

**Berichte**  
des  
**Deutschen Wetterdienstes**

**Nr. 135**  
(Band 17)

DK 551.515.4 : 551.553.8 : 551.515.9 (430.1)

**Zwei Wetterkatastrophen des Jahres 1972:  
Der Niedersachsen-Orkan und das Gewitter-  
unwetter von Stuttgart**

von

A. CAPPEL und P. EMMRICH

(Mit 26 Abbildungen und 8 Tabellen im Text, 24 Tabellen im Anhang)

Offenbach a. M. 1975  
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

<b>Inhalt</b>		
<b>I.</b>	<b>Entwicklung und Aufbau des Niedersachsen-Orkans vom 13. November 1972 (P. EMMRICH)</b>	Seite
	Zusammenfassung/Abstract .....	3
1.	Synoptische Situation .....	4
1.1.	Überblick .....	4
1.2.	Fronten und Luftmassen .....	5
2.	Der Aufbau der Zyklone .....	11
2.1.	Die Temperaturverteilung .....	11
2.2.	Die Feuchteverteilung .....	13
2.3.	Die vertikale Temperaturverteilung .....	14
2.4.	Geostrophische Vorticity in 700 mbar .....	16
2.5.	Zusammenfassende Übersicht .....	17
3.	Barokline Entwicklung .....	17
3.1.	Allgemeines .....	17
3.1.1.	Barotropie .....	17
3.1.2.	Baroklinität und Frontalwellenentwicklung .....	17
3.2.	Energie der baroklinen Welle .....	18
3.3.	Entwicklungstendenz .....	19
3.3.1.	Vorticityänderung in der 1000-mb-Fläche .....	19
3.3.1.1.	Bedeutung von Temperatur- und oberer Vorticityadvektion für die Vertiefung der Zyklone .....	19
3.3.1.2.	Bedeutung der Vertikalbewegungen für die Vertiefung der Zyklone ..	19
3.3.2.	Entwicklungstendenz in einer beliebigen Druckfläche .....	20
3.4.	Diskussion der Zyklonenentwicklung .....	20
3.4.1.	Die Vertiefung der Zyklone .....	20
3.4.1.1.	Vorticityadvektion und Vertikalbewegung .....	20
3.4.1.2.	Vorticity- und Schichtdickenadvektion .....	21
3.4.2.	Vorticityänderung in der 1000-mbar-Fläche .....	22
3.5.	Entwicklungstendenz im Niveau der 500-mbar-Fläche .....	22
3.6.	Der niedertroposphärische Trog .....	24
3.7.	Energiebetrachtung .....	24
3.8.	Zyklogese und Jetstream .....	30
4.	Ergebnisse numerischer Modelle .....	32
4.1.	Baroklines 6-Flächenmodell des Deutschen Wetterdienstes .....	32
4.2.	Quasi-geostrophisches 2-Flächenmodell .....	33
5.	Schlußbemerkung .....	34
<b>II.</b>	<b>Der Niedersachsen-Orkan vom 13. November 1972, ein säkulares klimatologisches Ereignis (A. CAPPEL)</b>	
	Zusammenfassung/Abstract .....	35
1.	Einleitung .....	35
2.	Die Vorentwicklung .....	36
3.	Der Orkan am 13. November 1972 .....	36
3.1.	Der Luftdruckverlauf .....	36
3.2.	Die Satellitenaufnahme .....	37
3.3.	Die Windstärken in Deutschland .....	37
3.4.	Die Sturmlage zu den Klimaterminen 7 und 14 Uhr mittlerer Ortszeit ..	37
3.5.	Die registrierten Windgeschwindigkeiten .....	38
3.6.	Maximale Windgeschwindigkeiten und Böenhäufigkeit .....	39
3.7.	Die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit .....	40
4.	Die Sturmschäden .....	41
4.1.	Die Landschaftsschäden .....	41
4.2.	Die Sachschäden .....	42
5.	Die Sturmwarnung .....	43
6.	Schlußfolgerungen .....	45
	Anhang (Tab. 3-7, 9-14) .....	47-72*)
<b>III.</b>	<b>Die Ursachen für die Gewitterunwetter im Raum Stuttgart am 15. August 1972 (P. EMMRICH)</b>	
	Zusammenfassung/Abstract .....	73
1.	Allgemeine Vorbemerkung .....	73
2.	Das Stuttgarter Unwetter .....	75
2.1.	Allgemeiner Überblick .....	75
2.2.	Die Wetterlage am 15. 8. 1972 .....	75
2.2.1.	Jetstream in 300 mbar .....	75
2.2.2.	Geostrophische Vorticityadvektion in 300 mbar .....	75
2.2.3.	Relative Topographie 500/1000 mbar .....	76
2.2.4.	Schichtdickenadvektion 500/1000 mbar .....	77
2.2.5.	Bodendruckverteilung .....	77
3.	Luftmassenanalyse und Stabilität der Schichtung .....	77
3.1.	Die vertikale Temperaturverteilung .....	77
3.2.	Die vertikale Windverteilung .....	81
4.	Der Hebungsvorgang .....	81
5.	Zusammenfassende Betrachtung .....	82
6.	Vertikalgeschwindigkeit und Labilitätsenergie .....	83
7.	Abschließende Charakterisierung des Unwetters .....	83
	*) Nicht paginiert	

## I. Entwicklung und Aufbau des Niedersachsen-Orkans vom 13. November 1972

### Zusammenfassung

Der Orkan vom 13. November 1972 über der Deutschen Bucht und Niedersachsen war das Resultat der Verwirbelung einer intensiven Frontalwelle, wobei der entstandene warme Wirbel auf die untere Troposphäre beschränkt blieb, ohne daß es zur Bildung eines markanten kalten Höhentrogs kam.

Die typischen Merkmale einer Frontalwellenentwicklung waren festzustellen:

Die Entwicklung begann auf der warmen Seite vom Einzugsgebiet des Jetstreams mit signifikanter Warmluftadvektion auf dessen warmer Seite und sie endete auf der kalten Seite der Deltaregion.

Die Entwicklung wird entsprechend der Natur der baroklinen Welle unter vereinfachten Annahmen diskutiert. Dabei ergibt sich, daß die Feldverteilung von Vorticityadvektion und thermischer Advektion nur eine starke zyklonenetische Entwicklung in der unteren Troposphäre bewirken konnte.

### Abstract

The violent storm in the German Bight and over Northwestern Germany of November 13th, 1972, resulted from the total occluding of an intensive frontal wave, thus producing an warm vortex confined to the lower troposphere, a process, wherein a well-pronounced upper cold trough did not form.

As to the characteristic features of the frontal wave development - this process started on the warm side of the jet entrance area, setting up a significant advection of warm air on its warm edge, and came to an end on the cold side of the deltaregion.

Corresponding to the nature of baroclinic waves the development under consideration is discussed by presuming simplified assumptions. Hence follows that the distribution patterns of vorticity advection and thermal advection could establish a strong cyclogenetic development only in the lower troposphere.

### Material

Alle zur Darstellung kommenden Analysen des Boden- und Höhendruckfeldes sowie der Temperatur und der Feuchte sind manuell (subjektiv) aus dem in der Analysen- und Vorhersagezentrale des Zentralamtes des DWD zur Verfügung stehenden Material hergestellt. Dagegen sind alle Feldverteilungen, denen geostrophische Approximationen zugrundeliegen ( $\zeta_g$ ,  $A_v$ ,  $A_T$ ,

$\frac{\partial}{\partial p} A_T$ ,  $R$  und  $E_K$ ), numerisch ermittelt. Sie basieren also auf den numerischen Analysen des DWD. Der benutzte Gitterpunktabstand ist  $d = 381$  km. Die gelegentlich vollzogene Zuordnung von manuell zu numerisch hergestellten Feldern ist deshalb nicht ganz korrekt. Der Unterschied zwischen numerischer und subjektiver Analyse liegt aber vor allem in bestimmten Niveaudifferenzen, auf die es uns nicht ankommt.

### Symbole

$c_n$	Numerische Phasengeschwindigkeit
$D$	Horizontale Divergenz
$E_k$	Kinetische Energie
$d$	Gitterpunktabstand
$f$	Coriolisparameter
$f_0$	Mittlerer Coriolisparameter
$k$	Einheitsvektor
$m_F$	Maßstabfaktor
$p$	Druck
$W_p$	Gesamtwassergehalt (precipitable water)
$v_g$	Vektor des geostrophischen Windes
$v_T$	Vektor des thermischen Windes
$\Phi$	Geopotential
$\lambda$	Wellenlänge
$\omega$	Generalisierte Vertikalbewegung $dp/dt$

$\sigma$	Parameter der statischen Stabilität
$\zeta_g$	Geostrophische Vorticity
$\zeta_{Tg}$	Geostrophische Vorticity der relativen Topographie (thermische Vorticity)
$\nabla_h$	2-dim. Gradient (Deltaoperator)
$\nabla_h^2$	2-dim. Laplaceoperator

### Geostrophische Approximationen

$\zeta_g = \frac{1}{f_0} \nabla_h^2 \Phi$	Relative Vorticity
$v_g = \frac{1}{f} k \times \nabla_h \Phi$	Windvektor

$$v_{Tg} = \frac{1}{f} k \times \nabla_h (\Phi_5 - \Phi_1) \quad \text{Vektor des thermischen Windes für 500/1000 mbar}$$

$$A_T = -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} \quad \text{Schichtdickenadvektion}$$

$$A_{T5} = -v_g \cdot \nabla_h (\Phi_5 - \Phi_1) \quad \text{Schichtdickenadvektion zwischen 500/1000 mbar}$$

$$A_v = -v_g \cdot \nabla_h \left( \frac{1}{f_0} \nabla_h^2 \Phi + f \right) \quad \text{Vorticityadvektion}$$

$$A_{v5} = -v_{g5} \cdot \nabla_h \left( \frac{1}{f_0} \nabla_h^2 \Phi_5 + f \right) \quad \text{Vorticityadvektion in 500 mbar}$$

$$\frac{d(\cdot)_h}{dt} = \frac{\partial(\cdot)_h}{\partial t} + v_g \cdot \nabla_h(\cdot) \quad \text{Individuelle Änderung einer Feldgröße ( )}$$

## 1. Synoptische Situation

### 1.1. Überblick

Die in der Abb. 2a am Mittag des 11. November mit einem Kerndruck von 964 mbar vor Mittelnorwegen gelegene Sturmzyklone hatte sich aus einer wohlorganisierten Warmsektorzyklone über dem Nordatlantik entwickelt. Sie ist in die Kategorie der heftigen atlantischen Herbststürme einzuordnen und stellte keine Besonderheit dar. Sie hatte die Faröer am Tage zuvor mit einem Kerndruck von unter 960 mbar überquert und erzeugte dort einen orkanartigen Trogsturm. Die Intensität dieser Zyklone war durchaus vergleichbar mit der des unmittelbar nachfolgenden Orkans über dem norddeutschen Küstenbereich. Lediglich die Zugbahnen der beiden Zyklonen waren sehr unterschiedlich.

Das zu beschreibende intensive Sturmtief kündigt sich in Abb. 2a in Gestalt der flachen Wellenstörung bei ungefähr 38°N/38°W an. Sie zieht an der Vorderseite des westatlantischen Höhentrogos vom Südwesten her auf und sucht die Frontdeformation am Okklusionspunkt zu verstärken.

Die 500-mbar-Fläche vermittelt in diesem Gebiet das Bild eines konfluenten Höhenkeils. Trotz der immensen Verstärkung der Welle bei Westeuropa (Abb. 2b-2e) durchwandert sie das großräumige Wellenprofil rasch, weil sich keine stärkere Deformation in der oberen Troposphäre einstellt. Die Zuggeschwindigkeit beträgt 35 bis 40 kn.

Die Abbildung 1 zeigt das Wesentliche dieser Entwicklung: Die Vertiefung der Zyklone ( $\approx 10$  mbar/12 h) bzw. die Verstärkung des 3std. Druckfalls geht mit der Einengung des Warmsektors einher, wobei aber durch

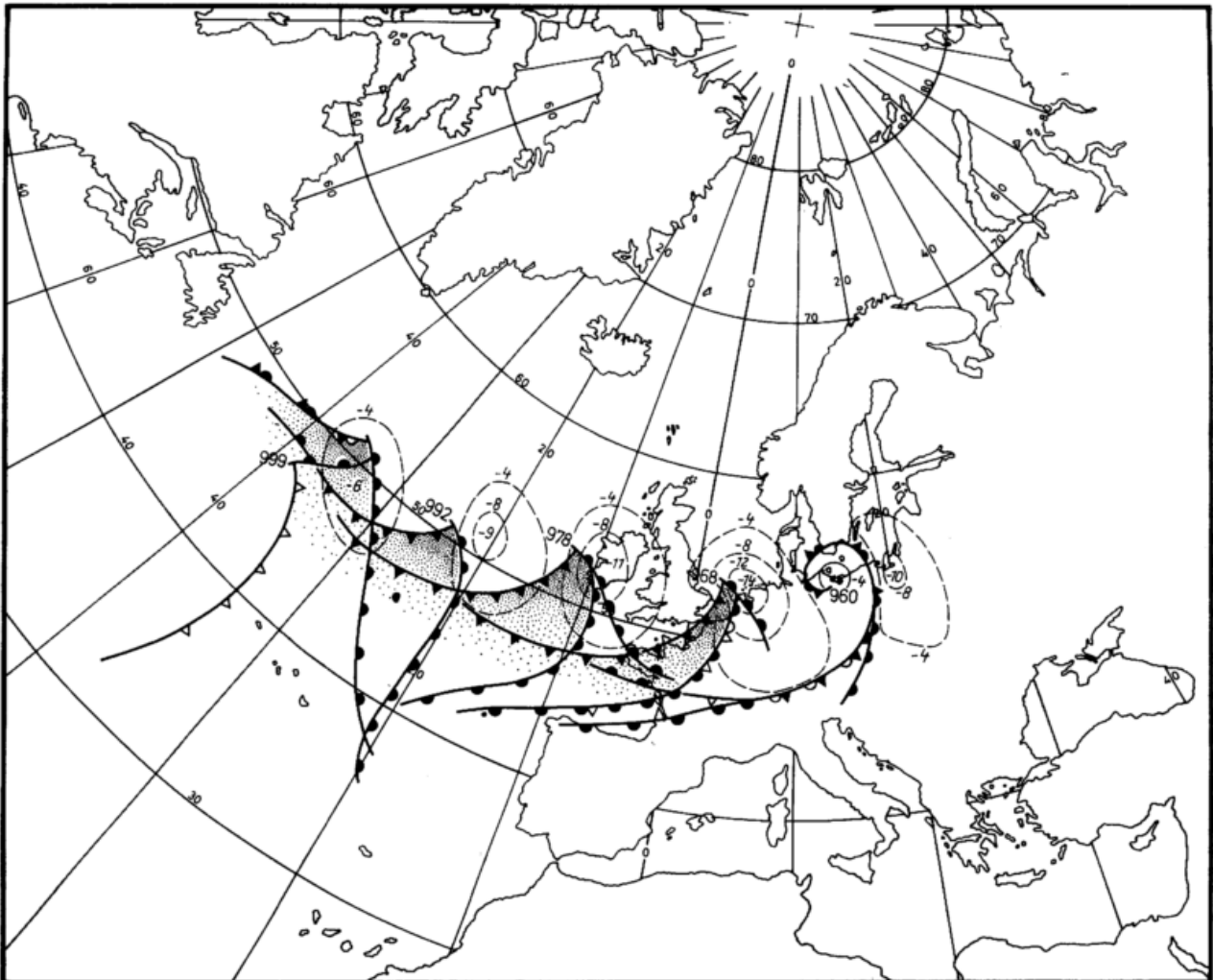


Abb. 1: Fronten und 3std. Bodendruckfall vom 11. bis 13. 11. 1972

die Bildung der vorlaufenden Warmfront am 12. 11. der Warmsektor noch einmal erweitert wird. Die vollständige Verwirbelung des Warmsektors erfolgt in der Zeit zwischen 00 und 12 Uhr am 13. November. Es entsteht dabei ein niedertroposphärischer Trog mit einer außergewöhnlich steilen Südflanke (Abb. 2e, f), die am 13. 11. morgens Norddeutschland überquert.

Das Zyklonenzentrum passiert den Süden von Schleswig-Holstein mit einem Druck von 955 mbar (Brunsbüttel). Zugleich erreicht das Druckgefälle zwischen Frankfurt/Main und Bremen fast 30 mbar. Am Morgen des 13. 11. beträgt der Luftdruckfall 14 mbar/3 h und der Druckanstieg unmittelbar hinter der Trogachse gar 20 mbar/3 h. So zeichnete der Barograph in Hamburg beim Vorbeizug der Depression einen Drucktrichter, der dem eines tropischen Orkans völlig gleicht.

Den Höhepunkt der Entwicklung erreicht die Zyklone zur Zeit der totalen Verwirbelung des Warmsektors, nämlich ungefähr zwischen 06 und 09 Uhr. Das ist aber auch etwa die Zeit der optimalen Annäherung des Wirbelzentrums an Hamburg gewesen, so daß die abnorme Druckkurve von Hamburg mit einiger Sicherheit das steilste Druckprofil im Laufe der Entwicklung darstellt. KRÜHL (1) hat mehrfach darauf aufmerksam gemacht, daß derartige spitze Drucktrichter bei rasch ziehenden Warmsektorzyklonen, die sich nicht zum hochreichenden kalten Sturmwirbel umbilden, zu beobachten sind. Die Betonung muß dabei auf der großen Marschgeschwindigkeit liegen, weil diese die Steilheit der Druckkurve wesentlich beeinflusst.

Wäre nämlich unsere Zyklone, wie die Mehrzahl der Westdriftzyklonen, nur mit halber Geschwindigkeit gezogen, so hätte der Barograph in Hamburg ein völlig gewöhnliches Druckprofil gezeichnet.

Diese Zyklogenese stellt eine eindrucksvolle Frontalwellenentwicklung dar, wie sie über Mitteleuropa selten zu beobachten ist. Aber der erfahrene Synoptiker war von dieser Entwicklung wohl wenig überrascht, war doch spätestens die ausgeprägte ostatlantische Warmsektorzyklone am 12. November morgens genug Indiz für die starke Vertiefung.

## 1.2. Fronten und Luftmassen

In den Karten der Bodendruckverteilung ist das Feld der geostrophisch approximierten Schichtdickenadvektion  $A_{T_5}$  zwischen 1000 und 500 mbar und in den Karten der 500-mbar-Fläche das geostrophisch ermittelte Feld der Vorticityadvektion  $A_{V_5}$  eingezeichnet.

In der Ausgangssituation (Abb. 2a) ist die Polarfront über Westeuropa stark deformiert. Sie verläuft, den großen europäischen Höhentrog flankierend, von den Alpen zur Iberischen Halbinsel, um von dort im weiten Bogen nach Nordwesten hin umzubiegen. Sie trennt im Westen sehr deutlich das Gebiet mit stürmischen und kalten Ostwinden von dem der schwachen und milden Südwinde.

Weniger deutlich ist die gealterte Front an der Vorderseite des westatlantischen Höhentrogos ausgeprägt. Dennoch tritt nordwestlich der Azoren ein großer Warmsektor in Erscheinung, der von einer subtropischen Luftmasse (Taupunkttemperaturen von 16° bis 20° C) erfüllt ist.

Die großräumige Luftdruckverteilung vermittelt im ostatlantischen Raum das Bild eines fronto- und zyklonogenetischen Deformationsfeldes, dessen neutraler Punkt etwa bei 55° Nord/30° West zu suchen ist.

Die Abb. 2b läßt erkennen, wie die Wellenstörung an die straffe ostatlantische Frontalzone Anschluß gewinnt und diese deutlich zu deformieren beginnt. So wird die langgestreckte Okklusion im Rücken des Wellen-

tiefs rasch zur neuen polaren Kaltfront. Vermöge dieser Polarfrontdeformation entsteht ein weit geöffnete und intensiver Warmsektor.

Zu der Zeit greift auch bereits die Warmluftadvektion auf der Vorderseite der Zyklone bis nach Frankreich und Süddeutschland aus. Infolge dieser weit ausgreifenden Warmluftadvektion bildet sich vorerst in der mittleren Troposphäre, aber bald auch in Bodennähe eine vorlaufende Warmfront (Abb. 2c-2e), die später sogar zur eigentlichen Warmfront wird.

Das Feld der Schichtdickenadvektion läßt die Großräumigkeit und die zonale Richtung des Warmluftvorstoßes erkennen.

Auch am Mittag des 12. 11. (Abb. 2c) ist der Warmsektor, der von der Subtropikluft gebildet wird, noch weit geöffnet. Die Warmfront hat bereits Irland mit verbreitet starkem Regen und Druckfall von 10 mbar/3 h erreicht. Gleichzeitig ist der Druck im Zentrum der Zyklone auf unter 980 mbar abgesunken. Im Warmsektor weht nun ein Südwestwind Stärke 8 bis 10.

Am 13. 11. 00 Uhr MGZ (GMT) (Abb. 2d) liegt die Zyklone - abermals um 10 mbar vertieft - über der südwestlichen Nordsee. Der innere Warmsektor mit der subtropischen Luftmasse ist nun sehr eingengt und nur noch über Frankreich anhand der Taupunkttemperaturen von 12° bis 14° C zu erkennen (Abb. 2f).

Die bedeutende Flächenschrumpfung des Warmsektors veranschaulicht die Vermehrung der zyklonalen Rotation, denn wie bekannt (2) und gezeigt werden wird, ist es hauptsächlich die Warmsektormasse, die zyklonale Rotation gewinnt. Der Okklusionsvorgang ist so heftig, daß auch der Restwarmsektor am Mittag des 13. November (Abb. 2e) völlig verwirbelt ist.

Schon nachts ist die Bildung des eng begrenzten, aber sehr intensiven Trogos im Gange, dessen verheerende Auswirkungen über Norddeutschland hinlänglich bekannt sind. Eine eingehende Beschreibung dazu wird im klimatologischen Teil dieser Arbeit gegeben.

Auf der Rückseite der Zyklone dringt nun ein neuer Schwall von Polarluft nach Mitteleuropa ein. Die Front verläuft mittags an den Alpen als Okklusion nach Südfrankreich, wo noch die Reste des subtropischen Warmsektors vorhanden sind. Aber über Westfrankreich machen sich schon wieder die Aufgleiterscheinungen einer im Seegebiet westlich der Biskaya in Entwicklung begriffenen Wellenstörung bemerkbar. Die eindrucksvolle Verwirbelung ist in der Abb. 1 zusammenfassend dargestellt.

Die Luftmassenanordnung macht deutlich, daß die Bildung dieser intensiven Warmsektorzyklone im Rücken des großen europäischen Höhentrogos an der zugehörigen Kaltfront erfolgte. Letztere war zunächst quasi-stationär und über dem Atlantik zur Warmfront umgebogen, und die Wellenbildung setzte mit der Annäherung des sekundären Höhentrogos von Südgrönland her ein. Die hochtroposphärische Divergenz auf der Vorderseite dieses Sekundärtrogos überlagerte sich so

Abb. 2a-e (S. 6-10): Bodendruckfeld (oben) mit Schichtdickenadvektion  $A_{T_5}$  [gpm/h] und 500-mbar-Fläche (unten) mit geostrophischer Vorticityadvektion  $A_{V_5}$  [ $10^{-7} s^{-2}$ ] vom 11. 11. 1972, 12 Uhr MGZ, bis 13. 11. 1972, 12 Uhr MGZ.

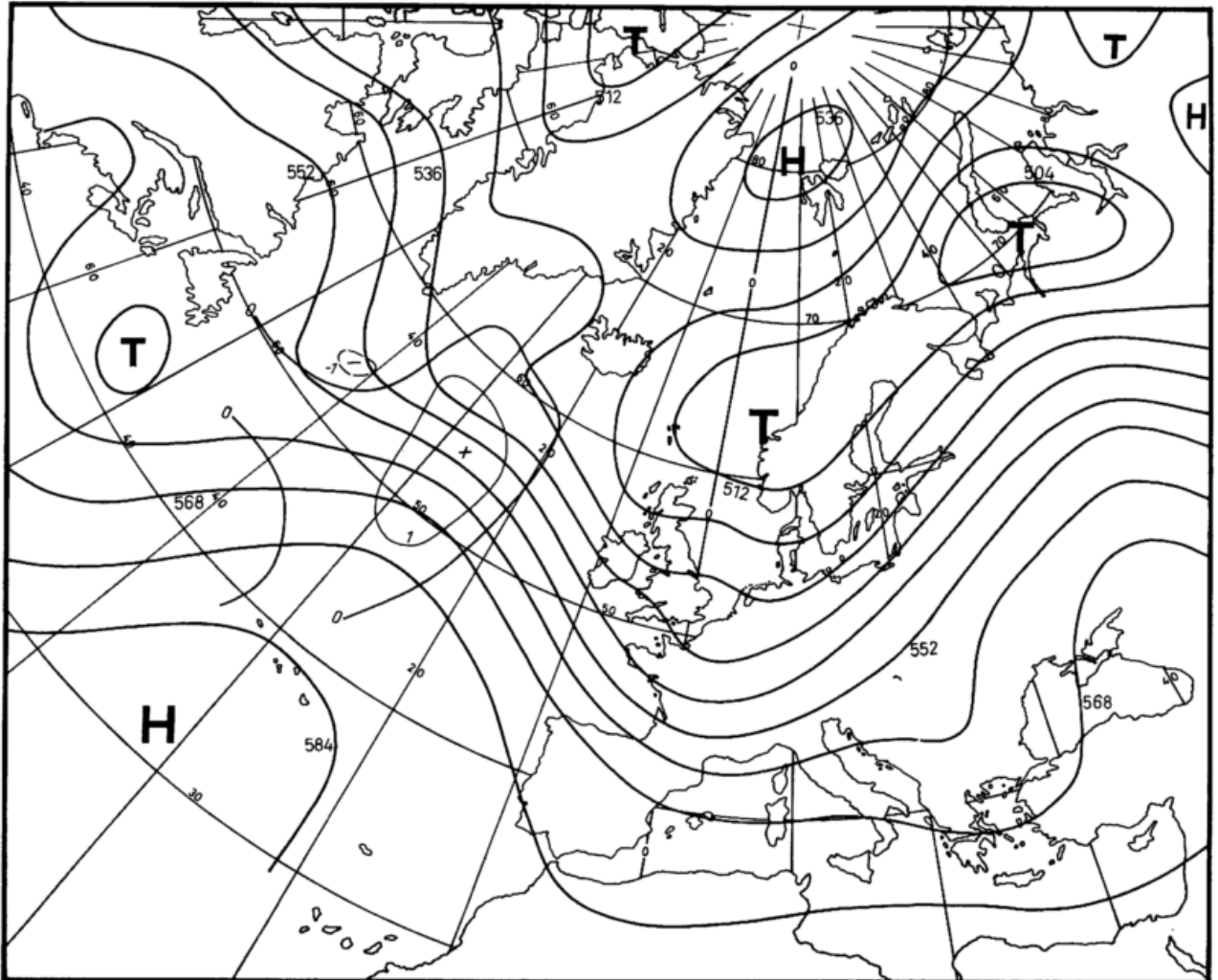
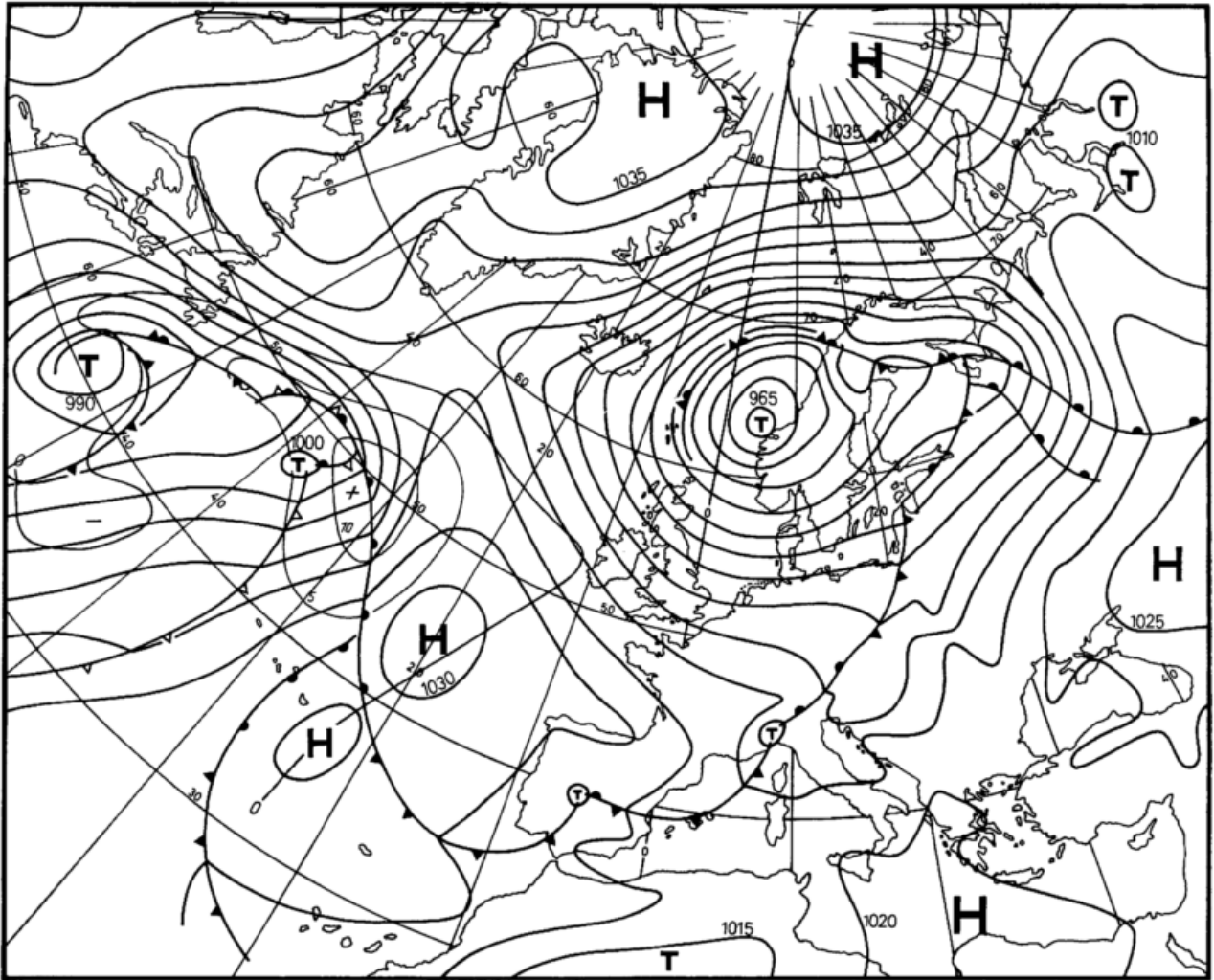


Abb. 2a: 11. 11. 1972, 12 Uhr MGZ.

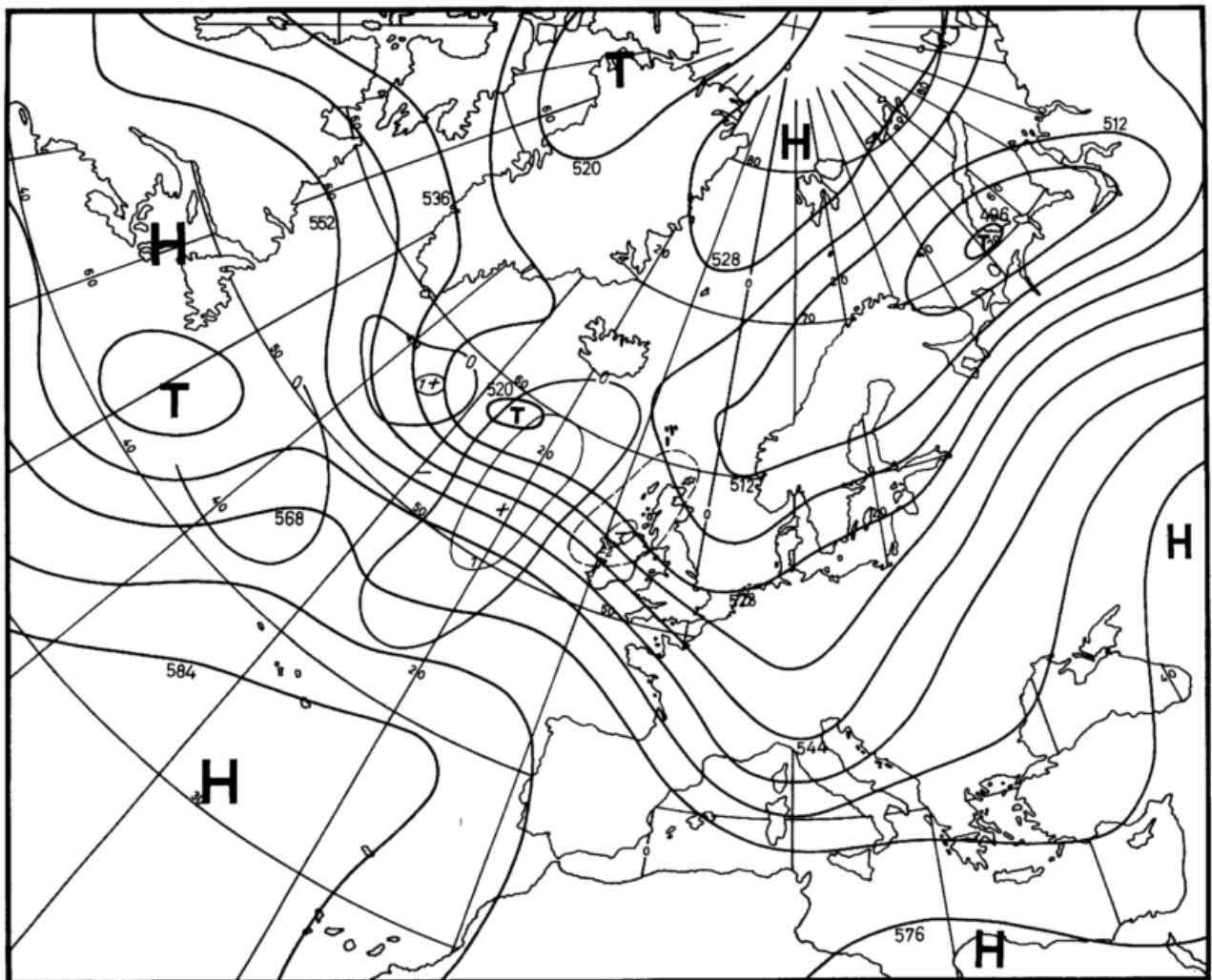
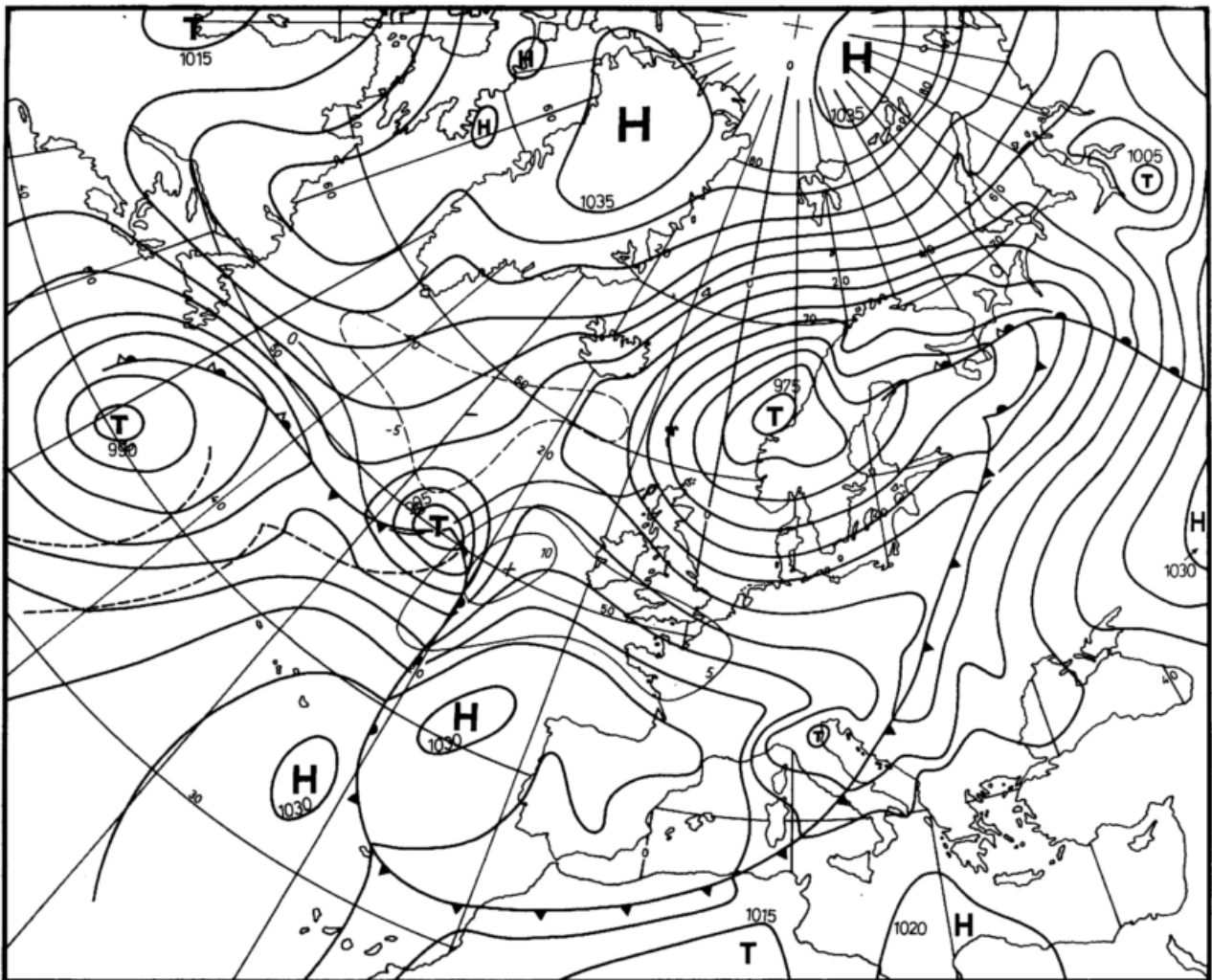


Abb. 2b: 12. 11. 1972, 00 Uhr MGZ.

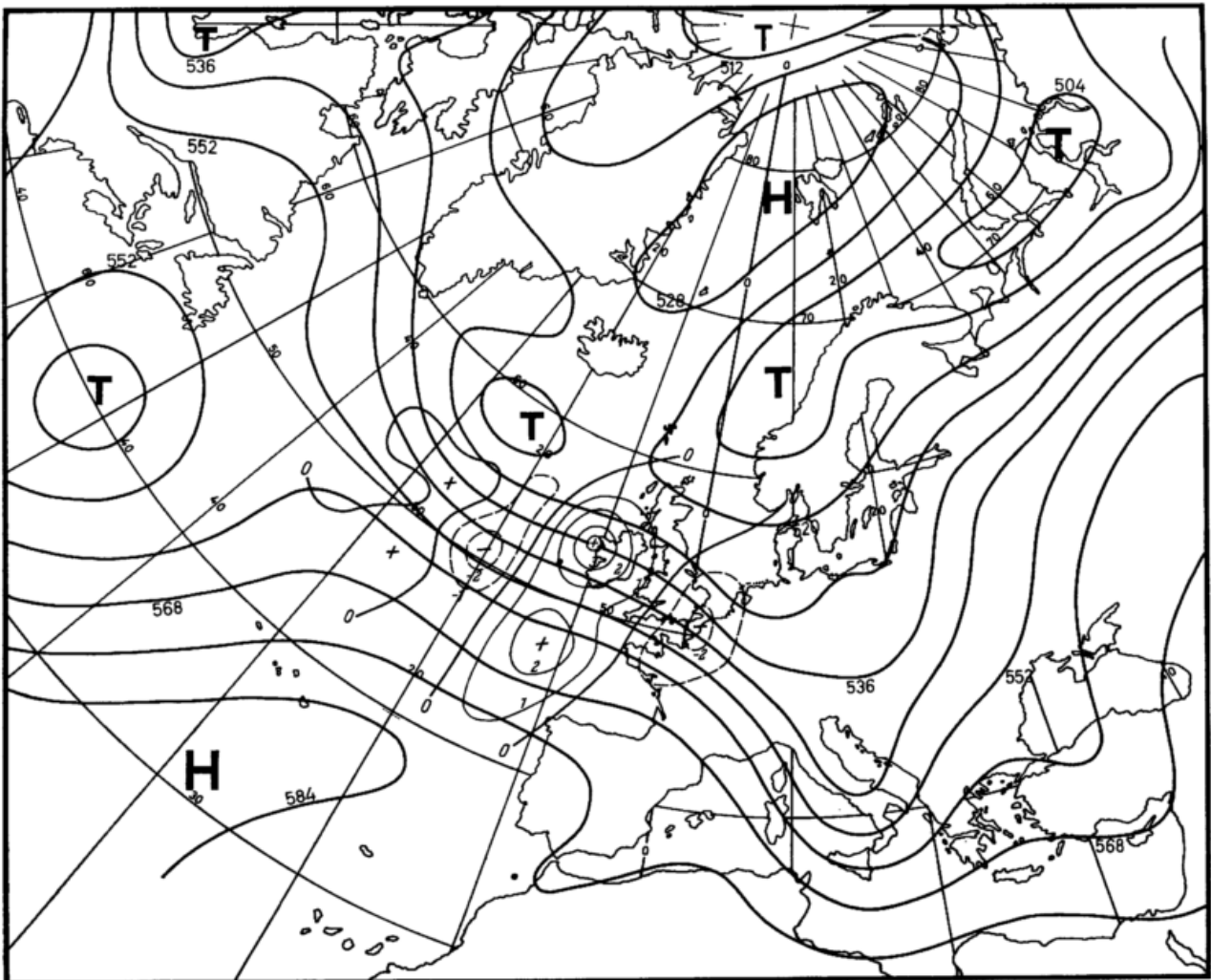
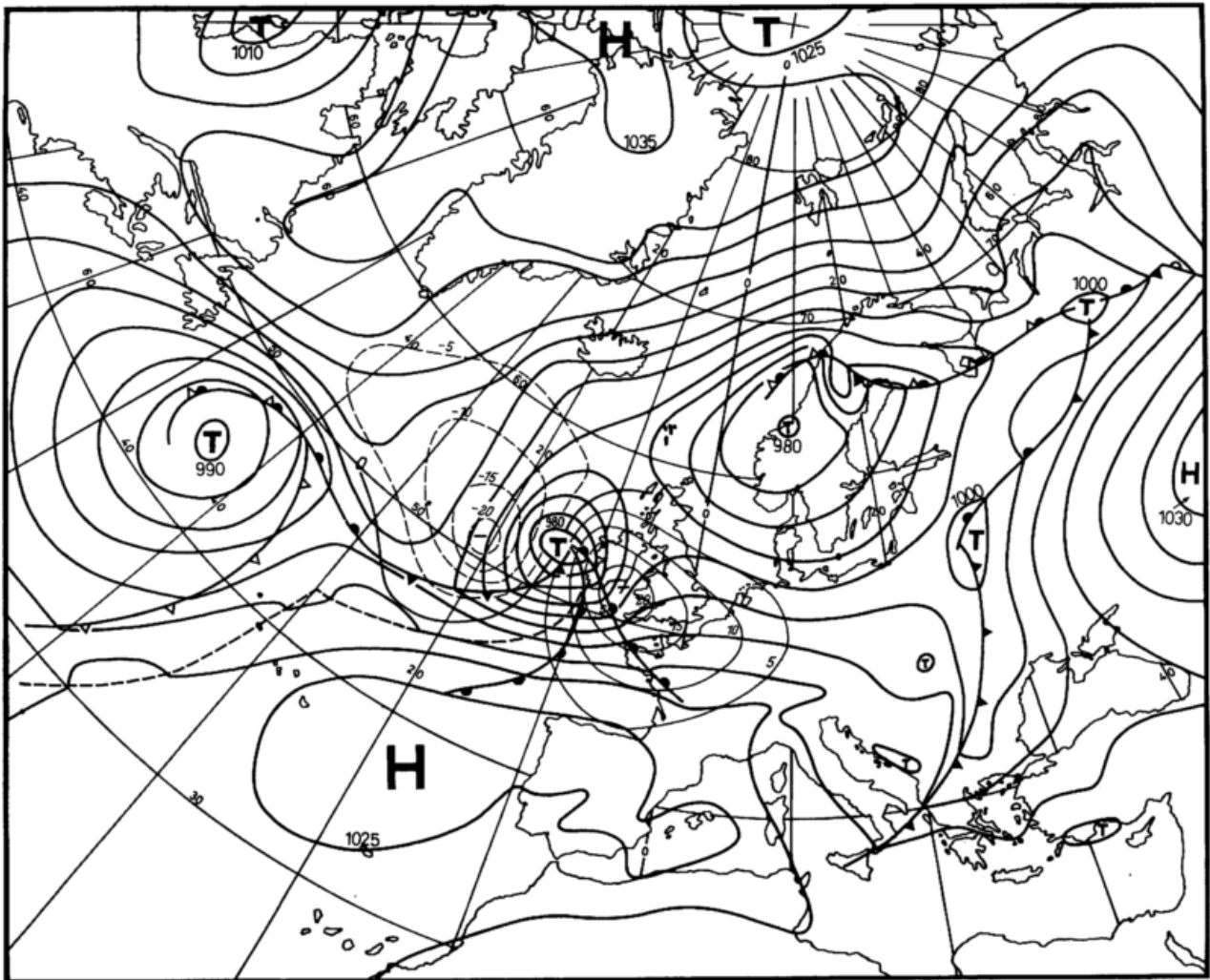


Abb. 2c: 12. 11. 1972, 12 Uhr MGZ.

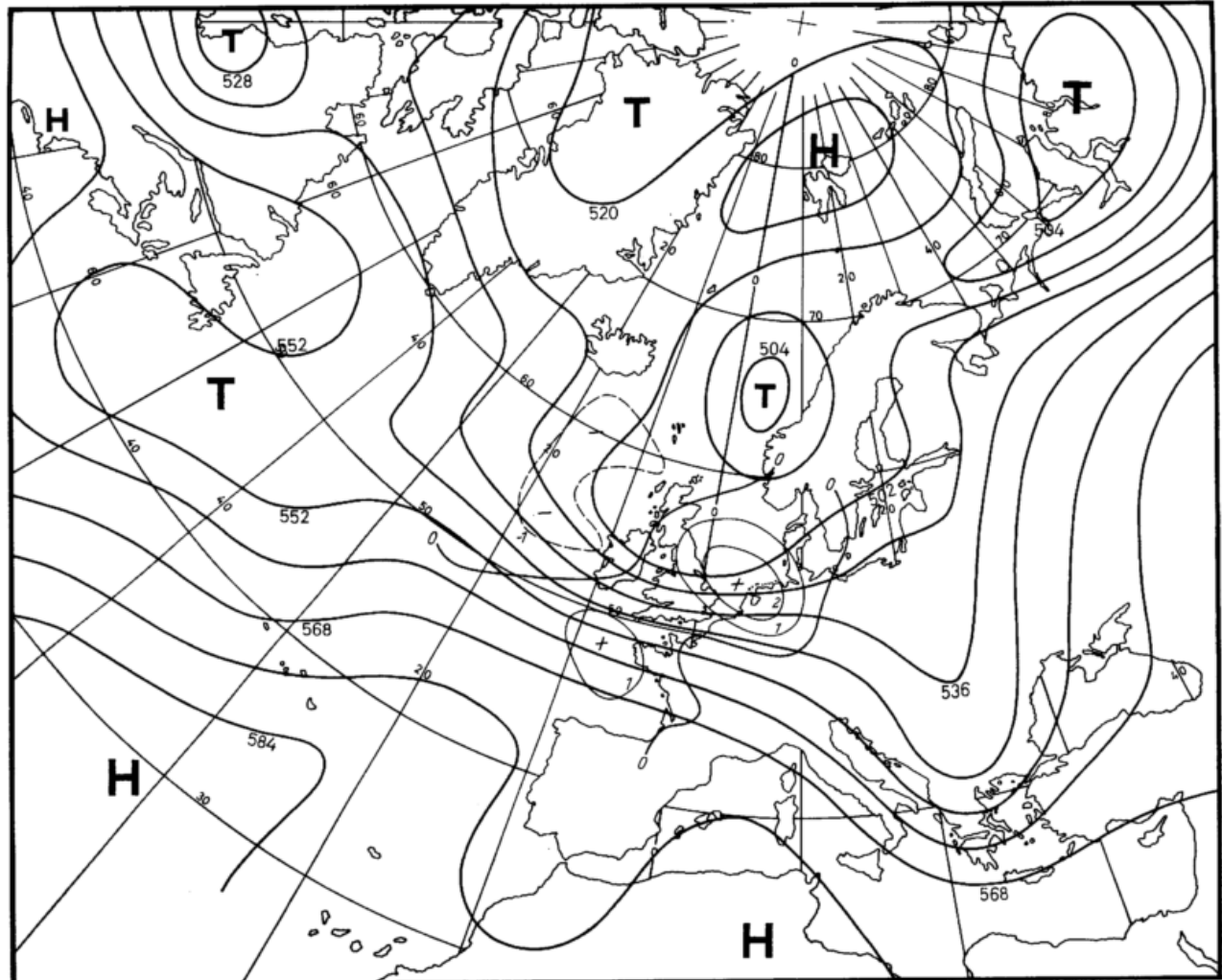
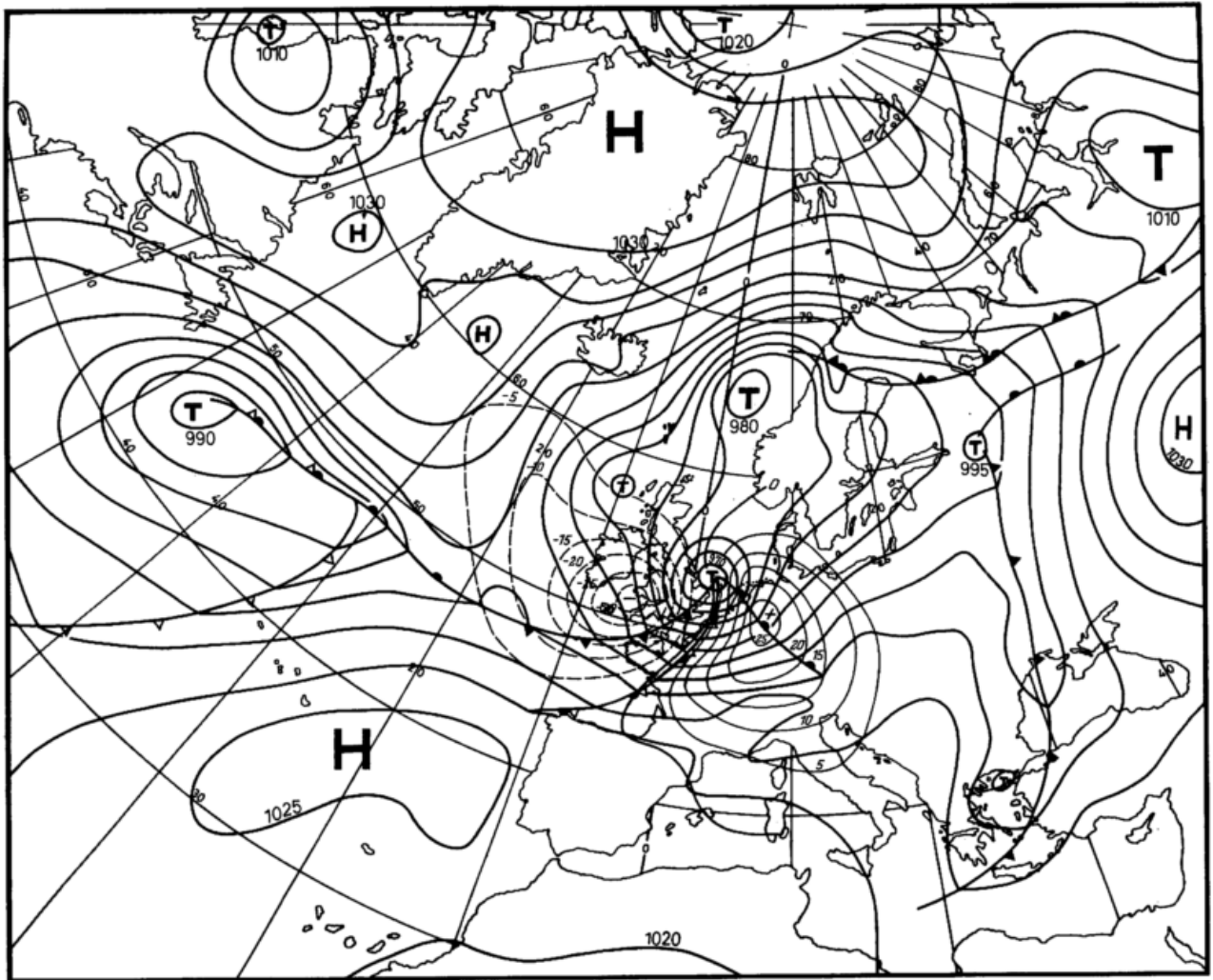


Abb. 2d: 13. 11. 1972, 00 Uhr MGZ.

