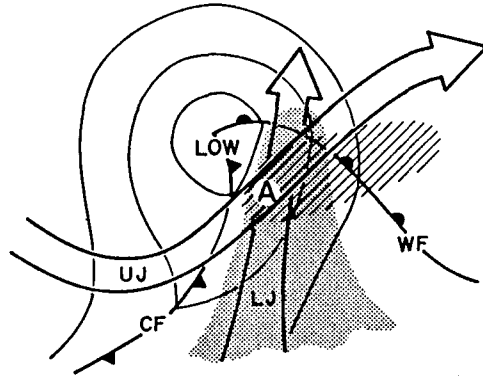


Abbildung 2.7: Synoptische Bedingungen für das Auftreten von intensiver Konvektion. UJ und LJ sind Upper und Low Level Jet. WF und CF sind Warmfront und Kaltfront. Die gepunktete Fläche bezeichnet hohen Wasserdampfgehalt in der unteren Troposphäre. Die gestrichelte Fläche bezeichnet die Region, in die sich bei A entstandene Konvektion verlagert. (Nach Newton et. al. [16])

Bedingungen, die gewöhnlich als ideal für die Bildung von intensiver Konvektion angesehen werden (Abbildung 2.7). In Verbindung mit einer in der Entwicklung begriffenen Zyklone wird die Schichtung in der mit A bezeichneten Region durch starke Warmluftadvektion in der unteren Troposphäre und Advektion von trockener und kalter Luft in der mittleren Troposphäre deutlich labilisiert. Des Weiteren ist der Warmsektor der Zyklone durch positive Vorticityadvektion in der mittleren bis oberen Atmosphäre gekennzeichnet, so dass nach der Omegagleichung durch PVA und WLA eine Aufwärtsbewegung in Gang gesetzt wird, welche dann die Instabilität auslöst.

Über Europa kann diese Situation realisiert werden, indem ein langwelliger Trog vom Ostatlantik nach Spanien schwenkt und im Zuge der Warmluftadvektion vor dem Trog warme und sehr feuchte Mittelmeerluft nach Mitteleuropa geführt wird.

2.4.2 Mesoskalige Konvektive Komplexe (MCC's)

Der Term Mesoskaliger Konvektiver Komplex wurde von Maddox [13] eingeführt und bezeichnet ein MCS, welches nach Abbildung 2.5 vom kreisförmigen Typ ist, im Gegensatz zur Squall-Line, die als lineares MCS bezeichnet werden kann. Mesoskalige Konvektive Systeme können anhand ihrer Struktur auf dem Satellitenbild (siehe Abbildung 2.8) als MCC klassifiziert werden, sofern sie die in Abbildung 2.9 genannten Kriterien erfüllen. Entscheidend sind die Exzentrizität von mindestens 0,7, wodurch lineare Systeme ausgegrenzt werden und die Mindestgröße von 50 000 km² für die Fläche, auf der die Infrarot-Wolkentemperaturen für

eine Dauer von 6 Stunden weniger als -52 Grad aufweisen müssen.

MCC's erreichen ihre maximale Ausdehnung und Intensität meistens während der Nacht. Sie können insbesondere im Anfangsstadium Hagel- oder schwere Gewitter enthalten. Vor allem aber sind sie verantwortlich für Überschwemmungen infolge langanhaltender intensiver Regenfälle. Dabei sind die Regenfälle anfangs konvektiv, dann stratiform.

Eine Untersuchung von Kane, Chelius und Fritsch



Abbildung 2.8: Beispiel eines MCC im Satellitenbild (aus Maddox ([15]))

Physical characteristics	
Size:	A—Cloud shield with continuously low IR temperature $\leq -32^{\circ}\text{C}$ must have an area $\geq 100\,000\text{ km}^2$ B—Interior cold cloud region with temperature $\leq -52^{\circ}\text{C}$ must have an area $\geq 50\,000\text{ km}^2$
Initiate:	Size definitions A and B are first satisfied
Duration:	Size definitions A and B must be met for a period $\geq 6\text{ h}$
Maximum extent:	Contiguous cold cloud shield (IR temperature $\leq -32^{\circ}\text{C}$) reaches maximum size
Shape:	Eccentricity (minor axis/major axis) ≥ 0.7 at time of maximum extent
Terminate:	Size definitions A and B no longer satisfied

Abbildung 2.9: Definition Mesoskaliger Konvektiver Komplexe (nach Maddox [13])

[10] über die Niederschlagsverteilung von MCC's ergab eine mittlere maximale Regenmenge von 104 mm. Die mittlere örtliche Niederschlagsverteilung der betrachteten MCC's ist in Abbildung 2.10 gezeigt. Man sieht eine ellipsenförmige Niederschlagsverteilung, wobei die Längsachse in Verlagerungsrichtung gerichtet ist. Das Maximum liegt im 3. Quadranten nahe des Reifestadiums der MCC's. Es liegt deutlich südlich des Schwerpunkts des -32 Grad Wolkenschirms und etwa 50-100 km südlich des Schwerpunkts des -52 Grad Wolkenschirms.

Die synoptischen Vorbedingungen für das Auftreten von MCC's wurden unter anderem von Maddox, Chappell und Hoxit [14] sowie Maddox und Doswell [15] unter-

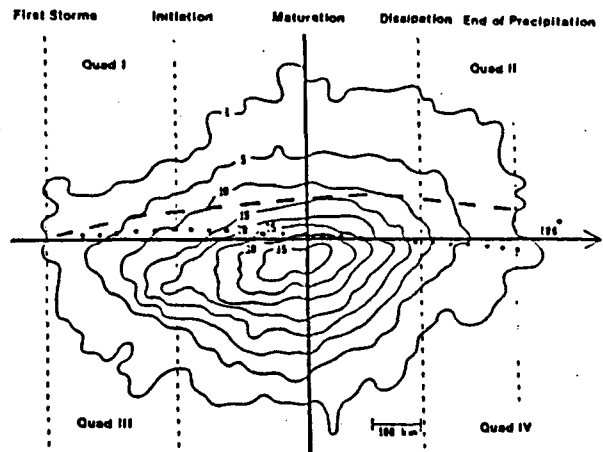


Abbildung 2.10: Niederschlagsverteilung in mm, über 74 MCC's gemittelt. Die gestrichelte (gepunktete) Linie beschreibt die Verlagerung Schwerpunkts des -32 Grad (-52 Grad) Wolkenschirms. Die horizontale Achse bezeichnet die Verlagerungsrichtung der Systeme. Die vertikalen Achsen bezeichnen verschiedene Stadien im Lebenszyklus der Systeme. (Nach Kane, Chelius und Fritsch [10])

sucht. Ihnen zufolge bilden sich MCC's in der Mehrzahl der Fälle nicht unter den in Abbildung 2.7 beschriebenen Bedingungen.

Eine Umgebung, die das Auftreten von MCC's begünstigt, ist im allgemeinen nicht mit einer starken Zyklonogenese verbunden, wie dies in Abbildung 2.7 der Fall ist. Neben relativ schwacher bis mittelstarker Baroklinität zeichnet sie sich vielmehr dadurch aus, dass bei hohen Taupunkten am Boden und einer dicken Schicht feuchtwarmer Luft in der unteren Troposphäre nur schwache oder überhaupt keine Vorticityadvektion herrscht, dafür aber sehr starke Warmluftadvektion. Die Hebung im Sinne der Omegagleichung wird daher zum größten Teil von der WLA verursacht. Eine derartige Umgebung ist bevorzugt nahe der Achse eines langwelligigen mitteltroposphärischen Rückens zu finden. In den meisten Fällen ist dem Rücken eine kurzwelliger Trog vorgelagert. Die hohe Feuchte in den unteren Luftschichten ist oft eine Folge vorangegangener Niederschlagsaktivität.

2.5 Konvergenzlinien

In Zusammenhang mit mesoskaligen konvektiven Systemen, aber teils auch durch andere Ursachen bedingt (Orographie, Sonneneinstrahlung), treten im Bodengebiet häufig Bereiche mit Konvergenz des Horizontalwindes auf. Sind sie linienförmig angeordnet, so spricht man von Konvergenzlinien. Die Konvergenz kann dabei aus Richtungs- und/oder Geschwindigkeitskonvergenz bestehen. Aus Kontinuitätsgründen zieht bodennahe Konvergenz aufwärtsgerichtete Vertikalbewegung nach sich. Es ist leicht einzusehen, dass Konvergenzlinien auf diese Weise die Neubildung von konvektiver Bewölkung unterstützen bzw. schon vorhandene Konvektion intensivieren.

Die Auslösung von Gewittern durch Konvergenzlinien

wurde u.a. von Wilson und Schreiber [21] in einem Gebiet östlich der Rocky Mountains in Colorado untersucht. Die betreffenden Konvergenzlinien hatten eine Länge zwischen 10 und mehreren hundert km und wurden mittels Doppler Radar auch in wolkenfreier Luft beobachtet. Die Konvergenz war in einem schmalen Band mit einer Breite zwischen 0.5 und 5 km konzentriert. Es ist also gerechtfertigt, von Linien zu sprechen. Die Ergebnisse von Wilson und Schreiber sind im folgenden kurz zusammengefasst.

Man unterscheidet stationäre (stationary) und nicht-

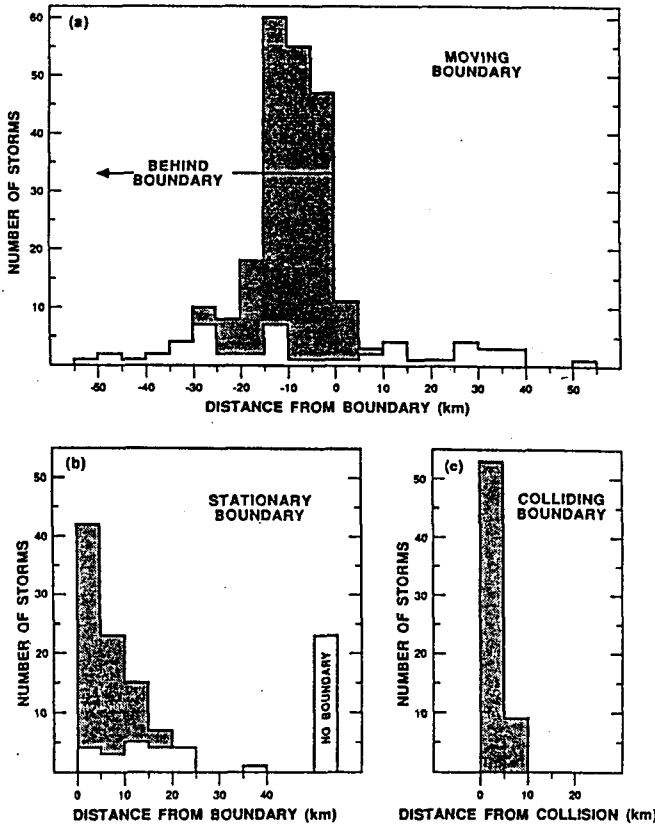


Abbildung 2.11 Verteilung der Entstehungsorte von Gewittern um nicht-stationäre (a), stationäre (b) und kollidierende (c) Konvergenzlinien. Schattiert sind die Fälle, in denen die Gewitter wahrscheinlich durch die Konvergenzlinien ausgelöst wurden. (nach Wilson und Schreiber [21])

stationäre (moving) Konvergenzlinien. Weiterhin lassen sich Konvergenzlinien sich bezüglich ihrer Entstehung klassifizieren.

Ein Drittel der von Wilson und Schreiber betrachteten Linien waren Gust Fronten von vorangegangenen Gewittern. 7 Prozent waren synoptische Fronten, 15 Prozent waren auf orographische Einflüsse zurückzuführen. Bei 46 Prozent der Linien konnte keine eindeutige Herkunft festgestellt werden. Einige von diesem waren vermutlich auf differentielle Sonnenstrahlung zurückzuführen.

Ein wichtiges Ergebnis der Studie von Wilson und Schreiber ist die Feststellung, dass bei 79 Prozent der im Messbereich entstandenen Gewitter mit maximaler Reflektivität über 30 dBZ der Entstehungsort nahe einer Konvergenzlinie lag. Bei den intensiveren Gewittern mit 60 dBZ oder mehr waren es sogar 92 Prozent,

die in Verbindung mit einer Konvergenzlinie entstanden. (Der Entstehungsort ist hier definiert als der Ort, an dem das Radarecho erstmals 30 dBZ erreicht.)

Dieser Zusammenhang ist in Abbildung 2.11 gezeigt. Man sieht, dass sich Gewitter vorzugsweise zwischen 0 und 20 km hinter einer nicht-stationären Linie bildeten, innerhalb 15 km von einer stationären Linie sowie innerhalb 5 km von kollidierenden Linien.

Bei sich fortbewegenden Konvergenzlinien betrug die Zeitspanne zwischen Durchgang der Linie und erstmaligem Auftreten eines 30 dBZ Echos durchschnittlich etwa knapp 20 Minuten. Diese Dauer kann sich jedoch deutlich verkürzen, falls schon konvektive Bewölkung vorhanden ist.

Die heftigsten Gewitter wurden in Verbindung mit kollidierenden Konvergenzlinien festgestellt. Dabei unterschieden Wilson und Schreiber drei Arten des Aufeinandertreffens zweier Linien: Merger, Intersection (schiefe Kollision) und Collision (gerade Kollision).

Wie in Abbildung 2.12 dargestellt ist, beschreibt Mer-

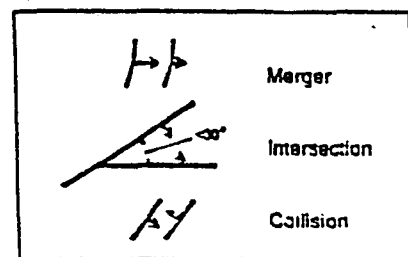


Abbildung 2.12: Kollisionsarten von Konvergenzlinien (nach Wilson und Schreiber [21])

ger das Aufeinandertreffen zweier Linien, die sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit in die gleiche Richtung bewegen, schiefe Kollision das Aufeinandertreffen zweier Linien mit einem Schnittwinkel von mehr als 30 Grad, und gerade Kollision das Aufeinandertreffen zweier Linien mit einem Schnittwinkel von weniger als 30 Grad. Insgesamt wurde nach den Ergebnissen von Wilson und Schreiber durch aufeinandertreffende Konvergenzlinien in 71 Prozent der Fälle neue Konvektion ausgelöst oder schon vorhandene intensiviert, bei gerader Kollision lag die Wahrscheinlichkeit mit 84 Prozent am höchsten.

In Bezug auf die Wetterlage vom 21.07.92 sind insbesondere nicht-stationäre Konvergenzlinien vom Typ der Gust Front von Bedeutung.

3 Vorentwicklung bis zum 21.07.1992, 00 UTC

Abbildung 3.2: Absolute Topographie 850 hPa vom 21.07.92, 00 UTC mit Stationseintragungen, Isohypsen (durchgezogen, in gpdam) und Isothermen (gestrichelt, in Grad C)

3.1 Strömungs- und Temperaturverteilung am Boden und in 850 hPa (Abb.3.1,3.2)

Am Mittag des 20.Juli 1992 war das Wetter in Mitteleuropa durchweg schön. Bei meist leichter konvektiver Bewölkung erreichten die Temperaturen bis zu 30 Grad. Bis Mitternacht des 21.07.92 sind die Temperaturen in Deutschland auf etwa 20 Grad gesunken. Nach Westen hin nehmen sie etwas zu und erreichen in Mittelfrankreich bis zu 25 Grad.

Um 00 UTC am 21.07.92 wird in 850 hPa zwischen einem Rücken über Osteuropa und einem über Südengland und Westfrankreich liegenden Randtrog des (nicht in den Abbildungen gezeigten) Islandtiefs, warme Mittelmeerluft nach Frankreich und entlang der Alpen nach Westdeutschland geführt. Die Beeinflussung der Strömung durch die Alpen ist an der Windrichtung einiger Stationen in Oberitalien gut zu sehen.

Die Temperaturen in 850 hPa bewegen sich zwischen ungefähr 14 Grad über Osteuropa und 20 Grad im Südfrankreich. Die 21 Grad über München sind, zieht man den relativ niedrigen Taupunkt von 6 Grad in betracht, vermutlich auf Föhneinfluss zurückzuführen. Der Temperaturgradient ist über Südwestfrankreich und Nordspanien mit einer Abnahme von ca. 2.5 Grad auf 100 km nach Westen stärksten.

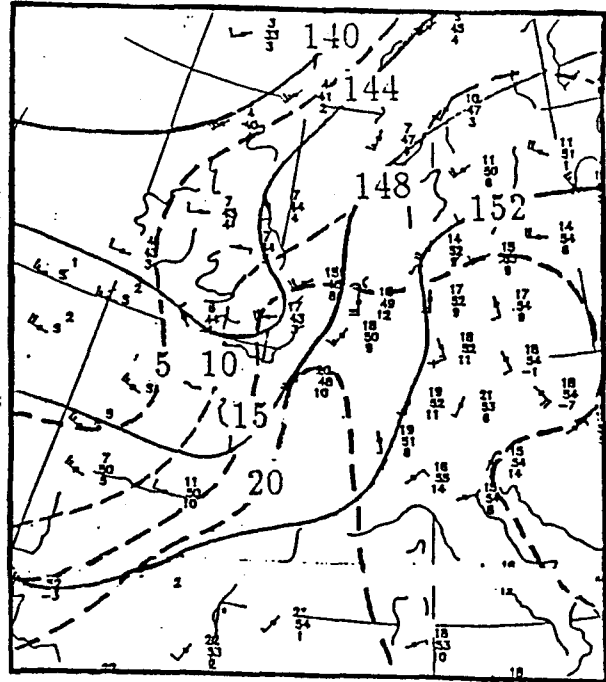
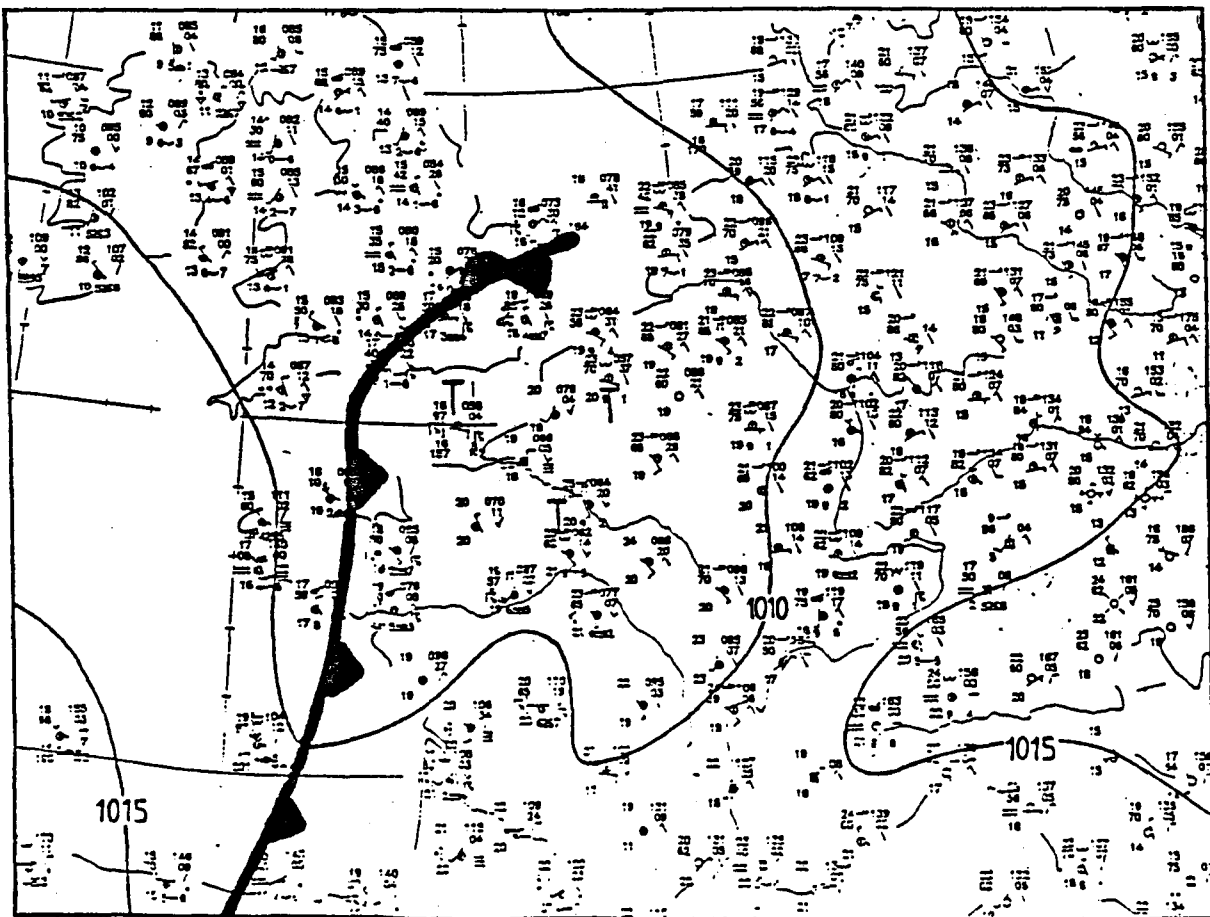


Abbildung 3.1: Bodenkarte vom 21.07.92, 00 UTC mit Stationseintragungen, Fronten und Isobaren.



Auch im Bodengebiet wird die das Strömungsfeld bestimmt von hohem Druck über dem östlichen Mitteleuropa und einem Bereich tiefen Drucks über Nordfrankreich und dem Ärmelkanal. Dort sind mehrere kleine Tiefdruckzentren erkennbar. Insbesondere über Westdeutschland und den Beneluxländern ist eine Konvergenz der Strömung zum tiefen Druck hin zu sehen.

3.2 Feuchteverteilung am Boden und in 850 hPa (Abb.3.1,3.2)

Am Boden ist in Mitteleuropa ein Anstieg der Taupunkte nach Westen festzustellen. So liegen die Werte in Ostdeutschland um 15 Grad und in Mittelfrankreich um 21 Grad. In 850 hPa ist über Bayern sowie nach Osten hin sehr trockene Luft zu sehen. Die Taupunkte weisen dort stellenweise negative Werte auf. Über den anderen Teilen Deutschlands und dem westlichen Mitteleuropa liegen die Taupunkte zwischen 8 und 12 Grad.

3.3 Horizontale und vertikale Verteilung der pseudopotentiellen Temperatur, Stabilitätsbetrachtungen (Abb.3.3-3.5)

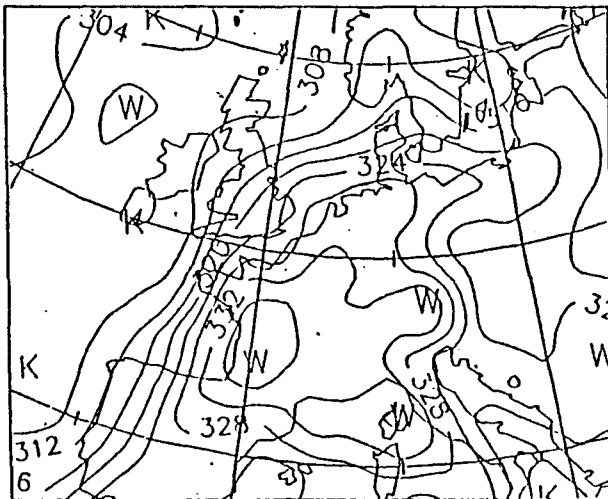


Abbildung 3.3: Äquivalentpotentielle Temperatur (in Kelvin) in 850 hPa vom 21.07.92, 00 UTC

Temperatur und Feuchte sind zusammen in der äquivalentpotentiellen Temperatur Θ_a enthalten, die gewöhnlich zur Klassifizierung von Luftmassen und damit zur Festlegung von Fronten und Frontalzonen verwendet wird. Die horizontale Verteilung der äquivalentpotentiellen Temperatur in 850 hPa vom 21.07.92, 00 UTC ist in Abb.3.3 gezeigt.

Man erkennt eine von Spanien über England nach Dänemark verlaufende Frontalzone. Sie trennt die von der 328 K - Isentrope eingeschlossene Luftmasse, die im folgenden als Warmluft bezeichnet wird, von atlantischer Kaltluft. Nach Osten wird die Warmluft begrenzt durch eine etwas kühlere und trockenere Luftmasse, die infolge der Zirkulation um das Hochdruckgebiet von Ost- und Südosteuropa herangeführt wurde.

Die höchsten Werte von Θ_a sind mit 334 K am warmen Rand der Frontalzone über Südfrankreich zu finden. Man kann annehmen, dass die von der 332 K -

Isentrope begrenzte Luft im Laufe des Tages mit der süd- bis südöstlichen Strömung vom Mittelmeer advehiert wurde. Sie kann nach Defant (in [9]) als Tropikluft klassifiziert werden.

Die vertikale Verteilung von Θ_a lässt sich aus Abb.3.4, dem 00 UTC Temp des 21.07.92 von München, indirekt an der Kurve der Feuchttemperatur ablesen. (Eine Schichtung ist potentiell instabil, wenn die Feuchttemperatur mit der Höhe stärker als feuchtadiabatisch abnimmt.) Der 00 UTC Temp von München zeigt Schichten poten-

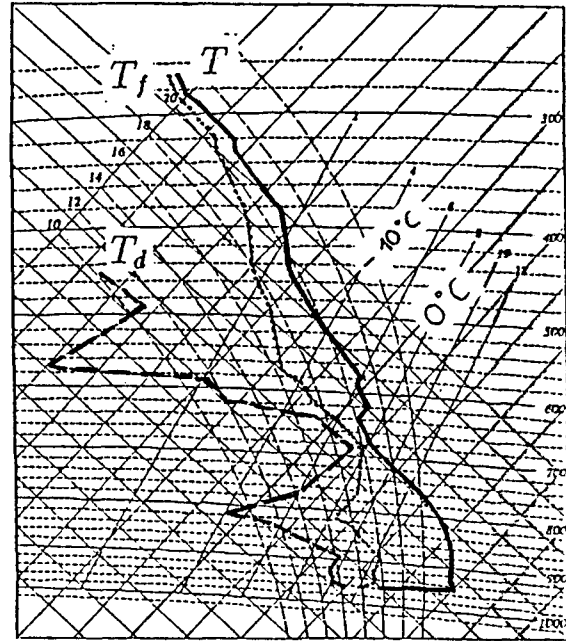


Abbildung 3.4: Aufstieg von München am 21.07.92, 00 UTC.

tieller Instabilität zwischen 900 hPa und 820 hPa sowie zwischen 680 hPa und 570 hPa. Die Berechnung des Totals-Totals-Index ergibt wiederum einen Wert von $TT = 47$. Nach dem Steinbeck-Index sind keine Gewitter zu erwarten, da die Taupunktdifferenz mit 15 K in 850 hPa den Grenzwert von 7 K deutlich überschreitet, und somit sehr wenig Feuchte vorhanden ist. Abb.3.5 zeigt die Verteilung der KO- und Totals-Totals-Indices vom 21.07.92, 00 UTC:

Der KO-Index zeigt leicht negative Werte und somit eine gewisse, wenn auch nicht allzu grosse Gewitterwahrscheinlichkeit über weiten Teilen Deutschlands und den Beneluxländern. Dagegen sind in Bayern und den östlichsten Teilen Deutschlands nach dem KO-Index keine Gewitter zu erwarten.

Der Verteilung des Totals-Totals-Index zufolge sind im mittleren Deutschland wenige, in Nordostfrankreich verbreitet Gewitter zu erwarten. Im übrigen Deutschland und in der Schweiz muss nur vereinzelt mit Gewittern gerechnet werden, im äussersten Osten überhaupt nicht.

3.4 Frontalzone und Bodenfront (Abb.3.1,3.6)

Die absoluten Topographien in Abbildung 3.6 vom 21.07.92, 00 UTC zeigen eine Frontalzone über Westeuropa, die in 500 hPa mit einem Temperaturunterschied von etwa 10 Grad zwischen Warmluft und Kaltluft und

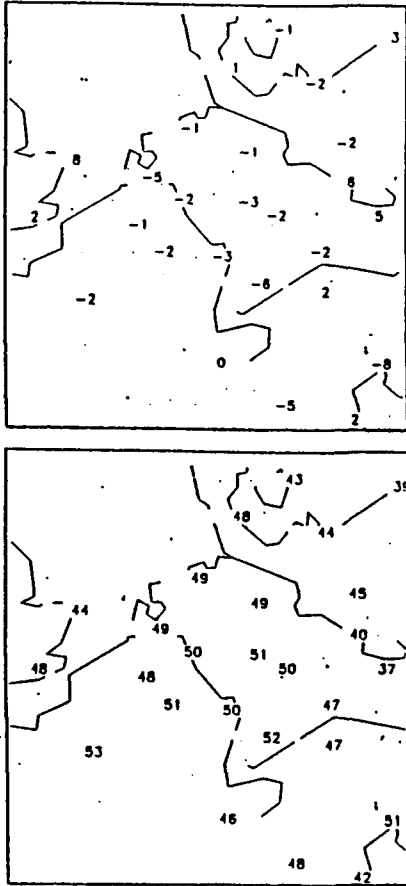


Abbildung 3.5: KO-Index (oben) und Totals-Totals-Index (unten) vom 21.07.92, 00 UTC

einem Gradienten von etwa 1 Grad pro 100 km nicht allzu stark ausgebildet ist.

In 700 hPa ist bei gleicher Temperaturdifferenz zwischen Warm- und Kaltluft eine deutlich grössere Isothermendrängung zu erkennen.

In 850 hPa sind Temperaturdifferenz und Isothermendrängung am stärksten ausgeprägt. Die Temperaturdifferenz beträgt in 850 hPa über Westfrankreich und der Biskaya ungefähr 15 Grad bei einem maximalen Temperaturgradienten von etwas über 3 Grad pro 100 km.

Am Mittag des 20.07.92, 12 UTC lag eine Bodenkaltfront über dem Ostatlantik zwischen England und Nordwestspanien.

Im Laufe des Tages hat sich der südliche Teil der Front etwas nach Osten verlagert, so dass sich die Front am 21.07.92, 00 UTC von England über die Bretagne nach Nordspanien erstreckt (Abb.3.1). In der Warmluft vor der Front ist Gewittertätigkeit zu verzeichnen. Durch die gewitterbedingte Abkühlung vor der Front beträgt der Temperatursprung an der Front selbst nur etwa 2 Grad. Bei den Taupunkten beträgt die Differenz etwa 4 Grad.

3.5 Frontogenese im horizontalen Stromfeld (Abb.3.7)

Die numerischen Analysen des Geopotential- und Temperaturfeldes in 850 hPa vom 21.07.92, 00 UTC las-

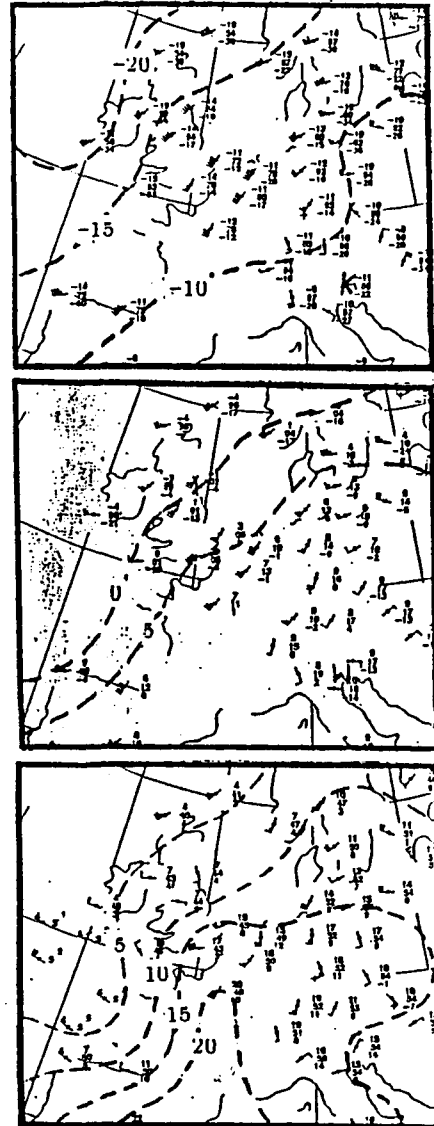


Abbildung 3.6: Stationseintragungen und Isothermen (gestrichelt) in 500 hPa (oben), 700 hPa (mitte) und 850 hPa (unten) vom 21.07.92, 00 UTC

sen im Trog über Nordspanien und Südwestfrankreich aufgrund der Konvergenz der isothermensenkrechten Windkomponente eine leichte Tendenz zur Verschärfung des Temperaturgradienten erkennen. Dies wird auch vom Frontogeneseparameter gezeigt. Der Frontogeneseparameter zeigt weiterhin einen stark frontogenetischen Bereich über der Bretagne. Die Frontogenesetendenz zieht, wie im Kapitel über dynamische Grundlagen angesprochen, eine direkte Zirkulation nach sich. Diese Zirkulation drückt sich aus in Hebung der über Westfrankreich liegenden Warmluft und Absinken der vom Atlantik heranrückenden Kaltluft. Die Zirkulation ist zusammen mit der vorhandenen potentiellen Instabilität verantwortlich für die Gewitterentwicklung in Westfrankreich.

Der Antrieb für Vertikalbewegungen als Folge frontogenetischer (frontolytischer) Effekte im geostrophischen Windfeld wird in der Divergenz von \bar{Q}_n (im folgenden Div- \bar{Q}_n genannt) wiedergegeben. Div- \bar{Q}_n zeigt Hebungsantrieb am westlichen Rand der Warmluft über

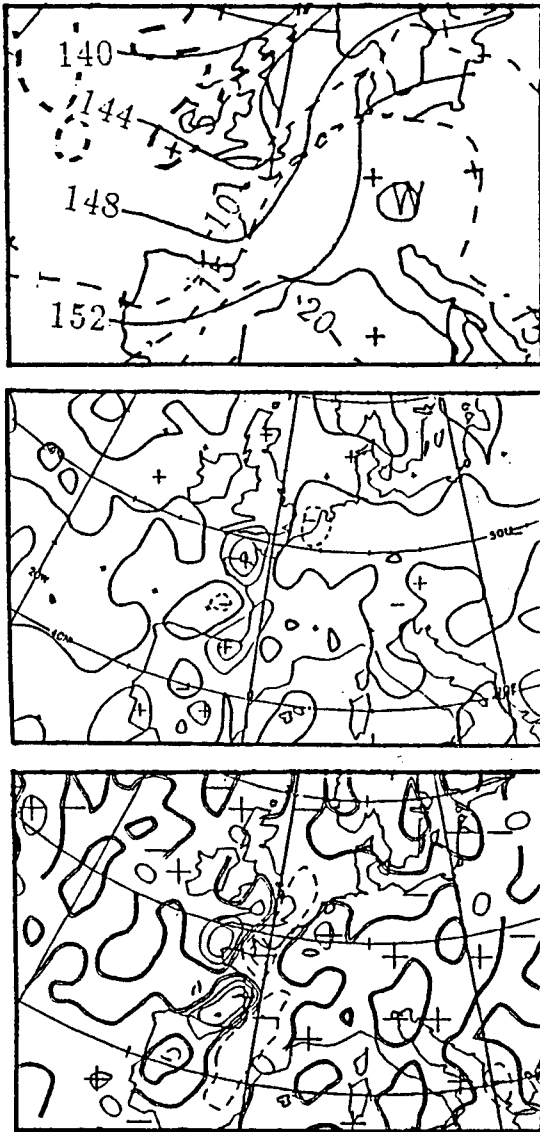


Abbildung 3.7: Numerische Temperaturanalyse 850 hPa (gestrichelt) mit manuell eingezeichneten Isohypsen (durchgezogen) (oben), Frontogeneseparameter 850 hPa (mitte) und Divergenz Q_n 850 hPa (unten) vom 21.07.92, 00 UTC

Südwest- und Nordfrankreich und Absinkantrieb in der nach Westen angrenzenden Kaltluft.

3.6 Strömungsverteilung in der mittleren und oberen Atmosphäre (Abb.3.8,3.9)

Wie in 850 hPa wird auch in der mittleren und oberen Troposphäre das Strömungsfeld von einem Rücken über Osteuropa und einem Trog über dem Ostatlantik bestimmt. Der Jetstream verläuft von Südwestengland nordöstlicher Richtung nach Südnorwegen. Die Windgeschwindigkeiten im Jetstream erreichen bis zu 110 Knoten.

In Abb.3.9 ist die Verteilung der relativen Vorticity in 300 und 500 hPa für den 21.07.92, 00 UTC dargestellt. Die relative Vorticity ζ kann unter Umständen kurzwe-

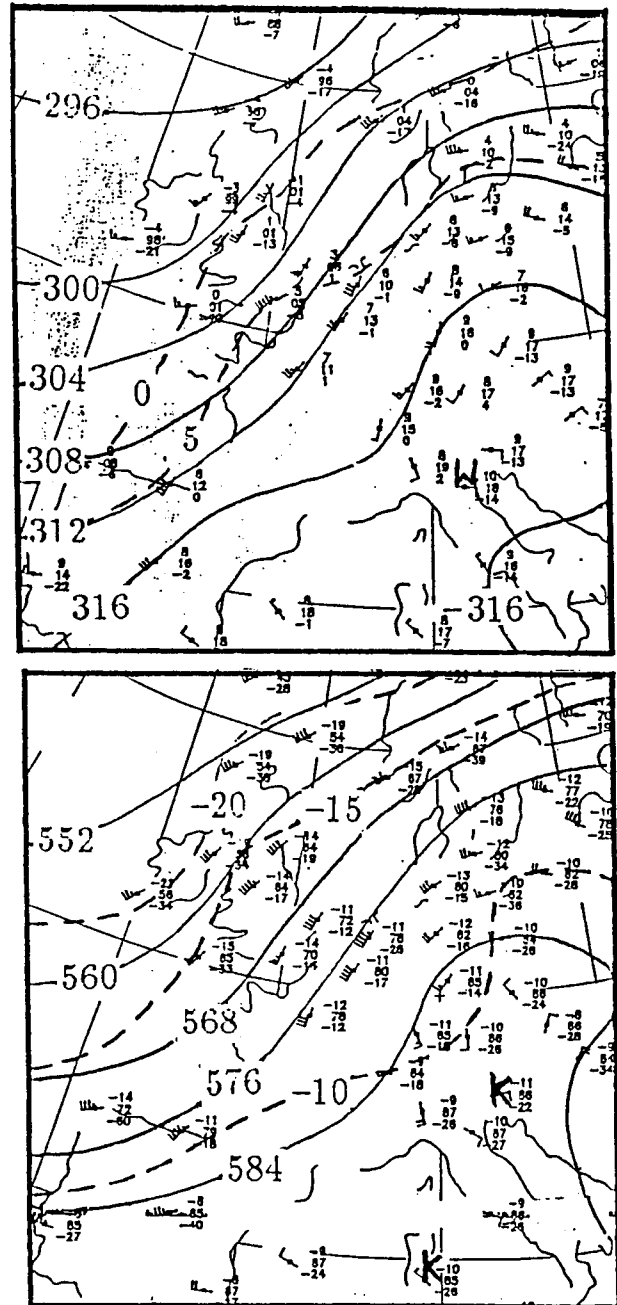


Abbildung 3.8: Absolute Topographien 700 hPa (oben) und 500 hPa (unten) vom 21.07.92, 00 UTC mit Stationseintragungen, Isohypsen (durchgezogen) und Isothermen (gestrichelt)

lige Tröge zeigen, die im Geopotentialfeld nur schwer zu erkennen sind. Dies ist hier allerdings nicht der Fall. In 500 und 300 hPa sieht man lediglich hohe Werte von ζ entlang der Trogachse, die bei etwa 10 Grad West von der Südspitze Irlands nach Nordspanien verläuft.

