

DAS NEUE BILD VON DEN ATMOSPHERÄRISCHEN FRONTEN

Mit 18 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Photo

HELMUT KRAUS

*Summary:* The new view of atmospheric fronts

Fronts play a major role in meteorology. This is true for synoptic-scale fronts as frequent weather phenomena as well as for small-scale fronts, e. g. sea-breeze fronts. However, for many scientists and practitioners understanding of these phenomena is still connected with the air-mass theory of the early twenties of this century. But together with the enormous progress in meteorology conceptual thinking concerning this topic has changed drastically, and a new view of atmospheric fronts has developed. This article tries to elucidate this new look avoiding complex mathematical formalisms.

In doing so, emphasis is laid on: (a) the definition of a front as a three-dimensional domain, in which the gradient of any atmospheric characteristic (in most cases the temperature gradient) possesses large values compared with those in the environment; (b) the processes of cross-front circulation (being responsible for precipitation) and frontogenesis, which are closely related to each other; (c) the along-front jet; (d) the coupling of frontogenesis and cyclogenesis; (e) the large variety of the frontal structures and of the frontal forcing, both are responsible for the large variety of the weather connected with fronts.

Fronts always belong to atmospheric motion systems of a larger (than the frontal) scale; they are structure elements or simply parts of their parent motion system. In this sense this article deals mainly with synoptic-scale fronts belonging to mid-latitude cyclones. But in addition, it will also consider fronts, which are parts of meso- or micro-scale motion systems.

1 Einleitung: Skalen, konzeptionelle Modelle, Beobachtungen

In der Atmosphäre gibt es eine Fülle von Bewegungsformen oder Bewegungssystemen, das sind – um nur einige, allerdings prominente Beispiele zu nennen – Wellen von unterschiedlicher Wellenlänge (z. B. von nur ~5 km bei Bergwellen, aber auch von ~5000 km bei planetaren Wellen), Wirbel von unterschiedlichem Durchmesser (z. B. von nur ~1 mm bei Dissipationswirbeln, aber auch von 5000 km, letzterer als großes Zentraltief etwa den ganzen Nordatlantik überdeckend) oder Konvektionszellen (z. B. ausgeprägt als kleine Cumuluswolke, aber auch als ein riesiges Gewitter von mehr als 30 km Durchmesser, das dann bei einem *multi-cell storm* aus einer Reihe von ständig neu entstehenden und rasch wieder vergehenden Teilzellen besteht). Man kann diese Bewegungssysteme vom Erdboden oder vom Flugzeug

aus oder im Satellitenbild sehen, wenn sie durch Tracer, wie Wolken oder Staub, markiert sind. Die einzelnen Formen sind gekennzeichnet durch ihre Größe (ihre Längenskalen  $L_x$  und  $L_y$ , wobei  $x$  und  $y$  die Horizontalkomponenten bedeuten, und ihre Höhengskala  $L_z$ ) und durch die Zeit (Zeitskala  $T$ ), die sie benötigen, um über einen Beobachter hinweg zu ziehen (man denke an ein Mittelbreiten-Tief), oder durch ihre Lebenszeit (man denke an eine Gewitterwolke oder eine einzelne Zelle eines *multi-cell storm*, letztere lebt kaum länger als 30 min). Skala heißt hier Größenordnung, Maßstab; man meint also keine exakten Längen und Zeiten, sondern eben Größenordnungen und unterscheidet so:

	$L_{x,y}$ in km	$T$
Globale Skala	> 5000	> 6 d
Synoptische Skala	5000 bis 300	6 d bis 10 h
Mesoskala	300 bis 1	10 h bis 10 min
Mikroskala	1 >	10 min >

Damit sieht man sehr klar, daß nur Phänomene in der Mikroskala und der kleineren Mesoskala vom Boden aus ganz überschaut werden können; das geht aber bereits beim „König der mesoskaligen Prozesse“, einem Gewittersturm, mit z. B.  $L_{x,y} \sim 25$  km nicht mehr. Satelliten dagegen können nicht nur die ihnen zugewandte „Scheibe“ (*full disc*) des Globus überschauen, sondern haben im allgemeinen ein Auflösungsvermögen bis herab zur Längenskala von 1 km oder sogar kleiner.

Dieser Aufsatz befaßt sich mit dem „Bild“ oder der „Vorstellung“, die wir von atmosphärischen Fronten haben. Dies bedeutet, daß jeder, der sich mit Fronten befaßt, in seinen Gedanken ein Modell entwirft, wie eine Front im Raum – also dreidimensional – aussieht. In der Meteorologie unterscheidet man „Mathematisch-Physikalische Modelle“ (das sind Rechenmodelle, im wesentlichen ein Satz von die physikalischen Prozesse und Zustände beschreibenden Differentialgleichungen mit entsprechenden Rand- und Anfangsbedingungen) von „Konzeptionellen Modellen“, die aus bildhaften, durch physikalische Gesetze untermauerten Vorstellungen bestehen. Jeder, der die komplexen Vorgänge und Zustände, z. B. in einer Gewitterwolke, mit Hilfe eines numerischen Modells herausfinden will, wird auch

ein Bild von den Prozessen haben und – das kommt nun noch hinzu – vor allem auch nach den Ergebnissen von Beobachtungen und Messungen schauen. Abbildung 1 verdeutlicht diesen Zusammenhang.

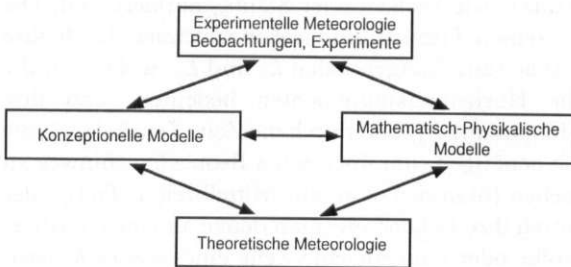


Abb. 1: Schema der Komponenten meteorologischer Forschung und ihrer Wechselbeziehungen

Die mathematisch-physikalischen Modelle weisen eine sehr unterschiedliche Komplexität auf; es können analytische Modelle sein, mit zunehmender Komplexität überwiegen jedoch die numerischen Modelle. Als fünfte Komponente ließe sich die Angewandte Meteorologie mit ihren Wechselbeziehungen zu jeder der gezeigten Komponenten darstellen

Schema of the components of meteorological research

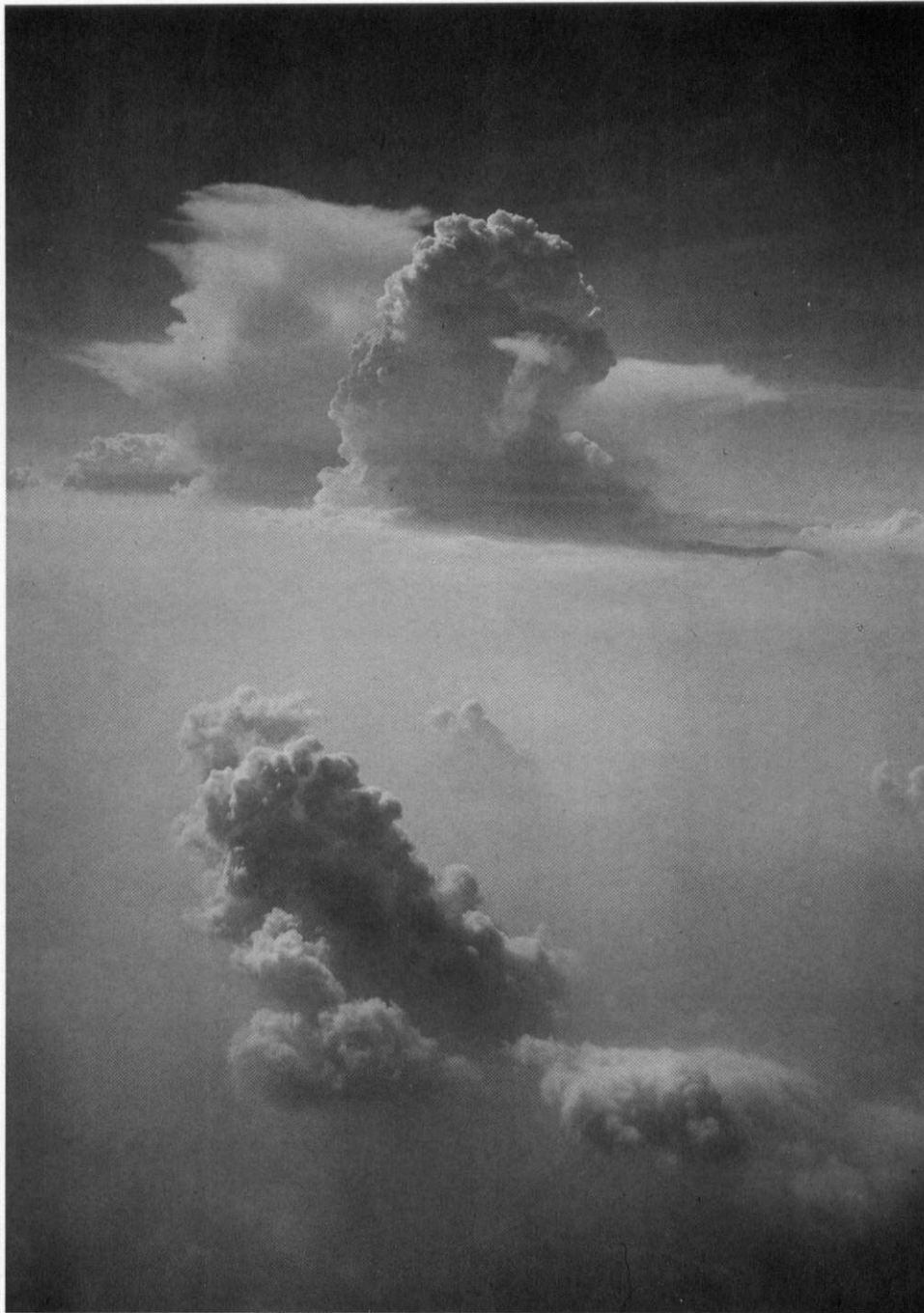
Die meisten Leser wissen – oder meinen zu wissen –, was eine Front ist. Sie haben Kaltfronten und Warmfronten im Zusammenhang mit dem Durchzug eines Mittelbreiten-Tiefs selber beobachtet. Bei mancher Warmfront erkannten sie den lange dauernden Aufzug von Bewölkung, zuerst im Cirrus-Niveau, dann langsam übergehend in Alto-Stratus und Nimbostratus, wie es schon von J. BJERKNES (1919) beschrieben wurde. Als Deutung dieser Beobachtung bot sich das Aufgleiten von wärmerer auf kältere Luft an. In der Synoptischen Meteorologie lokalisiert man die Bodenfront dort, wo die „Grenze“ (es ist sehr problematisch, wie man eine solche Grenze definieren soll, aber hier setzt teilweise auch das „neue Bild“ an, siehe weiter unten) zwischen der kälteren und der wärmeren Luft am Boden auftritt; also läßt sich der Frontdurchgang auch am zeitlichen Verlauf der 2 m-Temperatur verfolgen. Kaltfronten sind am schönsten im Sommer, wenn sie mit starken Gewittern (Frontgewitter, perlschnurartig aufgereiht entlang der Front, siehe einige Zellen auf Photo 1) das Regime von subtropischer Warmluft beenden. Die einzelnen Cumulonimbus-Zellen sind dabei vom Satelliten aus wegen der weitflächigen Cirrus-Schirme oft nicht zu sehen. Photo 1 zeigt solche Zellen, wie man sie vom

Flugzeug aus beim Überfliegen einer Front beobachten kann.