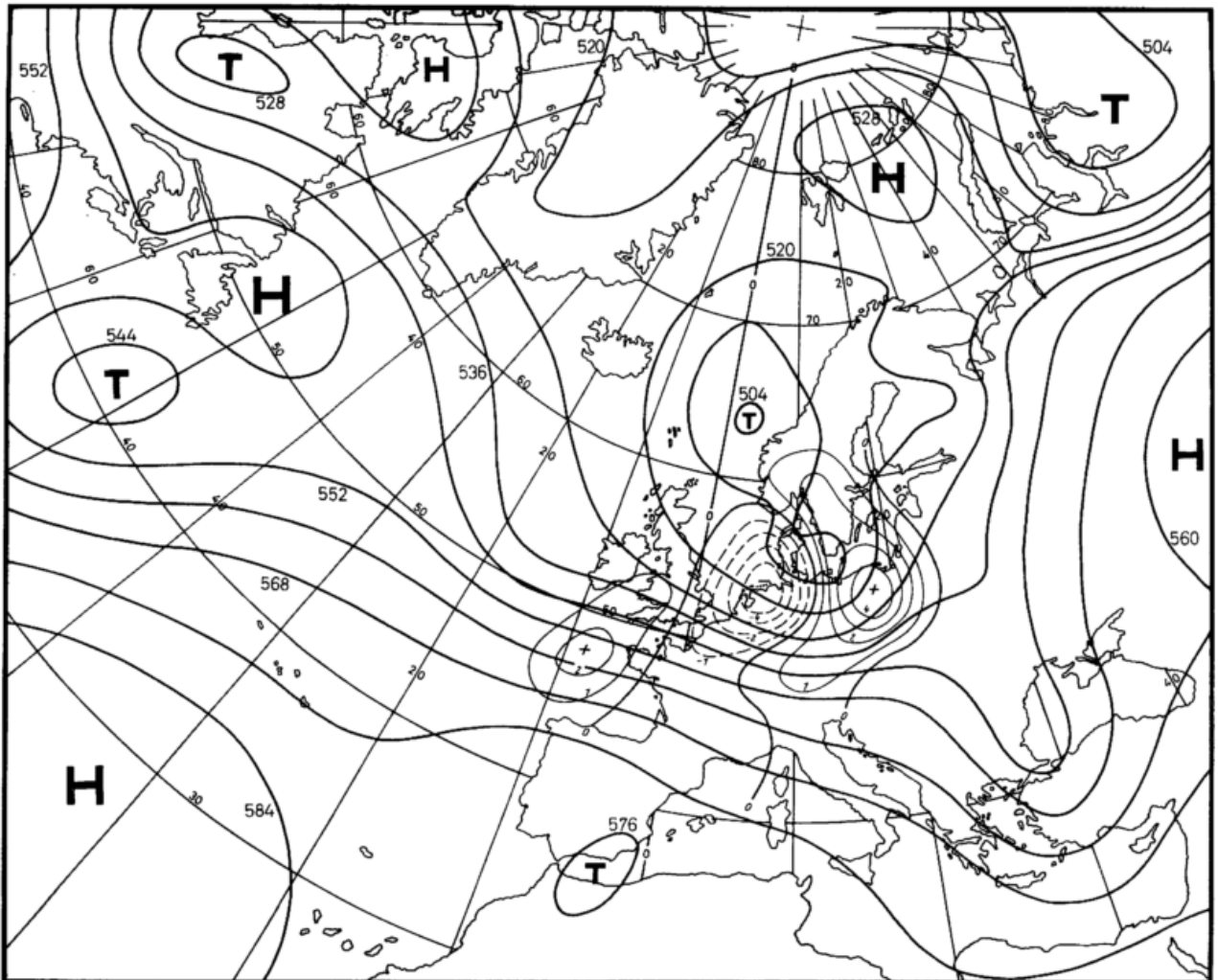
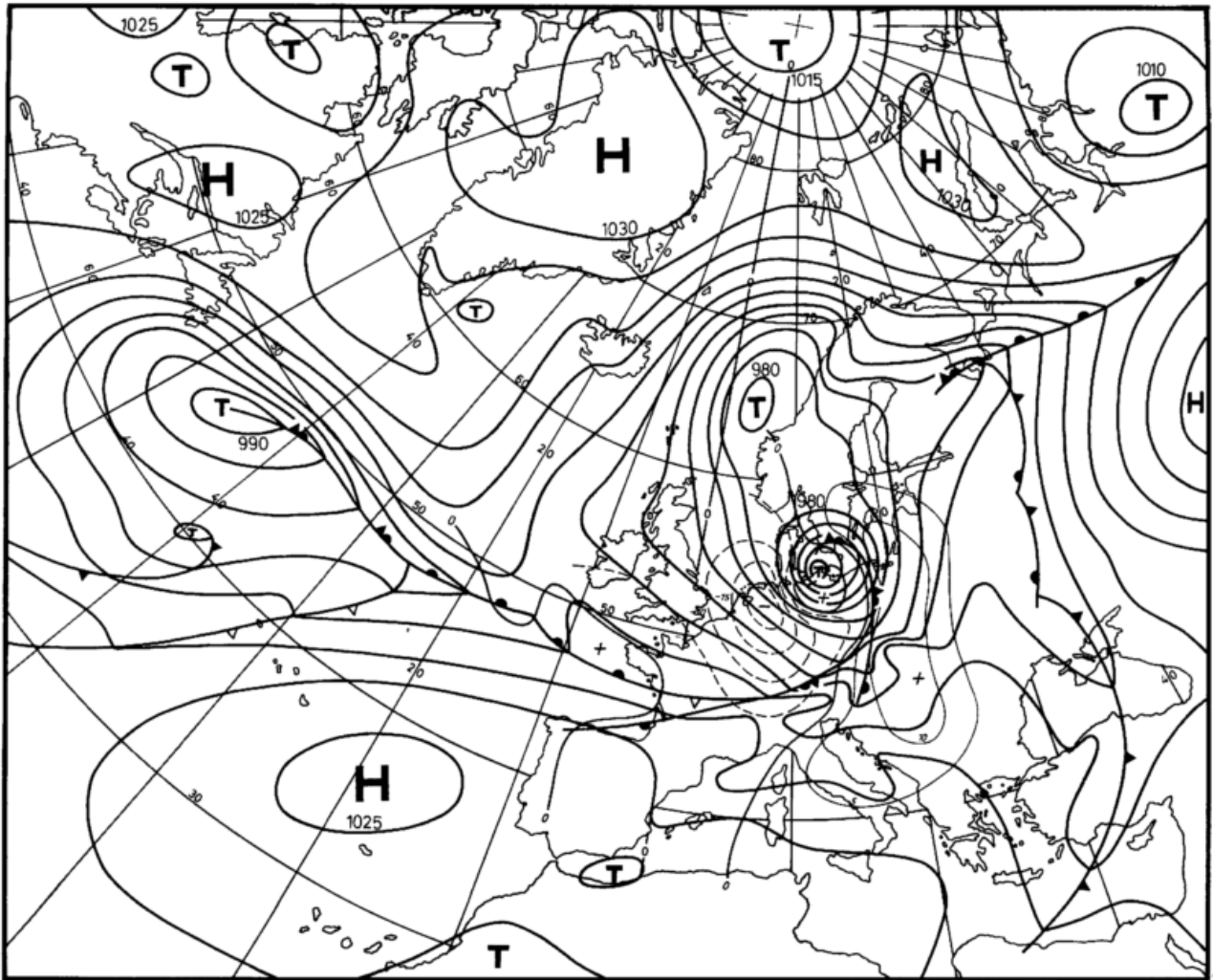


Abb. 2e: 13. 11. 1972, 12 Uhr MGZ.

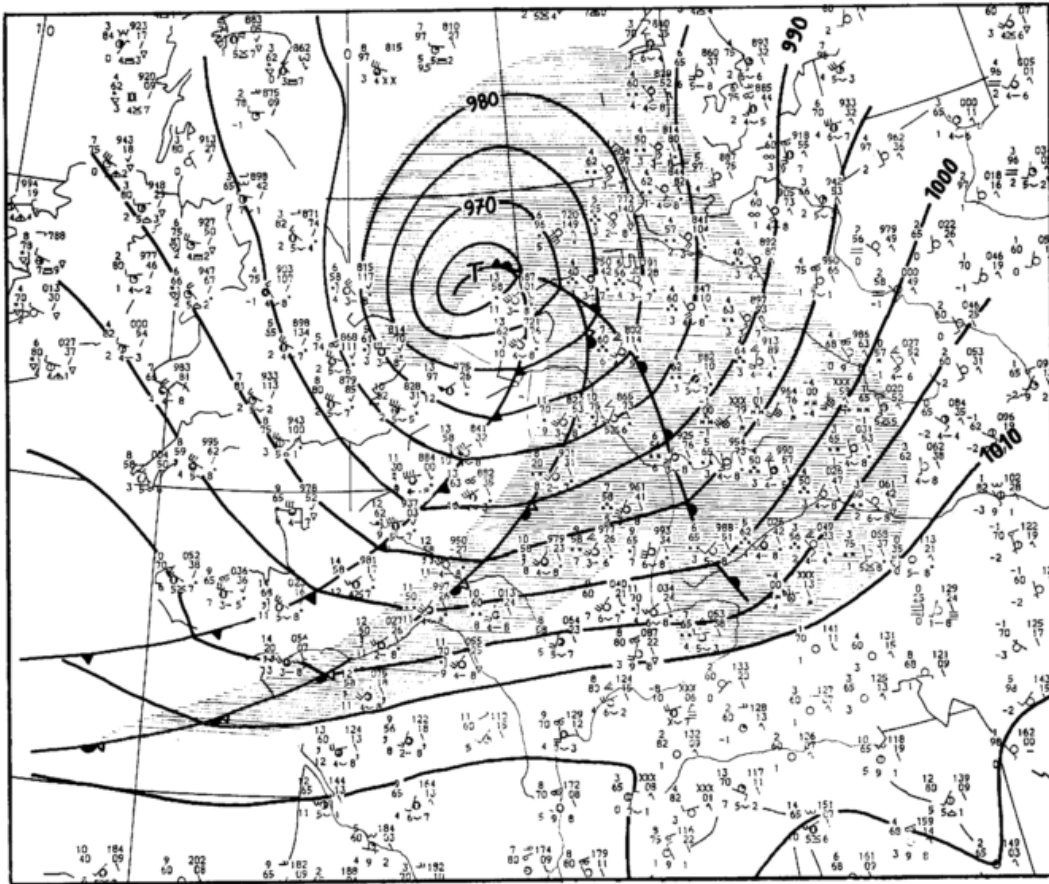


Abb. 2f: Bodendruckfeld und Stationseintragungen am 13. 11. 1972, 03 Uhr MGZ (Raster = Niederschlagsfeld)

der großräumigen Warmluftadvektion, womit bereits starke troposphärische Aufwärtsbewegungen an dieser Stelle signalisiert werden. Horizontalkonvergenz in der Bodenströmung war die notwendige Folge davon.

Die Entwicklung erfordert offensichtlich zwei Hauptvoraussetzungen:

- a) Die Existenz einer quasi-stationären Front an der Westflanke eines großen Höhentrogues und
- b) die Annäherung eines sekundären Höhentrogues an diese Front.

Diese Entstehungsgeschichte erinnert deutlich an die Superpositionstheorie nach PETERSEN (3). Die Entwicklung des Orkans wird deshalb an anderer Stelle unter dem Blickwinkel dieser Theorie betrachtet werden.

## 2. Der Aufbau der Zyklone

### 2.1. Temperaturverteilung

Zur Darstellung des Temperaturfeldes bedienen wir uns der Isothermen in 850 und 500 mbar<sup>1)</sup> in der Abb. 3a-f.

Die beginnende Frontdeformation in 850 mbar ist in Abb. 3a zu erkennen. Es ist belegt, daß die Warmfront nur über Irland und der Irischen See sehr stark ausgeprägt ist, während die vorlaufende Warmfront im unteren Niveau gar nicht zu existieren scheint und so bestenfalls als Höhenwarmfront zu identifizieren ist. In 500 mbar zeigt sich noch keine starke Deformation, aber der meridionale thermische Gradient beträgt dort zwischen 50° und 60° Nord etwa 20° C.

Die Polarfront wird also zunächst deutlich in tiefen Schichten als Folge der dort einsetzenden thermischen

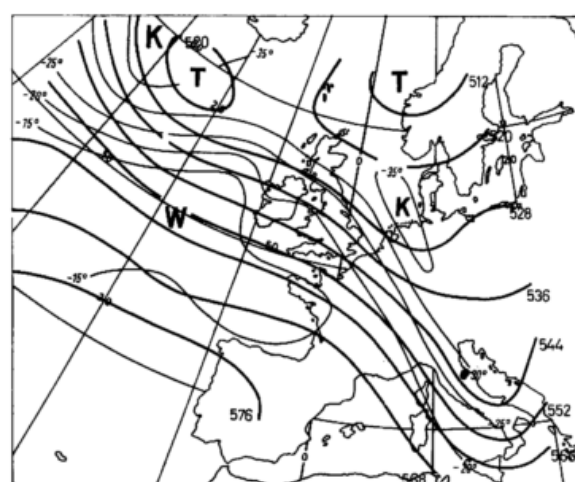
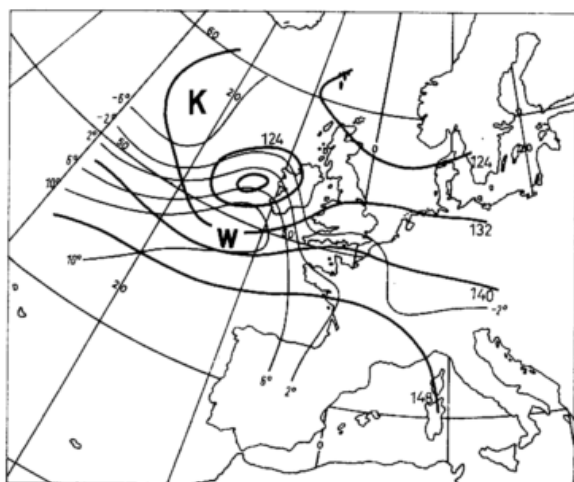
Advektion deformiert. Das ist typisch für die barokline Entwicklung. Die Temperaturadvektion nimmt mit dem Druck zu bzw. mit der Höhe ab. Wie unter Abschnitt 3.1.2. erläutert wird, ist dieser Sachverhalt durch die Achsenneigung der Druckwelle erklärt.

Wie die Abb. 3c zeigt, wird die Deformation der Front in 850 mbar am 13. 11. 00 Uhr noch stärker. Jetzt hat sich neben dem präexistenten Warmluftvorstoß eine Kaltluftzunge über Irland und der Irischen See ausgebildet, die sich unter den Warmsektor des 500-mbar-Niveaus schiebt und die beginnende Deformation der Front im oberen Niveau signalisiert (die linksseitig der Front gelegene Kaltluft schiebt sich unter die Warmluft - Freisetzung potentieller Energie). Schließlich ist am Mittag des 13. 11. die Deformation auch in 500 mbar deutlich zu erkennen. Das Zentrum des Bodentiefs befindet sich direkt unter einer schmalen, zyklonal gekrümmten Warmluftzunge in 500 mbar, und in 850 mbar ist diese Warmluftzunge total um das Zentrum herumgewirbelt. Im inneren Trogbereich über Norddeutschland ist deutlich eine Warmluftshliere zu erkennen. Hierin kommt die zyklonal rotierende Warmluft unterer Schichten zum Ausdruck. Die Isotherme 6° C, die vordem noch bis zum Zyklonenkern hinreichte, ist infolge des Okklusionsvorganges als schmales Gebilde in das Gebiet der Alpen und nach Südfrankreich abgedrängt.

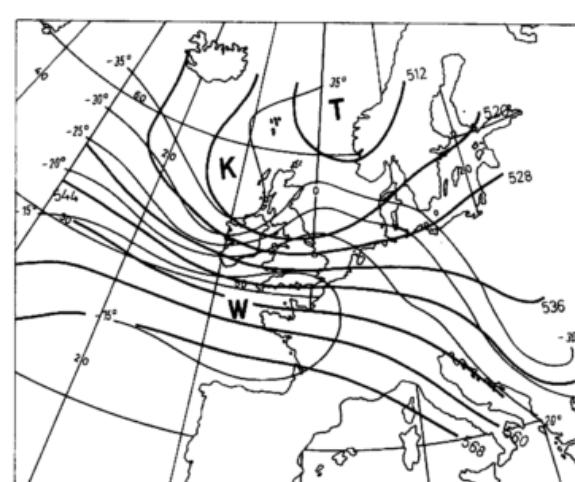
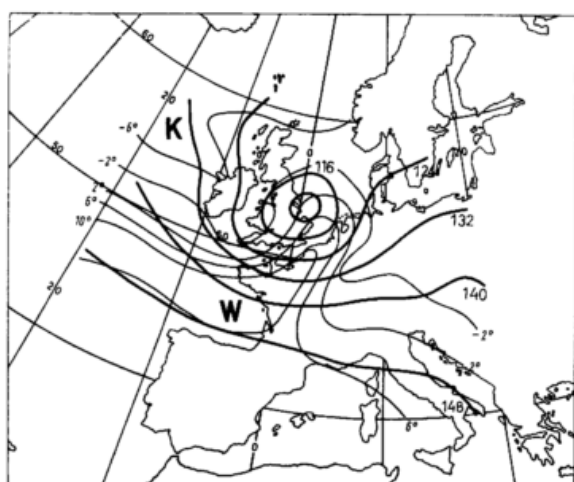
Die Verwirbelung der Front vollzieht sich zunächst in unteren Schichten und greift verzögert und abgeschwächt nach oben hin durch.

Die Temperaturverteilung in 500 mbar zeigt, daß die Kaltluftzunge nicht im Höhentrog zu finden ist. Sie bleibt in jeder Phase der Entwicklung an der Westflanke des Troges. Besonders in Abb. 3d, f ist das Trogzentrum relativ warm.

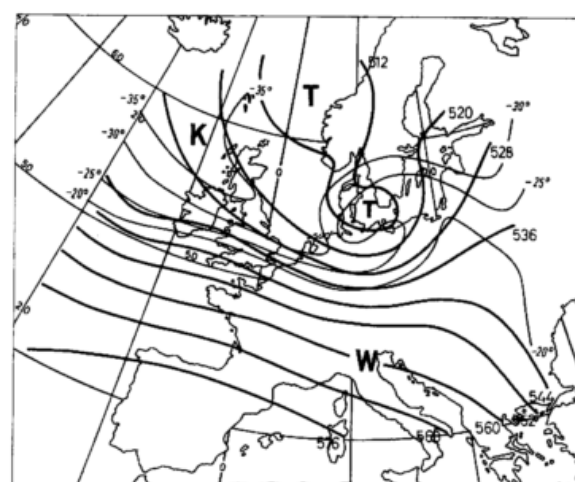
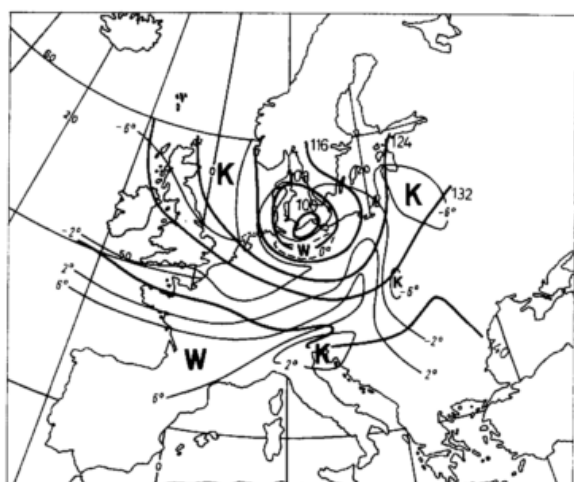
<sup>1)</sup> Da die Beobachtungen von Wetterschiff 4 YC am 11. 11. mittags und am 12. 11. nachts fehlen, läßt sich das thermische Feld über dem Atlantik erst am 12. 11. mittags verlässlich zeichnen.



a, b) 12. 11. 1972, 12 Uhr MGZ



c, d) 13. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



e, f) 13. 11. 1972, 12 Uhr MGZ

Abb. 3a-f: Isothermen [°C] (dünn) und Isohyps [gpdam] (dick) in 850 mbar (links: a, c, e) und 500 mbar (rechts: b, d, f)

## 2.2. Feuchteverteilung

Besitzt die Warmsektormasse einen großen Feuchtegehalt, dann erhöht sich damit der Wärmehalt des Warmsektors und folglich wird die Baroklinität im Bereich der Zyklone stärker, denn die latente Wärme des Wasserdampfes wird zum größten Teil im Aufgleitwolkenschirm entlang der Warmfront freigesetzt. Der Warmsektor mit großem Feuchtegehalt erlangt deshalb für die Heftigkeit der Zyklonogenese eine große Bedeutung.

Es war nicht überraschend, daß der Aufgleitwolkenschirm am 12. 11. imposante Ausmaße hatte und so Zeugnis ablegte von der starken Beteiligung der feuchten subtropischen Warmluft an der Zyklonogenese.

Jede mit einem ausgeprägten Aufgleitwolkenschirm ausgestattete Zyklone bewerkstelligt intensive vertikale Wärmetransporte. In der Wolkenmasse wird Wärme aufwärts transportiert und die Wolkenoberfläche bildet eine riesige Abstrahlfläche, die vielfach größer ist als die Grundfläche, der der Aufwärtsluftstrom entstammt. Auf der Zyklonenrückseite finden wir die absinkenden (zusammensinkenden) Kaltluftmassen, die oben Wärme abstrahlen und am Boden neue Wärme aufnehmen (4).

Um zu beweisen und darzustellen, daß bis zur Okklusion der große Feuchtevorrat der Subtropikluft im Zyklonenzentrum zur Verfügung stand, bedienen wir uns der Feldverteilung des Gesamtwassergehaltes (precipitable water  $W_p$  = der Wassergehalt der Luftsäule, der durch Verflüssigung des vorhandenen Wasserdampfes gewonnen werden kann) für die Schicht 400 mbar/ $p_0$  gemäß Abb. 3g, h, i. Zum Zwecke der qualitativen Vorstellung von der Größe und Richtung des Feuchtetransportes ist in diesen Abbildungen zu den Linien gleichen Gesamtwassergehaltes  $W_p$  die Strömung in 700 mbar hinzugefügt.

Dort, wo die feuchtigkeitsbeladene Subtropikluft die gesamte Troposphäre erfaßt, treten Werte von  $W_p \geq 2,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$  auf, während der Feuchtigkeitsgehalt der trockenen Kaltluft nördlich der Polarfront mit  $W_p \leq 1,0 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$  beziffert werden kann.

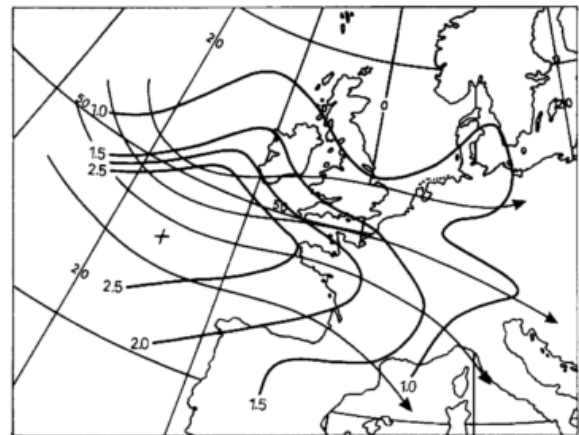
Das Transportmaximum befindet sich am Mittag des 12. 11. erwartungsgemäß an der Warmfront, nämlich im Gebiet der Irischen See und Westfrankreichs. Am 13. 11. 00 Uhr (Abb. 3h) bildet sich die Form des eingeeengten subtropischen Warmsektors über Frankreich sehr deutlich ab. Paris liegt im Warmsektor mit  $W_p = 2,7 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ . Im Warm- wie Kaltfrontbereich ist der horizontale Feuchtgradient sehr stark. Hier sieht man, daß zu diesem Zeitpunkt die feuchte subtropische Luftmasse mit  $W_p \geq 2,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$  bis an das Zyklonenzentrum heranreicht.

Verfolgt man z. B. den Gang der Größe  $W_p$  in Essen, so stellt man fest, daß dort die Luftmasse mit  $W_p \geq 2,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$  nicht mehr ankommt bzw. nicht mehr die gesamte Schicht erfüllt (schon abgehoben ist). Der Warmsektor wurde also auch nach diesem Bild am 13. 11. vormittags rapide abgehoben und verwirbelt.

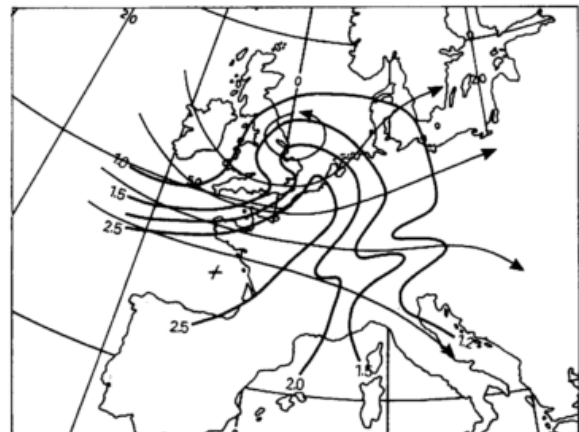
Schließlich erblicken wir in Abb. 3i die Situation nach der völligen Okklusion. Jetzt ist die Subtropikluft mit  $W_p \geq 2,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$  nach Südfrankreich abgedrängt.

Im Bereich der Zyklone ist der Schwerpunkt dieser Masse angehoben und hat starke zyklonale Rotation gewonnen, denn es läßt sich mühelos eine Feuchtezunge spiralförmig um das Tiefzentrum herum verfolgen.

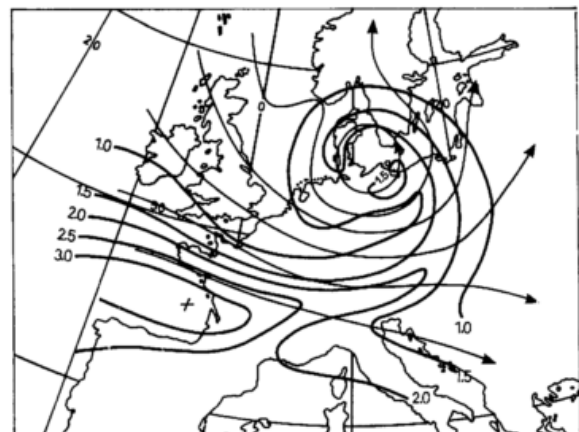
Der Warmsektor ist hier alleinige Feuchtequelle für die Speisung des Aufgleitwolkenfilms. Mit der Okklusion muß also die Feuchtequelle versiegen und der Wolkenfilm ausregnen. Deshalb werden die Werte  $W_p$  am 13. 11. zwischen 00 und 12 Uhr kleiner (Abb. 3h, i).



g) 12. 11. 1972, 12 Uhr MGZ



h) 13. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



i) 13. 11. 1972, 12 Uhr MGZ

Abb. 3g, h, i: Gesamtwassergehalt zwischen Boden und 400 mbar [ $\text{g}/\text{cm}^2$ ] und Konturen der 700-mbar-Fläche

Ein interessanter Umstand soll nicht unerwähnt bleiben. Kann man aus den Abb. 3g - 3i wie aus dem Temperaturfeld deutlich ablesen, daß die feuchte Warmluft verwirbelt wird (zyklonale Rotation gewinnt) und somit die Zyklone überhaupt bildet und erfüllt, so gilt dies nicht für die auf der Zyklonenrückseite einbrechende Kaltluft ( $W_p \leq 1,0 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ ). Diese wird von der „warmen Zyklone“ zungenförmig an der Südflanke mitgerissen, die Zyklone in ihrem Außenbereich lediglich tangierend. Dies wird an anderer Stelle mittels der Vorticityverteilung und Temperaturschnitten nachgewiesen<sup>1)</sup>.

### 2.3. Vertikale Temperaturverteilung

*Vertikalschnitt der äquivalent-potentiellen Temperatur vom 13. November 1972 00 Uhr MGZ in West-Ost-Richtung (Abb. 4a).*

Dieser Schnitt liegt so, daß er den Warmsektor etwa 200 km südlich vom Tiefzentrum schneidet (vergl. Abb. 2d).

Es ist die kräftige Warmfront im östlichen Teil des Vertikalschnittes zu erkennen, die sich ab 12. November als Folge der starken Warmluftadvektion gegen den vorgelagerten Höhentrog besonders in der mittleren Troposphäre ausbildet. Sie berührt in der Nähe von Meiningen den Erdboden und steigt nach Osten hin an. Über Prag und Wien ist sie in rund 5 km Höhe zu finden. Die westliche Begrenzung des Warmsektors bildet die Kaltfront, die Camborne mit starken Nordwestwinden gerade passiert hat.

Inmitten des Warmsektors erscheint bei De Bilt die Okklusion des subtropischen (inneren) Systems, so daß der Gesamtwarmsektor deutlich in zwei Teile zerfällt. Der östliche Teil ist in unteren Luftschichten um 20° bis 40° C kälter als der westliche Teil. Im Ostteil ist zudem eine relative Kältezunge eingebettet. Diese komplizierte Struktur des Warmsektors steht völlig im Einklang mit der Frontenanalyse in den Bodendruckkarten. Auch die Isothermen in 850 und 500 mbar (Abb. 3c) ergeben im großen Warmsektor über Mitteleuropa eine relative Kältezunge, so daß danach Meiningen und De Bilt in Analogie zum Vertikalschnitt wärmer sind als Essen.

In der Nähe des Zyklonenzentrums (Crawley) wird die überhaupt höchste Temperatur in Bodennähe beobachtet. Die Zyklone ist also in ihrem inneren Bereich ausgesprochen warm.

Die Tropopause zeigt noch keine bedeutende Höhengschwankung. Ferner ist festzustellen, daß die gesamte Troposphäre oberhalb von 600 bis 500 mbar weitgehend barotrop ist.

Über dem Zyklonenzentrum befindet sich der Kern eines subtropischen Jetstreams, während sich über der Kaltfront ein sekundäres Windmaximum bis in die untere Troposphäre erstreckt.

*Vertikalschnitt der äquivalent-potentiellen Temperatur am 13. November 1972 12 Uhr MGZ in Südwest-Nordost-Richtung (Abb. 4b).*

Dieser Schnitt verläuft von Südwest nach Nordost durch den intensiven niedertroposphärischen Trog (vergl. Abb. 2e).

Kopenhagen liegt nördlich vom Tiefzentrum im Bereich der um das Zentrum herumgewickelten Okklusion. Greifswald befindet sich unmittelbar hinter der Okklusion,

wo in Bodennähe mit stürmischen Südwinden Kaltluft einfließt. Jedoch ist die Troposphäre oberhalb 700 mbar durchweg mit Warmluft erfüllt. Hannover steht direkt unter dem Regime des niedertroposphärischen Troges. Der stärkste Wind und damit der Schwerpunkt der Zyklone wird dort mit 110 bis 120 kn bei 700 mbar beobachtet.

Während zwischen 600 und 450 mbar die Abkühlung über Hannover zu dieser Zeit einem Maximum zustrebt, erkennt man zwischen 700 und 900 mbar im Bereich des niedertroposphärischen Windmaximums eine Warmluftschliere von noch bemerkenswerter Intensität. Das ist die um das Tiefzentrum herumgewirbelte Warmluftzunge tiefer Schichten. Sie ist wesentlich für die Trogbildung verantwortlich, denn die Schichtung in der unteren Troposphäre ist infolge der Existenz der warmen Zunge außerordentlich labil.

Erst weiter im Südwesten, nämlich über Meiningen, liegt das Zentrum der von der Zyklone angesaugten und an ihrer äußeren Südflanke mitgeführten Kaltluftzunge. Über Hannover hat der Kaltluftstrom trotz der unteren Warmluftschliere seine größte Mächtigkeit. Bildlich ist also der Kaltluftberg von Warmluft „unter-spült“. Die obere Begrenzung der Polarluft ist zwischen 500 und 400 mbar zu erkennen. Darüber schiebt sich zwischen 200 und 250 mbar die subtropische Tropopause der Warmluft. Sie besitzt direkt über der niedertroposphärischen Zyklone einen Bruch.

Es ist hervorzuheben, daß das niedertroposphärische Windmaximum recht deutlich vom hochtroposphärischen abgesetzt ist. Der Jetstream befindet sich nun südlich der Zyklone (Okklusion), so daß die Bildung des unteren Geschwindigkeitsmaximums mit einer oberen Geschwindigkeitsabnahme verknüpft ist.

Dieser Temperaturschnitt zeigt, daß auch die okkludierte Zyklone im wesentlichen warm ist und demzufolge eine hohe subtropische Tropopause besitzt. Die Achse der Kaltluftzunge liegt an der äußeren Zyklonenflanke (Meiningen - Berlin - Greifswald).

*Zeitschnitt der äquivalent-potentiellen Temperatur für Hannover (Abb. 4c).*

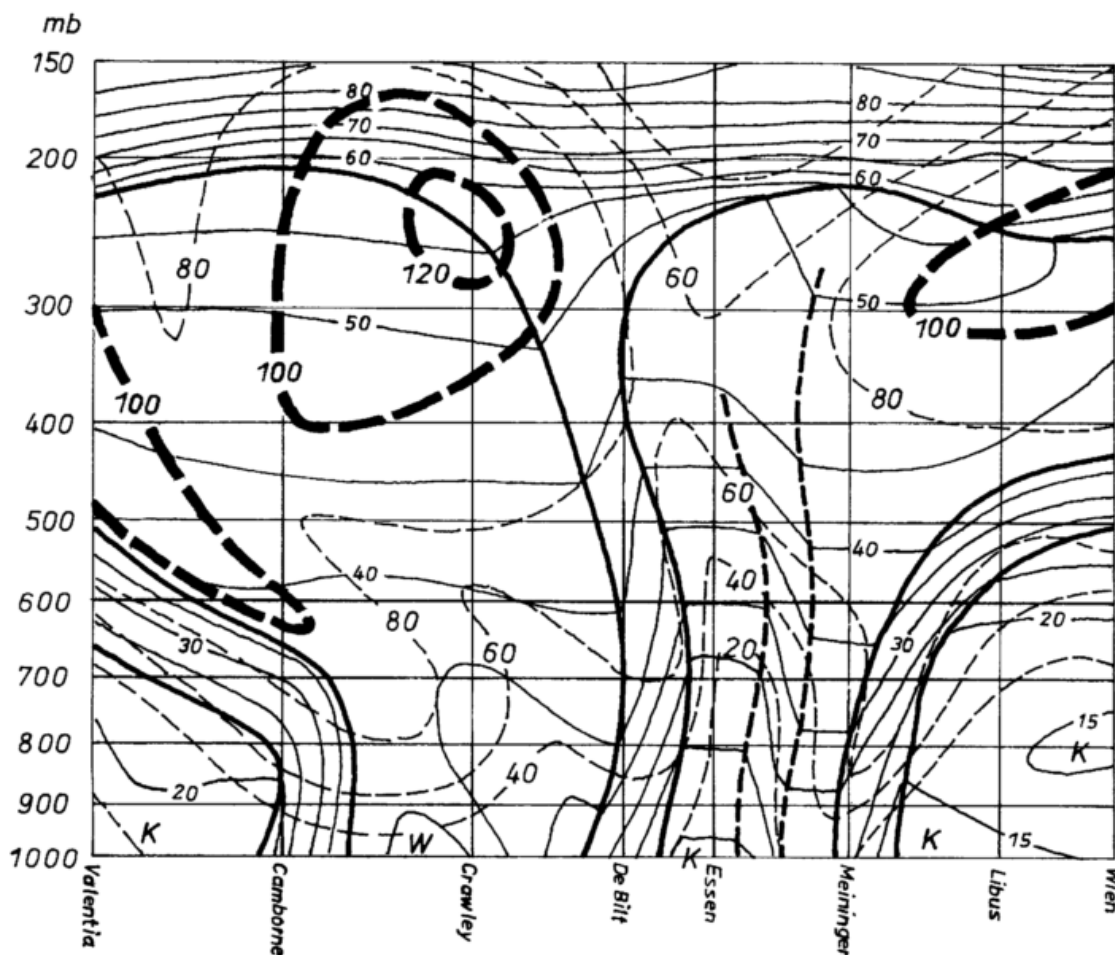
Hannover steht am 12. 11. noch unter dem Regime der vom Nordwesten eingeflossenen Polarluft. Der Höhepunkt dieser Abkühlung ist in unteren Schichten erst am Abend des 12. 11. zu verzeichnen, aber bereits am Morgen macht sich die Warmfront bei 500 mbar bemerkbar. Letztere erreicht am 13. 11. gegen 06 Uhr als Okklusion mit Warmfrontcharakter den Erdboden.

Die polare Tropopause sinkt vom 12. 11. nachts bis zum 13. 11. mittags aus 300 mbar herab auf 450 mbar und wird diffus. Zugleich steigt die subtropische Tropopause bis zum Zeitpunkt der Okklusionspassage kontinuierlich an, um sich dann wieder schwach zu senken.

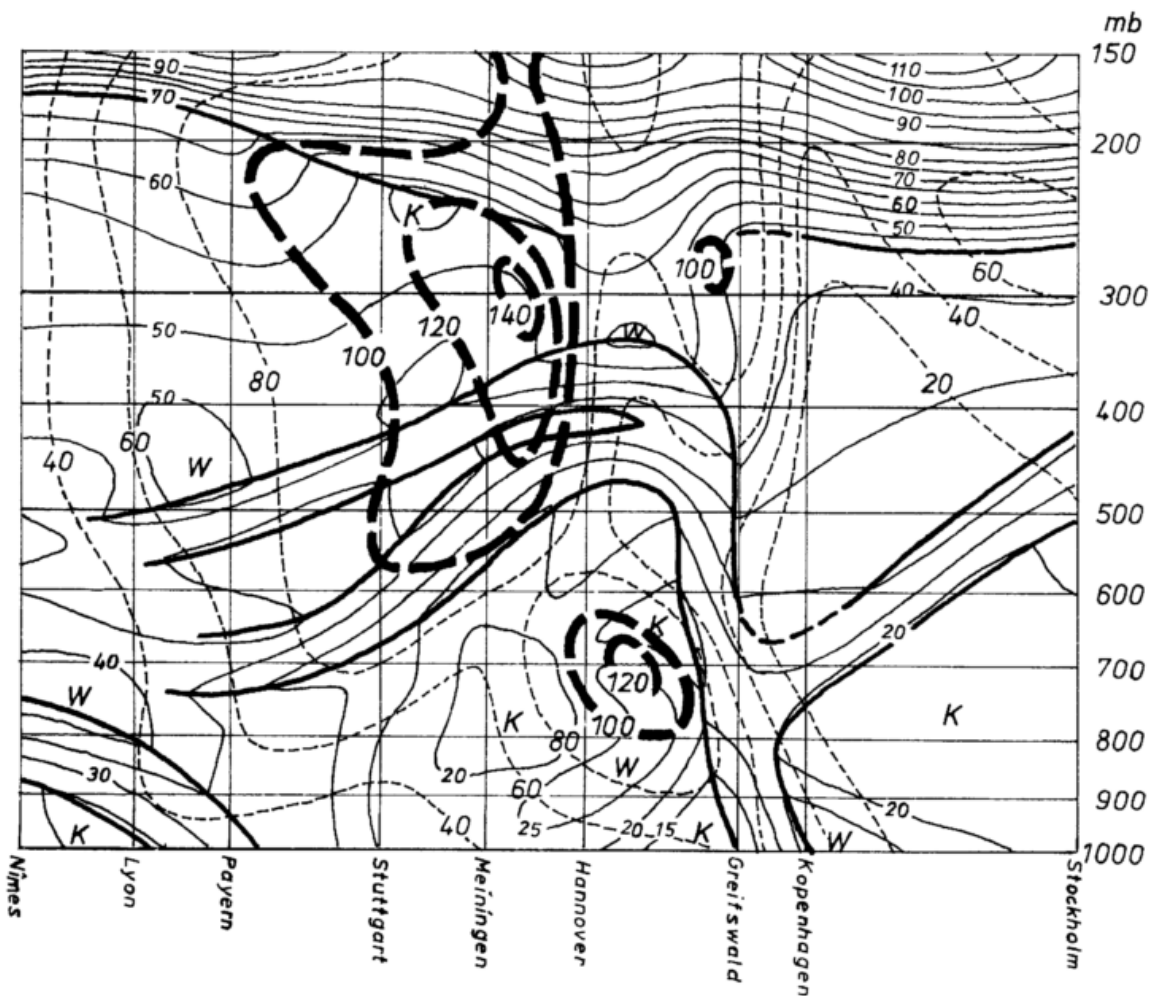
Der Jetstream befindet sich oberhalb von 300 mbar zwischen den beiden Tropopausen. Am 13. 11. mittags tritt wieder das Windmaximum bei 700 mbar in Erscheinung. Es markiert den Schwerpunkt des Orkanwirbels. Hier wie in Bild 4b wird deutlich, daß sich dieser auf die untere Troposphäre beschränkt. Wieder ist die gesamte Troposphäre, aber besonders die Schicht zwischen 800 und 900 mbar bei Trogdurchgang am wärmsten. Die durchgreifende troposphärische Abkühlung setzt bezeichnenderweise erst am Nachmittag des 13. 11. ein.

Alle 3 Vertikalschnitte bestätigen, daß die Zyklone von Warmluft erfüllt war. Zu ihrer Bildung konnte es also nur durch die Verwirbelung des intensiven subtropischen Warmsektors gekommen sein.

<sup>1)</sup> Die im offenen Warmsektor strömende Masse besitzt, wie auch im vorliegenden Fall (Abb. 2b - 2d), meist keine nennenswerte zyklonale Rotation. Die Scherungsvorticity ist eher antizyklonal und die Krümmungsvorticity näherungsweise gleich Null. Ihre zyklonale Rotation gewinnt diese Masse erst durch die mit dem Okklusionsvorgang fortschreitende Flächen-schrumpfung des Warmsektors, also durch Horizontalkonvergenz (2).

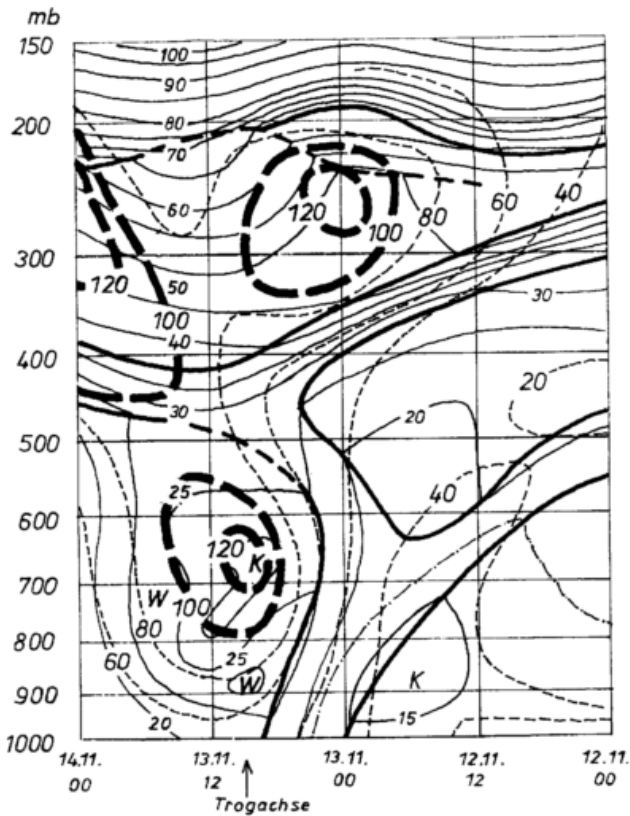


a) Ost-West-Schnitt am 13. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



b) Süd-Nord-Schnitt am 13. 11. 1972, 12 Uhr MGZ

Abb. 4: Vertikalschnitte der äquivalent-potentiellen Temperatur [°C] mit Isotachen [kn] (-----)



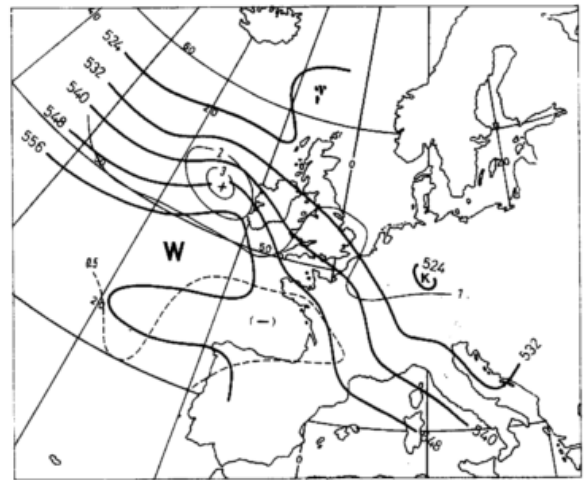
4c: Zeitschnitt für Hannover (Leg. s. S. 15).

#### 2.4. Geostrophische Vorticity in 700 mbar

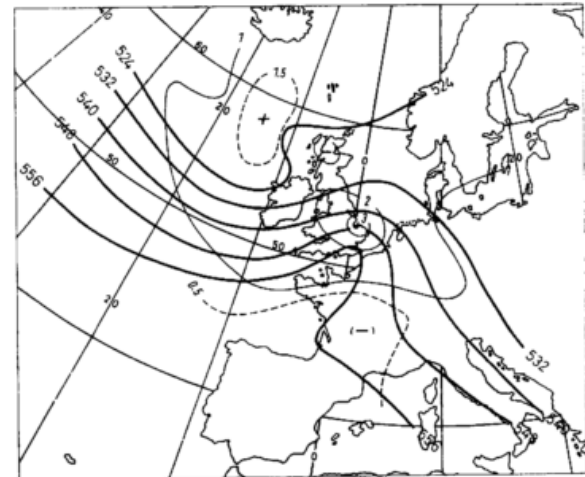
Den anschaulichsten Beweis dafür erbringt die Vorticityverteilung im Bezug zur Temperaturverteilung. Die Abb. 5 zeigt die geostrophische absolute Vorticity in 700 mbar als Ausdruck für die mittlere geostrophische Vorticity der Schicht 500/1000 mbar und die Luftmassenverteilung anhand der Konturen der relativen Topographie 500/1000 mbar.

Am 12. 11. mittags konzentriert sich das Maximum der Vorticity erwartungsgemäß sehr deutlich auf die Spitze des Warmluftrückens vor Irland. Erst im Tropopausenniveau (hier nicht dargestellt) rückt das Vorticitymaximum weit nach Norden in den Kaltluftbereich bei Südisland. Die niedertroposphärische Zyklone ist also von zyklonal rotierender Warmluft erfüllt. Hingegen zeigt der Warmsektorbereich in der gesamten Troposphäre geringe Vorticity, die über der äußeren Biskaya und später (siehe Abb. 5b) über Westfrankreich bis an die Indifferenzschwelle heranreicht (unverwirbelte Warmsektormasse). Am 13. November 00 Uhr MGZ ist das Bild grundsätzlich unverändert. Das Vorticitymaximum befindet sich an der Spitze der Warmluftzunge, und erst westlich der Hebriden deutet ein sekundäres Maximum darauf hin, daß die Kaltluft weit ab vom Zyklonenzentrum etwas an zyklonaler Rotation gewonnen hat. Zugleich ist das hochtroposphärische Vorticitymaximum ebenfalls in das Gebiet westlich der Hebriden gewandert und erstreckt einen Ausläufer bis hin zum Zyklonenzentrum.

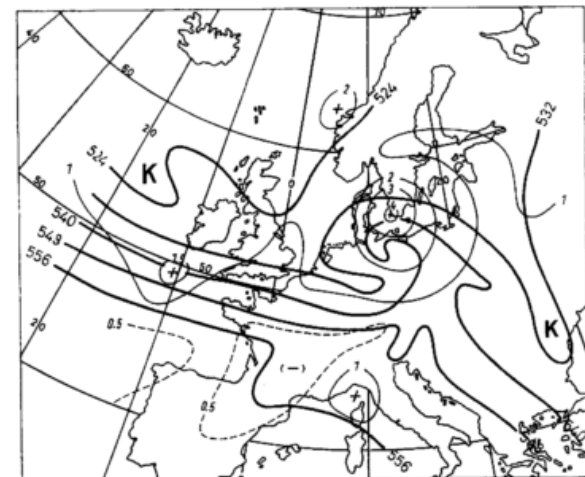
Schließlich ist am Mittag des 13. November das niedertroposphärische Vorticitymaximum im Bereich der Ostsee fast doppelt so stark wie das weiter nach Südosten gerückte hochtroposphärische Maximum. Der Schwerpunkt der Zyklone liegt deshalb unzweifelhaft in der unteren Troposphäre. Außerdem wird deutlich, daß die von Schottland über die Niederlande nach Deutschland vorgedrungene Kaltluftzunge im Gegensatz zur Warmluftzunge keine nennenswerte zyklonale Rotation besitzt.



a) 12. 11. 1972, 12 Uhr MGZ



b) 13. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



c) 13. 11. 1972, 12 Uhr MGZ

Abb. 5a-c: Geostrophisch approximierte absolute Vorticity in 700 mbar [ $10^{-1} s^{-1}$ ] (dünn) und relative Topographie 500/1000 mbar (dick)

## 2.5. Zusammenfassende Übersicht

Die heftige Zyklonogenese begann im Bereich des konfluenten, einer langen Welle zugehörigen Höhenkeils, indem sich dort die Divergenz des sekundären Höhentrog der zur Warmfront umgebogenen Polarfront überlagerte. Der Vorgang ist ebenso als Einschub des ausgeprägten subtropischen Warmsektors in die Polarfront zu deuten (Warmsektorzyklone).

Infolge der Verwirbelung dieses Warmsektors stellte die Zyklone im Endzustand einen relativ warmen Wirbel der unteren Troposphäre dar, und es kam nicht zur Umwandlung in einen hochreichenden kalten Wirbel. Weil damit das Strömungsfeld in der oberen Troposphäre relativ undeformiert blieb, mußte die Zyklone als warmer Wirbel trotz Okklusion rasch nach Osten ziehen, und es ist diese große Zuggeschwindigkeit eine typische Eigenschaft solcher warmen Wirbel (1).

Die Mehrzahl der Frontalzyklonen wandelt sich auf dem Höhepunkt ihrer Entwicklung in einen hochreichenden kalten Wirbel um (6). Das vorliegende Beispiel zeigt, daß die heftige Frontalwellenzyklonogenese nicht notwendig die Bildung eines kalten Höhenwirbels zur Folge haben muß.

Ein solches Bild ist echten Warmsektorzyklonen zu eigen, bei denen die Vertiefung aus der Okklusion des Warmsektors resultiert. Ihre Entwicklung führt sehr rasch zu schweren und im Endzustand warmen Sturmwirbeln.

Für die Heftigkeit der Zyklonogenese ist dabei der große Wärmeverrat (Baroklinität) der subtropischen Warmsektormasse verantwortlich.