3.7 Grossräumige Vertikalbewegungen (Abb.3.10,3.11)

Grossräumige Vertikalbewegungen werden, wie im Kapitel über dynamische Grundlagen beschrieben wurde, durch die Advektionen von Vorticity und Temperatur (Schichtdicke) bestimmt. Abb.3.10 zeigt Temperatur-

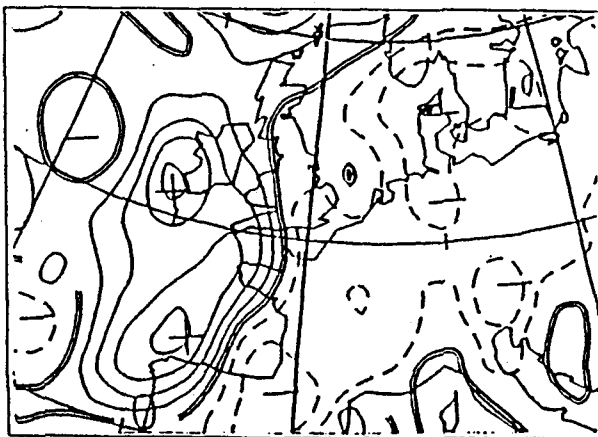
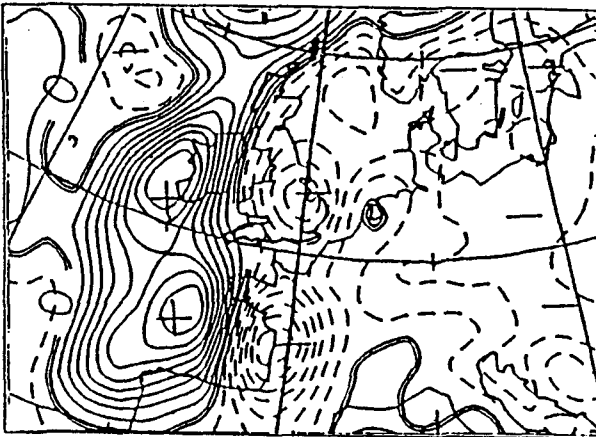
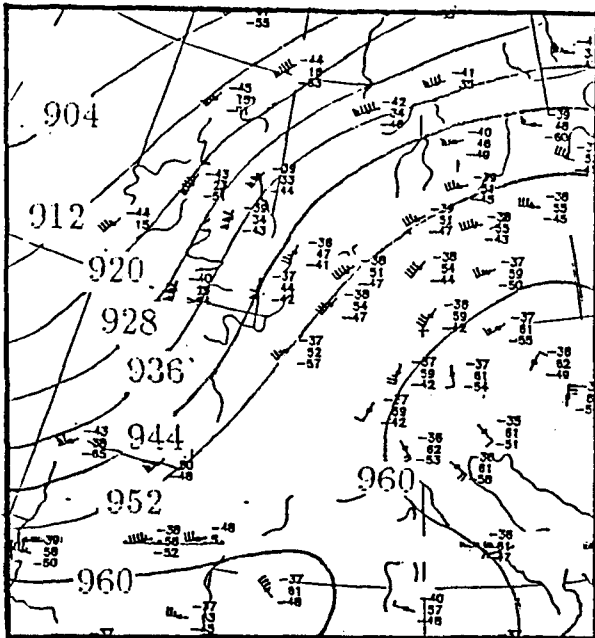


Abbildung 3.9: Absolute Topographien 300 hPa mit Stationseintragungen und Isohypsen (oben), Relative Vorticity 300 hPa (mitte) und 500 hPa (unten) vom 21.07.92, 00 UTC

und Vorticityadvektion vom 21.07.92, 00 UTC:

In Mitteleuropa weisen Vorticity- und Temperaturadvektion nur sehr geringe Werte auf. Dagegen erkennt man über der Biskaya schwache Kaltluftadvektion. Wie im Abschnitt Fronten und Frontalzonen angedeutet, ist die Baroklinität in 850 und 700 hPa deutlich besser aus-

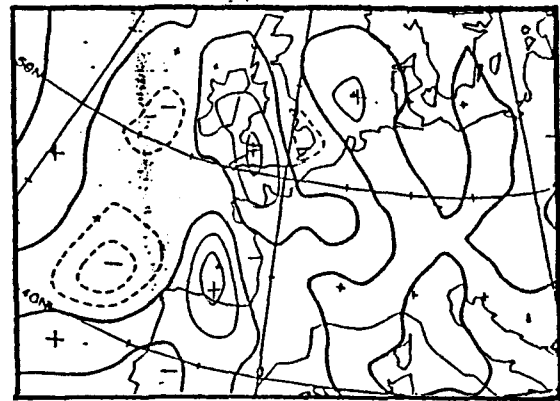


Abbildung 3.10: Geostrophische Vorticityadvektion in 300 hPa (oben) und 500 hPa (unten) vom 21.07.92, 00 UTC

gebildet als in 500 hPa, so dass die Advektion vor allem in 850 hPa stattfindet. Der von der KLA bewirkte Absinkantrieb wird sich deshalb hauptsächlich in der unteren Troposphäre auswirken.

Allerdings wird der Absinkantrieb der KLA zum Teil durch Hebungsantrieb der vor dem Trog vorhandenen (mit der Höhe zunehmenden) PVA kompensiert.

Über das Vorzeichen des resultierenden Antriebs gibt die Divergenz des Q-Vektors (Abb.3.11) Aufschluss:

Der in 500 hPa gezeigte starke Hebungsantrieb macht deutlich, dass hier der Einfluss der Vorticityadvektion überwiegt. Dies unterstreicht, dass die KLA nur auf die unteren Luftschichten beschränkt ist.

In 850 hPa zeigt die Divergenz des Q-Vektors erwartungsgemäss starkes Absinken, da in diesem Niveau die KLA der entscheidende Faktor ist.

In der südlichen Nordsee liegt ein Gebiet mit mässiger WLA. Hier erfolgt wiederum eine Kompensation der Einflüsse von Temperaturadvektion und Vorticityadvektion. Allerdings sorgt nun die WLA für Hebung und die nach oben zunehmende NVA bzw. nach oben abnehmende PVA für Absinken. Dabei ist aber die Änderung der PVA bzw. NVA mit der Höhe relativ schwach, so dass die WLA der dominierende Faktor ist. Wie zuvor die Kaltluftadvektion ist auch hier die Warmluftadvektion in der unteren Troposphäre am stärksten ausgebildet und nimmt mit der Höhe ab. Demzufolge ist in der Divergenz des Q-Vektors mässige Hebung in 850 hPa und schwache Hebung in 500 hPa zu sehen.

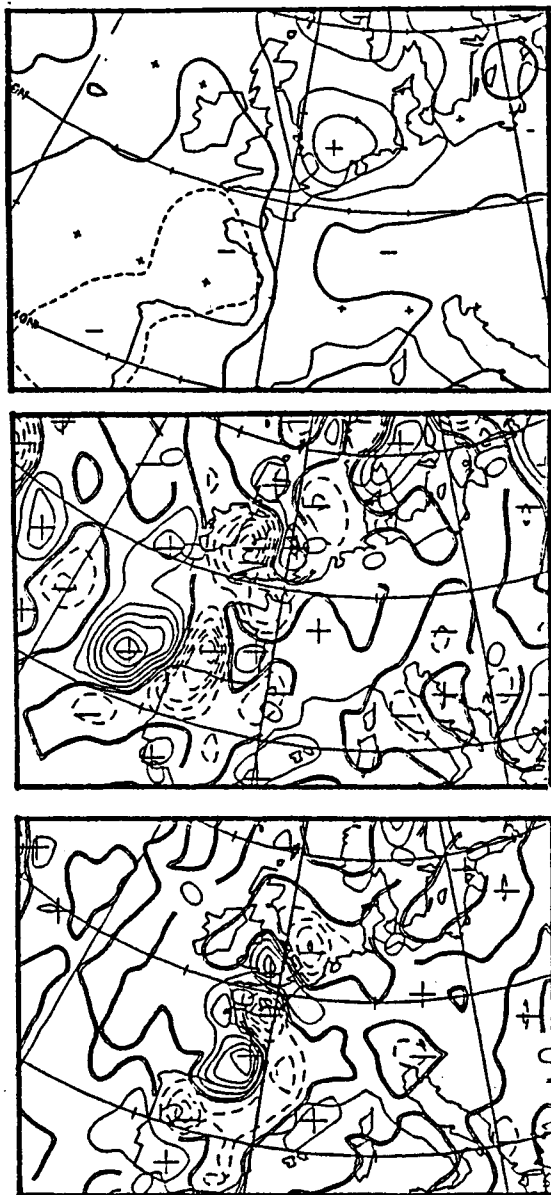


Abbildung 3.11: Schichtdickenadvektion 500/1000 hPa (oben), Divergenz des Q-Vektors in 500 hPa (mitte) und 850 hPa (unten) vom 21.07.92, 00 UTC

4 Weiterentwicklung bis zum 21.07.92, 12 UTC

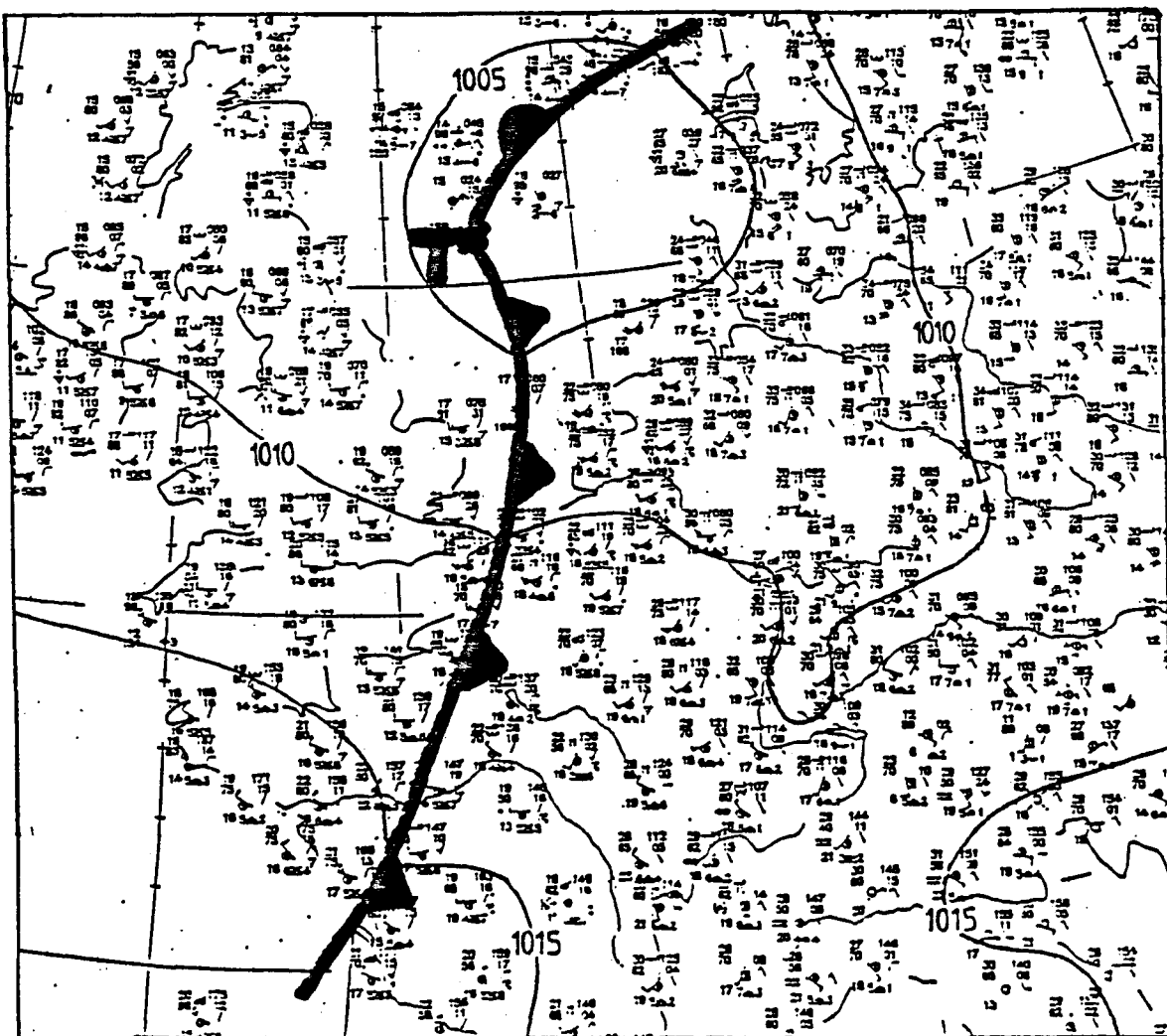
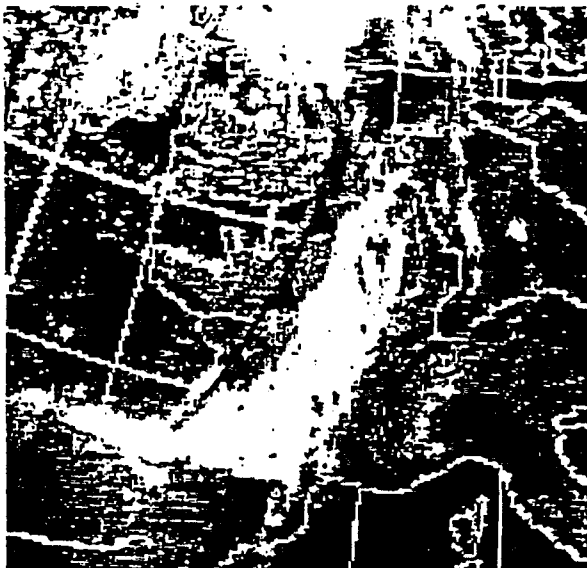
4.1 Bodengebiet (Abb.4.1,4.2)

Zwischen 00 UTC und 12 UTC bildet sich aus den verschiedenen Zentren tiefen Drucks über dem Ärmelkanal und Nordfrankreich ein Tief, das sich in nordöstliche Richtung verlagert und sich um 12 UTC in der mittleren Nordsee befindet. In diesem Zeitraum sinkt der Kerndruck des Tiefs um etwa 4 hPa.

Die Kaltfront überquert im Laufe des Morgens Westfrankreich. Anfangs ist vor der Kaltfront heftige Gewittertätigkeit zu verzeichnen. Diese nimmt dann jedoch ab, da sich in 850 hPa über Nordfrankreich und Belgien ein Absinkgebiet bildet. Im Satellitenbild ist die Gewitterzone als breites Wolkenband über Frankreich zu erkennen, an dessen Rückseite die Kaltfront verläuft.

Die Tatsache, dass die Gewitterbildung durch das Absinken nicht vollständig unterdrückt wurde, ist Ausdruck der gut entwickelten Eigendynamik der Gewitterzone.

Abbildung 4.1: Satellitenbild mit überlagerter Kaltfront (oben rechts) und Bodenkarte mit Stationseintragungen, Fronten und Isobaren (unten) vom 21.07.92, 12 UTC



Die Gewittertätigkeit hat im wesentlichen zwei Auswirkungen:

Sie führt einerseits dazu, dass durch Abkühlung der bodennahen Warmluft der Temperaturkontrast zwischen Kaltluft und Warmluft mit der Zeit verschwindet. In der Tat ist um 12 UTC die Kaltfront nur noch am Rückgang des Taupunkts zu erkennen. Wettererscheinungen, Temperatur- oder Windsprung sind nicht mehr vorhanden.

Die Verteilung der äquivalentpotentiellen Temperatur in 850 hPa gibt die Lage der Kaltfront (ungefähr entlang der 324 K Isentrope) jedoch gut wieder. Der an-

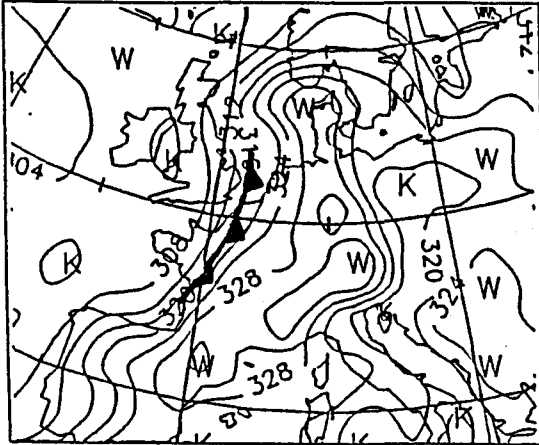


Abbildung 4.2: Äquivalentpotentielle Temperatur (in Kelvin) mit überlagerter Kaltfront vom 21.07.92, 12 UTC

dere Aspekt der Gewittertätigkeit ist, dass innerhalb der Warmluft ein Temperaturkontrast aufgebaut wird. Dies geschieht erstens durch direkte Abkühlung der von den Gewittern beeinflussten Warmluft infolge Verdunstung und vertikaler Durchmischung.

Zweitens wird von der Gewitterbewölkung bzw. der nach Auflösung der Gewitter vorhandenen Restbewölkung die Erwärmung durch Sonneneinstrahlung stark abgeschwächt, während in der relativ wolkenarmen Luft vor den Gewittern die relativ ungehinderte Sonneneinstrahlung für starke Aufheizung in Bodennähe sorgt.

Die Kombination beider Effekte führt in diesem Fall dazu, dass um 12 UTC innerhalb der Warmluft stellenweise ein Temperaturkontrast von mehr als 10 Grad zu verzeichnen ist.

4.2 Untere Troposphäre (850 hPa) (Abb.4.2,4.3)

Der Trog verlagert sich weiter nach Osten. In Frankreich, der Schweiz und Süddeutschland verursacht dies eine Winddrehung von südlichen auf südwest- bis westliche Richtungen. Die Winddrehung über der Schweiz hat zur Folge, dass feuchte Luft entlang der Alpennordseite nach Süddeutschland transportiert wird. So nimmt in München bei einer Winddrehung von Südsüdwest auf West der Taupunkt von 6 auf 13 Grad zu. Die Temperatur sinkt dagegen um 2 Grad.

Über Frankreich ist die Trogverlagerung von starker Kaltluftadvektion begleitet. Die 15 Grad Isotherme, die am 21.07.92, 00 UTC noch westlich des nullten Längengrades lag, erstreckt sich um 12 UTC von Holland zu

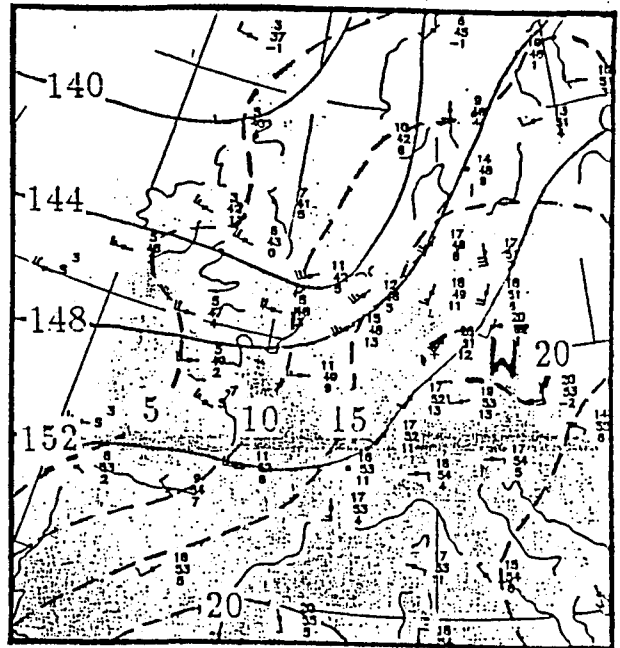
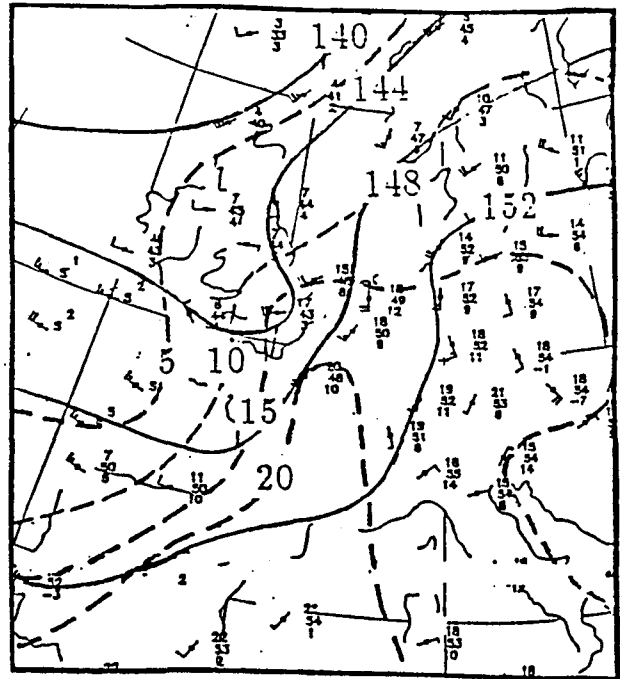


Abbildung 4.3: Absolute Topographien 850 hPa vom 21.07.92, 00 UTC (oben) und 12 UTC (unten) mit Stationseintragungen, Isohypsen (durchgezogen, in gpdam) und Isothermen (gestrichelt, in Grad C)

den Pyrenäen. Nahe Paris nimmt die Temperatur von 20 auf 11 Grad ab.

Dagegen wird über Norddeutschland mit der südlichen Strömung Warmluft nach Südschweden gebracht, was dort zu einer Erwärmung von 3 Grad führt.

Die Verlagerung der Warmluft ist insbesondere an den äquivalentpotentiellen Temperaturen zu sehen. Die von der 328 K Isentrope eingeschlossene Luft ist um 12 UTC nach Norden bis zur Südspitze Norwegens vorgedrungen. Der starke Gradient der pseudopotenziellen Temperaturen am Ostrand der Warmluftmasse und insbesondere über Österreich ist vor allem auf Feuchteabnahme zurückzuführen. Die Maximalwerte der pseudopotenziellen Temperatur haben zwischen 00 UTC und

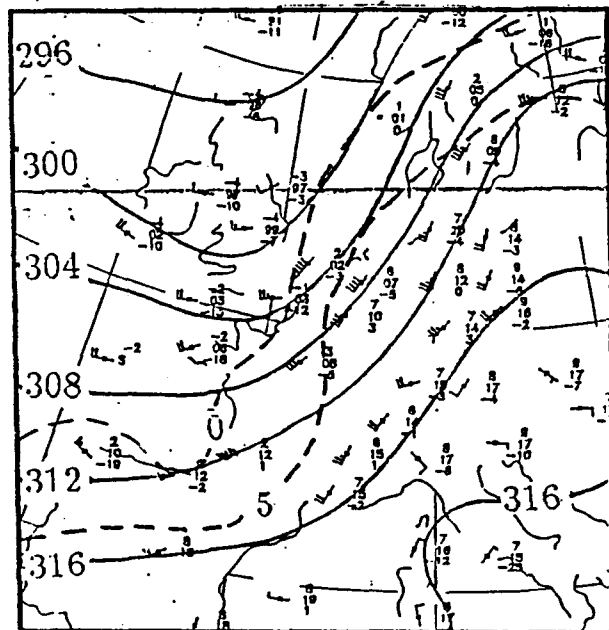
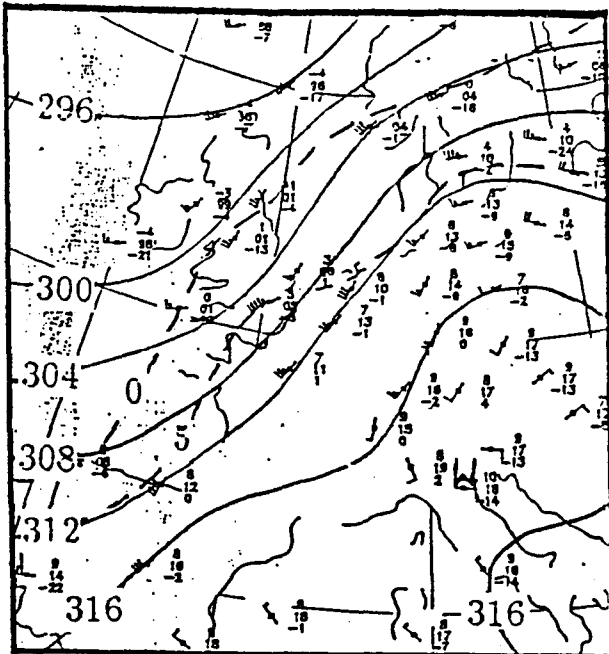


Abbildung 4.4: Absolute Topographien 700 hPa vom 21.07.92, 00 UTC (oben) und 12 UTC (unten) mit Stationseintragungen, Isohypsen (durchgezogen, in gdam) und Isothermen (gestrichelt, in Grad C)

12 UTC von 334 K auf 330 K abgenommen. Dies ist eine Folge der gewitterbedingten vertikalen Durchmischung des um 00 UTC westlichsten und wärmsten Teils der Warmluftmasse.

4.3 Mittlere und obere Troposphäre (700, 500, 300 hPa) (Abb.4.4–4.6)

Auch in der mittleren und oberen Troposphäre verlagert sich der Trog nach Osten. In 700 hPa verursacht die damit verbundene KLA eine Abkühlung von ungefähr 5 Grad über dem Westen Frankreichs. Über Südkandinavien ist der Winkel zwischen Isothermen und Isohyp-

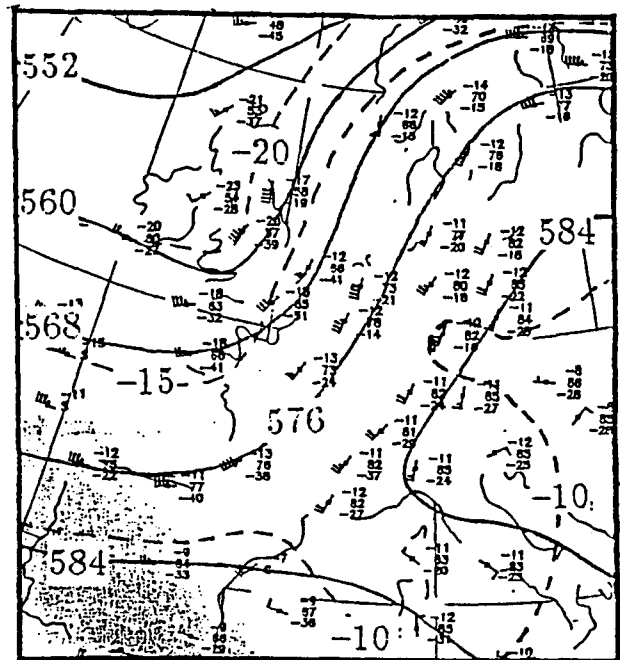
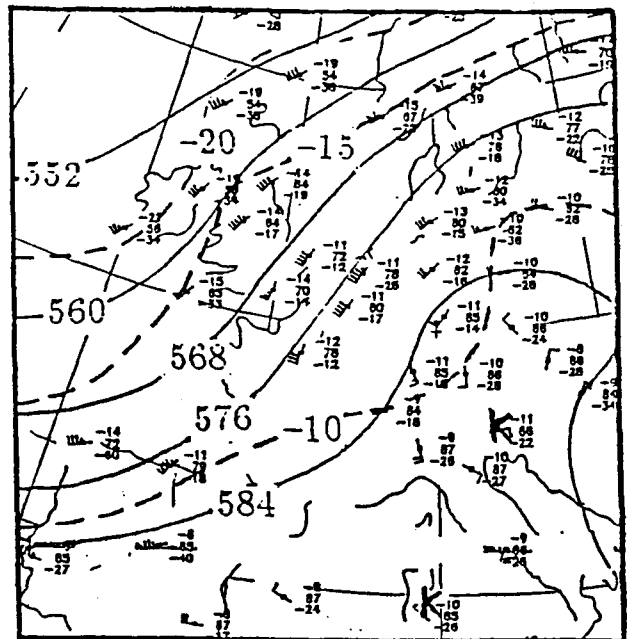


Abbildung 4.5: Absolute Topographien 500 hPa vom 21.07.92, 00 UTC (oben) und 12 UTC (unten) mit Stationseintragungen, Isohypsen (durchgezogen, in gdam) und Isothermen (gestrichelt, in Grad C)

sen um 12 UTC deutlich grösser als 12 Stunden zuvor. Hier ist für die weiteren Stunden Warmluftadvektion zu erwarten. In 500 hPa hat sich der Rücken über Mittel- bzw. Osteuropa etwas nach Norden ausgedehnt. Eine Abkühlung ist nur in Südwestengland zu verzeichnen.

In 300 hPa liegt der Jetstream um 12 UTC in einem Bogen von Südengland über Mittelnorwegen nach Finnland. Die Geschwindigkeiten im Jet betragen zwischen 90 und 100 Knoten. Die höchsten Geschwindigkeiten werden mit 130 Knoten westlich von Norwegen erreicht.

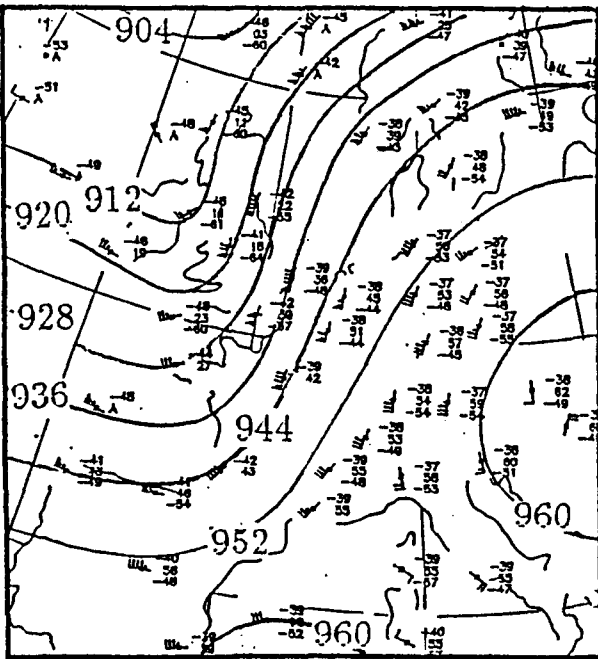
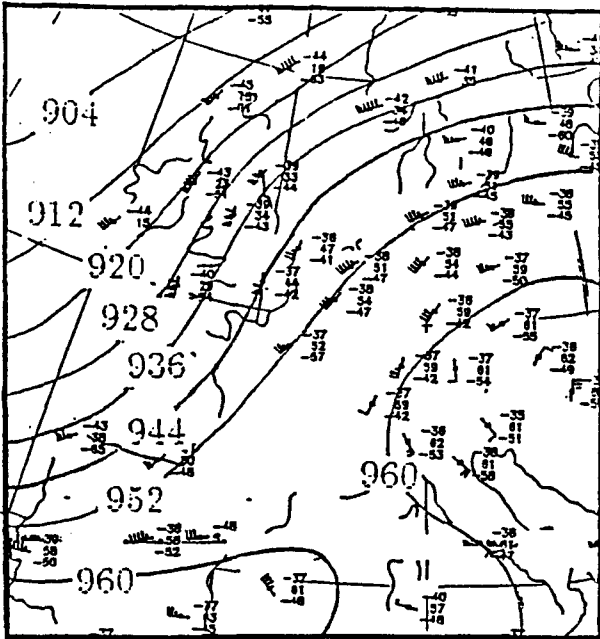


Abbildung 4.6: Absolute Topographien 300 hPa vom 21.07.92, 00 UTC (oben) und 12 UTC (unten) mit Stationseintragungen und Isohypsens (in gpdam)

4.4 Stabilitätsbetrachtungen (Abb.4.7–4.10)

Der 12 UTC Temp von München zeigt potentielle Instabilität zwischen 820 und 600 hPa. Die Taupunkte sind zwischen dem Bodenniveau und 800 hPa deutlich gestiegen, während die Temperatur in 850 hPa sich um etwa 2 K verringert hat (vgl. Abb.4.4). Zwischen 500 und 580 hPa sind die Temperaturen ebenfalls um etwa 2 K gesunken. Infolge des Taupunktanstiegs ist das KKN, das um 00 UTC in 700 hPa lag, jetzt in etwa 730 hPa zu finden. Dadurch ist auch die Labilitätsenergie grösser geworden. Die Auslösetemperatur liegt um

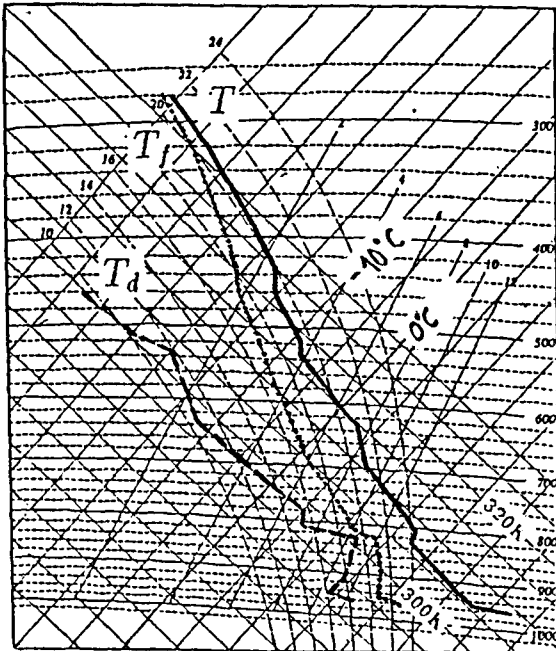


Abbildung 4.7: Aufstieg von München am 21.07.92, 12 UTC mit Temperatur T , Feuchttemperatur T_f und Taupunkt T_d

12 UTC mit 33 Grad nur ein Grad über der aktuellen Bodentemperatur. Man muss davon ausgehen, dass im Laufe des Nachmittags die Auslösetemperatur lokal auf jeden Fall erreicht wird.

Obwohl ungehinderte Konvektion zumindest bis 300 hPa erfolgen kann, sind Gewitter nach dem Steinbeck-Index nicht zu erwarten, da in 700 hPa die Taupunktdifferenz mit 11 Grad deutlich zu hoch, die Luft also zu trocken ist. Die Differenz der Temperaturen in 850 und 500 hPa ist mit 30 K allerdings sehr viel höher als der Richtwert von 25 K.

Die Berechnung des Totals-Totals-Index ergibt einen Wert von $TT = 54$. Demzufolge sind verbreitet Gewitter zu erwarten. Die unterschiedlichen Aussagen der beiden Indices sind darin begründet, dass beim Steinbeck-Index die verschiedenen Bedingungen getrennt betrachtet werden und beim Totals-Totals-Index mehrere Bedingungen summiert werden. So wird beim Totals-Totals-Index der Einfluss der geringen Feuchte in den unteren Niveaus durch die starke Temperaturabnahme zwischen 850 und 500 hPa kompensiert wird.

Die Verteilung der KO- und Totals-Totals-Indices in Mitteleuropa am 21.07.92, 12 UTC ist in Abb.4.8 dargestellt. Der KO-Index zeigt in fast ganz Deutschland ne-

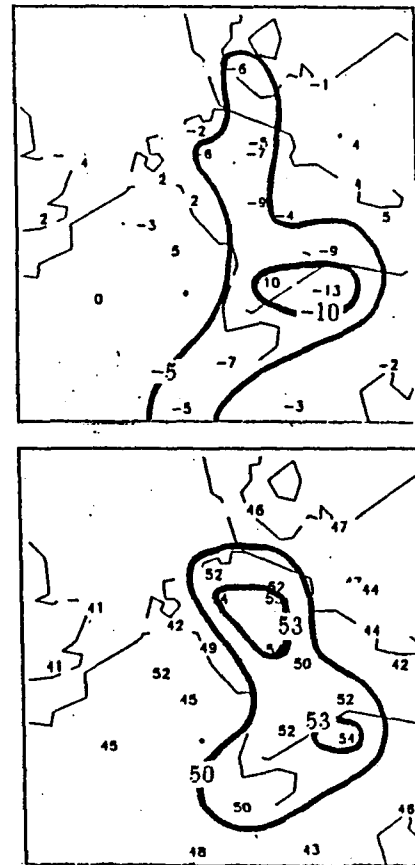


Abbildung 4.8: KO-Index (oben) und Totals-Totals-Index (unten) vom 21.07.92, 12 UTC

gative Werte und somit bei Hebung zu erwartende Gewitter. Die Werte sind deutlich negativer als 12 Stunden zuvor.

Dies liegt jedoch zumindest teilweise daran, dass der KO-Index einen Tagesgang aufweist. Wie im Kapitel über thermodynamische Grundlagen ausgeführt, geht die äquivalentpotentielle Temperatur in 1000 hPa in den KO-Index ein. Da die Äquivalenttemperatur (in 1000 hPa gleich der Äquivalentpotentiellen Temperatur) näherungsweise durch $T_e = T + 2.5r$ gegeben ist, überträgt sich der Tagesgang der Temperatur auf den KO-Index. Der Tagesgang war in München mit einem Anstieg von 18 auf 33 Grad zwischen Mitternacht und Mittag sehr ausgeprägt, so dass dadurch der starke Fall des KO-Index von 2 auf -13 erklärt werden kann (natürlich neben der oben erwähnten Abkühlung in 500 hPa etc.).

Im äussersten Osten Deutschlands sowie westlich des Rheins zeigt der KO-Index positive Werte. Sie sind im Westen mit den dortigen Niederschläge der letzten Stunden zu begründen.

Der Totals-Totals-Index zeigt tendenziell die gleiche geographische Verteilung. Die Werte sind in den meisten Teilen Deutschlands im Vergleich zu 00 UTC leicht angestiegen. Der grösste Anstieg ist wiederum in München zu sehen. Er ist vor allem auf die Feuchtezunahme in der unteren Troposphäre zurückzuführen, aber auch auf die Temperaturabnahme zwischen 500

und 600 hPa.

In der Abbildung wurde versucht, Isolinien für die Indices zu zeichnen. Man sieht, dass die von den beiden Indices angezeigten Bereiche gewisser Gewitterwahrscheinlichkeit relativ gut übereinstimmen. Am sichersten sind Gewitter in München zu erwarten, des Weiteren zwischen Frankfurt und Hannover. Im äussersten Osten sind dagegen Gewitter auszuschliessen.

In Abbildung 4.9 ist der Temp von München am

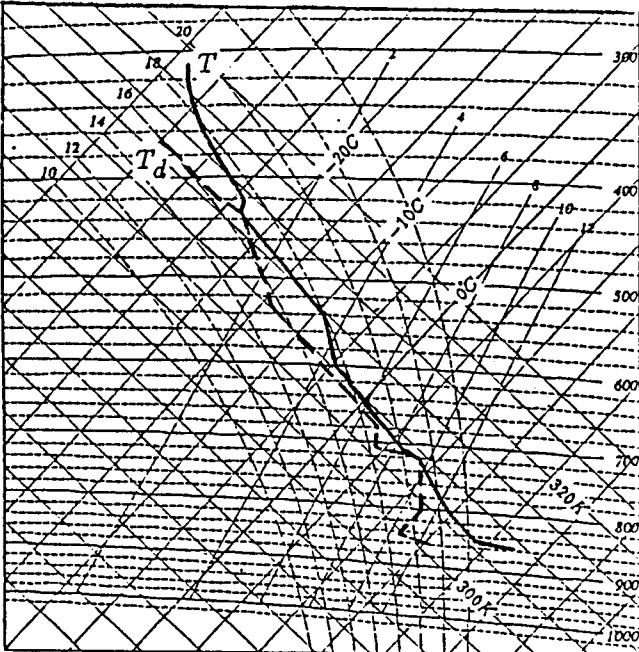
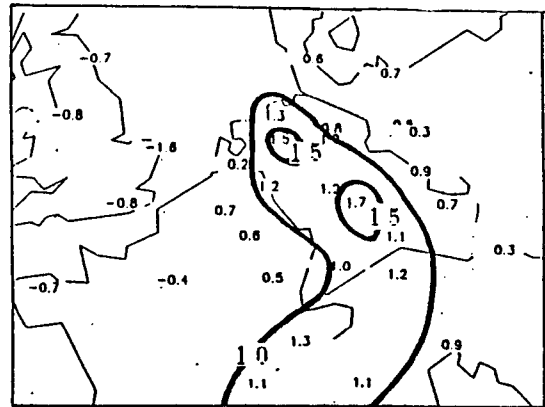


Abbildung 4.9: Aufstieg von München am 21.07.92, 12 UTC um 100 hPa gehoben mit Temperatur T und Taupunkt T_d

21.07.92, 12 UTC nach einer Hebung um 100 hPa gezeigt. Hier macht sich nun die zwischen 00 UTC und 12 UTC gestiegene Feuchte in den unteren Luftschichten bemerkbar. Der Temp zeigt Sättigung in 720 hPa und geringe Taupunktdifferenz (deutlich weniger als 5 Grad, ausser in 540 hPa) in den darüberliegenden Schichten bis mindestens 400 hPa. Dadurch erfolgt bei Konvektion *kein* Entrainment trockener Umgebungsluft, welches normalerweise zur Kühlung der aufsteigenden Luft beiträgt und damit zur Reduktion des Auftriebs. Der Unterschied zwischen Umgebungstemperatur und der Temperatur des aufsteigenden Teilchens ist in dem gehobenen Temp mit etwa 7 Grad zwischen 500 und 400 hPa sehr gross.

Eine derartige Hebung um 100 hPa kann im synoptischen Scale erfolgen. Bei einer Hebung von 5 cm/s würde dies etwa 6 Stunden dauern.