Der aufmerksame Beobachter hat aber auch bemerkt, daß der Durchzug einer Front nicht immer nach dem Schema verläuft, das er sich zurechtgelegt hat oder das durch ein anderes konzeptionelles Modell (z. B. die Polarfront-Theorie, s. unten) nahegelegt wird. Er weiß, daß es eine große Mannigfaltigkeit des Wettergeschehens im Zusammenhang mit Frontdurchgängen gibt. Es kommt z. B. vor, daß die Temperatur an einer starken Kaltfront fällt, ohne daß unmittelbar an der Front ein Tropfen Regen heruntersinkt, daß es aber ein ausgedehntes Niederschlagsgebiet weit hinter (oder Stunden nach) der Bodenfront gibt; solche Prozesse lassen sich überhaupt nicht in die üblichen konzeptionellen Modelle von Fronten einordnen. Es ist so äußerst schwierig, sich ein Bild davon zu machen, was an einer Front vor sich geht; der Beobachter möchte dies aber gerne wissen. Dieser Aufsatz will bei der Suche nach solchem Wissen behilflich sein.

Um dies nun zu beginnen, gehen wir von einer anderen Beobachtung aus: Im Satellitenbild sieht man Fronten häufig als langgestreckte ( $L_y \sim 3000$  km), aber verhältnismäßig schmale ( $L_x \sim 300$  km) Gebiete, markiert durch starke Bewölkung. Abbildung 2 zeigt zwei Fälle solcher Wolkenbänder. Man weiß, daß in diesen Gebieten auch enorme Wettererscheinungen (starke Horizontal- und Vertikalwinde, Niederschläge, Böen, Drucksprünge) stattfinden, aber nicht auf der ganzen Breite, in der man vom Satelliten aus Wolken sieht. Deshalb geben wir hier als Front-Skala (Breitenskala)  $L_x \sim 100$  km an. Man weiß auch, daß die Luft davor und dahinter durchwegs unterschiedlich temperiert ist. Im Zeitablauf eines Satelliten-Films erkennt man zweierlei: dies Band bewegt sich im allgemeinen quer (diese Richtung sei im folgenden mit der Koordinate  $x$  bezeichnet) zu seiner Längserstreckung (die Längsachse sei die  $y$ -Richtung), aber die einzelnen Wolkenzellen dieser Kaltfront besitzen auch eine sehr rasche Bewegung in Längsrichtung, das ist in den Kaltfronten der Nord-Halbkugel nach links, wenn man quer zur Front von der kalten zur warmen Luft schaut. Diese Bewegung in  $y$ -Richtung (Jet entlang der Front) ist in Abbildung 2 mit einem Pfeil im jeweiligen Wolkenband gekennzeichnet.

Das Geschehen an Fronten ist so vielfältig, daß hier nur ganz wenige Beobachtungen angedeutet werden können. Alles, was man sieht oder sehen kann, erscheint wichtig für das Verständnis der Prozesse; das Beobachtete muß aber dann auch mit abstraktem theoretischem Wissen (so wie in Abb. 1 skizziert)



*Photo 1:* Konvektions-Zellen einer mitteleuropäischen sommerlichen Kaltfront vom Flugzeug aus aufgenommen (Flughöhe ca. 10 000 m)  
Convection cells of a summertime cold front over central Europe as seen from an aircraft

zusammengebracht werden. Gerade diese Kombination erfüllt einerseits die Theorien mit Leben und ordnet andererseits die Fülle der Beobachtungen.

In bezug auf die Front-Skala  $L_x \sim 100$  km bezeichnet man die Strukturen innerhalb der Front (z. B. einzelne Konvektionszellen) als subskalig, aber die



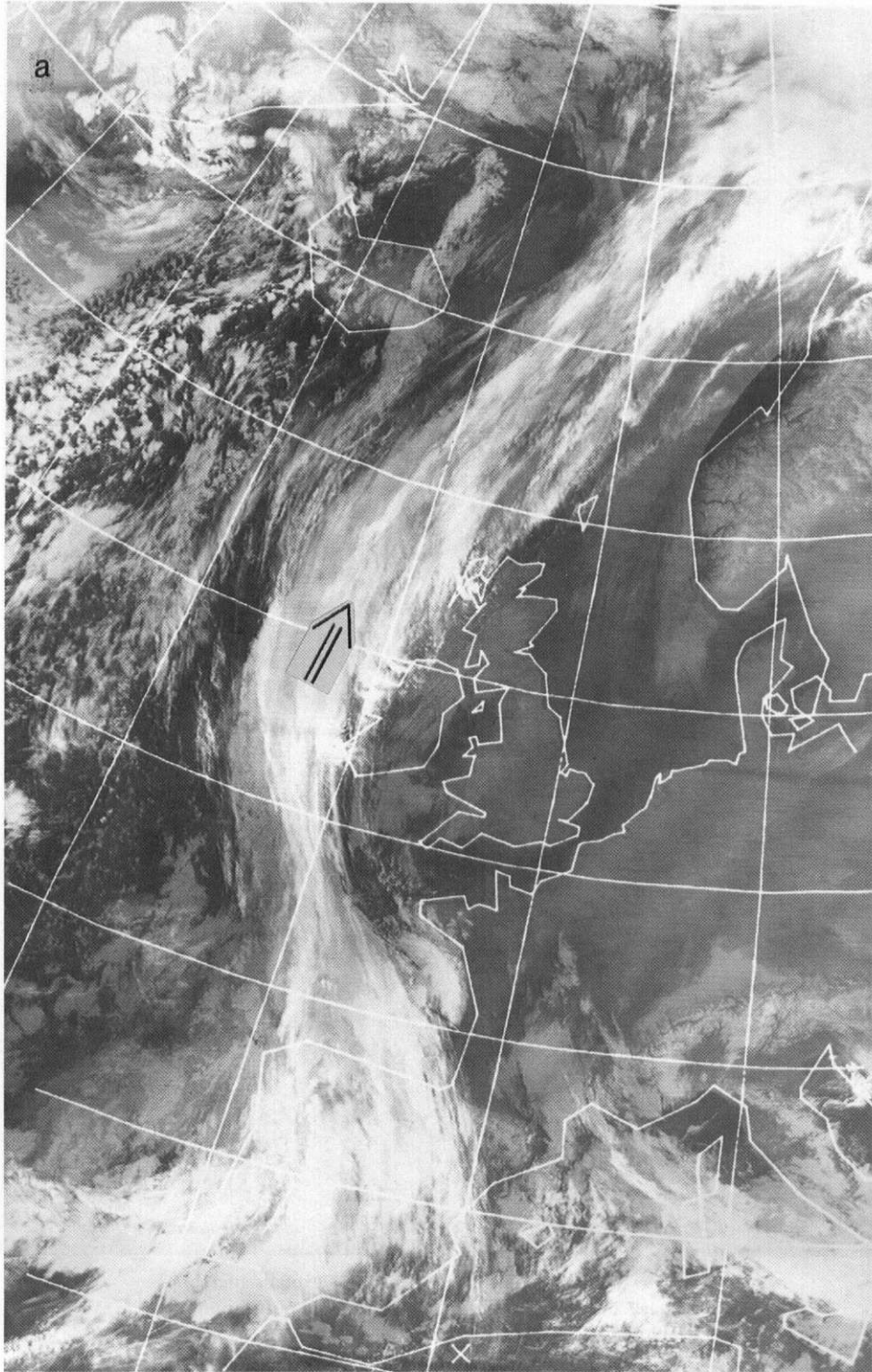


Abb. 2a: Wolkenband, das zu einer Kaltfront gehört, vom Satelliten NOAA 11 aus im Infrarot-Kanal 10.3 - 11.3  $\mu\text{m}$  beobachtet; 16. 1. 1991, 13.55 GMT