## 3. Barokline Entwicklung

### 3.1. Allgemeines

Nach der synoptischen Darstellung der Entwicklung des Orkans soll nun zu einer einfachen modellhaften Analyse, die zwangsläufig auf der Natur der entwicklungsfähigen baroklinen Welle (6) (7) aufbauen muß, übergegangen werden. Insbesondere interessiert uns beim baroklinen Prozeß die Rolle der Temperaturadvektion. Ferner versuchen wir durch qualitative Betrachtung ein Bild von der Energieproduktion zu entwerfen und erörtern die Frage, warum sich die heftige Zyklonogenese auf die untere Troposphäre beschränkte.

Unter den Abschnitten 3.1. bis 3.3. werden zuvor kurz die Voraussetzungen angesprochen.

#### 3.1.1. Barotropie

Eine Folgerung der Barotropie ist die Höhenunabhängigkeit des geostrophischen Windes

$$\frac{\partial v_g}{\partial p} = 0 \quad \text{mit} \quad v_g = \frac{1}{f} k \times \nabla_h \Phi,$$

entsprechend beschreibt die barotrope Wirbelgleichung

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} + v_g \cdot \nabla_h (\zeta_g + f) = 0 \quad [1]$$

nur zweidimensionale Bewegungen. Die absolute Wirbelgröße wird lediglich verfrachtet. Eine barokline Entwicklung wie im vorliegenden Fall kann mit dieser Gleichung nicht beschrieben werden.

#### 3.1.2. Baroklinität und Frontalwellenentwicklung

Bei Baroklinität ist 
$$\frac{\partial v_g}{\partial p} = \frac{1}{f} k \times \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} \neq 0,$$

d. h. thermischer Wind 
$$v_{Tg} = \frac{1}{f} k \times \nabla_h (\Delta \Phi)$$

und thermische Vorticity (= Vorticity der relativen Topographie)  $\zeta_{Tg} = k \cdot \nabla_h \times v_{Tg}$  verschwinden nicht wie im barotropen Modell.

Wir beschreiben die vertikale Windstruktur für eine beliebig zu definierende Schicht allgemein durch

$$v = \bar{v} + B_{(p)} \cdot v_T, \quad [2]$$

wo  $\bar{v}$  der mittlere Wind ist und  $v_T$  den thermischen Wind zwischen dem unteren und dem Niveau des mittleren Windes angibt (die Funktion  $B_{(p)}$  stellt einen bestimmten Wert für jedes Niveau  $p$  dar). Analog wird die relative Vorticity zu

$$\zeta = \bar{\zeta} + B_{(p)} \zeta_T \quad [3]$$

definiert.

Setzt man [2] und [3] in die quasi-geostrophische Vorticitygleichung

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = -v_g \cdot \nabla_h (\zeta_g + f) + f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad [4]$$

ein und integriert über die gesamte Höhe, so erhält man die Vorticitygleichung in der Form

$$\frac{\partial \bar{\zeta}_g}{\partial t} + \bar{v}_g \cdot \nabla_h (\bar{\zeta}_g + f) + \bar{B}^2 \cdot v_{Tg} \cdot \nabla_h \bar{\zeta}_{Tg} = 0 \quad [5]$$

(betreffs Ableitung siehe HALTNER (8)), wo die Änderung der mittleren relativen Vorticity durch die Advektion von thermischer Vorticity gewährleistet ist. So erlaubt diese Beziehung im Gegensatz zu Gl. [1] die Beschreibung einer Wirbelproduktion, denn außer einer reinen Verlagerung erhalten wir noch eine Produktion von absoluter Vorticity gemäß

$$\frac{d(\bar{\zeta}_g + f)}{dt} = -\bar{B}^2 v_{Tg} \cdot \nabla_h \bar{\zeta}_{Tg}. \quad [6]$$

Die Advektion von thermischer Vorticity spielt deshalb bei der baroklinen Entwicklung die entscheidende Rolle. Durch einfache Umformung kann man diesen Term 3 in Gl. [5] auf eine Form bringen, in der die Schichtdickenadvektion mit dem thermischen Wind eingeht. So ist die lokale Vorticityänderung im einfachsten baroklinen Fall eine Funktion von Vorticityadvektion und Schichtdickenadvektion.

Im thermischen Trog ist  $\zeta_T > 0$  und im thermischen Rücken  $\zeta_T < 0$ , so daß die Advektion positiver thermischer Vorticity im Gebiet zwischen Rücken- und nachfolgender Trogachse stattfindet. Falls also Druckwelle und thermische Welle derart phasenverschoben sind, daß die Achse des Drucktroges (-keiles) mit dem Gebiet positiver (negativer) thermischer Vorticityadvektion zusammenfällt, dann intensiviert sich die Druckwelle. Die entwicklungsfähige Wellenstörung des Bodendruckfeldes wird sich deshalb gewöhnlich in der Zone größter Baroklinität unter einem thermischen Rücken befinden und die für die Zyklonogenese günstigste Phasendifferenz zwischen Druck- und Temperaturwelle ist gerade  $90^\circ$ . Nun kann sich aber z. B. die thermische Welle erst als Folge der Initialstörung des Druckfeldes entwickeln.

Wir wollen mit Abb. 6 die barokline Initialstörung in der  $x, p$ -Ebene betrachten (7).

Es existiere zunächst keine Neigung der vertikalen Achse der Störung  $T$  (barotrope Störung) gemäß Abb. 6a. Der thermische Wind sei überall gleich und wehe in der  $x$ -Richtung.

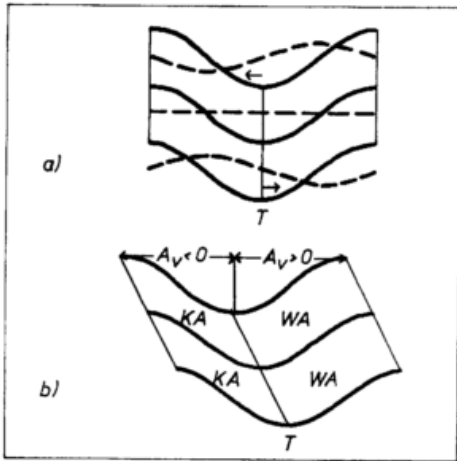


Abb. 6a, b: Barokline Störung (nach HINKELMANN (7))  
 a: ——— barotrope Anfangsstörung  
 - - - - - Anfangstendenz  
 b: ——— barokline Störung mit geneigter Achse

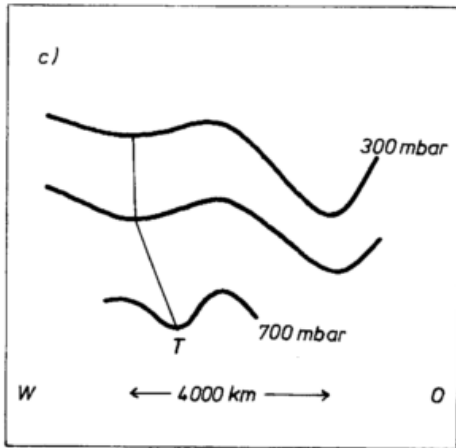


Abb. 6c: Wellenprofil (schematisiert) bei 50° Nord am 12. 11. 1972 mittags

Infolge der Meridionalen Komponenten des Windes wird Temperaturadvektion einsetzen, nämlich in jedem Niveau  $p$  Warmluftadvektion vor und Kaltluftadvektion hinter der Achse  $T$ . Wir nehmen an, daß die stärkste Temperaturadvektion immer gerade in der Mitte zwischen den Achsen  $H$  und  $T$  stattfindet. So müssen sich vor der Achse  $T$  ein Warmlufttrücken und hinter ihr ein Kaltlufttrög entwickeln. Diese Schichtdicken- bzw. Temperaturänderungen bewirken Druckfall vor dem Bodentief und Druckanstieg vor dem Höhentief und hinter der Achse  $T$  liegen die Verhältnisse gerade umgekehrt. Dies ist durch das Tendenzfeld in Abb. 6a angedeutet. Also bewegt sich das Bodentief nach Osten, während das Höhentief nach Westen driftet. Es stellt sich die Achsenneigung der Druckwelle ein. Diese Veränderung kommt durch die Temperaturadvektion zustande. Ersichtlich gilt bei dieser baroklinen Störung betreffs der Temperaturadvektion

$$\frac{\partial}{\partial p} \left[ -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right] > 0 \text{ unter dem Höhenkeil} < 0 \text{ unter dem Höhentrog.}$$

Es ist klar, daß diese barokline Entwicklung nur stattfinden kann, wenn über der Initialstörung der thermische Wind bzw. ein meridionales Temperaturgefälle existiert, was unter Abschnitt 3.1.2. zum Ausdruck kam.

Über die gesamte Schichtdicke betrachtet, befinden sich das Bodentief unter Warmluftadvektion und das Höhentief über Kaltluftadvektion. Wie die später zu behandelnden Gl. [15] und [18] zeigen, muß ein so gearte-

tes Temperaturadvektionsfeld entlang der gesamten Achse  $T$  Horizontalkonvergenz, nämlich Zunahme zyklonaler Vorticity bewirken, und darin manifestiert sich der barokline Prozeß der Vorticityproduktion.

### 3.2. Energie der baroklinen Welle

Bei der baroklinen Entwicklung erfolgt die notwendige Vermehrung der kinetischen Energie der Störung durch die Senkung des gemeinsamen Schwerpunktes der beteiligten Luftmassen. Die Frontalzone, die aus dem horizontalen Nebeneinander der beteiligten Luftmassen resultiert, muß potentielle und/oder kinetische Energie an die sich entwickelnde Störung abgeben. Dies geschieht, indem die im Temperaturgefälle vorhandene potentielle Energie der Grundströmung durch die Temperaturadvektion in verfügbare potentielle Energie der Störung übergeht und stets nur ein kleiner Teil letzterer in kinetische Energie der Störung umgewandelt wird. Diese Umwandlung erfolgt bekanntlich durch Absinken und Ausbreiten der Kaltluft (Gebiet der Kaltluftadvektion) und/oder Aufsteigen der Warmluft (Gebiet der Warmluftadvektion), also durch die Vertikalzirkulation.

Der Vorrat an verfügbarer potentieller Energie einer Störung ist immer nur von der Massenverteilung daselbst, nämlich von der Neigung der Isentropen gegen die Horizontale bzw. von der Stärke des thermischen Windes abhängig (8) (9) (10). Die Frontalwelle in der baroklinen Zone erhöht also ihr verfügbare potentielle Energie proportional zu dem thermischen Wind, der in Richtung ihrer Fortbewegung weht, wobei ein mittlerer thermischer Wind der Störung gemeint ist. Die Änderung des thermischen Windes folgt logischerweise der Temperaturänderung, und diese wird in der baroklinen Zone wesentlich durch die horizontale Advektion geprägt. Das ist sofort einzusehen:

Die geostrophische Identität für den thermischen Wind zwischen 500 und 1000 mbar ist

$$v_{Tg} = \frac{1}{f} k \times \nabla_h (\Phi_2 - \Phi_1), \quad [7]$$

so daß die lokal-zeitliche Änderung

$$\frac{\partial v_{Tg}}{\partial t} = \frac{1}{f} k \times \nabla_h \left[ \frac{\partial}{\partial t} (\Phi_2 - \Phi_1) \right] \quad [8]$$

bzw. bei Berücksichtigung von Gl. [11a]

$$\frac{\partial v_{Tg}}{\partial t} = \frac{1}{f} k \times \nabla_h \left[ -v_g \cdot \nabla_h (\Phi_2 - \Phi_1) - \sigma \bar{\omega} \Delta p \right] \quad [9]$$

ergibt. Wird hier die konvektive Temperaturänderung  $\sigma \bar{\omega}$  vernachlässigt, ist zu sehen, daß die Änderung des thermischen Windes bei geostrophischer Betrachtung in erster Näherung vom Gradienten der horizontalen Temperaturadvektion abhängt. Man stellt also auch hierbei fest, daß die horizontale Temperaturadvektion in der baroklinen Zone ein entscheidender Faktor beim baroklinen Entwicklungsprozeß, nämlich bei der Energieerzeugung, sein muß.

Wie bereits zum Ausdruck gebracht, wird die Änderung der kinetischen Energie der Störung (bei adiabatischer und reibungsfreier Bewegung) durch die Vertikalbewegung  $\tilde{\omega}$  und die Stärke der Temperaturwelle  $(\tilde{\Phi} - \tilde{\Phi}_0)$  über der Störung gemäß

$$\frac{d E_k}{d t} = - \frac{\omega (\tilde{\Phi} - \tilde{\Phi}_0)}{\Delta p} \quad [10]$$

geregelt (6) (9). In dieser Beziehung soll das Zeichen  $\sim$  angeben, daß die Abweichungen der relativen Topographie von deren Mittelwert über die Wellenlänge der Störung betrachtet werden müssen.

Bei Aufsteigen ( $-\omega > 0$ ) im Warmluftücken ( $\Phi - \Phi_0 > 0$ ) vor und Absinken ( $-\omega < 0$ ) im Kaltlufttrog ( $\Phi - \Phi_0 < 0$ ) hinter der Störung wird kinetische Energie produziert.

So ist es die horizontale Temperaturadvektion, die im Sinne der Gl. [9] thermischen Wind und mithin verfügbare potentielle Energie der Störung erzeugt, während sich die Umwandlung dieser verfügbaren potentiellen in kinetische Energie der Störung über die Vertikalzirkulation vollzieht (Absinkende Kaltluft, aufsteigende Warmluft = Schwerpunktsenkung).

### 3.3. Entwicklungstendenz

SUTCLIFFE (11), BJERKNES und HOLMBOE (12) u. a. haben frühzeitig darauf hingewiesen, daß die sich entwickelnde Frontalzyklone mit einem ausgeprägten Divergenzfeld in der oberen Troposphäre verbunden sein muß. So stellt die SUTCLIFFESCHE Entwicklungsgröße (13) einen Ausdruck für den vertikalen Gradienten der Divergenz dar. In Weiterführung dieser Theorie hat PETERSEN (3) eine prognostische Gleichung für die Vorticity des Bodenfeldes hergeleitet und die Superpositionstheorie formuliert. Danach findet dort zyklonenetische Entwicklung statt, wo sich der baroklinen Zone (Diskontinuität im Feld  $A_T$ ) im Bereich einer Wellenstörung positive Vorticityadvektion überlagert.

#### 3.3.1. Vorticityänderung in der 1000-mbar-Fläche

Dieses Entwicklungskriterium soll nun unter vereinfachenden Annahmen für ein quasi-geostrophisches 2-Flächenmodell mit den Schichtgrenzen 1000 mbar (Index 1) und 500 mbar (Index 5) erörtert werden. Es gelten:

1) Die approximierete thermodynamische Energiegleichung im  $p$ -System

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \Phi}{\partial p} = - \overbrace{v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p}}^a - \overbrace{\sigma \omega}^b, \quad [11]$$

die für die Schicht 500/1000 mbar

$$\frac{\partial}{\partial t} (\Phi_1 - \Phi_5) = - v_g \cdot \nabla_h (\Phi_1 - \Phi_5) - \Delta p \sigma \bar{\omega} \quad [11a]$$

lautet. Es sind  $\sigma = \frac{1}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial p} \frac{\partial \Phi}{\partial p}$

und  $\Theta$  die potentielle Temperatur. Nach dieser Beziehung wird die lokale Änderung der mittleren Temperatur (Schichtdicke) durch die horizontale Advektion (a) und durch konvektive Temperaturänderungen (b) bestimmt. Diabatische Temperaturänderungen sind vernachlässigt.

2) Die quasi-geostrophische Vorticitygleichung

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} + v_g \cdot \nabla_h (\zeta_g + f) + f_0 D = 0 \quad [12]$$

mit  $D \equiv \nabla_h \cdot v = - \frac{\partial \omega}{\partial p}$  und  $\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = \frac{1}{f_0} \nabla_h^2 \frac{\partial \Phi}{\partial t}$ .

Die lokal-zeitliche Änderung der relativen Vorticity der relativen Topographie 500/1000 mbar ergibt sich durch Anwendung des Laplaceoperators auf Gl. [11a]:

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla_h^2 (\Phi_1 - \Phi_5) = - \nabla_h^2 A_{T5} - \sigma \Delta p \nabla_h^2 \bar{\omega}. \quad [13]$$

Hier wird Gl. [12] mit dem Index 5 (obere Schichtbegrenzung) eingeführt. Daraus folgt

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla_h^2 \Phi_1 = f_0 A_{v5} - f_0^2 D_5 - \nabla_h^2 A_{T5} - \sigma \Delta p \nabla_h^2 \bar{\omega}. \quad [14]$$

Schließlich wird in der Annahme, daß das 500-mbar-Niveau in erster Näherung als divergenzfrei betrachtet werden kann  $D_5 = 0$  gesetzt. So erhält man die einfache Entwicklungsgleichung

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla_h^2 \Phi_1 = \underbrace{-\nabla_h^2 A_{T5}}_A - \underbrace{\sigma \Delta p \nabla_h^2 \bar{\omega}}_B + \underbrace{f_0 A_{v5}}_C, \quad [15]$$

in der mit den einschneidenden geostrophischen Annahmen auch nichtadiabatische Wärmeflüsse und die Reibung vernachlässigt sind.

Bei divergenzfreier Schichtobergrenze ist demnach die Änderung der geostrophischen Vorticity in 1000 mbar eine Funktion der horizontalen Temperaturadvektion (Term A), der konvektiven Temperaturänderungen (Term B) und der Vorticityadvektion im divergenzfreien Niveau (Term C).

#### 3.3.1.1. Bedeutung der Temperatur- und der oberen Vorticityadvektion für die Vertiefung der Zyklone

Wir versuchen nun, die Bedeutung der einzelnen Terme in Gl. [15] für die Vertiefung der Zyklone zu beurteilen. Zunächst ist festzustellen, daß die Terme A und B Schichteigenschaften ausdrücken, während Term C allein der oberen Schichtbegrenzung zugeordnet ist.

Für den Fall, daß der Term B verschwindet, erzeugt Warmluftadvektion ( $-\nabla_h^2 A_{T5} > 0$ ) über der Zyklone für sich allein ebenso wie zyklonale Vorticityadvektion ( $f_0 A_{v5} > 0$ ) eine Vertiefung. Das ist auch genau der Sachverhalt, den Abb. 6b vermittelt. Die sich entwickelnde Bodenstörung liegt unter Warmluftadvektion und zyklonaler Vorticityadvektion. Geht man in diesem Bild von der mittleren Temperatur- und Druckwelle aus, ist zu folgern, daß die Nulllinie der mittleren Temperaturadvektion ( $\bar{A}_T = 0$ ) im Bezug auf die Bodendruckwelle etwas hinter dem Bodentief und bezüglich der Höhendruckwelle etwas vor deren Trogachse liegen muß. So befindet sich bei der in Vertiefung begriffenen baroklinen Welle die Nulllinie der mittleren Temperaturadvektion bezüglich der oberen Welle im Bereich positiver Vorticityadvektion. Auf diese Weise sind die Terme A und C bei der sich entwickelnden baroklinen Welle zwingend verknüpft und darauf basiert die Superpositionstheorie (3). Letztere wird deshalb bei der Identifizierung der entwicklungsfähigen Wellenstörung sehr dienlich sein, ist doch leicht einzusehen, daß ohne die dargestellte Achsenneigung der Druckwelle die Nulllinie der mittleren Temperaturadvektion mit der Trogachse zusammenfällt. In diesem Falle sind die Terme A und C über der Bodenzyklone gleich Null (Initialphase).

Für die Vertiefung der Zyklone fordert die Gl. [15], daß der Term A größer (Warmluftadvektion) oder gleich Null und der Term C größer Null (zyklonale Wirbeladvektion) sind. Dominierende Kaltluftadvektion über der Bodenzyklone ist nicht geeignet, eine Vertiefung herbeizuführen.

#### 3.3.1.2. Bedeutung der Vertikalbewegungen für die Vertiefung der Zyklone

Der Term B wirkt vermöge der adiabatischen Temperaturänderungen bei der Vertikalbewegung in einer trockenen Atmosphäre - wie z. B. im baroklinen Modell

des Deutschen Wetterdienstes - kompensatorisch auf den Term A (im Bereich der Warmluftadvektion Aufsteigen mit Abkühlung, im Bereich der Kaltluftadvektion Absinken mit Erwärmung). Weil der so kompensierte Term A nach dem Bild der baroklinen Welle die Veränderung des Höhenfeldes bestimmt, muß eben dieser Kompensationseffekt auch die obere Vorticityadvektion zu verringern suchen.

Aber Aufsteigen über der Stelle, wo die horizontale Temperaturadvektion verschwindet (Trogachse), erzeugt infolge der adiabatischen Abkühlung einen Effekt der Schichtdickenminderung und wirkt deshalb wie zyklonale Vorticityadvektion.

Wird durch die Vertikalbewegung latente Wärme des Wasserdampfes freigesetzt, liegen die Verhältnisse komplizierter. Bei starker Kondensation an der Warmfront kann der Term B keine bedeutende Kompensation des Feldes  $-A_T > 0$  (Warmluftadvektion) bewirken. Dies sucht die freigesetzte latente Wärme zu verhindern. Dann vermag die Warmluftadvektion optimalen Bodendruckfall zu erzeugen. Hierin liegt die Bedeutung des großen Aufgleitwolken schirms an der Warmfront - der die Aufwärtsbewegung mit Freisetzung latenter Wärme signalisiert - für die Intensität der Zyklonogenese.

### 3.3.2. Entwicklungstendenz einer beliebigen Druckfläche

Mit der geostrophischen Approximation für  $\zeta$  nimmt Gl. [12] die Form

$$\frac{1}{f_0} \nabla_h^2 \frac{\partial \Phi}{\partial t} + v_g \cdot \nabla_h \left( \frac{1}{f_0} \nabla_h^2 \Phi + f \right) = -f_0 D$$

$$\text{oder } \nabla_h^2 \frac{\partial \Phi}{\partial t} = f_0 A_v + f_0^2 \frac{\partial \omega}{\partial p} \text{ an.} \quad [16]$$

Wird Gl. [11] nach  $p$  differenziert und mit  $f_0^2/\sigma$  multipliziert, ergibt sich

$$\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial t} \right) = \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left( -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) - f_0^2 \frac{\partial \omega}{\partial p}. \quad [17]$$

Durch Addition von Gl. [16] und [17] läßt sich  $\frac{\partial \omega}{\partial p}$  eliminieren:

$$\left( \nabla_h^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \frac{\partial \Phi}{\partial t} = f_0 A_v + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left( -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right). \quad [18]$$

Hier steht links vom Gleichheitszeichen der dreidimensionale Laplace-Operator über die lokale Änderung des Geopotentials  $\Phi$ , dargestellt durch die 2 Terme auf der rechten Seite: Die Vorticityadvektion im Niveau  $\Phi$  und die vertikale Änderung der Schichtdickenadvektion im Bezug auf das Niveau  $\Phi$ . Es gilt hierbei

$$\left( \nabla_h^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \frac{\partial \Phi}{\partial t} \sim -\frac{\partial \Phi}{\partial t}.$$

Die rechte Seite der Gl. [18] wird z. B. ein Minimum, wenn sich ihre beiden Terme aufzuheben suchen. In diesem Falle wird auch links die Änderung  $\partial \Phi / \partial t$  ein Minimum. Die Wirkung von Kaltluftadvektion, die im Bezug auf  $\Phi$  mit der Höhe abnimmt (dominierende Kaltluftadvektion unterhalb  $\Phi$ ), wird ggf. durch negative Vorticityadvektion im Niveau  $\Phi$  kompensiert und umgekehrt. Eine Amplitudenveränderung der Druckwelle im Niveau  $\Phi$  erfolgt aber nur dann, wenn auf der Trog- bzw. Keilachse (Vorticitymaxima)  $\frac{d\Phi}{dt} \neq 0$  ist. Da an diesen Stellen die Transportgröße  $A_v$  exakt verschwin-

det, ist  $\frac{d\Phi}{dt} = \frac{\partial \Phi}{\partial t}$ , so daß eine individuelle Änderung von  $\Phi$  nur durch die Schichtdickenadvektion bewirkt werden kann. Dieser Sachverhalt kam bereits bei der Diskussion der Abb. 6 zum Ausdruck. Ist dagegen der letzte Term auf der rechten Seite von [18] gleich Null, liegt der barotrope Fall vor, wo die Änderung  $\frac{\partial \Phi}{\partial t}$  allein vom Transport  $A_v$  abhängt und auf der Keil- und Trogachse immer  $\frac{d\Phi}{dt} = \frac{\partial \Phi}{\partial t} = 0$  gilt.

Mit den Beziehungen [15] und [18] liegen Entwicklungsgleichungen für die untere und obere Schichtbegrenzung vor. Bei der Diskussion der baroklinen Entwicklung müssen beide im Zusammenhang gesehen werden.

## 3.4. Diskussion der Zyklonenentwicklung

### 3.4.1. Die Vertiefung der Zyklone

Aus Gl. [15] sind unschwer 3 Haupttypen der Bodenzyklonense abzulesen:

- Die reine barokline Instabilität aus der (kompensierten) Temperaturadvektion (Terme A und B), ohne obere Vorticityadvektion (Term C). Dieser Fall kann freilich nur die Initialphase der Zyklonogenese beschreiben, weil die thermische Advektion zwangsläufig obere Vorticityadvektion auslöst.
- Die Bodenzyklonogenese allein aus der oberen Vorticityadvektion (Term C). Als Beispiel dafür kann häufig die Leezyklonogenese angesehen werden. Aber auch hierbei gibt es eine Wechselwirkung, indem die Vorticityadvektion über die Schaffung des Bodentiefs Temperaturadvektion hervorruft.
- Die Bodenzyklonogenese aus der Temperatur- und der oberen Vorticityadvektion zugleich. Das ist praktisch der Haupttyp und der Typ der heftigen Zyklonogenese, dem unsere Aufmerksamkeit gilt.

Die optimale Vertiefung der Zyklone resultiert - wie die Diskussion der Gl. [15] gezeigt hat - aus einem größtmöglichen vertikalen Gradienten zyklonaler Vorticityadvektion mit Warmluftadvektion und Aufwärtsbewegungen über dem Zyklonenzentrum. Dabei ist die Vorticityadvektion der Windgeschwindigkeit proportional.

Der stärkste vertikale Gradient zyklonaler Vorticityadvektion über der Zyklone wird also zu erwarten sein, wenn diese sich unter dem troposphärischen Windmaximum zwischen Höhentrog- und Höhenkeilachse befindet. Für die daraus resultierende Entwicklung hat RIEHL (14) spezielle Kriterien angegeben.

#### 3.4.1.1. Vorticityadvektion und Vertikalbewegung

Wir vergleichen zunächst die Feldverteilung der Entwicklungsterme B und C anhand der Vorticityadvektion  $A_{v5}$  in der Bildserie 2 und die Feldverteilung R (Vertikalbewegung in der Schichtmitte) in Abb. 10. Es ist festzustellen, daß die Zyklone bis zum 13. 11. morgens immer unter zyklonaler Vorticityadvektion gelegen hat, anfangs südlich und am Ende nördlich von deren Maximum, und ohne Zweifel war die zyklonale Wirbeladvektion am Mittag des 12. 11. am stärksten. Das war auch der Termin der intensivsten Aufwärtsbewegungen im Bereich der Zyklone und es bestätigt sich, daß die Zyklone zu der Zeit approximativ den Strahlstromkern passierte (siehe Abb. 11c, d, f). Es wird dadurch der erste Höhepunkt des Vertiefungsprozesses plausibel, der gemäß Tab. 1 an diesem Mittag zu beobachten war. In Wirklichkeit mag das Gewicht des  $\omega$ -Terms für die Vertiefung noch viel größer gewesen sein, denn mindestens anfangs wird die Freisetzung latenter Wärme im Aufgleitwolken schirm zur Beschleunigung der Aufwärtsbewegungen beigetragen haben.

Leider läßt sich die endgültige Vertiefung von 970 auf 955 mbar am Morgen des 13. 11. nicht verifizieren, weil diese offenbar ein subskaliger Vorgang in Hinblick auf das Gitternetz ( $d = 381 \text{ km}$ ) war und weil sie in die Zeit zwischen die synoptischen Haupttermine fiel.

Ein anderer Aspekt zu dieser Frage wird später qualitativ bei der Darstellung der Beziehung der Zyklone zum Jetstream erörtert.

### 3.4.1.2. Vorticity- und Schichtdickenadvektion (Superpositionstheorie)

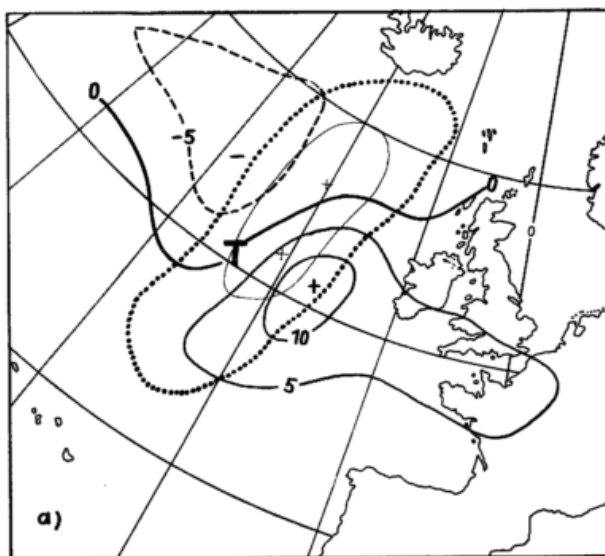
Nach dem Bild der entwicklungsfähigen baroklinen Welle (Abb. 6) liegt die Nulllinie der Schichtdickenadvektion im Bezug zur Vorticity des Höhenfeldes unter positiver Vorticityadvektion im Gebiet zwischen Höhenkeil- und nachfolgender Höhentrogachse.

Werden die Felder  $A_{T_5}$  und  $A_{V_5}$ , wie sie die Abbildungsserie 2 zeigt, zueinander in Beziehung gesetzt, ist der die Achsenneigung repräsentierende Sachverhalt qualitativ leicht zu beurteilen. Wir betrachten dazu die Abbildung 7. Man achte dabei auf die Lage der Linie  $A_{T_5} = 0$  und auf die Position des Tiefs im Bezug zum Feld  $A_{V_5} > 0$ , denn letztere wechselt in typischer Weise.

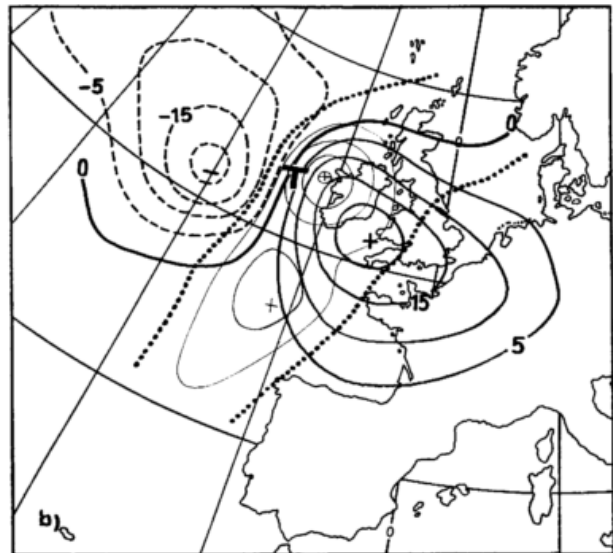
Am Morgen des 12. 11. (Abb. 7a) erkennt man eine sehr günstige zyklonenetische Situation, denn der Verlauf der Linie  $A_{T_5} = 0$  und der des Maximums  $A_{V_5} > 0$  sind nahezu identisch. Dabei müssen zwangsläufig die Maxima der Temperaturadvektion ganz in der Nähe der Vorticitymaxima in 500 mbar liegen. Die Phasendifferenz beträgt also näherungsweise  $90^\circ$ . Das Tief liegt auf der warmen Seite vom Maximum  $A_{V_5} > 0$ .

12 Stunden später (Abb. 7b) ist die Situation etwas verändert. Zwar liegt die Linie  $A_{T_5} = 0$  noch unter positiver Vorticityadvektion, aber nicht mehr unter deren Maximum. Da aber der Betrag dieser Wirbeladvektion auf der Nulllinie der Schichtdickenadvektion unmittelbar nördlich der Zyklone eher größer als kleiner geworden ist, muß sich die Zyklonenvertiefung fortsetzen. Dies gilt auch für die Situation in Abb. 7c.

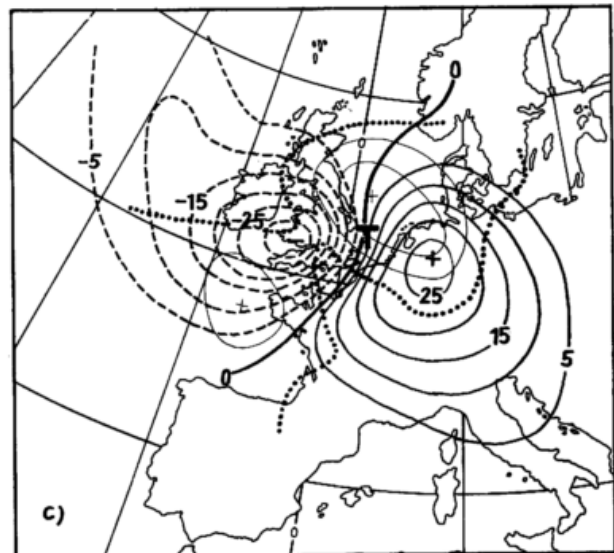
Erst am 13. 11. mittags (Abb. 7d) rückt die Nulllinie der Schichtdickenadvektion bei „T“ unter die Höhentrogachse und das Maximum der oberen zyklonalen Vorticityadvektion zur warmen Seite der Zyklone, so daß keine Vertiefung mehr stattfinden kann.



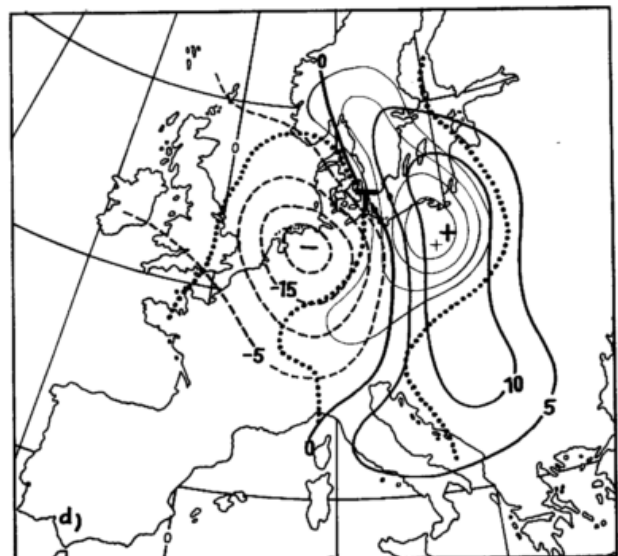
a) 12. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



b) 12. 11. 1972, 12 Uhr MGZ



c) 13. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



d) 13. 11. 1972, 12 Uhr MGZ

Abb. 7a-d: Schichtdickenadvektion  $A_{T_5}$  von 5 zu 5 [gpm/h] und geostrophische Vorticityadvektion  $A_{V_5}$  von 1 zu 1 [ $10^{-7} \text{ s}^{-2}$ ]  
 $A_{T_5} = 0$  Warmluft Kaltluft -advektion  $A_{V_5} \geq 0$

Was passiert an der Flanke der Zyklone?

Es ist zu sehen, wie von Figur 7a nach Figur 7b die Maxima der Schichtdickenadvektion gegenüber dem Feld der positiven Vorticityadvektion etwas nach Westen rücken. Damit befinden sich jedenfalls die Maxima der Schichtdickenadvektion nahe bei denen der Vorticityadvektion in 500 mbar. Nach Gl. [15] müssen bei dieser Konstellation bis zum 13. 11. mittags an der Zyklonenflanke stärkste Bodendruckänderungen zu verzeichnen sein. Letztere bestimmen entscheidend die auffällig große Zuggeschwindigkeit der Zyklone, die auch am 13. 11. mittags (Abb. 7d) noch existieren muß.

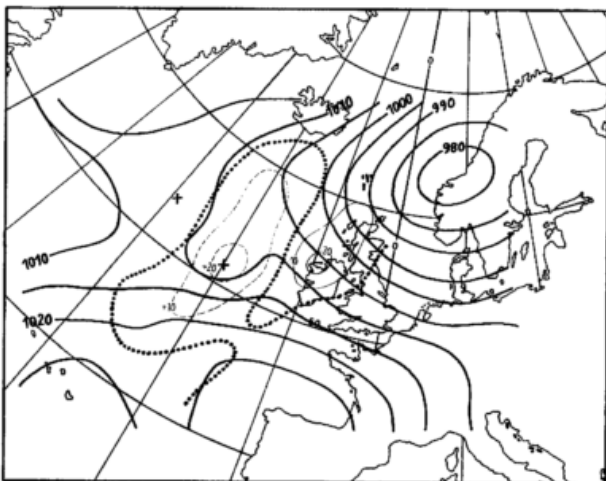
Die Diskussion der Gl. [15] erlaubt also auch ohne die Berücksichtigung des zweifellos wichtigen Terms B eine recht sichere qualitative Diagnose der Entwicklungstendenz.

3.4.2. Vorticityänderung in der 1000-mbar-Fläche

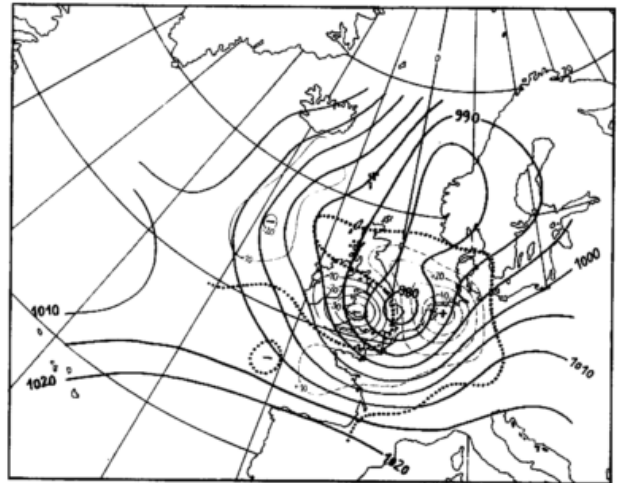
Nach der qualitativen Erörterung der Entwicklungstendenz soll diese numerisch nachvollzogen werden. Wir betrachten dazu die Änderung der relativen geostrophischen Vorticity  $V_h^2 \frac{\partial \Phi_1}{\partial t}$  in Abb. 8a,b zusammen mit der numerischen Bodenanalyse. Bei der Berechnung wurde jedoch in Gl. [15] grob vereinfachend  $\sigma V_h^2 \bar{\omega} = \text{const.}$

gesetzt. Obwohl dies auf eine Vernachlässigung des Vertikaladvektionsterms  $\sigma \bar{\omega}$  hinausläuft, resultiert trotzdem eine starke Vorticityänderung. Das kann nur bedeuten, daß die konvektiv bewirkte Kompensation der Warmluftadvektion mindestens zu Beginn der heftigen Entwicklung nicht bedeutend gewesen sein kann, womit in guter Näherung die lokal-zeitliche Änderung der Temperatur durch die horizontale Advektion beschrieben war.

Bereits in Abb. 8a liegt das Wellenzentrum total im positiven Feld. Das bedeutet, im Wellenbereich wird zyklonale Vorticity produziert. Das zyklogenetische Feld ist mindestens viermal stärker als das antizyklogenetische an der Tiefdruckseite. 12 Stunden später (ohne Darstellung) hat sich das gesamte Feld wesentlich verstärkt, was zwangsläufig aus der Verstärkung der Terme A und C (barokliner Selbstverstärkungseffekt) resultiert. Auch zu diesem Zeitpunkt befindet sich das Wellenzentrum gänzlich im positiven Feld. Erst am 13. 11. 00 Uhr (Abb. 8b) rückt es in die Nähe der Nulllinie und verschiebt sich in der Endphase (ohne Darstellung) noch mehr zum ne-



a) 12. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



b) 13. 11. 1972, 00 Uhr MGZ

gativen Feld hin. Letzteres wird dann auch stärker als das positive Feld, womit die Abschwächung des Tiefs angezeigt ist. Es ist charakteristisch und für die barokline Welle nach Aussage der Abb. 6b sogar zu fordern, daß das Feld der positiven Vorticityänderung nahezu identisch ist mit dem der Warmluftadvektion, wobei das Maximum an der Spitze des Warmsektors bzw. am Okklusionspunkt zu finden ist.

Die Intensitätsänderung des Entwicklungsfeldes erfolgt völlig proportional zur tatsächlich beobachteten 3std. Druckänderung.

3.5. Entwicklungstendenz in der 500-mbar-Fläche

Die Gl. [18] lautet auf der Höhentrogachse wegen  $f_0 \cdot A_v = 0$

$$\left( V_h^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left( -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right).$$

Die Änderung des Geopotentials auf der Höhentrogachse (Höhenkeilachse) ist also allein dem vertikalen Gradienten der Schichtdickenadvektion proportional:

$$-\frac{\partial \Phi}{\partial t} \sim \frac{\partial}{\partial p} \left( -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right).$$

Mit der Höhe abnehmende Kaltluftadvektion erzwingt auf der Höhentrogachse Niveausenkung und mithin Horizontalkonvergenz. Die Amplitudenvergrößerung der Höhendruckwelle erfordert also

$$\frac{\partial}{\partial p} \left( -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) > 0 \quad \text{auf der Trogachse}$$

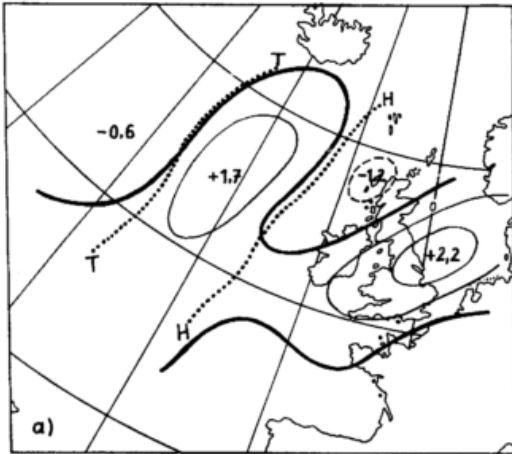
$$< 0 \quad \text{auf der Keilachse.}$$

Wir wollen diesen Sachverhalt durch die Ermittlung der

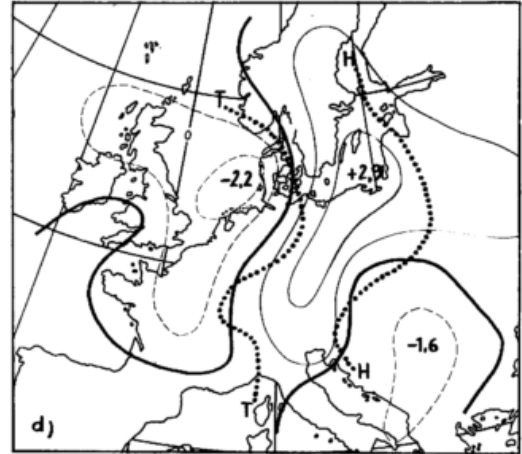
Größe  $\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left( -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right)$  für 500 mbar prüfen.

$\sigma$  wird als konstant angenommen und die Änderung der Schichtdickenadvektion zwischen 100 und 1000 mbar bestimmt. 500 mbar liegt approximativ in der Schichtmitte. Die betreffende Feldverteilung ist in Abb. 9 zu sehen. Bei der Diskussion beschränken wir uns nach obigen Ausführungen auf das Gebiet der Trog- und Keilachsen, die in der Abb. 9 als gepunktete Linie angegeben sind. Auf den Achsen T und H bedeutet nach obiger Definition positives Feld Zunahme zyklonaler relativer Vorticity und umgekehrt.

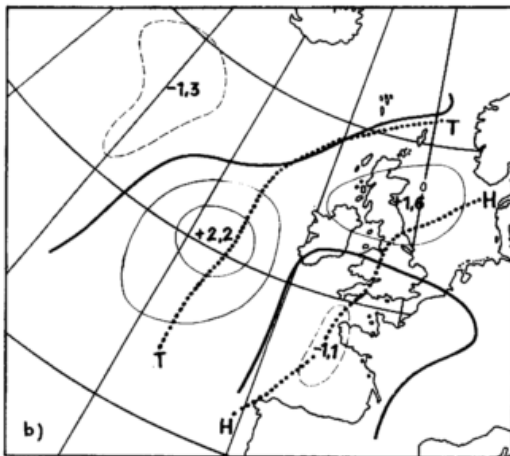
Abb. 8a, b: Lokal-zeitliche Änderung der relativen geostrophischen Vorticity in 1000 mbar [ $10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ]



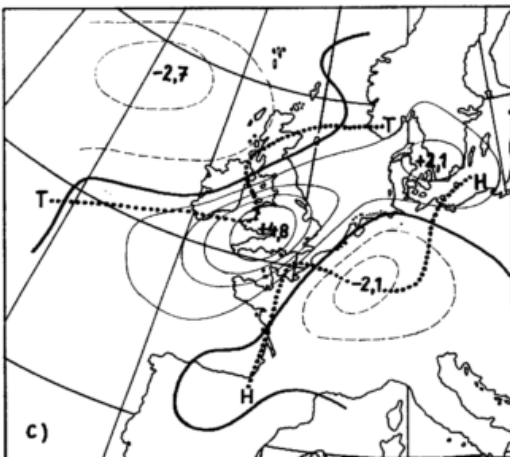
a) 12. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



d) 13. 11. 1972, 12 Uhr MGZ



b) 12. 11. 1972, 12 Uhr MGZ



c) 13. 11. 1972, 00 Uhr MGZ

Abb. 9a—d: Vertikaler Gradient der Schichtdickenadvektion zwischen 100 und 1000 mbar [ $10^{-12} s^{-2}$ ]  
Trog- und Keilachsen 500 mbar . . . . .

Am 12. 11. morgens (Abb. 9a) fallen die Achsen T und H nahezu mit den Nulllinien der Feldverteilung zusammen. Lediglich um  $50^\circ$  Nord befinden sich die Achsen im Gebiet schwach positiver Verteilung, d. h. es erfolgt dort eine unbedeutende Verstärkung des Höhen troges und eine ebenso geringe Abschwächung des Höhenkeiles. Der Vergleich dieser Feldverteilung mit der Vorticityadvektion in Abb. 2b ergibt eine völlige Übereinstimmung, so daß die in Erscheinung tretenden Änderungen zwischen den Achsen T und H durch Advektion verursacht sind.

Erst am Mittag des 12. 11. (Abb. 9b) setzt in 500 mbar der barokline Prozeß der Wirbelproduktion zaghaft ein. Um  $50^\circ$  Nord existiert nun auf der Trogachse ein positives Feld, jedoch ist es in seiner Intensität nur wenig stärker als 12 Stunden zuvor, und auch auf der Keilachse hat schwache antizyklonale Wirbelproduktion eingesetzt. Das ist das Bild der entwicklungsfähigen baroklinen Welle. Bis zum 13. 11. morgens (Abb. 9c) verdoppelt sich der vertikale Gradient der Schichtdickenadvektion. Aber damit erfolgt nicht eine vergleichbar starke Amplitudenvergrößerung der Druckwelle. Die Verhältnisse sind hier nicht klar überschaubar, weil die Achsen T und H nicht deutlich genug in Erscheinung treten. Zweifellos befindet sich die dominierende Trogachse auf der Linie Schottland-Irland, und es ist sicher, daß in ihrem Südteil zyklonale Vorticity produziert wird. Nur das Maximum des positiven Feldes liegt offensichtlich gerade zwischen den Achsen T und H. Es ist daher keinesfalls auf eine optimale Produktion zyklonaler Vorticity auf der Trogachse zu schließen. Deshalb erlangt die Eintrogung trotz der Verdoppelung des vertikalen Gradienten der Schichtdickenadvektion nur ein sehr bescheidenes Ausmaß.

Zieht man die Temperaturverteilung in 500 mbar in Abb. 3b,d zurate, ist zu erkennen, daß die in Abb. 9b,c signalisierte Amplitudenvergrößerung allein auf der warmen Seite der Frontalzone stattfindet, während auf deren kalten Seite eher eine Abschwächung zu verzeichnen ist (Schottland-Nordsee). Es konnte also nur ein relativ warmer Trog entstehen.

Schließlich zeigt Abb. 9d das Ende der baroklinen Entwicklung, denn die Nulllinie ist wieder nahezu mit der Trogachse identisch und auf der Keilachse findet gar zyklonale Wirbelproduktion statt.

Wie hat man sich die Achsenneigung einer solchen Druckwelle vorzustellen?

Nach Abb. 6b gibt es unterhalb der Trogachse in Schichtmitte Kaltluft- und oberhalb Warmluftadvektion. Deshalb nimmt die Vorticity an dieser Stelle nach Gl. [18] zu. Betrachten wir die Störung oberhalb von

etwa 500 mbar als barotrop (dieser Sachverhalt tritt in den Temperaturschnitten der Abb. 4a-c tatsächlich zu Tage), dann entsteht das Bild 6c, wo über der Trogachse 500 mbar keine Temperaturadvektion existiert. Zur Vertiefung des 500-mbar-Troges steht also nur die Kaltluftadvektion unterhalb desselben zur Verfügung. So kann in dieser Druckfläche keine optimale Amplitudenvergrößerung stattfinden und der Schwerpunkt der Zyklogenese verschiebt sich in ein tieferes Niveau. In dem in Figur 6c die wirklichen Wellenlängen ungefähr berücksichtigt wurden, entsteht das Bild einer kurzen baroklinen Welle in der unteren Troposphäre, die die Rückseite eines großen quasibarotropen Troges (lange Welle) durchläuft.

### 3.6. Der niedertroposphärische Trog

An dieser Stelle soll die Bildung des intensiven Troges (vergl. Abb. 2e, f) qualitativ erörtert werden. Im Prinzip wird uns dabei die Gl. [15] weiterhelfen, denn auch für die Trogzyklogenese ist das Zusammenwirken ihrer 3 Terme entscheidend.

Die Dynamik der Trogzyklogenese ist in eindrucksvoller Form von KRUHL (5) beschrieben worden.

Mit der Verwirbelung des subtropischen Warmsektors entsteht in unteren Luftschichten eine engbegrenzte Warmluftzunge mit starker zyklonaler Rotation. Diese hatten wir im thermischen Feld sowie im Feld des Gesamtwassergehaltes in Abb. 3 identifiziert. Sie gelangt vermöge ihrer Rotation von der Nord- wieder zurück auf die Südflanke der Zyklone und erzeugt dort an ihrer Spitze ein engbegrenztes Gebiet mit Warmluftadvektion. Der vertikale Gradient dieser Advektion muß besonders groß sein, weil die Verwirbelung zunächst nur in tiefen Schichten stattfindet. Diese Warmluftadvektion wirkt also insgesamt labilisierend (s. Vertikalschnitt Abb. 4b, c) und sie liegt zugleich unter positiver Vorticityadvektion, nämlich im Gebiet vor der Höhentrogachse (Abb. 2d). Damit existiert an dieser Stelle (Zyklonensüdseite) nach Gl. [15] die zyklonenetische (boden-druckfallerzeugende Situation der Superposition von Warmluftadvektion und zyklonaler Vorticityadvektion. Das ist die Trogzyklogenese.

Da nun das Areal der Trogzyklogenese im Vergleich zur Ausdehnung der Zyklone relativ klein und gänzlich eingebettet ist in das Gebiet des Rückseitendruckanstieges, erklärt sich die große Steilheit der südlichen Trogflanke mit ihren verheerenden Windgeschwindigkeiten. Man wird bei jeder Verwirbelung eines intensiven Warmsektors eine ähnliche Entwicklung erwarten dürfen.

### 3.7. Energiebetrachtung

Bevor wir uns der kinetischen Energie der Zyklone zuwenden, sei ein Bild davon entworfen, wie sie sich verfügbare potentielle Energie vermöge ihrer meridionalen Temperaturadvektion schafft. Wir bedienen uns dabei mit Bezug auf Gl. [9] des Gradienten der

horizontalen Temperaturadvektion über dem Tiefzentrum, der leicht aus dem Feld der Schichtdickenadvektion in der Abbildungsserie 2 zu entnehmen ist. Es ist jedoch zu bedenken, daß im Feld  $A_{T_5}$  konvektive Temperaturänderungen selbstverständlich nicht enthalten sind.