Andererseits kann die Hebung aber auch durch die Gust Front eines heranziehenden konvektiven Systems erzwungen werden. Bei einer Höhe der Gust Front von 1 km und einer Aufwärtsgeschwindigkeit von 5 m/s sind für eine Hebung um 100 hPa weniger als 5 Minuten nötig. Wie im Kapitel über thermodynamische Grundlagen angedeutet wurde, sind Vertikalgeschwindigkeit und Hagelgrösse von der Labilitätsenergie abhängig, wobei nach einer Untersuchung von Chisholm [2] eine Labilitätsenergie von 1 kJ/kg auf Vertikalgeschwindigkeiten über 40 m/s und maximale Hageldurchmesser



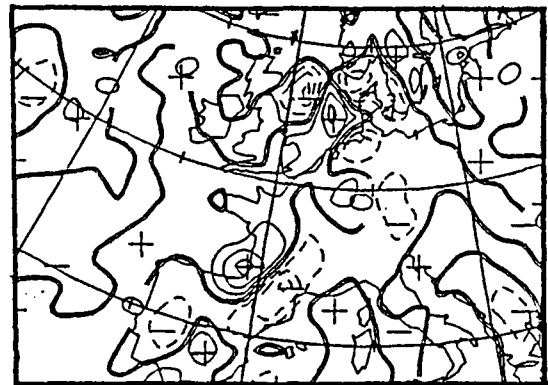
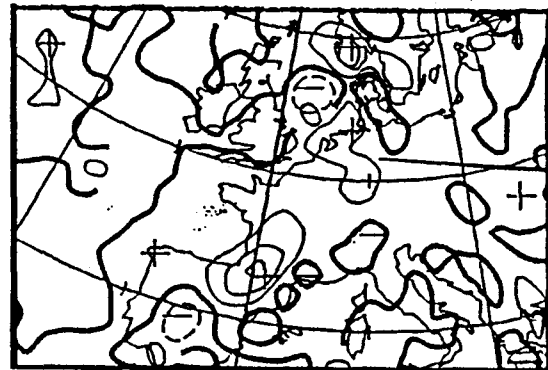
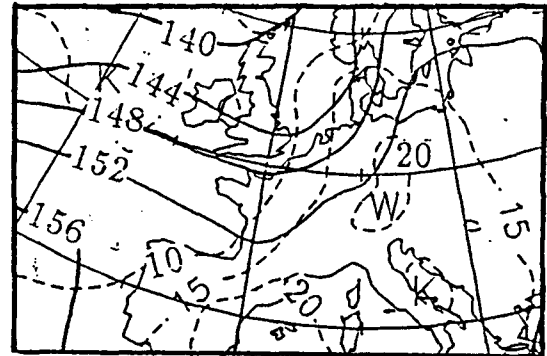
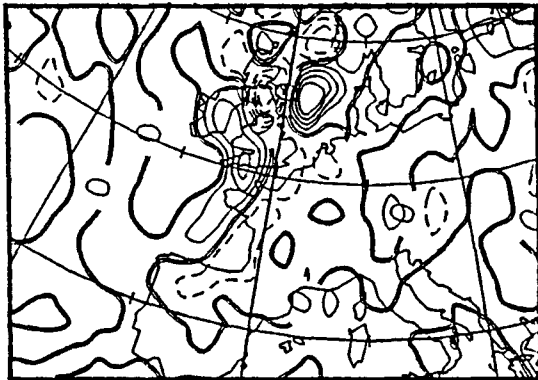
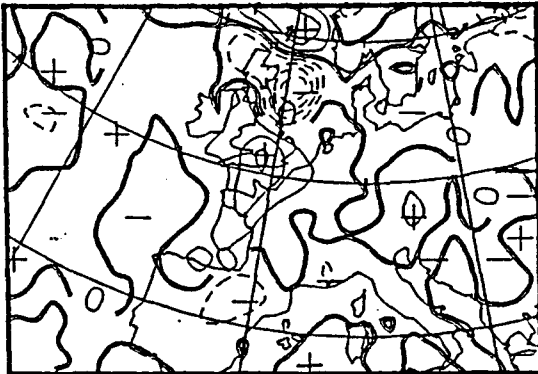
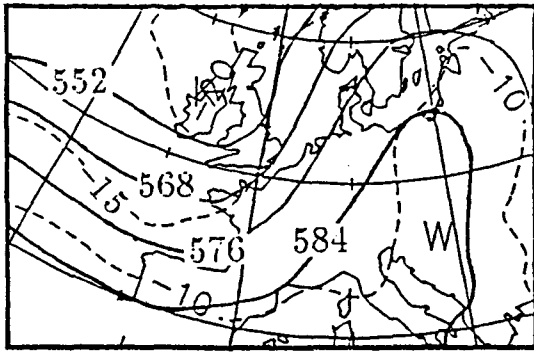


Abbildung 4.11: Numerische Analysen 500 hPa mit Isohypsen (durchgezogen) und Isothermen (gestrichelt) (oben), Frontogeneseparameter 500 hPa (mitte) und Divergenz Q_n 500 hPa (unten) vom 21.07.92, 12 UTC

stengland aus, er nimmt aber keinen direkten Einfluss auf die Entwicklung in Mitteleuropa. Ein weiterer frontogenetischer Bereich liegt über Österreich. Dies führt bei der Divergenz von Q_n zu schwachem Absinken über Ostbayern.

In 850 hPa zeigt FGP Frontogenese über Nordwestdeutschland und über Südfrankreich. Die mit dem Bereich über Deutschland verbundene Zirkulation ist in der Divergenz von Q_n als Hebungsantrieb im Südosten und Norden, Absinkantrieb im Westen Deutschlands zu sehen. Über Frankreich hat sich der durch die Frontogenese bedingte Hebungsantrieb in der Divergenz von Q_n im Vergleich zum 21.07.92, 00 UTC etwas nach Osten verlagert und reicht nun bis zum Rhonetal.

Abbildung 4.12: Numerische Analysen 850 hPa mit Isohypsen (durchgezogen) und Isothermen (gestrichelt) (oben), Frontogeneseparameter 850 hPa (mitte) und Divergenz Q_n 850 hPa (unten) vom 21.07.92, 12 UTC

4.6 Grossräumige Vertikalbewegungen (Abb.4.13,4.14)

Das Hebungsgebiet in Südfrankreich wird auch von der Divergenz des Q -Vektors deutlich gezeigt. Die Werte von $Div-Q$ sind insbesondere im Rhonetal und den Westalpen etwas höher als die von $Div-Q_n$. Man kann annehmen, dass dies eine Folge der, wenn auch sehr geringen (es ist keine geschlossene Isolinie vorhanden), Warmluftadvektion über Südfrankreich ist.

Auch über dem Nordosten Deutschlands herrscht schwache Warmluftadvektion. Vorticityadvektion ist hier weder in 500 noch in 300 hPa vorhanden, so dass $Div-Q$ leichte Hebung in 850 hPa und in 500 hPa anzeigt. Die Hebung ist teilweise auch auf die vorher angesprochene Frontogenese in 850 zurückzuführen.

Über dem übrigen Deutschland herrscht schwache, nach Westen zunehmende Kaltluftadvektion. Deren Absin-



Abbildung 4.13: Geostrophische Vorticityadvektion in 300 hPa (oben), 500 hPa (mitte) und Schichtdickenadvektion 500/1000 hPa (unten) vom 21.07.92, 12 UTC

kantrieb wird über Holland und Ostfrankreich durch nach oben zunehmende schwache, negative Vorticityadvektion unterstützt. Die Divergenz des Q-Vektors in 500 hPa zeigt dennoch leichten Hebungsantrieb über Deutschland westlich von 10 Grad Ost. Dies ist auf starke Frontogenese in 500 hPa über Nordfrankreich und Südengland zurückzuführen.

In 850 hPa zeigt Div-Q starkes Absinken westlich 10 Grad Ost an, vom Nordwesten Deutschlands abgesehen, wo Hebung herrscht. Das Absinken ist eine Folge der Kaltluftadvektion, aber auch der Frontogenese. Östlich von 10 Grad Ost zeigt Div-Q leichte Hebung. Diese ist allein auf die Frontogenese zurückzuführen.

Zusammenfassend kann man sagen:

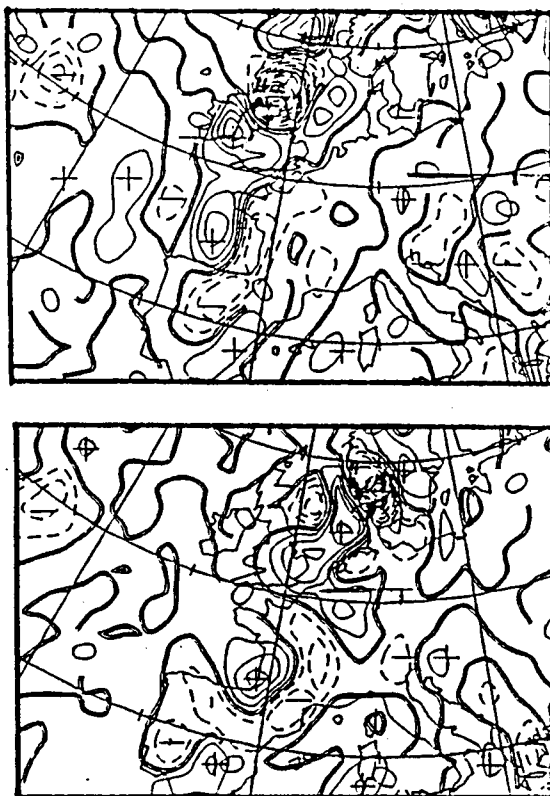


Abbildung 4.14: Divergenz des Q-Vektors in 500 hPa (oben) und 850 hPa (unten) vom 21.07.92, 00 UTC

Über dem Norden Deutschlands herrscht leichte Hebung in 500 und 850 hPa.

Über dem restlichen Deutschland herrscht in 500 hPa leichte Hebung westlich und leichtes Absinken östlich von 10 Grad Ost.

In 850 hPa sind die Verhältnisse genau umgekehrt mit leichter Hebung östlich und leichtem Absinken westlich von 10 Grad Ost. Die Hebung in 850 hPa ist allein auf eine Zirkulation infolge frontogenetischer Effekte im Windfeld zurückzuführen, das Absinken dazu auf Kaltluftadvektion.

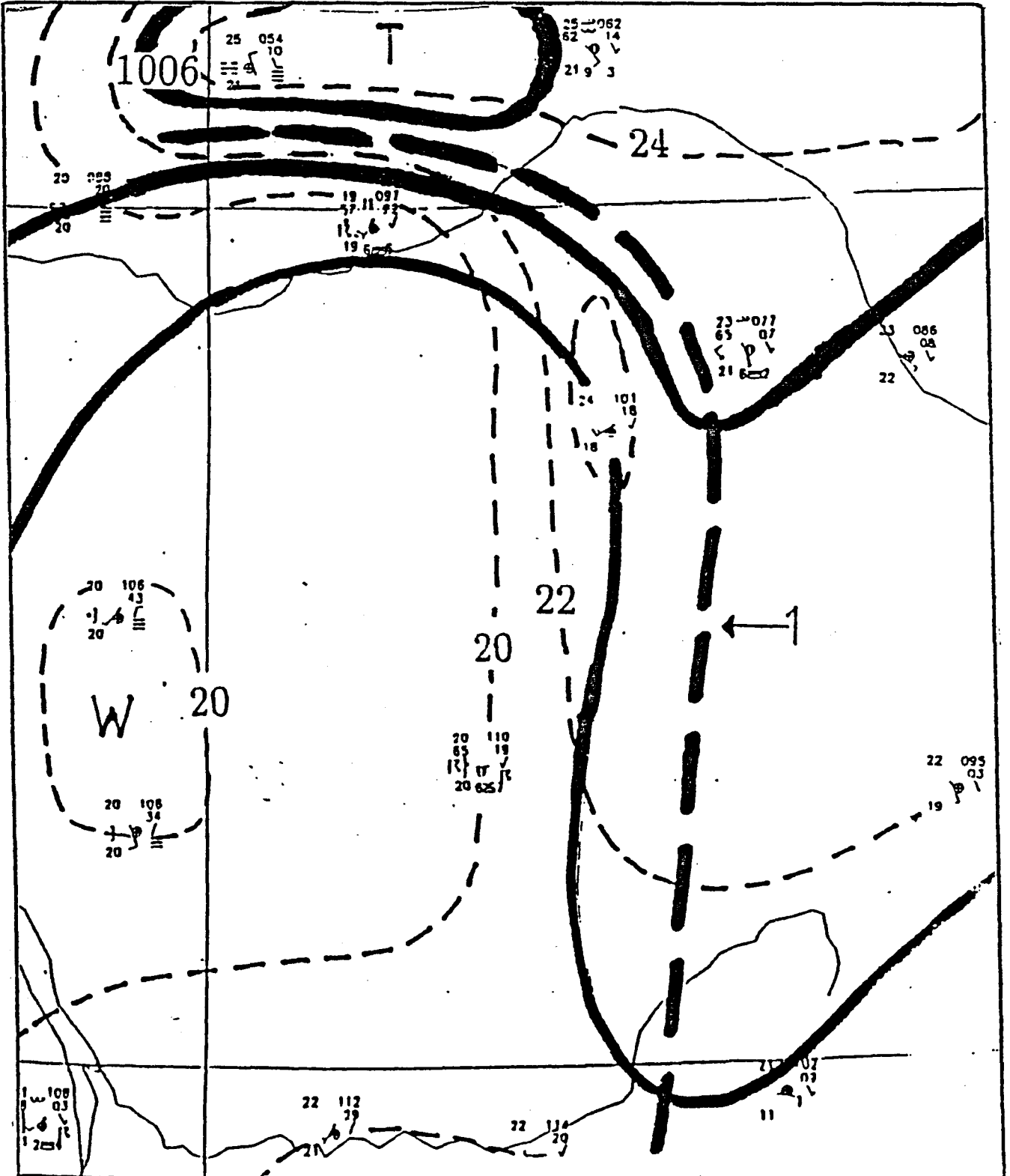
Über dem Rhonetal herrscht starke Hebung in 850 hPa.

5 Fallstudien von Konvergenzlinien

In den vorangegangenen zwei Kapiteln wurde die Entwicklung der Wetterlage im synoptischen Scale erläutert. Infolge der von der Divergenz des Q-Vektors angezeigten Hebung über Westfrankreich entwickelten

sich dort in der feuchtwarmen Luft in der Nacht zum 21.07.92 zahlreiche Gewitter. Diese waren überwiegend in mesoskaligen Gewittersystemen organisiert, wie das Auftreten von Gewitterhochs und Konvergenzlinien zeigt. Ziel dieses Kapitels ist es, die Konvergenzlinien und gegebenenfalls die ihnen nachfolgenden Gewittersysteme im zeitlichen Verlauf zu beschreiben.

Abbildung 5.1: Konvergenzlinie (1) am 21.07.92, 00 UTC. Isobaren durchgezogen (hPa), Isothermen gestrichelt (Grad)



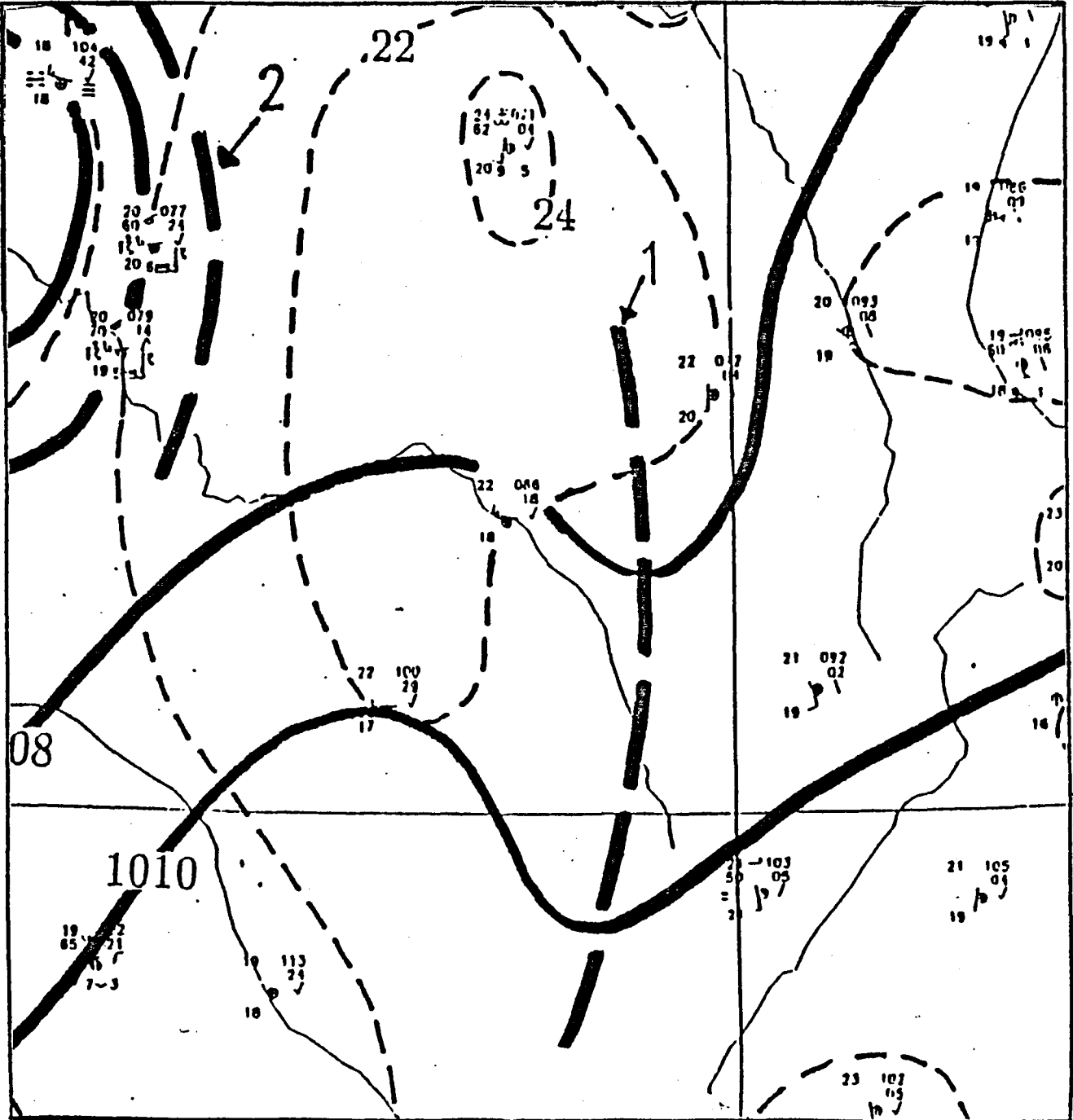
5.1 Konvergenzlinie (1) (Abb.5.1-5.4)

Abbildung 5.1 zeigt die Konvergenzlinie (1) am 21.07.92, 00 UTC. Die Länge der Konvergenzlinie beträgt etwa 400 km. Im nördlichen Teil weist die Linie eine starke Krümmung auf. Es ist eine Winddrehung um etwa 80 Grad sowie eine Zunahme der Geschwindigkeit von 10 auf 20 Knoten mit Durchgang der Linie feststellbar.

Die Tatsache, dass die Linie stark gekrümmt ist sowie die Richtungsdivergenz der Strömung hinter der Linie lassen darauf schliessen, dass die Konvergenzlinie als Gust Front eines Gewittersystems zu charakterisieren ist.

Im Druckfeld ist ein Trog-Rücken-System mit grosser Amplitude erkennbar, wobei die Konvergenzlinie im Trog zu finden ist.

Abbildung 5.2: wie 5.1, für 03 UTC



Im nördlichsten Bereich der Linie ist der Druckgradient mit ungefähr 4 hPa auf 70 km über die Linie hinweg ziemlich gross, da nördlich der Linie ein kleiner Tiefdruckkern liegt.

Im nördlichen Teil ist auch ein ausgeprägtes Temperaturfeld vorhanden. Der Temperaturgradient beträgt ungefähr 6 Grad auf 70 km.

Die Meldungen der Drucktendenz zeigen auf der ganzen Länge der Konvergenzlinie Druckfall um 1 hPa/3h vor und Druckanstieg um 2 hPa/3h hinter der Linie. Mit grösserem Abstand von der Linie erreicht der rückseitige Druckanstieg Werte bis zu 4 hPa/3h.

Im südlichen Teil der Konvergenzlinie liegen die Windgeschwindigkeiten niedriger als im nördlichen Teil. Sie erreichen hier nur zwischen 5 und 10 Knoten. Allerdings beträgt der Windsprung zwischen 90 und 180 Grad, so dass eine Konvergenz eindeutig festzustellen ist.

Im Temperaturfeld ist der südliche Teil der Konvergenzlinie nicht sehr stark ausgeprägt. Es ist kein Temperaturunterschied beiderseits der Linie feststellbar. Die Taupunktdifferenz ist vor der Linie um einige Grad höher als dahinter. Dies dürfte aber teilweise lokale Ursachen haben.

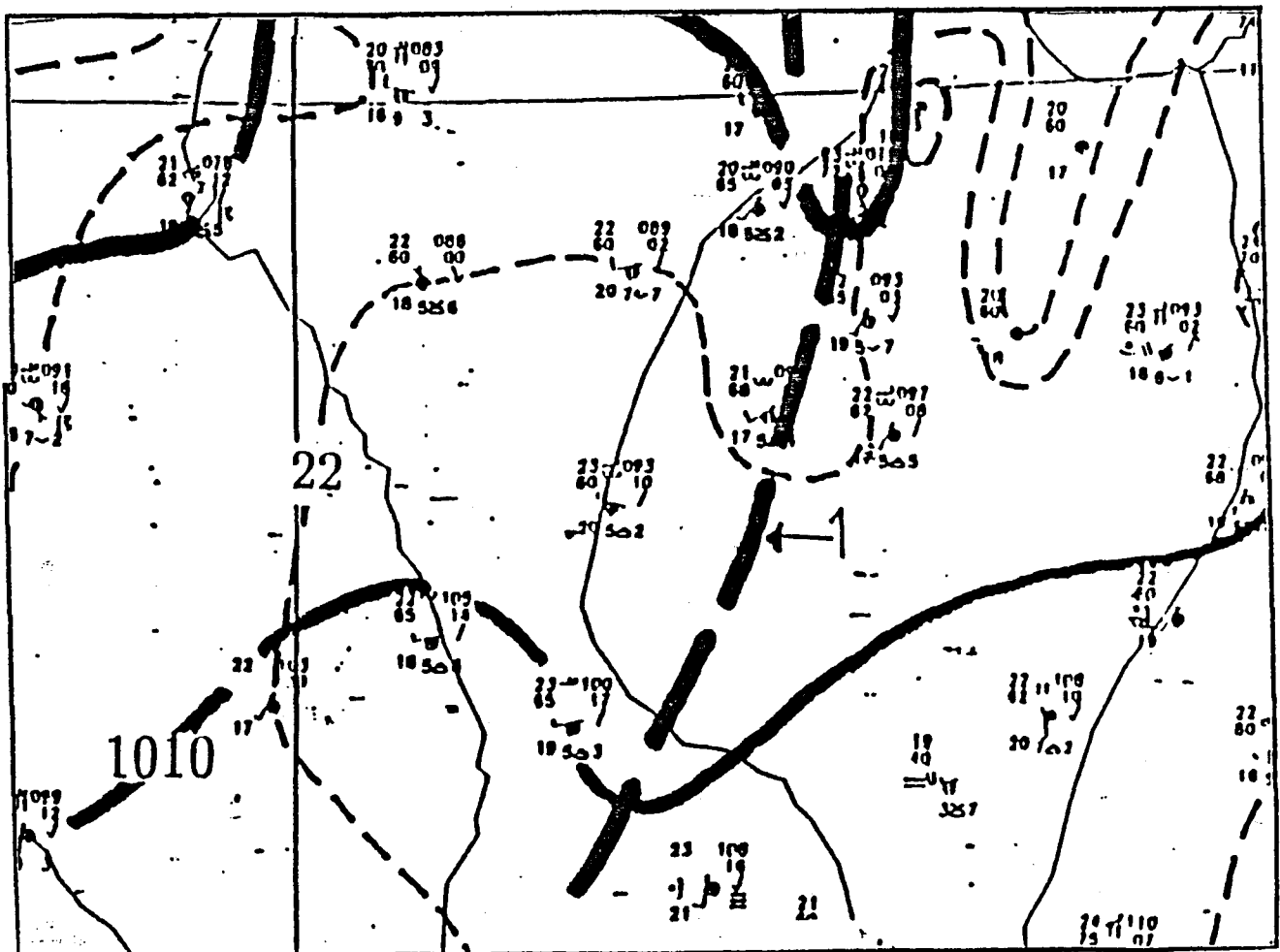
Die Bewölkung besteht vor der Konvergenzlinie aus Cirrus, Altocumulus und auch Cumulonimbus. An einer Station wird Wetterleuchten gemeldet, es fällt jedoch kein Niederschlag.

Hinter der Linie wird im nördlichen Teil ein aktives Gewitter und eines in der letzten Stunde gemeldet, mit zunehmendem Abstand von der Linie dann Regen in der letzten Stunde.

Zwischen 00 UTC und 03 UTC bewegt sich die Konvergenzlinie etwa 210 km nach Nordosten. Dies entspricht einer Verlagerungsgeschwindigkeit von 70 km/h oder 39 Knoten. Zieht man in Betracht, dass die um 00 UTC an einer Station gemessenen 20 Knoten über mehrere Minuten gemittelt sind und aller Wahrscheinlichkeit nach der Durchgang der Linie etwas vor diesem Zeitraum stattgefunden hat, ist die Verlagerungsgeschwindigkeit von 70 km/h durchaus realistisch.

Die Länge der Konvergenzlinie ist etwas geringer geworden und beträgt jetzt ungefähr 300 km. Die Krümmung des nördlichen Teils der Linie ist vollkommen verschwunden.

Abbildung 5.3: wie 5.1, für 06 UTC



Da auch die Strömung hinter der Linie keinerlei Richtungsdivergenz mehr aufweist, kann man davon ausgehen, dass die gewitterbedingte Kaltluftproduktion aufgehört hat und die Konvergenzlinie oder Gust Front sich in den nächsten Stunden auflösen wird, wenn nicht durch die Linie selbst wieder neue Konvektion ausgelöst wird. Im nördlichen Teil der Linie ist wie drei Stunden zuvor mit dem Durchgang der Linie eine Geschwindigkeitszunahme und ein Windsprung verbunden, im südlichen Teil nur ein Windsprung. Die maximale Windgeschwindigkeit beträgt im Norden 15 Knoten, also etwas weniger als um 00 UTC.

Im Temperaturfeld ist keine Änderung über die Linie hinweg feststellbar, die Taupunkte sind vor der Linie jedoch geringfügig höher als dahinter.

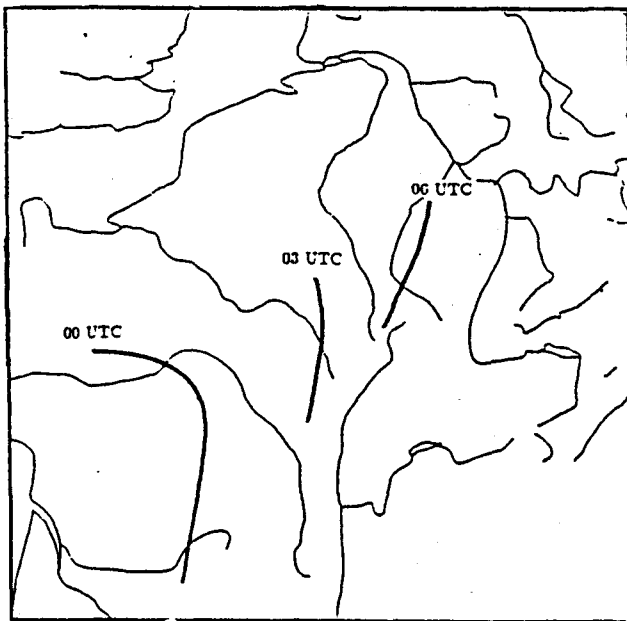
Die Amplitude des Trog-Rücken-Systems ist deutlich geringer als noch um 00 UTC. Die Werte der Drucktendenz zeigen Druckfall um 0.5 hPa/3h im Norden und Druckanstieg um 0.5 hPa/3h im Süden vor der Linie. Hinter der Linie ist auf der ganzen Länge Druckanstieg um 2 hPa/3h zu verzeichnen.

Niederschlag wird nicht gemeldet, die Bewölkung besteht vereinzelt Meldungen zufolge auf beiden Seiten der Konvergenzlinie aus Cirrus und Altocumulus.

Zwischen 03 UTC und 06 UTC verlagert sich die Konvergenzlinie wiederum mit etwa 70 km/h weiter nach Nordosten. Im Norden und im Süden der Linie ist ein Windsprung feststellbar, welcher jedoch weniger als 90 Grad beträgt. Der mittlere Teil der Linie ist dagegen nicht mehr erkennbar.

Im Temperaturfeld ist die Linie nicht existent.

Abbildung 5.4: Verlagerung der Konvergenzlinie (1) von 00 UTC bis 06 UTC



Die Amplitude des Trog-Rücken-Systems ist noch etwas schwächer geworden. Die Werte der Drucktendenz zeigen leichten Druckfall im Norden und Druckanstieg zwischen 1 und 2 hPa/3h im Süden der Linie. Über die Linie hinweg ist dabei keine Änderung feststellbar.

Niederschlag ist an der Konvergenzlinie nicht zu verzeichnen. Die Bewölkung besteht beiderseits aus Cirrus, Altocumulus, Stratocumulus und verschiedenem Cumulus.

Um 06 UTC ist die Konvergenzlinie im Bodenfeld nicht mehr aufzufinden.

Zusammenfassung:

Konvergenzlinie (1) kann man als Gust Front klassifizieren. Sie wurde über einen Zeitraum von 6 Stunden beobachtet. Das Anfangsstadium der Linie wurde von der Beobachtung nicht erfasst. In den 6 Stunden verlagerte sich die Linie mit einer Geschwindigkeit von ungefähr 70 km/h in nordöstliche Richtung. Ihre Länge verringerte sich dabei von 400 auf 300 km. Anfangs war sie von Gewittern begleitet, die Niederschlagstätigkeit hörte dann jedoch auf. Das anfangs hochamplitudige Trog-Rücken-System verflachte mit zunehmender Dauer. Ebenso verringerte sich der Temperaturgradient und war am Schluss nicht mehr vorhanden.

5.2 Konvergenzlinie (2) (Abb.5.5–5.10)

Konvergenzlinie (2) ist zum ersten Mal auf der Bodenkarte von 00 UTC in Nordwestfrankreich zu sehen. Ihre Länge beträgt etwa 250 km. Die Linie ist leicht gekrümmt. Man kann nicht mit Bestimmtheit sagen, um was für eine Art von Konvergenzlinie es sich handelt.

Das Druckfeld zeigt ein Hoch hinter der Linie und ein Tief vor der Linie. Die Druckgegensätze sind mit ungefähr 2 hPa aber eher schwach. Die Windgeschwindigkeiten erreichen vor und hinter der Linie bis zu 15 Knoten.

Vor der Linie herrscht leichter Druckfall, dahinter Druckanstieg von ungefähr 2 hPa/3h.

Ein Temperaturgradient über die Linie hinweg ist nicht zu erkennen. Die Temperaturen betragen beiderseits der Linie zwischen 17 und 18 Grad.

Hinter der Linie wird Regen in der vergangenen Stunde gemeldet, vor der Linie Gewitter in den letzten Stunden bzw. in der vergangenen Stunde.

Zwischen 00 und 03 UTC verlagert sich die Linie etwa 200 km nach Nordosten. Ihre Länge hat sich auf 320 km vergrößert, dabei hat auch die Krümmung deutlich zugenommen. Das Hoch hinter der Linie ist stärker ausgeprägt als um 00 UTC.

Der südliche Teil der Linie hat sich in ein Gebiet mit stärkerer Isothermendrängung verlagert, so dass dort nun ein Temperaturunterschied von etwa 4 Grad über die Linie hinweg zu sehen ist.

Hinter der Linie haben sich teils heftige Gewitter gebildet. Weitere Stationen melden Nebel. Vor der Linie wird im Norden Regen in der vergangenen Stunde gemeldet, im Süden dagegen lediglich starke mittelhohe und hohe Bewölkung.

Zwischen 03 und 06 UTC verlagert sich die Linie weiter nach Nordosten in ein Gebiet, wo es schon um 03 UTC an der Konvergenzlinie (3) zur Entstehung von Gewittern kam. Der Durchgang der Linie bewirkt eine Intensivierung der Gewittertätigkeit.

Abbildung 5.5: Konvergenzlinie (2) am 21.07.92, 00 UTC. Isobaren durchgezogen (hPa), Isothermen gestrichelt (Grad)

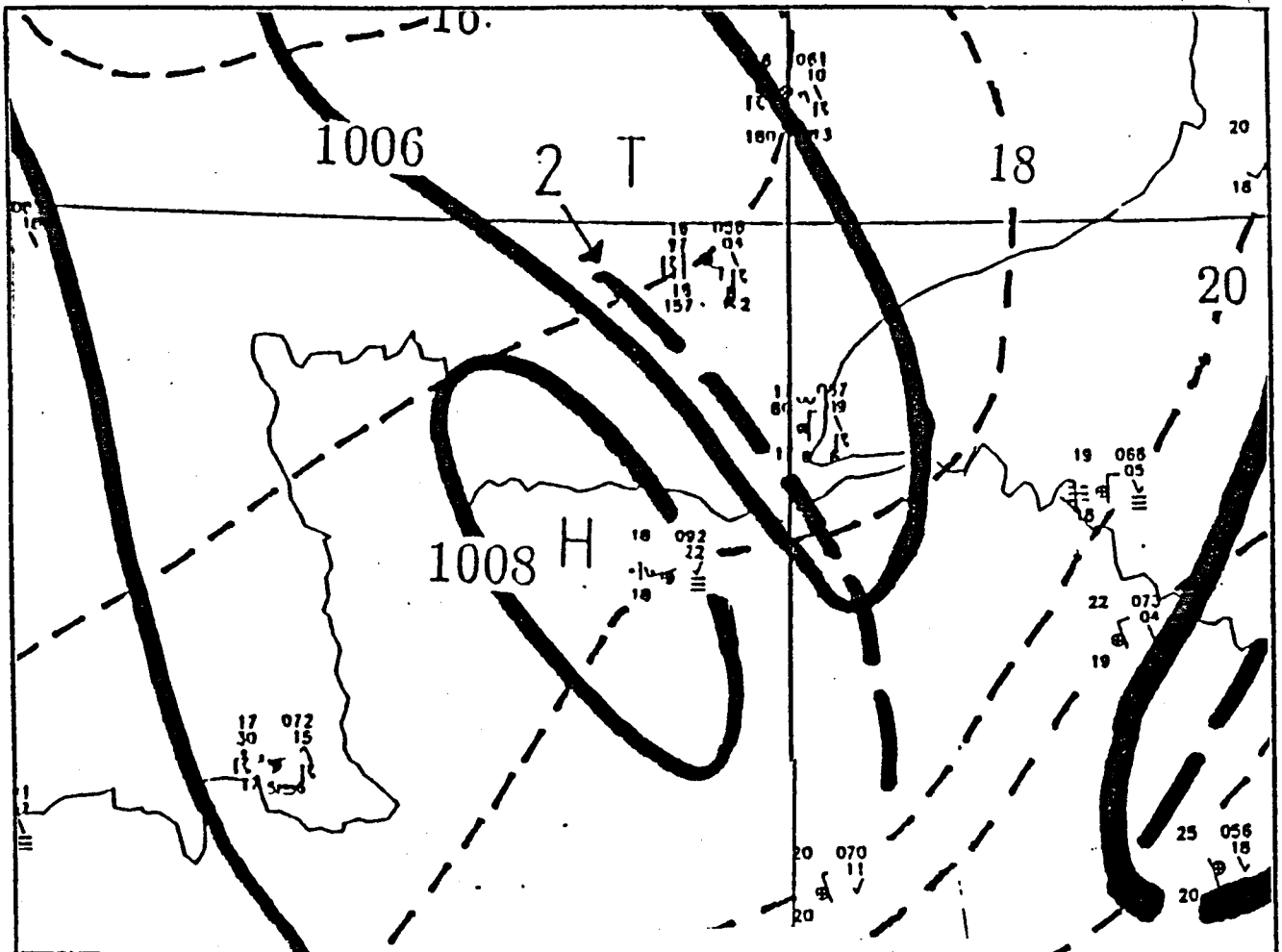


Abbildung 5.6: wie 5.5 für 03 UTC

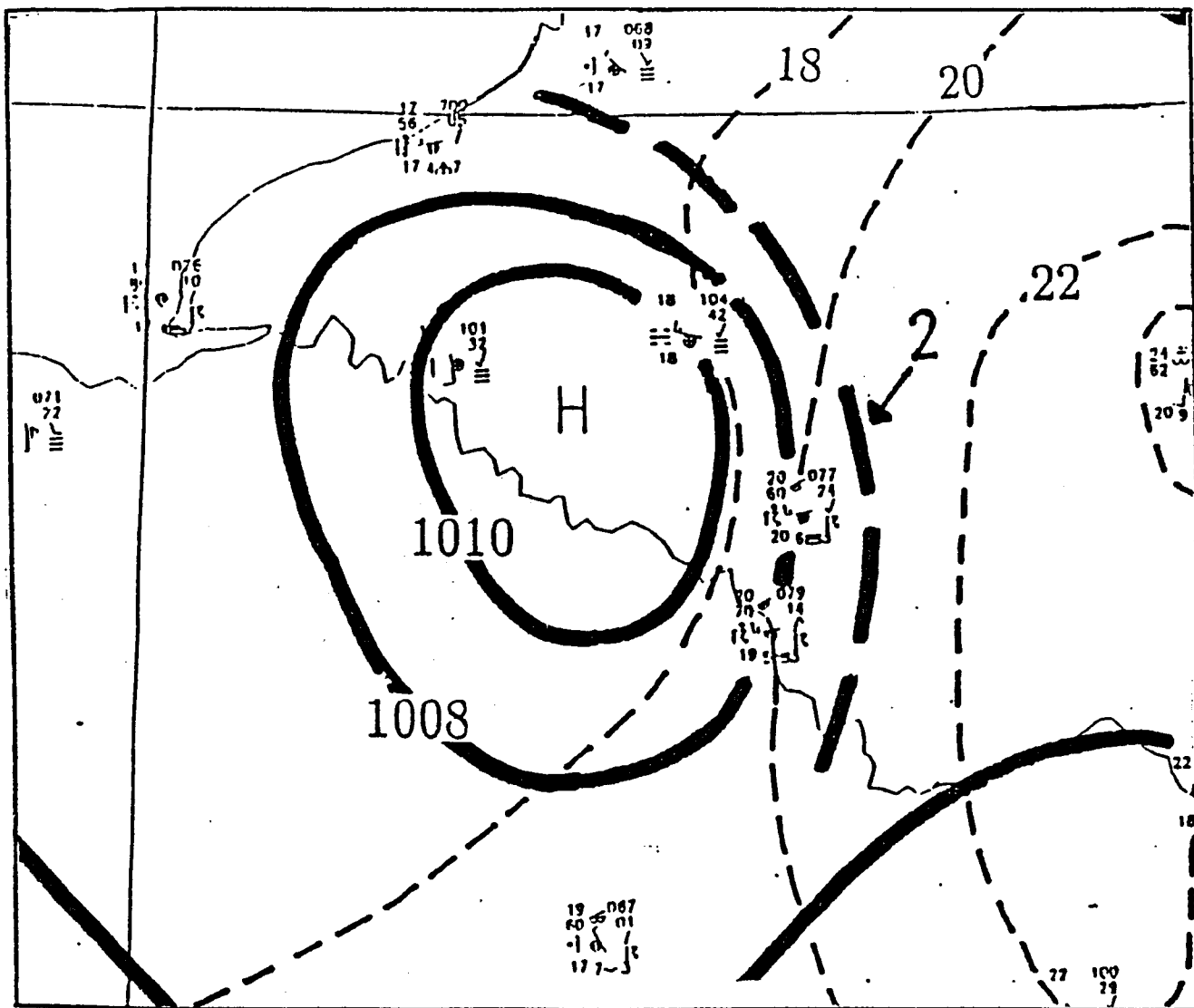
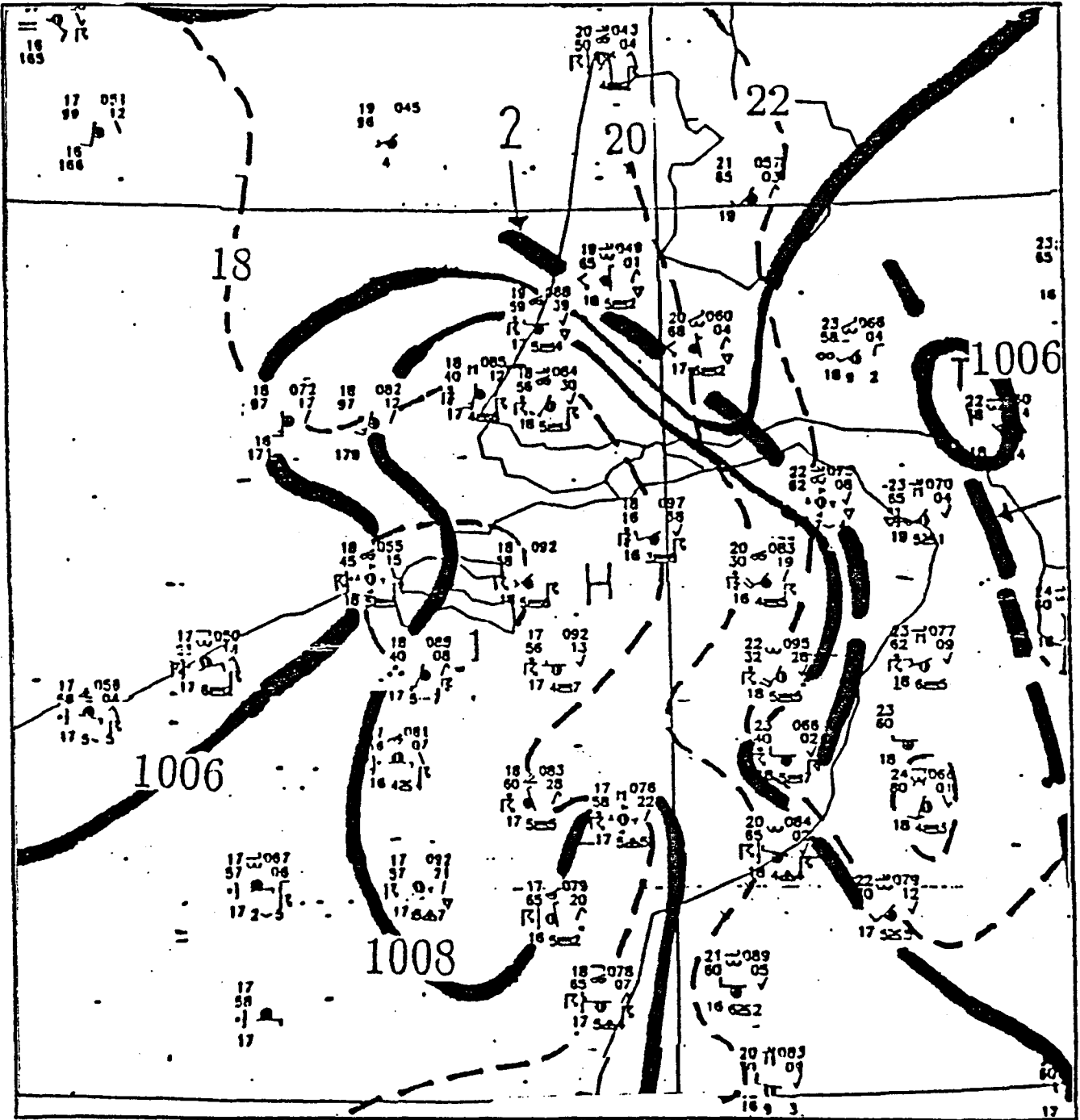


Abbildung 5.7: wie 5.5 für 06 UTC



So werden um 06 UTC auf der ganzen Länge der Linie teils heftige Gewitter und Windgeschwindigkeiten bis zu 20 Knoten gemeldet. Die Konvergenzlinie kann hier eindeutig als Gust Front bezeichnet werden. Es ist jedoch nicht ganz sicher, ob es sich um die ursprüngliche Linie (2) handelt oder um eine neue Gust Front, die aus dem Zusammenwirken der Konvergenzlinie (2) und den schon vorhandenen Gewittern entstanden ist.