Quelle: University of Dundee

Cloud band of a cold front observed by the NOAA 11 satellite



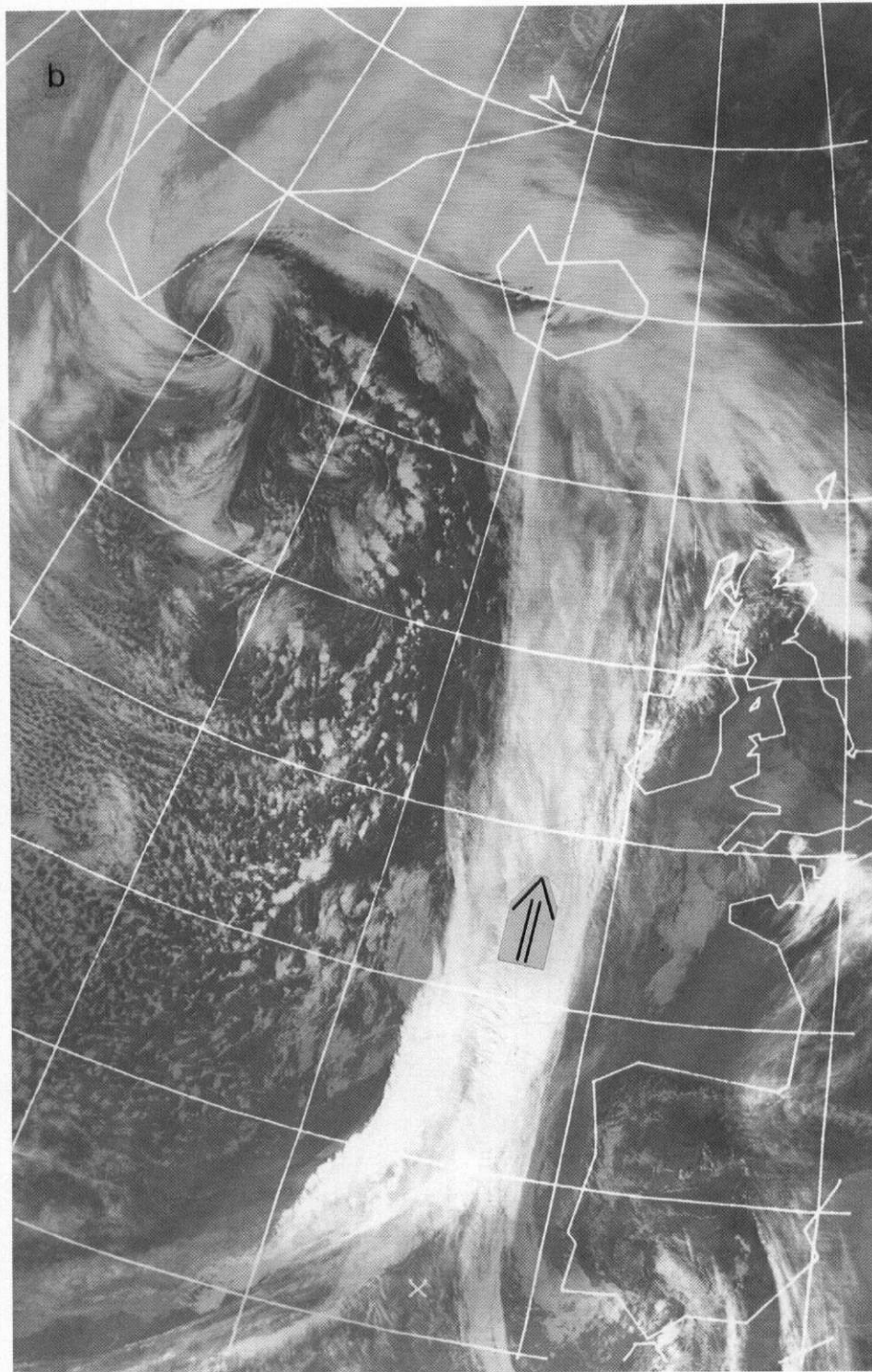


Abb. 2b: Wolkenband, das zu einer Kaltfront gehört, vom Satelliten NOAA 11 aus im Infrarot-Kanal  $10.3 - 11.3 \mu\text{m}$  beobachtet; 25. 2. 1991, 14.51 GMT

Quelle: University of Dundee

Cloud band of a cold front observed by the NOAA 11 satellite

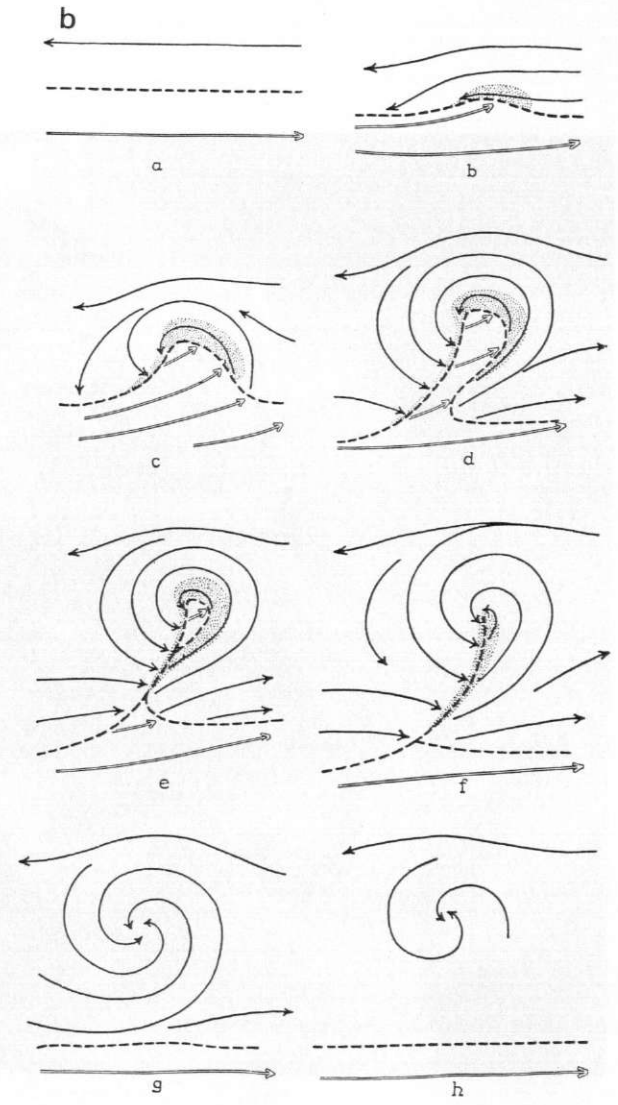
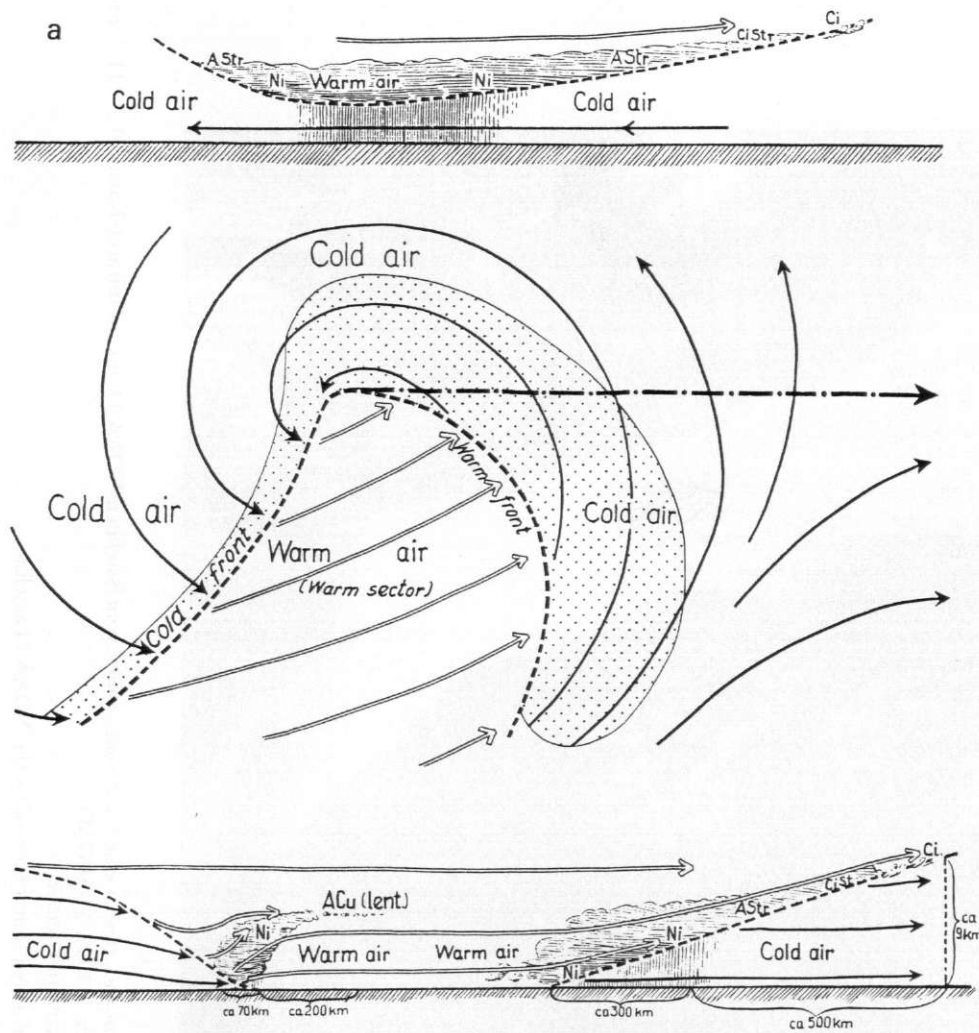


Abb. 3: Zwei Darstellungen aus der richtungsweisenden Publikation von J. BJERKNES und H. SOLBERG (1922): a) Die Ideal-Zyklone; b) Der Lebenslauf einer (Mittelbreiten-)Zyklone  
 Two figures from the pioneering publication by J. BJERKNES and H. SOLBERG (1922): a) idealized cyclone, b) the life cycle of cyclones

atmosphärischen Felder, in die die Front eingebettet ist, als supraskalig. Wir werden sehen, daß die supraskaligen Felder die Front antreiben (*forcing*) und daß die sehr unterschiedlichen supraskaligen (das sind die synoptisch-skaligen) Felder verantwortlich sind für die sehr große Mannigfaltigkeit der Erscheinungsformen an Fronten.

## 2 Die (alte) Polarfronttheorie

In Abbildung 2 hatten wir ein langgestrecktes, durch starke Bewölkung markiertes Gebiet als Front identifiziert. Je nachdem, ob an so einem Gebiet kältere gegen wärmere Luft vordringt oder umgekehrt, spricht der Meteorologe von einer Kaltfront oder einer Warmfront. Diese Bezeichnung „Front“ (lat.: *frons* = Stirn, Vorderseite) wurde in der Zeit des Ersten Weltkrieges, als die Welt sich an Fronten bekämpfte, in die Meteorologie übernommen. Sie erlangte ihre Bedeutung vor allem in der „Polarfronttheorie“, die die Entwicklung von Frontensystemen zusammen mit der Entwicklung von Zyklonen mit Hilfe eines konzeptionellen Modelles erklärt. Diese Theorie wurde 1922 von J. BJERKNES und H. SOLBERG veröffentlicht (eine vorauslaufende Publikation stammt von J. BJERKNES aus dem Jahre 1919), und nach ihren Grundgedanken werden heute immer noch die Boden-Wetterkarten analysiert, weil die in diese Theorie eingehenden Beobachtungen prinzipiell richtig sind. Wichtige Erweiterungen stammen vor allem von T. BERGERON (1928; 1934; siehe auch 1937). Diese Polarfronttheorie hat so breiten Eingang in alle Lehrbücher gefunden, daß sie hier nicht beschrieben werden muß.