Die Tabelle 1 läßt erkennen, daß die Produktion thermischen Windes über der Zyklone in starkem Maße dem Gradienten der horizontalen Temperaturadvektion folgt. Die stärkste Zunahme hat bis zum 12. 11. mittags stattgefunden, aber das Maximum wird erst am 13. 11. 00 Uhr erreicht. Damit hat die Gewinnung verfügbarer potentieller Energie ihren Höhepunkt am Mittag des 12. 11. Es wird sich später herausstellen, daß damit der Höhepunkt der Einzugsgebietszyklogenese in Erscheinung tritt.

Um die Produktion kinetischer Energie  $E_k$  im Sinne der Gl. [10] qualitativ nachzuweisen, verfahren wir folgendermaßen:

Wir betrachten die Vertikalbewegungen in 750 mbar zusammen mit der relativen Topographie 500/1000 mbar und erwarten im Falle zunehmender kinetischer Energie Aufwärtsbewegung im warmen Rücken vor und Abwärtsbewegung im kalten Trog hinter der Bodenzyklone.

Zur Bestimmung der Vertikalbewegungen eignet sich die Omegagleichung im quasi-geostrophischen System

$$\sigma \nabla_h^2 \omega + f_0^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left[ v_g \cdot \nabla_h (\zeta_g + f) \right] + \nabla_h^2 \left( -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) = R. \quad [19]$$

Wir begnügen uns jedoch damit, nur die rechte Seite dieser Beziehung zu bestimmen und feldmäßig darzustellen (das ist gewissermaßen die Darstellung des Kraftfeldes, das die Vertikalbewegung auslöst). Damit erhält man eine Feldverteilung  $R$ , die  $-\omega$  proportional ist, denn es gilt hierbei wieder  $\sigma \nabla^2 \omega + f_0^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2}$

$\sim -\omega$ .

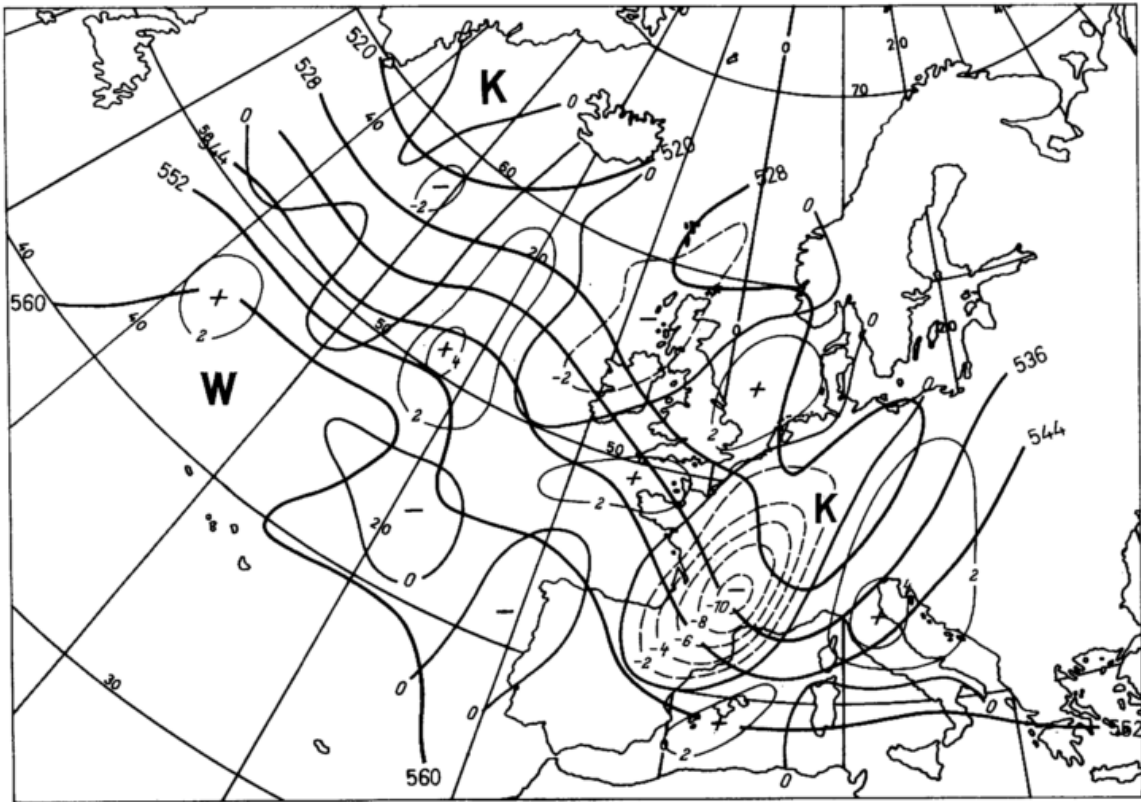
Indem die Gl. [19] mit  $d^2/m_F^2$  erweitert wird, ergibt sich für  $R$  die Dimension von  $\omega$ , nämlich [mbar/s]. Die Feldverteilung  $R$  ist für  $\sigma = \text{const.}$  in der Abbildung 10 zu sehen.

Am 12. 11. morgens (Abb. 10a) ist deutlich zu erkennen, daß im Bereich der Temperaturwelle, die mit der Warmsektorzyklone in Verbindung steht, kinetische Energie produziert wird. Entscheidenden Anteil daran wird die aufsteigende Warmluft haben, denn das positive Feld ist um ein Vielfaches stärker als das negative Feld über dem gerade angedeuteten Kaltlufttrog. Es gilt hier im Bezug auf Gl. [10] offenbar  $|\omega(\Phi - \Phi_0)|_{\text{Trog}} < |-\omega(\Phi - \Phi_0)|_{\text{Rücken}}$ . Im nächsten Bild (Figur 10b) ist die Intensität beider Felder gleich und sie erreicht das Maximum der gesamten Entwicklung. Der Mittag des

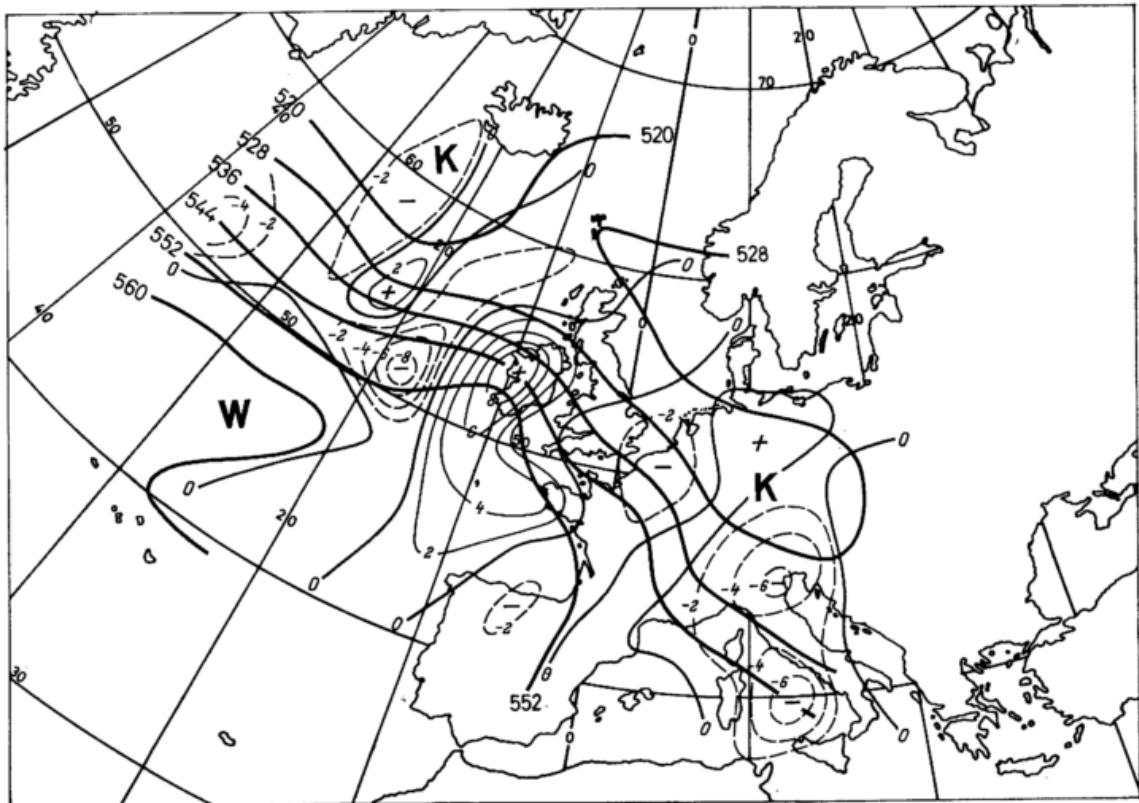
Tab. 1. Approximative Änderung des thermischen Windes für 500/1000 mbar über der Zyklone

	$V_h A_{T_5} \left[ \frac{m}{s} / h \right]$	$v_T \left[ \frac{m}{s} \right]$	$p_0$ [mbar]	$\Delta p_0$ [mbar]
11. 11. 72 12 Uhr	0,13	15	999	
12. 11. 72 00 Uhr	0,22	20	992	- 7
12. 11. 72 12 Uhr	0,44	30	978	- 14
13. 11. 72 00 Uhr	0,54 (0,69)*	38	969	- 9
13. 11. 72 06 Uhr			995	- 14
13. 11. 72 12 Uhr	0,00 (0,25)*	5	960	+ 5

\* Die Zahlenwerte in Klammern geben das Maximum an, das zu den betreffenden Terminen bereits südlich vom Tief lag.



a) 12. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



b) 12. 11. 1972, 12 Uhr MGZ

Abb. 10a—d: Feldverteilung  $R$  [ $10^{-3}$  mbar/s] und relative Topographie 500/1000 mbar [gpdam]  $R \geq 0$  Aufwärtsbewegung  
 $R < 0$  Abwärtsbewegung



12. 11. muß deshalb als der Zeitpunkt stärkster Energieproduktion angesehen werden, zumal jetzt auch die Temperaturwelle stark ausgeprägt ist. Am 13. 11. morgens (Abb. 10c) rückt die Energieproduktion durch absinkende Kaltluft etwas von der Zyklone ab. Es dominiert nochmals die Energieproduktion im Bereich des Warmluftrückens. Erst in Abb. 10d ist die Situation gänzlich verändert. Über der Deutschen Bucht (Zyklonenrückseite) existiert nun absinkende Warmluft. Aufsteigende Warmluft bzw. absinkende Kaltluft sind nur noch in weiterer Entfernung von der Zyklone (Okklusionspunkt) zu erkennen.

Es wird mit Abb. 10 qualitativ deutlich erkennbar, wie in der unteren Troposphäre bis 13. 11. morgens kinetische Energie erzeugt wurde, wobei die aufsteigende Warmluft offensichtlich den größten Energiegewinn erzielte.

In entsprechender Form sind in der Abb. 11 ein Feld  $R'$  (das dem Omegafeld in 500 mbar proportional ist) und die Temperaturwelle in 500 mbar darstellt, wobei die Schichtgrenzen für  $R'$  700 mbar und 300 mbar sind.

Es ist zwar am Morgen des 12. 11. (Abb. 11a) im warmen Rücken über dem Ostatlantik ein Aufwindfeld zu erkennen, aber im sich westlich anschließenden Kaltlufttrog gibt es keine signifikanten Vertikalbewegungen. Zum nächsten Termin herrscht in der Kaltluftzunge sogar geringes Aufsteigen. Bis zu diesem Zeitpunkt konnte also in 500 mbar nur in der Warmluft kinetische Energie produziert worden sein. Am 13. 11. morgens hat sich das Bild zwar nicht grundsätzlich verändert, denn noch immer befindet sich auf der Achse der Kaltluftzunge die Nulllinie der Größe  $R'$ , aber nun sind die Vertikalbewegungen - wie auch am Mittag des 13. 11. - bedeutend stärker geworden.

Bis zum Morgen des 13. 11. konnte die kinetische Energie in 500 mbar lediglich im Warmluftbereich zunehmen, weil bis dahin die signifikante Absinkzone an der Westflanke der Kaltluftzunge bleibt. Deshalb konnte sich zunächst der Höhentrog nicht intensivieren (die zyklonenetische Entwicklung findet anfangs fast ausschließlich in unteren Schichten statt). Erst danach gibt es vor allem in der Kaltluftzunge Energieproduktion, indem sich das Maximum des Absinkens dorthin verschiebt. Diese Umstellung von der Energieproduktion über und vor der unteren Zyklone zur Energieproduktion hinter ihr symbolisiert die Schaffung des Strahlstromdeltas über der Zyklone.

Insgesamt zeigt die Betrachtung, daß die Warmsektorzyklone ihre kinetische Energie hauptsächlich

aus der aufsteigenden Warmluft geschöpft haben wird. Dabei ist noch nicht einmal der Vorrat an latenter Wärme berücksichtigt, der in der subtropischen Warmsektormasse sehr groß war.

Die kinetische Energie pro Masseneinheit ist für die Hauptdruckflächen 850, 700, 500 und 300 mbar in der Tabelle 2a festgehalten.

Dieser Energiewert wurde als Mittel über eine die Zyklone erfassende und mit der Zyklone mitgeführten Fläche  $F = 16 \cdot d^2$  mit  $d = 381\,000$  m numerisch nach der Gleichung

$$\overline{E}_k^F = \frac{v_g^2}{2} \cdot \frac{\Delta p}{p_0^F} \quad [20]$$

ermittelt (25 Gitterpunkte). Es ist  $\Delta p = 200$  mbar. Die Fläche wurde zu jedem Termin so gelegt, daß sich die Zyklone immer näherungsweise im Mittelpunkt befand. Indem die Fläche mit der Zyklone wandert, wird der Energiefluß durch die seitliche Begrenzung in der West-Ost-Richtung (Hauptenergieflußkomponente in der mittleren und oberen Troposphäre) klein. Die Energieflüsse durch die seitlichen Flächenbegrenzungen werden deshalb nicht betrachtet. Dieses Verfahren ermöglicht eine grob gesicherte Aussage für die unteren Niveaus, wo die Zyklone durch die Fläche  $F$  jederzeit voll erfaßt ist, aber für die Jetstreamregion muß das Ergebnis fragwürdig bleiben.

Aus der Tabelle geht folgender Sachverhalt hervor: Es findet bis zum 13. November morgens ganztroposphärisch Energieproduktion, aber keine erkennbare Energieumschichtung statt. Der maßgebliche Energiezuwachs ist eindeutig bis zum 12. November mittags zu verzeichnen. Er ist im ersten 12-Stundenintervall  $\Delta_{12,1}$  in den unteren Schichten dem Betrag nach gleich. Nur in 300 mbar ist ein geringes Übergewicht der Produktion festzustellen. Relativ gesehen, nämlich verglichen mit dem jeweiligen Ausgangswert  $\overline{E}_k^F$ , profitieren die tiefen Schichten am stärksten von der Energieproduktion (Tab. 2b). Der Energiezuwachs im zweiten 12-Stundenintervall  $\Delta_{12,2}$  ist nur etwa halb so groß wie im vorangegangenen Zeitintervall, jedoch relativ in allen Niveaus fast gleich. Im letzten Zeitintervall  $\Delta_{12,3}$  kann keine signifikante Energieänderung mehr festgestellt werden.

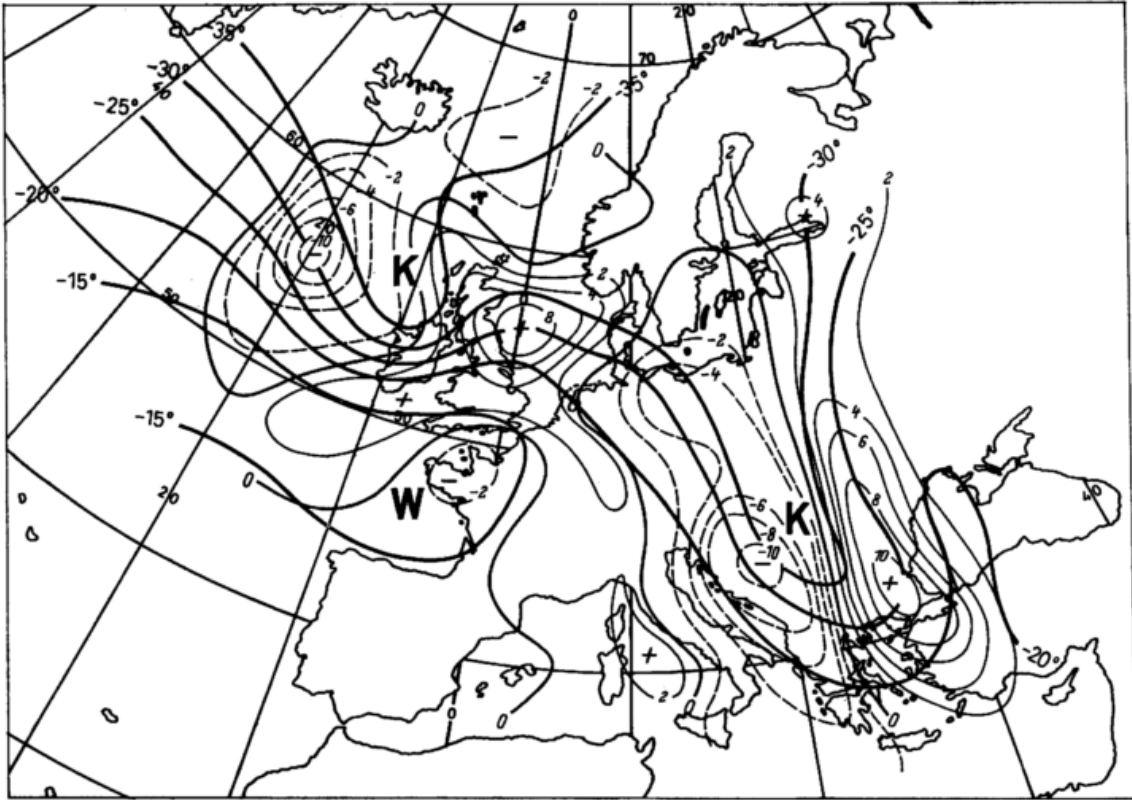
Betrachtet man den Wert  $\overline{E}_k^F$  zum Beobachtungstermin  $t$  als Vielfaches vom Wert  $\overline{E}_k^F$  zum Ausgangstermin  $t_0$  (Tab. 2c), so ergibt die Summe über alle Flächen am

Tab. 2a. Kinetische Energie  $\overline{E}_k^F$  [ $m^2/s^2$ ] (25 Gitterpunkte)

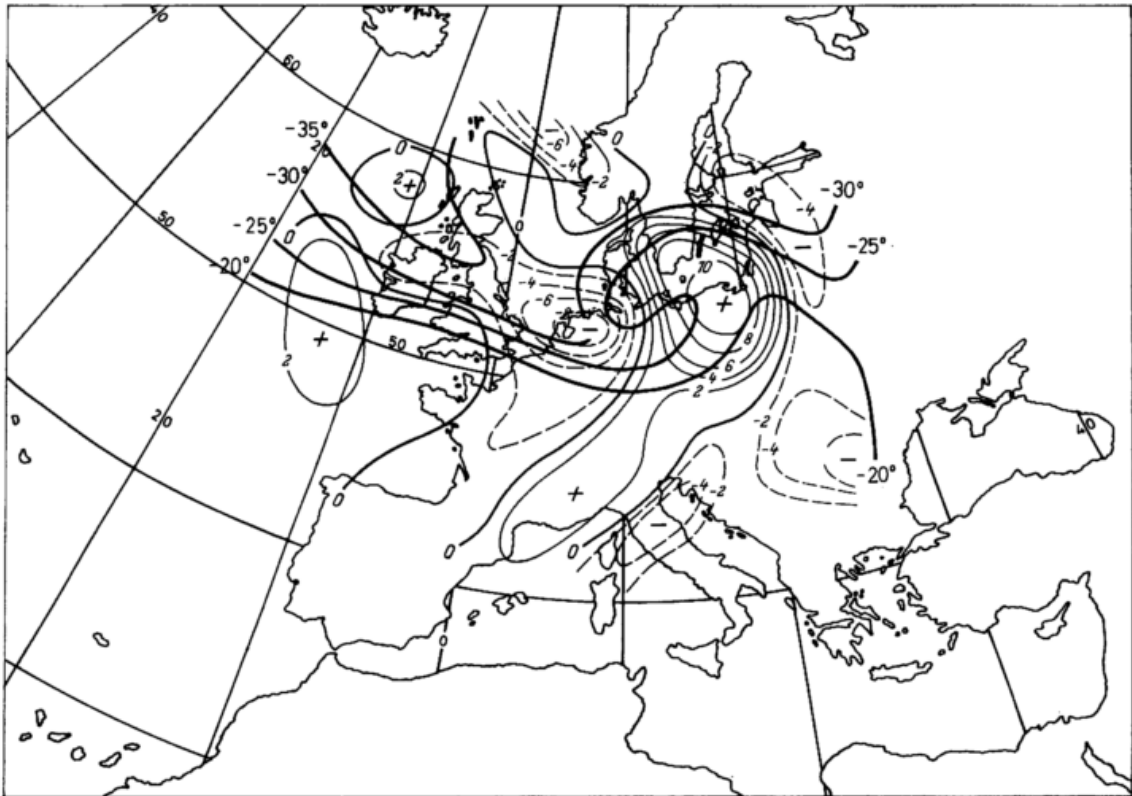
	300 mbar	500 mbar	700 mbar	850 mbar	$\sum_p \overline{E}_k^F$	$\Delta_{12}$	$\Delta'_{12}$
12. 11. 00 Uhr	117,1	64,3	30,4	18,2	230,0		
$\Delta_{12,1}$	32,8	25,2	21,9	23,4		0,45	0,45
12 Uhr	149,9	89,5	52,3	41,6	333,3		
$\Delta_{12,2}$	29,5	14,7	10,6	9,4		0,19	0,28
13. 11. 00 Uhr	179,4	104,2	62,9	51,0	397,5		
$\Delta_{12,3}$	-3,5	2,8	1,7	2,6		0,01	0,02
12 Uhr	175,9	107,0	64,6	53,6	401,1		

$$\Delta'_{12} = \left[ \frac{\overline{E}_k^F(t)}{\overline{E}_k^F(t_0)} \right] - 1$$





c) 13. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



d) 13. 11. 1972, 12 Uhr MGZ

Ende der Entwicklung das 1,7fache der Ausgangsenergie. Diesem Vielfachen kommt charakteristischerweise die Energieänderung in 500 mbar am nächsten. Dagegen beträgt die Energieproduktion in 300 mbar nur 50 % und in den unteren Schichten 100 % bis 200 % des Ausgangswertes (am 12. November morgens).

Es kommt deutlich zum Ausdruck, daß die Zyklone in der unteren Troposphärenhälfte am 12. November produziert wurde. Die endgültige Vertiefung bis auf 955 mbar am Morgen des Folgetages hatte scheinbar keine entscheidenden energetischen Konsequenzen mehr, wobei aber zu berücksichtigen wäre, daß die Bildung des intensiven Troges in der unteren Troposphäre am Morgen des 13. 11. für das benutzte Gitternetz ein subskaliger Vorgang war.

Die Energiebetrachtung ergibt insgesamt, daß bei der Zyklonogenese die Energieproduktion durch aufsteigende Warmluft mit großer Sicherheit dominierte. So kann gefolgert werden: Ist bei der Zyklonogenese der Anteil der Energieerzeugung durch absinkende Kaltluft relativ unbedeutend im Vergleich zu der durch aufsteigende Warmluft, bleibt die Bildung des intensiven kalten Höhenwirbels (des hochreichenden, kalten Wirbels) aus. Dieser Sachverhalt ist offenbar am häufigsten bei echten Warmsektorzyklonen zu beobachten.

Tab. 2b.

$$\left( \bar{E}_k^F(t) / \bar{E}_k^F(t-12) \right) - 1 = \Delta_{12}$$

	$\Delta_{12,1}$	$\Delta_{12,2}$	$\Delta_{12,3}$
850 mbar	1,24	0,23	0,05
700 mbar	0,72	0,20	0,03
500 mbar	0,39	0,16	0,03
300 mbar	0,28	0,20	-0,02

Tab. 2c.

$$\bar{E}_{k(t)}^F \text{ als Vielfaches von } \bar{E}_{k(t_0)}^F \text{ zum Ausgangstermin}$$

	300 mbar	500 mbar	700 mbar	850 mbar	$\sum_p$
12. 11. mittags	1,28	1,39	1,72	2,28	1,45
13. 11. morgens	1,53	1,62	2,07	2,80	1,73
13. 11. mittags	1,50	1,66	2,12	2,95	1,74

### 3.8. Zyklogene und Jetstream

Nach der vereinfachten Vorticitygleichung

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -v \cdot \nabla_h (\zeta + f) - (\zeta + f) D \quad [21]$$

ist die Divergenz

$$D = -\frac{1}{\zeta + f} \left( \frac{\partial \zeta}{\partial t} + v \cdot \nabla_h (\zeta + f) \right) \quad [22]$$

Im Niveau des troposphärischen Windmaximums, wo die Windgeschwindigkeit sehr groß wird gegenüber der Verlagerungsgeschwindigkeit von Trögen und Keilen und  $\omega$  gegen Null strebt, kann in erster Näherung  $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$  vernachlässigt werden. So wird die Divergenz näherungsweise

$$D \approx -\frac{v \cdot \nabla_h (\zeta + f)}{\zeta + f} \quad [23]$$

$\zeta$  kann positives oder negatives Vorzeichen haben. Unter sonst gleichen Bedingungen wird demnach die hochtroposphärische Divergenz (Konvergenz) mit  $\zeta < 0$  stärker als mit  $\zeta > 0$ . Bei positiver Vorticityadvektion im Einzugsgebiet des Strahlstroms ist ggf. auf dessen warmer Seite  $\zeta < 0$ . So ist gerade die warme Seite des Einzugsgebietes der Ort ausgeprägter hochtroposphärischer Divergenz und mithin der Bodenzyklonogenese.

Der Jetstream resultiert aus der horizontalen Temperaturverteilung. Die horizontale Temperaturadvektion wird folglich die Änderung der Jetstreamlage und -intensität und damit auch die Frontalwellenzyklonogenese wesentlich bestimmen, denn letztere ist an die Divergenz bzw. die Vertikalzirkulation des Jetstreams gebunden. Es kommt vor allem darauf an, daß die horizontale thermische Advektion die hochtroposphärische Divergenz über der Wellenstörung erzeugt, erhält oder verstärkt. Dabei ist im Sinne der Gl. [9] der Gradient der Temperaturadvektion in der Umgebung des Strahlstroms von Bedeutung.

Dies kommt beim Vergleich der Abb. 10 und 12 zum Ausdruck. Abb. 10 beinhaltet die Feldverteilung  $R$ , die  $-\omega_{750}$  proportional ist. Sie vermittelt ein Bild der Vertikalbewegungen mittlerer Schichten bzw. wegen  $-\omega_{750} \sim D_{300}$  der hochtroposphärischen Divergenz. Abb. 12 zeigt die Lage der Zyklone und ihres Temperaturadvektionsfeldes  $A_{T_5}$  im Bezug zur Strahlstromlage in 500 mbar<sup>1)</sup>.

Der Vergleich ergibt, daß die Zyklone im Einzugsgebiet des Strahlstroms entsteht und sich dort auch wesentlich vertieft. Dieser Vorgang ist eine Folge der starken Aufwärtsbewegungen (der Höhendivergenz) auf der warmen Seite dieses Einzugsgebietes, wobei die die Vertikalbewegungen auslösende Höhendivergenz wesentlich durch die signifikante Warmluftadvektion gegen die warme Strahlstromseite erzeugt bzw. aufrecht erhalten, mindestens aber begünstigt wird. Das Maximum der Vertikalzirkulation an dieser Stelle wird bezeichnenderweise wieder am 12. 11. mittags (Abb. 10b) erreicht.

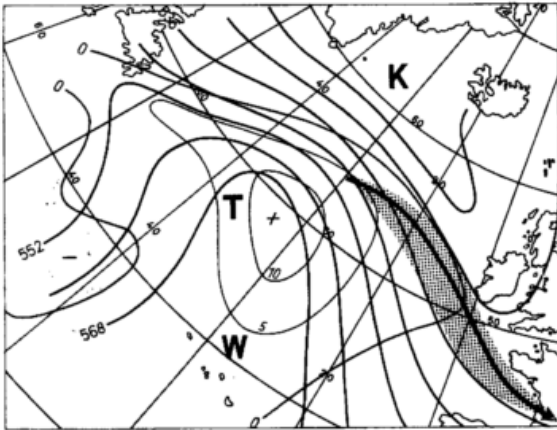
Nun besitzt aber der Strahlstrom neben der warmen Seite des Einzugsgebietes noch einen zweiten divergenten Bereich, nämlich die kalte Seite des Deltas. Mit Rücksicht auf diese Verteilung der Divergenz am Strahlstrom unterscheiden wir deshalb synoptisch

- die Deltazyklonogenese (primär ausgelöst durch Kaltluftadvektion gegen die kalte Seite (Kaltluftadvektion im Bereich der Höhentrogachse)) und
- die Einzugsgebietszyklonogenese (primär ausgelöst durch Warmluftadvektion gegen die warme Seite).

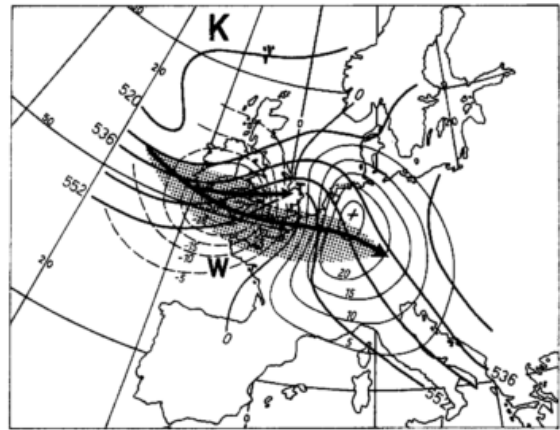
Diese beiden Situationen zu einem Bild vereinigt, ergibt einen Strahlstrom, der im Delta mehr zyklonale und im Einzugsgebiet mehr antizyklonale Krümmung besitzt (bzw. diese durch die Wirkung der Temperaturadvektion bekommt). Die Abb. 13 soll diese Konstellation veranschaulichen. Es ist klar, daß ein so geartetes Advektionsfeld geeignet ist, die Vorticity des Jetstreams zu verstärken. Davon muß dann über die Vertikalzirkulation das Tief im Bodendruckfeld profitieren.

Die Entwicklung des Orkans ist nun gemäß Abb. 12a-e so abgelaufen, daß die Frontalwelle im Einzugsgebiet entsteht, den Strahlstrom durchheilt und im Delta (das sich die Zyklone strenggenommen selbst schafft) nach Erreichen der größten Intensität abstirbt. Die Frontalwelle entsteht dort, wo mit dominierender

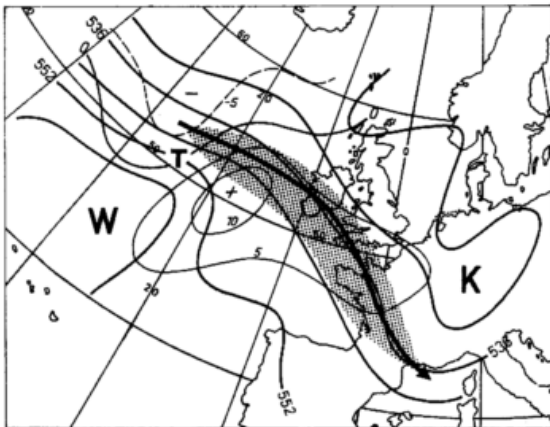
<sup>1)</sup> Es sei hier darüber hinweggesehen, daß das 500-mbar-Niveau nicht identisch ist mit dem der stärksten Divergenz und daß es bei der Ableitung der Gl. [15] gar als divergenzfrei betrachtet wurde. Wir begehen diese Ungenauigkeit, um das Feld  $A_{T_5}$  dem Jetstream zuordnen zu können. Der Jetstream in 300 mbar ist gegenüber dem in 500 mbar zwangsläufig etwas zur kalten Seite hin verschoben.



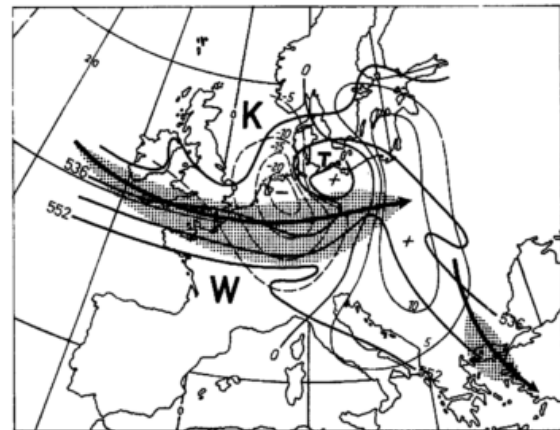
a) 11. 11. 1972, 12 Uhr MGZ



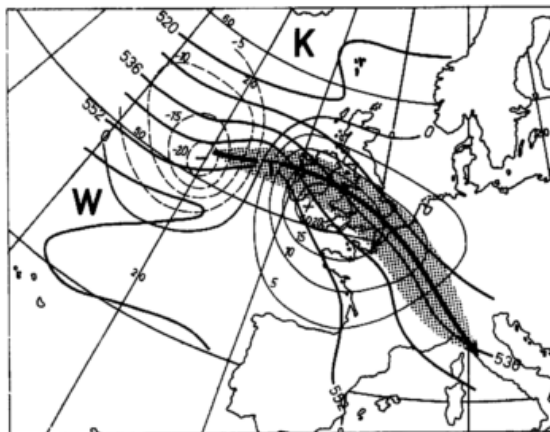
d) 13. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



b) 12. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



e) 13. 11. 1972, 12 Uhr MGZ (bei „T“ manuell korrigiert)



c) 12. 11. 1972, 12 Uhr MGZ

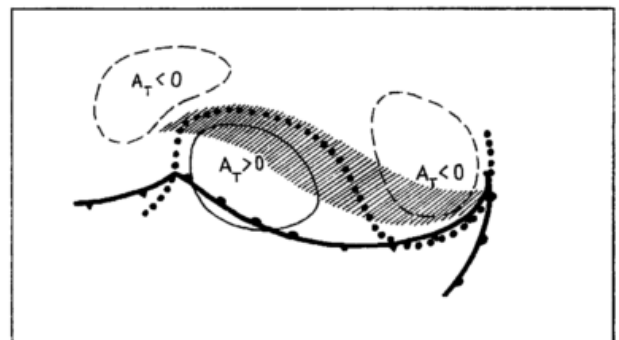


Abb. 13: Jetstream und Temperaturadvektion

Abb. 12a—e: Schichtdickenadvektion  $A_{T_s}$  [gpm/h] (dünn) relative Topographie 500/1000 mbar (dick) und Strahlstrom 500 mbar ( $v \geq 80$  kn)

Warmluftadvektion südlich der Strahlstromachse starke Höhendivergenz festzustellen ist bzw. erzeugt wird. Im Laufe der Entwicklung tritt zur präexistierenden Warmluftadvektion vergleichbar starke Kaltluftadvektion (zunächst auf der kalten Seite vom Strahlstrom) hinzu und damit existiert später der divergenzerzeugende Effekt letzterer (Schaffung des Deltas).

Diese 2 typischen Phasen der Entwicklung sind in Abb. 12 zu erkennen:

- Die Zyklogenese infolge signifikanter Warmluftadvektion gegen die warme Seite des Einzugsgebietes mit dem Höhepunkt in der zweiten Tageshälfte des 12. 11. (Abb. 12c) und
- die sich daran anschließende Zyklogenese durch signifikante Kaltluftadvektion gegen die kalte Seite des Strahlstroms, worauf dieser bis 13. 11. morgens zyklonal deformiert (Abb. 12d).

In der ersten Phase der Entwicklung erfolgt gemäß obiger Energiebetrachtung die wesentliche Energiezunahme. Die Warmluftadvektion (der aufsteigende, in der Höhe divergierende Warmluftstrom) ist also dafür ein bestimmender Faktor gewesen. In der letzten Phase, als sich das Tief unter der Divergenz des Strahlstromdeltas befindet (Abb. 12d und 10c), wird offenbar die Energiegewinnung zusätzlich durch die in Gang kommende Kaltluftadvektion geprägt. Jedoch profitiert davon nach unserer Energiebetrachtung mehr die Störung in der höheren Troposphäre.

Wir haben es also mit einer echten Warmsektorzyklone zu tun, die sich auf der warmen Seite des Strahlstromeinzugsgebietes formiert. Ihre Intensivierung wird sehr erheblich in der ersten Entwicklungsphase durch die Warmluftadvektion bestimmt und erreicht. Weil zunächst eindeutig die Warmluftadvektion dominiert, kann sich auch kein Höhentrog bilden. Dies wiederum bedeutet, daß der Strahlstrom in dieser Phase nicht wesentlich zyklonal deformiert, so daß die Bodenzyklone denselben ohne Verzögerung durchziehen kann. Erst in der letzten Phase wirkt die nun erstarkte Kaltluftadvektion strahlstromdeformierend (höhentrogbildend). Aber diese Situation ist zugleich das Ende der baroklinen Entwicklung.

Im Falle der Vortrog- oder Deltazyklagenese liegen die Verhältnisse anders. Dort tritt zur präexistierenden und dominierenden Kaltluftadvektion (im Bereich der Höhentrogachse) die Warmluftadvektion im Laufe der Entwicklung hinzu. So sind die beiden divergenten Gebiete des (geradlinigen) Strahlstroms hinsichtlich ihrer Bedeutung für die Bodenzyklagenese völlig gleichwertig. Es kommt nur darauf an, daß Temperaturänderungen - zum größten Teil durch die horizontale Temperaturadvektion erzeugt - geeignet sind, das Divergenzfeld über der Wellenstörung zu erzeugen (barokliner Effekt).

Zum Schluß sei in Hinsicht auf diese 2 Entwicklungsphasen der Warmsektorzyklone noch einmal auf die Tabelle 1 hingewiesen. Auch danach hatte der Druckabfall im Zyklonenzentrum zwei markante Abschnitte. Die erste starke Vertiefung erfolgte am 12. 11. bis zur Mittagszeit als das Bodentief total unter der Höhendivergenz des Einzugsgebietes lag. Daraufhin war in der zweiten Tageshälfte eine geringere Vertiefung zu beobachten. Das war die Zeit des Übertritts der Zyklone aus dem warmen hinteren in den kalten vorderen Divergenzbereich des Jetstreams. Am Morgen des 13. 11. befand sich dann die Zyklone völlig unter der starken Höhendivergenz auf der kalten Seite des gerade geschaffenen Deltas. In dieser Phase erfolgte die endgültige Verwirbelung mit dem bemerkenswerten Druckabfall von 14 mbar/9 Std.

Das bedeutet, daß dabei die divergenzdämpfende Wirkung von  $\zeta > 0$  nicht stark gewesen sein wird.

#### 4. Ergebnisse numerischer Modelle

##### 4.1. Baroklines 6-Flächenmodell des DWD

Die Physik und die zur Anwendung gelangenden Rechenverfahren bei der Lösung der Gleichungen des baroklinen Modells des DWD (15) müssen als bekannt vorausgesetzt werden.

Es ist wichtig, daß mit Differenzen- anstatt mit Differentialquotienten gerechnet werden muß. Schon in der numerischen Ausgangsanalyse sind unliebsame Verstümmelungsfehler unvermeidbar. Es werden Erscheinungen und Entwicklungen kleineren Ausmaßes nicht erfaßt bzw. vorhergesagt. Die Güte der numerischen Vorhersage ist also schon von der numerischen Ausgangsanalyse abhängig. Hierin liegt ein großer Mangel der Modellrechnung. Infolge des derzeit gültigen Gitterpunktabstandes von  $d = 381$  km werden viele kurze Wellen von der numerischen Analyse und Vorhersage unterdrückt. Nur die Wellen mit einer Wellenlänge von  $\lambda > 4 d$  werden richtig erfaßt und ggf. entwickelt, während alle Wellen mit  $\lambda \leq 2 d$  verlorengehen müssen.

Die numerische Phasengeschwindigkeit  $c_n$  der Wellen in der West-Ost-Richtung (gemäß  $\frac{\partial u}{\partial t} = -c \frac{\partial u}{\partial x}$ ) verhält sich zur analytischen Phasengeschwindigkeit  $c$  hinsichtlich ihrer Abhängigkeit von der Maschenweite  $d$  wie folgt:

$\lambda$	20 d	10 d	6 d	4 d	3 d	2 d
$c_n/c$	0,98	0,93	0,83	0,64	0,41	0,00

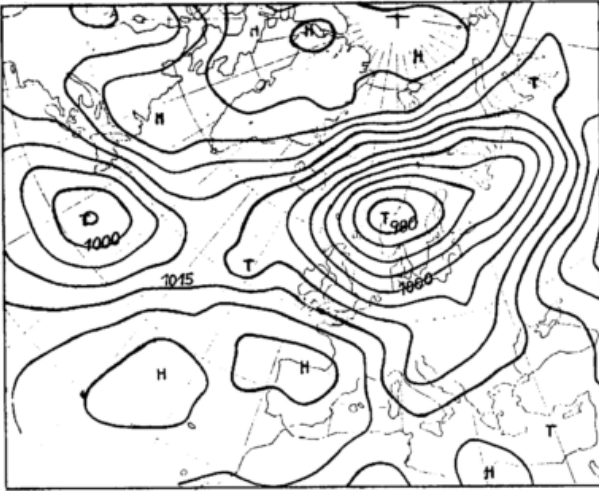
Es werden also ganz besonders die kurzen Wellen unrealistisch stark zurückgehalten. Das ist sehr wichtig bei der Beurteilung der numerischen Phasengeschwindigkeit der Wellen.

Die numerische Analyse in Abb. 14a macht betreffs des Wellentiefs den fatalen Unterschied zur wirklichen Ausgangsanalyse (Abb. 2b) für die 24std. Vorhersage zum 13. November 00 Uhr MGZ deutlich. Hatte das Tief zu diesem Zeitpunkt bereits 3 geschlossene Isobaren, so existiert in der numerischen Analyse nicht eine. Folglich ist der Kerndruck um 10 bis 15 mbar zu hoch. Es ist also eine beträchtliche Wellenverflachung in der numerischen Analyse festzustellen. Die wirkliche Wellenlänge darf zu diesem Zeitpunkt mit rund 1500 km oder  $4 d$  beziffert werden. Auf Grund der numerischen Verflachung liegt die Wellenlänge in der numerischen Analyse nur bei  $\lambda \leq 3,5 d$ . Demnach kann die numerische Verlagerungsgeschwindigkeit in der Ostrichtung lediglich das 0,6fache der wirklichen betragen. Daß dies so ist, zeigt der Vergleich der entsprechenden Karten (Abb. 2d und 15a).

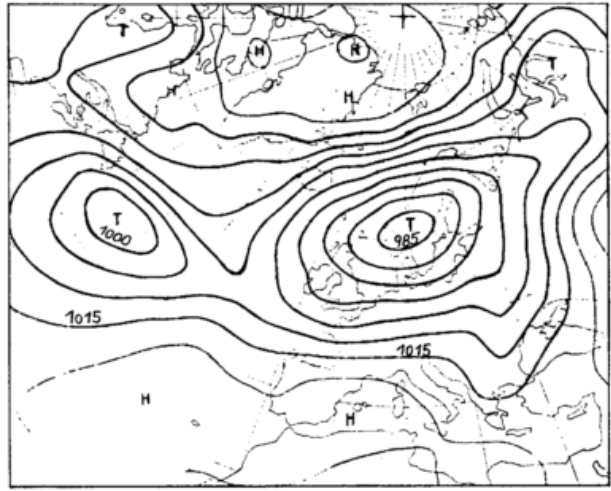
Eine Entwicklung findet im Modell nicht statt. In der numerischen Vorhersagekarte ist die Welle total in dem großen, aus dem Seeraum südlich Islands nach Süden schwenkenden Trog aufgegangen und im Gebiet der Irischen See nur noch mit Mühe zu entdecken. Der Fehler dieser Vorhersagekarte beträgt bei Südostengland, wo am 13. 11. morgens gemäß Abb. 2d das Zyklonenzentrum liegt, mindestens 30 mbar.

Es kann und soll hier nicht erörtert werden, warum das barokline Mehrschichtenmodell keine zyklogenetische Entwicklung ergeben hat. Aber soviel darf gesagt werden:

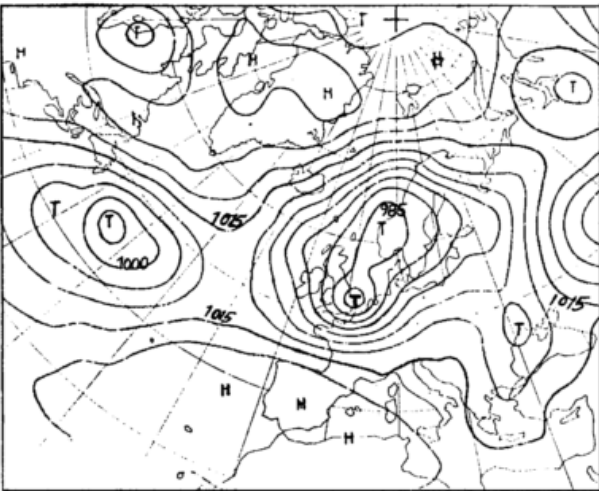
1. Es war von nicht geringer Bedeutung, daß im Modell die Feuchte unberücksichtigt bleibt. Dadurch wurde die Rolle des subtropischen Warmsektors für die Zyklagenese sehr geschmälert.



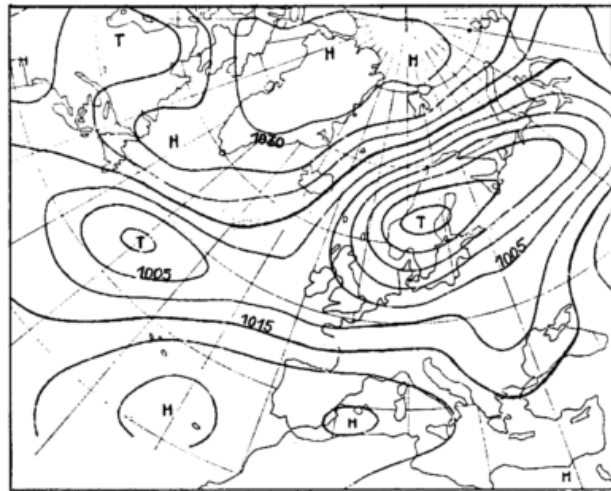
a) 12. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



a) baroklines 6-Flächenmodell des DWD



b) 13. 11. 1972, 00 Uhr MGZ



b) quasi-geostrophisches 2-Flächenmodell

Abb. 14a, b: Numerische Bodenanalyse

Abb. 15a, b: 24std. numerische Bodendruckvorhersage für den 13. 11. 1972, 00 Uhr MGZ

Die trockene Konvektion ist jederzeit bestrebt, den Effekt der Schichtdickenadvektion zu dämpfen. In Wirklichkeit wird aber an der Warmfront (Gebiet stärkster Warmluftadvektion) die latente Wärme des Wasserdampfes freigesetzt, die den Effekt der Warmluftadvektion gerade verstärkt. So besitzt der in der Vertikalen wirkende Term  $\sigma \nabla_h^2 \omega$  u. U. im Modell an der Warmfront kein realistisches Vorzeichen. Möglicherweise wirkt er dort stark dämpfend, obgleich er eher verstärken sollte.

2. Die Wellenlänge der Störung war in der numerischen Ausgangsanalyse zu klein.

#### 4.2. Quasi-geostrophisches 2-Flächenmodell

Dem Modell liegt die prognostische Beziehung

$$\frac{\partial}{\partial t} (\nabla_h^2 \Phi_1 - F \Phi_1) = f_0 A_{v1} - F \left( \frac{\partial \Phi_5}{\partial t} + v_g \cdot \nabla_h (\Phi_5 - \Phi_1) \right) \quad [25]$$

zugrunde. Sie basiert auf den Grundgleichungen [11] und [12].  $F$  hat die Dimension  $[m^{-2}]$  und wird als Konstante betrachtet. Die Gleichung stellt die lokal-zeitliche Änderung der geostrophischen Vorticity im Niveau  $\Phi_1$

dar als Funktion der Vorticityadvektion im Bodenfeld  $\Phi_1$  (barotroper Anteil), der Schichtdickenadvektion zwischen 500 und 1000 mbar (barokliner Anteil) und der lokalen Änderung  $\partial \Phi_5 / \partial t$  an der Schichtobergrenze (barotroper Anteil).

Im Unterschied zu Gl. [15] erscheint hier die Vorticityadvektion im Bodenfeld und anstelle der Vorticityadvektion an der Schichtobergrenze steht die lokale Änderung  $\partial \Phi_5 / \partial t$ , wofür in der Rechnung die stündlichen Werte der barotropen Vorhersage 500 mbar Verwendung finden.

Die Abb. 15b zeigt die 24std. Bodendruckvorhersage für den 13. November 00 Uhr MGZ nach Gl. [25]. Es fällt sofort ins Auge, daß sich das Bild im gesamten europäischen Bereich kaum von dem der Abb. 15a unterscheidet, also unterdrückt auch dieses einfache Modell die Wellenstörung gänzlich.

Die Auswertung der numerischen Vorhersagekarten für die Zwecke der praktischen Wettervorhersage erfordert somit eine besonders kritische Interpretation im Falle junger Frontalwellen kurzer Wellenlänge.

#### 5. Schlußbemerkung

Die Entstehung des Orkans ist ein eindrucksvolles Beispiel für eine Frontalwellenentwicklung, nämlich der Entwicklung der flachen Frontalwelle zum schweren Sturmwirbel.

Die numerischen Vorhersagemodelle, deren Ergebnisse derzeit routinemäßig zur Verfügung stehen, versagen gerade in diesen spezifischen Fällen relativ häufig. Meistens ist dafür eine zu geringe Wellenlänge der Störung in der Ausgangsanalyse verantwortlich. Die Erkennung dieser numerischen Fehlleistung (bzw. der tatsächlichen Entwicklungstendenz) ist das Problem des Synoptikers.

Stehen die Felder Schichtdickenadvektion und Vorticityadvektion zur Verfügung, sollte in vielen Fällen die Anwendung der Superpositionstheorie wie auch die Betrachtung des  $\omega$ -Feldes in Beziehung zur Wellenstörung und zu deren relativen Topographie eine gesicherte Diagnose erlauben.

So war es nicht nur der Zweck dieser Arbeit, die bemerkenswerte Frontalwellenentwicklung darzustellen, sondern auch die zuletzt genannten Zusammenhänge zur nutzbringenden Anwendung an einem eindrucksvollen Beispiel zu erläutern.