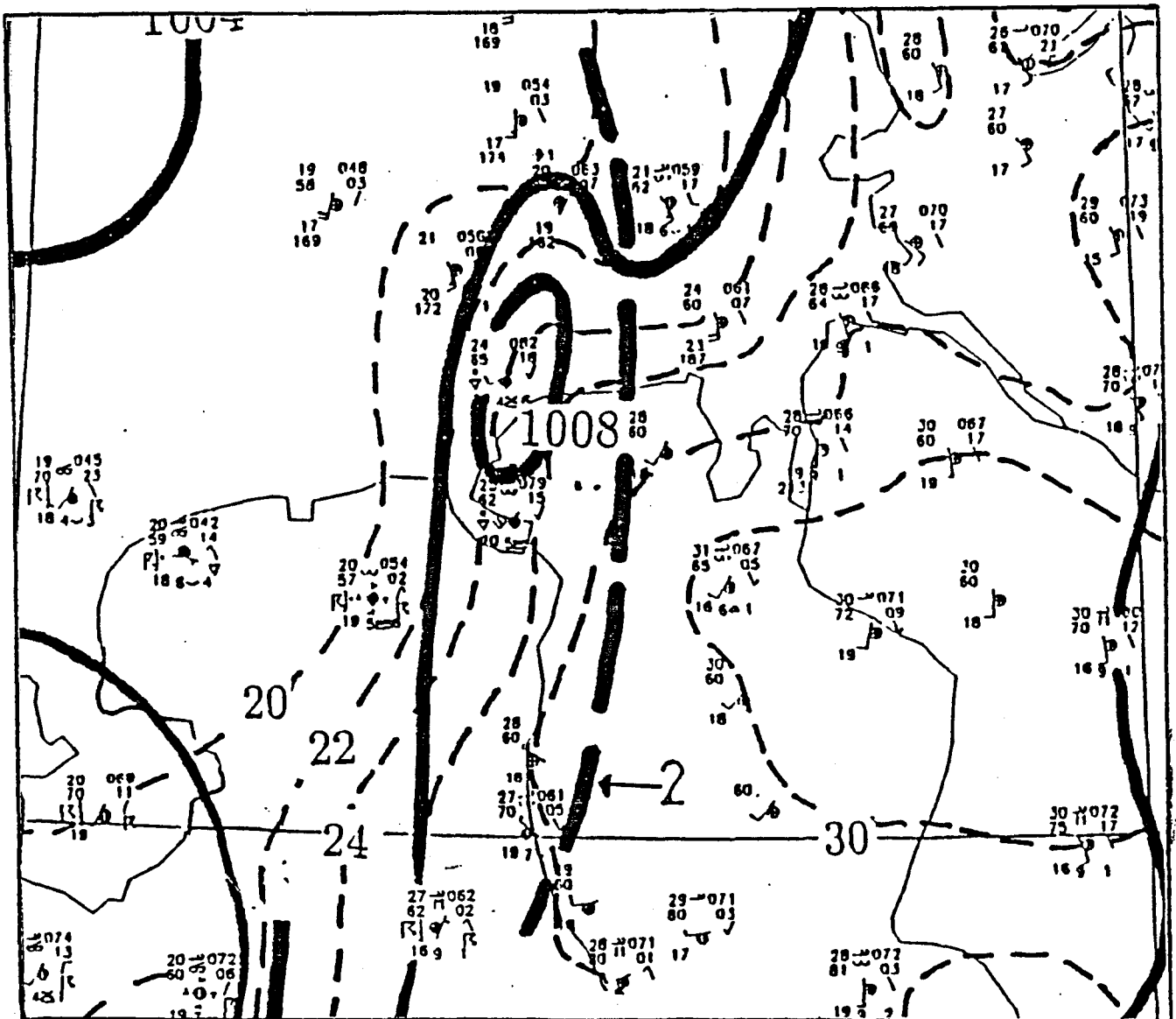
Die Isothermen liegen nun weitgehend parallel zur Linie. Der Temperatursprung beträgt etwa 5 Grad.

Direkt vor der Konvergenzlinie besteht die Bewölkung aus Cumulonimben. Es werden Gewitter und Wetterleuchten gemeldet. Weiter davor sind vor allem hohe und mittelhohe Wolken vorhanden.

Bis 09 UTC ist die Krümmung der Linie deutlich schwächer geworden. Die Lage der Linie ist nun auch nicht mehr eindeutig festzulegen. Die Gewittertätigkeit ist zurückgegangen, teilweise werden noch Schauer gemeldet. Das Hoch hinter der Linie hat sich stark verkleinert, direkt dahinter liegt jetzt ein Trog mit der neu entstandenen Konvergenzlinie (4).

Auffallend ist der mit ungefähr 10 Grad auf 100 km starke Temperaturgradient, der sich im Norden und rückseitig der Linie gebildet hat. Im Norden spiegelt er den Kontrast von Land und Meer wieder.

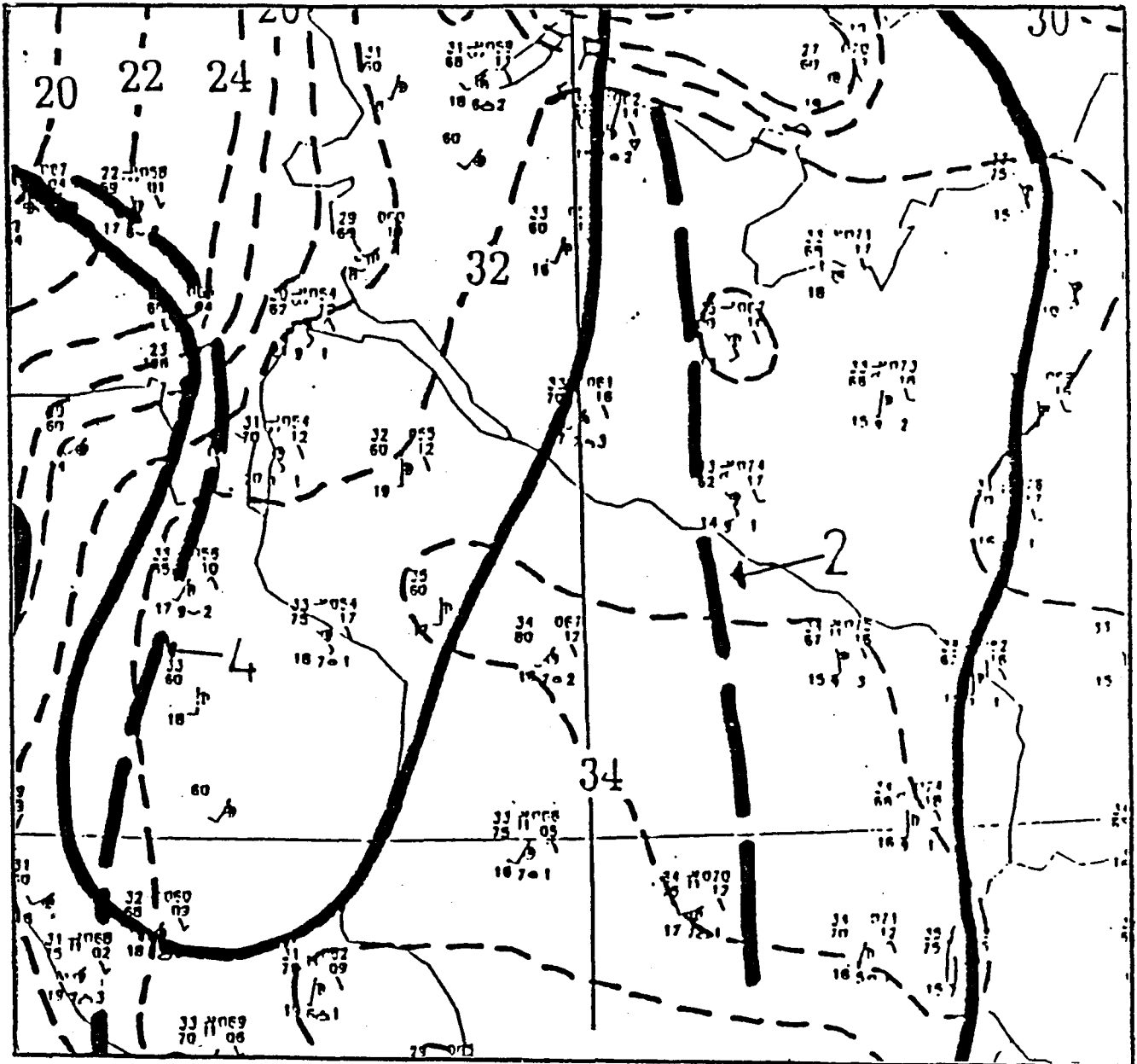
Abbildung 5.8: wie 5.5 für 09 UTC



Die Wassertemperatur von etwa 18 Grad verhindert dort eine starke Aufheizung der Luft in Bodennähe, die über dem Festland infolge der Sonneneinstrahlung ungehindert erfolgen kann. Rückseitig der Konvergenzlinie wird die Kühlung der Luft durch verdunstenden Niederschlag verursacht.

Bis 12 UTC hat sich die Linie weitere 210 km nach Osten verlagert. Sie hat sich von der Drängungszone der Isothermen gelöst und ist nur noch im Windfeld erkennbar.

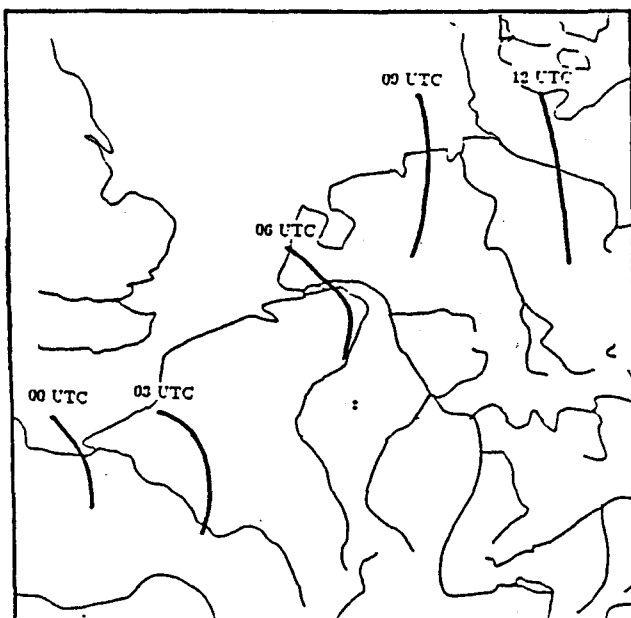
Abbildung 5.9: wie 5.5 für 12 UTC



Zusammenfassung:

Linie (2) konnte über einen Zeitraum von 12 Stunden zwischen 00 UTC und 12 UTC beobachtet werden. Die Verlagerung der Linie ist in Abbildung 5.10 gezeigt. Anfangs waren Druck- und Temperaturunterschiede nur schwach ausgeprägt. Um 03 UTC hatte sich starke Gewittertätigkeit entwickelt, die zur Ausbildung eines Hochs hinter der Konvergenzlinie führte. Zwischen 03 und 06 UTC verlagerte sich die Linie in ein Gebiet mit aktiver Gewittertätigkeit, welche dadurch verstärkt wurde. Bis 09 UTC bildete sich hinter der Konvergenzlinie ein starker Temperaturgradient. Um 12 UTC war die Linie nur noch im Windfeld erkennbar.

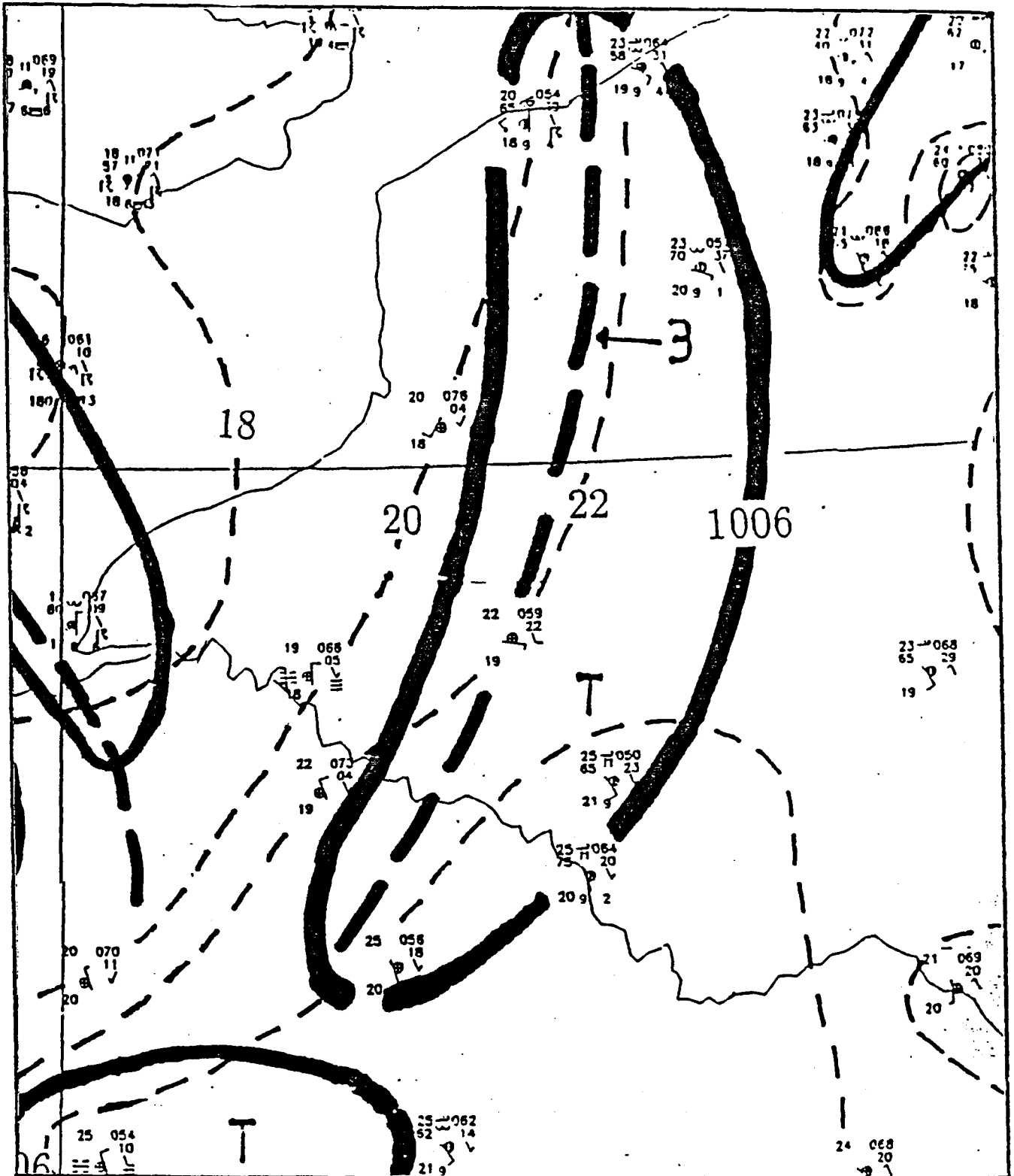
Abbildung 5.10: Verlagerung der Konvergenzlinie (2) von 00 UTC bis 12 UTC



5.3 Konvergenzlinie (3) (Abb.5.11 - 5.14) - Die Konvergenzlinie liegt in einer Tiefdruckrinne, die Druckgegensätze sind jedoch relativ schwach. Vorderseitig der Linie ist die Strömung senkrecht zur Linie gerichtet, rückseitig der Linie eher parallel zu ihr.

Konvergenzlinie (3) ist um 00 UTC auf einer Länge von 310 km in Nordfrankreich zu sehen.

Abbildung 5.11: Konvergenzlinie (3) am 21.07.92, 00 UTC. Isobaren durchgezogen (hPa), Isothermen gestrichelt (Grad)



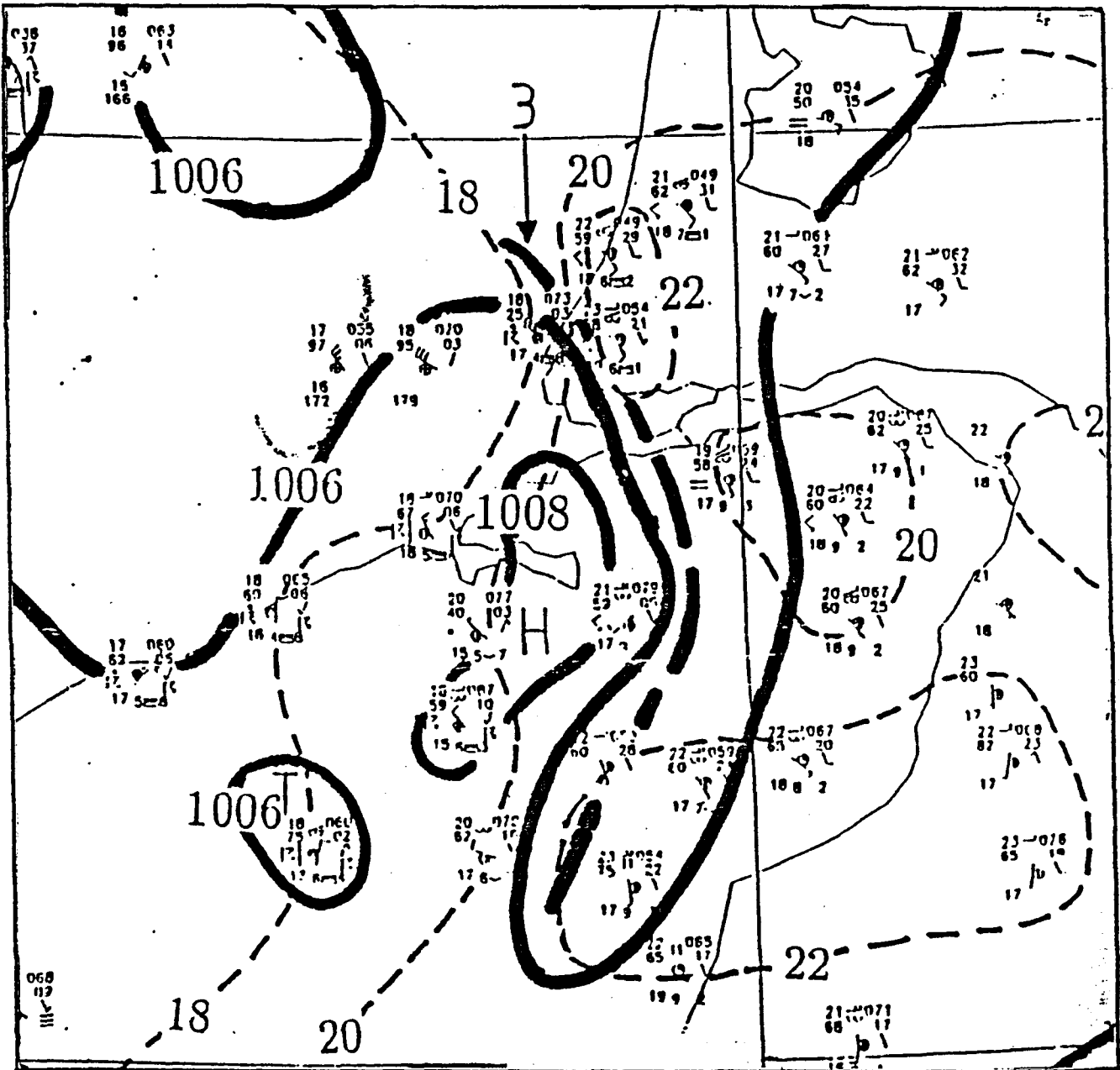
Vor der Linie ist starker Druckfall, dahinter leichter Druckfall zu verzeichnen.

Die Isothermen liegen in etwa parallel zur Konvergenzlinie. Der Temperaturunterschied beträgt im Norden und in der Mitte jedoch nur etwa 2 Grad, im Süden ist er etwas grösser.

Vor der Linie ist es überwiegend leicht bewölkt. Im Norden ist hinter der Linie Wetterleuchten nach Gewitter in den letzten Stunden zu verzeichnen. Ansonsten wird keine Wetteraktivität gemeldet.

Bis 03 UTC hat sich die Linie um etwa 170 km nach Nordosten verlagert. Im nördlichen Teil der Linie ist ein Windsprung von 180 Grad zu verzeichnen, wobei die Strömung beiderseits der Linie annähernd parallel zu ihr verläuft. Die Windgeschwindigkeiten erreichen hier bis zu 30 Knoten rückseitig und bis zu 10 Knoten vorderseitig der Linie. Im Süden liegen die Geschwindigkeiten beiderseitig der Linie zwischen 5 und 10 Knoten. Die Linie ist nun etwas stärker gekrümmt als um 00 UTC.

Abbildung 5.12: wie 5.11, für 03 UTC



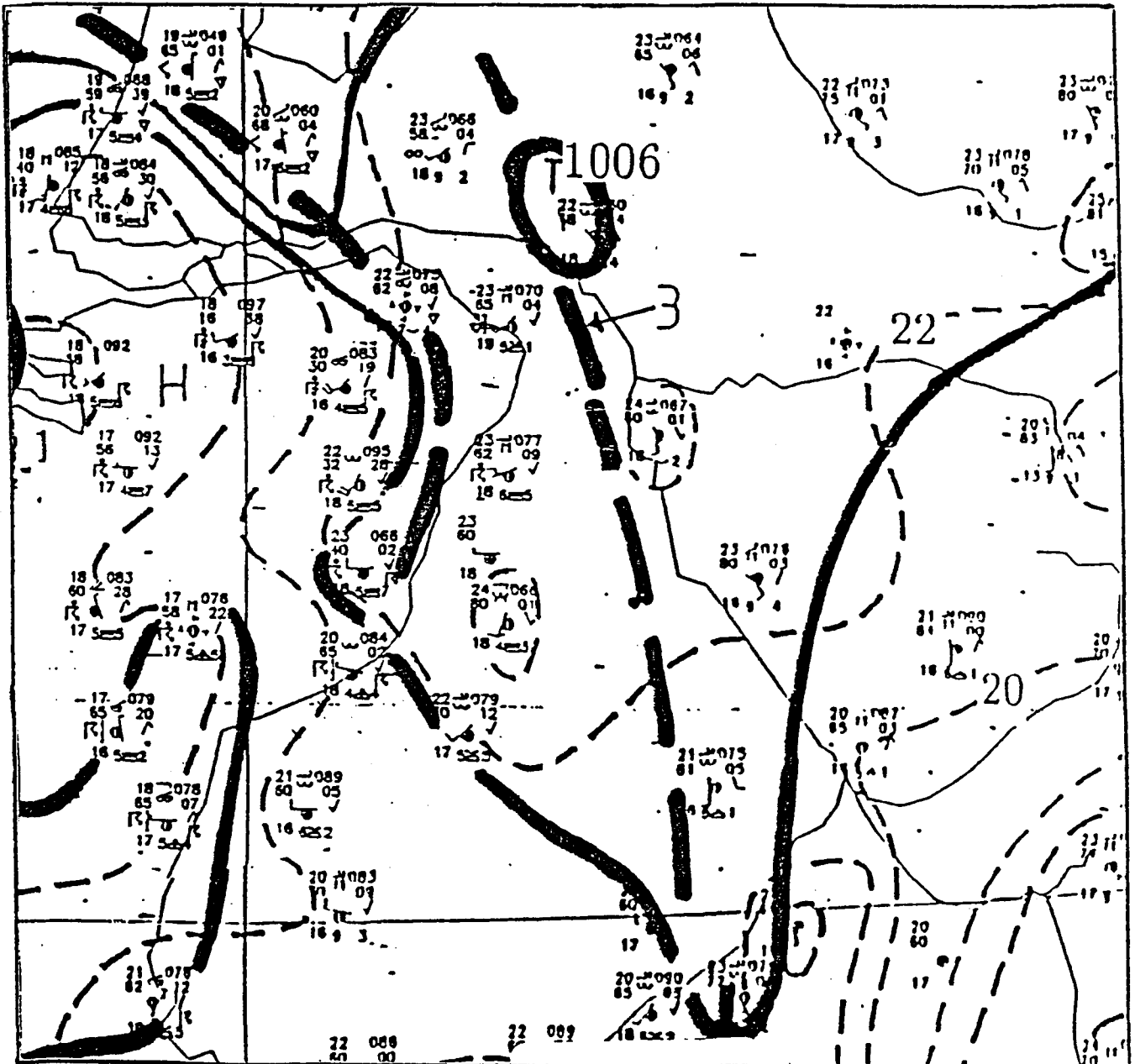
Hinter der Linie ist ein abgeschlossenes Hoch erkennbar.

Die Temperaturgegensätze sind im allgemeinen recht schwach, nur im Norden beträgt der Unterschied zwischen 2 Stationen 5 Grad auf 25 km.

Hier wird hinter der Linie ein Gewitter gemeldet, vor der Linie Cumulonimben und Wetterleuchten.

Im mittleren und südlichen Teil ist es vor der Linie überwiegend leicht bis mässig bewölkt. Die Bewölkung besteht aus hohen und mittelhohen Wolken. Hinter der Linie werden aktive Gewitter und Gewitter in der vergangenen Stunde gemeldet, in unmittelbare Nähe der Konvergenzlinie aber noch keine Cumulonimben.

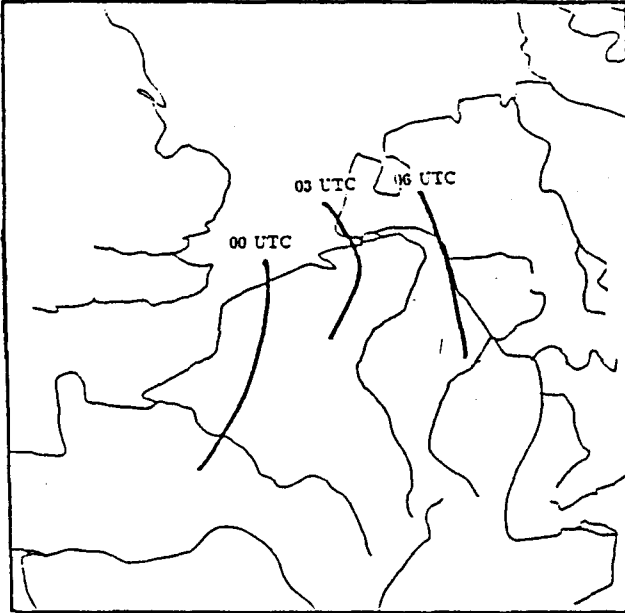
Abbildung 5.13: wie 5.11, für 06 UTC



Bis 06 UTC hat die Linie sich um 140 km weiter nach Osten verlagert. Die Krümmung hat sich deutlich verringert. Hinter der Linie sind noch einzelne Schauer bzw. Gewitter zu sehen. 3 Stunden später ist die Linie nicht mehr aufzufinden.

Zusammenfassung:
Konvergenzlinie (3) war nur für 6 Stunden zu sehen. Sie verlagerte sich etwas langsamer als die anderen betrachteten Linien. Zwischenzeitlich war sie von Gewittertätigkeit begleitet.

Abbildung 5.14: Verlagerung der Konvergenzlinie (3) von 00 UTC bis 06 UTC



5.4 Konvergenzlinie (4) (Abb.5.15 – 5.29)

Konvergenzlinie (4) ist auf der Bodenkarte vom 21.07.92, 09 UTC zu sehen. Ihre Länge beträgt ungefähr 250 km. Die Linie weist nur eine sehr geringe Krümmung auf. Vorderseitig der Linie ist die Strömung im südlichen Teil der Linie parallel zu ihr, im nördlichen Teil eher senkrecht zu ihr gerichtet. Rückseitig ist die Strömung annähernd parallel zur Linie gerichtet, so dass der Windsprung im nördlichen Teil der Linie besser ausgeprägt ist als im südlichen Teil. Die Windgeschwindigkeiten betragen beiderseits der Konvergenzlinie um 5 Knoten.

Die Linie liegt im Trog vor einem Rücken, der vermutlich den Rest eines Hochs darstellt, welches 3 Stunden zuvor (06 UTC) in Verbindung mit einem Gewittergebiet hinter Konvergenzlinie (2) entstanden war. Es ist aber nicht eindeutig zu sagen, ob Konvergenzlinie (4) als eine Gust Front dieses Gewittergebietes klassifiziert werden kann oder ob eventuell differentielle Sonneneinstrahlung zur Bildung von (4) beitrug.

Der Temperatursprung an der Konvergenzlinie beträgt ungefähr 4 Grad, in der weiteren Umgebung bis zu 7 Grad. Der Temperaturgradient beträgt maximal 5 Grad auf 50 km.

In den Werten der Drucktendenz ist die Linie nicht feststellbar.

Beiderseits der Linie ist es zwischen 5/8 und 7/8 bewölkt. Die Bewölkung besteht aus Cirrus, Altocumulus und Cumulus bzw. Stratocumulus, wobei bei den tiefen Wolken hinter der Linie Stratocumulus überwiegt und vor der Linie Cumulus. An Wettererscheinungen werden lediglich im nördlichen Teil der Linie Gewitter in den letzten 6 Stunden gemeldet.

Zwischen 09 UTC und 12 UTC verlagert sich Konvergenzlinie (4) nach Nordost und liegt um 12 UTC etwas weiter östlich als Linie (2) um 9 UTC. Trog und Rücken sind nun etwas deutlicher ausgeprägt. Im nördlichen Teil hat die Krümmung der Linie zugenommen. Eine Konvergenz im Windfeld ist nun auf einer Länge von mehr als 500 km festzustellen, so dass sich die Linie von der Nordsee bis zum Main erstreckt.

Abbildung 5.15: Konvergenzlinie (4) am 21.07.92, 09 UTC. Isobaren durchgezogen (hPa), Isothermen gestrichelt (Grad)

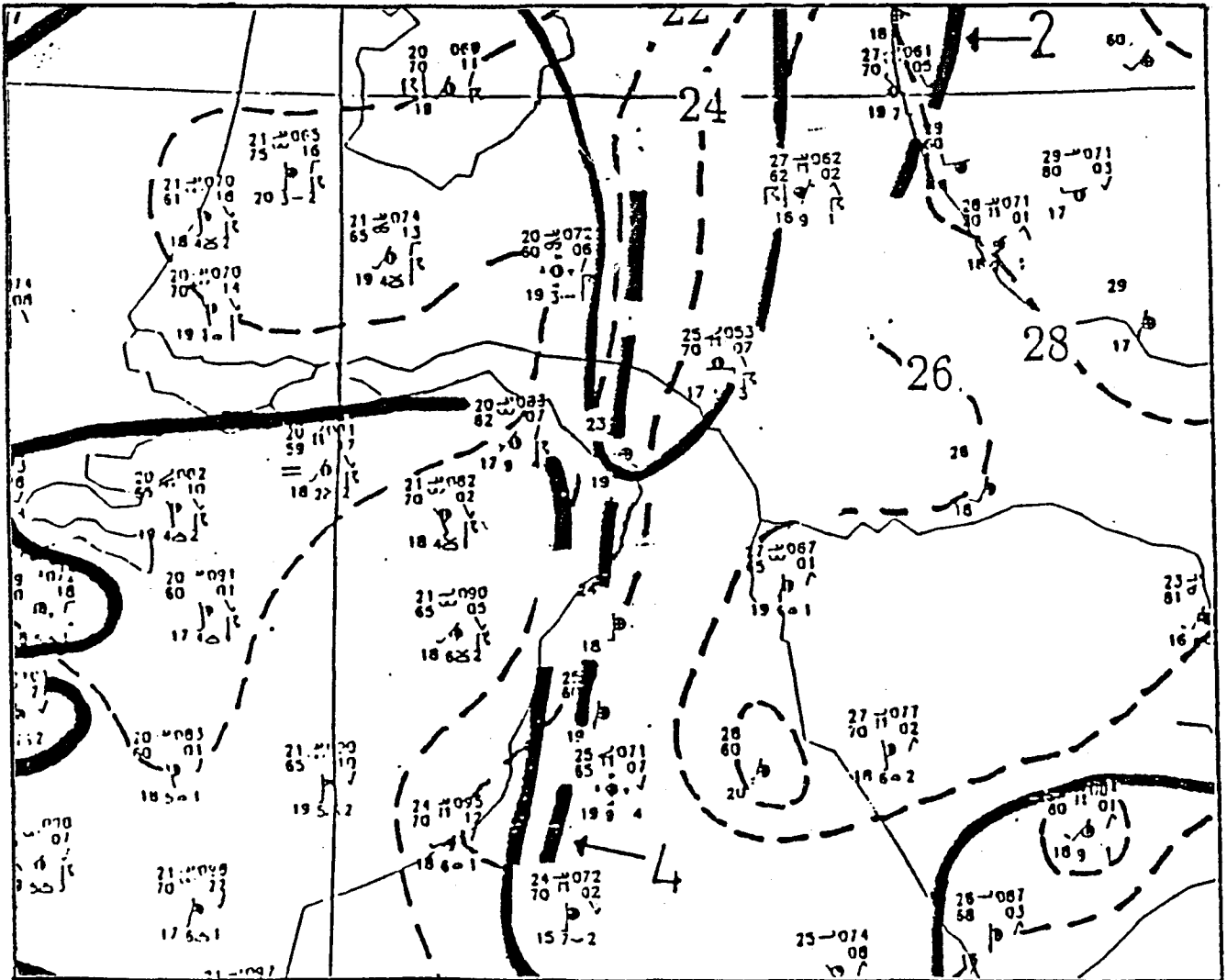
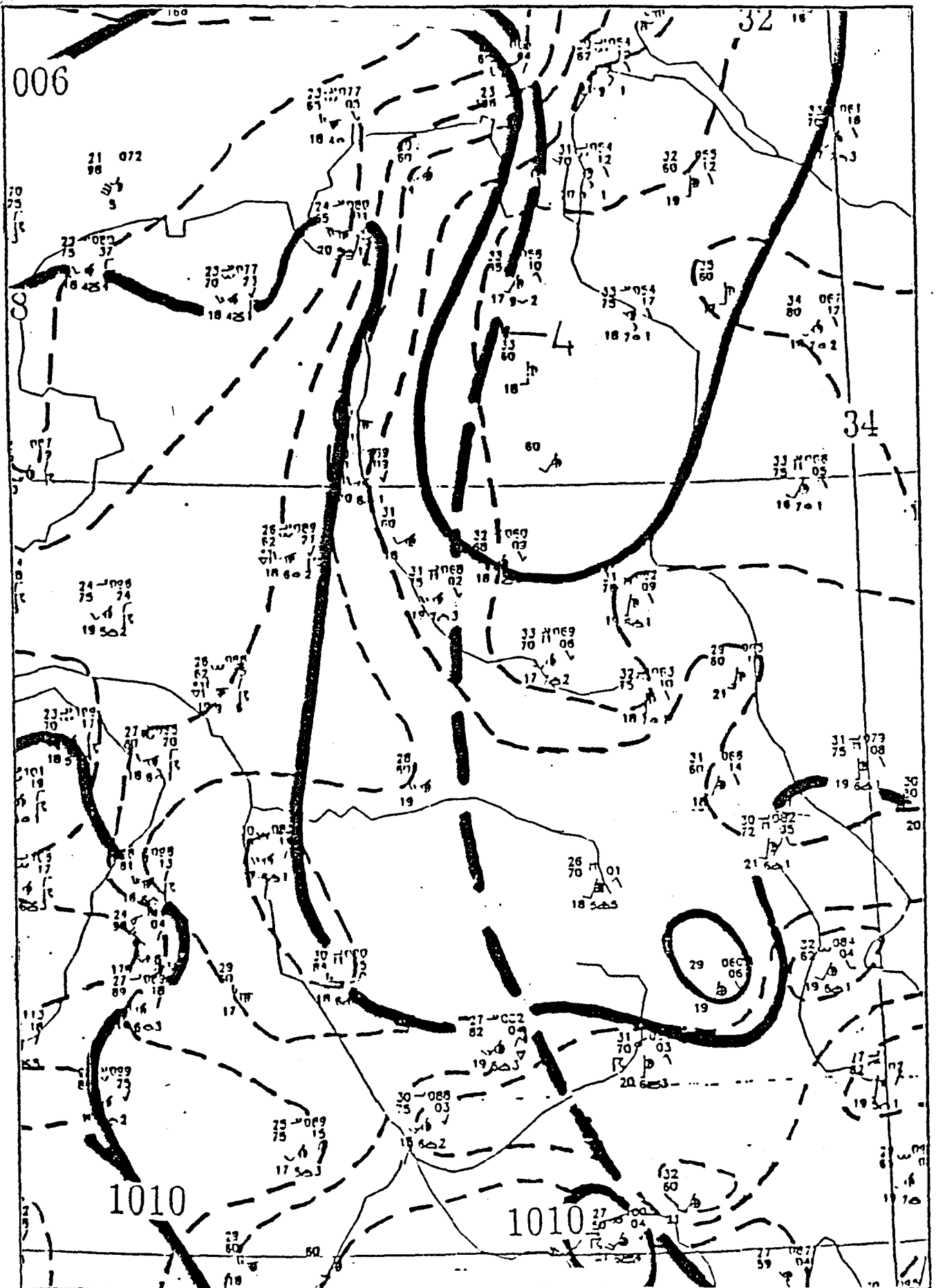


Abbildung 5.16: wie 5.15, für 12 UTC



Die Windgeschwindigkeiten erreichen mittlerweile 5 bis 10 Knoten vor und 10 bis 20 Knoten hinter der Linie.

Vor der Linie wird im Trog Druckfall zwischen 1 und 2 hPa/3h gemeldet. Hinter der Linie ist leichter Druckanstieg zu verzeichnen, in grösserer Entfernung hinter der Linie erreicht der Druckanstieg Werte über 2 hpa/3h.

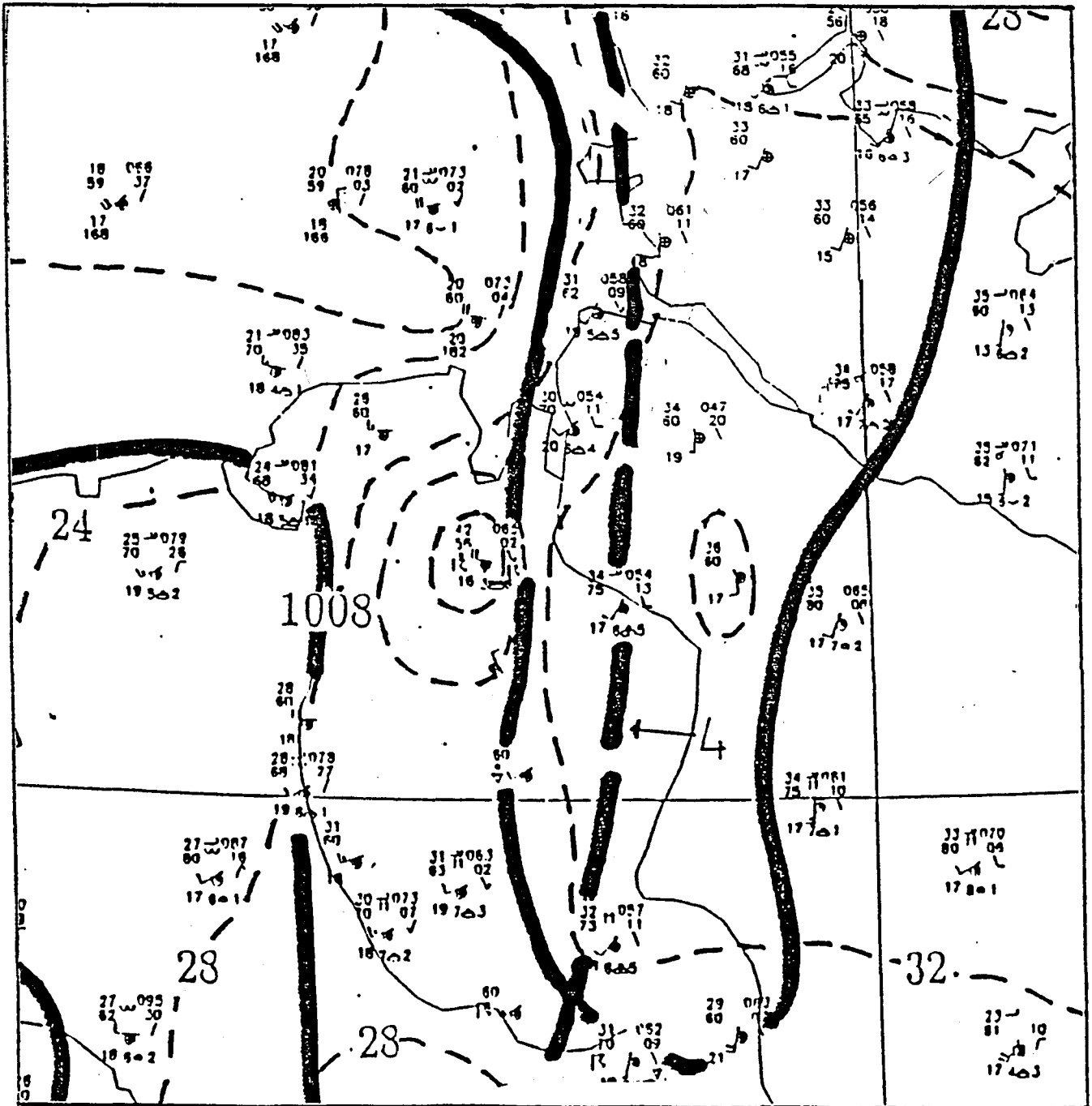
Im Gegensatz zu 9 UTC unterscheiden sich nun die Bewölkungsverhältnisse beiderseits der Linie. Vor der Linie ist es zwischen 1/8 und 5/8 bewölkt, hinter der Linie überwiegend zwischen 4/8 und 7/8.