In Abbildung 3 seien nur zwei Seiten aus der Original-Publikation zur Erinnerung wiedergegeben. In Abbildung 3b sieht man den „Lebenslauf eines Tiefs“: Aus einer schon vorhandenen Front (verstanden als Temperaturdiskontinuität oder einer engen Übergangszone zwischen warmer Luft im Süden und kälterer im Norden, nämlich der „Polarfront“) entwickelt sich eine Welle, die auf der Vorderseite wärmere Luft nach Norden und auf der Rückseite kältere nach Süden strömen läßt und so aus der vorhandenen Temperaturdiskontinuität eine Warmfront und eine Kaltfront gebiert. Diese Welle entwickelt sich, wie die acht Darstellungen in Abbildung 3b zeigen. In Abbildung 3a ist noch einmal groß diese Welle im Reifezustand dargestellt; und zu den bisher beschriebenen Horizontalschnitten werden nun noch Vertikalschnitte an bestimmten Stellen durch diese Störung gezeigt. Diese präsentieren den vertikalen Aufbau

von Warm- und Kaltfront mit den erwarteten Neigungen und suggerieren, daß an der Warmfront die warme Luft auf die kalte aufgleitet und daß an der Kaltfront sich die kalte Luft als Keil unter die warme schiebt. Die Darstellung zeigt auch, wie durch die Strömungen an den Diskontinuitätsflächen (z. B. das Aufgleiten der Warmluft) Wolken und Niederschlag entstehen. Diese zweidimensionale Darstellung ist, verbunden mit Vorstellungen über Vertikalbewegungen der Luft an den materiell gedachten Grenzflächen zwischen den verschiedenen Luftmassen, sehr stark in das Bewußtsein von allen an Fronten Interessierten (ob Meteorologen oder Geographen oder anderen) eingedrungen. Diese Darstellung induziert auch eine schematische Vorstellung über den Wetterablauf an Warm- und Kaltfronten, die unter Umständen den Blick für eine mögliche große Mannigfaltigkeit des Wetters an Fronten trüben kann. Besonders interessant ist der aufgezeichnete Zusammenhang zwischen der Entwicklung der Fronten und der Entwicklung der Zyklone, also zwischen Frontogenese und Zyklonogenese.

Bei diesem konzeptionellen Modell hat man immer wieder versucht, auch über die Vorstellungen hinaus und diese untermauernd Rechnungen durchzuführen. Dabei gibt es eine Reihe von Problemen, so die, wie man die ‚einheitlichen‘ Luftmassen vor und hinter der Front charakterisieren soll, eventuell durch eine konstante Dichte (wobei die Dichte der kälteren Luft größer ist als die der wärmeren) oder durch eine einheitliche potentielle Temperatur. Aber beides geht eigentlich nicht, weil weder die Dichte noch die potentielle Temperatur höhenkonstant sind. Zwei Rechnungen seien hier erwähnt und in Abbildung 4 skizziert. Sie gelten natürlich nur für den gedachten Fall einer materiellen Grenzfläche zwischen zwei unterschiedlichen, in sich aber einheitlichen Luftmassen. Die erste Rechnung fußt auf der dann physikalisch notwendigen dynamischen Grenzflächen-Bedingung an der Front, die zweite auf der dann ebenso zu fordernden kinematischen Grenzflächen-Bedingung.

Die dynamische Grenzflächenbedingung verlangt, daß der Luftdruck an der Fläche keinen Sprung aufweist; das heißt auch, daß er an jedem Punkt der Fläche an jeweils beiden Seiten gleich groß ist. Zeichnet man deshalb (wie in Abb. 4a) die Höhen von verschiedenen Druckflächen  $p_0$ ,  $p_0 - \Delta p$ , ... (letztere liegen in der wärmeren Luft weiter auseinander als in der kälteren), so sieht man, daß die dynamische Grenzflächenbedingung nur erfüllt werden kann, wenn die Grenzfläche selber eine bestimmte Neigung hat. Diese ist natürlich vom Unterschied des vertikalen Abstandes der Druckflächen, aber auch von ihrer



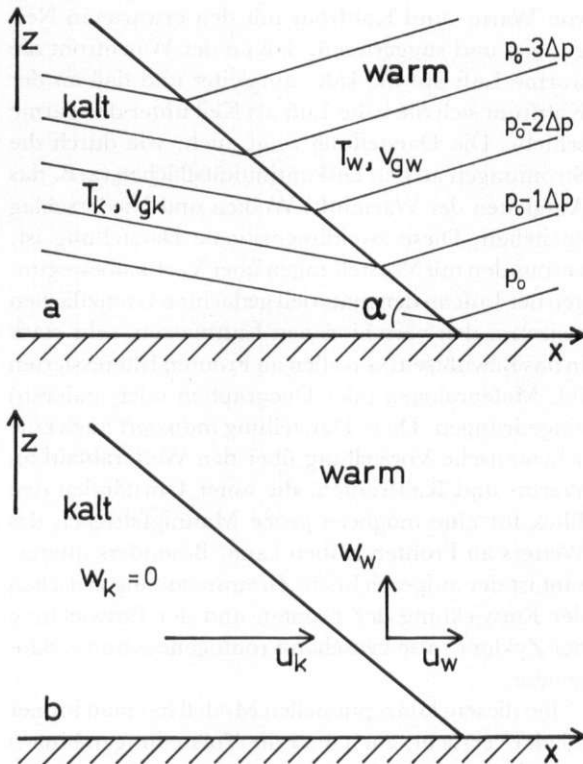


Abb. 4: Rechnungen zur Luftmassen-Theorie  
Air mass theory estimates

Neigung gegen die x-Achse (also von  $\partial p / \partial x$ , und dies ist proportional dem geostrophischen Wind senkrecht zur Zeichenebene) abhängig. Die Frontneigung  $\alpha$  wurde so von MARGULES (1906) abgeleitet zu

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{f \bar{T}}{g} \frac{v_{gw} - v_{gk}}{T_w - T_k} \quad [1]$$

mit  $f$  = Coriolisparameter,  $g$  = Schwerebeschleunigung,  $T_w$  = Temperatur in der warmen und  $T_k$  = Temperatur in der kalten Luft,  $\bar{T} = 1/2 (T_w + T_k)$ ,  $v_{gw}$  = geostrophischer Wind in y-Richtung (d. i. senkrecht zur Zeichenebene) in der warmen und  $v_{gk}$  in der kalten Luft. Beachte, daß dem gesamten Bereich der kalten und der warmen Luft jeweils nur ein Wert von  $v_g$  und  $T$  zugeordnet wird.

Die kinematische Grenzflächenbedingung verlangt, daß die Luftbewegung senkrecht zur Grenzfläche (an jeder Stelle) auf der warmen Seite genau so groß ist wie auf der kalten; andernfalls gäbe es eine Diskontinuität. Ist z. B. der Horizontalwind  $u_k$  auf der kalten Seite größer als der Horizontalwind  $u_w$  auf der warmen (wie im Beispiel der Abb. 4b, wo zusätzlich angenommen wird, daß der Vertikalwind auf der kalten Seite gleich Null sei), dann wird dadurch auf der warmen Seite ein aufsteigender Vertikalwind  $w_w$

erzwungen. Umgekehrt ist es, wenn der Horizontalwind auf der warmen Seite größer ist als auf der kalten.

Zusammenfassend kann man sagen, daß diese Theorie oder dieses konzeptionelle Modell folgende Merkmale besitzt:

- Fronten werden definiert als Diskontinuitätsflächen (oder enge Übergangsgebiete) zwischen in sich einheitlichen Luftmassen (also der kalten Luft vor der Warmfront, der warmen Luft im Warmsektor und der kalten Luft hinter der Kaltfront);
- Wolkenbildung und Niederschlag ergeben sich als Folge von Vertikalbewegungen an diesen Diskontinuitätsflächen, die dabei als materielle Grenzflächen aufgefaßt werden. Solche Vertikalbewegungen können nach diesem Konzept aber nur vorkommen, wenn die beiden an der geneigten Fläche aneinandergrenzenden Luftmassen eine unterschiedliche Horizontalgeschwindigkeit besitzen;
- Man begnügt sich dabei mit der vorhin gezeigten zweidimensionalen Darstellung und meint, damit alle wesentlichen Prozesse an Fronten verstehen zu können;
- Aus dem „Lebenslauf eines Tiefs“ folgt, daß zuerst eine Front da sein muß und sich dann erst das Tief entwickelt, also zuerst Frontogenese, dann Zyklonogenese.

Diese Vorstellungen wollen wir hier unter dem Stichwort Luftmassentheorie zusammenfassen, wie es in Tabelle 1 in der mittleren Spalte geschieht.