#### Literatur

- (1) KRUHL, H.: Der schwere Sturm über Norddeutschland am 13. 11. 1972. Wetterkarte des DWD, Amtsblatt des Seewetteramtes, Jahrg. 1972, Nr. 225. Der Sturm vom 2. 4. 1973 über Norddeutschland. Wetterkarte des DWD, Amtsblatt des Seewetteramtes, Jahrg. 1973, Nr. 76.
- (2) KLEINSCHMIDT, E.: Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen. Meteor. Rdsch. 3/4 (1950/51) S. 1-6, 54-61, 89-96.
- (3) PETERSSEN, S.: A general survey of factors influencing development at sea level. J. Meteor. 12 (1955) S. 36-42.  
Weather Analysis and Forecasting. Bd. 2, Kap. 16. New York: McGraw Hill 1956.
- (4) RAETHJEN, P.: Zur Energetik und Dynamik kräftiger Zyklonogenese. Beitr. Phys. Atmosph. 39 (1966) Nr. 2-4, S. 182-198.
- (5) KRUHL, H.: Trog, umgebogene Okklusion, sekundäre Kaltfront. Ann. Meteor. 6 (1953/54) S. 321-341. Ann. Meteor. 7 (1957) S. 353-373.
- (6) PALMEN, E.; NEWTON, W.: Atmospheric circulation systems. New York, London: Academic Press 1969. Kap. 10.
- (7) HINKELMANN, K.: Ein Beitrag zur Theorie der Zyklonenentwicklung. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 22 (1955).
- (8) HALTINER, G. J.: Numerical weather prediction. New York: Wiley 1971. S. 128-130.
- (9) HOLTON, J. R.: An introduction to dynamic meteorology. New York, London: Academic Press 1972. Kap. 7, 10.
- (10) LORENZ, E. N.: Available potential energy and the maintenance of the general circulation. Tellus 7 (1955) S. 157-167.
- (11) SUTCLIFFE, R. C.: A contribution to the problem of development. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 73 (1947) S. 370-383.
- (12) BJERKNES, J.; HOLMBOE, J.: On the theory of cyclones. J. Meteor. 1 (1944) S. 1-22.
- (13) SUTCLIFFE, R. C.: Cyclonic and anticyclonic development. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 65 (1939) S. 518-524.
- (14) RIEHL, H.: Forecasting in middle latitudes. Meteor. Monogr. 1 (1952) No. 5, S. 805.
- (15) EDELMANN, W.: Vom Analysenausgleich bis zur baroklinen Vorhersage. Methoden und Organisation der Routine-Programme des DWD. (Unveröff. Arbeitspapier DWD, Offenbach 1968).

## II. Der Niedersachsen-Orkan vom 13. November 1972, ein säkulares klimatologisches Ereignis

### Zusammenfassung

Der Niedersachsen-Orkan vom 13. November 1972 war hinsichtlich seines ungewöhnlich niedrigen Luftdrucks, seines überaus starken Sturmfeldes und seiner katastrophalen Wirkung auf Mensch und Natur ein säkulares meteorologisches Ereignis. In der Untersuchung werden die wichtigsten Klimatelemente und die Satellitenaufnahme beschrieben. Die Auswertung der Windregistrierungen ergibt maximale Werte, die bisher selten oder noch nicht erreicht wurden. Tabellen der Böenhäufigkeit von einigen Stationen lassen das Ausmaß des Sturmfeldes erkennen, dessen vernichtende Wirkung durch Angaben der Landschafts- und Sachschäden aufgezeigt wird. Als Schlußfolgerung ergibt sich die Notwendigkeit, im Rahmen der Nutzanwendung meteorologischer Meßergebnisse für die Praxis bestehende Normen zu überprüfen und durch eine enge Zusammenarbeit zwischen angewandter Klimatologie und Ingenieurwesen neue Normen zu entwickeln.

### Abstract

In respect of its extraordinary low atmospheric pressure, its unusual severe gusts and its catastrophic impact on man and nature the "Niedersachsen-Storm" represents a secular meteorological event. The investigation presented describes the most important climatic elements and provides an interpretation of the corresponding satellite photos. The evaluation of wind speed records yields maximum values seldom or never reached up to now. Tables of gustiness frequencies at some stations indicate the enormous extent of the storm the crushing effect of which is shown by presentation of informations about damages of material and landscape. As a consequence the necessity results to revise, in the frame of application of meteorological data to all kinds of practical problems, the existing technical standards and, by close cooperation between applied climatology and civil engineering, to develop new standardization procedures.

### 1. Einleitung

Frühjahrs- und Herbststürme sind normale meteorologische Erscheinungen der gemäßigten Breiten, die im Witterungsablauf des Jahres mit ziemlicher Regelmäßigkeit wiederkehren. Ihre Ursache liegt in einem gegenüber den anderen Jahreszeiten verstärkten Temperaturgegensatz zwischen Pol und Äquator (1). Im Frühjahr sind die Polargebiete noch kalt, während in den Subtropen durch die höher steigende Sonne die Luft erwärmt und bei einer bestimmten Luftdruckverteilung polwärts geführt wird. Das Zusammentreffen dieser extremen Luftmassen führt unter besonderen meteorologischen Bedingungen zu Sturmzyklonen. Ähnlich ist es im Herbst: während in den Subtropen noch relativ hohe Temperaturen herrschen, setzt in den polaren Breiten bereits eine erhebliche Kaltluftproduktion ein. Damit verstärken sich die Temperaturgegensätze, was gleichbedeutend ist mit einer Verstärkung der potentiellen Energie in der Atmosphäre der mittleren Breiten, die schließlich in Bewegungsenergie, d. h. in Wind

und Sturm umgesetzt wird. Diese Zunahme der Windstärke im Frühjahr und Herbst läßt sich in Windstatistiken nachweisen. Von 24 Stationen in Norddeutschland wurden z. B. die zu den vier synoptischen Hauptterminen gemeldeten maximalen Windgeschwindigkeiten ausgezählt. In einem zehnjährigen Zeitraum ergaben sich an 1787 Tagen insgesamt 22 512 Fälle, in denen der Grenzwert überschritten wurde. Die Jahresverteilung zeigt Tabelle 1.

Danach werden im langjährigen Durchschnitt im März und im November wesentlich häufiger größere Windgeschwindigkeiten erreicht als in anderen Monaten. Die Lage dieser Starkwindfelder und ihre Intensität sind jedoch von Jahr zu Jahr unterschiedlich. Was den Orkan vom 13. November 1972 zu einem säkularen Ereignis werden ließ, waren sein ungewöhnlich niedriger Luftdruck im Kernbereich, sein überaus starkes Sturmfeld in Verbindung mit einem sehr starken horizontalen Druckgradienten und die katastrophale Wirkung auf Natur und Mensch.

Tab. 1. Relative Häufigkeit des Vorkommens von 10-Minutenmitteln der Windgeschwindigkeit  $\geq 20$  Kn in Prozent der Jahressumme (Zeitraum 1961-1970) im norddeutschen Tiefland

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
10.1	10.2	12.6	7.2	6.2	5.0	5.9	5.8	6.9	7.7	12.1	10.3	100.0 %

## 2. Die Vorentwicklung

Nach SCHMAUSS (2) liegen die Extreme in der Meteorologie oft nahe beieinander. Diese Feststellung gilt auch für die Entwicklung, die zu den verheerenden Ereignissen der zu beschreibenden Orkanwetterlage führte. So entstand bereits am 10. November 1972 infolge großer Luftmassengegensätze über dem Ostatlantik aus einer Dreimassensituation ein ausgedehntes Sturmtief mit einem Durchmesser von mehreren 1000 km, dessen Kern im Höhepunkt seiner Entwicklung über dem südlichen Nordmeer einen Luftdruck von weniger als 955 mbar aufwies. Auf seiner Vorderseite war subtropische Warmluft vorübergehend bis Schottland vorgedrungen, so daß es dort für die Jahreszeit ungewöhnlich mild war. Sie ließ in Deutschland die Temperaturen auf 12 bis 17° C ansteigen und drängte am Folgetag die sehr kalte Festlandluft über Osteuropa bis zum Ural zurück, wobei über dem östlichen Rußland Temperaturänderungen von gebietsweise mehr als 30° C auftraten (3). Auf der Rückseite dieses gewaltigen Tiefkomplexes über Nordeuropa stieß schließlich arktische Polarluft zum Ostatlantik und nach Mitteleuropa vor. Dadurch wurde die atlantische Frontalzone gegenüber den vorangegangenen Tagen weiter nach Süden gerückt. Sie lag über dem Atlantik etwa am 50. Breitengrad und wies an ihrer Südflanke in etwa 5000 m NN eine Temperatur von -15° C, an der Nordflanke von -36° C auf, das bedeutete eine sehr große Temperaturdifferenz von 21° C auf engstem Raum. Zusammen mit der großräumigen Luftdruckverteilung, einem „Vieredruckfeld“ mit einem kalten Hochdruckgebiet im Norden und einer warmen Antizyklone im Süden, waren damit günstige Voraussetzungen für eine Tiefdruckentwicklung gegeben. Diese begann am 11. November um 18 Uhr, als eine kleine Wellenstörung an der Nordflanke des Azorenhochs ostwärts wanderte. Der Luftdruck betrug dabei im Meeresniveau 1000 mbar. Als dieses flache Tief die Zone stärkster Temperaturgegensätze erreichte, setzte ein spontaner Vertiefungsprozeß ein, der in 30 bis 40 Stunden ein Orkantief entstehen ließ, das in dieser Zeit mehr als 3000 km zurücklegte.

## 3. Der Orkan am 13. November 1972

Die Entwicklungsphase des Orkantiefs vom 13. November 1972 wurde bereits in Teil I dieses Berichts eingehend geschildert. Es sollen daher hier lediglich die wesentlichsten Beobachtungen zusammenfassend herangestellt werden.

### 3.1. Der Luftdruckverlauf

Die Annäherung des Sturmwirbels kündigte sich in Deutschland in der Nacht zum 13. November durch stark fallenden Luftdruck an. Dieser erniedrigte sich in Norddeutschland innerhalb von 3 Stunden um 10 bis 14 mbar.

In Süddeutschland betrug der 3stündige Luftdruckfall 5 bis 10 mbar. Der im Laufe des Vormittags, bzw. im Süden am Nachmittag folgende Luftdruckanstieg war mindestens ebenso groß; er betrug im Norden bis zu 20 mbar in 3 Stunden. Sehr eindrucksvoll ist hierzu die Luftdruckkurve von Hamburg (Abb. 1), die KRUHL (4) in einer Beilage zur Wetterkarte des Seewetteramtes als erster veröffentlicht hat. Sie zeigt den Luftdruckverlauf in der Nähe des Kerns des Orkantiefs. Das Tief selbst zog in einer geringen Entfernung nördlich an Hamburg vorbei und erreichte dabei um 10 Uhr über der Elbmündung ein Luftdruckminimum im Meeresniveau von weniger als 955 mbar. Diese Luftdruckkurve gibt zugleich eine Vorstellung über extrem starke Luftdruckänderungen in kurzer Zeit, wie sie in Deutschland nur selten auftreten. So fiel der Luftdruck in knapp 12 Stunden um rund 40 mbar, um danach ebenso rasch wieder anzusteigen.

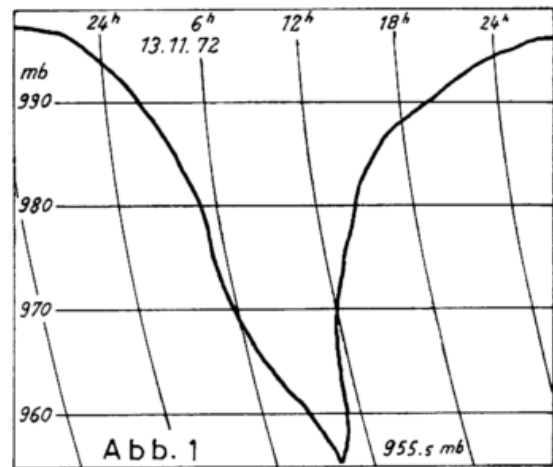


Abb. 1. Luftdruckkurve von Hamburg am 13. November 1972.

Die im Küstenbereich und im norddeutschen Tiefland gemessenen Barometerstände waren an vielen Stationen die niedrigsten seit Beginn vorliegender Messungen. Das auf Meeresniveau reduzierte Luftdruckminimum von 955.5 mbar stellt für Hamburg einen Rekord dar, der den bisherigen, vor mehr als 150 Jahren, am 25. Dezember 1821, gemessenen tiefsten Luftdruck von 956.4 mbar unterbot. Dieser Wert liegt auch tiefer als der von Hennig (5) für Deutschland angegebene niedrigste Barometerstand (717.0 mm Hg = 956 mbar am 6. Dezember 1940 in List/Sylt).

Tab. 2 enthält für weitere Stationen absolute Luftdruckminima eines längeren Zeitraumes, die am 13. November 1972 gemessen wurden.

Tab. 2. Absolute (auf Meeresniveau reduzierte) Luftdruckminima der angegebenen Beobachtungszeiträume, gemessen am 13. November 1972

Station	Barometerhöhe m	Luftdruck- minimum (mbar)	Zeitraum
Hamburg-St. Pauli	34.0	955.5	1821-1972
Norderney	21.9	957.8	1936-1972
Bremerhaven	10.5	958.2	1948-1972
Helgoland	8.0	958.7	1952-1972
Cuxhaven	12.0	959.0	1945-1972
Bremen	9.3	959.5	1891-1972
Kiel	7.5	959.8	1940-1972
Lübeck	16.9	959.9	1950-1972
Schleswig	47.9	960.6	1954-1972
Emden	1.0	963.7	1946-1972
Soltau	77.7	964.8	1958-1972

### 3.2. Die Satellitenaufnahme

Das Foto des US-Wettersatelliten ESSA 8 (Abb. 2) wurde am 13. November 1972 um 10.50 Uhr aus einer Höhe von 1 450 km von der Satellitenempfangsstation des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach (Main) aufgenommen.

Die markanteste Wolkenformation dieser Aufnahme vom mittel- und südeuropäischen Raum ist die Spirale des mit seinem Kern über der Lübecker Bucht liegenden Tiefdruckwirbels und dessen Fronten. Diese Zyklone raste von England kommend über die südliche Nordsee dicht an der Küste entlang, überquerte Holstein und entfernte sich nachmittags sehr schnell über die Insel Rügen zur mittleren Ostsee.

Zum Zeitpunkt der Aufnahme erstreckte sich die mit einem breiten Wolkenband verbundene Kaltfront des Tiefs von seinem Zentrum in der Lübecker Bucht über Dänemark, Südschweden, die westliche Ostsee, Polen, die Tschechoslowakei hinweg, am Alpennordkamm entlang nach Frankreich und verlief weiter im Westen zur Biskaya. Die hinter der Kaltfront auf der Rückseite des Sturmtiefs vordringende frische Meeresluft ist an der aufgebrochenen, streifenförmigen Bewölkung zu erkennen, die sich nördlich des dichten Kaltfrontwolkenbandes befindet. Diese Streifen biegen wie die Kaltfront nach Nordosten um und münden ebenfalls in das Tiefzentrum ein.

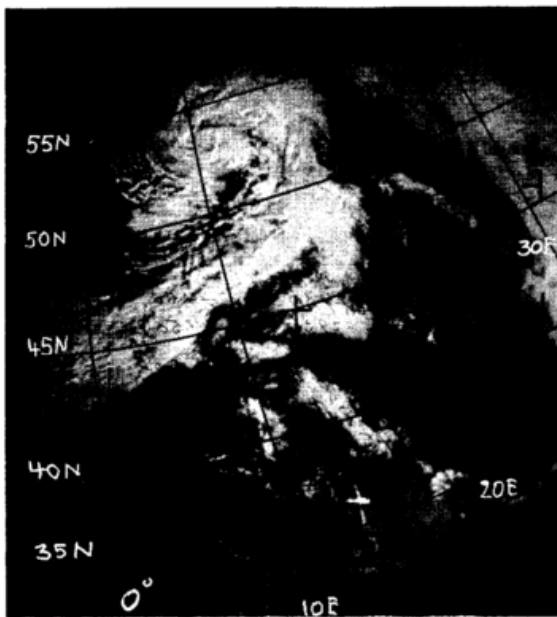


Abb. 2. Aufnahme des US-Wettersatelliten ESSA 8 am 13. November 1972 um 10.50 MEZ.

Die aus dem Satellitenbild ersichtliche Struktur dieses Tiefdruckgebietes gibt mehrere Hinweise, daß es sich um einen intensiven, mit stürmischen bis orkanartigen Winden verbundenen Wirbel handelt: Der geringe Durchmesser des Tiefs besagt, daß erhebliche horizontale Luftdruckunterschiede mit den daraus resultierenden Winden auf verhältnismäßig kleinem Raum auftreten. Zum anderen zeigt die Ausbildung der durchbrochenen Wolkenstreifen auf der West- und Südflanke des Tiefs die auf seiner Rückseite aus Nordwesten vorstoßende Kaltluft an, die südlich des Kerns in Form einer schmalen Zunge nach Osten einbiegt. Diese Bereiche sind - wie die Kaltfront selbst - ebenfalls Zonen stürmischer Winde und ungewöhnlicher Böigkeit. So wurden am 13. November 1972 die größten Windgeschwindigkeiten einerseits mit dem Kaltfrontdurchgang und andererseits in der auf Westnordwest drehenden Luftströmung direkt südlich und südwestlich des Kerns gemessen.

### 3.3. Die Windstärken in Deutschland

Auf der Vorderseite des Sturmtiefs frischte in Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen und Rheinland-Pfalz bereits in der Nacht der Wind aus Süden bis Südwesten stark bis stürmisch auf, im Laufe des Vormittags auch im übrigen Bundesgebiet, wobei zunächst milde Meeresluft herangeführt wurde. In den frühen Morgenstunden stieß dann auf der Rückseite des Tiefs kalte Meeresluft zum Festland vor und überflutete bis gegen Mittag ganz West-, Mittel- und Süddeutschland. Dabei drehte der Wind auf Südwest bis West, im nördlichen Niedersachsen und in Schleswig-Holstein auf Nordwest und steigerte sich bis zur vollen Sturmstärke (8 bis 10 Beaufort), gebietsweise bis Orkanstärke (12 Beaufort); selbst in Süddeutschland, wo der Sturm insgesamt von kürzerer Dauer und weniger heftig war, verzeichnete man orkanartige Böen. Der Luftmassenwechsel war von starken schauerartigen Niederschlägen begleitet, vereinzelt kam es zu Gewittern.

Der Höhepunkt des Sturms wurde im westlichen Niedersachsen, in Nordrhein-Westfalen und Rheinland-Pfalz zwischen 6 und 8 Uhr, in Schleswig-Holstein, Hamburg, dem östlichen Niedersachsen, Hessen und Baden-Württemberg zwischen 8 und 11 Uhr, in Bayern und Berlin zwischen 10 und 15 Uhr erreicht. Nach dem raschen Abzug des Orkantiefs zur Ostsee ließ der Sturm zuerst im Westen und bis zum Abend auch im östlichen und südlichen Bundesgebiet sowie in Berlin merklich nach, so daß abends der Südwest- bis Westwind nur noch 4 bis 6 Beaufort oder gebietsweise eine noch geringere Stärke aufwies.

### 3.4. Die Sturmlage zu den Klimaterminen 7 und 14 Uhr mittlerer Ortszeit

Laufende Windregistrierungen wurden bei der Sturmlage an etwa 100 hauptamtlichen Wetterstationen durchgeführt. Sie werden ergänzt durch Augenbeobachtungen und Windschätzungen an weiteren etwa 300 Klimahauptstationen.

Die Auswertung dieser Windmessungen und Windschätzungen zeigt folgende geographische Verteilung der mittleren Windstärke (10-Minuten-Mittel) jeweils an den Beobachtungsterminen 7 und 14 Uhr Ortszeit.

Zum Termin 7 Uhr (Abb. 3) wurden 8 Beaufort und mehr festgestellt: an der niedersächsischen Küste, im westlichen Niedersachsen mit Schwerpunkt von verbreitet 10 Beaufort in der Dämmer Geestniederung und der Ems-Hunte-Geest, größtenteils in Nordrhein-Westfalen, in den höher gelegenen Landesteilen von Rheinland-Pfalz sowie in den freien Lagen von Leinebergland, Harz, Rhön, Spessart und Schwarzwald. Weniger als 6 Beaufort, in windgeschützten Lagen teilweise nur 2 bis 4 Beaufort, wurden dagegen beobachtet: in Schleswig-Holstein, ausgenommen die Küstengebiete, im östlichen Niedersachsen und in einem schmalen Streifen von der oberen Weser, am Ostrand des Sauerlandes entlang, durch die Wetterau bis zum nördlichen Oberrheintiefland; ferner im Neckar-Becken bis zum oberen Main-Gebiet und fast in ganz Bayern mit den geringsten Windstärken in der östlichen Donauniederung und in Alpentälern. Die übrigen, vorwiegend höher gelegenen Bereiche hatten mittlere Windstärken von 6 bis 7 Beaufort.

Bis zum Termin 14 Uhr (Abb. 4) verlagerten sich die Sturmfelder (8 Beaufort und mehr), die sich in der Karte von 7 Uhr im Nordwesten und Westen des Bundesgebietes befanden, nach Osten bzw. Südosten. Dabei frischte auch in den Gebieten, die um 7 Uhr eine geringe Windstärke beobachtet hatten, der Wind zeitweise stark bis stürmisch auf und erreichte in Böen meistens Stärke 9, gebietsweise sogar mehr als 10 Beaufort. Die

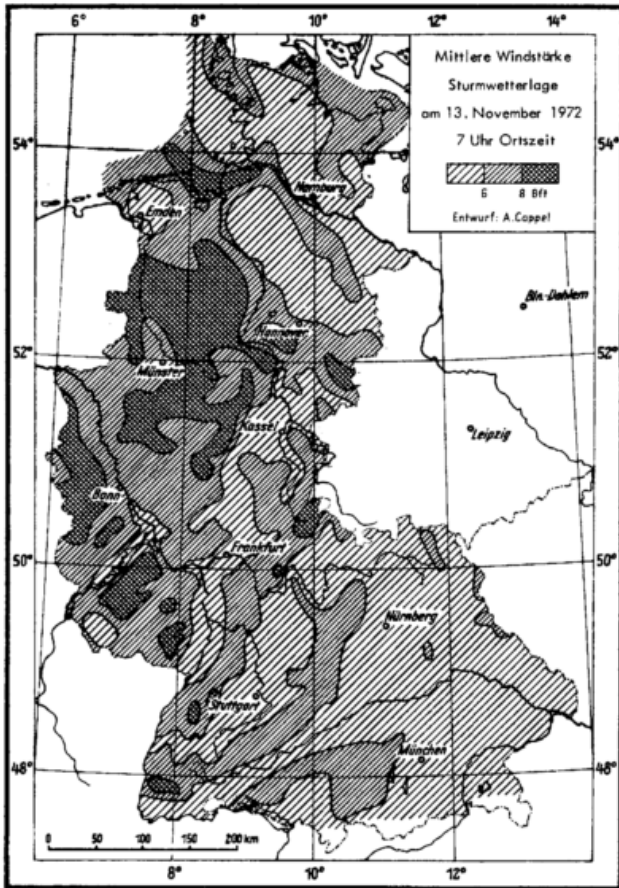


Abb. 3. Mittlere Windstärke (Beaufort) nach Messungen und Schätzungen an etwa 400 Orten bei der Sturmweatherlage am 13. November 1972, 7 Uhr Ortszeit (Klimatermin I).

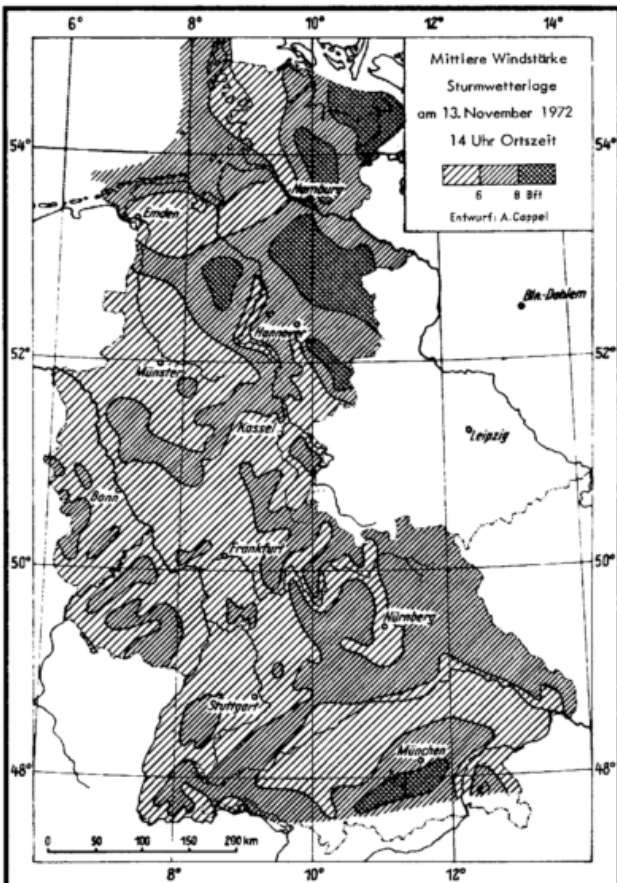


Abb. 4. Mittlere Windstärke (Beaufort) nach Messungen und Schätzungen an etwa 400 Orten bei der Sturmweatherlage am 13. November 1972, 14 Uhr Ortszeit (Klimatermin II).

Verteilung um 14 Uhr zeigt die Gebiete mit einer mittleren Windstärke von mindestens 8 Beaufort im östlichen Schleswig-Holstein, in größeren Bereichen Niedersachsens und im Alpenvorland. Schwerpunkte mit geringen Windstärken befanden sich dagegen zu diesem Zeitpunkt in einem schmalen Streifen längs der Nordseeküste, jedoch landeinwärts verschoben, im Münster- und Emsland, in der Rheinniederung einschließlich der Täler der Nebenflüsse sowie in der Donauniederung. Im übrigen Bundesgebiet, vor allem im Bereich der Mittelgebirge, der höheren Lagen Süddeutschlands und im nordöstlichen Bayern wehte der Wind mit einer mittleren Stärke von 6 bis 7 Beaufort. In den Karten (Abb. 3 und 4) ließ sich wegen des kleinen Maßstabs der Alpenraum nicht darstellen; die Täler beobachteten Windstärken 1 bis 5, die Berge 6 bis 11.

Ergänzend sei besonders darauf hingewiesen, daß in diesen Karten mittlere Windstärken, d. h. 10-Minuten-Mittel der Geschwindigkeit, dargestellt sind. Die absoluten Windstärken in Böen lagen um 2 bis 3 Beaufortgrade höher; diese Böen haben im allgemeinen nur eine Andauerzeit von wenigen Sekunden, sind aber die eigentlichen Urheber der meisten Schäden.

### 3.5. Die registrierten Windgeschwindigkeiten

Die an den Wetterstationen registrierten Windgeschwindigkeiten wurden entsprechend den zu den synoptischen Terminen erfolgten Meldungen in Tab. 3 (s. Anhang) zusammengestellt, wobei die nach den internationalen Vorschriften verwendete Maßeinheit „Knoten“ in „Meter pro Sekunde“ (m/s) umgerechnet wurde. Die Tabelle enthält

- 10-Minuten-Mittel der Windgeschwindigkeit zu 8 Beobachtungsterminen in Mitteleuropäischer Zeit. Ein Strich (-) bedeutet, daß die Beobachtung ausgefallen ist.
- das höchste 10-Minuten-Mittel der Windgeschwindigkeit während 6 Stunden, sofern es mindestens 10 m/s betrug.
- die Geschwindigkeit der größten Windböe während 6 Stunden, sofern sie 12 m/s übertraf.

Die Orte sind in der Tabelle streifenweise von Norden nach Süden geordnet, und es wurde die Seehöhe der Beobachtungsstation angegeben. Bei der Beurteilung der gemessenen Windgeschwindigkeiten ist zu beachten, daß die Meßgeräte in einem möglichst hindernisfreien Gelände – im allgemeinen 10 m über Grund, bei einigen Stationen jedoch höher – aufgestellt sind. Bereits in der näheren Umgebung können durch Straßenführung, hohe Gebäude, Geländeform, Baumbestand und ähnliche Einflüsse durch Düsen- oder Stauwirkung stellenweise größere, aber auch geringere Windgeschwindigkeiten aufgetreten sein. Die höchsten 10-Minuten-Mittel liegen bei 8 Stationen höher als die von SCHNEIDER (34) errechneten Werte, die einmal in 100 Jahren auftreten sollen.

Für einige weitere Stationen, die im norddeutschen Tiefland liegen, wurden die stündlichen Windmessungen (10-Minuten-Mittel) nach Richtung und Geschwindigkeit (m/s) gesondert zusammengestellt (Tab. 4, Anh.). Die Stationen sind in dieser Tabelle nach ihrer geographischen Lage im wesentlichen von Westen nach Osten geordnet, so daß das Anschwellen und Abflauen des Sturmes sowie seine Verlagerung in östlicher Richtung gut zu erkennen sind. In den Nachtstunden erfolgte mit der Annäherung des Sturmtiefs ein Rückdrehen des Windes auf südliche bis südöstliche Richtung. Dabei traten bereits die ersten Sturmböen auf. Bei allmählicher Zunahme der Geschwindigkeit drehte der Wind in den frühen Morgenstunden auf Südwest. Im Laufe des Vormittags erreichte er schließlich einen Höhepunkt, wobei

die stärksten Böen aus West bis Nordwest kamen. Die letzteren sind für ein dreistündiges Zeitintervall in Tab. 5 (Anh.) angegeben. Bei fast allen Stationen betrug die größte Böengeschwindigkeit 80 Knoten  $\approx 41$  m/s und mehr. In Hopsten und Rotenburg (Gerät: Lambrecht fa 106) reichte die Skala des Registriergerätes nur bis 80 Knoten. In Rotenburg wurde um 09.35 MEZ am Anzeigergerät eine Windgeschwindigkeit von 84 bis 86 Knoten ( $\approx 43$  bis  $44$  m/s) geschätzt. Der größte Meßwert wurde in Celle festgestellt. Um 09.37 und 11.12 Uhr MEZ wurden 86 Knoten  $\approx 44$  m/s gemessen. Bei der späteren Auswertung des Registrierstreifens stellte sich heraus, daß der Brennstift zu den angegebenen Zeiten an den Anschlag lief (90 Kn  $\approx 46$  m/s) und dort laut Beobachtungspersonal etwa 3 bis 4 Sekunden verharrte.

Eine Auswertung der in den Tabellen 3 bis 5 erfaßten Werte läßt deutlich erkennen, daß das Sturmfeld Norddeutschland überquerte, als das Orkantief über der Elbmündung den Höhepunkt seiner Entwicklung erreichte. Das Zentrum des Orkans, d. h. der Bereich der nach der Beaufortskala Stufe 12 durch „schwerste Verwüstungen“ gekennzeichnet ist, folgte dem Tief halbkreisförmig an dessen West- und Südseite von den ostfriesischen Inseln etwa um die Achse Emden - Papenburg - Cloppenburg - Vechta - Sulingen - Hoya - Walsrode - Celle - Knesebeck - Gartow in einem Streifen von etwa 100 km Breite. Im Süden bildete der Mittellandkanal in etwa die Grenze; darüber hinaus erreichte der Wind nur in größeren Höhen (Harz, Soling) vernichtende Wirkungen. KREMSER (7) gibt hierzu eine eindrucksvolle Darstellung.

### 3.6. Maximale Windgeschwindigkeiten und Böenhäufigkeit

Nach älteren Angaben von NOETZLIN (8) liegen die höchsten in Deutschland gemessenen Windgeschwindigkeiten im Inlande etwa in der Größenordnung von 40 m/s, während an den Küsten und im Gebirge bis zu 50 m/s Windgeschwindigkeit beobachtet worden ist. Diese pauschalen Angaben müssen nach neueren Registrierungen um 10 bis 20 % als zu niedrig angesehen werden. So schreibt CASPAR (9) aufgrund von Auswertungen der Windregistrierungen an etwa 100 Stationen: „Die größten Werte von mehr als 50 m/s wurden auf extrem gelegenen Bergstationen - Feldberg/Schw. 57 m/s - gemessen. Werte zwischen 45 und 50 m/s sind im Bereich der Deutschen Bucht, auf freien Berggipfeln der Mittelgebirge und gelegentlich auch auf freien Plateaulagen zu erwarten. In windexponierten niederen Lagen, besonders in Norddeutschland, werden maximale Böen von 40 bis 45 m/s erreicht.“

Beim Sturm vom 13. November 1972 wurden die von CASPAR angegebenen absoluten Maxima in Braunlage, Braunschweig, Bremen, Cuxhaven, Emden, Hannover, Kahler Asten und Bad Salzuflen erreicht oder übertroffen (s. Tab. 3).

Auch in Berlin erreichten die Windspitzen Werte, wie sie bisher dort noch nicht registriert wurden (3). In der Tabelle 6 (Anh.) sind die Stationen, an denen die größte Böengeschwindigkeit am 13. November 1972 mindestens 40 m/s betrug, in alphabetischer Reihenfolge nochmals zusammengestellt.

Diese Tabelle bestätigt einerseits die Windanfälligkeit der Küstengebiete und der Berggipfel der Mittelgebirge, andererseits brachte aber der Sturm vom 13. November 1972 im norddeutschen Tiefland nicht nur in windexponierten Lagen, sondern in großer Verbreitung maximale Windgeschwindigkeiten in Böen von 40 bis 45 m/s, und wenn man beachtet, daß bei einigen Stationen die Skala der Meßgeräte nicht ausreichte und Windmessungen ohnedies nur Stichprobencharakter haben,

so dürften auch in den niederen Lagen örtlich Werte bis 50 m/s aufgetreten sein (7); der höchste Wert in den Gipfellagen des Harzes (Brocken) betrug 68 m/s (6).

Als Ergänzung zu diesen hohen Windgeschwindigkeiten werden in Tab. 7 (Anh.) „Absolute Maxima der Windgeschwindigkeit in Böen mit mindestens 40 m/s“ von anderen Sturmereignissen mitgeteilt, wobei die Auswertungen von CASPAR (9) bis zum Jahre 1973 erweitert wurden. Außerdem sei darauf hingewiesen, daß aus den Zerstörungen des Tornados von Pforzheim am 10. 7. 1968 sogar auf maximale Windgeschwindigkeiten von 75 bzw. 81.5 m/s geschlossen wurde (20, 21).

Für Orte, an denen nur Messungen oder Schätzungen der mittleren Windstärke vorliegen, können anhand der Abhängigkeit der Böenspitzen von der mittleren Windgeschwindigkeit Aussagen über die Böenstärke gemacht werden. Nach ROBITZSCH (10, 1) liegt der Maximalwert der Windgeschwindigkeit bei böigem Wind etwa bei der Geschwindigkeit 1.9 mal Mittelgeschwindigkeit. Andererseits kann der Wind auf das 0.2fache der mittleren Geschwindigkeit abflauen. Die Amplitude einer Einzelschwingung beträgt demnach im Durchschnitt etwa  $\pm 15\%$  und kann bei normaler Wetterlage etwa  $\pm 90\%$  der mittleren Windgeschwindigkeit erreichen (8).

Die Abhängigkeit des Maximalwertes vom 10-Minuten-Mittel wurde für die Orkanwetterlage vom 13. November 1972 anhand der stündlichen Windmeldungen der im norddeutschen Tiefland gelegenen Stationen untersucht. In einem Diagramm mit dem 10-Minuten-Mittel als Abszisse und der zugehörigen größten Böengeschwindigkeit als Ordinate ergab sich eine Punktwolke, an der man an einer ziemlich scharfen Untergrenze ablesen konnte, welche Geschwindigkeit die stärksten Böen mindestens erreichten. Nach der extremen Seite streute die Verteilung mehr oder weniger stark, doch bildete die Formel von ROBITZSCH

$$v_x = 1.9 \text{ mal } v_m$$

eine recht gute Näherung, obgleich im Geschwindigkeitsbereich der 10-Minuten-Mittel unterhalb 30 Knoten die maximalen Böen mehrmals um 2 bis 4 Knoten über dem nach ROBITZSCH errechneten Wert lagen. Darüber hinaus waren in Meppen die Windspitzen zum 06- und 07-Termin (MEZ) wesentlich stärker, sie betragen 57 Knoten bei einem 10-Minuten-Mittel von 23 Knoten und 73 Knoten bei 29 Knoten Mittelwind. Bei einer Mittelung der stündlichen Windspitzen über Klassen des 10-Minuten-Mittels von 3 Knoten Breite findet man die in Abb. 5 dargestellte Abhängigkeit. Daneben enthält Tab. 8 für 5 Knoten-Stufen des Mittelwindes ( $v_m$ ) die kleinste ( $v_k$ ) und größte ( $v_g$ ) maximale sowie die mittlere maximale Böengeschwindigkeit ( $v_x$ ).

Tab. 8. 10-Minuten-Mittel der Windgeschwindigkeit ( $v_m$ ) und extreme Böengeschwindigkeit in Knoten ( $v_k$  = kleinste,  $v_g$  = größte,  $v_x$  = mittlere maximale Böengeschwindigkeit)

$v_m$	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55
$v_k$	20	25	30	35	40	45	51	58	65	78
$v_g$	24	32	40	50	60	68	76	82	86	90
$v_x$	21	28	34	41	48	55	62	69	76	80

Neben diesen Maximalwerten der Windgeschwindigkeit, die u. a. zur Beurteilung der Windbelastung von Bauwerken herangezogen werden, wird im Rahmen der angewandten Klimatologie oft auch nach der Häufigkeit bestimmter Böengeschwindigkeiten gefragt. Für einen etwa 20jährigen Zeitraum wurde daher die „mittlere jährliche Zahl der Tage mit einer maximalen Böengeschwindigkeit  $\geq v$ “ ermittelt und die Häufigkeit der Überschreitung bestimmter Schwellenwerte in Tab. 9 (Anh.) zusammengestellt. Mit der Stationsauswahl sollten

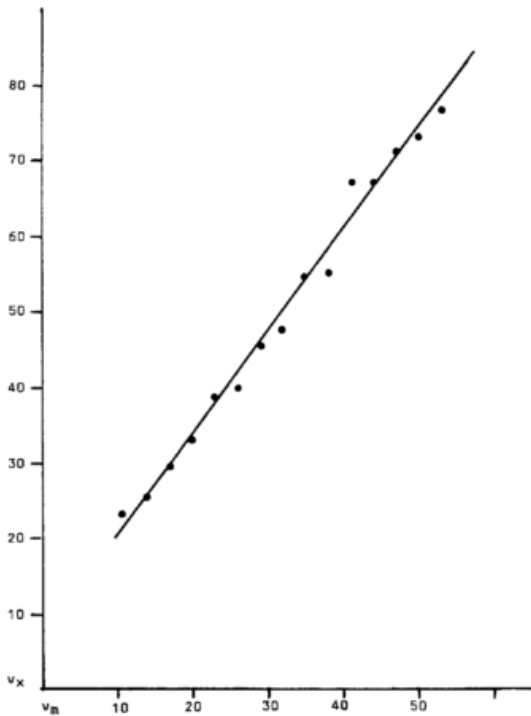


Abb. 5. Mittlere maximale Böenspitzen  $v_x$  in Abhängigkeit vom 10-Minutenmittel  $v_m$  (Knoten) im norddeutschen Tiefland am 13. November 1972.

die verschiedenen Landschaftsräume und Stadtgebiete der Bundesrepublik Deutschland erfaßt werden. Unterschiedliche Aufstellungshöhe der Windmesser, Stationsverlegungen und andere Inhomogenitäten setzten jedoch hier gewisse Grenzen, dennoch dürfte die Zusammenstellung einen brauchbaren Überblick über das Auftreten bestimmter Schwellenwerte der Windgeschwindigkeit geben. Dabei ist zu bedenken, daß in einem Einzeljahr erhebliche Abweichungen von diesen mittleren Häufigkeiten auftreten können. Diese Tabellen können daher keineswegs eine meteorologische Beratung ersetzen, die auch bei der Beurteilung der von SCHNEIDER (34) verwendeten Meßstationen zur Berechnung bestimmter Windgrößen vermißt wird.

Ein anderer Gesichtspunkt, der bei der Beurteilung von Sturmschäden eine Rolle spielt, ist die Frage nach den Häufigkeiten von Böen in kurzen Zeitabschnitten, denn erfahrungsgemäß führen überdurchschnittlich viele Böen bestimmter Stärke zu außergewöhnlichen Schäden. Da das Orkantief vom 13. November 1972 Schäden von bisher nicht gekanntem Ausmaß verursacht hat, auf die noch näher einzugehen ist, wurde versucht, aus den Aufzeichnungen die Anzahl der Böen zu ermitteln. Hierzu eigneten sich nur saubere und einwandfreie Registrierungen von gut gewarteten Instrumenten (Fuess 90 z). Dennoch gestalteten sich die Auszählungen mit der Lupe mühsam und zeitraubend. Als Ergebnis dieser schwierigen Arbeit werden die „Häufigkeitsverteilungen von Windspitzen am 13. November 1972“ von 14 Stationen (Tab. 10a-n, Anh.) vorgelegt. Die Tabellen enthalten für jede Stunde die mittlere Windrichtung und die Zahl der Böen in Stufen von 5 Knoten sowie die absolute Geschwindigkeit der Spitzenböe; diese Tabellen lassen interessante Einzelheiten des Sturmfeldes erkennen, die mit der Verlagerung des Tiefkerns und seiner Ausläufer zusammenhängen (siehe dazu die Bemerkungen in den Tabellen).

Von den Stationen liegen Bremen und Soltau am nördlichen Rand, Osnabrück und Braunschweig am südlichen Rand des Orkanfeldes. Die übrigen Stationen befanden sich mehr oder weniger weit von der Zone maximaler Windgeschwindigkeiten entfernt. Dementspre-

chend unterschiedlich ist auch die Häufigkeit der Böen. Ein Vergleich der Anzahl mit mindestens 40 Knoten zeigt, daß im Orkanfeld mehr als 750 Böen dieser Stärke auftraten (Tab. 11, Anh.). In der Randzone wurden 500 bis 750 gezählt und an den entfernteren Stationen Bocholt, Essen und Düsseldorf etwa 250 bis 350. Eine Sonderstellung nahmen Emden und Lübeck ein, die – im Bereich des Tiefkerns gelegen – etwa 150 Böen mit mindestens 40 Knoten aufwiesen. Die wesentlich geringere Anzahl von 60 Böen in Göttingen ist auf den Einfluß der Orographie und der Stadt zurückzuführen; ähnliches gilt für Karlsruhe und München, wobei die Abnahme aber auch mit der wachsenden Entfernung vom Tiefkern zusammenhängt. Auch auf der Nordseite des Orkantiefs, belegt durch Husum und Schleswig, lag die Böenhäufigkeit um eine Zehnerpotenz niedriger als in entsprechender Entfernung auf der Südseite. Tab. 11 bringt hierzu einen zusammenfassenden Überblick.

### 3.7. Die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit

Für bestimmte Zwecke der angewandten Klimatologie, z. B. zur Beurteilung der Windbelastung von massiven Bauwerken und Brücken, werden neben den momentanen Maximalwerten und den maximalen 10-Minuten-Mitteln auch Stundenmittel der Windgeschwindigkeit benötigt. Für eine Auswahl von Stationen wurden daher die größten, am 13. November 1972 gemessenen Stundenmittel in Tab. 12 (Anh.) zusammengestellt. Die Stationen sind nach der Größe der Windgeschwindigkeit geordnet. Die Tabelle zeigt, daß die größten Stundenmittel mit Werten von 25 bis 30 m/s auf den Friesischen Inseln und im Küstengebiet der Nordsee, aber auch in Hochlagen der Gebirge (Hohenpeißenberg, Wasserkuppe) aufgetreten sind. Daneben wurden Werte um 20 m/s und darüber vor allem im norddeutschen Tiefland und in den Mittelgebirgen beobachtet. Im übrigen geht aus der Tabelle einerseits die durch die Wetterlage bedingte Abnahme der Windgeschwindigkeit von Norden nach Süden hervor, und zum anderen ergaben sich bei einigen Stationen auffallend niedrige Stundenmittel (z. B. Münster, Kassel), die durch die ungünstige Aufstellung des Meßgerätes oder durch orographische Effekte bedingt sind.

Bei fast allen Stationen ist das größte Stundenmittel des 13. November 1972 zugleich das größte Stundenmittel des Jahres 1972. Lediglich in Freiburg i. Br., Regensburg und Kempten wurde im Laufe des Jahres der Tabellenwert einmal und in Konstanz zweimal leicht überschritten.

Innerhalb einer langjährigen Meßreihe zählen diese Stundenmittel gebietsweise zu den größten bisher gemessenen Werten. Tab. 13 (Anh.) enthält hierzu für einige Stationen das jeweils größte Stundenmittel des Jahres im Zeitraum 1951 bis 1973. Die verhältnismäßig kleinen Werte von Helgoland und List im Jahre 1972 sind darauf zurückzuführen, daß die Zugbahn des Orkantiefs südlich dieser Stationen lag. Außerdem ist einschränkend zu bemerken, daß die Reihe bei einigen Stationen nicht homogen ist. So war in Emden anfangs das Windmeßgerät 37 m über Grund angebracht, womit die großen Werte der Jahre 1951 bis 1955 zu erklären sind. In Freiburg wurde die Station 1959 und 1967 verlegt, ebenso in Regensburg 1960 und 1962 sowie in Stuttgart-Echterdingen 1971.

Nach dieser Tabelle hat List mit 31 m/s das größte Stundenmittel. Unmittelbar an der Küste und in freien Berglagen können Werte um 27 m/s auftreten. Weiter landeinwärts nehmen die mittleren Windgeschwindigkeiten im allgemeinen ab auf Werte um 20 m/s im norddeutschen Tiefland und bleiben schließlich in Stadt- und geschützten Tälern oft unter 10 m/s.

#### 4. Die Sturmschäden

##### 4.1. Die Landschaftsschäden

Die orkanartigen Stürme am 13. November 1972 haben in ganz Mitteleuropa Schäden in einem Ausmaß verursacht, das bisher unbekannt war. Durch umstürzende Bäume, abgedeckte Dächer, zerstörte Autos und andere Einwirkungen kamen nach Presseberichten in West- und Mitteleuropa 63 Menschen ums Leben, davon 51 allein in Deutschland und unzählige wurden verletzt. Besonders schwer betroffen war das Land Niedersachsen. Hier wurden von der etwa 300 km breiten, von West nach Ost wirbelnden Orkanwalze in wenigen Minuten flächenweise Altholzbestände geworfen und abgedreht, Jungwälder angeschoben, Verkehrswege blockiert sowie bauliche und Versorgungsanlagen zersplittert. Schulen und Betriebe mußten geschlossen werden, die Stromversorgung und Nachrichtenverbindungen brachen zusammen. Noch im Dezember 1972 waren die Landkreise Oldenburg, Cloppenburg, Vechta u. a. Katastrophengebiet und Bundeswehreinheiten zu Ordnungs- und Aufräumungsarbeiten eingesetzt (11). Nach einer statistischen Erfassung der „Sturmschäden vom 13. November 1972 in den Forsten Niedersachsens“ (12) wurden „von der in Niedersachsen 954 244 ha großen Holzbodenfläche auf über 100 000 ha ca. 16 Millionen Festmeter Holz oder 50 Millionen starke Bäume geworfen. Der Gesamtschaden wird auf über 1 Milliarde DM geschätzt.“ (11).

Dieser Sturmholzanfall entspricht der durchschnittlichen Holzernte von fünf Jahren, allerdings in ganz anderer Aufgliederung nach Baumarten und Stärken (13). Fast die Hälfte des Sturmholzes entfiel auf Privat- und Genossenschaftswald, wobei ungefähr 15 000 bäuerliche Klein-Forstbetriebe existenzgefährdende Schäden aufwiesen. Nachstehende Zusammenstellung zeigt die Schadensverteilung in Millionen Festmeter:

a) in Waldungen von Bund, Land und Kommunen (41 % Anteil an der Gesamtwaldfläche)	7.7
b) in Waldungen der Klosterkammer (3 % Anteil an der Gesamtwaldfläche)	0.6
c) in Genossenschaftswäldern (12 % Anteil an der Gesamtwaldfläche)	0.4
d) im nicht gebundenen, meist bäuerlichen Privatwald (44 % an der Gesamtwaldfläche)	7.2
Gesamtsturmholzanfall	15.9

Eine Unterteilung auf die einzelnen Baumarten (Tab. 14, Anh.) läßt die besondere Schwere des Schadens bei der Kiefer erkennen, wobei nach der Untersuchung von KREMSE (7) der Regierungsbezirk Lüneburg mit Abstand am stärksten betroffen wurde.

Die Zerstörung großflächiger, in sich geschlossener Waldgebiete führte zu Veränderungen des Landschaftsbildes, die noch über Jahrzehnte sichtbar sein werden. Mit großer Wahrscheinlichkeit ergeben sich dabei Auswirkungen auf die lokalen klimatischen Verhältnisse einiger Landschaftsräume, die besonderer Untersuchungen bedürfen.

Zur Milderung der katastrophalen Schäden haben Bund und Land unverzüglich Hilfen für den schwerbetroffenen privaten und genossenschaftlichen Waldbesitz eingeleitet. In der ersten, schon am 16. November 1972 herausgegebenen Presseinformation des niedersächsischen Ministers für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten heißt es: „Von den Folgen dieser in Niedersachsen größten Sturmkatastrophe seit Menschengedenken wird die Forstpolitik des Landes noch auf Jahre hinaus bestimmt werden. Um eine Wiederaufforstung zu ermöglichen, werden die Privatwaldbetriebe durch die öf-

fentliche Hand kräftig unterstützt werden müssen. Vom niedersächsischen Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten werden alle rechtlichen, finanziellen und technischen Möglichkeiten ausgeschöpft werden, um die zerstörte Landschaft so schnell wie möglich wieder in Ordnung zu bringen und die wirtschaftlichen Schäden für den Staats- und Privatwald in engsten Grenzen zu halten.“

In einem Erlaß des niedersächsischen Ministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten vom 8. 2. 1973 „Vorbereitung der Wiederaufforstung der Sturm-schadensflächen vom 13. November 1972“ wurde die Aufstellung von Aufforstungs-Gesamtplänen für die schwer beschädigten Teile der Landes- und Klosterforsten angeordnet. Es heißt darin:

„Die Wiederaufforstung der Sturmwurfflächen ist nach den Gesichtspunkten der höchstmöglichen Betriebssicherheit, der optimalen Zutraglichkeit für den Menschen und der Standortgerechtigkeit sowie innerhalb dieses Rahmens der höchstmöglichen Wertleistung nach wirtschaftlichen Grundsätzen durchzuführen.“

Dieser Erlaß bot die Möglichkeit der Zusammenarbeit von Vertretern verschiedener Fachdisziplinen, die zum Thema „Wald“ einen Beitrag leisten konnten. In gleichem Sinne hatte bereits am 16. Dezember 1972 der Heimatbund für das Oldenburger Münsterland, wo gebietsweise 70 % der Waldfläche schwer beschädigt bis total vernichtet wurde, nach Thülsfeld zu einem interdisziplinären Kolloquium (11) eingeladen, an dem etwa 100 Personen teilnahmen. Forstfachleute, Landschaftsgärtner, Wasserwirtschaftler, Klimatologen und Landschaftsplaner, aber auch Politiker, Volkswirtschaftler, Waldbesitzer u. a. gaben eine Bestandsaufnahme der Sturmschäden und wiesen auf die Schadenswirkungen und Folgeerscheinungen hin. In einer Entschließung wurden Forderungen für Aufräumungs- und Wiederaufforstungsmaßnahmen erhoben, die u. a. damit begründet wurden, daß

„erheblich belastende Auswirkungen auf das Klima, den Wind- und Frostschutz, den Wasserhaushalt und den Erholungswert zu erwarten seien“.

Wie berechtigt die damaligen besorgten Hinweise auf mögliche Schädlingseinwirkungen waren, zeigt eine Pressemitteilung des Landwirtschaftsministeriums in Hannover vom Sommer 1974, nach der etwa zehn Prozent der gesamten Waldfläche Niedersachsens vom „Fichtenborkenkäfer“ und „Waldgärtner“ bedroht seien. Diese Schädlinge hätten vor allem in den vor zwei Jahren vom Orkan zerstörten Wäldern ideale Brutstätten gefunden.

Auch in den Wäldern der meisten übrigen Bundesländer verursachte der Sturm vom 13. November 1972 nachhaltige Schäden, deren Ausmaß jedoch nur ein Bruchteil der Schäden beträgt, wie sie in Niedersachsens Wäldern aufgetreten sind. PLATZER (14) gibt hierzu einen Überblick (Tab. 15). Darüber hinaus wird in einem Bericht des Hessischen Ministers für Landwirtschaft und Umwelt (Az.: III A 2 - 3052 - E 13 vom 17. 1. 73) der Verlust in den hessischen Wäldern mit 500 000 Festmeter Holz angegeben.