Die verschieden starke Sonneneinstrahlung hat sich im Verlauf der letzten Stunden auf die Temperaturverteilung ausgewirkt.

Der Temperaturgradient liegt jetzt im nördlichen Teil der Linie über dem Festland bei etwa 6 Grad auf 70 km. An der Nordseeküste ist der Temperatursprung noch etwas höher, er ist dort aber zum grossen Teil auf die Abkühlung der Luft durch die Wassertemperaturen von ungefähr 17 Grad zurückzuführen. Die Isothermen laufen hier in etwa parallel zur Küste.

Im südlichen Teil der Linie ist das Temperaturfeld nicht so gut ausgeprägt. Jedoch werden hier schon einige Cumulonimben und Gewitter gemeldet. Dies könnte eventuell auf die unterstützende Wirkung der Orographie zurückzuführen sein.

Abbildung 5.17: wie 5.15, für 13 UTC

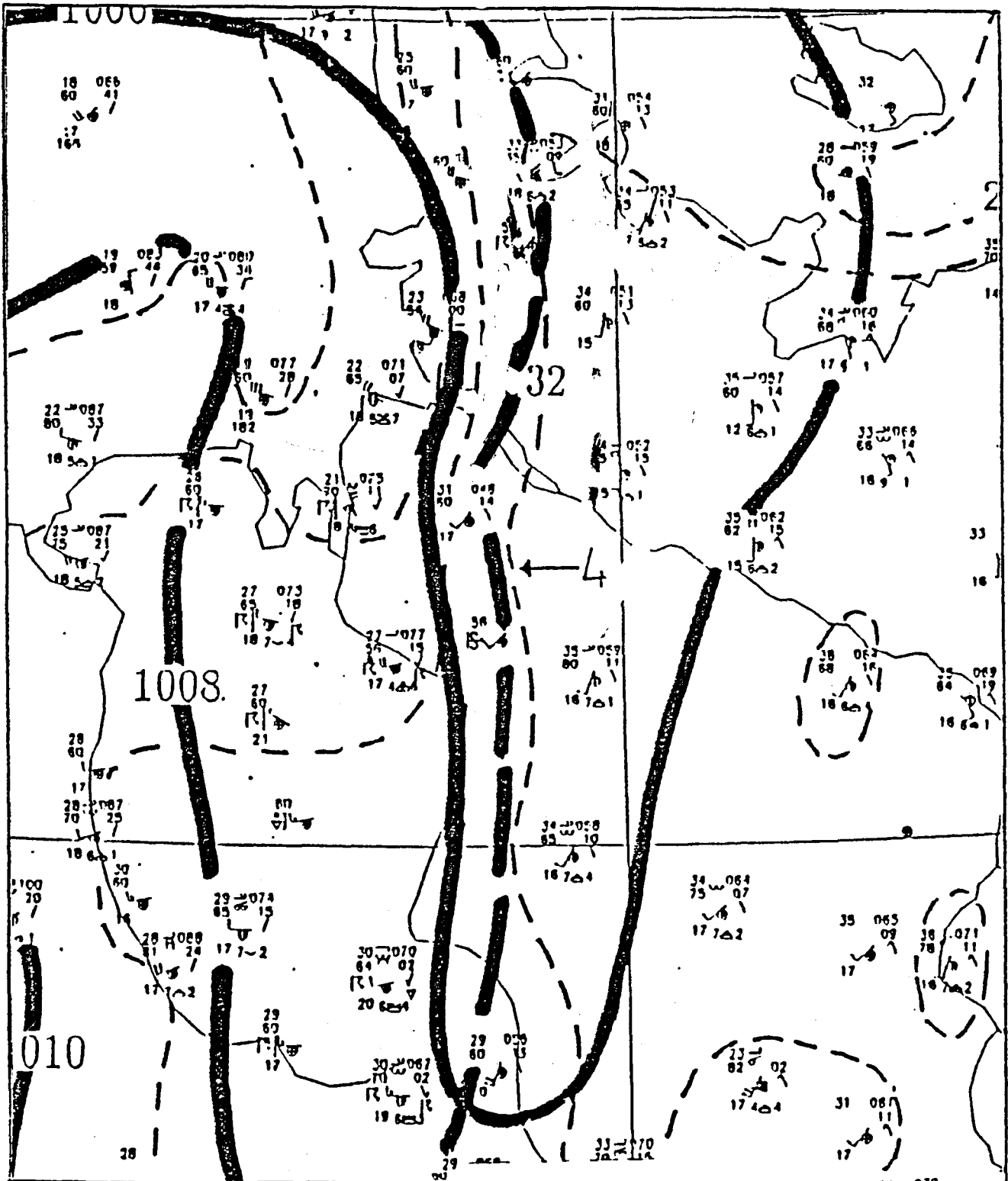


Um 13 UTC ist der vormalige südliche Teil der Linie nicht mehr eindeutig festzulegen. Jedoch werden im Bergland zwischen Main und norddeutscher Tiefebene verbreitet Gewitter gemeldet. Nördlich von 52 Grad Nord wird hinter der Linie nur bei Oldenburg ein Gewitter gemeldet. Im nördlichen Teil der Linie haben die über dem Festland mittlerweile bis auf 36 Grad und an der Küste bis auf 32 Grad gestiegenen Temperaturen den

Temperaturkontrast stellenweise weiter verschärft, da über dem Meer die Temperaturen weiterhin bei ungefähr 20 Grad liegen.

Um 14 UTC werden auch im Norden der Linie verbreitet Gewitter gemeldet sowie Hagel und ein Staub- oder Sandsturm.

Abbildung 5.18: wie 5.15, für 14 UTC



Der Temperatursprung beträgt maximal 13 Grad bei einem Gradienten von etwa 10 Grad auf 50 km. In Bremerhaven führt das dortige Gewitter zu einem Temperatursturz von 9 Grad innerhalb einer Stunde.

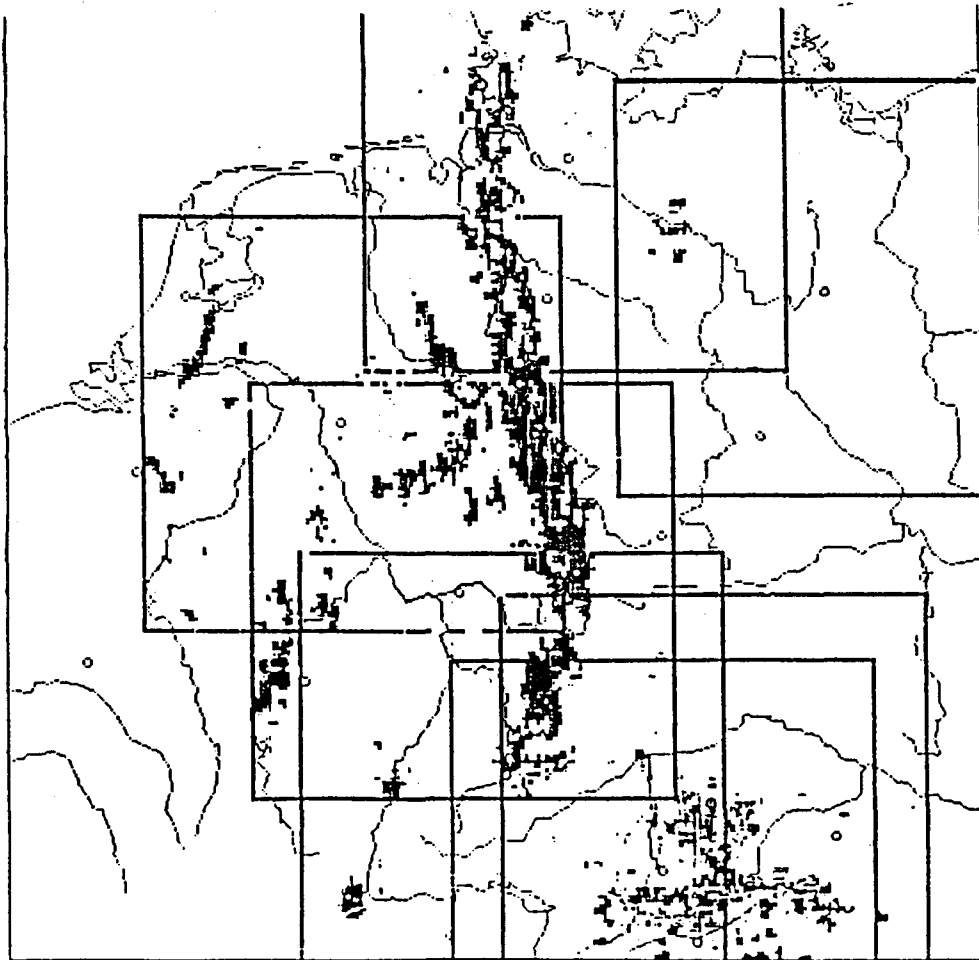
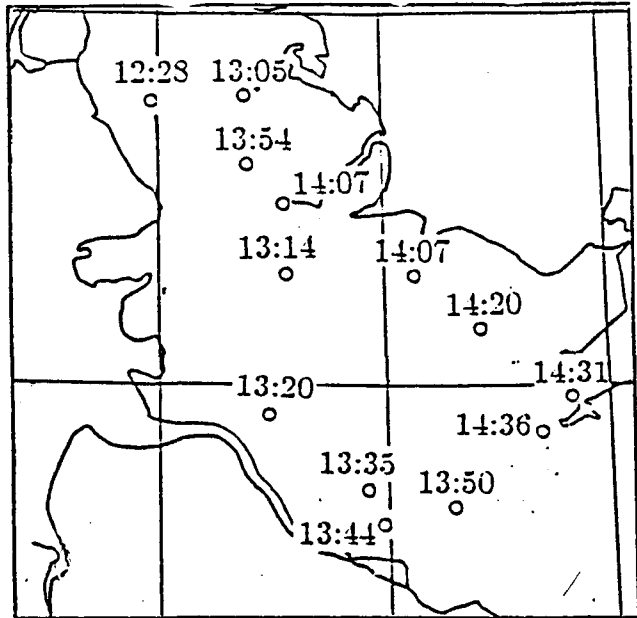
Im Süden verursacht ein schweres Gewitter an der Wasserkuppe einen Temperatursturz um 13 Grad und führt zur Bildung eines ausgedehnten Kaltluftpools (Abbildung 5.26). Dieser wird am Ende des Kapitels 5.4 weiter betrachtet.

Das Radarbild von 13:52 UTC zeigt eine bandförmige Niederschlagszone von ungefähr 600 km Länge, die sich von der Nordsee nach Süden erstreckt. Der nördliche Teil stimmt mit dem Verlauf von (4) gut überein.

Abbildung 5.20 zeigt für mehrere Stationen die Zeitpunkte, an denen die maximalen Windgeschwindigkeiten gemessen wurden. Diese Zeiten können als Anhaltspunkte für den Durchgang der Konvergenzlinie an den jeweiligen Stationen betrachtet werden. Im Vergleich mit dem Radarbild sieht man, dass die maximalen Windgeschwindigkeiten dem Niederschlag um einige Zeit vorausgehen.

Abbildung 5.19: Radarbild von 13:52

Abbildung 5.20: Zeitpunkte (UTC) der maximalen Windgeschwindigkeiten (Quelle: Wetteramt Schleswig)



DL. Wetterdienst

Radarbild: PC
 Komposit
 Deutschland
 Tag: 21.07.92
 Zeit: 13:52 UTC

Bytes 8099 MS 22
 Clutter (schwarz)
 920 km * 920 km

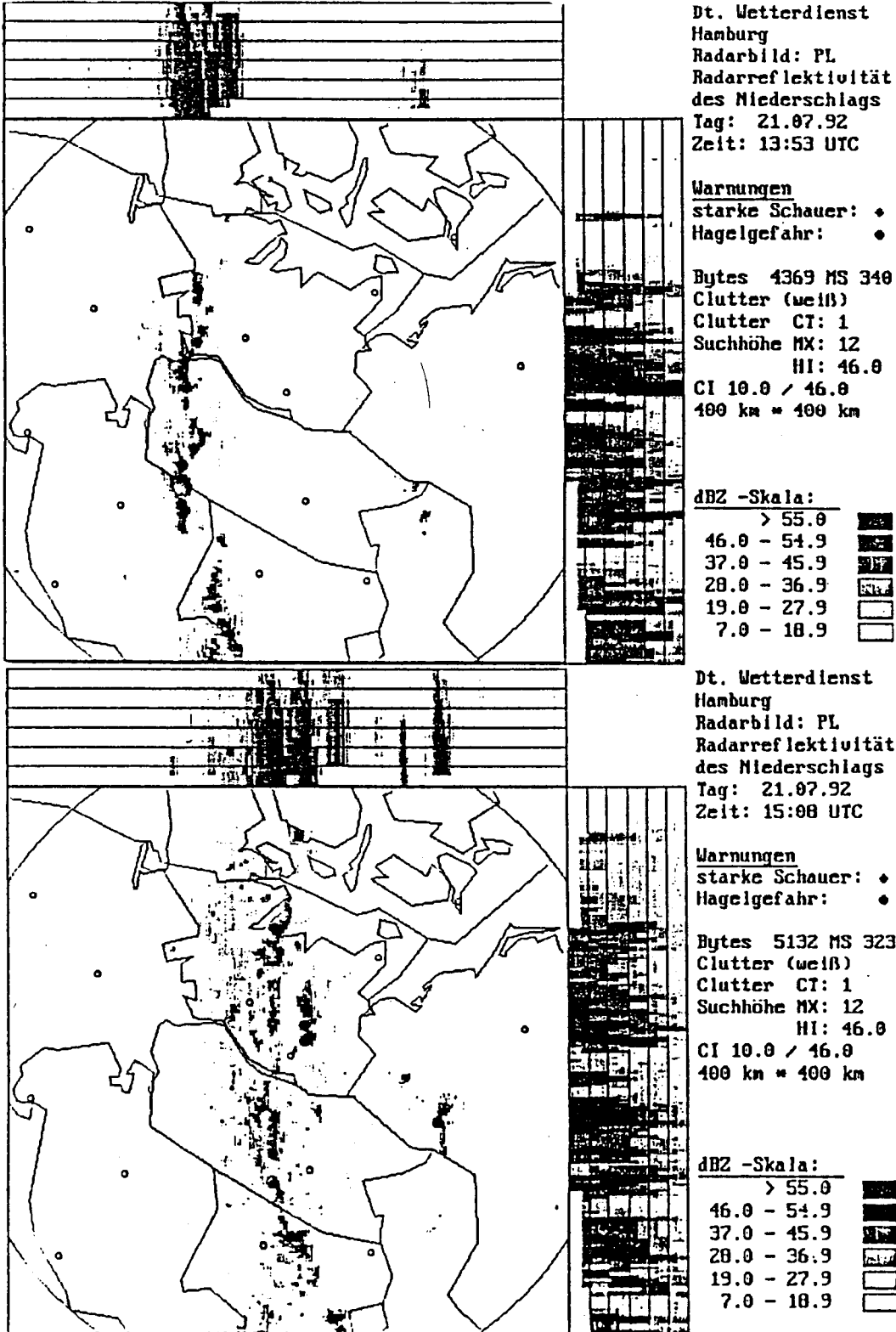
dBZ -Skala:

> 55.0	
46.0 - 54.9	
37.0 - 45.9	
28.0 - 36.9	
19.0 - 27.9	
7.0 - 18.9	

Um 15 UTC beträgt der Temperaturgradient an Linie bis zu 12 Grad auf 35 km. Die Isothermen sind weitgehend parallel zur Linie angeordnet. Im südlichen Teil ist allerdings auch rückseitig der Linie ein Gebiet zu finden, wo die Temperaturen bis zu 30 Grad erreichen und es vermutlich nicht zu Niederschlägen gekommen ist.

Auch die Radarbilder in Abbildung 5.22 deuten darauf hin, dass es nicht auf der ganzen Länge der Linie zu Niederschlägen gekommen ist. Auf dem Radarbildern von 13:53 UTC und 15:08 UTC erkennt man deutlich einzelne Liniensegmente, zwischen denen relativ niedrige Reflektivitäten liegen.

Abbildung 5.22: Radarbilder von 13:53 UTC (oben) und 15:08 UTC (unten)(bereitgestellt vom Wetteramt Schleswig)



Zwischen 15 UTC und 18 UTC bewegt sich die Konvergenzlinie (4) etwa 130 km weiter nach Osten. An (4) ist auf der ganzen Länge ein Windsprung von 90 Grad zu verzeichnen. Die Windgeschwindigkeiten liegen vor der Linie bei 5 Knoten, dahinter erreichen sie an einer Station 30 Knoten, ansonsten 10 bis 20 Knoten.

Der Temperaturgradient beträgt maximal 8 Grad auf 25 km.

Direkt vor der Konvergenzlinie ist es nun zu 7/8 bewölkt, teilweise wird Wetterleuchten gemeldet, in weiterer Entfernung ist es wolkenfrei. Der Druckfall beträgt um 1 hPa/3h. Hinter der Linie werden Gewitter gemeldet, teils schwere Gewitter oder Gewitter mit Staub- oder Sandsturm.

Der Druckanstieg beträgt hier teilweise fast 5 hPa/3h. Im Radar/IR - Bild von 18 UTC (Abbildung 5.25 oben) zeigt sich die Gewitterlinie als kommaförmiges Niederschlagsgebiet mit einem weit über die höchsten Reflektivitäten hinausreichendem Wolkenschirm. Das Niederschlagsgebiet kann aufgrund seiner Größe von mehreren hundert Kilometern als Mesoskaliges konvektives System (MCS) bezeichnet werden. Man kann das System als Squall-Line klassifizieren, da es ansatzweise die charakteristischen Bodendruckverhältnisse einer Squall-Line aufweist.

Abbildung 5.23: wie 5.15, für 18 UTC

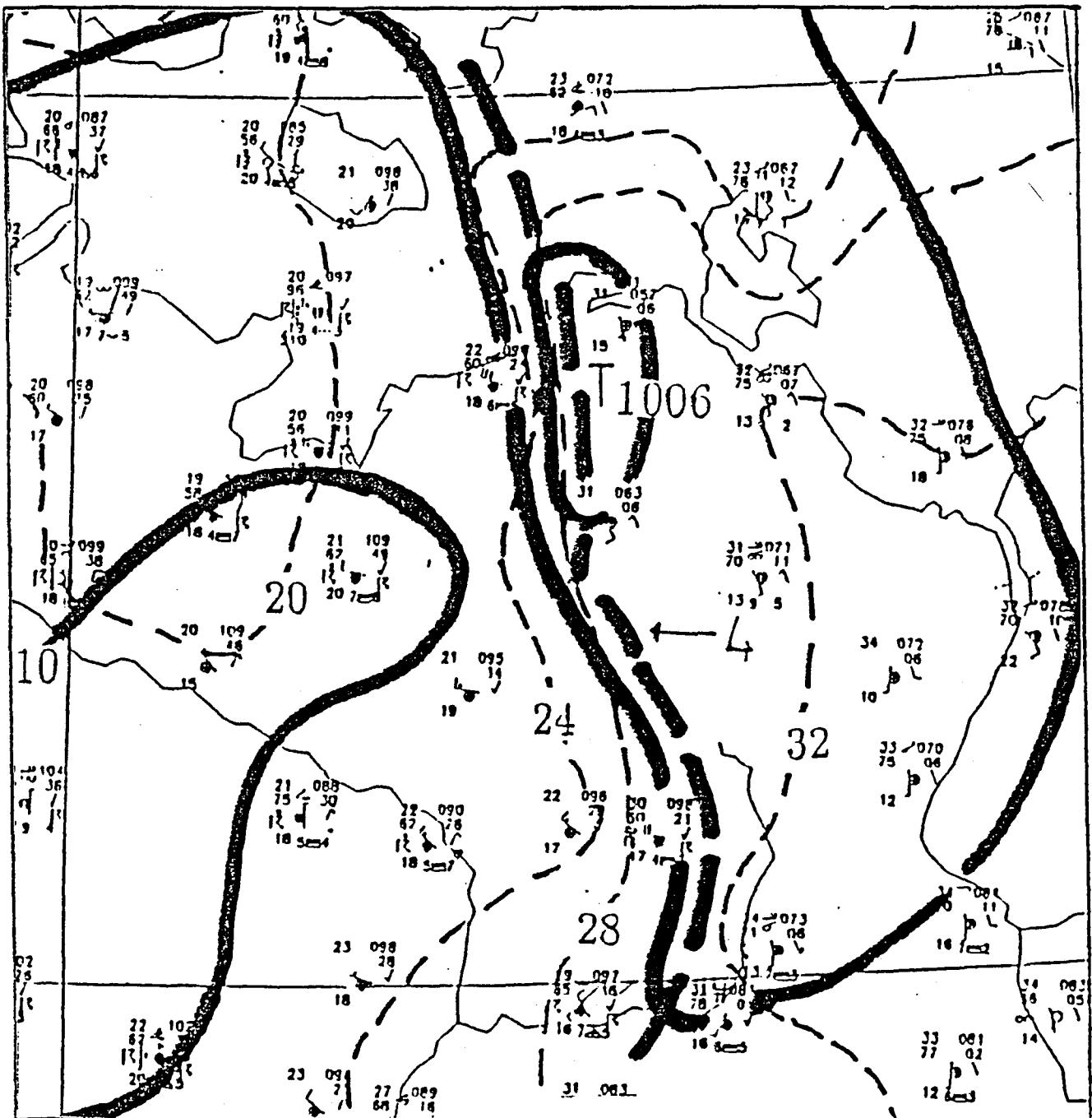
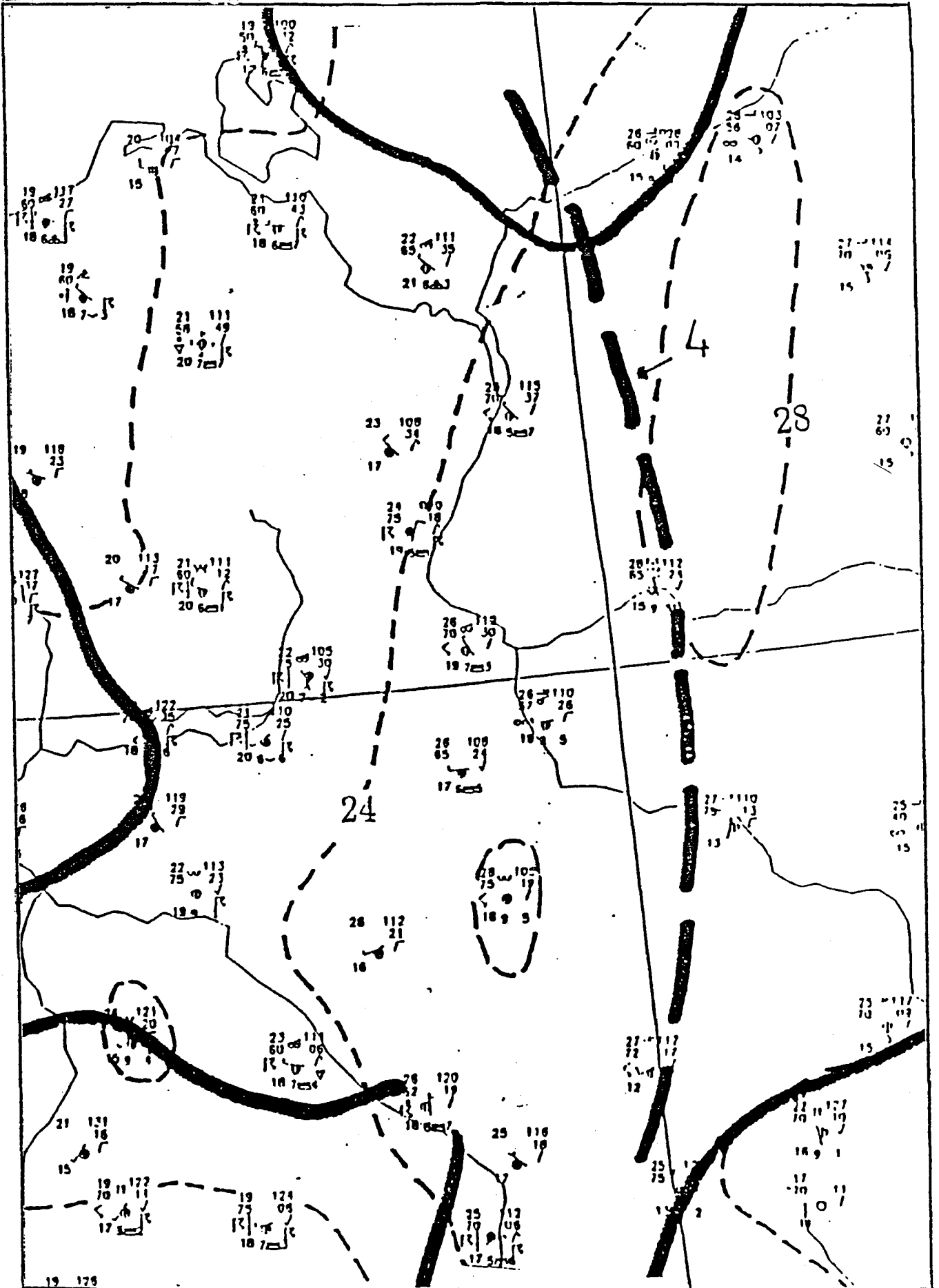


Abbildung 5.24: wie 5.15, für 21 UTC



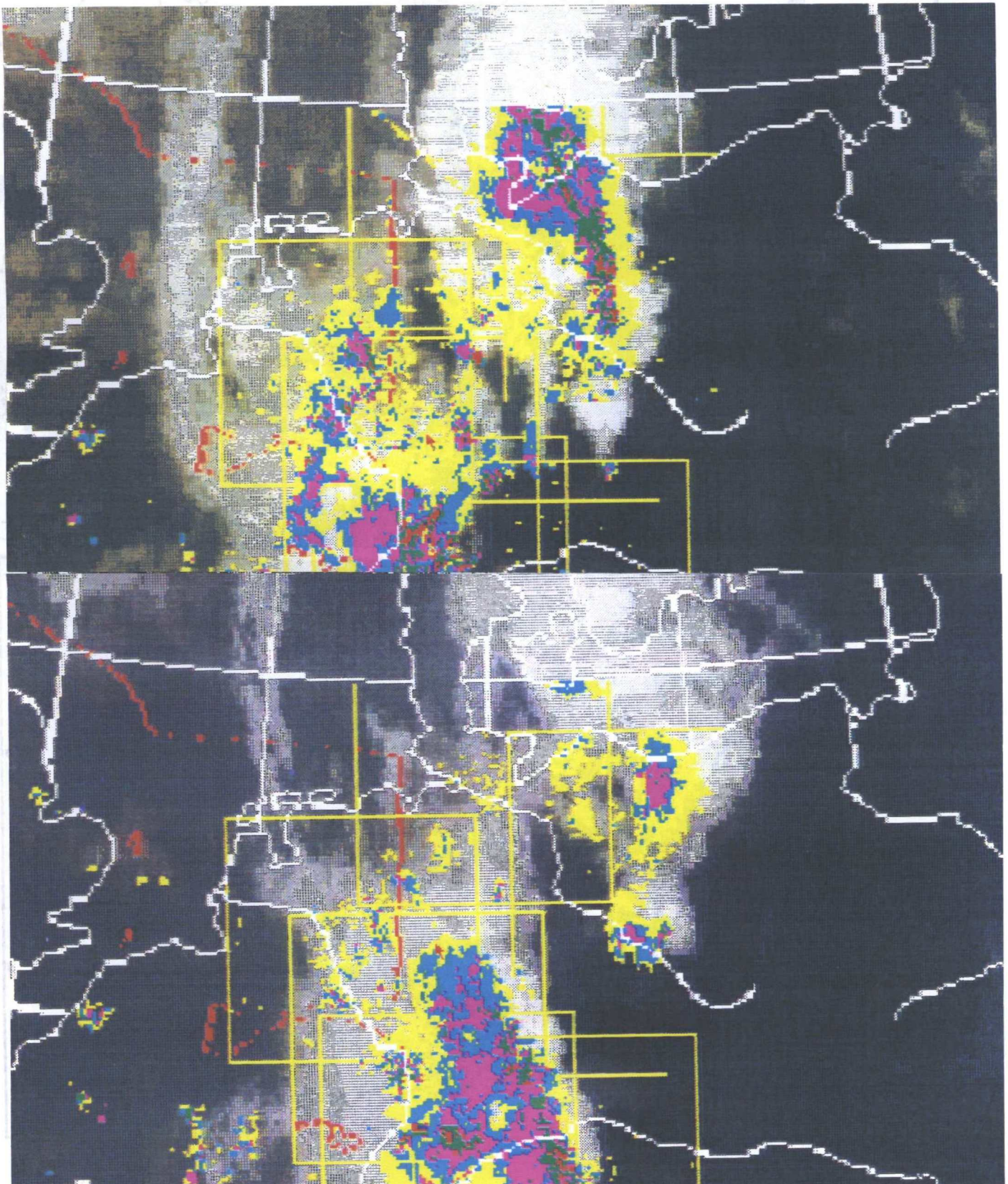
Bis 21 UTC verlagert sich (4) etwa 150 km weiter nach Osten. Damit verbunden ist eine Verlagerung und ein langsames Auffüllen des Troges. Die Windgeschwindigkeiten betragen beiderseits der Linie überwiegend 5, manchmal auch 10 Knoten.

Im Temperaturfeld ist die Linie nicht mehr erkennbar. Die Drucktendenz zeigt beiderseits der Linie einen

Druckanstieg, vor der Linie um 1 hPa/3h, dahinter bis über 4 hPa/3h.

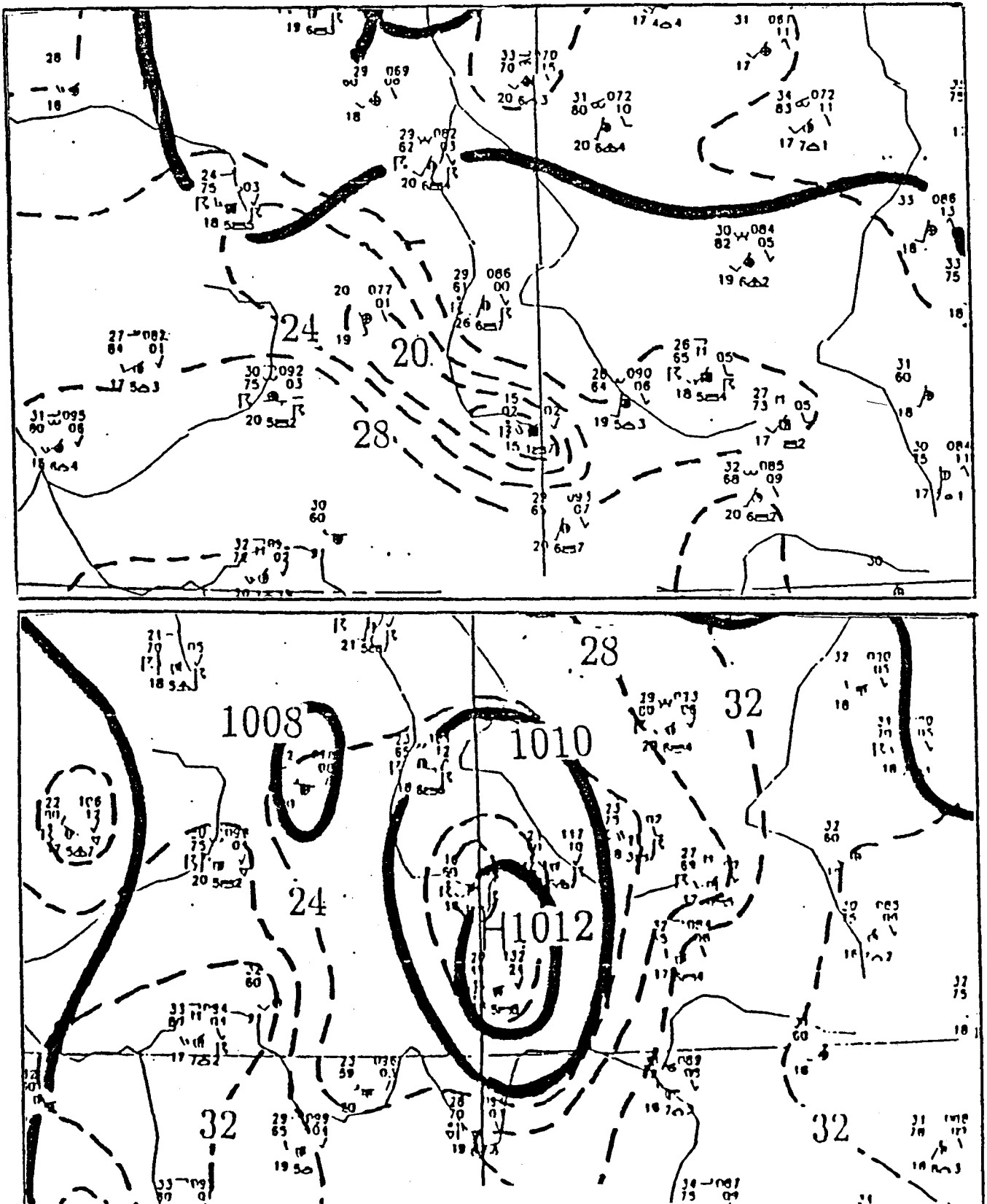
Vor der Linie ist es überwiegend zu 1/8, an der Küste zu 7/8 bewölkt. Hinter der Linie ist es zu mindestens 7/8 bewölkt. Dort wird an mehreren Stationen Wetterleuchten gemeldet, weiter hinter der Linie auch Gewitter.

Abbildung 5.25: Radar/IR - Bilder von 18 UTC (oben) und 21 UTC (unten)



Entsprechend zeigt das Radar/IR – Bild von 21 UTC im Vergleich mit 18 UTC einen deutlich kleineren Bereich mit hohen Reflektivitäten. 3 Stunden später sind mit (4) keine Wettererscheinungen mehr verbunden. Im folgenden soll der weitere Verlauf des vorher angesprochenen Kaltluftpools betrachtet werden.

Abbildung 5.26: Bodenkarte vom 21.07.92, 14 UTC (oben) und 15 UTC (unten). Isobaren durchgezogen (hPa), Isothermen gestrichelt (Grad)



Vor der Linie ist es überwiegend zu 1/8 oder 2/8 bewölkt.

Es herrscht hier nur leichter Druckfall bzw. -Anstieg. Hinter der Linie beträgt der Druckanstieg zwischen 1 und 2 hPa/3h.

Um 21 UTC ist der Hochdruckrücken mit der Kaltluft noch gut zu sehen, im Windfeld ist aber keine Konvergenz mehr erkennbar.

Zusammenfassung:

Konvergenzlinie (4) konnte vom 21.07.92, 9 UTC an über einen Zeitraum von 12 Stunden beobachtet werden. Zwischen 12 UTC und 15 UTC nahm sie stark an Aktivität zu, wobei durch die Gewitter örtlich Temperaturstürze von über 10 Grad verursacht wurden. (4) konnte als Squall-Line klassifiziert werden. Im südlichen Teil von (4), später als (4a) bezeichnet, bildete sich ein Kaltluftpool, der im Druckfeld als gut ausgeprägtes Mesohoch zu erkennen war.

Abbildung 5.29: Verlagerung der Konvergenzlinie (4) von 09 UTC bis 21 UTC

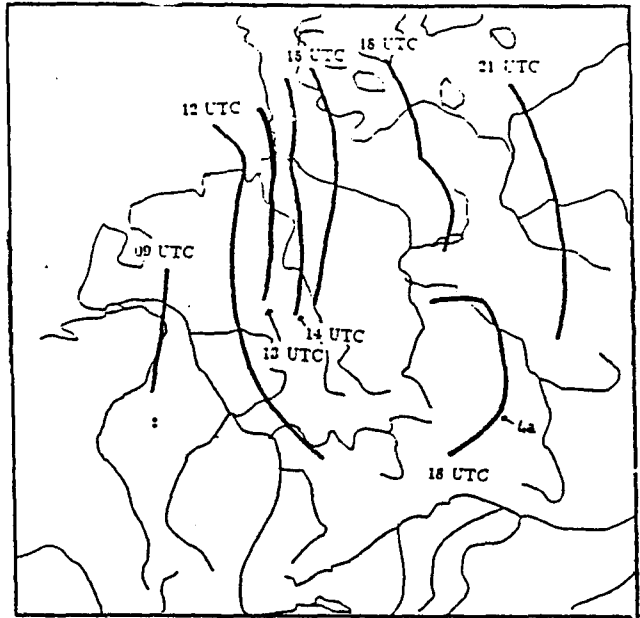
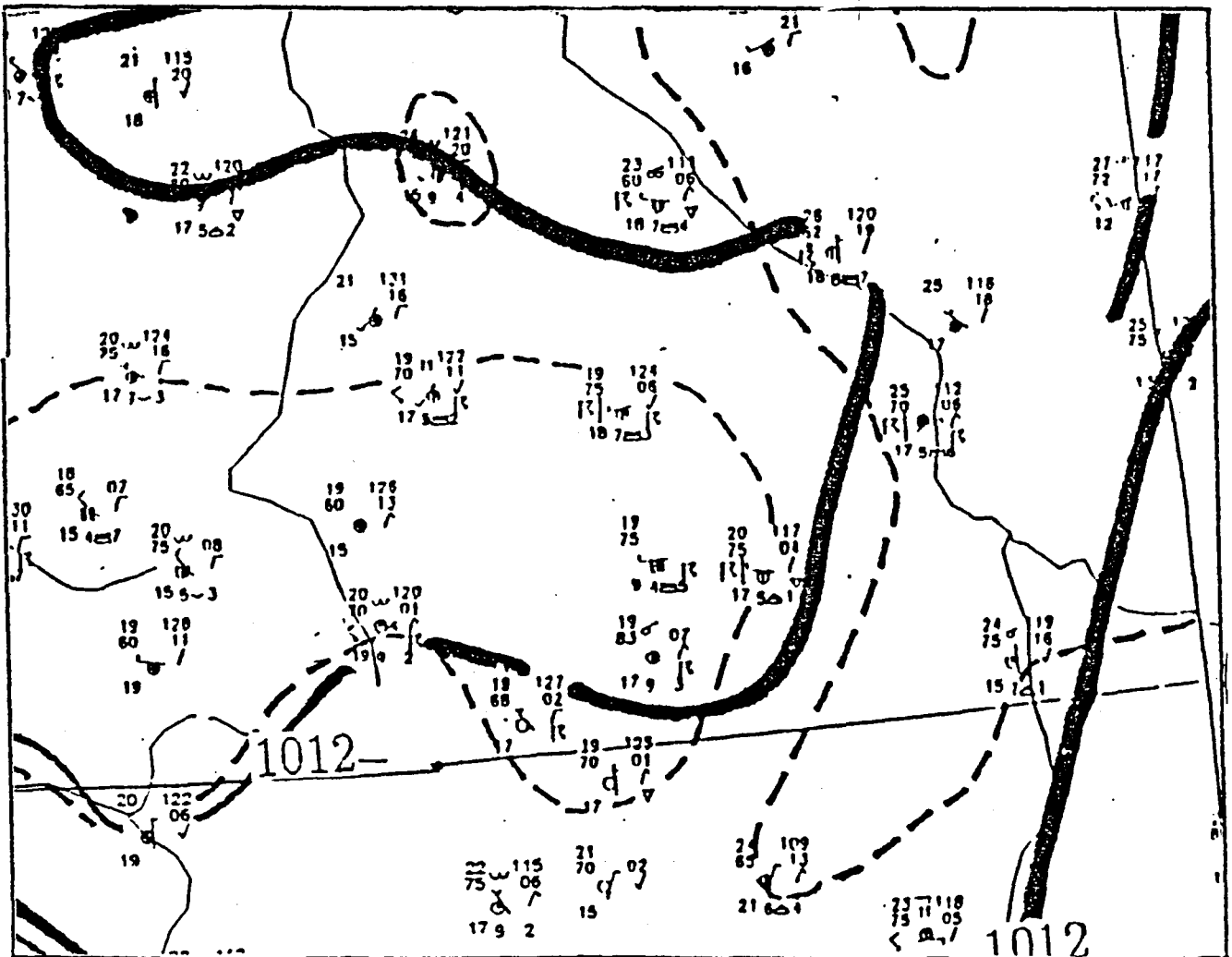


Abbildung 5.28: Bodenkarte vom 21.07.92, 21 UTC. Isobaren durchgezogen (hPa), Isothermen gestrichelt (Grad)



5.5 Konvergenzlinie (5) (Abb.5.30 – 5.40)

Konvergenzlinie (5) ist um 15 UTC am vorderen Rand eines ausgeprägten Gewitter- oder Mesohochs zu sehen. Sie kann zu diesem Zeitpunkt als Gust Front klassifiziert werden, nachdem sie allerdings 3 Stunden zuvor vermutlich durch differentielle Sonneneinstrahlung im oberen Rhonetal entstanden war (nicht in den Abbildungen gezeigt). Hinter der Konvergenzlinie ist Gewittertätigkeit zu verzeichnen.