### 3 Übergang zur Feldtheorie

Es ist zu fragen, ob die Erkenntnisse der Meteorologie der letzten Jahrzehnte diese Vorstellung bestätigen oder doch andere Vorstellungen nahelegen. Bei genauer Nachprüfung und Anschauen von gemessenen Querschnitten in der Atmosphäre stellt man fest, daß es so etwas wie einheitliche Luftmassen gar nicht gibt, und es existieren auch keine Diskontinuitätsflächen. Die Atmosphäre zeigt uns Verteilungen der hydrodynamischen Größen (wie z. B. der Lufttemperatur  $T$ , der potentiellen Temperatur  $\Theta$ , der äquivalent-potentiellen Temperatur  $\Theta_e$ , der spezifischen Feuchte  $q$ , der Windgeschwindigkeit  $\vec{v}$  mit ihren Komponenten  $u$  in x-Richtung,  $v$  in y-Richtung und  $w$  in z-Richtung) in Raum und Zeit, also Felder dieser Größen. Handelt es sich um Vektorfelder, so können wir ihnen räumliche Eigenschaften zuordnen wie Divergenz, Rotation und Deformation. Die räumliche Änderung skalarer Felder wird durch

Tab. 1: Schematische Gegenüberstellung der alten Luftmassen-Theorie und der neuen Feld-Theorie

Schematic comparison of the obsolete air-mass theory with the new field theory

Atmosphärische Fronten		
	Luftmassen-Theorie	Feld-Theorie
<b>Definition:</b>	Einheitliche Luftmassen, getrennt durch eine Diskontinuitätsfläche; diese wird als Front bezeichnet	<b>Komplexe Struktur der hydrodynamischen Felder</b> (v. a. von $\bar{v}$ , $q$ , $\Theta$ ); darin gibt es <i>Gebiete mit hohen Werten von grad <math>\Theta</math></i> , die man als Front bezeichnet
<b>Niederschlag durch:</b>	Vertikalwinde an materiellen Grenzflächen	<i>Querzirkulation eng verbunden mit Frontogenese</i>
<b>Betrachtung:</b>	meist 2-dimensional quer zur Front	<b>in 3 Dimensionen unerlässlich wegen der 3-d-Einflüsse bei der Frontogenese und den 3-d-Erscheinungen</b> (z. B. Jet entlang der Front)
<b>Entwicklung:</b>	Front $\rightarrow$ Zyklonogenese	<b>Zyklonogenese <math>\rightarrow</math> Frontogenese</b>

den Gradienten der betreffenden skalaren Eigenschaft beschrieben, also z. B. beim  $\Theta$ -Feld durch den Vektor ( $\text{grad } \Theta$ ), der die Komponenten  $\partial\Theta/\partial x$ ,  $\partial\Theta/\partial y$  und  $\partial\Theta/\partial z$  besitzt. In den gemessenen skalaren Feldern findet man nun keine Diskontinuitäten, sondern einfach dreidimensionale Gebiete, in denen der Gradient der skalaren Größe (z. B.  $\Theta$ ) sehr stark ist und deutlich höhere Werte annimmt als in der Umgebung. Deshalb definiert man eine Front besser so:

**Eine Front ist ein dreidimensionales Gebiet in einem Fluid (hier: in der Atmosphäre), in dem der skalare Gradient einer Zustandsvariablen deutlich höhere Werte annimmt als in der Umgebung.**

Dazu noch einige Erläuterungen:

a) Beispiele für Zustandsvariable sind Temperatur, potentielle Temperatur, äquivalent-potentielle Temperatur, spezifische Feuchte, Konzentration einer Luftbeimengung wie  $\text{SO}_2$  oder  $\text{NO}_x$ .

b) Man kann die Front näher bezeichnen entsprechend den unter a) erläuterten Zustandsvariablen und so zum Beispiel von einer Temperatur-Front, einer Feuchte-Front oder einer  $\text{SO}_2$ -Front sprechen.

c) Die Definition über den Gradienten einer Zustandsvariablen (anstatt über einen Sprung oder eine Diskontinuitätsfläche) erlaubt es, die Gesetze der Kontinuums-Hydrodynamik anzuwenden und so z. B. den Begriff der Frontogenese (definiert als  $d/dt$  (des betreffenden Gradienten)) zu benutzen oder den Jet entlang der Front über die thermische Windgleichung aus dem Gradienten der potentiellen Temperatur zu berechnen.

d) Es lassen sich nun immer noch Frontflächen definieren. Diese liegen innerhalb des genannten Gebietes. Ihre Definition erfolgt z. B. über den maximalen Gradienten oder über die Maxima der zweiten räumlichen Ableitungen der betreffenden Zustandsvariablen. Als Bodenfront läßt sich die Linie festlegen, an der eine so definierte Frontfläche die Erdoberfläche schneidet.

e) Das Phänomen Front setzt sich aus einer Reihe von Prozessen von unterschiedlichen Skalen zusammen. Beispiele: Innerhalb einer synoptischen Kaltfront dominieren im Erscheinungsbild oft Konvektionszellen (davon war in Kap. 1 schon die Rede) mit durch kalte Fallwinde geprägten Böenlinien. Seewind-Fronten (s. Kap. 5) zeigen bei einer Auflösung (z. B. von Messungen) von 1 km recht glatte Verläufe des Übergangs von der feuchteren und kühleren Seeluft zu der trockeneren und wärmeren Landluft; bei höherer Auflösung werden aber in die Front eingelagerte Wirbel sichtbar. Bei hoher Auflösung (oder kleiner Längenskala) sind die Frontflächen sehr komplizierte Gebilde (das kann man sich auch nach Anschauen von Photo 1 vorstellen). Man muß deshalb den Begriff der Frontskala einführen. Das ist eine horizontale Längenskala, die größer ist als die als subskalig angesehenen Prozesse. Wenn diese Frontskala der Betrachtung zugrunde gelegt wird, entstehen recht glatte Isolinien der Zustandsvariablen und recht glatte Frontflächen. Diese Frontskala ist also so zu wählen, daß die „turbulenten“ Prozesse in der Front unter dieser Skala (also subskalig) bleiben, die Front selber, also der Übergang zwischen unterschiedlichen Größen der betreffenden Zustandsvariablen, aber gut aufgelöst wird. Der Ausdruck „skaliger Gradient“ in obiger Definition meint also den Gradienten, den man aus Beobachtungen, Messungen oder Rechnungen in front-skaliger Auflösung gewinnt.

Es wird so auch verständlich, daß wir hier die Darstellung, die die Luftmassentheorie ersetzen soll, Feld-Theorie nennen. Mit der Überlegung, daß wir es in der Atmosphäre mit Feldern zu tun haben, kann man nun auch die in Abbildung 4 erwähnten „Rechnungen“ zur Luftmassentheorie nicht mehr aufrecht erhalten und muß vor allem fragen, wie unter diesen Bedingungen der Niederschlag an Fronten entsteht. Hier zeigt sich nun, daß quer zur Front eine Zirkulation existiert, die in ihrem aufwärts gerichteten Ast Wolken und Niederschlag entstehen läßt. Feldüber-

legungen führen auch sofort dazu, daß man die dritte Dimension unbedingt mit in die Betrachtung einbeziehen muß. Schließlich ergibt sich auch für den Zusammenhang zwischen Frontogenese und Zyklonogenese eine Änderung, nämlich die, daß die Entwicklung im allgemeinen umgekehrt (zu der Vorstellung der Polarfront-Theorie) verläuft, daß sich nämlich zuerst eine Zyklone bildet und dann in dieser die Frontogenese einsetzt.

Dieser Übergang der Vorstellungen von der alten Luftmassen-Theorie zur neuen Feld-Theorie ist in Tabelle 1 schematisch zusammengefaßt. So tritt z. B. bei dem Problem, wie der frontale Niederschlag entsteht, an die Stelle der Vertikalbewegungen an materiellen Grenzflächen nach unseren heutigen Erkenntnissen eine Zirkulation quer zur Front. Diese Querkirkulation ist aufs engste verbunden mit dem Prozeß der Frontogenese. Die neuen Vorstellungen sind durch viele Messungen und Beobachtungen belegt, was im folgenden auch an einigen Beispielen demonstriert werden soll.

Die Entwicklung dieser „neuen“ Vorstellungen war ein wissenschaftlicher Prozeß, dessen Beginn man etwa festmachen kann an der Entdeckung (durch CHARNEY 1947 und EADY 1949), daß die Zyklogenese nicht an diskontinuierlichen oder starken Temperaturkontrasten, sondern vielmehr in nur schwach baroklinen Feldern entstehen und daß sich Fronten (das heißt Gebiete mit stärkerer Baroklinität) dann erst in den Strömungsfeldern der wachsenden baroklinen Störungen bilden. Das Konzept der Querkirkulation wurde durch die Arbeiten von SAWYER (1956) und ELIASSEN (1962) begründet. BROWNING et al. (1973) und HARROLD (1973) beschrieben erstmals die Jets entlang der Front. Der Q-Vektor (s. z. B. HOSKINS et al. 1978) half dann, die Querkirkulationsfelder und den Antrieb dieser ageostrophischen Sekundärströmung leichter zu verstehen. Viele Prozeßstudien mit Hilfe numerischer Modelle konnten die Rolle unterschiedlicher supra-skaliger Antriebe auf unterschiedliche Grundfelder und die Einflüsse von Advektion, Reibung und Turbulenz und von Kondensation und Verdampfen der Wolkenröpfchen erhellen. So ist die Straße der wissenschaftlichen Entwicklung zum heutigen Verständnis durch einige Meilensteine, aber vor allem auch durch viele Pflastersteine sorgfältiger und aufwendiger Einzelstudien gekennzeichnet.

#### 4 Die Feldtheorie

Die weiteren Erläuterungen folgen nun der Tabelle 1, in der die wesentlichen Merkmale der beiden Theorien gegenübergestellt sind. Der Inhalt der mittleren Spalte war Gegenstand von Kapitel 2. Nun wenden wir uns der rechten Spalte zu, aus deren Inhalt die neue Definition einer Front (1. Zeile) bereits in Kapitel 3 erklärt wurde.

#### 4.1 Beispiele frontaler Felder

In diesem Unterkapitel soll an drei Beispielen (Abb. 5 a, 5 b und 5 c) demonstriert werden, wie die Felder von atmosphärischen Größen im Bereich von Fronten aussehen und daß man keinesfalls „einheitliche Luftmassen“ vor oder hinter der Front findet. Die Abbildungen sprechen weitgehend für sich. Sie geben an dieser Stelle des Artikels eine Vorstellung über die Verteilung von Temperatur und Windgeschwindigkeit in der Umgebung einer Kaltfront. Man erkennt in allen drei Beispielen, daß der horizontale Gradient der potentiellen Temperatur  $\Theta$  bzw. der äquivalent-potentiellen Temperatur  $\Theta_e$  in einem relativ engen Gebiet sehr stark ausgeprägt ist. Die Windgeschwindigkeit zeigt in ihrer frontparallelen Komponente einen eng mit der  $\Theta$ -Front verbundenen Jet (Abb. 5 b und 5 c Mitte) und in der frontsenkrechten Komponente eine starke Konvergenz (Abb. 5 c unten).