Das Ausmaß dieser Naturkatastrophe als säkulares Ereignis wird jedoch erst deutlich, wenn man diese Zahlen mit den Angaben früherer Jahre vergleicht. So schätzt HESS (15) den Anfall von Sturmholz für die Zeit von 1800 bis 1912 in Deutschland auf 45 Millionen Festmeter, d. h. durchschnittlich jährlich auf 400 000 Festmeter. Der Sturm vom 13. November 1972 warf somit in Niedersachsen auf noch nicht 9 % der Fläche des Deutschen Reiches von 1912 in wenigen Stunden mehr als ein Drittel der Holzmasse, die dort im Laufe von 113 Jahren gefallen war.

Tab. 15. Sturmschäden am 13. November 1972; geworfene oder gebrochene Holzmassen (in tausend Festmeter ohne Rinde)

Bundesland	Eiche	Buche	Fichte	Kiefer	Summe	in %
Schleswig-Holstein	—	2	34	7	43	0.2
Niedersachsen	255	643	4610	10414	15922	91.8
Nordrhein-Westfalen	4	90	701	105	900	5.2
Hessen	—	30	150	20	200	1.2
Rheinland-Pfalz	—	15	55	—	70	0.4
Baden-Württemberg	—	—	—	—	—	—
Bayern	—	—	150	60	210	1.2
<b>Bundesrepublik Deutschland</b>	<b>259</b>	<b>780</b>	<b>5700</b>	<b>10606</b>	<b>17345</b>	<b>100</b>

Auch in den Wäldern von Berlin hatte der Sturm verheerende Wirkung und fällte etwa 20 000 Bäume. Nach einer Mitteilung des Landesforstamtes Berlin ist in den bis zum Jahre 1700 zurückreichenden Aufzeichnungen der Forstverwaltung kein Fall mit einem auch nur annähernd vergleichbaren Schadensumfang enthalten.

#### 4.2. Die Sachschäden

Im Gegensatz zu den Windbruch- und Windwurfschäden in den Wäldern, die sich mit einiger Zuverlässigkeit abschätzen lassen, liegen die Angaben über Sachschäden mit Sicherheit weit unter den tatsächlich eingetretenen, da z. B. die meisten Gebäudeschäden nicht durch Versicherungen abgedeckt sind und unzählige kleinere Schäden in Selbsthilfe repariert und von keiner Statistik erfaßt wurden. Dennoch geben die bekannt gewordenen Schadenssummen ein eindrucksvolles Bild der Zerstörung.

Eine diesbezügliche Anfrage des Deutschen Wetterdienstes beim „Verband der Sachversicherer e V., Fachausschuß Sturm- und Leitungswasser-Versicherung“ in Köln ergab folgendes Antwortschreiben vom 9. Mai 1974:

„Der Orkan vom 13. November 1972 hat in Deutschland auf breiter Front die schwersten Verwüstungen angerichtet. Am stärksten betroffen wurden u. W. Niedersachsen und Nordrhein-Westfalen; sehr hoch waren auch die Schäden in Holland und in der DDR.

Die Sturmversicherer mußten Schäden von noch nie gekannter Höhe ersetzen. Nach den Meldungen unserer Mitgliedsunternehmen wurden im Jahr 1972 insgesamt 469 Mill. DM Sturmschäden ersetzt; sie entfallen zum allergrößten Teil auf den Sturm vom 13. 11. 1972. Zum Vergleich nennen wir Ihnen die Zahlen der beiden Vorjahre: 1971 wurden insgesamt 41,8 Mill. DM, 1970 insgesamt 37,7 Mill. DM an Entschädigung geleistet.

Ein Teil der Sturmschäden vom 13. 11. 1972 ist erst im Jahr 1973 registriert worden, wir schätzen deshalb die tatsächliche Höhe der Schäden, die an diesem Tage entstanden sind, auf etwa eine halbe Milliarde DM.

In dieser Zahl sind noch nicht erfaßt die beträchtlichen Schäden in der Kraftfahrt-Kaskoversicherung, der Bauwesen-Versicherung, der Maschinen- und Montage-Versicherung, der Glasversicherung, der Gärtnerei-Versicherung, der Transport-Versicherung, die sich nach unseren Schätzungen auf mehrere 10 Millionen DM belaufen dürften.

Betonen möchten wir, daß diese Zahlen nur die Schäden an versicherten Sachen wiedergeben. Nicht erfaßt sind z. B. die enormen Schäden an den nicht gegen Sturm versicherten Wald- und Forstbeständen.“

Aus einer weiteren die Jahre 1959 bis 1972 umfassenden Statistik (16) über die Höhe und Anzahl der Sturmschäden (Tab. 16) hebt sich das Jahr 1972, bedingt durch

den Sturm vom 13. November 1972, deutlich gegenüber den anderen Jahren ab. Die sekundären Maxima dieser Statistik gehen auf die besonders schweren Sturmereignisse vom 16. und 17. Februar 1962 – die „Hamburger Sturmflut“ (17, 18) – und vom Februar 1967 – neben Sachschäden ausgedehnte Windbrüche in den Forsten (19) – zurück. Auch das an 3. Stelle rangierende Jahr 1968 enthält ein meteorologisches Ereignis mit katastrophaler Schadenswirkung: den „Tornado von Pforzheim“ am 10. Juli 1968 (20, 21). Die Gesamtschäden, die nicht alle in der angegebenen Statistik erfaßt sind, wurden damals auf 120 Millionen DM geschätzt. Weitere schadensreiche Jahre (31) mit z. T. katastrophalen Sturmereignissen waren 1928, 1935, 1936 (18. Oktober Hamburger Sturmflut, 27. Oktober Elbe-I-Orkan (32)), 1940/41, 1949, 1953 (31. Januar/1. Februar Holland-Orkan (25)) und 1954.

Tab. 16. a) Höhe der Sturmschäden in Millionen DM, b) Anzahl der Schäden in 1000 (nach Unterlagen des Verbandes der Sachversicherer)

	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965
a)	4.6	9.4	10.5	54.1	8.6	16.5	32.5
b)	.	.	.	210	45	60	130
	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972
	36.4	197.1	62.7	42.1	40.7	40.8	363.8
	160	540	210	145	150	110	630

Der Allianz-Versicherung wurden im Zusammenhang mit dem Orkan vom 13. November 1972 etwa 57 500 Schäden gemeldet, für die eine Reserve von 35.5 Millionen DM gebildet worden war. Sie traten fast ausschließlich in Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen und Berlin auf. Vereinzelt haben Schäden Größenordnungen von über 1/2 Million DM erreicht.

Weitere Untersuchungen befaßten sich mit den Schäden auf regionaler Ebene. Sie verfolgten den Zweck, in Zusammenarbeit mit der Baubehörde Normen für den Häuserbau zu entwickeln, durch die eine größere Sicherheit gewährleistet würde. So wurden in Hamburg (22) 21 515 Schäden mit einer Gesamtschadenssumme von 22.5 Millionen DM registriert. Daraus errechnete sich ein Durchschnittsschaden von 1 050,- DM pro Grundstück, in den am schwersten betroffenen Industriegebieten auf den Elbinseln jedoch ein Durchschnittsschaden von 5 000,- bis 7 000,- DM pro Grundstück. Diese gegenüber früheren Sturmereignissen außergewöhnlich großen Schäden, die innerhalb von 2 Stunden entstanden, werden auf die überdurchschnittlich vielen Böen und ihre außergewöhnliche Intensität zurückgeführt. Es zeigte sich aber auch, daß durch eine Änderung der Bauvorschriften, die nach den Stürmen des Jahres 1967 vorgenommen wurde, die Schäden bei bestimmten Konstruktionen am 13. November 1972 prozentual geringer waren als bei Objekten, die nach den alten Vorschriften errichtet worden waren. Bemerkens-

wert ist auch die Mitteilung, daß im Bremer Hafen- und Industriegebiet an die 150 Tore an Lagerbauten eingedrückt bzw. herausgeschleudert wurden.

Auch auf dem Gebiet der Stromversorgung liegen einige aufschlußreiche Zahlen zur Naturkatastrophe vom 13. November 1972 vor (23). Betroffen war vor allem das nördliche Niedersachsen. Hier war das Versorgungsnetz in einem solchen Ausmaß zerstört, daß vorübergehend nur noch 30 Prozent der Abnehmer mit Strom beliefert werden konnten. Allein im Mittelspannungsnetz waren etwa 2000 km Freileitung nicht mehr betriebsfähig, bei einer Gesamtlänge von 5 165 km rund 40 Prozent. Davon waren Leitungen auf einer Länge von 115 km völlig zerstört, andere an 600 Stellen unterbrochen. Ähnlich schwer waren die Störungen in den insgesamt 7 334 km langen Freileitungs-Ortsnetzen. Insgesamt wurden weit über 10 000 Störungen, im Durchschnitt eine auf je 1 300 m Netzlänge, festgestellt. Nach einer Schätzung waren mehr als 300 000 Arbeitsstunden notwendig, um das Versorgungsnetz wieder auf den Normalzustand zu bringen. Andererseits wurde von den Nordwestdeutschen Kraftwerken festgestellt, daß die nach den Erfahrungen aus den schweren Sturmjahren 1962 und 1967 getroffenen baulichen Maßnahmen weitere Schäden verhindert oder abgeschwächt haben.

In einem Erfahrungsbericht des Innenministeriums von Nordrhein-Westfalen (33) wird die Gesamtschadenshöhe in diesem Bundesland auf „mehrere hundert Millionen DM“ geschätzt. Neben 8 tödlich verletzten Menschen wird als größter Verlustposten die Luftschiffmontagehalle in Mülheim mit zwei Luftschiffen im Wert von zusammen 4 Millionen DM genannt.

### 5. Die Sturmwarnung

Die im vorhergehenden Kapitel aufgezeigten Schäden, die keineswegs vollständig sind, lassen die verheerenden Auswirkungen eines meteorologischen Ereignisses eines einzigen Tages deutlich erkennen. Ohne zu übertreiben, kann man den Verlust an volkswirtschaftlichem und privatwirtschaftlichem Vermögen auf mehr als 2

Milliarden DM beziffern. Nach der Katastrophe stellte sich daher die Frage, ob rechtzeitig Sturmwarnungen ergangen sind und unter welchen Voraussetzungen sich der Verlust hätte niedriger halten lassen. Zur letzten Frage bemerkt NIESTÄDT (24): „Der Orkan vom 13. November 1972 . . . verursachte Tausende von Schäden an halbfertigen oder kurz vor der Fertigstellung stehenden Bauwerken . . . Die Schäden hätten z. T. vermieden, zumindest aber ihrer Anzahl und den Kosten nach niedriger gehalten werden können, wenn eine ausreichende Verbindung zu den Wetterämtern bestanden hätte.“ Zur Erinnerung sei gesagt, daß der Sturm in der Nacht zu Montag einsetzte und viele Firmen wegen des vorangegangenen Wochenendes bzw. Sonntags nicht erreichbar waren. Zur Frage der rechtzeitigen Warnung wurde bereits in zahlreichen Pressemeldungen bestätigt, daß der Deutsche Wetterdienst die Sturmentwicklung früh erkannt und die Öffentlichkeit gewarnt habe. Nachträgliche Erhebungen ergaben, daß alle Wetterämter im Laufe des 12. November 1972 Sturmwarnungen herausgegeben haben. Der Deutsche Wetterdienst hat hierüber am 23. November 1972 an den Bundesminister für Verkehr (DWD-P-Az.: A 1 - Bh/Bq/S) berichtet, die Untersuchung hätte ergeben,

„daß am Sonntag, 12. November 1972, früh, die Entwicklung eines Sturmfeldes im deutschen Nordseeküstenbereich und am Nachmittag des gleichen Tages auch die voraussichtliche Lage des Sturmwirbels für Montag, 13. November, von der Analysen- und Vorhersagezentrale erfaßt wurden.“

#### Warnungen der Wetterämter

„Auf Grund der in Karten- und Textform von der AVZ (Analysen- und Vorhersagezentrale) am Vormittag des 12. November herausgegebenen Informationen gaben in den folgenden Stunden für die Zeit von der kommenden Nacht an alle Wetterämter, mit Ausnahme des am östlichsten gelegenen Meteorologischen Instituts der Freien Universität Berlin, Warnungen heraus, und zwar in folgender Reihenfolge:

Zeit GMT	Wetteramt	Warnung vor
11.30	Essen	Wind 6 Bft, Böen um 85 km/h
12.00	Nürnberg	Sturm 30-40 km/h, Böen 60 km/h
12.20	Hannover	Böen 8-9 Bft
13.45	Seewetteramt Hamburg	Sturm 8-9 Bft, zunehmend auf 10 Bft
15.00	München	Sturm von mehr als 80 km/h entsprechend 9 Bft
15.30	Trier	Wind Bft 5-6, Böen örtlich bis über 75 km/h
15.30	Freiburg	Wind Böen bis 80 km/h
16.00	Schleswig	Sturm an der Küste 7-8 Bft, Böen an Land allgemein 8 Bft, an Hochbauten 9 Bft.
16.35	Bremen	Wind und Sturm an der Küste 7-8 Bft, Böen 9-10 Bft; an Land 5-6 Bft, Böen 7-8 Bft
17.00	Stuttgart	Sturm mit Böen um 80 km/h
18.00	Frankfurt	mittlere Windstärke 40 km/h, Böen bis 80 km/h

Das oben erwähnte Meteorologische Institut in Berlin warnte erstmals am 13. November um 05.00 GMT vor Sturm mit 8-9 Bft.

Für den 19-Uhr-Bericht des Norddeutschen Rundfunks wurde am 12. November eine Warnung des Seewetteramtes Hamburg vor „stürmischen Südwest- bis Westwinden mit schweren Böen“ abgesetzt.

Am 13. November übermittelte das Seewetteramt dem Norddeutschen Rundfunk eine Unwetterwarnung für Nordwestdeutschland mit folgendem Wortlaut: „Ab heute vormittag Gefahr von schweren Sturmböen Stärke 10-12, anfangs aus Süd, später aus West bis Nordwest“. Diese Warnung wurde ab 08 Uhr MEZ im I. bzw. II. NDR-Programm halbstündlich verlesen.

Das Wetteramt Bremen erließ am 13. November um 06.10 GMT für Radio Bremen und den Fernsprech-

ansagedienst folgende Unwetterwarnung: „Achtung Orkanwarnung! Süd- bis Südweststurm 8-10, vereinzelt Böen bis Stärke 12“. Die Warnung wurde viertelstündlich verlesen. Um 07.50 GMT wurde in Bremen durch den Senat der Stadt, der durch das Wetteramt um 06.10 Uhr GMT informiert worden war, der „Katastrophenwarnplan“ in Kraft gesetzt. Der Orkan erreichte dort seinen Höhepunkt um 08.20 GMT.

8 Wetterämter warnten am Morgen des 13. November erneut, wobei die in den Warnungen angegebenen Windstärken entsprechend der eingetretenen Intensivierung der Sturmzyklone durchschnittlich um 1-3 Bft höher lagen als in den Warnungen zuvor.

Am 13. November wurden für den laufenden Tag folgende Warnungen gegeben:

Zeit GMT	Wetteramt	Warnung vor
04.15	Essen	Unwetter/Wind 8 Bft entspr. 60-70 km/h, in Böen 10-11 Bft, entspr. 110 km/h
04.30	Trier	Sturm 6-7 Bft, Böen 85 km/h, in exponierten Lagen mehr
06.10	Bremen	Sturm/Orkan 6-8 Bft, Böen 8-10, vereinzelt bis 12 Bft
06.15	München	Sturm mit Böen über 90 km/h entspr. 10 Bft, im Hochgebirge Orkan
06.25	Seewetteramt Hamburg	Unwetter/Sturm mit Böen von 10-11 Bft
06.40	Hannover	Unwetter mit Sturmböen von 90-120 km/h
07.15	Schleswig	Wind an der Nordsee 7 Bft, Böen 9-10, sonst 5-6 Bft, Böen 8-9 Bft
08.00	Nürnberg	Unwetter mit Wind bis 100 km/h

Das Meteorologische Institut Berlin stufte seine Warnung von 05.00 GMT um 08.40 GMT zur Unwetterwarnung herauf und warnte nunmehr vor Windstärke 10-12 Bft.

Die 3 Wetterämter Frankfurt, Freiburg und Stuttgart hatten die Gültigkeit ihrer Warnungen bereits am 12. November auf Montag, 13. November, ausgedehnt.“

#### Warnungen der Flugwetterwarten

„Nach den Vorschriften und Betriebsunterlagen des DWD Nr. 7 (Betriebshandbuch „Flugwetterdienst“) sind

die Flugwetterwarten gehalten, Warnungen erst bei Überschreiten einer mittleren Windgeschwindigkeit von 34 Knoten (entspr. 8 Bft) oder Böen von 41 Knoten (entspr. 9 Bft) auszusprechen. Als erste Außenstelle hatte die Flugwetterwarte Saarbrücken bereits am Samstag, 11. November, um 10 Uhr für den Zeitraum bis 13. November früh vor böigem westlichen Wind mit „Spitzen 60-70 km/h, in freien Lagen auch darüber“ gewarnt.

Wie im Falle der Wetterämter erging jedoch die Mehrzahl der Warnungen erst am 12. November, und zwar in folgender zeitlicher Reihenfolge:

Zeit GMT	Flugwetterwarte	Warnung vor
07.07	Hannover	tags mittlerer Wind 20 Knoten, Böen 35-40 Knoten, in der kommenden Nacht Gefahr höherer Windgeschwindigkeiten
09.00	Düsseldorf	Gewitter mit Böen bis 30 Knoten
11.30	Köln-Bonn	Böen 30-40 Knoten
ca. 16.00	München	Sturm bis 80 km/h
22.00	Frankfurt	mittlerer Wind 25 Knoten, Böen 40 Knoten
23.45	Hamburg	nachts Böen bis 35 Knoten

Bremen warnte um 16.35 GMT die Küstenflugplätze im Wetteramtsbereich durch folgenden Hinweis: „Südwest bis Süd, zunehmend 7-8, Böen 8-10, morgen auf W bis NW drehend“.

Die übrigen Flugwetterwarten erließen Warnungen in den frühen Morgenstunden des 13. November:

Zeit GMT	Flugwetterwarte	Warnung vor
05.30	Nürnberg	mittlerer Wind 15-25 Knoten, Böen bis 40, gebietsweise 45 Knoten
05.30	Stuttgart	mittlerer Wind 15-25 Knoten, Böen bis 40, gebietsweise 45 Knoten
05.45	Berlin-Tempelhof	20-30 Knoten, Böen 40-50 Knoten; (um 07.10 GMT erweitert auf Böen bis 60 Knoten)
06.10	Bremen	6-8 Bft, Böen 8-10 Bft, vereinzelt bis Stärke 12 Bft

Alle anderen Flugwetterwarten erneuerten und verschärften ihre Warnungen am frühen Morgen des 13. November“.

Aus dieser Untersuchung wird deutlich, daß die Sturmentwicklung rechtzeitig erkannt und entsprechende Warnungen an die privaten Kunden und an die Öffentlichkeit gegeben wurden. Wenn trotzdem katastrophale Schäden in Milliardenhöhe aufgetreten sind, dann beruht dies einfach auf der Tatsache, daß die zerstörten Wälder, Bauwerke und Industrieanlagen dem gewaltigen Staudruck nicht und niemals standhalten konnten. Andererseits darf aber angenommen werden, daß durch die rechtzeitigen Warnungen infolge von Vorsorgemaßnahmen auch Schäden vermieden wurden, die sich jedoch zahlenmäßig kaum angeben lassen. Selbst wenn sie nur mit einem geringen Bruchteil der tatsächlich eingetretenen Schäden angesetzt werden, war der Betrag des geretteten volks- und privatwirtschaftlichen Vermögens höher als der Jahresetat des Deutschen Wetterdienstes mit 80 Millionen DM ausmacht. Somit wurde allein durch das meteorologische Ereignis eines einzigen Tages die Notwendigkeit und die Rentabilität der Wetterdienstorganisation unter Beweis gestellt.

### 6. Schlußfolgerungen

Nach einer synoptisch-statistischen Untersuchung von SUSSEBACH (25) wurden im Zeitraum 1950 bis 1961 von 249 Sturmwetterlagen etwa 20 Prozent von Zyklonen verursacht, die in ähnlicher Weise wie das Orkantief vom 13. November 1972 auf einer Zugbahn aus dem Südwestsektor heranzogen. Derartige Zyklonen sind demnach auf dem Ozean nichts Besonderes, sie okkludieren aber in den meisten Fällen wesentlich früher. Nicht selten überqueren sie im Winterhalbjahr aber auch die Nordsee, und ihr Sturmfeld wirkt sich vor allem in der Deutschen Bucht aus (26). Außergewöhnlich sind jedoch die Zugbahn dicht an der Küste entlang und die spontane Entwicklung einer Frontalwelle zum Orkan im Bereich der westeuropäischen Küstengebiete, wie es im vorliegenden Fall geschehen ist. Ähnliche Fälle zeigen die Gefährlichkeit und Schadenswirkung solcher Entwicklungen, die RODEWALD am Beispiel des „Adolph-Bermppohl“-Orkans vom 23. Februar 1967 (27) beschrieben hat. Ob ihr Auftreten im Zusammenhang mit großräumigen Klimapendelungen (28) steht, die VOLK (29) beim Auftreten der Februarstürme 1967 zu erkennen glaubte, muß an umfangreichen Klimadaten untersucht werden. Ein Hinweis hierfür bietet die von TEICH (30) u. a. nachgewiesene Abkühlung der Luft- und Wassertemperatur bei den Atlantikschiffen in den letzten 20 Jahren. In gleichem Sinne läßt sich auch eine Sturmperiode von Anfang November bis kurz vor Weihnachten 1973 deuten, die in Hamburg 6 schwere bis sehr schwere Sturmfluten auslöste. Nach Mitteilung des Seewetteramtes Hamburg ist eine derartige Folge hoher Fluten seit Beginn der Messungen im Jahre 1841 noch nicht beobachtet worden.

Auf jeden Fall hat das Orkantief vom 13. November 1972, das einer Gepflogenheit SCHERHAGS folgend unter dem Namen „Niedersachsen-Orkan“ in die Fachliteratur eingehen sollte, für die Zukunft neue Maßstäbe gesetzt. Für den Forscher gibt dieses meteorologische Ereignis Denkanstöße für weitere theoretische und klimatologische Untersuchungen, für den beratenden Meteorologen ist ein Überprüfen der örtlichen Warnsysteme angebracht, und in der Organisation bedarf das Windmeßnetz einer dringenden Reform. Schließlich sind im Rahmen der Nutzanwendung meteorologischer Meßergebnisse für die Praxis neue Normen zu entwickeln, wobei eine enge Zusammenarbeit zwischen angewandter Klimatologie und Ingenieurwesen notwendig ist. Die Opfer an Leben und Gut stellen uns neue Aufgaben.

### Literatur

- (1) HANN-SÜRING: Lehrbuch der Meteorologie, Leipzig 1951.
- (2) SCHMAUSS, A.: Das Problem der Wettervorhersage, Leipzig 1942.
- (3) Berliner Wetterkarte Nr. 21-317 u. 318 vom 12. u. 13. Nov. 1972.
- (4) KRUHL, H.: Der schwere Sturm über Norddeutschland am 13. November 1972. DWD, SWA Hamburg, Beil. z. Wetterkarte v. 17. Nov. 1972.
- (5) HENNIG, R.: Das Wetter in Deutschland. Kosmos-Bändchen, Stuttgart 1947.
- (6) SCHIMSA, G.: Radarbilder des Orkantiefs über dem Gebiet der DDR vom 13. 11. 1972. Z. Meteor. 23 (1972) S. 186-187.
- (7) KREMSER, W.: Lacerati turbine ventorum - vom Sturme zerfetzt! N. Arch. f. Nds, Göttingen, 22 (1973) 3, S. 219-241.
- (8) NOETZLIN, U.: Beiträge zur Frage der Windmessung am Boden unter besonderer Berücksichtigung der Böenmessung. Reichsamt f. Wetterd., Wiss. Abh. Bd. 8 (1941) Nr. 5.
- (9) CASPAR, W.: Maximale Windgeschwindigkeiten in der Bundesrepublik Deutschland. Die Bautechnik 10 (1970) S. 335-340.
- (10) ROBITZSCH, M.: Beiträge zur Kenntnis der Struktur des Bodenwindes. Lindenberger Jb. 13 (1919) S. 66.
- (11) BÖSTERLING, T.: Orkan 13. November 1972, Die Thülsfelder Gespräche, in „Die violette Reihe 1973“, Hrsg. Ausschuß f. Umweltschutz u. Landschaftspflege im Auftrage des Heimatbundes für das Oldenburger Münsterland. Cloppenburg 1973.
- (12) Sturmschäden vom 13. November 1972 in den Forsten Niedersachsens. Hrsg.: Niedersächs. Min. f. Ernährung, Landwirtschaft u. Forsten. Hannover, Dez. 1972.
- (13) SCHMIDT, G. D.: Schäden in Niedersachsens Wäldern durch den Orkan vom 13. November 1972. Allg. Forst-Z. 28 (1973) S. 26.
- (14) PLATZER, H. B.: Zur Sturmwurfkatastrophe am 13. November 1972, Wetterlage und Sturmholzanfall. Forstarchiv Nr. 3/73.
- (15) HESS, R.; BECK, R.: Der Forstschutz, 2. Bd., Leipzig/Berlin 1916.
- (16) Sturmschäden in Europa, Erkenntnisse und Schlußfolgerungen aus den Sturmereignissen der letzten zehn Jahre. Hrsg.: Münchener Rückversicherungsges. München, Aug. 1973.
- (17) Bericht über Wetterschäden im Februar 1962, Beil. z. Klima-Schnellmeldedienst 1962, S. 151. Dt. Wetterd. Zentralamt, Offenbach (Main) 1962.
- (18) DEFANT, FR.; FECHNER, H.; SPETH, P.: Synoptik und Energetik der Hamburger Sturmflutwetterlage vom Februar 1962. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 127 (1972).
- (19) BERGHAUS, C.: Unternehmereinsatz bei Sturmholzaufbereitung. Erfahrungen in Oberschwaben 1966-68. Allg. Forst-Z. 28 (1973) S. 36-40.
- (20) NESTLE, R.: Der Tornado vom 10. 7. 1968 im Raum Pforzheim. Meteor. Rdsch. 22 (1969) S. 1-3.
- (21) EUTENEUER, G. A.: Aerodynamische Beobachtungen im Pforzheimer Wirbelsturm vom 10. Juli 1968. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. A 19 (1970) S. 355-371.

- (22) KANKEL, H.: Auswertung zum Groß-Sturmereignis vom 13. November 1972. Hrsg.: Feuerkasse Hamburg, März 1974.
- (23) Orkan verursachte für 5 Mill. Mark Schaden. Bundesverb. f. d. Selbstschutz, Pressespiegel 5. 1. 1973.
- (24) NIESTÄDT: Das Wetter und der Bau. In: Der Maschinenschaden 46 (1973) H. 4, S. 144.
- (25) SUSSEBACH, J.: Synoptisch-statistische Untersuchungen zu Sturmweatherlagen in Mittel- und Osteuropa. Meteor. Abh. Inst. Meteor. Geophys. Freie Univ. Berlin 86 (1968) H. 2.
- (26) KRUHL, H.: Der schwere Sturm über Norddeutschland am 13. November 1972. Wetterlotse 25, 1973, Nr. 313/314.
- (27) RODEWALD, M.: Die Entwicklung der Nordsee-Stürme vom Typus des „Adolph-Bermphohl“-Orkans (23. Februar 1967). Hansa-Schiffahrt-Schiffbau-Hafen (Org. d. See-Berufsgenoss. u. Naut. Ver.) 104 (1967) Nr. 18.
- (28) TRAVNICEK, F.: Die säkularen Änderungen der Windverteilung einiger bayerischer und alpiner Stationen. Wetter 49 (1932) S. 257–267.
- (29) VOLK, H.: Die Auswirkungen der Stürme vom 23. und 28. Februar 1967 in den südbadischen Wäldern. In: Allg. Forst- u. Jagdzeitung 1968, H. 3.
- (30) TEICH, M.: Der Verlauf der Jahresmitteltemperaturen im nordatlantisch-europäischen Raum in den Jahren 1951–1970. Meteor. Rdsch. 24 (1971) H. 5, S. 1–12.
- (31) MOHR, H.-H.: Grundlagen der Sturmversicherung. Verl. Versich. Wirtsch. e. V., Karlsruhe 1974.
- (32) SCHERHAG, R.: Wetteranalyse und Wetterprognose. Berlin 1948.
- (33) Erfahrungsbericht über die Sturmkatastrophe am 13. November 1972. Der Innenminister des Landes Nordrhein-Westfalen, Az.: VIII B 1/1.1.40 v. 2. 3. 1973.
- (34) SCHNEIDER, F. X.: Wind- und Betonspannungsmessungen am Olympiaturm München. Diss. Techn. Univ. München, 1974.

## Tabellenanhang

Tab. 3:

Windgeschwindigkeit (m/s) nach Registrierungen  
bei der Sturmweatherlage am 13. November 1972

Tab. 4:

Stündliche Windmessungen nach Richtung (360°-Skala) und  
Geschwindigkeit (m/s) am 13. November 1972;  
10-Minutenmittel zur offiziellen Beobachtungszeit (MEZ)

Tab. 5:

Richtung (360°-Skala) und Geschwindigkeit (m/s) der größten Windböe  
innerhalb eines Zeitintervalls von 3 Stunden am 12. und 13. November 1972

Tab. 6:

Windböen von mindestens 40 m/s am 13. November 1972

Tab. 7:

Absolute Maxima der Windgeschwindigkeit in Böen mit mindestens 40 m/s

Tab. 9:

Mittlere jährliche Zahl der Tage mit einer maximalen Böengeschwindigkeit  
 $v$  (m/s)

Tab. 10a--n:

Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972 (für die Orte Bremen, Braunschweig, Soltau,  
Osnabrück, Bocholt, Essen, Düsseldorf-Flughafen, Emden, Lübeck,  
Göttingen, Karlsruhe, Husum, Schleswig, München)

Tab. 11:

Gesamtzahl der Böen in Stufen von 5 Knoten am 13. November 1972

Tab. 12:

Die größten Stundenmittel der Windgeschwindigkeit  $v$  (m/s)  
am 13. November 1972

Tab. 13:

Größte Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (m/) des Jahres  
im Zeitraum 1951-1973

Tab. 14:

Verteilung der Sturmschäden vom 13. November 1972 in Niedersachsen  
in Festmeter ohne Rinde

Tab. 3: Windgeschwindigkeit (m/s) nach Registrierungen bei der Sturmvetterlage am 13. November 1972

Station	Seehöhe m	a) 10-Minuten-Mittel zum Beobachtungstermin (MEZ)										b) höchstes 10-Minuten-Mittel während 6 Stunden			o) größte Windböe während 6 Stunden			
		01	04	07	10	13	16	19	22	01-07	07-13	13-19	19-01	01-07	07-13	13-19	19-01	Uhr
Helgoland	4	-	16	14	23	14	12	14	12	23	26	23	25	32	23	23	24	
List	26	3	13	13	16	17	12	14	10	15	17	19	23	25	25	25	24	
Husum	3	-	9	10	1	11	5	5	5	10	10	12	17	23	21	15		
Schleswig	43	5	6	8	2	15	9	5	5	15	16	15	16	25	25	15		
Kiel	7	-	6	10	5	12	8	5	5	11	13	13	16	23	31			
Norderney	13	-	-	18	31	24	15	17	15	18	24	35	20	41	27	18		
Bremerhaven	7	6	9	10	13	20	11	11	9	13	20	32	20	38	28	17		
Cuxhaven	5	-	-	8	5	21	15	12	11	14	21	27	23	37	26	20		
Hamburg-Fuhlsb., Flugh.	5	5	9	10	12	16	12	7	5	12	17	22	19	32	22			
Lübeck	13	-	7	8	8	16	11	7	6	17	17	17	16	31	31			
Emden-Wolthusen	0	10	8	11	-	-	-	7	4	23	26	23	25	43	18			
Emden-Hafen	6	-	-	-	19	11	8	-	-	25	25	25	17	42				
Bremen-Flughafen	4	8	9	11	29	17	10	9	6	11	13	22	17	38	26	14		
Soltan	77	-	-	7	20	14	12	9	7	22	13	22	16	40	32			
Lüchow	17	-	-	8	15	19	14	9	8	23	21	23	16	40	32			
Lingen	21	-	-	18	15	11	9	6	5	22	12	22	35	40	22			
Münster	64	5	7	11	11	8	8	7	4	11	15	15	26	33	19	17		
Osnabrück	95	-	-	13	20	10	10	9	6	13	14	21	28	41	25			
Gütersloh	72	8	11	-	20	15	12	13	8	21	14	21	28	41	25			
Bad Salzflun	98	-	-	12	13	10	8	8	5	12	17	17	23	33	22			
Hannover-Langenhagen	53	6	11	11	19	18	13	10	9	12	19	24	19	40	30	19		
Braunschweig-Völkenrode	81	3	6	9	19	16	7	12	7	12	17	23	17	37	30	19		
Berlin-Dahlem	51	3	5	8	8	15	12	6	8	15	18	15	18	33	37	21		
Berlin-Tempelhof, Flugh.	48	6	7	11	10	21	17	13	11	11	23	21	21	38	40	25		
Düsseldorf-Flughafen	37	10	11	19	14	12	11	7	4	20	12	21	31	30	19			
Bocholt	25	-	-	17	13	10	7	7	3	17	17	17	33	35	19			
Essen	154	13	12	16	13	11	11	6	5	16	12	20	33	33	21			
Kahler Asten	835	12	16	20	18	13	10	10	10	20	13	23	34	42	26	19		
Bad Lippspringe	151	-	11	11	13	12	8	7	7	12	11	15	29	34	21			
Kassel	158	2	5	6	7	8	10	6	4	14	11	14	14	26	17	14		
Göttingen	176	-	-	8	13	10	9	7	5	13	13	13	18	28	24			
Braunlage	607	-	-	12	15	15	-	-	-	17	17	17	14	34	25			
Aschen	202	-	14	14	12	9	9	6	5	17	14	14	31	28	17			
Nürburg	626	-	11	14	12	7	7	6	5	30	15	15	30	36	21			
Köln-Bonn, Flugh.	73	8	8	14	13	9	8	6	4	16	15	15	29	29	17			
Koblenz	72	-	-	8	15	12	9	3	-	19	13	19	19	27	26			
Marientberg	547	-	14	12	13	12	11	6	6	13	12	15	24	31	18			
Gießen	186	5	8	7	14	12	10	6	4	23	11	23	19	33	23			
Bad Hersfeld	212	-	-	9	11	12	9	7	-	13	11	13	16	25	20			
Wasserkuppe	921	10	15	24	23	21	13	9	8	26	18	25	33	31	23	15		

Tab. J (Forts.): Windgeschwindigkeit (m/s) nach Registrierungen bei der Sturmvetterlage am 13. November 1972

Station	Seehöhe m	a) 10-Minuten-Mittel zum Beobachtungstermin (MEZ)										b) höchstes 10-Minuten-Mittel während 6 Stunden			c) größte Windböe während 6 Stunden		
		01	04	07	10	13	16	19	22	01-07	07-13	13-19	19-01	01-07	07-13	13-19	19-01
Trier-Petrisberg	265	13	15	14	14	9	9	7	5	19	16		28	31	15		
Deuselbach	879	-	-	20	17	15	12	9	-		16		14	25	19		
Kl. Feldberg/Wa.	805	-	-	10	15	15	11	8	-		16		14	25	19		
Frankfurt-Flughafen	110	8	11	13	14	14	11	6	3	13	15	14	20	23	18		
Darmstadt	133	-	-	14	18	12	12	8	5		18		14	24	15		
Würzburg	259	7	9	13	10	11	11	5	5	13	15	14	23	30	23		
Bad Kissingen	224	-	-	5	11	7	6	5	3		11		16	21	18		
Coburg	337	-	-	6	8	9	8	5	3		11		13	24	23		
Bamberg	239	6	9	6	12	10	9	7	2		13		13	24	22		
Hof	567	7	8	8	14	17	16	11	12	11	19	12	15	33	33		20
Weiden	438	-	5	7	5	12	12	8	7		15		13	24	20		
Berus	363	-	-	11	14	13	10	8	-	22	16		31	30	21		
Selbach/Saar	431	-	-	12	9	10	-	4	-	13	14		23	28	22		
Saarlöken-Ennheim, Flugh.	323	10	12	15	13	11	7	6	2	15	13		22	25	18		
Neustadt/Weinstr.	161	-	-	13	12	11	6	0	5		14		25	31	17		
Weinbiet/Weinstr.	553	-	-	31	15	21	13	8	8	33	31	21	46	33	33		
Karlsruhe	114	-	-	11	13	9	8	6	6	15	17		23	30	14		
Mannheim	97	-	-	7	8	9	9	6	5		15		15	22	19		
Stuttgart-Echterdingen, Flugh.	398	4	6	9	11	14	12	5	6		15		15	23	20		
Öhringen	276	-	-	6	11	10	9	7	5		13		15	28	23		
Ansbach	413	-	-	6	5	6	10	8	5		11		12	23	17		
Weisenburg	422	-	-	6	9	10	13	12	9		15		16	25	24		
Nürnberg, Flugh.	310	3	6	5	10	15	12	5	5		18		16	26	23		
Regensburg	376	2	3	5	5	8	9	6	4		13		13	20	24		
Gr. Falkenstein	1307	-	5	8	8	21	13	15	8		21		18	33	30		
Freiburg	269	14	12	13	12	10	9	12	6	16	15		24	24	16		15
Freudenstadt	797	-	-	8	7	10	8	5	6	10	11		31	25	25		
Klippeneck	973	-	-	13	18	12	12	7	6	16	19		26	33	25		
Tübingen	370	-	-	10	7	3	8	3	-		19		22	19	19		
Stötten	734	-	-	15	21	17	17	13	11	16	22		24	33	27		
Ulm	522	-	-	9	8	3	6	3	4		19		17	16	20		
Augsburg	477	6	6	12	14	12	9	7	2	12	15		24	27	20		13
München-Riem, Flugh.	527	3	4	6	13	16	10	6	7		19		17	28	23		
Mühldorf	401	-	-	2	2	11	6	5	-		11		11	22	21		
Passau	409	4	2	2	4	13	7	7	3		13		11	26	23		20
Feldberg/Schw.	1486	26	29	26	23	16	16	13	10	32	26		43	39	33		26
Konstanz	398	-	6	9	14	21	8	7	3	10	15		19	29	24		
Friedrichshafen	401	-	-	6	10	12	9	9	8		12			21	22		
Kempen-Lenzried	705	-	-	5	10	9	9	6	-					20	20		
Oberstdorf	810	-	-	2	2	2	3	2	-								
Zugspitze	2960	25	33	28	23	20	23	18	12	34	30		44	40	38		34
Hohenpeisenberg	977	-	6	16	28	21	20	15	12	19	28		27	42	36		
Garmisch-Partenkirchen	719	-	-	1	1	2	3	3	-								
Wendelstein	1832	-	10	22	21	26	20	15	11	23	26		33	41	40		
Berchtesgaden	542	-	-	0	0	0	5	2	-								

Tab. 41 Stündliche Windmessungen nach Richtung (360°-Skala) und Geschwindigkeit (m/s) am 13. November 1972;  
10-Minutenmittel zur offiziellen Beobachtungszeit (MEZ)

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	MEZ
Heppen	160/ 6	160/ 7	160/ 7	180/ 9	160/ 8	200/10	200/12	220/15	250/21	250/15	290/12	290/10	300/ 9	300/ 9	290/ 9	280/ 7	280/ 9	290/ 9	290/ 9	280/ 6	280/ 4
Hopsten	160/ 9	160/11	160/13	160/14	190/13	210/15	220/18	230/23	240/24	260/27	270/22	270/20	270/18	280/19	280/16	270/15	260/13	260/13	250/13	270/15	
Oldenburg	190/ 5	170/ 6	160/ 7	160/ 8	160/ 8	160/ 9	180/ 9	220/ 9	230/15	250/14	290/26	300/20	300/17	300/14	290/14	300/13	280/10	300/ 9	270/ 6	260/ 7	
Ahlhorn	180/ 6	160/ 7	160/ 8	160/ 9	160/ 9	180/10	200/ 9	240/10	250/14	270/21	290/23	300/21	300/16	300/15	300/14	290/12	280/ 9	280/ 9	270/ 8	290/ 7	
Diepholz	170/ 7	170/ 7	160/ 8	150/ 9	170/11	190/10	200/ 9	220/14	240/22	260/25	270/22	280/18	280/14	280/13	280/13	280/13	270/10	260/11	270/ 9	270/ 9	
Bückeburg	180/ 9	170/10	170/11	170/14	170/19	180/15	210/15	230/15	240/22	250/26	260/24	270/24	280/18	280/14	280/16	270/12	280/ 9	260/13	260/12	260/13	
Rotenburg	190/ 6	180/ 6	170/ 9	160/10	160/11	170/10	200/11	180/ 8	220/10	230/18	260/27	290/26	300/23	300/18	310/17	310/15	290/13	290/14	280/10	280/12	
Wunstorf	180/6	170/ 7	160/ 8	160/ 9	160/10	180/10	190/ 9	200/10	230/15	250/21	260/21	280/26	290/23	280/19	300/17	290/16	280/13	270/11	260/10	260/10	
Bergen-Hohne	.	170/ 6	170/ 5	170/ 7	170/ 8	180/ 8	180/ 7	180/ 7	220/ 6	240/18	250/24	290/25	290/22	300/17	300/16	290/11	290/13	290/13	280/ 9	280/ 8	
Fußberg	200/ 5	180/ 6	160/ 5	160/ 8	160/ 8	150/10	190/ 9	170/ 9	180/ 9	240/14	240/16	270/22	280/25	290/23	290/15	290/14	290/15	280/13	280/12	270/10	
Celle	.	170/ 6	170/ 7	170/ 9	170/ 9	160/ 9	200/ 9	200/ 7	220/ 7	250/17	260/22	270/25	290/22	290/18	290/16	290/11	300/12	290/10	290/ 9	290/10	

Tab. 5: Richtung (360°-Skala) und Geschwindigkeit (m/s) der größten Windböe innerhalb eines Zeitintervalls von 3 Stunden am 12. und 13. November 1972

	19-22	22-1	1-4	4-7	7-10	10-13	13-16	16-19	MEZ
Meppen	160/10	160/13	180/17	200/29	250/38	290/24	290/19	280/15	
Hopsten	190/11	190/17	180/22	230/40	260/41	270/31	270/26	260/23	
Oldenburg	210/10	160/12	160/16	220/19	290/43	300/32	300/23	280/19	
Ahlhorn	220/10	160/11	170/15	220/21	270/40	290/34	300/22	270/27	
Diepholz	200/ 9	160/12	160/19	230/27	260/43	280/36	280/25	290/18	
Bückeburg	230/12	180/15	170/23	200/23	250/42	270/38	280/23	260/20	
Wunstorf	230/ 9	190/10	160/15	180/17	260/36	280/39	280/36	28 / 19	
Rotenburg	230/ 9	190/10	160/17	170/18	260/44	270/39	310/26	280/22	
Bergen-Hohne	.	.	180/14	180/15	260/39	270/43	290/26	290/21	
Faßberg	220/ 7	190/ 8	160/13	170/17	240/33	280/40	290/30	280/27	
Celle	.	.	160/ 9	160/17	270/44	270/44	290/26	290/21	

Tab. 6: Windböen von mindestens 40 m/s am 13. November 1972

S t a t i o n	Seehöhe m	Höhe des Windmessers über Grund m	Maximum m/s
<u>a) Tiefere Lagen</u>			
Ahlhorn	49	10	40
Bergen-Hohne	68	10	43
Berlin-Tempelhof	48	10	40
Bremen	4	10	42
Bückeburg	70	10	42
Celle	39	10	44
Diepholz	39	10	43
Emden	6	10	43
Faßberg	75	10	40
Hannover	53	10	40
Hopsten	39	10	41
Lingen	21	26	40
Lüchow	17	10	40
Norderney	13	28	41
Oldenburg	12	10	43
Osnabrück	95	18	41
Rotenburg/Wümme	34	10	44
<u>b) Berge</u>			
Feldberg/Schw.	1486	16	43
Hohenpeißenberg	977	22	42
Kahler Asten	835	25	42
Weinbiet	553	29	46
Wendelstein	1832	6	41

Tab. 7: Absolute Maxima der Windgeschwindigkeit in Böen mit mindestens 40 m/s

Station	Seehöhe m	Höhe des Windmessers über Grund m	Absolutes Maximum m/s	Datum	Zeitraum
Berus	363	10	46	1. 8.1958	1953-73
Böblingen	432		43	3.1940	1937-40
Brake-Unteres	1	10	41	4.12.1949	
Bremerhaven	6	24	44	23.12.1954	VIII.1945-73
Bisum	5	13	45	10. 2.1949	1936-73
Essen	120	18	42	31. 1.1953	1937-39, IX.1948-57, 1963-73
Fallersleben	66	8	40	19.11.1973	1971-73
Feldberg/Schw.	1486	16	57	13. 2.1962	VII.1939-40, 1954-73
Frankfurt-Flughafen	110	10	40	1. 8.1958	IV.1937-39, V.1951-III.1952, 1954-58
Grub	525	21	42	1. 8.1951	1951-52
Gütersloh	76		43	14.11.1942	V.1937-III.1945
Hallig-Hooge	5	10	42	9. 2.1949	1936-52, 1971-72
Hamburg-Seewarte	29	46	42	7. 1.1932	1880-1912, 1930-33, 1948-73
Helgoland	4	15	42	23.12.1954	I-IV.1938, II.1939-40, 1954-73
Hohenpeißenberg	975	22	46	12. 2.1962	1939, 1951-73
Hörnum-Sylt	3		43	11.1938	1938-39
Husum	3	21	41	17.10.1967	1949, 1965-73
Ingolstadt	370	6	42	3.1940	I-XII.1940
Kalmit b. Neustadt/W.	673	25	48	3.1940	1938-40
Karlsruhe	115	18	43	3.1940	1937-40, IX.1947-68
Köln-Butzweilerhof	68	20	43	2.1938	1937-39
List a. Sylt	16	14	46	18.10.1936	1935-45, VI.1948-52, 1954-73
Lübeck	29	13	42	15. 1.1968	1937-39, 1959-73
Norderney	13	28	46	27.10.1936	II.1930-57, 1969-73
Nürnberg-Stadt	307	60	41	27. 7.1962	1960-73
St. Peter (Eiderstedt)	10	22	45	23. 2.1967	1967-73
Schleswig	42	14	40	23. 2.1967	II.1938-39, 1958-73
Stötten	734	10	43	23. 2.1967	1952-58, 1960-73
Trier-Petrisberg	265	16	40	17. 8.1964	1937-39, 1954-73
Wangerooge	13	22	41	23.12.1954	1953-57
Wasserkuppe	921	16	44	12. 2.1962	IX.1950-73
Wendelstein	1833	6	50	29.11.1965	1963-73
Westermarkelsdorf	1	17	40	17.10.1967	1957-73
Wyk auf Föhr	7	16	49	17.10.1967	1962-70

Tab. 9: Mittlere jährliche Zahl der Tage mit einer maximalen Böengeschwindigkeit (m/s)

Station	Zeitraum	See- höhe m	Höhe des Windmessers üb. Grund m	Böengeschwindigkeit (m/s)											Max. Spitzenböe in m/s	Datum
				10	15	20	25	30	35	40	45					
Aachen	1952 - 1973	202	16	209.0	94.5	34.8	8.9	1.5	0.2	.	.	.	.	.	37	17. 1.1965
Bremen, Flugw.	1969 - 1973	3	10	180.6	50.6	14.2	3.6	0.6	0.4	0.2	.	.	.	.	42	13.11.1972
Bremerhaven	1952 - 1973	7	12	238.8	97.4	30.5	7.6	1.7	0.4	0.0	.	.	.	.	44	23.12.1954
Darmstadt	1951 - 1973	133	76	192.1	61.0	13.2	2.2	0.2	.	.	.	.	.	.	36	27. 3.1966
Düsseldorf	1952 - 1973	37	10	174.9	46.8	8.0	1.3	0.4	.	.	.	.	.	.	33	1. 2.1953
Ermden	1952 - 1973	0	10	255.5	109.8	31.2	6.6	1.3	0.3	.	.	.	.	.	37	23. 2.1967
Freiburg	1955 - 1973	269	45	160.7	52.4	13.4	2.2	0.2	.	.	.	.	.	.	33	13. 2.1970
Gießen	1951 - 1973	186	21	141.8	43.0	10.1	2.3	0.3	0.1	.	.	.	.	.	38	28. 2.1967
Hamburg-Fuhlsbüttel	1951 - 1973	13	10	190.9	52.4	11.1	1.9	0.5	0.1	.	.	.	.	.	36	30. 3.1953
Hannover-Langenh.	1959-63, 1969-73	53	10	175.5	54.3	11.8	2.1	0.5	0.1	.	.	.	.	.	40	13.11.1972
Hof	1951 - 1973	567	16	178.6	50.0	10.6	1.9	0.3	0.0	.	.	.	.	.	36	1. 8.1958
Hohenpeißenberg	1951 - 1973	977	22	219.5	105.6	50.5	21.1	7.9	2.9	0.5	0.2	.	.	.	46	9.11.1969
Karlsruhe	1949 - 1973	114	17	120.8	33.4	6.6	1.0	0.1	.	.	.	.	.	.	33	Apr. 1949
Kassel-Süd	1951 - 1973	158	15	104.3	20.7	3.3	0.5	.	.	.	.	.	.	.	28	13.12.1954
Kiel-Wik	1955 - 1973	3	22	212.3	84.6	22.3	4.8	0.8	0.4	.	.	.	.	.	38	22. 1.1956
List a. Sylt	1950 - 1973	26	12	303.3	174.9	74.5	24.0	6.8	1.6	0.3	.	.	.	.	44	17.10.1967
Lübeck-Burgfeld	1951 - 1973	13	29	227.3	86.7	24.1	4.8	1.0	0.3	0.0	.	.	.	.	42	15. 1.1968
Nürnberg	1955 - 1973	310	10	112.2	24.5	4.8	0.7	0.1	0.1	.	.	.	.	.	36	17. 1.1955
Oberstdorf	1951 - 1973	810	17	89.1	19.3	4.4	0.7	0.2	.	.	.	.	.	.	33	16. 8.1952
Regensburg	1963 - 1973	376	10	93.0	18.1	3.8	0.4	0.2	.	.	.	.	.	.	31	21. 2.1967
Stötten	1952 - 1973	734	10	214.4	92.0	31.7	9.9	3.4	0.6	0.1	.	.	.	.	43	23. 2.1967
Stuttgart-Wetteramt	1950 - 1973	286	19	102.1	20.8	3.5	0.1	.	.	.	.	.	.	.	27	9.11.1969

Tab. 10 a: Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

B r e m e n

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen											größte Böe (Kn)				
		≥ 30	≥ 35	≥ 40	≥ 45	≥ 50	≥ 55	≥ 60	≥ 65	≥ 70	≥ 75	≥ 80		≥ 85			
02 - 03	130	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	30
03 - 04	130	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	29
04 - 05	140	5	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	33
05 - 06	160	5	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	33
06 - 07	180	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	30
07 - 08	200	110	60	50	30	10	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	57
08 - 09	220	170	170	160	150	45	35	21	11	2	.	.	.	.	.	.	74
09 - 10	250	170	170	170	170	160	150	75	55	31	15	3	.	.	.	.	83
10 - 11	270	170	170	170	160	125	90	32	17	2	.	.	.	.	.	.	73
11 - 12	280	160	140	110	60	12	4	3	1	.	.	.	.	.	.	.	67
12 - 13	270	160	130	50	15	3	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	53
13 - 14	280	90	70	25	15	3	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	52
14 - 15	270	90	45	15	2	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	46
15 - 16	270	50	25	2	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	43
16 - 17	260	8	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	35
17 - 18	270	3	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	33
Summe		1193	981	752	602	358	280	131	84	35	15	3					

Bemerkung: Von 06 bis 07 Uhr Winddrehung von 160 auf 200 Grad, etwa 07.40 Uhr Windsprung auf 220 Grad, dabei starke Zunahme der Böigkeit, absolute Spitzenböe um 09.20 mit 83 Knoten außerhalb des Meßbereichs, dabei 60 Knoten Mittelwind.