Die Windgeschwindigkeiten betragen hinter der Linie bis zu 25 Knoten, davor um 5 Knoten. Die durch die Konvergenz hervorgerufene Vertikalbewegung wird durch die gegen die Berge des Schweizer Jura gerichtete Strömung noch verstärkt.

Bis 18 UTC verlagert sich die Konvergenzlinie mit einer Geschwindigkeit von etwa 50 km/h weiter nach Osten über die Schweiz und den Südschwarzwald hinweg. Mehrere Stationen hinter der Linie melden 20 bzw. 25 Knoten, während sich die Windgeschwindigkeiten vor der Linie um 5 Knoten bewegen.

Mittlerweile hat sich der Kerndruck im Hoch um etwa 3 hPa auf 1020 hPa erhöht.

Abbildung 5.31: Radar/IR – Bild von 18 UTC

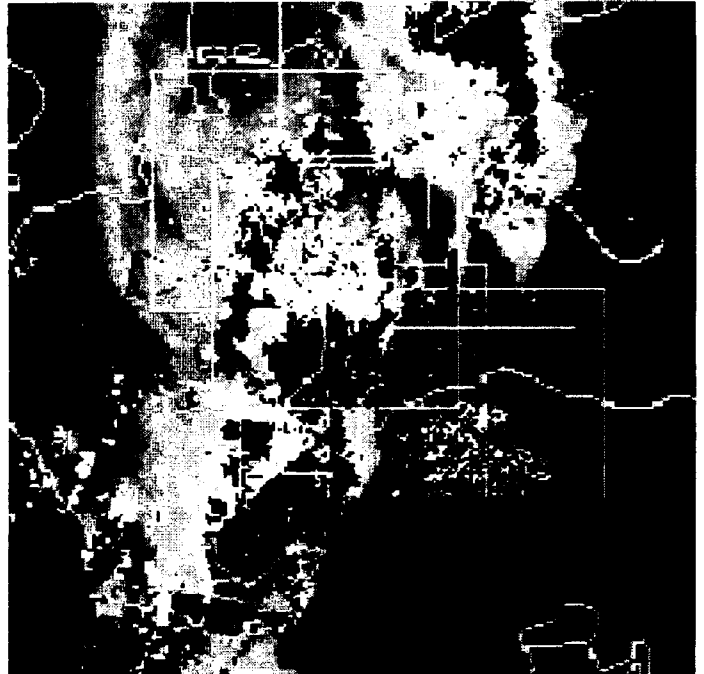
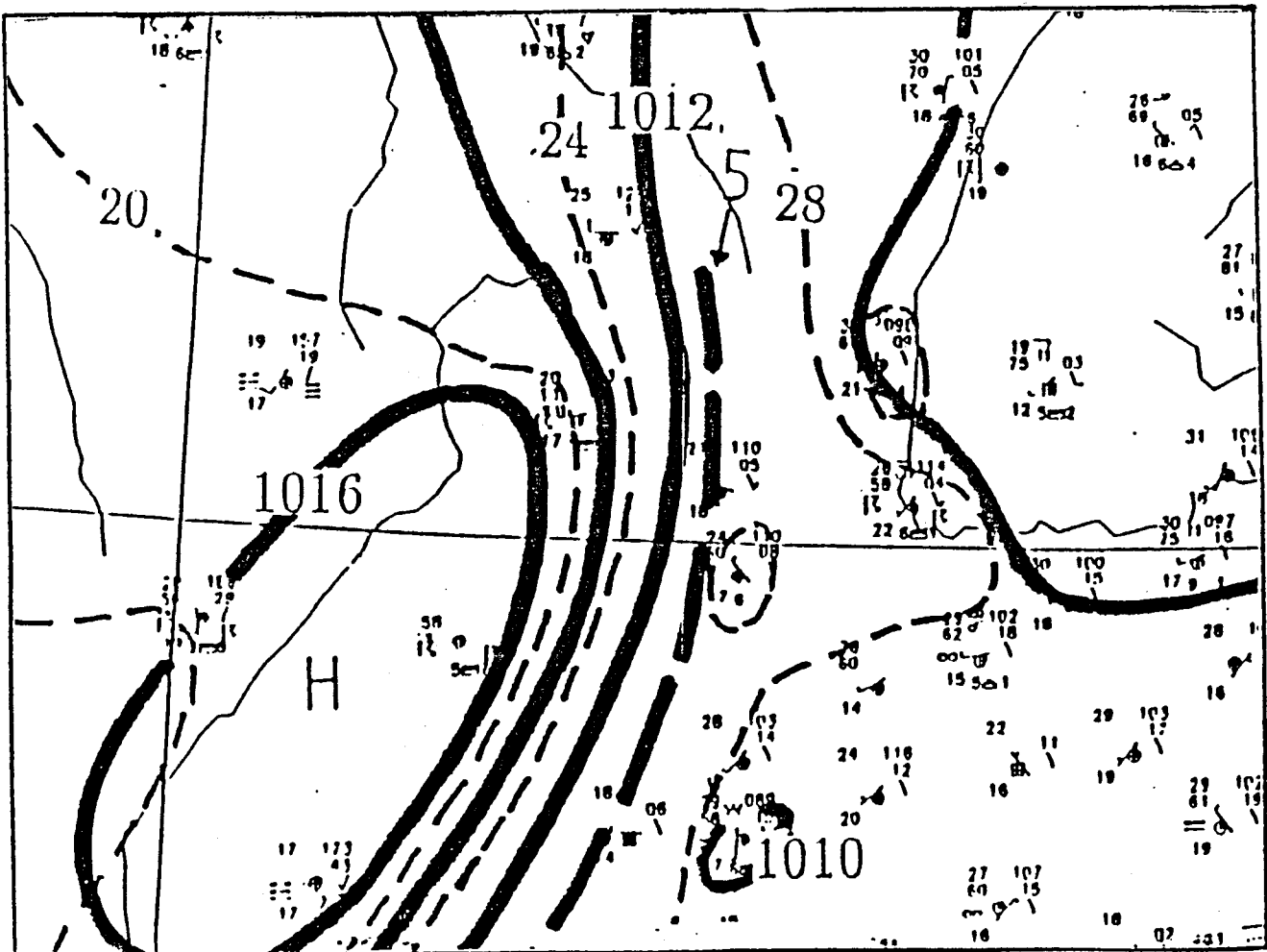


Abbildung 5.30: Konvergenzlinie (5) am 21.07.92, 15 UTC. Isobaren durchgezogen (hPa), Isothermen gestrichelt (Grad)



Der starke Druckgradient insbesondere im südlichen Teil der Linie ist teilweise vermutlich auf Stauwirkung an den Alpen zurückzuführen. Der Druckgradient drückt sich auch in der Drucktendenz aus, die Druckanstieg bis 6.8 hPa/3h zeigt. Es ist zu sehen, dass an einigen Bergstationen ein deutlich geringerer Druckanstieg gemessenen wird als in den Tälern. Dies ist eine Folge davon, dass sich kältere (schwerere) Luft am Boden ausbreitet. Über dem Schwarzwald ist deutlich das Divergieren der durch die Gewitter produzierten Kaltluft zu sehen.

Der maximale Temperatursprung an der Konvergenzlinie beträgt im westlichen Bodenseegebiet 7 Grad auf 40 km.

Hinter der Konvergenzlinie herrscht heftige Gewittertätigkeit teils mit Hagel oder schweren Gewittern. Rückseitig der Gewitterzone wird Regen oder Niederschlag in der vergangenen Stunde gemeldet.

Vor der Konvergenzlinie ist es überwiegend zu 1/8 bewölkt.

Die Lage der Gewitterzone ist auch im Radar/IR - Bild von 18 UTC zu sehen.

Abbildung 5.32: wie 5.30, für 18 UTC

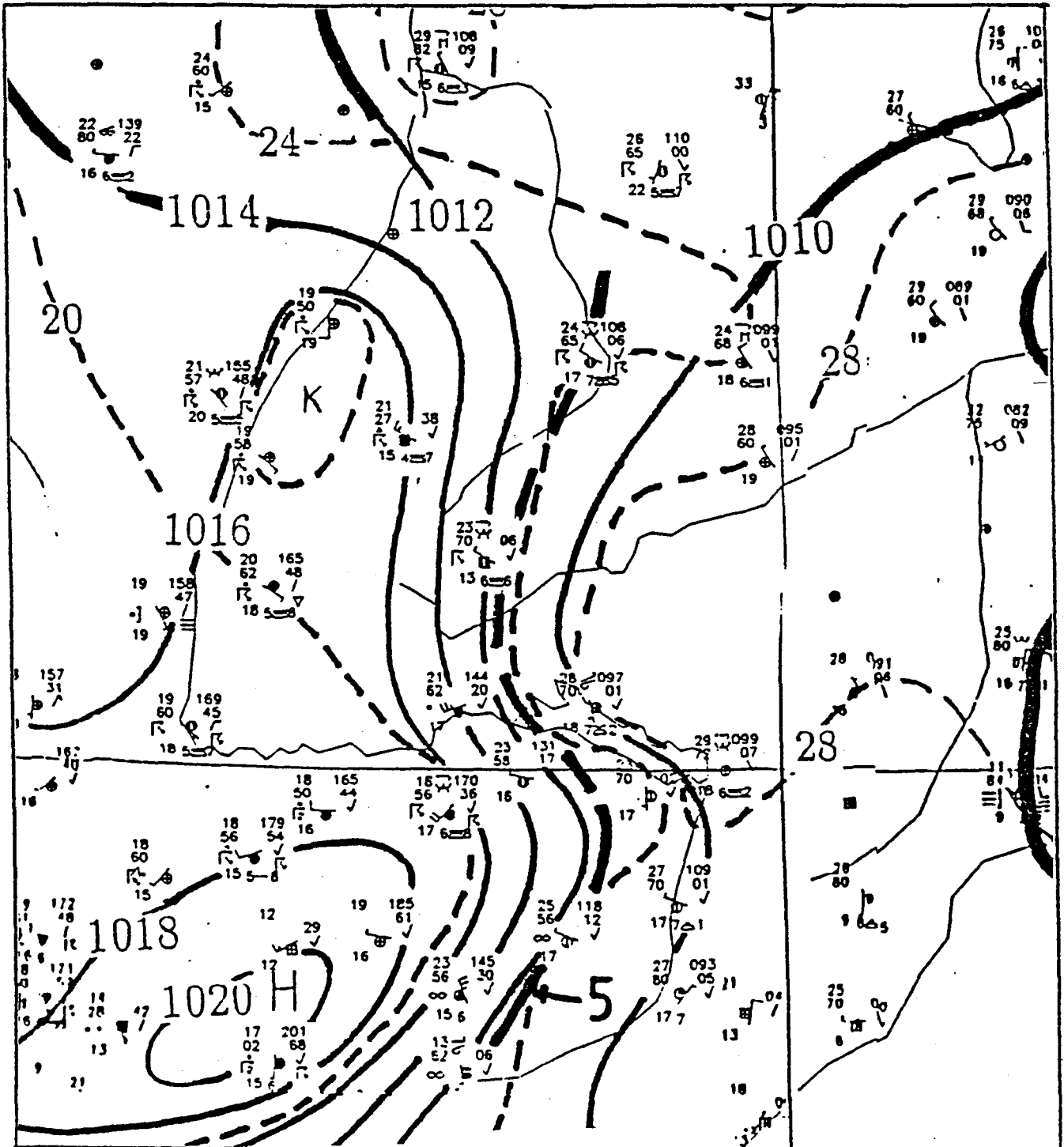


Abbildung 5.33: wie 5.30, für 21 UTC

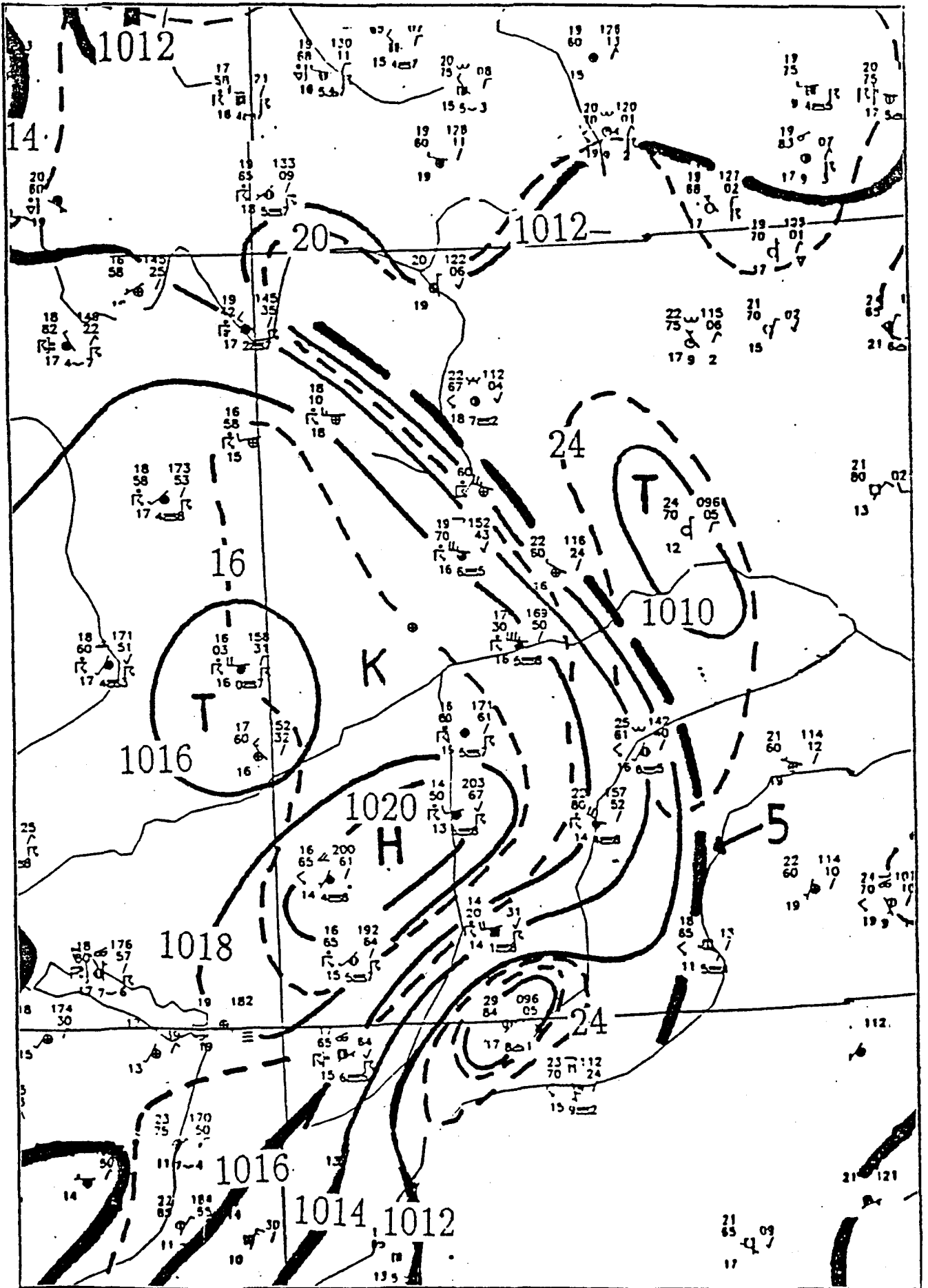
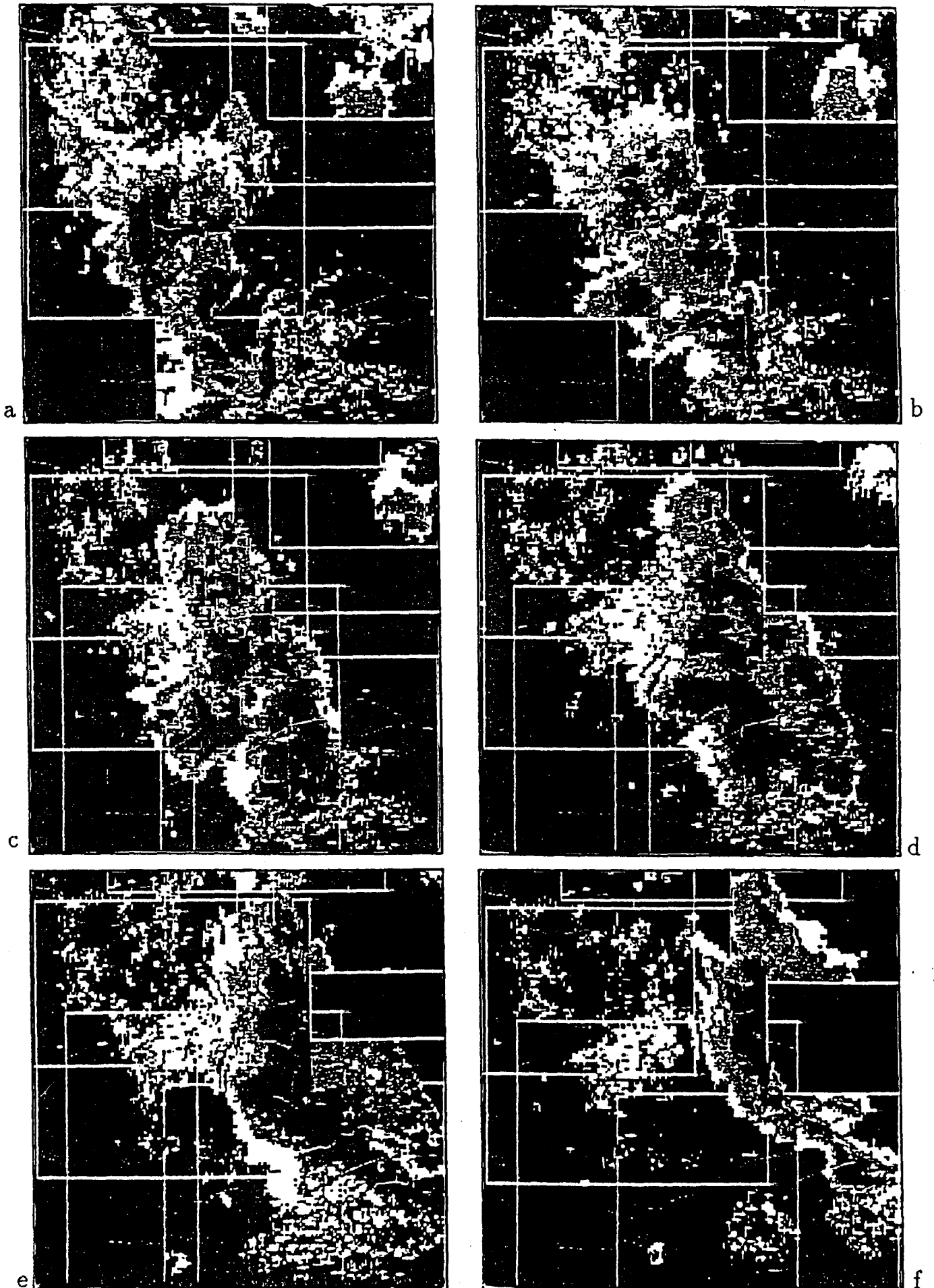


Abbildung 5.34: Radarbilder von 19(a), 20(b), 21(c), 22(d), 23(e), 00(f) UTC



Man erkennt, dass sich die Gewitterzone auf der Alpen-nordseite über die ganze Schweiz erstreckt. Ein Cirrenschirm ist nordöstlich des Bodensees zu sehen. Auch über Südwestdeutschland erkennt man eine Gewitterzone, welche aber zumindest im nördlichen Teil nicht durch Konvergenzlinie (5) verursacht wurde.

Bis 21 UTC verlagert sich die Konvergenzlinie weiter mit ungefähr 70 km/h nach Nordosten. Im nördlichen Teil ist die Verlagerungsgeschwindigkeit mit 60 km/h jedoch etwas geringer, was zu einer erhöhten Krümmung der Linie führt. Hinter der Linie werden nun bis zu 35 Knoten gemessen, vor der Linie 5 Knoten. Die Gewitterzone kann nun aufgrund ihrer 6-stündigen Existenz und ihrer Ausdehnung von mehr als 250 km nach Maddox [13] als Mesoskaliges Konvektives System (MCS) bezeichnet werden.

Abbildung 5.35: IR – Bild von 00 UTC

Das Bodendruckfeld zeigt deutlich ein vorgelagerte Mesotiefs und ein gut ausgebildetes Mesohoch. Ein rückseitiges Tief ist nordwestlich des Mesohochs zu sehen. Auffallend sind der tiefe Druck und die hohe Temperatur in Garmisch, da dort die stärksten Böen schon um 20:11 UTC registriert wurden. Es ist anzunehmen, dass durch die Orographie die Kaltluft am vordringen gehindert wurde.

Der maximale Druckanstieg beträgt 6.7 hPa. Vor der Linie ist leichter Druckanstieg zu verzeichnen.

Mit dem Durchgang der Linie sank an einer Station die Temperatur in 3 Stunden um 16 Grad. Dies war aber auch auf die tageszeitliche Abkühlung zurückzuführen, die in der wolkenfreien Luft vor der Konvergenzlinie bis zu 7 Grad zwischen 18 UTC und 21 UTC betrug.

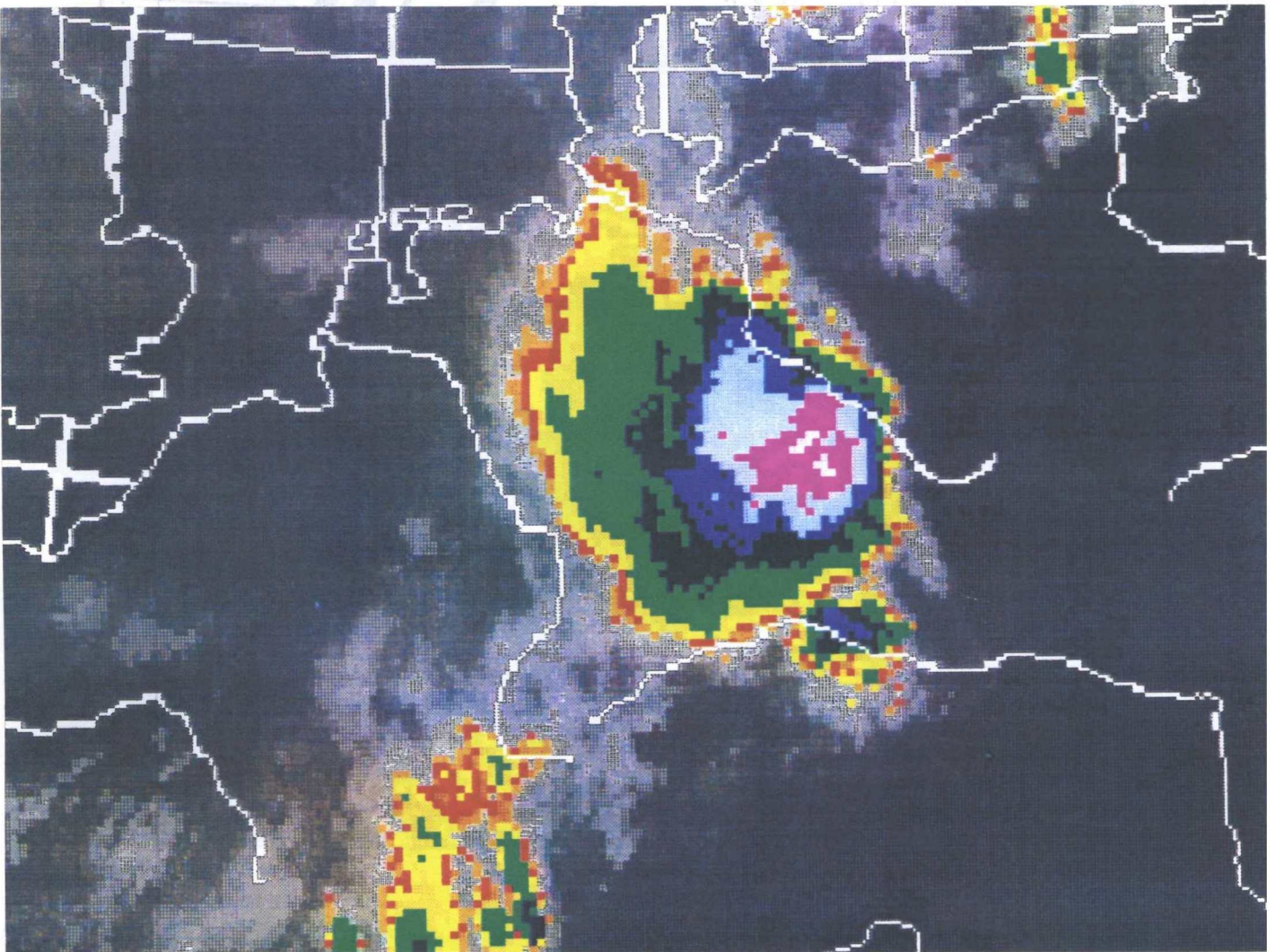
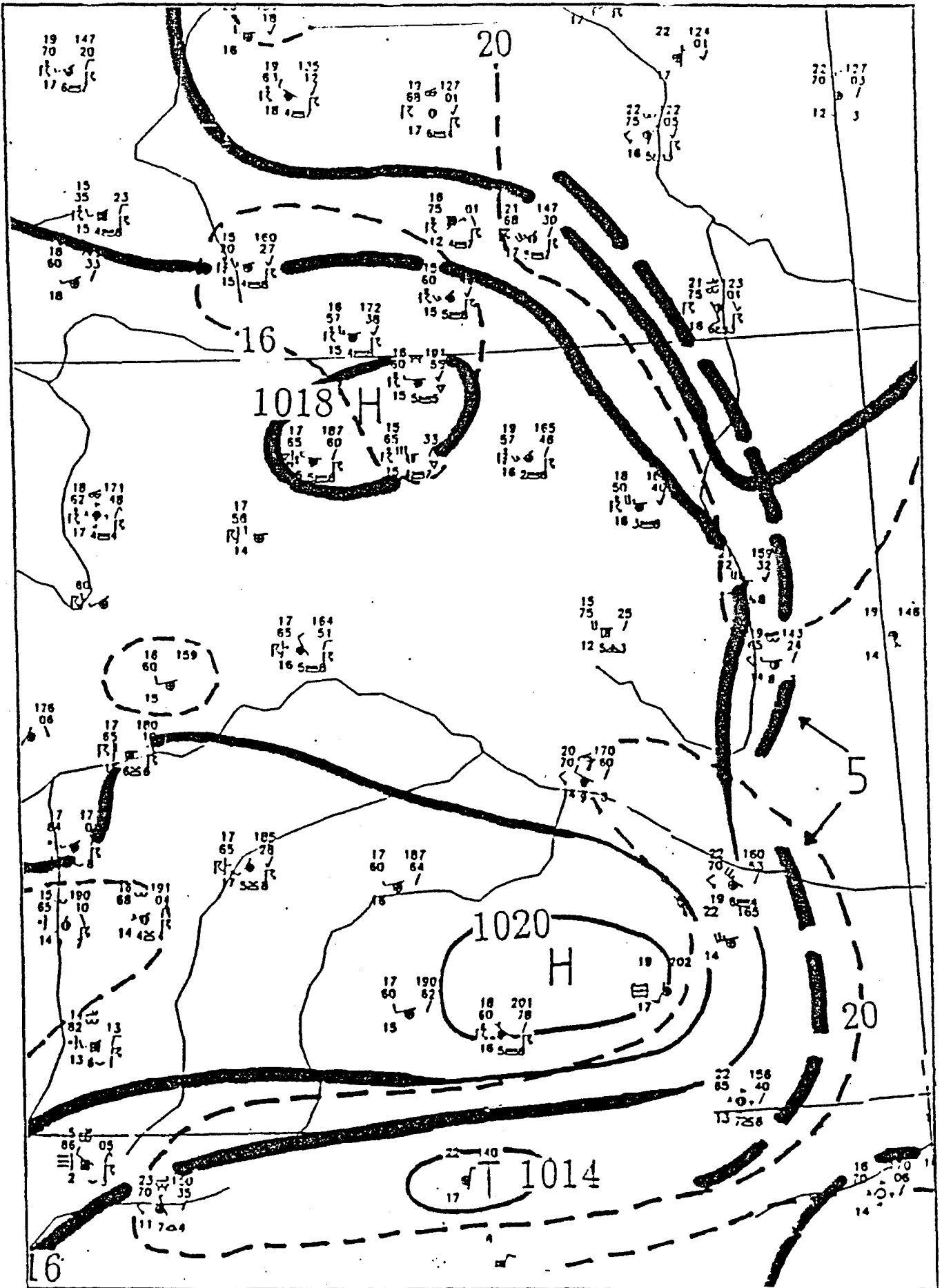


Abbildung 5.36: wie 5.30, für 00 UTC, 22.07.92



Die Serie der Radarbilder von 19 UTC bis 00 UTC zeigt, dass sich das Mesoskalige Konvektive System bis 21 UTC an die weiter nördlich liegende und sich nur langsam fortbewegende Gewitterzone anlagert. Das so entstandene neue MCS nimmt bis 00 UTC eine eher runde Form an und kann nach Maddox [13] als Mesoskaliger Konvektiver Komplex (MCC) bezeichnet werden. Die fast kreisrunde Form des MCC ist im IR - Bild von 00 UTC zu sehen. Bis 00 UTC hat sich der südliche Teil der Konvergenzlinie mit wiederum etwa 70 km/h weiter nach Osten verlagert, während nördliche Teil eher nach Nordosten gewandert ist.

Vergleicht man mit dem IR - Bild von 00 UTC, so ist der nördliche Teil der Konvergenzlinie am Ostrand des MCC zu finden. Der südliche Teil der Konvergenzlinie dagegen liegt am Ostrand einer dem MCC nach Südosten vorgelagerten kleinen Gewitterzone.

Auch im Druckfeld ist die Teilung der Linie gut zu sehen. Im nördlichen und im südlichen Teil ist jeweils ein Mesohoch erkennbar, während in der Mitte der Linie die Druckgegensätze nicht allzu stark ausgeprägt sind.

Abbildung 5.37: IR - Bild von 02:17 UTC, 22.07.92

Das nördliche Mesohoch liegt dabei im Gebiet mit den kältesten Wolkentops.

Die Werte der Drucktendenz sind weiterhin sehr hoch. So werden im südlichen Mesohoch 7.8 hPa/3h und im nördlichen Mesohoch 6.9 hPa/3h gemessen.

Die Temperaturgegensätze haben sich mittlerweile etwas abgeschwächt. Im Norden werden noch maximal 7 Grad Differenz über die Konvergenzlinie hinweg gemessen.

Im IR - Bild von 02:17 UTC sieht man, dass sich der MCC nach Nordosten verlagert hat. Der Bereich der niedrigsten IR-Temperaturen ist jedoch relativ stationär geblieben. Der nördliche Teil der Konvergenzlinie, der nun als (5a) bezeichnet wird, hat sich unter Auslösung von neuen Gewittern nach Nordosten bewegt und liegt nun am nordöstlichen Rand des MCC.

Der südliche Teil der Konvergenzlinie hat sich weiter nach Osten verlagert. Die Druckgegensätze sind dort sehr schwach. Auf beiden Seiten der Linie ist es zu 1/8 bewölkt. Wettererscheinungen werden nicht gemeldet.

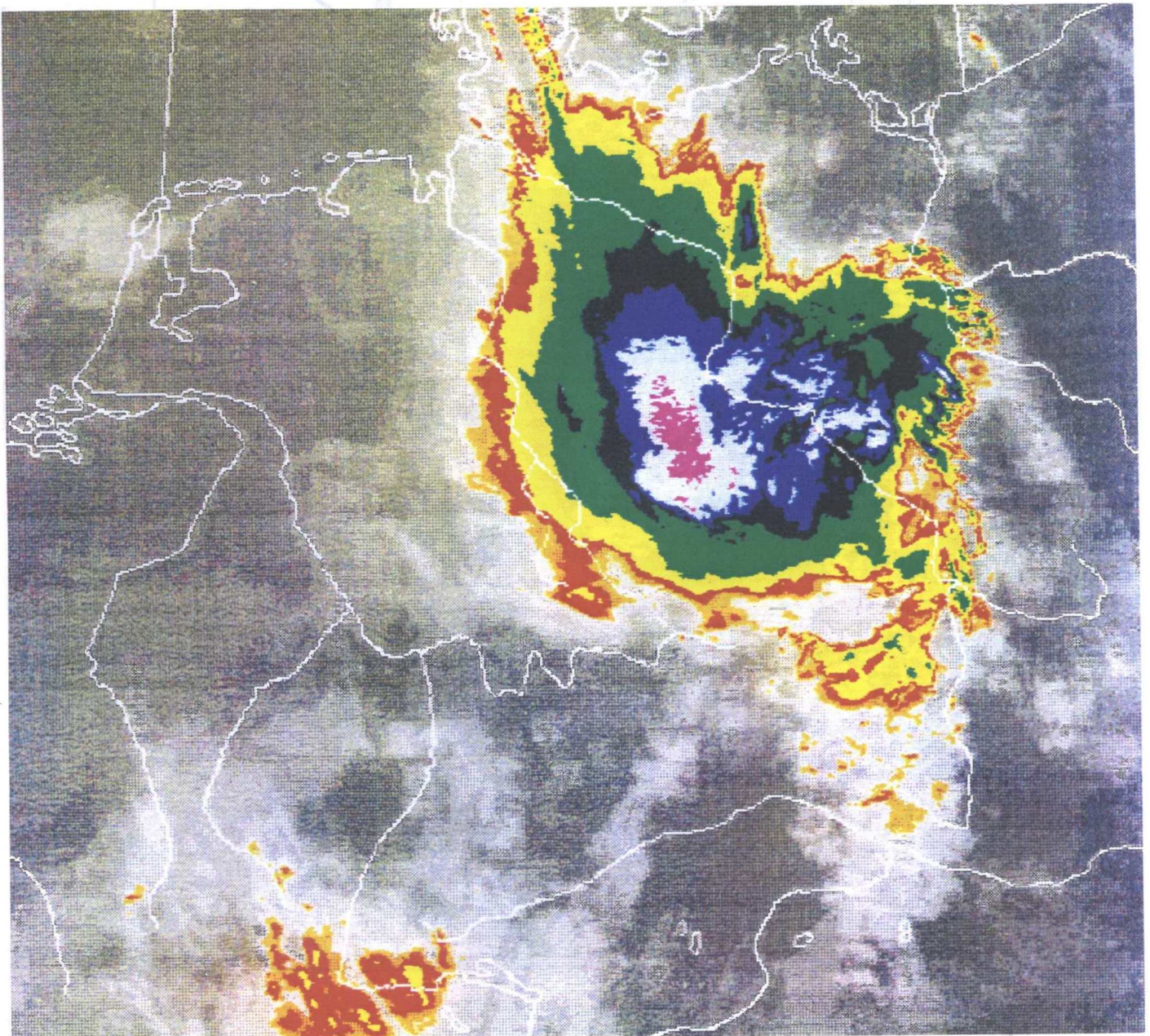


Abbildung 5.38: Konvergenzlinie (5a) am 22.07.92, 03 UTC. Isobaren durchgezogen (hPa), Isothermen gestrichelt (Grad)

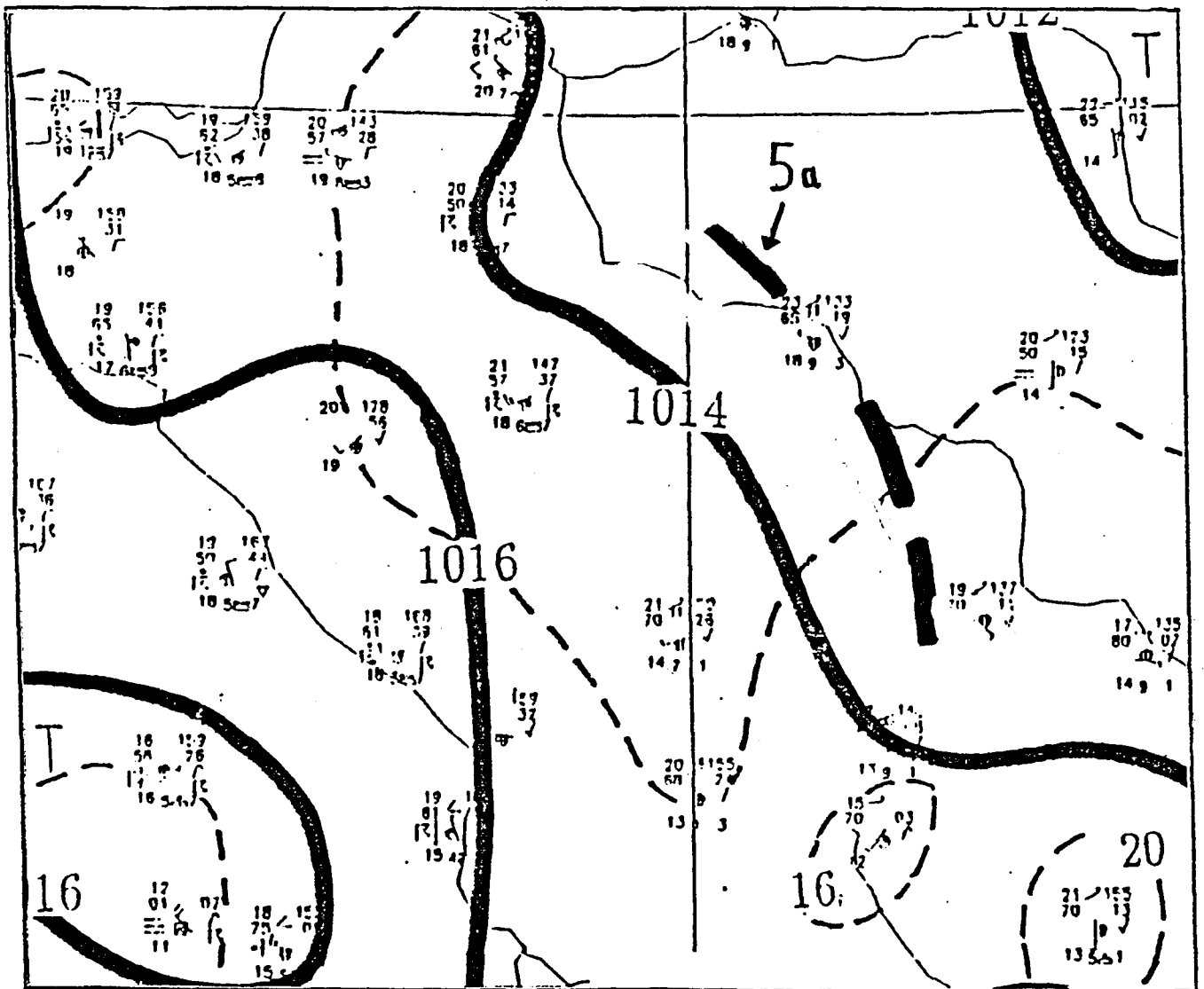
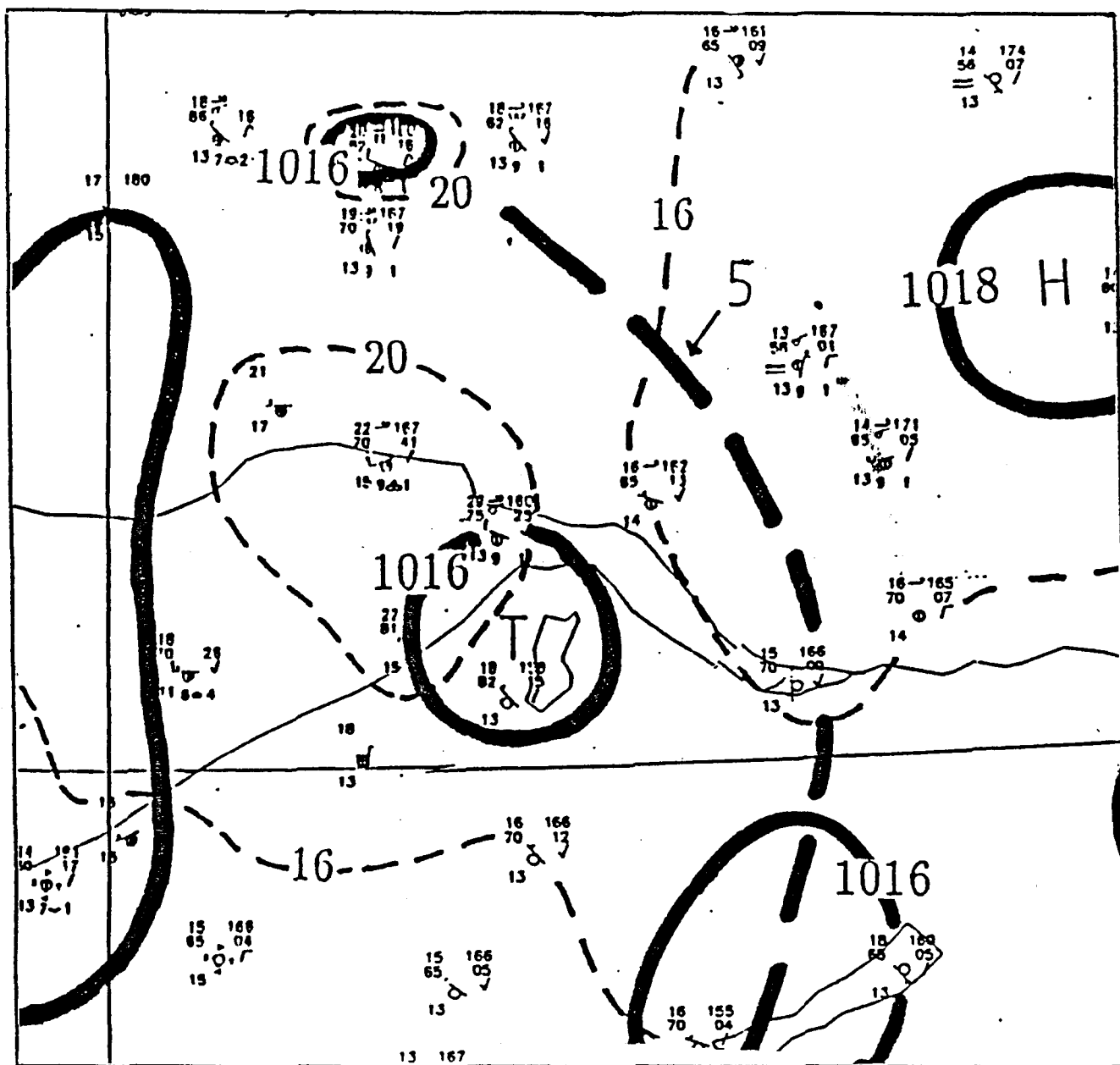


Abbildung 5.39: Konvergenzlinie (5) am 22.07.92, 03 UTC. Isobaren durchgezogen (hPa), Isothermen gestrichelt (Grad)

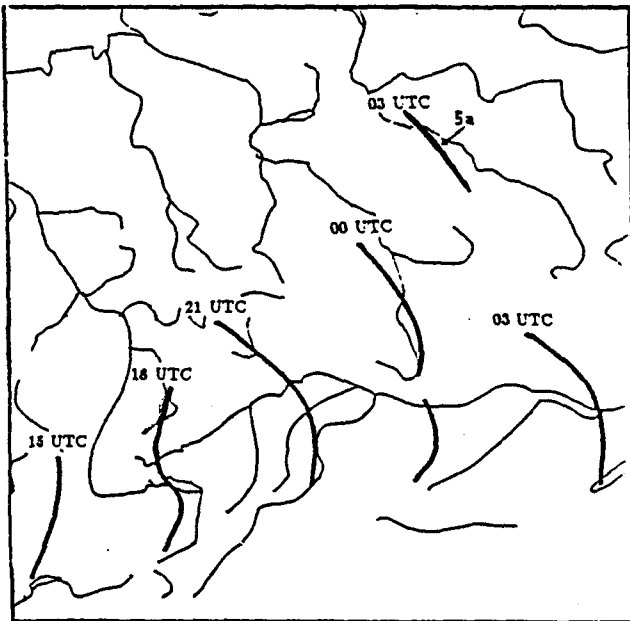


3 Stunden später sind die Linien (5) und (5a) nicht mehr aufzufinden.

Zusammenfassung:

Konvergenzlinie (5) war um 15 UTC am 21.07.92 in der Bodenkarte zu sehen. Sie war durch differentielle Sonneneinstrahlung entstanden und bekam mit der Ausbildung von Gewittern den Charakter einer Gust Front. Sie bewegte sich mit einer Geschwindigkeit von anfangs 50 km/h, später 70 km/h über die Schweiz und Teile Süddeutschlands hinweg. Die der Konvergenzlinie nachfolgende Gewitterzone konnte als Mesoskaliges Konvektives System klassifiziert werden, welches sich am Abend mit einer weiter nördlich gelegenden Gewitterzone zu einem Mesoskaligen Konvektiven Komplex vereinigte. Die Konvergenzlinie teilte sich in 2 Linien (5) und (5a). (5) verlagerte sich weiter nach Osten, (5a) am vorderen Rand des MCC nach Nordosten. Die Verlagerung der Konvergenzlinien (5) bzw. (5a) ist in Abbildung 5.40 gezeigt.