#### 4.2 Querkirkulation

Die wirklich existierenden Felder der atmosphärischen Zustandsgrößen, wie sie Abbildung 5 zeigt, lassen sich mit Hilfe der hydrodynamischen Grundgleichungen beschreiben, deren Aussagen wir zunächst einmal benutzen, um einige für das Folgende wichtige Begriffe zu klären.

Die großskaligen atmosphärischen Bewegungen in den mittleren und hohen Breiten entsprechen in sehr guter Näherung einem Gleichgewicht von horizontaler Druckgradientkraft und Corioliskraft. Der daraus resultierende isobarenparallele Horizontalwind heißt geostrophischer Wind. Er läßt sich in Vektor-Notation und auch in Komponentenform schreiben als

$$\begin{aligned} \vec{v}_g &= \frac{1}{\rho f} \vec{k} \times \nabla_H p \\ u_g &= -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \end{aligned} \quad [2a,b,c]$$

Darin ist  $\vec{v}$  der Windvektor mit seiner x-Komponente  $u$  und seiner y-Komponente  $v$ . Der Index  $g$  besagt, daß wir hier den geostrophischen Wind meinen.  $\rho$  ist die Luftdichte,  $f$  der Coriolisparameter,  $p$  der Luftdruck und  $\vec{k} \times \nabla_H p$  das Vektorprodukt aus dem vertikalen Einheitsvektor  $\vec{k}$  und dem horizontalen Druckgradient; dabei wurde der Nabla-Operator

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial}{\partial z} \vec{k} \quad [2d]$$

mit den Einheitsvektoren  $\vec{i}$  in x-Richtung,  $\vec{j}$  in y-Rich-



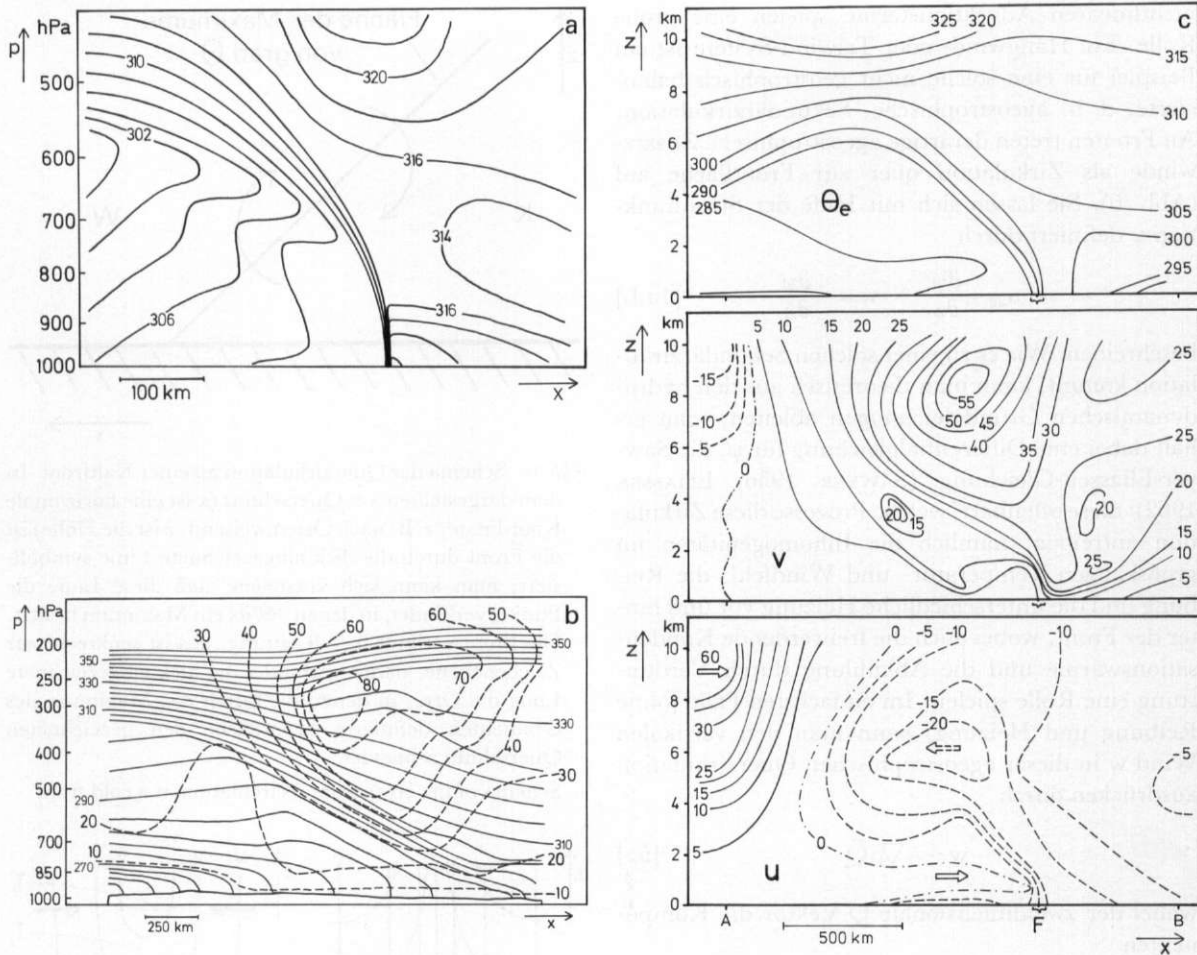


Abb. 5: Felder (das sind hier x-p bzw. x-z Querschnitte) atmosphärischer Größen in der Umgebung von Kaltfronten  
 a) Isolinien der potentiellen Temperatur in K einer Kaltfront über dem Atlantik aus Flugzeug- und Fallsonden-Messungen; die horizontale Skala der Beobachtung (Auflösung der Meßwerte) ist etwa 100 km. Nach NEIMAN a. SHAPIRO (1990)  
 b) Isolinien der potentiellen Temperatur in K (ausgezogen) und der frontparallelen Windkomponente in m/s (gestrichelt) einer Kaltfront über dem nordamerikanischen Kontinent; horizontale Skala ~200 km. Nach NEIMAN a. SHAPIRO (1993)  
 c) Isolinien der äquivalent-potentiellen Temperatur  $\Theta_e$  in K (oben), der frontparallelen Windkomponente  $v$  in m/s (mittl. Bild) und des frontsenkrechten Relativ-Windes  $u$  (relativ zur Frontbewegung in dieser Richtung) in m/s (unten) einer Kaltfront über Westeuropa aus Radiosonden-Messungen. Die Bodenfront ist durch ein F gekennzeichnet. Horizontale Skala >200 km. Die horizontale Achse des Querschnittes verläuft vom Wetterschiff Lima im NW der Britischen Inseln (Punkt A) bis Paris (Punkt B). Nach THORPE (1985)

The distribution of atmospheric quantities at cold fronts

tion und  $\vec{k}$  in z-Richtung verwendet. Der Index H beim Nabla-Operator in [2a] sagt, daß dort nur die horizontalen Komponenten gemeint sind.

In der Mesoskala und natürlich auch bei den atmosphärischen Bewegungsformen in noch kleineren Skalen kommt zum geostrophischen Wind in der Regel ein ihm überlagerter ageostrophischer Wind  $\vec{v}_{ag}$  hinzu, der natürlich dreidimensional ist und

zusammen mit dem geostrophischen Wind  $\vec{v}_g$  den wirklichen Wind  $\vec{v}$  bildet:

$$\vec{v} = \vec{v}_g + \vec{v}_{ag} \quad [3]$$

Der ageostrophische Wind resultiert aus den in die geostrophische Balance (s. o.) nicht eingehenden Kräften der Bewegungsgleichung; vor allem die

nichtlinearen Advektionsterme spielen eine große Rolle. Ein Hangwind- oder Talwind-System ist ein Beispiel für eine solche nicht geostrophisch balancierte, d. h. ageostrophische, Sekundärzirkulation. An Fronten treten derartige ageostrophische Zusatzwinde als Zirkulation quer zur Frontfläche auf (Abb. 6). Sie lassen sich mit Hilfe der Stromfunktion  $\psi$  definiert durch

$$u_{ag} = \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad w = -\frac{\partial \psi}{\partial x} \quad [4a, b]$$

beschreiben. Wie es zu einer solchen Sekundärzirkulation kommt, kann man theoretisch aus den hydrodynamischen Grundgleichungen ableiten; man erhält dabei eine Differentialgleichung für  $\psi$ , die Sawyer-Eliassen-Gleichung (SAWYER 1956; ELIASSEN 1962); diese offenbart, welche Prozesse diese Zirkulation antreiben, nämlich die Inhomogenitäten im großskaligen Temperatur- und Windfeld, die Reibung und die unterschiedliche Heizung vor und hinter der Front, wobei auch die freiwerdende Kondensationswärme und die Abkühlung durch Verdunstung eine Rolle spielen. Im einfachsten Falle (ohne Reibung und Heizung) kann man den vertikalen Wind  $w$  in dieser ageostrophischen Querzirkulation ausdrücken durch

$$w \sim -\nabla_H \bar{Q} \quad [5a]$$

wobei der zweidimensionale  $Q$ -Vektor die Komponenten

$$Q_x = -\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad [5b, c]$$

$$Q_y = -\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y}$$

besitzt. Dieser  $Q$ -Vektor, gebildet mit den Komponenten des geostrophischen Windes, stellt so einen rein geostrophischen Antrieb dar. Wenn sich  $u_g$  und  $v_g$  mit  $y$  (also entlang der Front) nicht ändern, dann bleibt nur die Komponente des  $Q$ -Vektors quer zur Front übrig, und der Vertikalwind  $w$  läßt sich durch

$$w \sim -\frac{\partial}{\partial x} Q_x = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \quad [5d]$$

beschreiben. Gleichung [5a] sagt also, daß die Querzirkulation durch die Divergenz (ausgedrückt durch den Nabla-Operator) des  $Q$ -Vektors angetrieben wird, die Gleichungen [5b] und [5c] zeigen, welche Prozesse dabei wirksam werden. Diese Prozesse werden an Hand der Abbildungen 7 und 8 erläutert.