Tab. 10 b: Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

B r a u n s c h w e i g

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen							größte Böe (Kn)			
		≥ 30	≥ 35	≥ 40	≥ 45	≥ 50	≥ 55	≥ 60		≥ 65	≥ 70	
05 - 06	180	3	•	•	•	•	•	•	•	•	•	34
06 - 07	190	6	•	•	•	•	•	•	•	•	•	33
07 - 08	210	9	1	•	•	•	•	•	•	•	•	37
08 - 09	230	80	60	45	30	20	8	2	•	•	•	64
09 - 10	240	160	150	140	100	48	23	13	4	1	•	<u>72</u>
10 - 11	250	(170)	(170)	(160)	(120)	(50)	(24)	(10)	(5)	(2)	•	(70)
11 - 12	260	170	160	150	110	42	23	10	3	•	•	69
12 - 13	260	160	140	100	50	16	8	3	•	•	•	62
13 - 14	270	150	130	70	35	10	5	•	•	•	•	56
14 - 15	280	110	70	45	20	2	•	•	•	•	•	52
15 - 16	270	70	25	10	7	2	1	•	•	•	•	57
16 - 17	270	45	20	2	2	1	•	•	•	•	•	52
17 - 18	260	35	9	•	•	•	•	•	•	•	•	38
18 - 19	260	25	5	•	•	•	•	•	•	•	•	39
19 - 20	250	12	2	•	•	•	•	•	•	•	•	34
20 - 21	260	20	1	•	•	•	•	•	•	•	•	36
21 - 22	260	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	28
22 - 23	260	1	•	•	•	•	•	•	•	•	•	31
Summe		1226	943	722	474	191	92	38	12	3		

Bemerkung: 10.20 bis 10.50 MEZ Stromausfall, in dieser Zeit abs. Maximum > 70 Kn.

**Tab. 10 ci:** Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

S o l l t a u

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen											größte Böe (Kn)			
		≥30	≥35	≥40	≥45	≥50	≥55	≥60	≥65	≥70	≥75					
03 - 04	180	1	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	30
04 - 05	180	4	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	33
05 - 06	190	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	29
06 - 07	190	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	24
07 - 08	200	1	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	30
08 - 09	250	90	60	30	17	8	3	2	1	1	•	•	•	•	•	70
09 - 10	260	170	160	150	140	50	30	13	6	2	•	•	•	•	•	70
10 - 11	270	170	170	160	150	70	40	25	12	2	1	•	•	•	•	75
11 - 12	290	160	150	120	100	(25)	(17)	(7)	(3)	•	•	•	•	•	•	67
12 - 13	290	130	90	60	22	7	1	•	•	•	•	•	•	•	•	55
13 - 14	300	45	23	5	1	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	45
14 - 15	300	30	12	2	2	1	•	•	•	•	•	•	•	•	•	51
15 - 16	300	35	12	6	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	42
16 - 17	290	20	2	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	36
17 - 18	290	6	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	32
<b>Summe</b>		862	679	533	432	161	91	47	22	5	1					

**Bemerkung:** 11.25 bis 11.35 MEZ Stromausfall.

Tab. 10 d: Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

O s n a b r ü c k

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen						größte Böe (Kn)
		≥ 30	≥ 35	≥ 40	≥ 45	≥ 50	≥ 55	
00 - 01	170	1	•	•	•	•	•	31
01 - 02	170	8	3	•	•	•	•	39
02 - 03	170	25	7	•	•	•	•	39
03 - 04	180	32	5	•	•	•	•	39
04 - 05	200	35	7	•	•	•	•	37
05 - 06	220	55	35	15	4	•	•	47
06 - 07	230	100	80	50	30	8	1	63
07 - 08	(250)	(145)	(120)	(75)	(50)	(25)	(5)	(80)
08 - 09	(270)	(170)	(145)	(110)	(75)	(35)	(8)	(80)
09 - 10	(270)	(160)	(145)	(105)	(70)	(30)	(7)	(80)
10 - 11	270	140	120	80	50	15	7	62
11 - 12	270	120	80	35	18	2	•	51
12 - 13	270	90	60	30	12	3	•	52
13 - 14	270	75	60	25	5	1	•	50
14 - 15	270	50	20	4	•	•	•	43
15 - 16	270	40	15	•	•	•	•	39
16 - 17	260	20	2	•	•	•	•	36
17 - 18	250	20	3	•	•	•	•	37
18 - 19	260	30	7	•	•	•	•	37
19 - 20	270	2	•	•	•	•	•	30
Summe		(1318)	(914)	(529)	(314)	(119)	(51)	(23)

Bemerkung: Von 06.50 bis 10.10 Uhr MEZ Stromausfall, Böen an der Anzeigetafel gingen in der Zeit von 07.30 bis 09.00 Uhr bis zum Anschlag: 80 Knoten, größte Böen etwa um 08.15 MEZ, stärkster Mittelwind gegen 09 Uhr MEZ mit 40 bis 41 Knoten.  
Zahl der Böen ( ) durch graphische Darstellung und nach Registrierungen benachbarter Stationen ermittelt.

**Tab. 10 e:** Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

B o c h o l t

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen							größte Böe (Kn)		
		≥ 30	≥ 35	≥ 40	≥ 45	≥ 50	≥ 55	≥ 60		≥ 65	
00 - 01	150	•	•	•	•	•	•	•	•	•	29
01 - 02	160	7	•	•	•	•	•	•	•	•	33
02 - 03	170	4	•	•	•	•	•	•	•	•	32
03 - 04	200	19	5	2	•	•	•	•	•	•	41
04 - 05	200	41	13	4	•	•	•	•	•	•	42
05 - 06	220	95	56	34	11	2	•	•	•	•	52
06 - 07	260	132	112	96	48	10	5	3	1	•	<u>68</u>
07 - 08	260	150	130	92	63	11	4	1	•	•	60
08 - 09	270	128	114	73	44	7	•	•	•	•	54
09 - 10	270	76	47	12	2	•	•	•	•	•	48
10 - 11	280	58	36	5	1	•	•	•	•	•	47
11 - 12	290	46	12	1	1	•	•	•	•	•	47
12 - 13	280	11	1	•	•	•	•	•	•	•	35
13 - 14	270	5	•	•	•	•	•	•	•	•	33
14 - 15	280	13	1	•	•	•	•	•	•	•	37
<b>Summe</b>		785	527	319	170	30	9	4	1		

Tab. 10 f: Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

E s s e n

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen							größte Böe (Kn)
		≥ 30	≥ 35	≥ 40	≥ 45	≥ 50	≥ 55	≥ 60	
00 - 01	180	35	17	2	•	•	•	•	41
01 - 02	180	64	26	11	1	•	•	•	48
02 - 03	190	38	18	3	•	•	•	•	42
03 - 04	210	36	11	•	•	•	•	•	39
04 - 05	220	39	13	•	•	•	•	•	43
05 - 06	240	56	29	7	1	•	•	•	46
06 - 07	250	140	75	45	18	8	2	1	64
07 - 08	270	170	155	105	65	24	9	5	64
08 - 09	270	160	115	52	10	2	•	•	50
09 - 10	270	115	67	16	6	•	•	•	48
10 - 11	280	92	58	22	7	1	•	•	53
11 - 12	280	71	22	3	•	•	•	•	43
12 - 13	270	54	9	1	•	•	•	•	40
13 - 14	280	15	2	•	•	•	•	•	36
14 - 15	270	24	3	•	•	•	•	•	36
15 - 16	280	64	13	•	•	•	•	•	38
16 - 17	270	26	3	1	•	•	•	•	40
17 - 18	270	4	•	•	•	•	•	•	33
Summe		1203	636	273	108	35	11	6	

Bemerkung: Zwischen 00.15 und 02.30 Uhr zeitweise starke Zunahme der Böigkeit, dabei größte Böe um 01.35 Uhr mit 48 Knoten und Windsprung auf 210 Grad, danach geringe Abnahme der Böenstärke und Rückdrehen des Windes wieder auf 180 Grad.  
Ab 03.20 Uhr wieder Zunahme der Böenspitzen und Winddrehung auf 210 bis 220 Grad, etwa ab 07.00 Uhr 270 Grad, größte Böigkeit von 06.55 bis 07.40 Uhr bis 64 Knoten.

Tab. 10 G: Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

D ü s s e l d o r f - F l u g h a f e n

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen							größte Böe (Kn)
		≥ 30	≥ 35	≥ 40	≥ 45	≥ 50	≥ 55	≥ 60	
00 - 01	160	.	.	.	.	.	.	.	28
01 - 02	160	21	.	.	.	.	.	.	34
02 - 03	180	8	2	.	.	.	.	.	35
03 - 04	200	31	6	.	.	.	.	.	37
04 - 05	210	85	42	6	.	.	.	.	43
05 - 06	230	125	78	57	17	3	.	.	52
06 - 07	240	170	150	110	70	14	4	1	60
07 - 08	250	170	140	68	29	7	1	.	58
08 - 09	250	155	80	23	2	.	.	.	45
09 - 10	250	90	24	4	.	.	.	.	43
10 - 11	260	46	8	2	.	.	.	.	43
11 - 12	260	60	14	.	.	.	.	.	39
12 - 13	260	25	1	.	.	.	.	.	35
13 - 14	260	12	1	.	.	.	.	.	36
14 - 15	260	11	.	.	.	.	.	.	34
15 - 16	260	1	.	.	.	.	.	.	31
16 - 17	250	1	.	.	.	.	.	.	31
Stimme		1011	546	270	118	24	5	1	

Bemerkung: Zwischen 01 und 02 Uhr Zunahme der Böigkeit aus 160 Grad, zwischen 02 und 03 Uhr zeitweise Abflauen des Windes und Drehung auf 200 Grad, dann erneute Zunahme, ab 05.30 240 Grad, größte Böe 60 Knoten um 06.09 Uhr, Windsprung auf 270 Grad um 06.55 Uhr mit Böen bis 58 Knoten.

Tab. 10 h: Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

E m d e n

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen						größte Böe (Kn)		
		≥ 30	≥ 35	≥ 40	≥ 45	≥ 50	≥ 55		≥ 60	≥ 65
03 - 04	140	1	•	•	•	•	•	•	•	30
04 - 05	150	•	•	•	•	•	•	•	•	27
05 - 06	200	6	1	•	•	•	•	•	•	35
06 - 07	220	55	28	8	4	2	1	•	•	57
07 - 08	230	21	6	•	•	•	•	•	•	37
08 - 09	270	95	90	80	60	18	11	4	2	<u>67</u>
09 - 10	300	150	120	50	35	8	2	•	•	59
10 - 11	290	80	40	8	1	•	•	•	•	47
11 - 12	290	25	4	•	•	•	•	•	•	36
12 - 13	290	30	5	1	•	•	•	•	•	41
13 - 14	300	2	•	•	•	•	•	•	•	30
14 - 15	270	1	•	•	•	•	•	•	•	31
15 - 16	270	5	1	•	•	•	•	•	•	35
Summe		471	295	147	100	28	14	4	2	

Bemerkung: Zwischen 05 und 06 Uhr Winddrehung von 150 auf 220 Grad, etwa ab 05.50 Zunahme der Böigkeit bis zu den größten Böen um 06.30 bis 06.40 Uhr, dann Nachlassen der Böigkeit, von 08.00 bis 09.00 Uhr weitere Winddrehung bis 300 Grad, dabei ab 08.30 rasche Zunahme der Böigkeit bis zu den absoluten Spitzenböen zwischen 08.40 und 08.50 Uhr.

Tab. 10 i: Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

J ü b e c k

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen							größte Böe (Kn)	
		≥ 30	≥ 35	≥ 40	≥ 45	≥ 50	≥ 55	≥ 60		≥ 65
04 - 05	130	1	•	•	•	•	•	•	•	32
05 - 06	130	4	•	•	•	•	•	•	•	33
06 - 07	120	3	•	•	•	•	•	•	•	33
07 - 08	140	12	3	1	•	•	•	•	•	40
08 - 09	150	12	4	•	•	•	•	•	•	38
09 - 10	170	13	2	•	•	•	•	•	•	36
10 - 11	180	•	•	•	•	•	•	•	•	•
11 - 12	270	15	4	•	•	•	•	•	•	36
12 - 13	280	144	99	59	24	11	4	1	1	<u>65</u>
13 - 14	280	170	112	67	30	7	2	1	•	64
14 - 15	280	111	58	24	4	•	•	•	•	47
15 - 16	280	63	28	10	2	•	•	•	•	46
16 - 17	280	21	4	1	•	•	•	•	•	40
17 - 18	270	1	•	•	•	•	•	•	•	31
Summe		570	314	162	60	18	6	2	1	

Bemerkung: Zwischen 10.30 und 11.30 Uhr Windsprung von 180 auf 270 Grad, dabei vorübergehendes Abflauen des Windes auf etwa 12 Knoten, danach wieder Zunahme im Mittel auf 20 Knoten, um 12.20 Uhr plötzlichliches Einsetzen der Böigkeit mit Spitze bis 65 Knoten (im Mittel um 40 Knoten).

Tab. 10 j: Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

G ö t t i n g e n

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen					größte Böen (Kn)
		> 30	≥ 35	≥ 40	≥ 45	≥ 50	
03 - 04	180	1	.	.	.	.	30
04 - 05	190	2	.	.	.	.	33
05 - 06	200	.	.	.	.	.	29
06 - 07	210	.	.	.	.	.	29
07 - 08	220	20	6	4	.	.	43
08 - 09	250	45	20	8	1	.	45
09 - 10	260	110	60	25	12	3	55
10 - 11	260	70	40	15	3	.	47
11 - 12	270	45	25	5	.	.	44
12 - 13	270	40	20	3	.	.	43
13 - 14	270	25	6	.	.	.	39
14 - 15	270	8	2	.	.	.	38
15 - 16	280	13	2	.	.	.	35
16 - 17	270	11	1	.	.	.	36
17 - 18	270	4	.	.	.	.	33
18 - 19	260	3	.	.	.	.	32
19 - 20	270	.	.	.	.	.	29
20 - 21	280	2	.	.	.	.	32
<b>Summe</b>		<b>399</b>	<b>182</b>	<b>60</b>	<b>16</b>	<b>3</b>	<b>2</b>

Tab. 10 k: Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

K a r l s r u h e

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen					größte Böe (Kn)
		≥30	≥35	≥40	≥45	≥50	
00 - 01	220	1	•	•	•	•	33
01 - 02	220	1	•	•	•	•	30
02 - 03	210	1	•	•	•	•	34
03 - 04	220	13	6	•	•	•	37
04 - 05	220	17	8	•	•	•	39
05 - 06	220	30	14	6	3	•	46
06 - 07	220	36	21	9	1	•	45
07 - 08	220	24	11	1	•	•	42
08 - 09	240	15	8	4	2	•	47
09 - 10	260	38	23	18	12	4	<u>57</u>
10 - 11	250	21	8	2	•	•	44
11 - 12	260	17	11	3	2	•	48
12 - 13	260	5	•	•	•	•	31
Summe		219	110	43	20	4	1

Bemerkung: Ab 00 Uhr Zunahme der Windgeschwindigkeit und der Böigkeit bis zu einem ersten Höhepunkt mit Böen bis 46 Knoten um 05.35 Uhr MEZ, nach einem vorübergehenden Nachlassen erneutes Aufleben der Sturmböen mit der absoluten Spitzenböe von 57 Knoten um 09.33 Uhr und Windsprung von 240 auf 250 Grad, weiterer markanter Windsprung von 250 auf 280 Grad um 11.22 Uhr.

Tab. 10 l: Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

H u s u m

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen			größte Böe (Kn)
		≥ 30	≥ 35	≥ 40	
03 - 04	130	1	•	•	31
04 - 05	130	12	•	•	34
05 - 06	120	•	•	•	29
06 - 07	100	12	2	•	33
07 - 08	100	13	1	•	36
08 - 09	100	•	•	•	29
09 - 10	080	•	•	•	10
10 - 11	340	39	18	8	46
11 - 12	330	91	46	13	47
12 - 13	330	58	21	6	44
13 - 14	330	29	9	1	41
14 - 15	320	4	•	•	31
15 - 16	310	1	•	•	33
16 - 17	300	•	•	•	28
17 - 18	310	•	•	•	24
18 - 19	320	•	•	•	20
19 - 20	310	•	•	•	25
20 - 21	310	1	•	•	30
Summe		261	97	28	4

Bemerkung: Zwischen 09.30 und 10 Uhr Abflauen des Windes, vorübergehend fast Windstille, dabei Winddrehung von 100 Grad auf 340 Grad, ab 10 Uhr rasche Zunahme der Böigkeit.

Tab. 10 m: Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

Schleswig

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen			größte Böe (Kn)
		≥30	≥35	≥40	
04 - 05	130	1	•	•	31
05 - 06	130	1	•	•	31
06 - 07	110	•	•	•	•
07 - 08	100	•	•	•	•
08 - 09	090	•	•	•	•
09 - 10	060	•	•	•	•
10 - 11	350	9	1	•	36
11 - 12	340	80	35	10	<u>48</u>
12 - 13	320	123	63	18	47
13 - 14	320	84	39	11	47
14 - 15	320	36	11	1	40
15 - 16	320	1	•	•	31
Summe		335	149	40	6

Bemerkung: Zwischen 8.40 und 10.30 Uhr Abflauen des Windes auf 1 bis 5 Knoten, dabei Winddrehung von 90 Grad auf 350 Grad.  
Etwa um 10.50 Uhr plötzlichliches Einsetzen der Böigkeit bei 350 Grad.

Tab. 10 n: Häufigkeitsverteilung der Böen in Stufen von 5 Knoten  
am 13. November 1972

M ü n c h e n

Uhrzeit (MEZ)	Windrichtung	Zahl der Böen					größte Böe (Kn)
		≥ 30	≥ 35	≥ 40	≥ 45	≥ 50	
07 - 08	200	•	•	•	•	•	22
08 - 09	240	11	3	•	•	•	39
09 - 10	250	21	6	•	•	•	39
10 - 11	250	40	19	5	2	2	55
11 - 12	250	90	35	13	3	•	48
12 - 13	260	63	24	7	•	•	44
13 - 14	250	53	23	2	•	•	42
14 - 15	270	30	11	•	•	•	37
15 - 16	290	1	•	•	•	•	30
Summe		309	121	27	5	2	1

Bemerkung: Nach einer Winddrehung von 180 auf 240 Grad etwa ab 8 Uhr Zunahme der Windgeschwindigkeit und aufkommende starke Böigkeit, Spitzenböe 55 Knoten um 10.51 Uhr.

Tab. 11: Gesamtzahl der Böen in Stufen von 5 Knoten am 13. November 1972

	Seehöhe m	Höhe d. Windm. üb. Grund m	≥ 30	≥ 35	≥ 40	≥ 45	≥ 50	≥ 55	≥ 60	≥ 65	≥ 70	≥ 75	≥ 80
Bremen	3	10	1193	981	752	602	358	280	131	84	35	15	3
Braunschweig	81	10	1226	934	722	474	191	92	38	12	3		
Soltau	77	16	862	679	533	432	161	91	47	22	5	1	
Osnabrück	95	18	1318	914	529	314	119	51	23				
Bocholt	25	24	785	527	319	170	30	9	4	1			
Essen	154	15	1203	636	273	108	35	11	6				
Düsseldorf	37	10	1011	546	270	118	24	5	1				
Emden	0	10	471	295	147	100	28	14	4	2			
Lübeck	13	29	570	314	162	60	18	6	2	1			
Göttingen	176	18	399	182	60	16	3	2					
Karlsruhe	114	17	219	110	43	20	4	1					
München	527	10	309	121	27	5	2						
Husum	3	21	261	97	28	4							
Schleswig	43	14	335	149	40	6							

Tab. 12: Die größten Stundenmittel der Windgeschwindigkeit  $v$  (m/s) am 13. November 1972

	See- höhe m	Höhe des Windmessers über Grund	$v$	See- höhe m	Höhe des Windmessers über Grund	$v$
Norderney	13	28	29.7	13	29	15.7
Bremen	3	10	28.8	98	20	15.7
Bremerhaven	7	12	27.3	43	14	14.9
Hohenpeißenberg	977	22	26.9	401	10	14.7
Cuxhaven	5	26	26.8	422	10	14.7
Wasserkuppe	945	10	24.8	269	45	14.5
Hannover	53	10	23.0	46	10	14.4
Soltau	77	16	21.6	443	17	14.2
Berus	363	10	21.5			
Westermarkelsdorf	14	17	21.0	547	16	13.9
Stötten	734	10	20.9	477	30	13.8
Helgoland	4	15	20.6	398	10	13.5
Kahler Asten	842	25	20.5	323	10	12.7
Hamburg-Fuhlsbüttel	13	10	19.6	120	10	12.5
Osnabrück	95	18	19.6	176	18	12.4
Braunlage	607	14	19.4	63	19	12.3
Düsseldorf	37	10	18.8	276	10	12.1
Nürnberg (Hochhaus)	309	66	18.7			
Klippeneck	973	10	18.3	376	10	10.4
Hamburg (SWA)	22	46	17.8	705	10	8.9
München-Riem	527	10	17.6	158	15	8.7
Essen	154	15	17.2	654	19	6.8
Aachen	202	16	17.0			
Lüdenscheid	444	27	17.0			
Hof	567	16	16.9			
Karlsruhe	114	17	16.7			
Gießen	186	21	16.6			
Trier-Petrisberg	265	16	16.5			
Nürnberg (Flugwewa)	310	10	16.4			
Emden	0	10	16.2			
Wahn	73	10	16.1			

Tab. 13: Größte Stundennittel der Windgeschwindigkeit (m/s) des Jahres im Zeitraum 1951-1973

Ort	Jahr	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973
Aachen	-	15.7	13.7	15.7	15.7	14.2	15.0	14.5	14.1	15.2	<u>17.6</u>	14.4	14.4	13.9	14.2	15.8	14.0	14.9	12.5	12.7	14.0	16.2	17.0	14.5
Bremerhaven	-	17.8	20.4	27.1	21.2	25.1	25.1	21.6	25.7	18.8	21.3	21.0	24.1	18.3	17.5	21.0	18.8	21.8	21.7	21.1	16.7	15.8	<u>27.3</u>	20.8
Darmstadt	13.6	<u>20.2</u>	14.1	14.6	13.3	15.2	13.8	13.8	14.6	14.0	15.8	13.7	16.3	13.2	15.3	17.7	17.0	-	17.0	16.6	15.2	14.3	16.2	14.7
Düsseldorf	-	14.2	16.1	16.3	16.4	14.3	14.3	12.8	14.8	11.9	14.9	15.6	15.2	13.4	12.4	16.1	14.4	17.4	13.6	15.5	13.7	13.4	18.8	<u>20.7</u>
Eindhoven	24.7	21.9	<u>23.6</u>	<u>25.3</u>	19.4	14.7	14.7	13.6	14.7	12.8	13.6	14.7	14.5	11.7	11.7	12.2	11.4	14.2	14.2	13.1	12.0	11.7	16.2	13.0
Freiburg-Wettersant	-	-	-	-	9.2	9.7	10.0	9.6	9.6	13.0	14.6	13.7	15.8	11.9	13.6	15.2	14.5	15.2	13.4	<u>18.8</u>	14.8	13.6	14.9	14.1
Fürth-Nürnberg	13.3	14.1	17.4	15.9	<u>19.7</u>	14.4	11.1	13.0	13.0	13.5	12.0	13.5	14.1	12.7	10.5	14.9	13.2	15.0	14.1	13.1	14.4	10.5	16.4	12.9
Gießen-Liebigshöhe	10.8	14.1	14.2	15.0	14.7	12.5	13.6	15.4	10.8	<u>17.0</u>	11.2	11.2	13.6	11.8	11.3	12.4	12.4	14.2	12.1	14.8	11.5	11.0	16.6	13.5
Hamburg-Fuhlsbüttel	18.2	15.0	19.4	20.0	15.7	17.4	15.9	14.3	14.3	12.5	13.8	14.9	19.9	13.9	17.1	15.9	15.5	<u>20.1</u>	19.6	15.3	14.4	15.1	19.6	14.2
Helgoland	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22.3	21.5	22.5	23.2	21.5	21.9	22.4	23.1	<u>28.4</u>	23.8	21.2	20.0	21.0	20.6	22.8
Hof-Hohensaas	15.6	17.2	15.8	15.5	<u>20.2</u>	16.4	16.8	17.6	17.6	15.0	16.1	13.3	18.6	14.7	13.6	15.3	14.6	16.1	-	17.1	13.9	14.3	16.9	16.6
Hohenpefzenberg	19.9	19.9	23.2	26.8	<u>27.5</u>	26.6	24.3	25.4	19.3	17.5	21.3	21.3	26.2	20.0	23.9	23.1	22.7	25.0	23.1	21.5	22.4	26.8	26.9	20.6
Karlsruhe	13.9	15.8	14.2	16.1	15.8	14.7	14.7	13.9	13.9	13.5	14.4	11.4	13.5	12.2	11.9	13.6	14.0	16.6	13.3	13.1	14.2	11.9	<u>16.7</u>	12.6
Kassel	<u>13.2</u>	11.9	12.2	10.7	9.9	9.7	8.8	8.4	8.0	9.3	8.5	8.5	9.4	7.6	8.5	9.2	7.6	9.8	7.9	7.8	8.0	7.0	8.7	9.2
Kiel-Wik	-	-	16.0	-	14.4	<u>21.6</u>	16.2	15.2	15.6	16.0	17.7	17.7	19.7	14.7	17.1	13.9	16.0	20.2	18.2	16.4	13.0	12.6	14.8	12.5
Köln-Bonn	-	-	-	-	-	-	11.4	14.7	11.7	13.1	15.3	15.3	13.0	12.8	14.9	14.0	12.9	14.0	11.9	14.8	13.4	10.0	<u>16.1</u>	13.9
List auf Sylt	20.4	21.4	18.7	22.8	21.9	24.8	19.5	19.5	20.8	17.5	21.1	23.9	23.9	20.9	21.5	24.2	23.0	<u>31.0</u>	26.1	24.4	20.0	22.3	19.0	23.7
Lübeck	14.5	13.6	15.4	16.7	15.0	18.8	16.0	13.3	12.5	13.6	14.2	14.2	16.9	13.1	12.2	16.0	12.7	19.1	21.1	13.9	16.4	14.3	15.7	15.5
Oberstdorf	10.6	8.3	7.6	8.7	8.6	8.4	10.2	10.0	11.8	9.8	6.9	6.9	7.8	9.5	7.7	7.2	6.6	7.1	6.9	6.5	8.0	11.3	9.0	9.3
Öhringen	-	11.1	9.5	10.3	14.0	10.4	11.4	10.4	10.4	10.6	10.9	9.7	12.0	8.3	10.4	9.5	12.5	<u>14.8</u>	13.4	11.4	12.9	11.1	12.1	10.3
Regensburg	12.8	16.0	14.9	22.0	<u>24.3</u>	15.7	15.8	16.0	13.5	15.5	8.7	8.7	10.5	9.9	9.9	-	-	-	10.5	9.3	10.5	10.4	10.7	9.0
Stötten	19.5	20.1	19.7	23.1	<u>25.0</u>	19.7	18.9	22.6	17.5	17.5	19.0	19.0	23.7	19.7	18.2	19.3	19.8	-	20.3	19.3	21.8	16.6	20.9	22.1
Stuttgart (Wetteramt)	9.7	10.3	9.4	9.6	11.7	10.0	9.4	10.3	9.5	10.7	9.0	9.0	12.0	8.6	10.8	10.7	10.9	11.0	8.7	8.1	10.0	8.3	8.9	9.2
Stuttgart-Echterd.	-	-	15.8	16.7	<u>18.6</u>	17.3	13.7	15.1	12.0	14.9	12.8	18.4	12.6	12.6	12.2	14.8	13.6	16.6	12.8	14.6	16.0	12.6	13.5	12.5
Schleswig	-	-	-	-	-	-	-	-	13.9	14.7	15.2	18.0	18.0	14.3	17.5	14.7	13.3	<u>20.1</u>	18.6	14.6	17.5	13.9	14.9	14.6
Trier-Petrisberg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16.4	17.9	16.3	16.5	14.8	16.6	<u>18.9</u>	16.6	17.1	14.5	15.3	14.5	15.4	16.5	14.0
Weiden	-	12.7	13.2	15.8	16.4	12.6	11.3	11.8	12.3	13.1	16.4	16.4	17.1	17.5	16.2	13.0	12.7	15.0	13.9	12.8	13.4	<u>18.0</u>	15.0	12.8

**Tab. 14:** Verteilung der Sturmschäden vom 13. November 1972 in Niedersachsen  
in Festmeter ohne Rinde

Bereich	Eiche	Buche	Fichte	Kiefer	Insgesamt
Reg.-Präsident Hannover	32 450	74 060	314 250	299 915	720 675
" Hildesheim	9 630	169 155	1 071 690	5 400	1 255 875
" Lüneburg	26 080	31 100	548 400	1 528 620	2 134 200
Verw.-Präsident Braunschweig	17 880	53 650	673 550	80 670	825 750
" Oldenburg	46 900	63 500	461 000	1 221 800	1 793 200
Landesforsten	132 940	391 465	3 068 890	3 136 405	6 729 700
Klosterforsten	5 190	8 890	139 880	482 540	636 500
<b>Insgesamt</b>	138 130	400 355	3 208 770	3 618 945	7 366 200
Oberfinanzdirektion	-	3 500	169 000	627 500	800 000
Landw.-Kammer Hannover	45 000	80 000	853 000	3 875 000	4 853 000
Landw.-Kammer Weser-Ems	38 600	70 000	165 000	2 100 000	2 373 600
Körperschaftswald	3 335	13 135	77 050	23 385	116 905
Genossenschaftswald	29 560	75 615	136 785	169 580	411 540
<b>Insgesamt</b>	254 625	642 605	4 609 605	10 414 410	15 921 245

### III. Die Ursachen für das Gewitterunwetter im Raum Stuttgart am 15. August 1972

#### Zusammenfassung

Das Unwetter über Stuttgart trat im Verein mit verbreiteten und sehr heftigen Gewittern in Baden-Württemberg und Bayern auf. Diese intensive Gewittersituation resultierte aus der Labilisierung in der Rückseite eines flachen Tiefs durch die Advektion feucht-warmer Luft in den untersten Schichten bei andauernder mitteltroposphärischer Abkühlung. Hinzu kam ein Hebungsvorgang auf die Vorderseite eines Höhentroges.

Das Unwetter war nicht frontgebunden, wohl aber wesentlich durch thermische Advektion bedingt.

#### Abstract

The severe thunderstorm over the City of Stuttgart occurred in connection with widespread and violent thunderstorms penetrating the States of Baden-Württemberg and Bavaria. The intense thunderstorm situation was mainly caused by the instability in the rear of a shallow depression due to lower troposphere advection of warm moist air connected with continuous midtropospheric cooling and additional lifting up in advance of an upper trough.

Although the severe thunderstorm not being of a frontal type, it was, nevertheless, mainly induced by thermal advection.

#### Symbole

$A_T$	Geostrophisch approximierte Schichtdickenadvektion
$A_V$	Geostrophisch approximierte Vorticityadvektion
$d$	Gitterpunktabstand
$E$	Labilitätsenergie
$f$	Coriolisparameter
$f_0$	Mittlerer Coriolisparameter
$m$	Maßstabsfaktor
$p$	Druck
$T$	Temperatur
$v_g$	Geostrophischer Windvektor
$v$	Windgeschwindigkeit
$w$	Vertikalkomponente des Windes
$\gamma$	Vertikaler Temperaturgradient
$\gamma_t$	Feuchtadiabatischer Temperaturgradient
$\Theta_a$	Äquivalent-potentielle Temperatur
$\Phi$	Geopotential
$\omega$	Generalisierte Vertikalbewegung
$\sigma$	Parameter der statischen Stabilität
$\zeta_g$	Relative geostrophische Vorticity
$V_h$	Horizontaler Gradient
$\nabla_h^2$	Horizontaler Laplaceoperator

#### 1. Allgemeine Vorbemerkung

Im Hochsommer werden immer wieder Gebiete Süddeutschlands, namentlich Baden-Württemberg und Bayern, von schweren Gewitterunwettern mit Hagel-schlag heimgesucht. Das jüngste Stuttgarter Unwetter vom 15. 8. 1972 und der Tornado von Pforzheim am 10. 7. 1968 stehen diesbezüglich an hervorragender Stelle.

Es sind häufig Gebiete im Lee großer Gebirgshinder-nisse, die dieser Gefährdung in bestimmten Situationen ausgesetzt sind. Die geographische Lage spielt insofern bei der Frage nach der Ursache für diese Unwetter durchaus eine Rolle. Aber es gibt auch eine Fülle von Beispielen (Gottleuba-Katastrophe 1927 (10)) dafür, daß schlimme Unwetter unabhängig von der geographischen Lage auftreten.

FAWBUSH und MILLER (1) (zusammenfassend bei PETERSSEN (2)) konnten für das Gebiet östlich der Rocky Mountains zeigen, daß die Entstehung schwerer Gewitter mit Hagelschlag oder gar Tornados die Beteiligung zweier charakteristischer Luftmassen, die sich einander überlagern, erfordert. Diese sind

- eine Luftmasse in der Höhe, die mit westlicher Strömung östlich vom Felsengebirge ausgetrocknet ist, und
- eine feuchte subtropische Luftmasse in untersten Schichten, die mit südlichen Winden herangetragen wird.

Erstere bewirkt besonders den Herantransport von Trockenheit, während mit der zweiten für die Advektion von fühlbarer Wärme und vor allem Feuchte gesorgt ist. So kann in der relativ trockenen und kälteren Oberschicht konvektive bzw. latente Labilität im Sinne von STUEVE (3) entstehen. Bei allgemeiner Hebung wird u. U. der Kondensationsvorgang in der feuchtwarmen Unterschicht sehr viel früher beginnen können als in der trocken-kalten Oberschicht. Das allgemeine Kondensationsniveau befindet sich also in der Unterschicht, und alle entstehenden Quellwolken strudeln aufwärts in die trockenkalte Oberschicht hinein. Dabei vermag sich rasch aus einem feucht-stabilen Gradienten  $\gamma < \gamma_f$  (vor der Hebung) ein feucht-labiler Gradient  $\gamma > \gamma_f$  einzustellen. Als Kriterium für diese Art der Labilisierung gilt die Abnahme der äquivalent-potentiellen (oder pseudo-potentiellen) Temperatur  $\Theta_a$  mit der Höhe

$$\frac{\partial \Theta_a}{\partial p} > 0.$$

Diese Labilität kommt zum Tragen, wenn geeignete Hebungsvorgänge existieren. Deshalb ist es einleuchtend, daß sich die Gefahr für heftige Gewitter bei Vorgabe der latenten Labilität wesentlich erhöht, wenn möglichst viele der folgenden Kriterien hinzutreten:

- a) Eine kräftige Aufheizung der bodennahen Luftschichten infolge der täglichen Einstrahlung (deshalb werden nachmittags und abends die meisten schweren Gewitter beobachtet).
- b) Eine konvergente Bewegung in tiefen Luftschichten infolge zyklonenetischer Vorgänge (divergente Vorderseite eines Höhentroges) oder wegen frontaler Hebung.
- c) Eine starke Feuchtezufuhr mit einer konvergenten Bodenströmung (in Mitteleuropa etwa Zufuhr feucht-warmer Mittelmeerluft).
- d) Eine Erhöhung der Labilität infolge geeigneter thermischer Advektion.

Diese Kriterien angewandt auf Süddeutschland, also auf das Gebiet nördlich der Alpen, bedeuten: Die Bedingungen für schwere Unwetter sind günstig, wenn eine feuchte subtropische Luftmasse in unteren Luftschichten im Gebiet nördlich der Alpen stagniert oder aus östlicher Richtung advehiert wird, während zugleich eine relativ trockene und kalte südliche bis westliche Oberströmung existiert.

Damit wäre der Trend zur Labilisierung vorhanden. Auch schließt die Existenz der südwestlichen Höhenströmung häufig das Kriterium „divergente Vorderseite eines Höhentroges ein, und die konvergente Bodenströmung ist u. a. durch einen Leetrog (-tief) an den Alpen gewährleistet. Ist eine solche Situation gegeben, dann hängt die Stärke der Labilisierung von der Tageszeit, aber mehr noch von den Eigenschaften der beteiligten Luftmassen, insbesondere vom unteren Feuchtevorrat, und von der thermischen Advektion ab.

Der Einfluß der Temperaturadvektion ist aber sehr komplex. Betrachtet man die statische Stabilität  $\sigma$  in Abhängigkeit vom Geopotential  $\Phi$  im  $p$ -System, so wird

$$\sigma = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial p^2} + \frac{1}{\kappa p} \frac{\partial \Phi}{\partial p}. \quad [1]$$

Es sind  $\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -RT/p$  und  $\kappa = R/c_p$ .

Die lokal-zeitliche Änderung der Stabilität ist also

$$\begin{aligned} \frac{\partial \sigma}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial^2 \Phi}{\partial p^2} + \frac{1}{\kappa p} \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \\ &= \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t \partial p} \right) + \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{1}{\kappa p} \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right). \end{aligned} \quad [2]$$

Führt man hier die approximierte thermodynamische Energiegleichung (ohne diabatische Temperaturänderungen)

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t \partial p} &= -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} - \sigma \omega = \\ &= -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} - \omega \left( \frac{\partial^2 \Phi}{\partial p^2} + \frac{1}{\kappa p} \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \end{aligned} \quad [3]$$

ein, folgt

$$\begin{aligned} \frac{\partial \sigma}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial p} \left( -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} - \sigma \omega \right) \\ &+ \frac{1}{\kappa p} \left( -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} - \sigma \omega \right) \end{aligned} \quad [4]$$

oder 
$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = \left( \frac{\partial}{\partial p} - \frac{1}{\kappa p} \right) \cdot$$

$$\left[ -v_g \cdot \nabla_h \frac{\partial \Phi}{\partial p} - \omega \left( \frac{\partial^2 \Phi}{\partial p^2} + \frac{1}{\kappa p} \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right]. \quad [5]$$

Die Änderung der Stabilität  $\sigma$  ist demnach eine Funktion der kompensierten horizontalen Schichtdickenadvektion in Abhängigkeit von  $p$

$$\frac{1}{\kappa p} \left[ \dots \right]$$

und der vertikalen Änderung der kompensierten Schichtdickenadvektion

$$\frac{\partial}{\partial p} \left[ \dots \right].$$

Sieht man einmal von der konvektiven Temperaturänderung  $\sigma \omega$  ab, ist der letzte Term leicht zu interpretieren. Nimmt Warmluftadvektion mit  $p$  zu oder Kaltluftadvektion mit  $p$  ab, resultiert eine Entstabilisierung.

Der erste Term gibt den Einfluß der kompensierten horizontalen Temperaturadvektion an. Er ist wegen des Faktors  $1/\kappa p$  von  $p$  abhängig. Unter sonst gleichen Bedingungen wäre also die Stabilitätsänderung infolge dieses Terms in der unteren Troposphäre um das 2- bis 3fache kleiner als in der oberen Troposphäre.

Vorgreifend darf gesagt werden, daß die mittägliche Einstrahlung als gewitterauslösender Faktor (Auslösetemperatur) in der Umgebung Stuttgarts mit großer Wahrscheinlichkeit ausscheidet. So muß das Ziel der Untersuchung sein,

- die latente Labilität  $\frac{\partial \Theta_a}{\partial p} > 0$  und deren Trend nachzuweisen und
- den zur Auslösung dieser Labilität geeigneten Hebungsmechanismus zu identifizieren.

Weil die wirkliche Stabilitätsänderung nach Gl. [5] infolge der Mitwirkung der konvektiven Temperaturänderungen  $\sigma \omega$  sehr kompliziert wird (z. B. wird  $\omega$  ein Maximum, wo  $\partial \omega / \partial p = 0$  ist), soll im folgenden die zeitliche Stabilitätsänderung nur mittels eines Vertikalschnittes der äquivalent-potentiellen Temperatur  $\Theta_g$  und qualitativ anhand der vertikalen Windänderung dargestellt werden.

Ein möglicherweise geeigneter Hebungsvorgang läßt sich durch Diskussion der Omegagleichung im geostrophischen System

$$\left( \nabla_h^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[ v_g \cdot \nabla_h \left( \frac{1}{f_0} \nabla_h^2 \Phi + f \right) \right] + \frac{\nabla_h^2}{\sigma} \left[ v_g \cdot \nabla_h \left( - \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] \quad [6]$$

ermitteln.

Diese Beziehung zeigt rechts vom Gleichheitszeichen die die Vertikalbewegung bestimmenden (auslösenden) Parameter. Es sind dies die vertikale Änderung der geostrophischen Vorticityadvektion und der Laplace über die Schichtdickenadvektion. Demnach müssen dort starke Aufwärtsbewegungen resultieren, wo zugleich

$$\frac{\partial}{\partial p} \left[ v_g \cdot \nabla_h \left( \frac{1}{f_0} \nabla_h^2 \Phi + f \right) \right] > 0$$

(das ist zyklonale Vorticityadvektion, die ihr Maximum in der Höhe hat) und

$$\nabla_h^2 \left[ v_g \cdot \nabla_h \left( - \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] > 0$$

(das ist der Fall bei Warmluftadvektion) sind.

## 2. Das Stuttgarter Unwetter

### 2.1. Überblick

Das Unwetter ereignete sich in der Zeit zwischen 15.30 und 16.30 Uhr. In weniger als einer Stunde fielen 54 mm Niederschlag, wovon ein großer Teil als starker Hagel niederging. In der Presse war von nußgroßen Hagelkörnern zu lesen. Die gemessenen Spitzenböen des Windes hatten Geschwindigkeiten von rund 28 m/s.

Dieses Unwetter war keine lokale Erscheinung etwa im Sinne eines lokalen Wärmegewitters. Verbreitete Gewittertätigkeit begann am Vormittag des 15. 8. über der Schweiz, über Ostfrankreich, dem südlichen Schwarzwald und dem südlichen Rheingraben und breitete sich tagsüber noch Nordosten aus. Zur Illustration ist in den Abb. 3a-d die Gewitterzone durch eine punktierte Linie umrissen. Mit größter Wahrscheinlichkeit zog das Stuttgarter Gewitterunwetter von Tübingen her auf. Tübingen verzeichnete gegen 14.40 Uhr ähnlich starke Verwüstungen wie Stuttgart (Hagel-schlag, fast 80 mm Niederschlag, Spitzenböen 26 m/s). Es ist nicht ausgeschlossen, daß das Gewitter über Stuttgart durch einen zusätzlichen Wärmestrom auflebte, der in den Häusermassen gespeicherten Wärme entstammte. Vielleicht hatte also das von Tübingen herangezogene Gewitter seinen Höhepunkt bereits überschritten und hätte sich ohne den Stadteinfluß in Stuttgart nicht so stark ausgewirkt. Dies zu ergründen, ist in diesem Rahmen unmöglich und steht nicht zur Debatte. Hier geht es vielmehr um die Darstellung der synoptischen Situation, die zu dem Unwetter führte.

Die spezielle Lage Stuttgarts war aber sicher dafür entscheidend, daß es zur Katastrophe durch die von allen Seiten in das Tal und damit in Richtung auf das

Stadtzentrum hin stürzenden Wasser- und Schlamm-massen kam. 6 Menschen starben in diesen alles überflutenden Massen.

Aus meteorologischer Sicht schien das Unwetter dennoch ein erstaunliches Phänomen zu sein. Hatten doch der Vortag und der 00-z-Termin des Unglückstages bei durchweg hoher Luftfeuchte eine um den Faktor 3 größere Labilitätsenergie ergeben als der Mittagstermin am 15. 8.:

Tab. 1. Labilitätsenergie E

	Stuttgart			München		
	E cal/g	$\sqrt{2E}$ m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	m/s	E cal/g	$\sqrt{2E}$ m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	m/s
14. 8. 72 12 z	+ 0,204	854	41,4	+ 0,263	1101	47,0
15. 8. 72 00 z	+ 0,183	766	39,6	+ 0,286	1200	49,0
15. 8. 72 12 z	+ 0,064	266	23,1	+ 0,225	942	43,4

(Zur Erläuterung: 1 cal = 0,427 kp m  
= 0,427 · 9,8 kg m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>  
= 4,187 kg m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>  
1 cal g<sup>-1</sup> = 4 187 m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>)

Die Werte E sind ermittelt für die Schicht zwischen KKN und dem 400-mbar-Niveau.

$$E > 0 \text{ Labilität}$$

$$E < 0 \text{ Stabilität}$$

Die Werte  $\sqrt{2E}$  werden später angesprochen. Sie sind ein Maß für die maximale Vertikalgeschwindigkeit.)

Diese Tabelle deutet auf eine Entwicklung zur Stabilisierung hin.

Die Untersuchung wird ergeben, daß eine solche allgemeine Folgerung nicht gerechtfertigt war, denn der Trend zur Stabilisierung schlug am Nachmittag des 15. 8. rasch wieder ins Gegenteil um.

### 2.2. Die Wetterlage am 15. 8. 1972

#### 2.2.1. Jetstream in 300 mbar

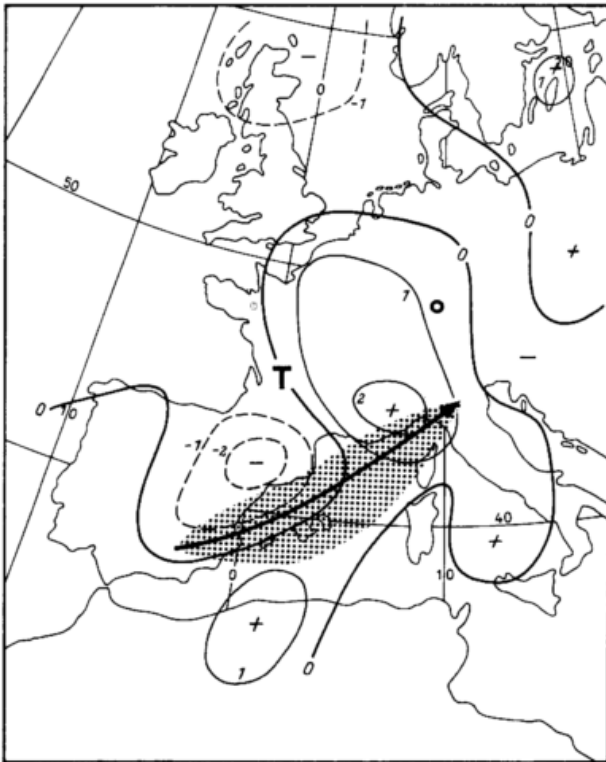
Die Abb. 1a, b zeigen den Jetstream in 300 mbar (im Gebiet mit Raster ist  $v \geq 60$  kn).

Süddeutschland lag an der Ostflanke eines Höhentrog, dessen Zentrum in 300 mbar mit einer Geschwindigkeit von etwa 10 kn von Südwestfrankreich nach Nordosten zog. Von Abb. 1a zu Abb. 1b fällt eine deutliche Aufsteilung des vorderseitigen Jetstreams ins Auge, an der offenbar ein von der Biskaya ins westliche Mittelmeer gerichteter Kaltluftvorstoß entscheidenden Anteil hatte. Zum Zeitpunkt der Abb. 1b lag daraufhin das Delta des hochtroposphärischen Jetstreams genau über Süddeutschland, und über Stuttgart hatte der Wind in 300 mbar im Verlauf von 12 Stunden um fast 45 kn zugenommen. Diese Situation konnte nur durch auflebende thermische Advektion entstanden sein. Weitere 12 Stunden später war dieses Geschwindigkeitsmaximum bereits wieder verschwunden. Nur ein geringer Rest über Ostbayern erinnerte noch daran.

#### 2.2.2. Geostrophische Vorticityadvektion 300 mbar

Die Abb. 1a, b enthalten zusätzlich zum Bild des Jetstreams das Feld der geostrophisch approximierten Vorticityadvektion (numerisch ermittelt) in 300 mbar:

$$A_{v3} \equiv -v_{g300} \cdot \nabla_h \left( \frac{1}{f_0} \nabla_h^2 \Phi_{300} + f \right). \quad [7]$$



a) am 15. 8. 1972 00 Uhr

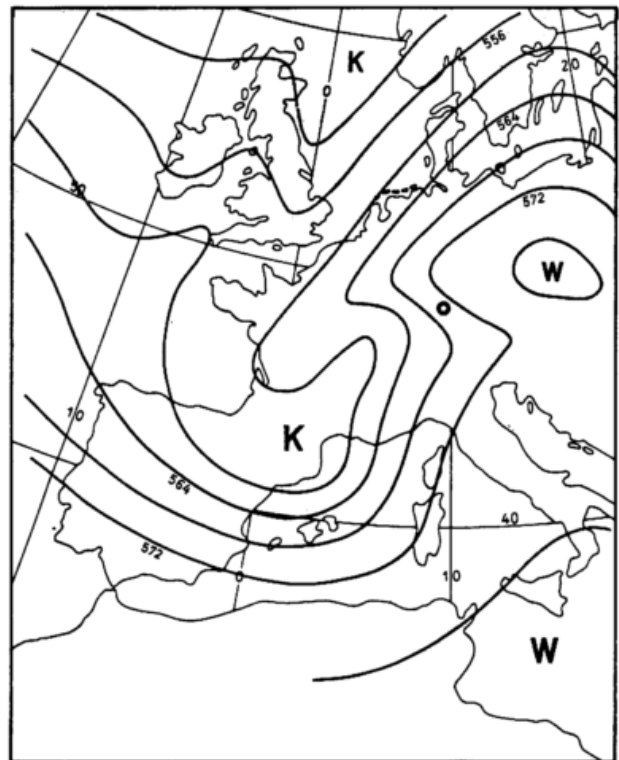
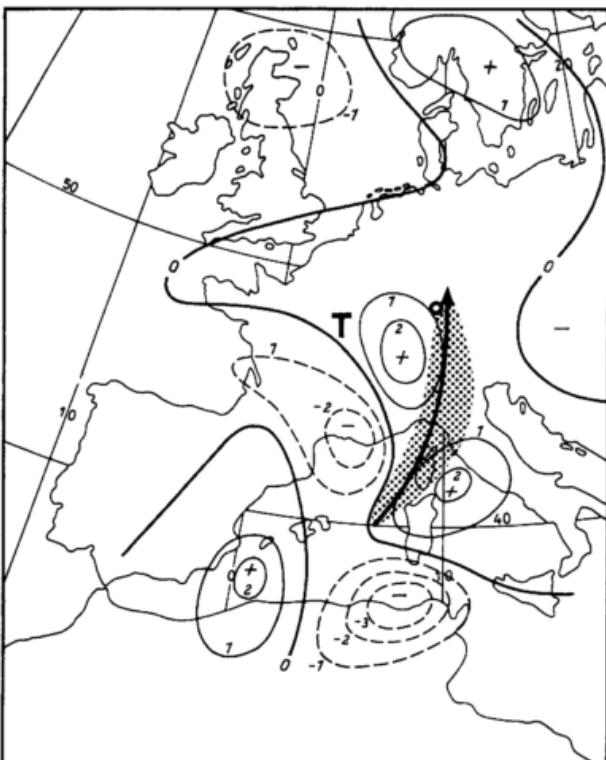


Abb. 2a: Relative Topographie 500/1000 mbar am 15. 8. 1972 00 Uhr



b) am 15. 8. 1972 12 Uhr

Abb. 1a, b: Jetstreamachse 300 mbar (Gebiet mit Raster kennzeichnet  $v \geq 60$  kn) und geostrophisch approximierte Vorticityadvektion 300 mbar [ $10^{-4} s^{-2}$ ]

Danach lag nachts ein deutliches Maximum positiver Vorticityadvektion über den Westalpen (kalte Seite des Deltas), das bis zum Mittag über der Nordschweiz und Südbaden angelangt war. Es mußte approximativ am Nachmittag im Bereich Stuttgarts liegen. Zugleich hatte es am Mittag des 15. 8. seine größte Intensität.

Ein weiteres, in der Intensität aber nur etwa halb so starkes Zentrum positiver Vorticityadvektion befand sich über Südschweden. Es darf bereits an dieser Stelle darauf aufmerksam gemacht werden, daß beide Zentren mit einer Gewitterzone verknüpft waren. Im Gegensatz dazu stand Ostbayern im Tagesverlauf unter dem Einfluß schwach negativer Vorticityadvektion und verzeichnete keine Gewitter, obwohl die Tagestemperaturen dort durchweg bei  $30^{\circ}C$  und die Taupunkte zwischen  $20^{\circ}C$  und  $23^{\circ}C$  lagen.