Abbildung 5.40: Verlagerung der Konvergenzlinien (5) und (5a) vom 21.07.92, 15 UTC bis zum 22.07.92, 03 UTC



6 Auswirkungen der Wetterlage

Das vorliegende Kapitel befasst sich mit den Auswirkungen der in Kapitel 5 beschriebenen Konvergenzlinien und stützt sich dabei auf Berichte der Wetterämter des Deutschen Wetterdienstes. Allgemein kann man sagen, dass der Westen und Nordwesten Deutschlands von den Unwettern weitgehend verschont blieben, während Baden-Württemberg, Nordbayern und Thüringen am stärksten betroffen waren. Die folgende, sicher nicht vollständige Aufstellung gibt einen kleinen Überblick über die Art der entstandenen Schäden:

- überflutete Keller und Strassen
- durch Wasser und Schlamm zerstörte Strassen und Häuser
- Erdbeben
- abgedeckte Dächer
- umgeknickte Bäume und Überlandleitungen
- durch Hagel verursachte Totalausfälle der Ernten
- durch Hagel zerstörte Autos
- durch Blitzschlag verursachte Brände
- Verlust von Menschenleben

Abbildung 6.1: Schlagzeilen in der NZ (oben) und im Hofer Anzeiger/Frankenpost (unten) vom 23.07.92 (vom Wetteramt Nürnberg bereitgestellt)

Schwere Unwetter verursachten Schäden in Millionenhöhe

Spur der Verwüstung

In der Bundesrepublik starben acht Menschen — Mittelfranken besonders schwer betroffen — Nürnberg kam glimpflich davon

15 Tote und mehrere hundert Millionen Mark Schaden

Verheerender Orkan



In den engen, steilen Gassen des Städtchens Waischenfeld in der Fränkischen Schweiz rissen die Wasser- und Geröllmassen Autos mit. Der Schaden ist beträchtlich, Personen wurden aber nicht verletzt.

In Baden-Württemberg waren hauptsächlich Hagelschäden zu verzeichnen, die Hagelkörner erreichten dabei Durchmesser von mehr als 4 cm. In Nordbayern und Thüringen gab es infolge starker Niederschläge verbreitet Überschwemmungen. Der höchste tägliche Niederschlagswert wurde mit 144.1 Millimetern in Gera gemessen.

Sturmschäden wurden in fast allen Teilen Deutschlands mit Ausnahme des Westens registriert. Die Windgeschwindigkeiten waren am Bodensee und in Bayern am höchsten. In Regensburg wurden 64 Knoten bzw. Orkanstärke erreicht, am Bodensee sogar 72 Knoten.

Die in Deutschland aufgetretenen Schäden sind auf die Squall-Line in Verbindung mit Konvergenzlinie (4) und (4a) sowie auf den Mesoskaligen Konvektiven Komplex (MCC) in Verbindung mit Konvergenzlinie (5) und (5a) zurückzuführen. Im folgenden wird zuerst die Squall-Line beschrieben, anschliessend dann der MCC.

6.1 Auswirkungen der Squall-Line

Die Squall-Line überquerte Deutschland nördlich der Mainlinie von West nach Ost. Ihre Wetterwirksamkeit begann zwischen 14 und 15 Uhr auf einer Linie Bremen – Frankfurt, nach dem es nach Angaben des Wetteramtes Frankfurt im Grossraum Frankfurt schon gegen 13:30 Uhr die ersten Hagelgewitter gegeben hatte. Die Gewitter waren kurz und äusserst intensiv, so dass trotz nicht allzu hoher Niederschlagsmengen Strassen kurzzeitig überflutet waren und der Verkehr zum Erliegen kam.

Im Raum Bremen wurde Hagelschlag beobachtet, zu grösseren Hagelschäden kam es allerdings nicht. Mit den Gewittern einher gingen Sturmböen bis über 70 km/h, die vereinzelt Bäume abknickten.

Mit dem Fortschreiten der Squall-Line nach Osten erhöhten sich örtlich die Niederschlagsmengen und maximalen Windgeschwindigkeiten. Im östlichen Schleswig-Holstein wurden über 20 mm gemessen. Nordöstlich von Hamburg, wo die Gewitterlinie ungefähr gegen 17 Uhr lag, wurde nach Angaben des Wetteramtes Schleswig von abgeknickten Bäumen berichtet.

Nennenswerte Schäden traten ungefähr eineinhalb Stunden später in Wittenberge an der Elbe auf. Zahlreiche Keller standen dort unter Wasser, Bäume und Stromleitungsmasten wurden vom Sturm umgerissen. Der Bereich um Wittenberge scheint ein Zentrum besonderer Intensität der Squall-Line gewesen zu sein. Die benachbarte Wetterstation Seehausen meldete mit 57 Knoten die zweithöchste Böengeschwindigkeit in Norddeutschland und im nicht weit entfernten Lüchow wurde mit 49 Knoten der höchste Wert in Niedersachsen gemessen. Bis ungefähr 19:30 Uhr hatte die Gewitterlinie Berlin erreicht. Im Raum Berlin lag die maximal gemessene Regenmenge bei 45 mm. Von Sturmböen waren vor allem die westlichen Stadtteile betroffen. Nach Angaben Wetteramtes Berlin wurden Autos und Häuser durch umstürzende Bäume beschädigt. Das Photo in Abbildung 6.2 zeigt eine Allee bei Phöben westlich von Potsdam.

Abbildung 6.2: Umgestürzte Bäume in Phöben bei Potsdam (das Bild wurde vom Wetteramt Potsdam bereitgestellt)



Konvergenzlinie (4a), der südliche Teil der Squall-Line, führte am späten Nachmittag in Bad Kissingen mit 37 mm Niederschlag zu Überschwemmungen und zog anschliessend über Thüringen nach Sachsen hinweg, wo sie sich im Laufe des Abends auflöste, so dass Ost-sachsen weitgehend verschont blieb. Die in Thüringen und Sachsen durch Regen verursachten Schäden sind zum grössten Teil aber nicht auf die Squall-Line zurückzuführen, sondern auf den nachfolgenden Mesoskaligen Konvektiven Komplex. Lediglich Sturmschäden wurden in Thüringen und Sachsen durch die Squall-Line verursacht.

6.2 Auswirkungen des MCC

Der MCC zog von Frankreich kommend nordostwärts und erreichte Südbaden zwischen 17 und 18 Uhr, um in den nächsten Stunden in Baden-Württemberg schwere Schäden zu verursachen.

Im Kraichgau wurden Hagelkörner bis zu Hühnereigrösse beobachtet (Wetteramt Stuttgart), dabei wurde die Ernte schwer in Mitleidenschaft gezogen. Schwer vom Hagel betroffen war auch die Obst- und Weinernte im Rems-Murr-Kreis, wo in Rommelshausen an manchen Lagen zwischen 80 und 100 Prozent, in Stetten zwischen 50 und 80 Prozent der Trauben beschädigt wurden.

Heftige Regenfälle führten in den meisten Teilen Baden-Württembergs zu kurzzeitigen Überschwemmungen. Zwischen Karlsruhe und Karlsbad wurde die Autobahn A8 für mehrere Stunden wegen Überflutung gesperrt, nachdem in Reichenbach bei Karlsbad in 35 Minuten

45 mm Regen gefallen waren. Die höchste Tagessumme wurde mit 73,9 mm in Ettlingen bei Karlsruhe erreicht (Wetteramt Stuttgart). Auch in den übrigen Landesteilen mussten zahlreiche Strassen und Bahnlinien für mehrere Stunden gesperrt werden, jedoch meistens wegen umgestürzter Bäume. Blitzschläge lösten in Baden-Württemberg mehrere Brände aus. Vielerorts wurden durch den Sturm Dächer abgedeckt oder beschädigt. Die höchste Windgeschwindigkeit wurde um 20:22 Uhr auf der Mole in Friedrichshafen gemessen und betrug 72 Knoten (Wetteramt Stuttgart).

Auf dem Bodensee gab das Verhalten der Wassersportler Anlass zu Kritik, die von der Schweizer Seepolizei und der Wasserschutzpolizei Konstanz in einem Artikel des Südkuriers vom 23.07.92 geäußert wurde. Obwohl über einer Stunde vor dem Beginn des Sturms die Sturmwarnung eingeschaltet worden war, hätten viele Wassersportler diese ignoriert oder seien gerade deswegen auf den See hinausgefahren, um die aufziehenden Gewitter von dort zu beobachten. Als Folge gingen nach dem Eintreffen der Böen laut Zeitungsbericht 50 Hilferufe innerhalb 15 Minuten bei der Seepolizei ein. Zahlreiche Boote kenterten, nach Angaben der Schweizer Seepolizei ertrank ein Mann. Gegen 22 Uhr wurde auf dem Bodensee internationaler Seenotalarm ausgelöst.

Im Laufe des Abends und der Nacht zog der MCC weiter nach Nordosten und brachte hauptsächlich entlang der Zugbahn seines Zentrums ergiebige Niederschläge. Die Abbildungen 6.3 und 6.4 zeigen die Zugbahn des MCC und die in ganz Deutschland gemessenen Niederschlagssummen. Man sieht, dass sich ein ovaler Bereich hoher Niederschläge entlang der Zugbahn des MCC gebildet hat.

Abbildung 6.3: Position des MCC um 20 Uhr (a), 22 Uhr (b), 00:30 Uhr (c) und 3:30 Uhr (d) (die Bilder wurden vom Wetteramt Frankfurt bereitgestellt)

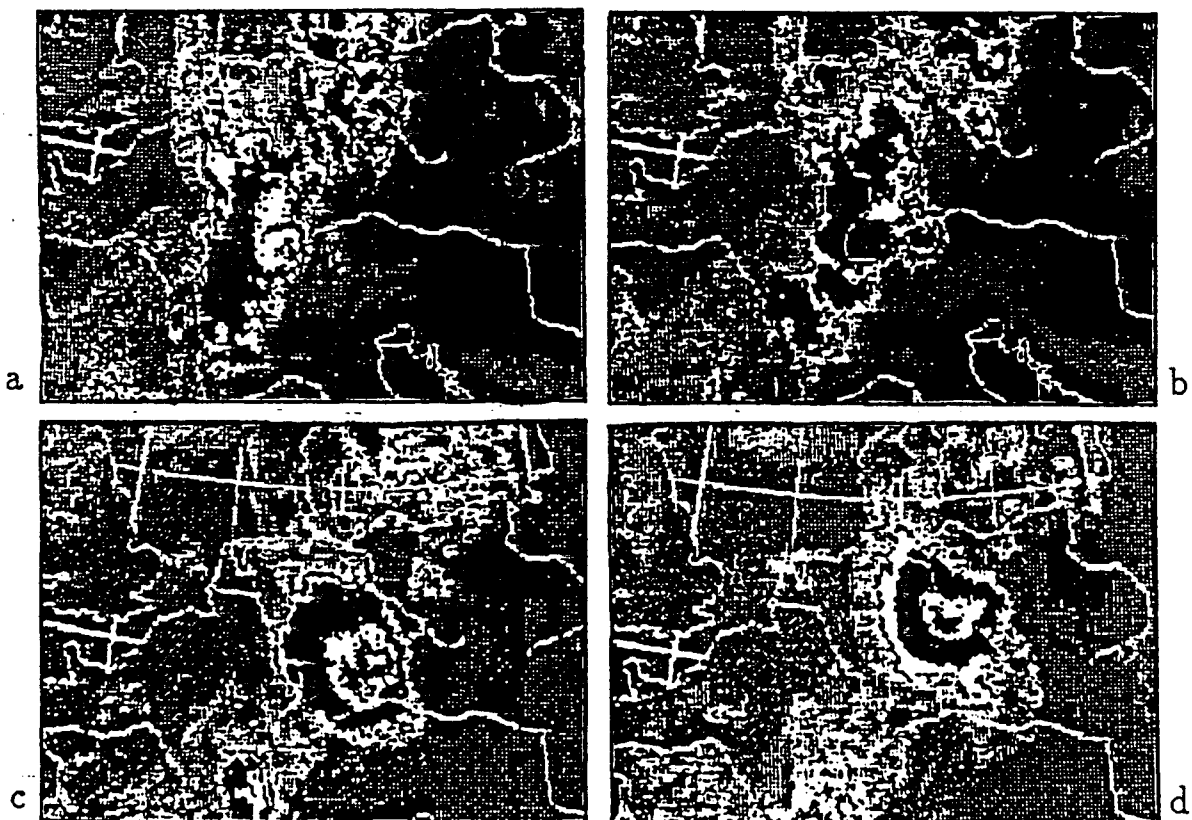
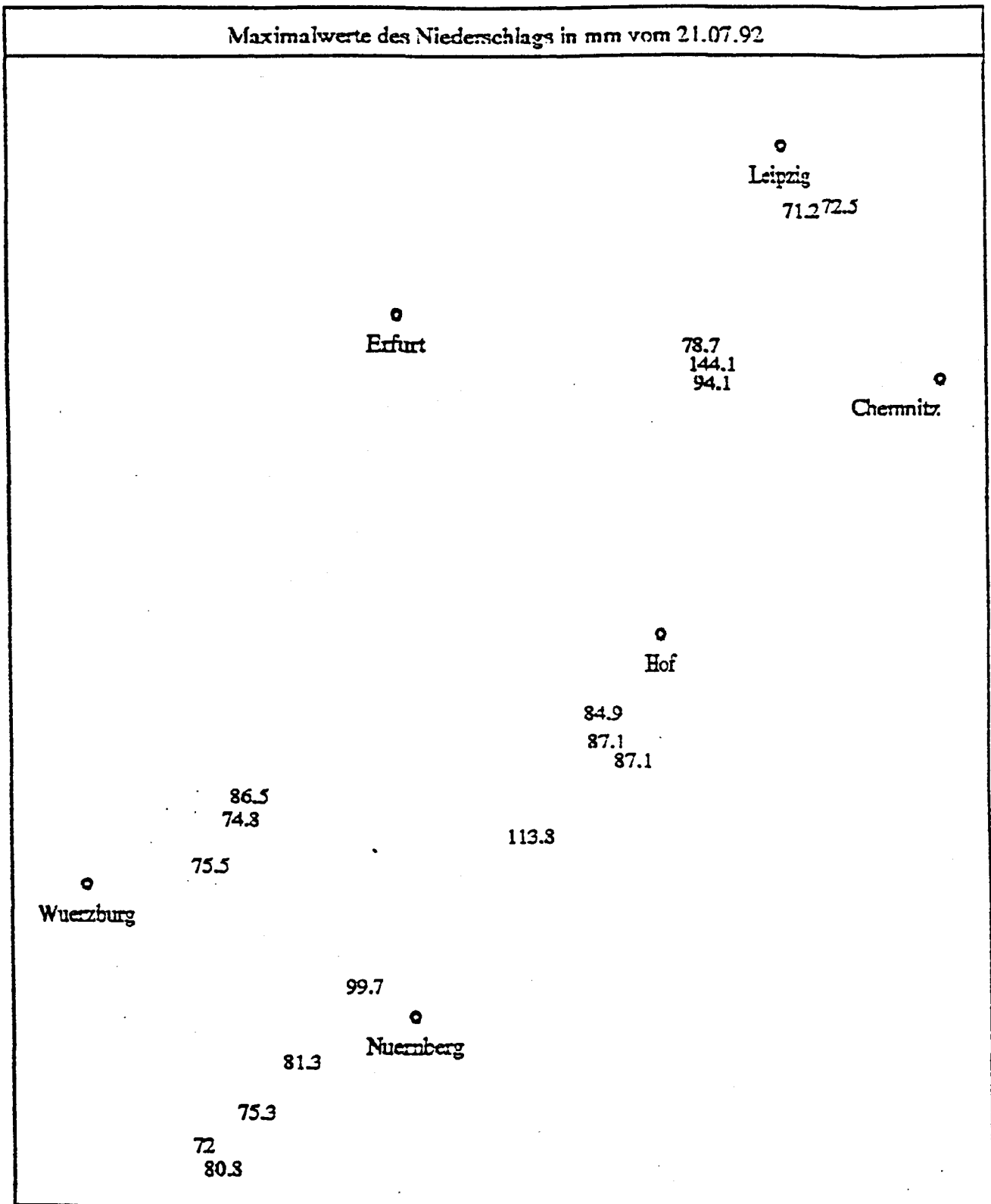


Abbildung 6.5: Maximalwerte des Niederschlags in Nordbayern, Ostthüringen und Westsachsen (die Daten sind Aufstellungen der Wetterämter Nürnberg, Weimar und Dresden entnommen)



Für den Bereich Nordbayern, Ostthüringen, Westsachsen zeigt Abbildung 6.5, dass die Maximalwerte des Niederschlags entlang einer Linie Nürnberg – Hof – Leipzig auftraten. Dabei wurden mehrfach über 80 mm Niederschlag gemessen. Die Spitzenwerte waren in Gera-Stadt mit 144.1 mm und in Glashütten bei Bayreuth mit 113.8 mm zu verzeichnen (Wetteramt Nürnberg, Wetteramt Weimar). In Gera-Leumnitz fielen nach Angaben des Wetteramtes Leipzig von insgesamt 97 Millimetern 72,9 mm als Starkregen nachts zwischen 2 und 3 Uhr.

Dementsprechend waren Nordbayern und Ostthüringen die in Deutschland am stärksten von den Wasserschäden betroffenen Gebiete. In Waischenfeld im Kreis Bayreuth betrug die Schäden an Gebäuden insgesamt über 2 Millionen DM. Durch die Wassermassen wurden dort Strassen unterspült und fortgerissen und Autos den Berg hinunter geschwemmt (Abbildung 6.1). Auch in anderen Orten wurden Strassen durch das Wasser beschädigt und Häuser teilweise zerstört (Abbildung 6.6)

Die Autobahn Nürnberg – Berlin war zeitweise wegen eines Erdbebens gesperrt. Weiterhin kam es in vielen Gegenden zum Totalausfall der Ernte und zu Überschwemmungen. In manchen Orten gab es derart viel Hagelschlag, dass noch am nächsten Morgen Hagelkörner auf dem Boden lagen.

Südbayern dagegen lag am äussersten südlichen Rand des MCC und blieb von den Unwettern weitgehend verschont. Die Niederschlagsmengen lagen hier meist unter 30 mm. Hagelschlag trat nicht auf (Wetteramt München). Jedoch wurden in Südbayern, wie in Abbildung 6.7 zu sehen ist, die höchsten Böengeschwindigkeiten gemessen. In Regensburg wurde mit 64 Knoten Orkanstärke erreicht. Schäden gab es hauptsächlich in

Form umgestürzter Bäume.

Zusammenfassung:

Am Abend des 21.07.92 und in der Nacht zum 22.07.92 wurde Deutschland von Gewittern mit Sturmböen und massiven Regenfällen heimgesucht. Ernten wurden mancherorts völlig vernichtet, Keller überschwemmt, Strassen überflutet, Dächer abgedeckt und Baume entwurzelt. Die Schadenssummen erreichten in einzelnen Gemeinden DM-Beträge in Millionenhöhe. Es ist allerdings schwer, den Schaden für ganz Deutschland zu beziffern. Verursacht wurden die Schäden zum Grossteil durch einen sogenannten Mesoskaligen Konvektiver Komplex.

Abbildung 6.6: Zerstörte Strassen und Häuser in Marktschoragast (Frankenpost vom 23.07.92, vom Wetteramt Nürnberg bereitgestellt)

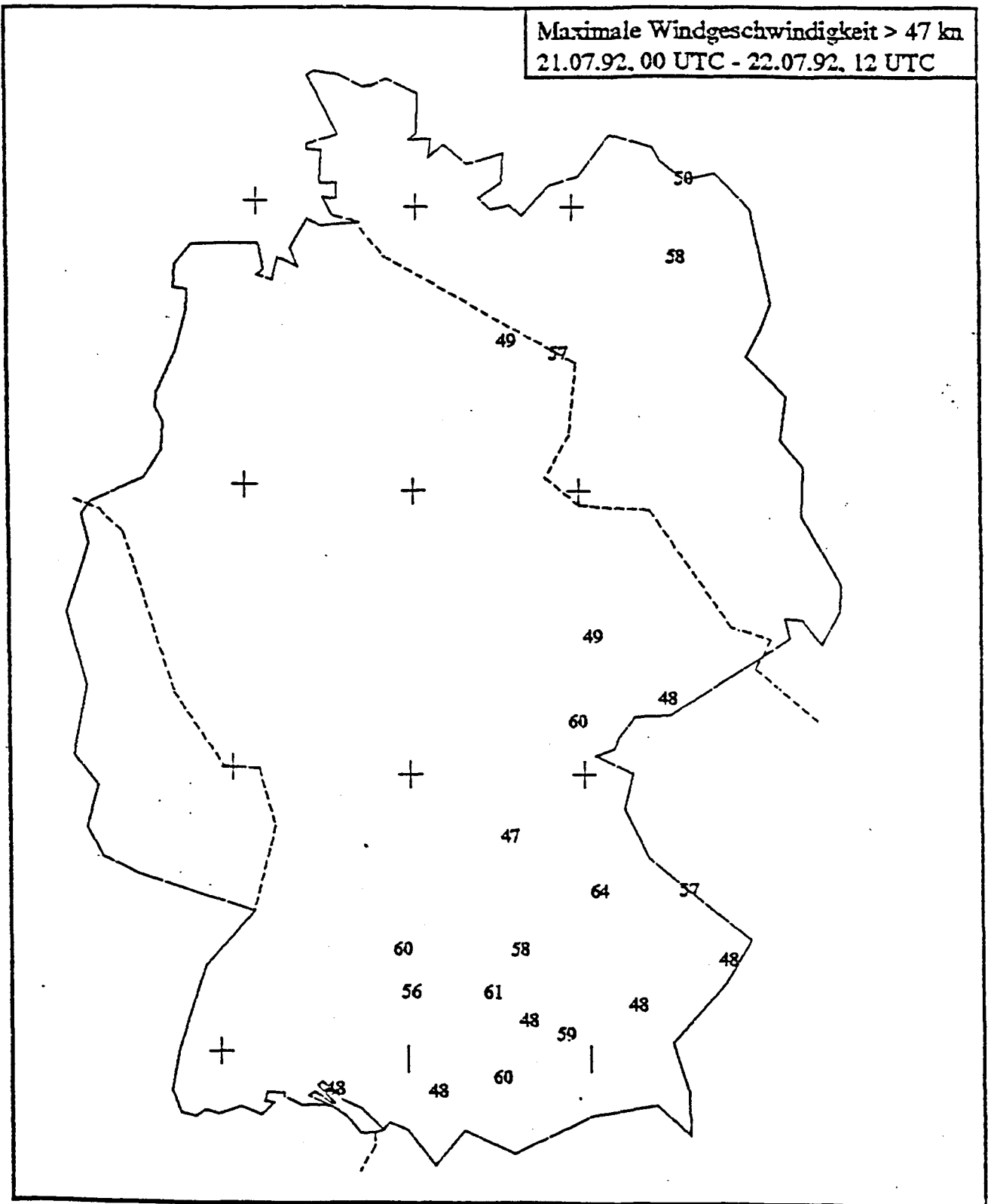


Totalschaden in der Wohnung: Völlig von den Wassermassen verwüstet wurde das Untergeschoß des Anwesens Schmeißner in der Grundmühle in Marktschoragast. Foto: Hühler



Zerstörte Straßen: So wie im Unteranger, wo die Pflastersteine weggespült wurden, sah es gestern an vielen Stellen in Marktschoragast und Himmelkron aus. Foto: Jäckel

Abbildung 6.7: Maximalwerte der Windgeschwindigkeit (die Daten sind dem Europäischen Wetterbericht entnommen)



7 Vorhersagen und Warnungen

Dieses Kapitel behandelt die Frage, ob die von den Wetterämtern herausgegebenen Vorhersagen durch die Wetterentwicklung bestätigt wurden und ob die Öffentlichkeit rechtzeitig durch die Wetterberichte bzw. durch Unwetter- oder Gewitterwarnungen informiert wurde.

Dazu werden im ersten Abschnitt die 12-stündigen Vorhersagen des globalen Modells (GM) vom 21.07.92, 00 UTC für den 21.07.92, 12 UTC mit den entsprechenden Analysen des GM vom 21.07.92, 12 UTC verglichen und die Niederschlagsvorhersagen des Europamodells (EM) betrachtet.

In den nächsten Abschnitten werden die Vorhersagen der verschiedenen Wetterämter untersucht, wobei der Schwerpunkt auf dem Vergleich zwischen vorhergesagter und tatsächlicher Intensität und Eintrittszeit der konvektiven Ereignisse liegt.

Die Auswertung beschränkt sich auf den 21.07.92 und zum Teil auf die Nacht zum 22.07.92. Längerfristige Vorhersagen werden nicht betrachtet. Wie schon in Kapitel 6 wird bei den Vorhersagen der Wetterämter zuerst die Squall Line in Verbindung mit den Konvergenzlinien (4) und (4a) und anschließend der MCC in Verbindung mit den Konvergenzlinien (5) und (5a) behandelt, da dieses Vorgehen dem zeitlichen Ablauf der Ereignisse entspricht.

Grundlage der Auswertung sind die von den Wetterämtern verfassten Berichte zur Einschätzung der Wetterlage des 21.07.92.

Abbildung 7.1: Vorhersage (oben) und Analyse (unten) in 500 hPa mit Isohypsen (durchgezogen) und Isothermen (gestrichelt) vom 21.07.92, 00 UTC + 12h bzw. 21.07.92, 12 UTC

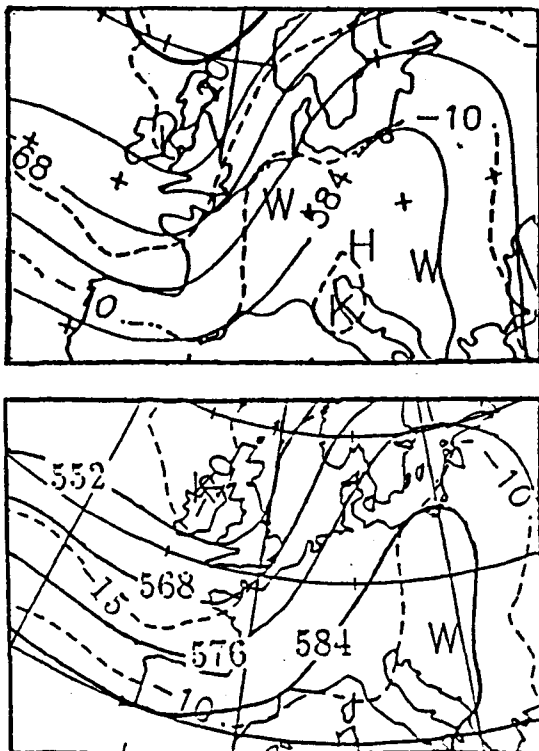
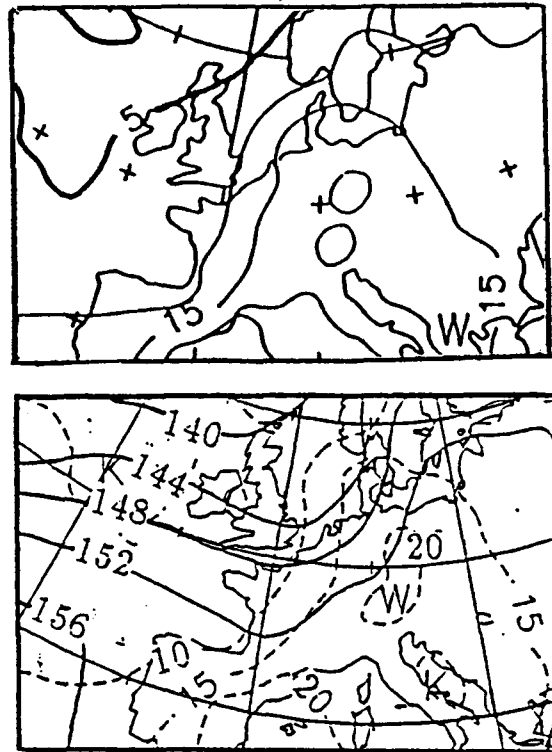


Abbildung 7.2: Vorhersage (oben) und Analyse (unten) in 850 hPa mit Isohypsen (unten durchgezogen) und Isothermen (oben durchgezogen, unten gestrichelt) vom 21.07.92, 00 UTC + 12h bzw. 21.07.92, 12 UTC



7.1 Modellvorhersagen

Abbildung 7.1 zeigt die Vorhersage und Analyse des 500 hPa Geopotential- und Temperaturfeldes. Vorhersage und Analyse des Geopotentialfeldes stimmen gut überein. Beim Temperaturfeld ist allerdings festzustellen, dass die -10 Grad Isotherme in der Analyse über Mitteleuropa deutlich weiter im Osten liegt. Auch in 850 hPa (Abb.7.2) ist die Kaltluft über den Beneluxländern etwas weiter nach Osten vorgedrungen als dies in der Vorhersage erwartet wurde. Über Südwestfrankreich hingegen blieb die Kaltluft etwas gegenüber der vorhergesagten Lage zurück. Die über Mitteleuropa liegende Warmluft bewegt sich schneller als erwartet nach Norden.

Bei der Schichtdickenadvektion (Abb.7.3) erkennt man ebenfalls, dass die Kaltluft sich weiter nach Osten ausgebreitet hat als dies vom Modell vorhergesagt wurde.

Der Frontogeneseparameter in 850 hPa (Abb.7.4) zeigt deutliche Unterschiede zwischen Vorhersage und Analyse. Nach der Vorhersage liegt der frontogenetische Bereich über der südlichen Nordsee, während er sich nach der Analyse von der deutschen Nordseeküste zur Mainlinie erstreckt. Aufgrund der Vorhersage müsste man auf eine direkte Zirkulation schließen, deren aufsteigender Ast über den Beneluxländern liegt. Demzufolge wäre dort Hebung zu erwarten.

Abbildung 7.3: Vorhersage (oben) und Analyse (unten) der Schichtdickenadvektion 500/1000 hPa vom 21.07.92, 00 UTC + 12h bzw. 21.07.92, 12 UTC

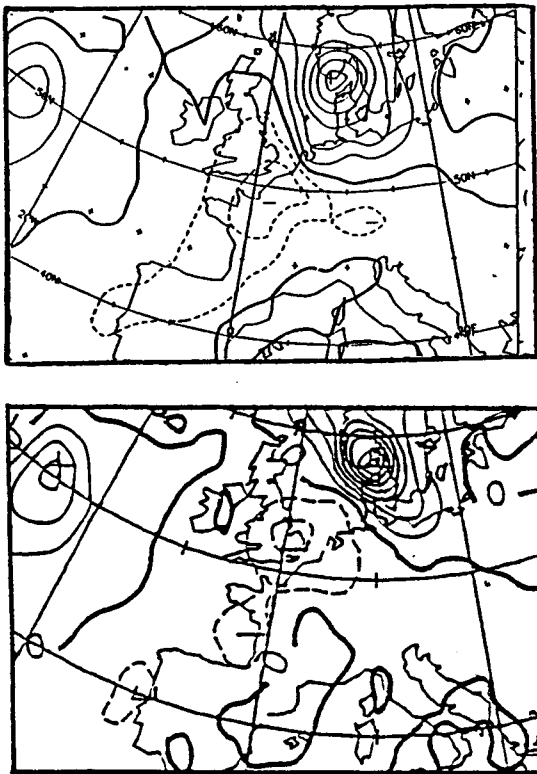


Abbildung 7.5: Vorhersage der Vertikalbewegung in 700 hPa (oben) und Analyse der Divergenz des Qn-Vektors in 850 hPa (unten) vom 21.07.92, 00 UTC + 12h bzw. 21.07.92, 12 UTC



Abbildung 7.4: Vorhersage (oben) und Analyse (unten) des Frontogeneseparameters in 850 hPa vom 21.07.92, 00 UTC + 12h bzw. 21.07.92, 12 UTC

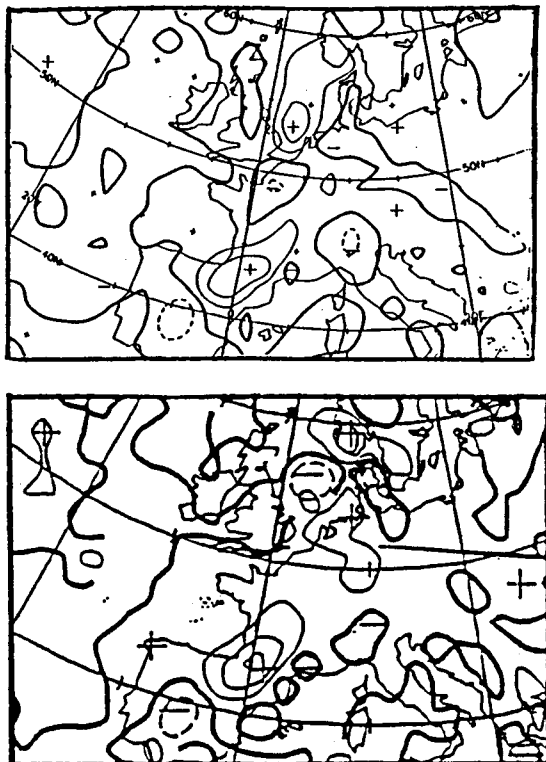


Abbildung 7.6: Vorhersage (oben) und Analyse (unten) der geostrophischen Vorticityadvektion in 500 hPa vom 21.07.92, 00 UTC + 12h bzw. 21.07.92, 12 UTC



Dies ist auch in der Vorhersage der Vertikalbewegung für 700 hPa (Abb.7.5) zu sehen, welche ein Hebungsgebiet zeigt, dessen Zentrum über den Beneluxländern liegt und das nach Osten bis kurz vor den 10. Längengrad reicht. Aufgrund der Analyse des Frontogeneseparameters müsste in 850 hPa jedoch die Hebung eher über Niedersachsen wirken, bei gleichzeitigem Absinken über den Beneluxländern. Dies ist auch der Fall, wenn man die Divergenz des Q_n -Vektors in 850 hPa (Abb.7.5) betrachtet. Man sieht ein Absinkgebiet über Belgien und ein Hebungsgebiet über Norddeutschland. Die Vorhersagen und Analysen der Vorticityadvektion in 500 hPa stimmen gut überein, allerdings ist die negative Vorticityadvektion über den Niederlanden in der Analyse nicht so ausgeprägt wie in der Vorhersage. Dies liegt vermutlich daran, dass aufgrund der vorhergesagten Temperatur (Abb.7.1) dort ein höheres Potential erwartet wurde, welches zu dann einem kleinen Rücken geführt hätte, wie er in der 576 gpdam Linie des Geopotentials in 500 hPa (Abb.7.1) ansatzweise zu erkennen ist.

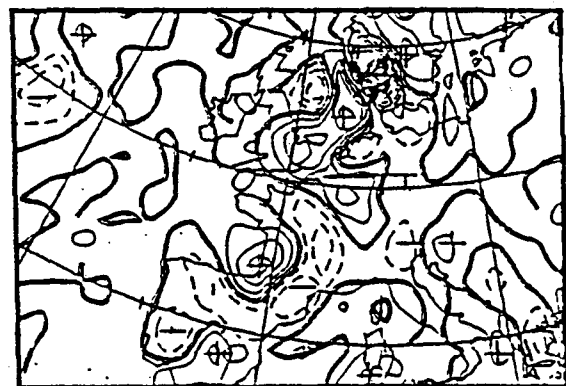
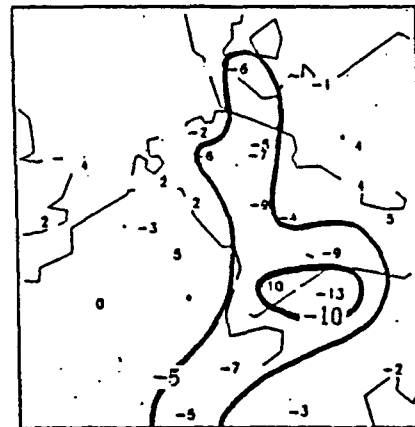
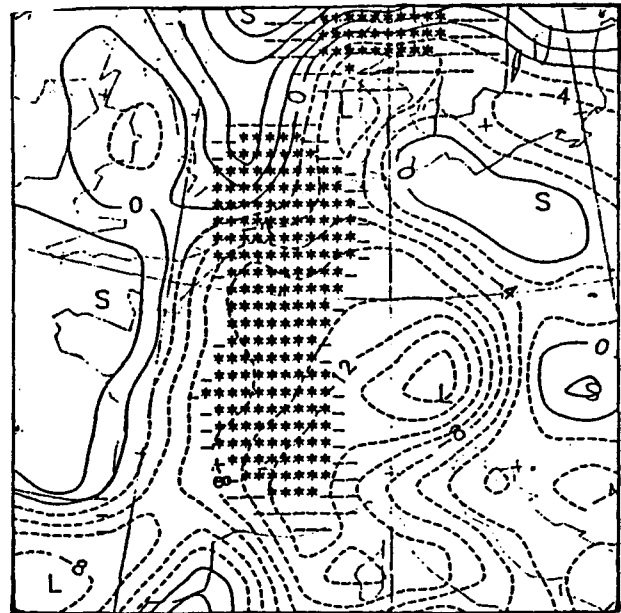
Der KO-Index (Abb.7.7) wurde für den grössten Teil Deutschlands gut vorhergesagt, wobei allerdings die Werte im Süden etwas zu tief lagen. Westlich des Rheins sind jedoch grosse Unterschiede zwischen Vorhersage und Analyse zu erkennen. (Es handelt sich hier um eine Analyse des Europamodells.)