Die Querzirkulation läßt sich auch mit Hilfe konzeptioneller Modellvorstellungen erklären. In Abbildung 7 ist ein Beispiel eines konfluenten  $u_g$  Wind-

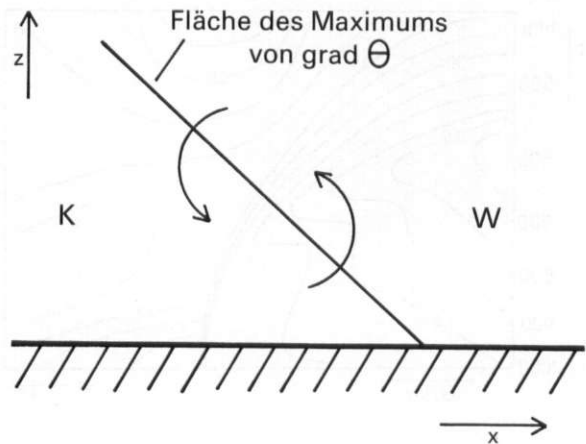


Abb. 6: Schema der Querzirkulation an einer Kaltfront. In dem dargestellten  $x$ - $z$ -Querschnitt ( $x$  ist eine horizontale Koordinate, z. B. nach Osten weisend,  $z$  ist die Höhe) ist die Front durch die dick eingezeichnete Linie symbolisiert; man kann sich vorstellen, daß diese Linie die Punkte verbindet, in denen  $\partial\theta/\partial x$  ein Maximum besitzt. Die Front verläuft in  $y$ -Richtung, das ist senkrecht zur Zeichenebene; damit verbindet die dick eingezeichnete Linie die Orte, in denen die durch das Maximum des Gradienten definierte Frontfläche den gezeichneten Querschnitt schneidet

Schema of the cross frontal circulation at a cold front

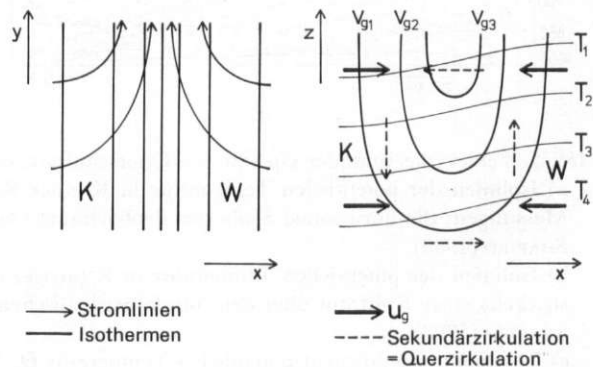


Abb. 7: Konzeptionelles Modell zur Entstehung der Querzirkulation (nach SAWYER 1956).  $T$  bezeichnet die Temperatur; ein höherer Wert des Index bedeutet einen höheren Wert der betreffenden Größe ( $T$  bzw.  $v_g$ )

Conceptual model for the development of the cross frontal circulation

feldes gezeigt ( $\partial u_g/\partial x < 0$ , folglich ist nach der Kontinuitätsgleichung  $\partial v_g/\partial y > 0$ ), das die Isothermen (für die in Abb. 7  $\partial\theta/\partial x > 0$  gilt) in der Mitte des Feldes zusammenschiebt.

Durch diesen Advektionsprozeß wird rechts wärmere Luft herangeführt; man kann sich vorstellen, daß dabei der Druck am Boden fällt. Links wird käl-

tere Luft herangeführt, was am Boden zu einem Druckanstieg führt. Somit entsteht eine bodennahe Strömung von der kälteren zu der wärmeren Seite, die sich der Anfangsströmung, die wir uns einmal als geostrophisch ausgeglichen vorstellen, überlagert. Dadurch wird der linken Seite Masse entzogen, was zu einem Druckfall in der Höhe führt, wodurch sich dann in der Höhe eine Sekundärströmung von der warmen zur kalten Seite ausbildet. Die Kontinuität oder das Nachströmen der Luft wird jeweils durch den Vertikalwind gewährleistet, der rechts als Aufwind und links als Abwind weht: man hat also eine geschlossene Zusatz-Zirkulationszelle um die Front.

Eine solche Vorstellung ist aber sehr gefährlich, weil man einerseits sich den Aufbau der Querzirkulation aus Folgeprozessen konstruiert; in Wirklichkeit entwickeln sich aber all diese Vorgänge miteinander und gleichzeitig. Andererseits hat man bei dieser rein thermischen Betrachtung die dynamischen Ursachen und Vorgänge unberücksichtigt gelassen; in Wirklichkeit sind thermische und dynamische Vorgänge stets eng miteinander verzahnt, und das sieht man sehr schön an Gleichung [5d], wo in beiden Termen auf der rechten Seite Produkte aus Ableitungen des großskaligen Windes mit Ableitungen des Temperaturfeldes auftreten. Und schließlich entsteht hier der Eindruck, als ob bei der frontalen Querzirkulation immer die warme Luft aufsteigt und die kalte absteigt (man spricht von einer direkten Zirkulation); wenn man die Gleichungen [5] anschaut, dann sieht man aber, daß es auch Situationen gibt, bei denen das Aufsteigen in der kalten Luft und das Absinken in der warmen Luft (man spricht dann von indirekter Querzirkulation) eintreten kann. Fazit: solche einfachen Vorstellungen sind Krücken, auf deren Hilfe man besser verzichtet. Allerdings erkennen wir, daß die Advektionsterme an der Entstehung der ageostrophischen Querzirkulation starken Anteil haben, und das gilt nicht nur für die Advektion von Wärme, sondern auch für die von Impuls (die Windgeschwindigkeit ist ein spezifischer Impuls), beides sind Advektionsterme im supraskaligen Feld. Schließlich muß man sich damit abfinden, daß die Vorgänge in der Atmosphäre so komplex sind, daß man sie mit einfachen Vorstellungen nur sehr unzureichend verstehen kann. Der Weg, sie über die hydrodynamischen Grundgleichungen und somit über die mathematisch-physikalische Denkweise zu erschließen, ist dem Problem des Verstehens der Natur weitaus angepaßter.

Letzteres kann man an Hand der Gleichungen [5b] und [5d] zusammen mit Abbildung 8 demonstrieren: Ist z. B. die potentielle Temperatur in der y-Richtung

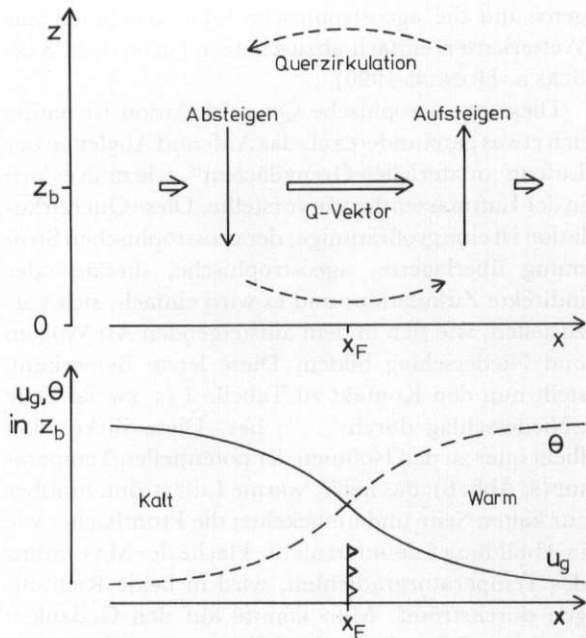


Abb. 8: Einfaches schematisches Beispiel des Zusammenhangs zwischen dem Q-Vektor und der ageostrophischen Querzirkulation an einer Kaltfront. Das untere Bild zeigt den Verlauf des geostrophischen Windes und der potentiellen Temperatur in einer beliebigen Höhe  $z_b$ . Das Maximum des Temperaturgradienten  $\partial\theta/\partial x$  tritt an der Stelle  $x_F$  auf; diese Stelle ist auch durch die Kaltfrontensymbole gekennzeichnet. Das Maximum der Konvergenz ( $-\partial u_g/\partial x$ ) ist hier der Einfachheit halber an der gleichen Stelle eingezeichnet. Der hier nur aus  $(-\partial u_g/\partial x \cdot \partial\theta/\partial x)$  in  $z_b$  gebildete Q-Vektor ist im oberen Bild skizziert: er besitzt ein Maximum an der Stelle  $x = x_F$  und recht kleine (aber entsprechend den im unteren Bilde gezeichneten Kurven von  $u_g$  und  $\theta$  in Abhängigkeit von  $x$ ) immer noch positive Werte am Rande des gezeichneten Gebietes. Wo der Q-Vektor konvergiert, ergibt sich Aufsteigen, wo er divergiert, Absinken der Luft und so eine (gestrichelt angedeutete) Querzirkulation

Schema of the connection between Q-vector and ageostrophic cross frontal circulation at a cold front

(entlang der Front) konstant ( $\partial\theta/\partial y = 0$ ) und ist auch  $\partial u_g/\partial y = 0$ , dann besitzt der Q-Vektor keine y-Komponente. In der x-Komponente [5b] ist der zweite Term gleich Null. Bei negativem  $\partial u_g/\partial x$  und positivem  $\partial\theta/\partial x$  ergeben sich positive x-Komponenten des Q-Vektors, wie sie qualitativ in Abbildung 8 eingezeichnet sind. Die Vektoren zeigen eine Konvergenz und nach [5d] einen aufsteigenden Ast der Querzirkulation auf der warmen und eine Divergenz und dementsprechend einen nach unten gerichteten Vertikalwind auf der kalten Seite. Es gibt auch Möglichkeiten, den Q-Vektor und so auch seine Diver-



genz und die ageostrophische Querkirkulation aus Wetterkarten einfach abzuschätzen (siehe dazu SANDERS a. HOSKINS 1990).

Diese ageostrophische Querkirkulation ist natürlich etwas ganz anderes als das Auf- und Abgleiten der Luft an „materiellen Grenzflächen“, wie man es sich in der Luftmasstheorie vorstellte. Diese Querkirkulation ist eine großräumige, der geostrophischen Strömung überlagerte, ageostrophische, direkte oder indirekte Zirkulation; und es wird einfach, sich vorzustellen, wie sich in dem aufsteigenden Ast Wolken und Niederschlag bilden. Diese letzte Bemerkung stellt nun den Kontakt zu Tabelle 1 (s. zweite Zeile „Niederschlag durch . . .“) her. Diese Zirkulation fließt quer zu den Isolinien der potentiellen Temperatur (s. Abb. 6); das heißt, warme Luft strömt hinüber zur kalten Seite und umgekehrt; die Frontfläche, wie in Abbildung 6 definiert als die Fläche des Maximums des Temperaturgradienten, wird in beide Richtungen durchströmt. Man könnte auf den Gedanken kommen, daß dadurch eine Mischung stattfindet, die den frontalen Kontrast verwischt. Dem wirkt aber der Prozeß der Frontogenese entgegen.