### 2.2.3. Die relative Topographie 500/1000 mbar (Abb. 2a)

In der relativen Topographie 500/1000 mbar trat eine meridionale Temperaturverteilung in Erscheinung. Über dem östlichen Mitteleuropa war ein ausgeprägter Warmlufttrücken mit dem Zentrum über der Tschechoslowakei vorhanden, von dem okklusionsartig eine Warmluftzunge nach Frankreich hin zeigte. Als Gegenpol existierte eine von England ausgehende und sich bis zu den Pyrenäen erstreckende Kaltluftzunge. Eine sekundäre Kaltluftzunge nahm an den Pyrenäen ihren Anfang und war nach Nordosten gerichtet. Diese Kaltluftzunge verdient unsere Aufmerksamkeit. Sie verlagerte sich vermöge der mittleren Strömungsverhältnisse nach Ost bis Nordost. Dies steht in Übereinstimmung mit der Verlagerung des Maximums der positiven Vorticityadvektion in der oberen Troposphäre, und die Verlagerungsgeschwindigkeit darf mit etwa 20 bis 30 kn beziffert werden. Damit scheint nicht nur die Verlagerung des großen Gewitterherdes nach Nordosten vorgezeichnet zu sein, sondern vielleicht sogar die Verlagerung des individuellen Unwetters von Tübingen nach Stuttgart. Letzteres legte die Distanz von 30 km zwi-

schon beiden Orten in der Zeit zwischen 14.50 bis 15.30 Uhr zurück, was der Zuggeschwindigkeit 25 kn entspricht.

**2.2.4. Schichtdickenadvektion 500/1000 mbar**

Die geostrophisch angenäherte Schichtdickenadvektion für die Zeit zwischen 15. und 16. 8. ist nach der Definitionsgleichung

$$A_T \equiv -v_{g850} \cdot \nabla_h (\Phi_{500} - \Phi_{1000}) \quad [8]$$

numerisch ermittelt und in der Abb. 2b zusammenfassend dargestellt. Es sind eine charakteristische Nulllinie und die Maxima der Advektion angegeben, um so deren Verlagerung kenntlich zu machen. Interessant ist das Advektionsfeld in der Umgebung der quer durch Mitteleuropa verlaufenden Okklusion (vergl. Abb. 2a, 3a). Südlich dieser Okklusion findet sich Warmluftadvektion von etwa 2 gpm/h. Zugleich zeigen die Bodenwetterkarten in dem gesamten Gebiet nördliche Winde. Es liegt hier also Warmluftadvektion bei Nordwinden vor. Das Zentrum der Warmluftadvektion südlich der Okklusion wandert mittags mit Ost-südostkurs in das Gebiet des Ober- und Mittelrheins, und es wird im Tagesverlauf immer schwächer. Vergleicht man die Drift dieses Zentrums mit dem der positiven Vorticityadvektion in 300 mbar (Abb. 1a, b), so wird sichtbar, daß sich am Nachmittag des 15. 8. beide Maxima über Baden-Württemberg näherungsweise überlagern werden. Folglich werden dort zu der Zeit Hebungsvorgänge aufgetreten sein (siehe Gl. [6]). In der Abb. 2b kommt ferner zum Ausdruck, daß sich für den gesamten Alpenbereich Kaltluftadvektion ergibt, die mit Sicherheit zum Mittagstermin am 15. 8. auch über Südbayern wirksam ist.

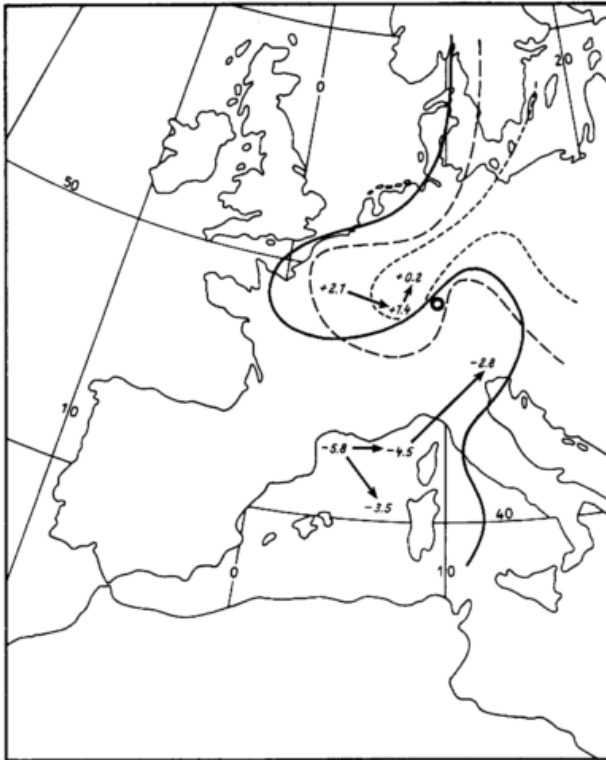


Abb. 2b: Nulllinie und Maxima der Schichtdickenadvektion 500/1000mbar [gpm/h]  
 15. 8. 1972 00 Uhr —————  
 15. 8. 1972 12 Uhr - - - - -  
 16. 8. 1972 00 Uhr - - - - -

**2.2.5. Die Bodendruckverteilung**

Die Vorderseite des Höhentrogens war durch eine flache Tiefdruckrinne mit einer Kaltfront markiert, die in der Nacht zum 15. 8. gemäß Abb. 3a quer durch Deutschland verlief und vor Mitternacht Stuttgart passiert hatte. Außerdem ist die Okklusion, die die relative Topographie zeigte, deutlich ausgeprägt. Dagegen lag im Gebiet der sekundären Kaltluftzunge ein flacher Hochkeil (Rhône). Im Norden war in dieser Nacht eine ausgedehnte Gewitterzone mit schweren Gewittern im Bereich der mittleren Ostsee vorhanden. Charakteristisch, daß diese Gewitter westlich der wellenschlagenden Kaltfront bei nördlichen Bodenwinden auftraten, während östlich der Kaltfront nahezu wolkenloses Wetter herrschte. Die Nachttemperaturen lagen dort ebenso wie die Taupunkttemperaturen in der Nähe von 20° C.

Abb. 3b zeigt, daß die Okklusion allmählich südwärts vorrückte und zu diesem Zeitpunkt etwa am Main lag. Dagegen wurde die Kaltfront im Bereich Bayerns und der Alpen bereits vormittags sehr unscharf. (Die Advektionskarte und auch das Hodogramm von München - hier nicht dargestellt - signalisieren aber über ganz Südbayern Kaltluftadvektion.) Stattdessen begann sich - der Temperaturverteilung am Erdboden entsprechend - an der Grenze zu Baden-Württemberg ein neuer fronthafter Gegensatz auszubilden.

Vormittags trat nun erstmals die im Bild durch eine gepunktete Linie kenntlichgemachte Gewitterzone über der Schweiz und dem Rheingraben in Erscheinung. Hatte der Bodenluftdruck im Zentrum des flachen Tiefs über Bayern um 09 z noch 1012 mbar betragen, so war er um 15 z an der gleichen Stelle 1007 mbar. Diese Aufblähung des Hitzetiefs war in erster Linie auf den täglichen Temperaturgang zurückzuführen, denn, wie bereits ausgeführt, befand sich das Gebiet Ostbayerns unter der Zufuhr schwach negativer Vorticity in der Höhe. Am Nachmittag (Abb. 3c) hatte dann das Bodentief die beste Ausprägung erreicht. Die heftigsten Gewitter wurden genau zu der Zeit in Baden-Württemberg im Bereich des Maximums der positiven Vorticityadvektion höherer Schichten beobachtet. Abends (Abb. 3d) wanderte dieses Maximum mit der Gewitterzone nach Thüringen, wo nun im Bodendruckfeld ein kleines Randtief mit 1010 mbar an der Okklusion entstanden war.

Nachdem vormittags durchweg ein geringes horizontales Druckgefälle charakteristisch war, trat nachmittags in der Rückseite des Bodentiefs eine engbegrenzte, aber auffällige Verstärkung desselben in Erscheinung.

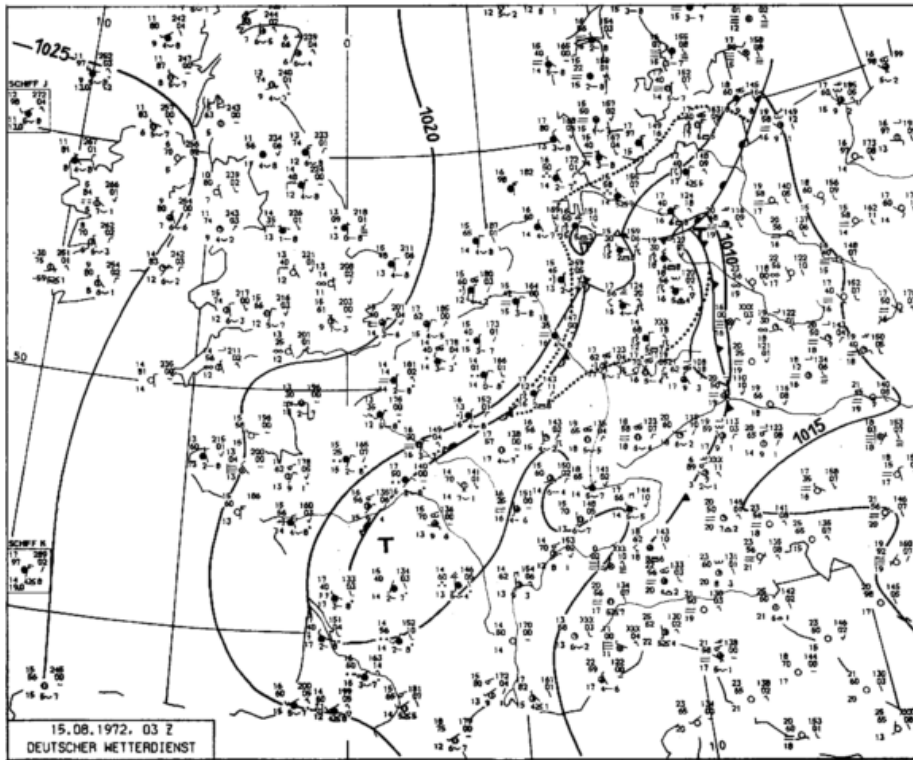
Nachmittags heizte sich die feuchte subtropische Warmluft vor der Kaltfront bis auf 32° C auf, wobei die Taupunkte nach wie vor um 20° C lagen. Dennoch entstanden in dieser Luftmasse keine Gewitter. Diese traten ausschließlich an der Rückseite des Tiefs auf, wo sich die Luft- und Taupunkttemperaturen zwischen 17 und 20° C bewegten.

**3. Luftmassenanalyse und Stabilität der Schichtung**

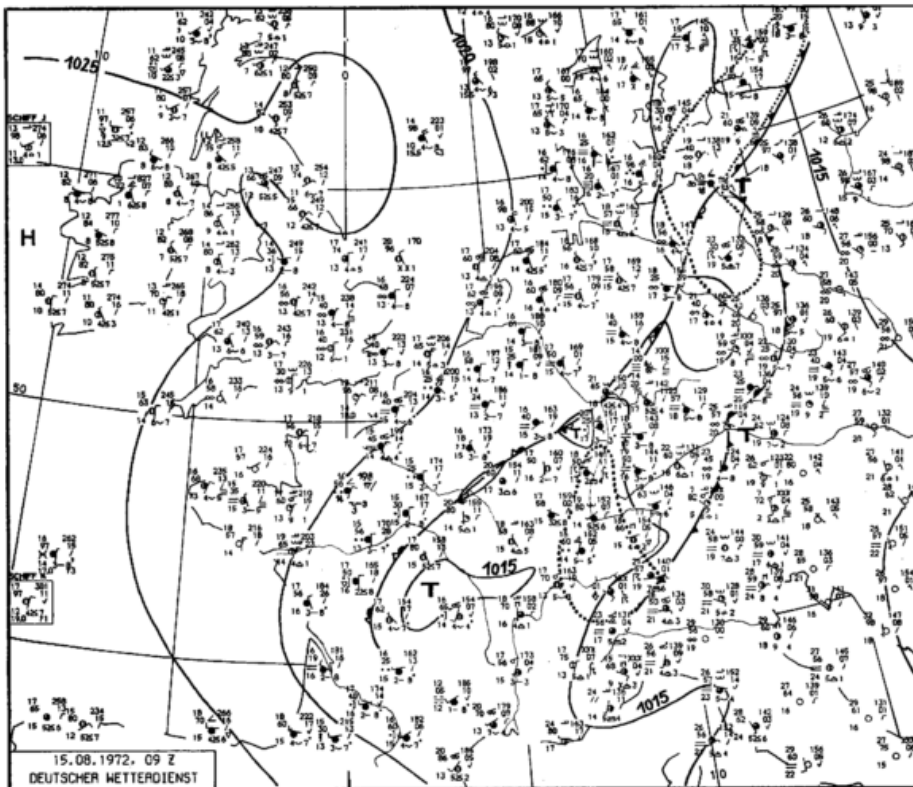
Nachdem ein Zusammenhang zwischen dem Auftreten des Gewitterherdes und dem Maximum der oberen positiven Vorticityadvektion bereits deutlich geworden ist, muß noch die starke Labilisierung nachgewiesen werden, um die Heftigkeit der Gewitter über Baden-Württemberg zu erklären.

**3.1. Die vertikale Temperaturverteilung**

Zu dem Zwecke stehen der Vertikalschnitt der äquivalentpotentiellen Temperatur (Abb. 4a), die Windverteilung (Abb. 4c) und der Vertikalschnitt der spezifischen Feuchte (Abb. 4b) für Stuttgart zur Erörterung. Die Abb. 4a, b zeigen in der zweiten Tageshälfte des 14. 8. eine sehr warme und feuchte subtropische Luft-

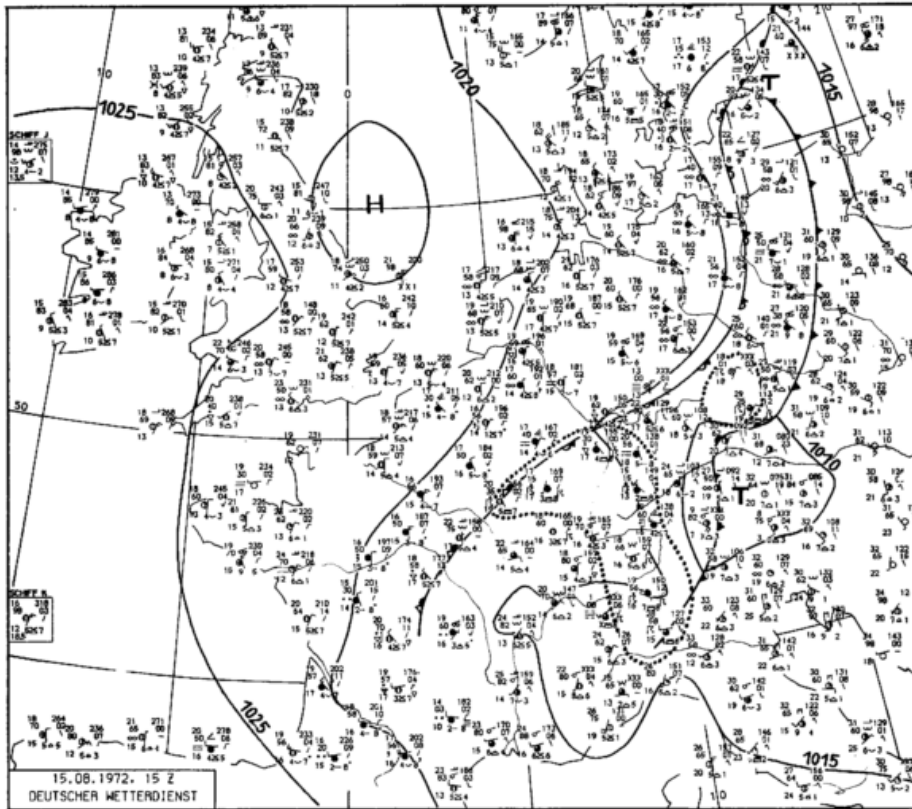


a) am 15. 8. 1972 03 Uhr

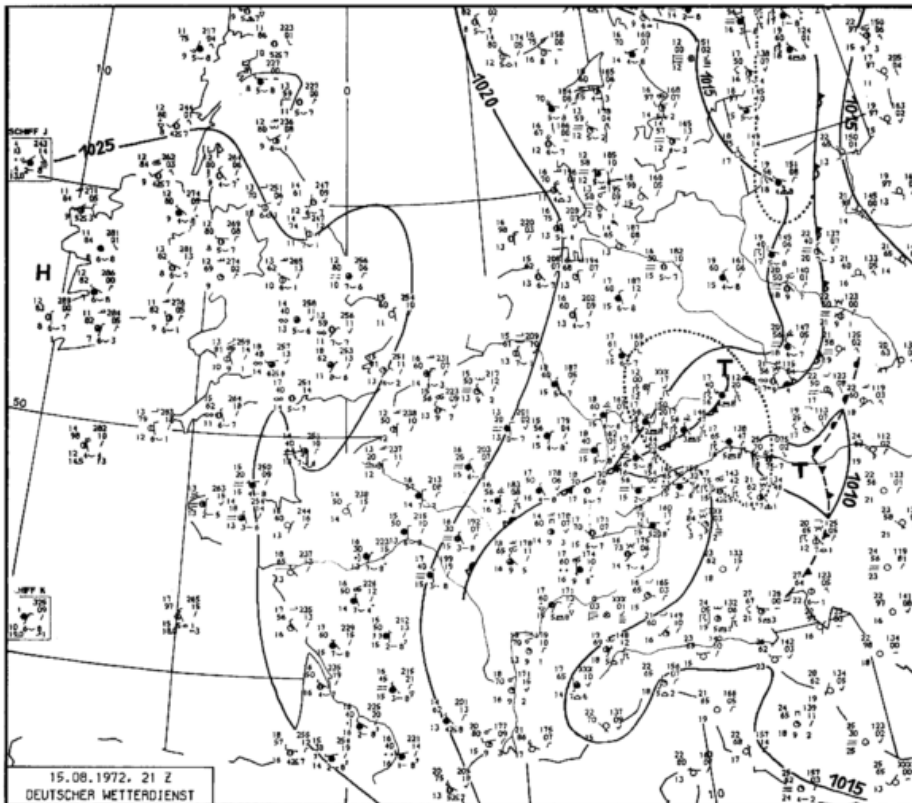


b) am 15. 8. 1972 09 Uhr

Abb. 3a—d: Bodendruckverteilung mit Gewitterzone (.....)



c) am 15. 8. 1972 15 Uhr



d) am 15. 8. 1972 21 Uhr

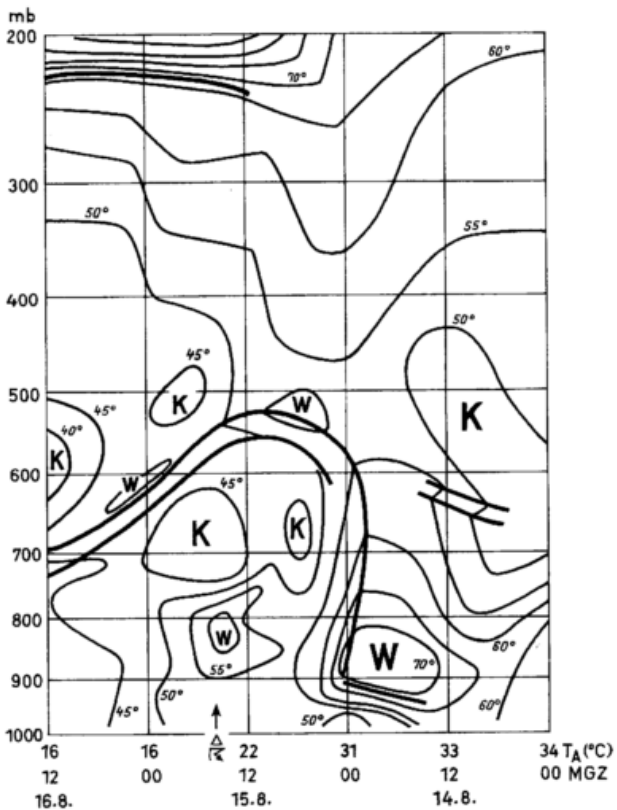


Abb. 4a) Zeitschnitt der äquivalent-potentiellen Temperatur für Stuttgart

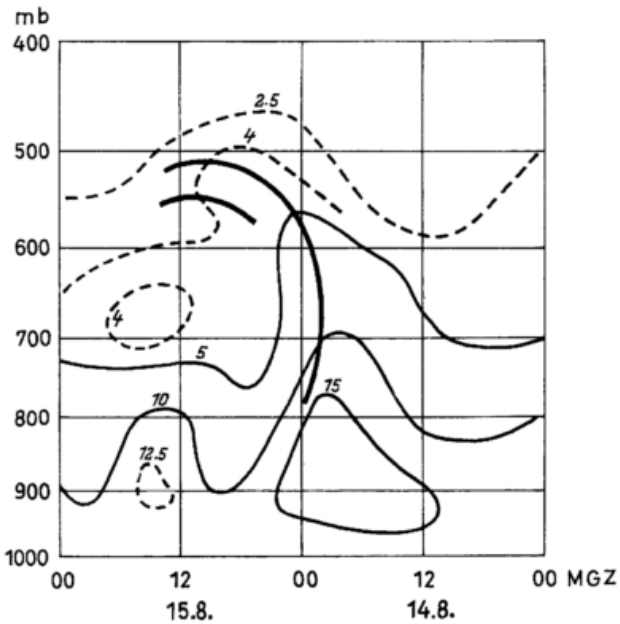


Abb. 4b) Zeitschnitt der spezifischen Feuchte [g/kg] für Stuttgart

masse mit einer spezifischen Feuchte  $S \geq 15 \text{ g.kg}^{-1}$ . Sie ist weitgehend labil geschichtet, aber dennoch bildet sich abends eine Bodeninversion mit einem Betrag von  $5^\circ \text{C}$  und einer Mächtigkeit von 400 m.

Nun bricht gegen Mitternacht die Kaltfront vom Westen her ein. Sie bewirkt besonders zwischen 800 und 600 mbar eine deutliche Abkühlung. Auch zeichnet sich die Front in dieser Schicht im Windfeld (Abb. 6) gemäß der thermischen Windgleichung gut ab. Es ist jedoch wichtig, daß mit der Kaltfrontpassage die Verhältnisse in den bodennächsten Schichten nicht sonderlich verändert werden. In dieser Nachthälfte ist nur oberhalb

900 mbar deutliche Labilität festzustellen, die wohl auch der Anlaß zu vielen Höhengewittern gewesen ist. Nicht zuletzt wegen der Gewitterniederschläge bleibt in den unteren Schichten die spezifische Feuchte  $S \geq 10 \text{ g.kg}^{-1}$ .

Die Gewittertätigkeit erlischt nun im Laufe der Nacht überraschend schnell, weil in Schichten oberhalb 500 mbar mit Südwinden eine Wärmeluftschaie herankommt, die bei 550 mbar eine stabile Begrenzung der eingeflossenen Kaltluft schafft. Der Vertikalschnitt (Abb. 4a) zeigt also einen gut abgegrenzten Kaltluftkörper mit dem Schwerpunkt bei 700 mbar, der nachmittags über Stuttgart hinwegwandert. Ferner fällt auf, wie parallel zur Annäherung des mitteltroposphärischen Kaltluftkörpers die Schicht zwischen 900 und 800 mbar wieder wärmer und feuchter wird. Äquivalentpotentielle Temperatur und spezifische Feuchte weisen nachmittags starke vertikale Gradienten auf. So ist belegt, daß in dieser Schicht die subtropische Wärmeluftmasse zurückkehrt, die nachts durch die Kaltfront verdrängt worden war.

Dies ist der Effekt der Aufblähung des Bodentiefs über Bayern. Deutlich zeigen Temperatur- und Windschnitt, wie sich zwischen 900 und 800 mbar mit schwachen nördlichen Winden (Rückseite des Hitzetiefs) eine Wärmeluftzunge unter den von Südwesten herannahenden Kaltluftkörper schiebt. Also wird in dieser Schicht die Wärmeluft von der Nordflanke des sehr flachen Hitzetiefs gegen Baden-Württemberg geführt. Daraus resultiert bereits zum 12 z-Termin in der Schicht zwischen 700 und 800 mbar eine außerordentlich starke Feuchtlabilität, die sich nachmittags etwa auf den Betrag  $\Delta\theta_{\text{ä}}/100 \text{ mbar} \geq 15^\circ$  steigert. Zugleich kann beobachtet werden, daß die obere Wärmeluftschaie nach Norden driftet und ab Mittag einer hochtroposphärischen Abkühlung den Platz freigibt, womit auch der hochtroposphärische Jetstream in Erscheinung tritt. Auch dadurch erhöht sich der Grad der Labilität, so daß nachmittags die gesamte Troposphäre in hohem Maße labil geschichtet ist.

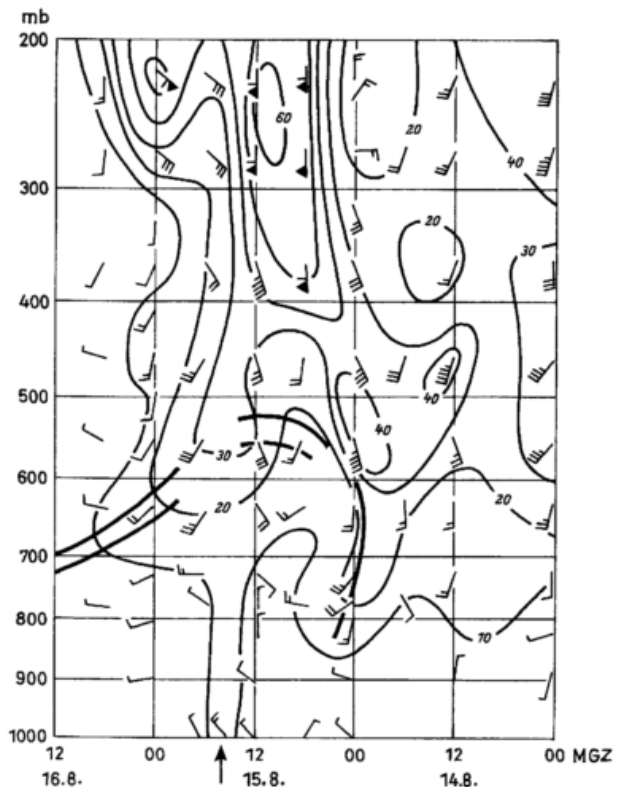


Abb. 4c) Windverteilung über Stuttgart

Die Überlagerung von oberer positiver Wirbeladvektion und unterer Labilisierung infolge geeigneter thermischer Advektion war im Verein mit dem hohen Feuchtevorrat in unteren Schichten für die Ausbildung der schweren Gewitter an diesem Nachmittag entscheidend.

### 3.2. Die vertikale Windverteilung

Zwar setzt sich die tatsächliche lokale Temperaturänderung in Abweichung von Gl. [3] aus der advektiven, der adiabatischen und der diabatischen Komponente zusammen (4), da aber die advektive Komponente in der freien Troposphäre fast immer überwiegt und die äquivalent-potentielle Temperatur gegenüber adiabatischen Vorgängen invariant ist, ist die thermische Advektion im oben geschilderten Sinne durch den Vertikalschnitt der äquivalent-potentiellen Temperatur nachgewiesen. Zugleich wird damit der Schluß von vertikaler Windänderung auf Temperaturadvektion im allgemeinen (4) erlaubt sein. Der Sachverhalt, den der Temperaturschnitt zutage bringt, wird deshalb auch völlig durch das Hodogramm in der Abb. 5 bestätigt. Da zusätzliche Windsondierungen von 06 z und 18 z vorliegen, ist diese Darstellung recht interessant:

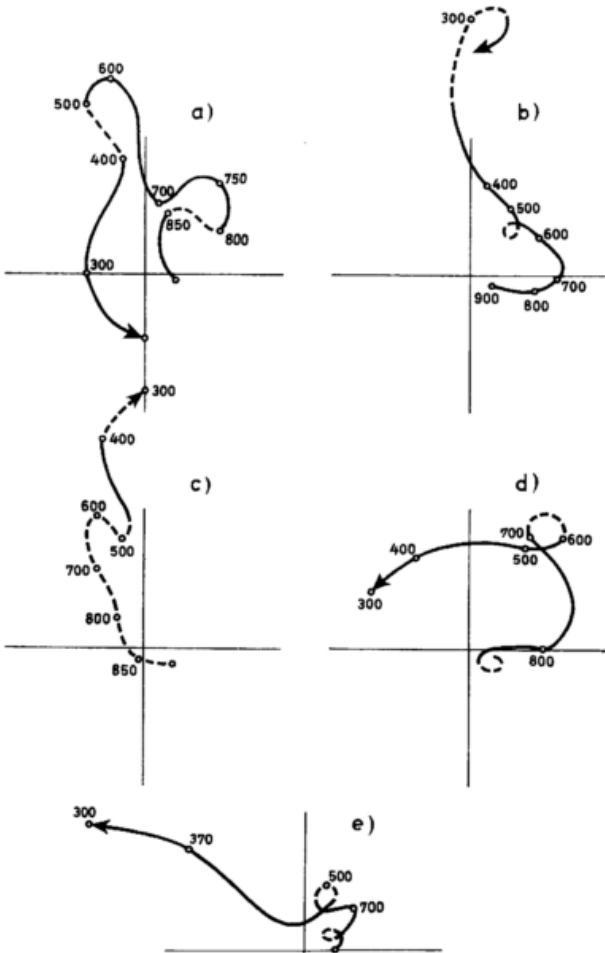


Abb. 5 Hodogramm Stuttgart  
 (Warmluftadvektion -----)  
 (Kaltluftadvektion —————)  
 a) am 15. 8. 1972 00 Uhr  
 b) am 15. 8. 1972 06 Uhr  
 c) am 15. 8. 1972 12 Uhr  
 d) am 15. 8. 1972 18 Uhr  
 e) am 16. 8. 1972 00 Uhr

Zunächst ist bei Stuttgart um 00 z (Abb. 5a) die Kaltluftadvektion nach der Kaltfrontpassage zu erkennen. Zum 06 z-Termin konzentriert sich diese Kaltluftadvektion auf die unteren Luftschichten, während zwischen 400 und 300 mbar Erwärmung vorhanden ist. Dies ist ein deutlicher Trend zur Stabilisierung. Gänzlich anders mittags: In den unteren Schichten hat nun Warmluftadvektion eingesetzt und zwischen 500 und 400 mbar herrscht wieder Kaltluftadvektion. Die damit signalisierte Labilisierung setzt sich mindestens bis 15 oder 17 Uhr fort, weil das die Zeit der besten Ausprägung des bayerischen Hitzetiefs wird. Die untere Warmluftadvektion wird gegen 18 Uhr verdrängt. Es ist nun oberhalb 800 mbar sehr kräftige Kaltluftadvektion festzustellen.

Die vertikale Windänderung spricht also in der Zeit zwischen 12 und 18 Uhr für starke Labilisierung.

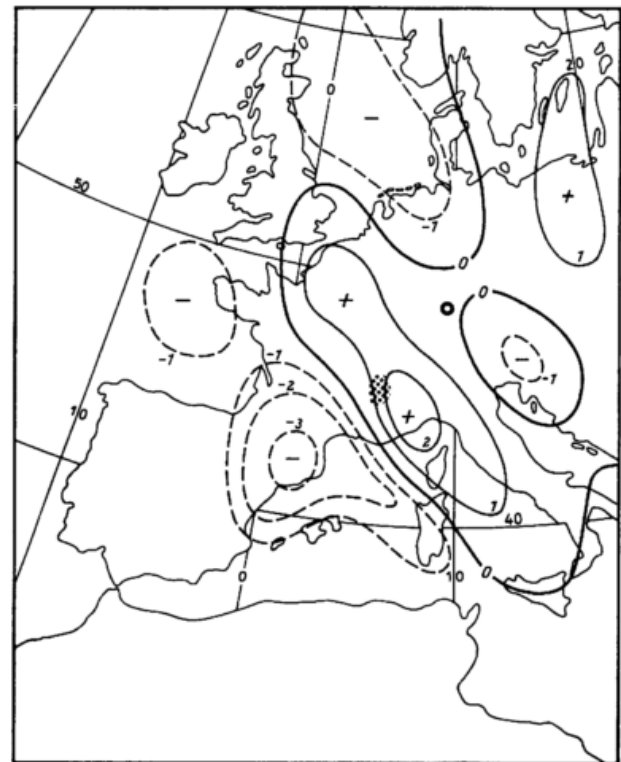
### 4. Der Hebungsvorgang

Wegen der starken vertikalen Windzunahme (siehe Abb. 4c) dominiert die Vorticityadvektion in der Höhe sehr deutlich über die des bodennahen Feldes. Deshalb ist mit der bisherigen Darstellung auch bereits indirekt die Omegagleichung erörtert worden, denn die Differenz

$$\frac{\partial}{\partial p} \left[ v_g \cdot \nabla_h \left( \frac{1}{f_0} \nabla_h^2 \Phi + f \right) \right]$$

(siehe Gl. [6]) wird im wesentlichen die Vorticityadvektion des Höhenfeldes repräsentieren.

Dennoch soll an dieser Stelle die rechte Seite von Gl. [6], nämlich die die Vertikalbewegung bestimmenden Kräfte, feldmäßig betrachtet werden. Dabei begnügen wir uns mit der Schicht 500/1000 mbar, weil die entscheidende Temperaturadvektion in tiefen Schichten stattfand. Die numerisch ermittelte Feldverteilung ist  $d^2/m^2 (\Delta^2 \omega) \sim -\omega$  in 750 mbar (in Einheiten von  $10^{-3}$  mbar/s). Positives Feld bedeutet Aufwärtsbewegung. Der Gewitterherd ist durch Schraffur kenntlich gemacht.



a) am 15. 8. 1972 00 Uhr

Abb. 6a-c: Approximative Vertikalbewegung in 750 mbar [ $10^{-3}$  mb s<sup>-1</sup>], Gewitterherd schraffiert. --- Abwärts-, ——— Aufwärtsbewegung.

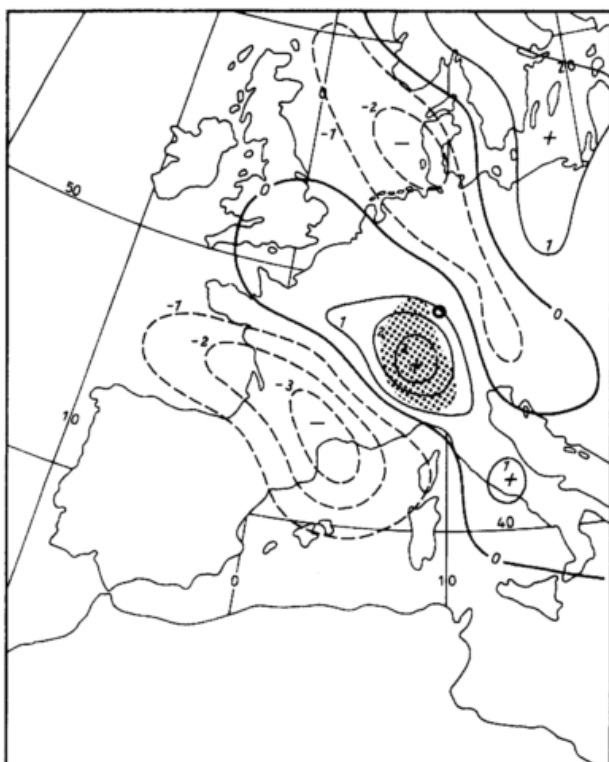


Abb. 6b: am 15. 8. 1972 12 Uhr

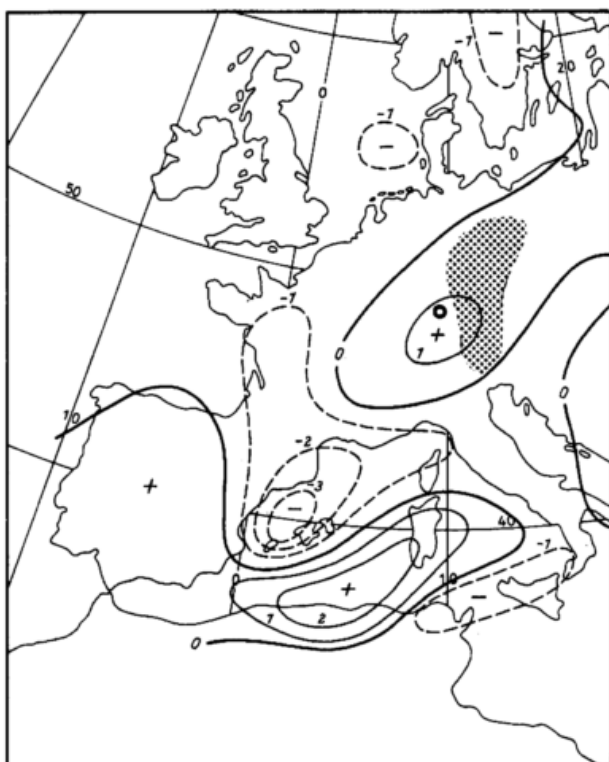


Abb. 6c: am 16. 8. 1972 00 Uhr

Am Morgen des 15. 8. liegt gemäß Abb. 6a über dem Westalpenbogen ein mäßig starkes Aufwindfeld ( $2,1 \cdot 10^{-3}$  mbar/s). Im Ostalpenbereich herrscht dagegen schwaches Absinken, und eine ausgeprägte Absinkzone befindet sich bei den Pyrenäen. Das Aufwindfeld über den Westalpen ist in dieser Phase wohl hauptsächlich der Wirkung der positiven Vorticityadvektion in hohen Schichten zuzuschreiben. Bis zum Mittag (Abb. 6b) hat sich dieses Hebungsgebiet zur Nord-schweiz verschoben, und nun beträgt das Maximum gar

$3,3 \cdot 10^{-3}$  mbar/s (das entspricht ungefähr 3 cm/s). Diese Intensivierung ist darauf zurückzuführen, daß nun das Gebiet der Warmluftadvektion südlich der Okklusion unter das Maximum der positiven Vorticityadvektion im Jetstreamniveau gelangt. Schließlich macht Abb. 6c einigermaßen deutlich, daß das positive Feld Stuttgart nachmittags passieren mußte.

Es ist sehr eindrucksvoll, wie sich die Gewitterzone mit dem Hebungsgebiet deckt. Demgegenüber liegt das Zentrum des Hitzetiefs über Ostbayern im Tagesverlauf unter einer schwachen Absinkzone.

Vergleicht man diese Feldverteilung mit dem Bild des Jetstreams in Abb. 1a, b, so tritt die Bedeutung der oberen Vorticityadvektion (bzw. die prognostische Bedeutung des Jetstreams mit seinem Divergenzfeld) ganz augenfällig hervor. Das Aufwärtsfeld (Gewitterherd) liegt auf der kalten Seite (unter positiver Vorticityadvektion) und das Abwärtsfeld (Hitzetief) auf der warmen Seite (unter negativer Vorticityadvektion) des Jetstreamdeltas.

### 5. Zusammenfassende Betrachtung

Es war demnach verhängnisvoll, daß gerade nachmittags, zur Zeit der stärksten Aufheizung im Bereich des Bodentiefs, die zyklonale Wirbeladvektion in hohen Schichten (in der Rückseite des Bodentiefs) ihrem Maximum zustrebte. Dieser zyklonenetische Impuls hatte angesichts der starken Labilität keine Mühe, sich zum Boden hin durchzusetzen und in den unteren Luftschichten die starken Aufwärtsbewegungen auszulösen, die in den Abb. 6 zum Ausdruck kommen.

Wir erblicken somit in dieser oberen Wirbeladvektion den letztlich auslösenden Faktor (Hebungsvorgang) für die heftige labile Umlagerung, nachdem die Temperaturadvektion zwischen 800 und 700 mbar ein  $\Delta\theta_a = 15^\circ\text{C}$  geschaffen hatte. So ist es auch einleuchtend, daß auf der Ostseite des Tiefs, wo die Wirbeladvektion in der oberen Troposphäre negativ war, trotz sehr starker Labilität (siehe Tab. 1, München) keine Gewitter entstanden. Dort wurde die Auslösetemperatur von rund  $35^\circ\text{C}$  nicht erreicht; und selbst wenn diese Temperatur erreicht worden wäre, hätte es wahrscheinlich keine schweren Gewitter gegeben, weil sich das identifizierte Abwindfeld überlagerte. Erst als das Aufwindfeld in der Nacht zum 16. 8. vom Westen her auf Ostbayern übergriff, änderte sich dort die Situation.

Dagegen war das Erreichen der Auslösetemperatur in der Rückseite des Bodentiefs kein notwendiges Kriterium für die Auslösung der Gewitter, weil anstatt dessen die großräumige Hebung existierte.

Tatsächlich ist in Stuttgart die zum Mittagstermin geforderte Auslösetemperatur  $T_a = 22^\circ\text{C}$  nicht erreicht worden. Das Temperaturmaximum  $T_m = 20^\circ\text{C}$  war nur um  $1^\circ\text{C}$  höher als die Temperatur zum Aufstiegstermin.

Der Temp von Stuttgart zum Mittagstermin (auf seine Darstellung wird hier wegen der Vertikalschnitte in den Abb. 4a, b verzichtet) zeigte bei 850 mbar eine schwache Inversion von  $1^\circ\text{C}$ . Von 850 bis 940 mbar herrschte Wasserdampf-sättigung. Die Inversion signalisierte den beginnenden Warmlufteinschub in dieser Schicht. Unmittelbar an der Inversionsobergrenze war eine 100 m mächtige Schicht mit einem trockenadiabatischen Gradienten vorhanden. Bei Verschärfung dieser vertikalen Gegensätze und bei der festgestellten allgemeinen Hebung mußte die unterhalb der Inversion bereits existierende Wolkenmasse regelrecht in die trocken-kalte Oberschicht hineinexplodieren.

Insofern erlaubt es der Sachverhalt, die Unwetter als Warmlufteinschubgewitter im Sinne von M. RODEWALD (5) einzustufen.

Eine Höhenkaltfront als vielleicht gewitterauslösender Faktor scheidet aus, da die mitteltroposphärische Abkühlung gemäß Abb. 4a bereits nachmittags ein vorläufiges Maximum erreicht hatte.

**6. Vertikalgeschwindigkeit und Labilitätsenergie**

Unter der hypothetischen Annahme, daß die vorhandene Labilitätsenergie  $E$  vollständig in kinetische Energie des Aufwindfeldes übergeht, ist die Aufwindgeschwindigkeit  $w$

$$\frac{1}{2} (w^2 - w_0^2) = E = - R_L \int_{p_0}^p (T - T_a) d \ln p. \quad [9]$$

(betriffts Ableitung siehe z. B. RAETHJEN (6)).

Nun war zum 12 z-Termin gemäß Tab. 1  
 $E = + 266 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-2}$ .

Mit  $w_0 = 0$  errechnet sich also die maximale Aufwindgeschwindigkeit

$$w = \sqrt{2E} = 23 \text{ m s}^{-1}.$$

Bei dieser Geschwindigkeit sollen z. B. nach amerikanischen Untersuchungen (11) Hagelkörper mit einem Durchmesser von 3 bis 4 cm in der Schwebe gehalten und damit erzeugt werden können. Nun liegt dem aber die maximale Aufwindgeschwindigkeit zugrunde, die aus vielerlei Gründen nicht erreicht werden kann. Andererseits ist der Konvektionsraum für den Wert  $E$  willkürlich durch das 400-mbar-Niveau begrenzt, und zudem war die Labilität nachmittags stärker als mittags. Insofern mag die Zahl  $w$  doch einigen Realitätswert besitzen. Genau überprüfen läßt sich dies leider nicht.

Weil der 12 z-Aufstieg nur sehr wenig repräsentativ war für die Vorgänge am Nachmittag, lassen sich auch die beobachteten Spitzenböen nur schlecht ableiten. Beinahe alle bekannten empirischen Verfahren - wie etwa die FAUSTSche Formel  $V_{[kn]} = 3.88 \cdot \Delta T$ , denen allen die Temperaturdifferenz zwischen der Warmluft vor dem Gewitter und der sogenannten "down rush temperature" zugrunde liegt, erbringen zu geringe Geschwindigkeiten. Lediglich die bei der amerikanischen Luftwaffe gebräuchliche Methode (11) ergibt  $V = 58 \text{ kn}$  nach der Beziehung  $V_{[kn]} = 13 \cdot \Delta T_{600}$ . Darin ist  $\Delta T_{600}$  eine Temperaturdifferenz in 600 mbar aus der Temperatur daselbst und der Feuchtdiabaten der Auslösetemperatur.

Leider gehen mehr oder weniger alle diese Verfahren von der Annahme aus, daß das Cumulus-Kondensationsniveau (CKN) über die Auslösetemperatur erreicht wird, von einer Voraussetzung also, die im vorliegenden Falle nicht erfüllt war. So gibt z. B. MALKOWSKI (7) ein Verfahren an, das die Gewitterböe aus der bei der Senkung der Isobarflächen unter dem regnenden Cumulonimbus freiwerdenden Energie zu berechnen erlaubt, sofern der Druck im CKN und die Temperaturdifferenz zwischen warmer Umgebung und dem "down rush" bekannt sind. Die Energie wäre dann gemäß Gl. [9]

$$E = -R_L \cdot \Delta T \cdot \ln \left( \frac{p_0}{p_{CKN}} \right) \quad [10]$$

Im vorliegenden Fall lag aber die Wolkenuntergrenze (940 mbar) bedeutend unter dem CKN (880 mbar), und die Untergrenze des das Unwetter erzeugenden Cumulonimbus wird mit Sicherheit noch tiefer gewesen sein. Einhellig sprechen alle Augenzeugenberichte davon, daß es mit beginnendem Unwetter finstere Nacht wurde. Wollte man gar diese Untergrenze als „quasi-CKN“ be-

trachten, dann ginge  $p_{CKN} \rightarrow p_0$  und  $\ln \left( \frac{p_0}{p_{CKN}} \right) \rightarrow 0$ , so

daß derart scheinbar keine Labilitätsenergie gewonnen werden könnte. Diese wird aber tatsächlich innerhalb der Wolke unterhalb der 0° C-Grenze durch Abkühlung infolge Schmelzens von Schnee und Hagel im Hagelschlauch gewonnen. Hierbei ist zu beachten, daß die Frostgrenze mittags noch oberhalb von 3000 m Höhe lag.

Ob zufällig oder nicht, die errechnete maximale Aufwindgeschwindigkeit und die beobachteten Spitzenböen von 28 m/s am Erdboden waren nahezu gleich groß. Da die Aufwindgeschwindigkeit wenigstens als qualitatives Maß für die vertikale Mächtigkeit oder die Intensität des Cb gelten darf, liegt ein Zusammenhang zwischen den beiden Geschwindigkeiten nahe. Unter diesem Blickwinkel ist z. B. eine Untersuchung von VATYAN und PESKOW (8) mit dem Ziel durchgeführt worden, eine Beziehung zwischen der Höhe des Gewitterturmes (Bestimmung mittels Radar) und der Stärke der beobachteten Gewitterböen zu finden. Nur scheint das statistische Ergebnis nicht sehr repräsentativ für die Verhältnisse in Mitteleuropa zu sein.

Die großen Böengeschwindigkeiten liefern nach MALKOWSKI (7) auch eine Erklärung der ungewöhnlichen Regen- und Hagelintensitäten. In Tübingen fielen in 45 Minuten fast 80 Liter Wasser pro m². Aber allein in den ersten 3 Minuten des Unwetters waren es 40 l/m²! Dagegen wurden im Stadtgebiet Stuttgarts nur 54 l/m² im Zeitraum von einer Dreiviertelstunde gemessen. Daß es dennoch in Stuttgart und nicht in Tübingen zur Katastrophe gekommen ist, läßt die Gefährdung des Stuttgarter Talkessels erkennen.

**7. Abschließende Charakterisierung des Unwetters**

Die Gewitter waren keinesfalls vom Typ des Tropengewitters als dem Prototyp des Wärmegewitters. Ein solches hätte vor der Kaltfront erwartet werden müssen. Auch konnten die Unwetter nicht als frontgebundene oder rein luftmasseninterne Erscheinung angesehen werden, weil sich zwei völlig verschiedene Luftmassen vertikal überlagerten. Wie bereits ausgeführt, ist es am besten, von Warmlufteinschubgewittern zu sprechen. Bereits die Gottleuba-Katastrophe vom 8. 7. 1927 (9) (10) legte beredtes Zeugnis davon ab, von welcher großen Heftigkeit dieser Gewittertyp sein kann.

Die heftigen Gewitter am Nachmittag des 15. 8. 1972 waren ein sehr zwangsläufiges - und keinesfalls zufälliges - Phänomen des atmosphärischen Zustandes, weil die Rückseite des flachen Bodentiefs im Tagesverlauf zu einer die gesamte Troposphäre erfassende Instabilitätszone wurde. Vermöge des Zusammentreffens von einem Maximum zyklonaler Vorticityadvektion in hohen Schichten mit dieser Labilisierungszone - verursacht durch die zurückkehrende Warmluftzunge in untersten Schichten - mußte es zu konvektiven Umlagerungen kommen.

Abschließend darf festgestellt werden, daß die eingangs diskutierten Kriterien für das Zustandekommen schwerer Gewitterunwetter im vorliegenden Fall nahezu gänzlich erfüllt waren. Das Studium der konvektiven Labilität ist deshalb für die Gewitterprognose von großer Wichtigkeit, denn der beschriebene Vorgang ist im Hochsommer namentlich in Süddeutschland relativ häufig, jedoch nicht immer von so großer Heftigkeit.

Wenn in der Untersuchung ein relativ einfacher, weil typischer Sachverhalt (Warmlufteinschub) zutage tritt, so kann dies nicht darüber hinwegtäuschen, daß die Gewitterprognose in einer gegebenen aktuellen Situation unverändert schwierig und gar die gezielte Warnung vor einem solchen engbegrenzten Unwetter nahezu unmöglich sind.

### Literatur

- (1) FAWBUSH, E. J.; MILLER, R. C.: A method for forecasting hailstones size at the earth' s surface. Bull. Amer. Meteor. Soc. 34 (1953) No. 6, S. 235—244.  
The types of airmasses in which North American tornadoes form. Bull. Amer. Meteor. Soc. 35 (1954) No. 1, S. 154—165.
- (2) PETERSSEN, S.: Weather Analysis and Forecasting. Vol. 2, Chapter 25, S. 156—173, New York 1956.
- (3) STÜVE, F. Thermodynamik der Atmosphäre. In: GUTENBERG, Handbuch der Geophysik. Berlin 1937. Bd. 9, S. 174.
- (4) DAHLER, H.: Labilisierung und Gewitterbildung durch thermische Advektion. Z. Meteor. 18 (1966) Nr. 8, S. 293—301.
- (5) RODEWALD, M.: Das norddeutsche Hochdruckgewitter vom 19. Aug. 1932. Ann. Hydrogr. 63 (1935) S. 23.
- (6) RAETHJEN, P.: Einführung in die Physik der Atmosphäre. Leipzig u. Berlin 1942. Bd. 2: Meteor. Aerodynamik, S. 57.
- (7) MALKOWSKI, G.: Bemerkungen zum Zustandekommen großer Regenintensitäten bei Schauern und Gewittern. Beitr. Phys. Atmosph. 38 (1965) Nr. 2, S. 91—96.
- (8) VATYAN, M. R.; PESKOW, B. Y.: Studies of conditions for originating strong wind gusts in thunderstorm-hail processes over the northern Caucasus. Meteor. i. Gidrol. Nr. 8 (1972) S. 31—37.
- (9) SCHERHAG, R.: Neue Methoden der Wetteranalyse und -vorhersage. Berlin: Springer 1948. S. 263—295.
- (10) DIETZSCHOLD, G.: Das Unwetter über dem östlichen Erzgebirge am 8. 7. 1927. Wetter 45 (1928) S. 105—135.
- (11) Arbeitspapier USAF (AWSM 105—37).