Die Vorhersage zeigt über Nordrhein-Westfalen, Rheinland-Pfalz und dem Saarland Werte zwischen -6 und -10, die Analyse dagegen positive Werte. In Verbindung mit der Vertikalbewegung in 500 hPa (Abb.7.7) müsste aufgrund der Vorhersage westlich des Rheins sehr starke Gewitteraktivität erwartet werden. Aufgrund der Analyse des KO-Index in Verbindung mit der Divergenz des Q -Vektors in 850 hPa (Abb.7.7) könnte man aber davon ausgehen, dass westlich des Rheins nur schwache Gewitterentwicklung zu erwarten ist und die Haupttätigkeit erst östlich des Absinkgebietes beginnt. Der Grund für die positiven Werte des KO-Index westlich des Rheins ist vermutlich eine Stabilisierung der Schichtung durch das vorher angesprochene Vordringen der Kaltluft.

Die Niederschlagsprognose des Europamodells vom 21.07.92. 00 UTC für die Zeit von 06 UTC bis 18 UTC zeigt ein ausgedehntes Niederschlagsband mit Zentrum etwa bei Belgien und maximalen Werten bis zu 40 mm (Abb.7.8). Für Deutschland wird weniger als 1 mm vorhergesagt. Für die Zeit von 18 UTC bis 06 UTC des folgenden Tages wird dann ein weiteres Niederschlagsband mit einem Maximum von 20 mm vorhergesagt, das insbesondere die Schweiz und Baden-Württemberg erfasst. Im restlichen Deutschland liegen die Werte wiederum unter 1 mm. Das erste Niederschlagsband stimmt recht gut mit der vorhergesagten Vertikalbewegung überein. Vergleicht man mit der auf dem GM basierenden 24-stündigen Bodenvorhersage vom 21.07.92, 00 UTC für den 22.07.92, 00 UTC (Abb.7.9), so erkennt man, dass der Grossteil der Niederschläge im Bereich der Kaltfront erwartet wird.

In der Niederschlagsvorhersage von 12 UTC für die Zeit von 18 UTC bis 18 UTC am 22.07.92 (Abb.7.10) ist über Hessen ein Gebiet mit Niederschlägen bis zu 35 mm zu erkennen. Auch dieses liegt im Bereich der Kaltfront, während die Niederschläge zwischen 0.1 mm und 5 mm weiter östlich der vorlaufenden Konvergenz zuzu-

Abbildung 7.7: Vorhersage von KO-Index und Vertikalbewegung 500 hPa vom 21.07.92, 00 UTC + 12h (oben), Analyse des KO-Index (EM) (mitte) und Divergenz des Q -Vektors 850 hPa (unten) vom 21.07.92, 12 UTC



ordnen sind.

Jedoch wurden insbesondere in Verbindung mit dem MCC, aber auch mit der Squall-Line hohe Niederschläge gemessen, die vom Modell nicht vorhergesagt wurden. Diese Niederschläge lagen zum grossen Teil östlich von den vom Modell vorhergesagten Gebieten, beispielsweise in Thüringen (siehe Kapitel 6). Man kann sagen, dass das Modell die konvektiven Entwicklungen im Vorfeld der Kaltfront nicht genügend erfasst

Abbildung 7.8: 12-std Niederschlagsprognose, 21.07.92, 00 UTC + 06...18h (oben), 21.07.92, 00 UTC 18...30h (unten)

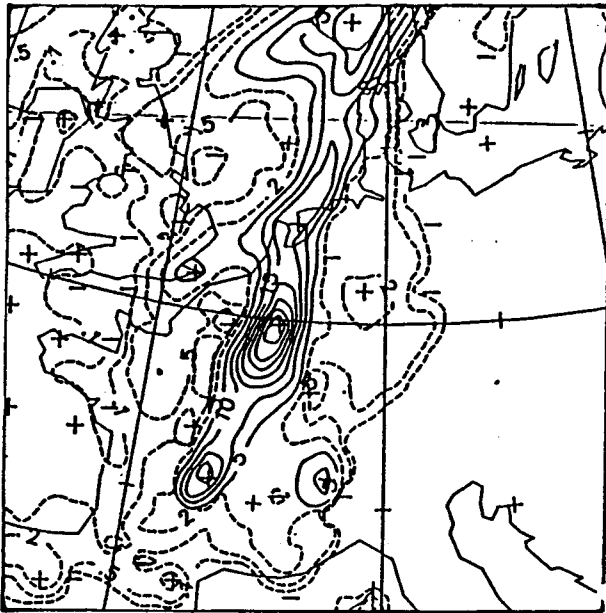


Abbildung 7.9: 24-std Bodenvorhersage auf der Basis des GM vom 21.07.92, 00 UTC für den 22.07.92, 00 UTC.

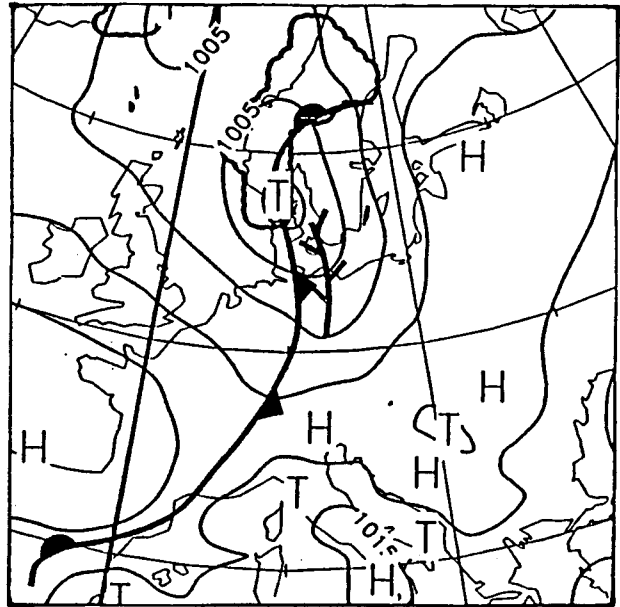
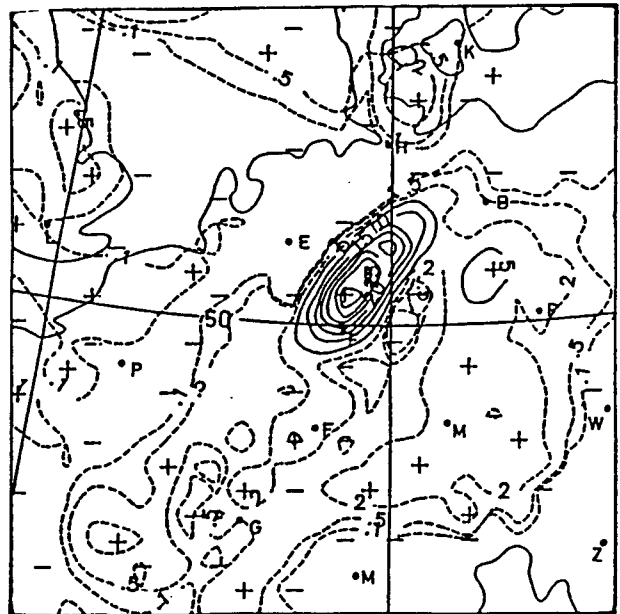


Abbildung 7.10: 24-std Niederschlagsprognose, 21.07.92, 12 UTC + 06...30h



hat.

7.2 Vorhersagen bezüglich der mit der Squal Line auftretenden Gewitter

In den morgendlichen Vorhersagen und Wetterwarnungen des 21.07.92 wurde von allen Wetterämtern auf Gewitter im Laufe des Tages hingewiesen. Im Süden Deutschlands wurden dabei überwiegend kräftige Gewitter vorhergesagt, im Norden meist Schauer und Gewitter. Mit den Gewittern wurden böige Winde bis hin zu Sturmböen erwartet.

Für Nordrhein-Westfalen wurde um 7 Uhr vom Wetteramt Essen eine Warnung vor Gewittern und Böen bis 90 km/h (Stärke 10) herausgegeben. Der Bericht von 11:30 Uhr sprach von Gewittern mit Hagel und Sturmböen. Die Vorhersage wurde um 14:30 abgeschwächt, nach-

dem im Westen des Landes kein Hagel und an den Stationen auch kein Niederschlag beobachtet wurde, und sprach nun vor Gewittern und Sturmböen. Um 17:30 Uhr wurden dann vereinzelt Schauer und Gewitter mit böigen Winden am Abend und in der Nacht vorhergesagt, die dann mit dem Durchgang der Kaltfront auch am Abend auftraten und bis in die Nacht hinein andauerten.

Für Rheinland-Pfalz und das Saarland wurde vom Wetteramt Trier um 11 Uhr eine Wind- und Gewitterwarnung vor Gewittern mit Hagel und Böen bis zu 90 km/h (Stärke 10) herausgegeben. Der Wetterbericht wies auf kräftige Gewitter mit Böen bis zu Stärke 9 hin.

Am späten Vormittag war jedoch die Entwicklung westlich des Rheins hinter der erwarteten Intensität zurückgeblieben. Dies wurde verursacht durch ein von der Divergenz des Q-Vektors gezeigtes Absinkgebiet in 850 hPa (Abb.7.7), welches um 00 UTC (nicht gezeigt) nur schwach ausgeprägt war, sich aber bis 12 UTC deut-

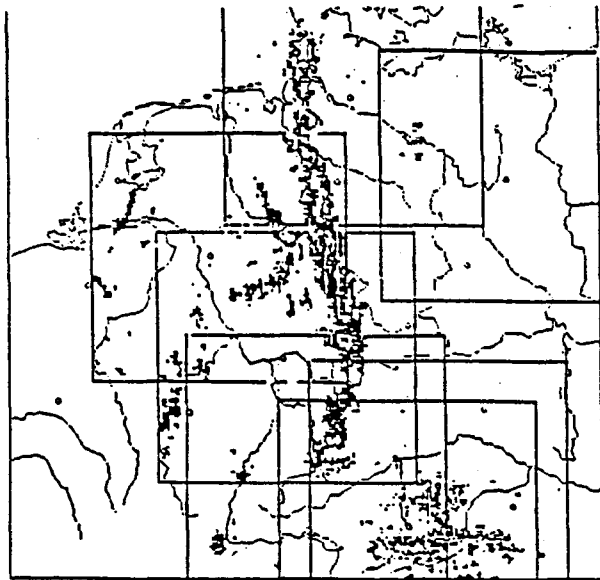
lich verstärkt hatte und zumindest teilweise auf Kaltluftadvektion zurückzuführen war. Dieses Absinkgebiet unterdrückte die Gewitterentwicklung im Westen (Nordrhein-Westfalen und Rheinland-Pfalz), so dass trotz (insbesondere in Nordrhein-Westfalen) vereinzelt hagelverdächtiger Radarechos kein oder nur wenig Niederschlag fiel.

Für Rheinland-Pfalz wurden bis einschliesslich 17:00 Uhr weiterhin kräftige Gewitter mit Sturmböen vorhergesagt, die jedoch nicht eintraten. Wie in Nordrhein-Westfalen traten am Abend und in der Nacht Niederschläge im Bereich der Kaltfront auf.

Die Kaltluftadvektion führte zu einer erheblichen Stabilisierung des Schichtung westlich des Rheins. Nach der Analyse des EM ist die Labilitätsenergie ist von 1.0 auf 0.6 kJ/kg zurückgegangen, die errechnete Böengeschwindigkeit von 74 auf 50 km/h. (nicht gezeigt). Aufgrund dieser Tatsache hätte am Nachmittag die Vorhersage für das westliche Rheinland-Pfalz und das Saarland etwas abgeschwächt werden können, etwa auf Schauer und vereinzelt Gewitter mit in Gewitternähe böigen Winden.

Das Absinkgebiet erstreckte sich nach Osten etwa bis

Abbildung 7.11: Radarkompositbild von 15:52 Uhr

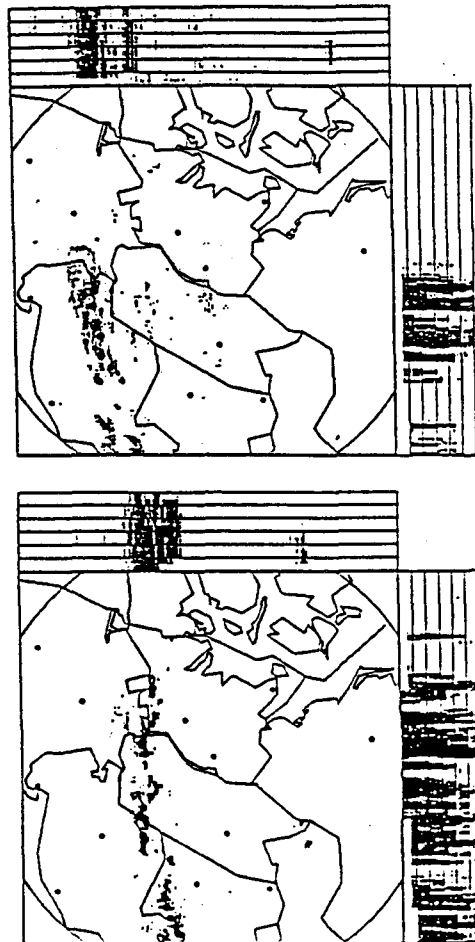


zum Rhein. Im Raum Frankfurt war es nicht mehr wirksam, so dass dort ab 13:30 Uhr Gewitter mit Hagel beobachtet wurden. Diese waren vom Wetteramt Frankfurt im Wetterbericht für Hessen von 11:15 Uhr vorhergesagt worden. Um 12:00 Uhr wurde dann für Hessen vor kräftigen Gewittern mit Hagel, Starkniederschlägen über 20 mm und Böen bis zu 100 km/h (Stärke 10) gewarnt.

Ab etwa 15 Uhr (13 UTC) war eine explosive Zunahme der Gewittertätigkeit zu verzeichnen, die diese Warnung rechtfertigte. Die Zunahme ist vermutlich damit zu erklären, dass sich die Konvergenzlinie (4) (siehe Kapitel 5.4) bis zu diesem Zeitpunkt aus dem Absinkgebiet herausbewegt hatte und somit eine grossräumige Aufwärtsbewegung stattfinden konnte. Auch vom Boden ausgehend wurde nun die Konvektion örtlich unterstützt.

Das Radarkompositbild von 15:52 Uhr (Abb.7.11) zeigt

Abbildung 7.12: Radarbilder von 14:53 Uhr (oben) und 15:53 Uhr (unten) (bereitgestellt vom Wetteramt Schleswig)



eine von der Nordsee bis zur Mainlinie durchgehende Gewitterlinie, die als Squall-Line bezeichnet werden kann. Die Radarbilder von 14:53 und 15:53 Uhr (Abb.7.12) zeigen, dass sich der nördliche Teil der Squall-Line in dieser Zeit mit einer Geschwindigkeit zwischen 50 und 60 km/h fortbewegt hat.

Vom Seewetteramt Hamburg wurde um 16:40 Uhr eine Unwetterwarnung vor Gewittern mit Hagel und Böen der Stärke 10 herausgegeben. Zu dieser Zeit hatte die Linie die westlichen Teile von Schleswig-Holstein schon überquert und lag etwas westlich von Hamburg. Die Unwetterwarnung wurde vom Wetteramt Schleswig für Schleswig-Holstein übernommen. In der bis dahin noch gültigen Vorhersage von 14:00 Uhr wurde für Schleswig-Holstein vor Schauern und Gewittern mit Windstärke 8 am Abend und in der Nacht gewarnt. Die Vorhersage von 17:00 Uhr warnte dann vor Schauern und Gewittern mit Hagel und Böen der Windstärke 9. Aufgrund der Radarbilder hätte die Unwetterwarnung bzw. die Aktualisierung des Wetterberichts eventuell schon um 16:00 Uhr gegeben werden können, zu der Zeit, als nach dem Radarbild von 15:52 Uhr die ersten Gewitter das westliche Schleswig-Holstein erreichten.

Im südlichen und östlichen Niedersachsen wurden die ersten Gewitter ebenfalls gegen 16 Uhr registriert, teilweise wurde Hagel beobachtet. Der 12:30 Uhr Bericht vom Wetteramt Hannover wies auf Schauer und Gewitter mit böigen Winden hin. Um 16:15 Uhr wurde die Vorhersage auf Schauer und Gewitter mit Sturmböen erweitert. Hagel wurde nicht vorhergesagt. Im Ge-

gensatz dazu wurden in der Flugwetterwarnung von 13:15 Uhr Gewitter mit Hagel und Böen bis 50 Knoten (Stärke 10) erwähnt, in weiteren Warnungen Gewitter und Böen bis Stärke 10. Um 16:40 Uhr wurde die Unwetterwarnung des Seewetteramtes Hamburg übernommen. Es ist festzustellen, dass für Niedersachsen die Aussagen der Flugwetterwarnung zutreffend waren. Deshalb erhebt sich die Frage, warum der der Öffentlichkeit zugängliche Bericht nicht die gleichen Aussagen traf.

Die Squall Line erstreckte sich im Süden bis nach Unterfranken und brachte in Bad Kissingen in kurzer Zeit 37 mm Niederschlag. Auch hier waren vom Wetteramt Nürnberg für den Nachmittag Gewitter vorhergesagt worden, teils mit Hagel und starken Böen. Starkniederschlag wurde in den Vorhersagen nicht erwähnt.

Der südliche Teil der Squall Line erreichte Thüringen zwischen 16 und 17 Uhr. Damit verbunden waren Schauer und Gewitter, die in Thüringen jedoch wenig Niederschlag brachten. Die Böengeschwindigkeiten erreichten bis zu Windstärke 8. Die morgendlichen Vorhersagen des Wetteramtes Weimar sprachen von Gewittern am Nachmittag, die 15:00 Uhr und die 17:00 Uhr Vorhersage von Schauern und Gewittern mit Böen bis zu 20 m/s (Stärke 8).

Allerdings ist hier wiederum eine Diskrepanz zwischen Vorhersagen und Wetterwarnungen festzustellen. So wurde um 14:56 Uhr eine Gewitter- und Windwarnung für das Land Thüringen herausgegeben, in der von Gewittern mit Hagel, Starkniederschlag und Böen bis zu 25 m/s (Stärke 10) die Rede war. Ebenso erfolgte um 15:10 Uhr eine Flugwetterwarnung vor Gewittern, Hagel und Böen bis zu 50 Knoten (Stärke 10).

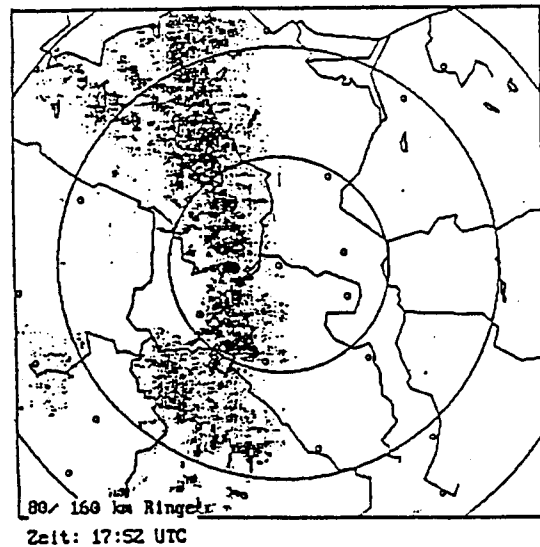
Für Sachsen-Anhalt und den Raum Leipzig wurden vom Wetteramt Leipzig seit dem Vormittag nachmittägliche Gewitter mit Böen bis zu 20 m/s (Stärke 8) vorhergesagt. Diese Vorhersage wurde dann um 14:45 Uhr durch eine ab 16:00 Uhr gültige Warnung unterstützt, in welcher auf Gewitter mit Hagel, Starkregen und Böen zwischen 20 und 25 m/s (Stärke 8 bis 10) hingewiesen wurde. Da die ersten Gewitter in Sachsen-Anhalt gegen 18 Uhr auftraten, ist die Warnung sicher rechtzeitig herausgegeben worden und war auch bezüglich der Intensität der vorhergesagten Ereignisse zutreffend.

Gegen 20 Uhr lag die Squall Line kurz vor Berlin. Hier wurde vom Wetteramt Potsdam für das Land Brandenburg seit dem Vormittag auf am Nachmittag und Abend aufkommende Schauer und Gewitter mit Hagel, Starkregen und Sturmböen hingewiesen. Allerdings war im Wetterbericht von 18:00 Uhr von böigen Winden die Rede, obwohl der Vorhersagewert mit 23 m/s Sturmstärke betrug. Hier wäre eine andere Begriffswahl von Vorteil gewesen. Um 16:00 Uhr wurde eine für 17:00 Uhr gültige Wind- und Gewitterwarnung herausgegeben bezüglich Gewitter mit Hagel, Starkniederschlag und Sturmböen bis zu 23 m/s (Stärke 9). Betrachtet man allerdings die entstandenen Sturmschäden (siehe Kapitel 6), so ist davon auszugehen, dass örtlich Windstärke 11 erreicht wurde, zum Beispiel in dem auf dem Radarbild (7.13) sichtbaren Reflektivitätsmaximum nahe Potsdam. Für Berlin wurde um 18:40 Uhr vom Wetteramt Berlin eine ab 20:00 Uhr gültige Warnung vor Gewittern mit Starkregen, Hagel und Böen der Stärke

8 bis 9 herausgegeben.

Der südliche Teil der Squall Line erreichte das westli-

Abbildung 7.13: Radarbild von 19:52 Uhr



che Sachsen zwischen 17 und 19 Uhr. Mit der weiteren Verlagerung nach Osten löste sich die Squall Line langsam auf, so dass in Ostsachsen die Gewittertätigkeit nicht mehr so intensiv war. Gewitter und Böen bis zu Stärke 8 waren vom Wetteramt Dresden seit dem Vormittag für den Abend vorhergesagt worden. Um 18:00 Uhr wurden für die Nacht weitere zum Teil kräftige Gewitter mit Hagel und Böen bis zu 25 m/s (Stärke 10) vorhergesagt. Um 16:33 Uhr wurde eine Warnung vor Gewittern mit Hagel, Starkniederschlag über 20 mm und Böen bis zu 25 m/s (Stärke 10) herausgegeben, gültig von 17 bis 24 Uhr. Man kann feststellen, dass für Sachsen rechtzeitig gewarnt wurde, dass jedoch für Ostsachsen infolge der Auflösung der Squall Line die erwartete Intensität der Gewitter nicht erreicht wurde, obgleich die Vorbedingungen sich nicht wesentlich von denen Westsachsens unterschieden.

7.3 Vorhersagen bezüglich der mit dem MCC auftretenden Gewitter

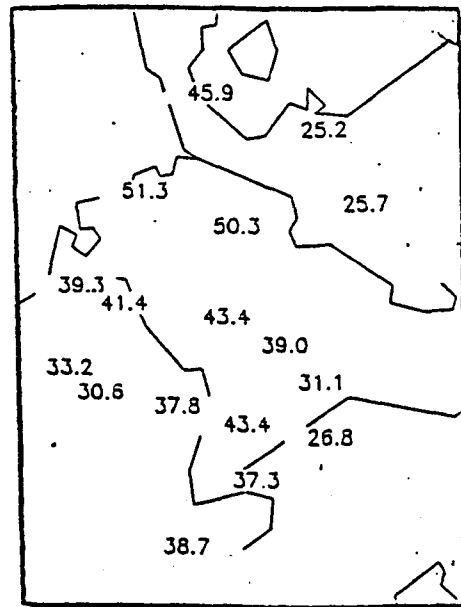
Das südliche Deutschland wurde von der Squall Line nicht erfasst. Lediglich in Nordwürttemberg wurden schon im Laufe des Vormittags und auch am Nachmittag einzelne Gewitter beobachtet. Gegen 18 Uhr erreichte dann die Gewitterzone hinter Konvergenzlinie (5) Südbaden, um anschliessend über ganz Süddeutschland hinwegzuziehen und sich gegen Mitternacht zu einem MCC zu formieren.

Für Südbaden wurden vom Wetteramt Freiburg seit dem Vormittag nachmittags aufkommende heftige Gewitter mit Hagel, Starkregen und stürmischen Böen vorhergesagt. Um 9 Uhr wurde eine Warnung vor heftigen Gewittern mit Hagel, Starkregen und Böen bis 90 km/h (Stärke 10) herausgegeben. Die Vorhersage von 15 Uhr traf im wesentlichen die gleichen Aussagen, wobei die stürmischen Winde (Stärke 8) durch Sturmböen (Stärke 9) ersetzt wurden. Um 17 Uhr wurden dann die ersten Gewitter im Rheintal gemeldet, die in der Region Basel mit Hagel und Böen bis zu Stärke 10 verbunden waren. Auch an anderen Stationen wurde vereinzelt Hagel beobachtet, die Böenstärken lagen aber überwiegend bei 8 Bft.

Vom Wetteramt Stuttgart wurden in den morgendlichen Vorhersagen für Baden-Württemberg im Tagesverlauf von Westen aufkommende, bis in die Nacht anhaltende kräftige Gewitter mit Sturmböen prognostiziert. Des weiteren wurde um 8:45 Uhr eine Warnung vor Gewittern, teilweise mit Hagel und Böen bis 90 km/h ausgegeben. Im Bericht für den Süddeutschen Rundfunk wurde ab 16 Uhr auf mögliche Unwetter hingewiesen, ab 18 Uhr auf schwere Sturmböen. In den Berichten für die Privatradios wurden ab 14 Uhr mögliche Unwetter und schwere Sturmböen erwähnt. Die Gewittertätigkeit griff ungefähr gegen 18 Uhr von Südbaden auf Nordbaden und Württemberg über, dabei kam es verbreitet zu Hagelschäden und kurzzeitigen Überschwemmungen. Insofern war der Begriff Unwetter durchaus berechtigt. Man kann feststellen, dass in Baden-Württemberg die Öffentlichkeit rechtzeitig über die zu erwartenden Ereignisse informiert wurde, die bezüglich ihrer Intensität gut vorhergesagt wurden. Für den Bodensee wurde vom Wetteramt Stuttgart im Wetterbericht von 15:30 Uhr vor Gewitterböen bis Stärke 10 am Abend und in der Nacht gewarnt. Um 19:10 Uhr wurde dann eine Sturmwarnung vor Böen um Stärke 9 für den Bodensee herausgegeben. Die ersten Böen erreichten den Bodensee gegen 20 Uhr, so dass die Warnung als rechtzeitig angesehen werden kann. Allerdings wurde auf dem Bodensee Stärke 10 bis 12 erreicht. Es ist nicht ganz verständlich, dass vor Windstärke 9 gewarnt wurde, während im Bericht von 15:30 Uhr noch Windstärke 10 prognostiziert wurde und der Wetterverlauf keine Anhaltspunkte einer Abschwächung der Gewitterintensität gab.

In Südbayern wurden vom Wetteramt München in der Vorhersage von 11:30 Uhr für den Nachmittag einzelne, von Westen aufziehende, teils heftige Gewitter mit Sturmböen erwartet, nachdem zuvor um 9 Uhr eine Warnung vor Gewittern mit Hagel und Sturmböen bis Stärke 9 herausgegeben wurde. In der 16 Uhr Vorhersage wurde die erwartete Eintrittszeit der Gewitter dann auf den Abend verschoben. Die Gewitterfront erreichte das westliche Südbayern zwischen 20 und 21 Uhr und lag um 22 Uhr etwas westlich von München. Um

Abbildung 7.14: Vorhersage des Flüssigwassergehalts (l/qm) für den 21.07.92, 15 UTC



22:20 Uhr wurde für den Raum München eine Warnung vor Gewittern mit Hagel und Sturmböen bis 90 km/h (Stärke 10) herausgegeben. Diese Warnung kam etwas zu spät, da die Böen München schon erreicht hatten. Bei Kenntnis der bis zu diesem Zeitpunkt in Baden-Württemberg gemessenen Windgeschwindigkeiten (Stötten 60 kn, Ulm 56 kn, Friedrichshafen 72 kn) hätte die Warnung eventuell schon früher erfolgen können.

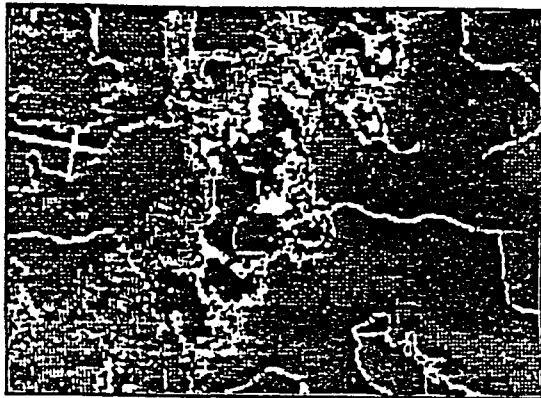
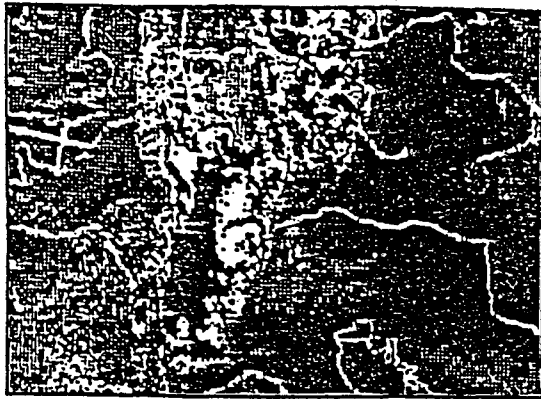
Hagel wurde in Südbayern trotz hagelverdächtiger Echos nicht beobachtet, der Niederschlag blieb im allgemeinen gering. So zeigt die Modellvorhersage (EM) des Flüssigwassergehalts (Abb.7.14) über Bayern einen deutlich niedrigeren Wert als für das restliche Bundesgebiet. Dagegen erreichten die Böen an mehreren Stationen Stärke 11.

Teile Nordbayerns waren am Spätnachmittag schon vom südlichen Ausläufer der Squall Line gestreift worden. Am späten Abend kam nun die Gewitterzone von Baden-Württemberg nordostwärts gezogen und brachte sehr ergiebige Regenfälle, die örtlich bis über 100 mm erreichten. In Regensburg wurde Windstärke 12 gemessen, in Hof Windstärke 11. Ansonsten lagen die Böen in Nordbayern um Stärke 8 bis 9.

In den morgendlichen Vorhersagen des Wetteramtes Nürnberg wurden am Nachmittag und Abend aufziehende Gewitter prognostiziert, mit Hagel und starken Böen. Um 11 Uhr folgte dann eine Warnung vor Gewittern mit Hagel und Sturmböen. Wiederum aufgrund der in Baden-Württemberg gemessenen Windgeschwindigkeiten hätte gegen Abend hin die Vorhersage bezüglich der Windgeschwindigkeiten aktualisiert werden können.

Zusammen mit Ostthüringen war Nordbayern, insbesondere Oberfranken, der am stärksten von Regenfällen und den darauffolgenden Überschwemmungen betroffene Bereich. Starkregen war hier jedoch nicht vorhergesagt worden. Vergleicht man die prognostizierten Flüssigwasserwerte (Abb.7.14) mit denen von Baden-Württemberg oder Hessen, so ist es sicher zu rechtfertigen, dass Starkregen in den morgendlichen Vorhersagen nicht erwähnt wurde. Allerdings wurden durch die

Abbildung 7.15: Satellitenbilder (von oben nach unten) von 20 Uhr, 22 Uhr, 00:30 Uhr und 03:30 Uhr



nachmittäglichen Schauer und Gewitter in Oberfranken die Bedingungen für das Auftreten von Starkregen deutlich verbessert. Wäre es möglich gewesen, anhand der vorhandenen Daten und Hilfsmittel auf Starkregen

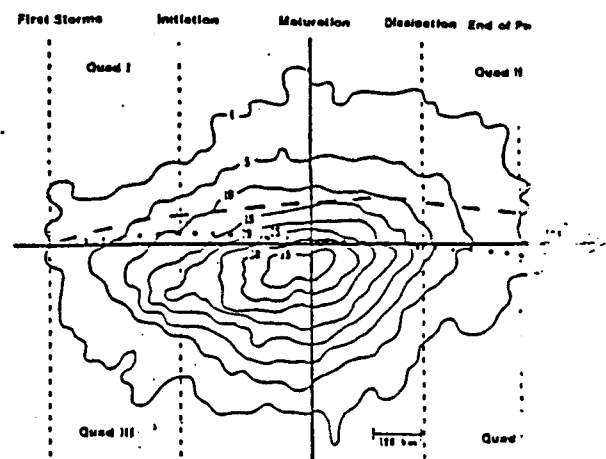
zu schließen?

Betrachtet man die Reihe der Satellitenbilder zwischen 20 Uhr und 03:30 Uhr (Abb.7.15), so erkennt man, dass sich zwischen 22 Uhr und 00:30 Uhr aus einem Mesoskaligen Konvektiven System (MCS) ein Mesoskaliger Konvektiver Komplex (MCC) bildet. Zu welchem Zeitpunkt erstmals eine ellipsen- oder kreisförmige Struktur zu sehen ist, lässt sich leider nicht genau sagen, man kann aber davon ausgehen, dass dies spätestens um 00:00 Uhr der Fall war.

Ist die Struktur auf dem Satellitenbild als MCC identifiziert, so kann anhand der Bilder der letzten Stunden oder Minuten durch Extrapolation die Zugbahn des inneren Bereichs der kältesten Wolkentops ungefähr vorausbestimmt werden.

Nach den Ausführungen in Kapitel 2 über die Nie-

Abbildung 7.16: Niederschlagsverteilung von MCC's (nach Kane, Chelius und Fritsch [10])



derschlagsverteilung in MCC's sind wenige Kilometer rechts von der Zugbahn (in Zugrichtung gesehen) des inneren Bereichs die ergiebigsten Niederschläge zu finden (Abb.7.16).

Auf dem Satellitenbild von 00:30 Uhr liegt der Bereich der kältesten Wolkentops ziemlich genau über Oberfranken. Das Satellitenbild von 03:30 Uhr zeigt, dass das Zentrum des MCC in den letzten 3 Stunden in nordnordöstliche Richtung gezogen ist, aber auch, dass sich die Ausdehnung des MCC langsam wieder verkleinert. Vergleicht man die Zugbahn des MCC mit der Karte der ergiebigsten Niederschläge, so zeigt sich eine gewisse Übereinstimmung (siehe Kapitel 6, S.68 und 69). Zieht man in Betracht, dass die mittlere maximale Regenmenge bei MCC's bei ungefähr 100 mm liegt (der Wert bezieht sich auf MCC's in den USA), so hätte nach der Identifizierung des MCC auf dem Satellitenbild die Vorhersage um Starkregen erweitert werden bzw. eine Wetterwarnung vor Starkregen erfolgen können.

Allerdings war die Gewitterfront um 00 Uhr schon auf der Höhe von Bayreuth, so dass eine Warnung um 00 Uhr für die meisten Teile Nordbayerns etwas zu spät gekommen wäre. Für das nordöstliche Oberfranken (Hof), Westsachsen und Ostthüringen wäre jedoch eine derar-

tige Warnung um 00 Uhr sicher von Nutzen gewesen, da beispielsweise in Gera die Hauptregenmenge zwischen 2 und 3 Uhr nachts fiel. Das Wetteramt Leipzig gab um 01:32 Uhr, also eineinhalb Stunden später für die Länder Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen eine Warnung vor starken Gewittern mit Hagel, Starkniederschlag und Böen zwischen 25 und 50 m/s (Stärke 10 bis 12 und mehr) heraus. Diese Warnung erfolgte aufgrund der gemessenen hohen Stundenwerte des Niederschlags und der extrem starken Radarechos. Es wurde dort also auf die Ereignisse gut reagiert, nachdem schon mehrere Stunden zuvor vor Gewittern mit Hagel, Starkniederschlag und Böen bis zu Stärke 10 gewarnt worden war.

Allerdings war für Thüringen festzustellen, dass die der breiten Öffentlichkeit zugänglichen Vorhersagen nur von weiteren Schauern und Gewittern mit Böen bis zu Stärke 8 sprachen. Auch in Leipzig war um 17:30 Uhr nur von weiteren Gewittern mit Böen bis zu Stärke 8 die Rede. In Dresden wurden dagegen um 18:10 Uhr für die Nacht weitere, teils kräftige Gewitter mit Hagel und Böen bis zu Stärke 10 vorhergesagt.

Zusammenfassung:

Die Entwicklung der Wetterlage wurde gut erfasst, Schauer und Gewitter wurden für ganz Deutschland vorhergesagt. Eine nicht so gute Modellvorhersage des Frontogeneseparameters führte zu dazu, dass die Entwicklung westlich des Rheins anfangs etwas überschätzt wurde.

Im Laufe der Entwicklung formierten sich mesoskalige Systeme. Bei genauerer Kenntnis der Eigendynamik dieser Systeme hätten in manchen Fällen Warnungen früher gegeben werden können. Da mesoskalige konvektive Systeme wie Squall-Lines und MCC's eine Lebensdauer von 6-12 Stunden haben, ist es sicher nicht möglich, schon in den morgendlichen Vorhersagen für ein begrenztes Gebiet auf Starkregen infolge Bildung eines MCC hinzuweisen. Dies kann nur auf Kurzfristbasis, dem sogenannten Nowcasting geschehen, das sich auf Hilfsmittel wie Satellit und Radar stützt.

Literatur

- [1] B.W. Atkinson: Mesoscale Atmospheric Circulations. Academic Press, New York – London, 1981
- [2] A.J. Chisholm: Alberta Hailstorms Part 1: Radar case studies and airflow models. Meteor. Monographs Vol.14, Nr.36, S. 1-36, 1973
- [3] A.J. Chisholm & J.H. Renick: The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms. Alberta Hail Studies, Research Council of Alberta Hail Studies, Report 72-2, S. 24-31, 1972
- [4] William R. Cotton & Richard A. Anthes: Storm and Cloud Dynamics. Academic Press, 1989
- [5] William R. Cotton: Storms. *ASTeR Press, 1990
- [6] J.R. Holton: An Introduction to Dynamic Meteorology, Second Edition. Academic Press, New York, 1979
- [7] B.J. Hoskins, I. Draghici, H.C Davies: A new look at the ω -equation. Quart.J.R.Met.Soc.104, S. 31-38, 1978
- [8] L.R. Hoxit, C.F. Chappell, J.M. Fritsch: Formation of Mesolows in Advance of Cumulonimbus Clouds. Monthly Weather Review 104, S. 1419-1428, 1976
- [9] R.H. Johnson, P.J. Hamilton: The Relationship of Surface Pressure Features to the Precipitation and Airflow Structure of an Intense Midlatitude Squall Line. Monthly Weather Review 116, S. 1444-1472, 1988
- [10] R.J. Kane Jr., C.R. Chelius, J.M. Fritsch: Precipitation Characteristics of Mesoscale Convective Weather Systems. J.Appl.Met.26, S. 1345-1357, 1987
- [11] M. Kurz: Synoptische Meteorologie, Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr. 8, 2.Auflage. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, 1990
- [12] M. Kurz: Die Entwicklung der Wetterlage des Münchner Hagelunwetters vom 12.Juli 1984. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 170, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, 1986
- [13] R.A. Maddox: Mesoscale Convective Complexes. Bull.Am. Met.Soc.61, S. 1374-1387, 1980
- [14] R.A. Maddox, C.F. Chappell, L.R. Hoxit: Synoptic and Meso- α Scale Aspects of Flash Flood Events. Bull.Am.Met.Soc.60, S. 115-123, 1979
- [15] R.A. Maddox, C.A. Doswell III: An Examination of Jet Stream Configurations, 500 mb Vorticity Advection and Low-Level Thermal Advection Patterns During Extended Periods of Intense Convection. Monthly Weather Review 110, S. 184-197, 1982
- [16] C.W. Newton, R.C. Miller, E.R. Fosse, D.R. Booker, P. McManamon: Severe Thunderstorms: Their nature and their effects on society. Interdiscip.Sci.Rev.3, S. 71-85, 1978
- [17] Th. Prenosil: Einführung in die Synoptische Meteorologie. Bericht Nr. 89135, Amt für Wehrgeophysik, Traben-Trarbach, 1989
- [18] R.R. Rogers & M.K. Yau: A Short Course in Cloud Physics, Third Edition. Pergamon Press, 1989
- [19] K.L. Seitter: A Numerical Study of Atmospheric Density Current Motion Including the Effects of Condensation. J.Atmos.Sc.43, S. 3068-3076, 1986
- [20] R.M. Wakimoto: The Life Cycle of Thunderstorm Gust Fronts as Viewed with Doppler Radar and Rawinsonde Data. Monthly Weather Review 110, S. 1060-1082, 1982
- [21] J.A. Wilson, W.E. Schreiber: Initiation of Convective Storms at Radar Observed Boundary Layer Convergence Lines. Monthly Weather Review 114, S. 2516-2536, 1986

Die in dieser Arbeit verwendeten Wetterkarten, Daten Radarbilder und Satellitenbilder (Meteosat) wurden von Herrn Kurz vom Deutschen Wetterdienst und von den Wetterämtern des DWD zur Verfügung gestellt. Ein Teil der Abbildungen wurde mit Keith Ayotte's Laser Shell hergestellt.

Mein Dank gilt:

Herrn Kurz vom Deutschen Wetterdienst, der die Arbeit mit viel Engagement betreut hat
den Wetterämtern des DWD für ihre Berichte zur Einschätzung der Wetterlage


Herrn Prof. Höschele, der mir den Wechsel nach Karlsruhe
ermöglicht hat

Herrn Walk für die ausführlichste Beantwortung zahlreicher Fragen

Martin Kohler für die Fahrpläne der Bundesbahn

Marcy, Pink Panther, Altenmünster, Calanda, Erdinger, Edelpils, Upper Canada und vielen anderen für die
moralische und sonstige Unterstützung.

Ich versichere, dass ich die diesen Arbeit selbständig verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel und Quellen benutzt habe.

Wolfgang 

Wolfgang Linder