#### 4.3 Frontogenese

Da die Front selbst durch den Gradienten einer Eigenschaft  $e$  (z. B.  $e = \Theta$ ) definiert ist, verstehen wir unter Frontogenese die Änderung dieses Gradienten mit der Zeit  $t$  als

$$\vec{F}^e := \frac{d}{dt} (\nabla e), \quad [6]$$

wobei der Nabla-Operator  $\nabla$  benutzt wurde, um den Gradienten der skalaren Funktion  $e$  zu bezeichnen. Durch  $d/dt$  wird zum Ausdruck gebracht, daß die totale Änderung mit der Zeit gemeint ist, das heißt eine Änderung auf einer Teilchenbahn, nicht an einem festen Ort im Raume. Da der Gradient von  $e$  ein dreidimensionaler Vektor ist, gilt dies auch für die Frontogenese-Funktion  $\vec{F}^e$ . Hier wollen wir der Einfachheit halber nur die  $x$ -Komponente der Frontogenese-Funktion betrachten und als Eigenschaft die potentielle Temperatur  $\Theta$ , also  $F_x^\Theta$ . Für dies gilt

$$F_x^\Theta = \frac{d}{dt} \left( \frac{\partial \Theta}{\partial x} \right) = - \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial \Theta}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial \Theta}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \frac{\partial S}{\partial x} \quad [7]$$

I            II            III        IV

Abbildung 9 versucht, die einzelnen Terme zu erläutern. Man beachte, daß die Terme I und II denen in der Klammer von [5d] entsprechen, aber mit dem Unterschied, daß dort der Antrieb der Querkirkula-

tion aus dem supraskaligen Feld (durch den dieses charakterisierenden geostrophischen Wind) resultiert, während bei der Frontogenese der geostrophische und der ageostrophische Anteil von  $u = u_g + u_{ag}$  und  $v = v_g + v_{ag}$  beteiligt sind. So resultieren die Terme I und II teilweise und Term III ganz aus der ageostrophischen Querkirkulation. Man sieht so auch, wie diese Querkirkulation wieder mithilft, die Front, das heißt den starken Gradienten von  $\Theta$ , zu erhalten.

Man beachte in diesem Zusammenhang, daß die Front kein materielles Gebilde ist, sondern ein Gebiet (in einem Feld) mit einem großen  $\partial \Theta / \partial x$  und daß die einzelnen Luftteilchen in dieses Gebiet hineinlaufen oder herausfließen und dabei eine individuelle Änderung (ausgedrückt durch  $d/dt$ ) ihres  $\partial \Theta / \partial x$  erfahren. Das ist vergleichbar mit den Prozessen in einer Wolke, die auch kein materielles Gebilde ist, sondern ein Gebiet, in dem Flüssigwasser durch Kondensation des Wasserdampfes entsteht. Die in das Wolkengebiet hineinfließenden Teilchen erfahren dabei individuell zunächst die Zunahme ihrer relativen Feuchte bis zur Sättigung und dann den Kondensationsprozeß, die herausfließenden Teilchen trocknen individuell ab. Eine Front wird so immer wieder aus neuen Teilchen gebildet, die die frontogenetischen und frontolytischen Zonen durchlaufen. Man sieht dies sehr schön in Abbildung 18d.

#### 4.4 Der Jet entlang der Front

Eine weitere wichtige Größe ist die Änderung des geostrophischen Windes  $\vec{v}_g$  mit der Höhe  $z$ . Für sie gilt

$$\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial z} = \frac{g}{f \Theta_0} \vec{k} \times \nabla_H \Theta \quad [8a,b,c]$$

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = - \frac{g}{f \Theta_0} \frac{\partial \Theta}{\partial y} \quad \frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g}{f \Theta_0} \frac{\partial \Theta}{\partial x}$$

Diese partielle Änderung des geostrophischen Windes mit der Höhe nennt man auch „thermischer Wind“, weil er thermisch durch die auf der rechten Seite auftretenden Gradienten der potentiellen Temperatur bedingt wird. Es ist bekannt, daß der die Erde in Mäandern umfließende „Jet-Stream“ der Westwindzone entsprechend [8b] durch den Nord-Süd-Gradienten der Temperatur zustande kommt. Ebenso sieht man leicht ein, daß wegen [8c] an dem West-Ost-Gradienten der Temperatur in Abbildung 6 auch ein Jet entstehen muß, das ist auf der Nordhalbkugel ein Süd-Jet entlang einer Kaltfront, also in Abbildung 6 in die Zeichenebene hinein wehend. (Beachte:

Frontogenese in x-Richtung :  $\frac{d}{dt} \frac{\partial \theta}{\partial x} =$

$$\underbrace{- \frac{\partial u}{\partial x} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x}}_{\substack{\text{Deformations- od.} \\ \text{Konfluenz - Term}}} \quad \underbrace{- \frac{\partial v}{\partial x} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial y}}_{\substack{\text{Horizontaler} \\ \text{Scherungs- Term}}} \quad \underbrace{- \frac{\partial w}{\partial x} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z}}_{\substack{\text{Vertikaler} \\ \text{Scherungs- Term}}} \quad + \underbrace{\frac{\partial \text{Heizung}}{\partial x}}_{\text{Heizungs - Term}}$$

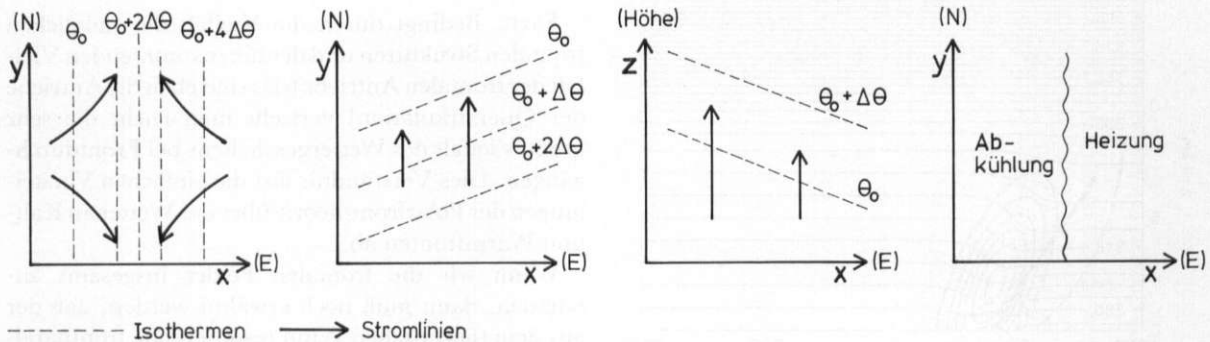


Abb. 9: Verdeutlichung der unterschiedlichen Frontogenese-Prozesse aus Gl. [7]  
The different components of frontogenesis shown by Equation [7]

bei einer Warmfront ergibt sich wegen  $\partial \theta / \partial x < 0$  ein negatives  $\partial v_g / \partial z$ , also ein Nord-Jet). Die Abbildungen 2a und 2b zeigen auf je einem Satellitenbild ein Wolkenband, das eine Kaltfront markiert. Im Satelliten-Loop würde man erkennen, daß sich die Wolken entsprechend dem thermischen Wind entlang der Front rasch nach Norden bewegen, wie es durch den eingezeichneten Pfeil markiert ist. Diese der Gleichung [8c] entsprechenden  $v_g$ -Jets erkennt man auch auf den Abbildungen 5b und 5c.

4.5 Wie sieht ein frontales Feld insgesamt aus?

Im folgenden sollen die eng miteinander gekoppelten Felder von  $\theta$ ,  $u_g$ ,  $u_{ag}$ ,  $v_g$ ,  $v_{ag}$  und  $w$ , wie sie an einer Kaltfront vorkommen, schematisch dargestellt und erläutert werden. Dabei kennzeichnet (wie bei allen Erläuterungen dieses Artikels) die x-Koordinate die Richtung quer zur Front, in die die Front fortschreitet, und die y-Koordinate die Richtung entlang der Front. Man kann sich auch vorstellen, daß die x-Achse nach Osten zeigt, die Front also von Westen kommt, und die y-Achse nach Norden weist, der frontale Jet also ein Südwind ist. Abbildung 10 stellt nun das Feld der potentiellen Temperatur und die Isotachen des Süd-Jet, der mit dem Temperaturfeld

über Gleichung [8c] verbunden ist, für zwei beispielhafte Situationen dar.

Stellt man sich nun vor, daß diesen Feldern noch ein konstanter (d. h. keine Änderungen mit der Zeit und in x-, y- und z-Richtung) Westwind  $u_g$  überlagert ist und daß auch die potentielle Temperatur sich in y-Richtung nicht ändert, dann erkennt man, daß die Felder von Abbildung 10 einfach mit  $u_g$  nach Osten verlagert werden, ohne daß an ihnen irgendwelche Änderungen vor sich gehen und (das ist sehr wichtig) ohne daß an ihnen eine Quercirkulation entsteht (s. [5]). Existiert aber z. B. ein  $\partial u_g / \partial x$ , dann gibt es entsprechend [5d] einen Antrieb für eine Quercirkulation; ein weiteres Quercirkulations-Forcing kann auch aus dem 2. Term in [5d] erwachsen, wenn die potentielle Temperatur eine Änderung entlang der Front aufweist. Im ersten Falle spricht man von einem Deformations-Antrieb (DF), im zweiten von einem Scherungs-Antrieb (SF).

Die Grundfelder von potentieller Temperatur und dem nach [8c] daran gekoppelten Jet entlang der Front können nun sehr verschieden aussehen, Abbildung 10 zeigt nur zwei Beispiele. Dort ist eine hochreichende (UTJ) und eine flache (LTJ) Kaltfront dargestellt, erstere wird in der Natur repräsentiert durch die großen Mittelbreiten-Kaltfronten in Verbindung

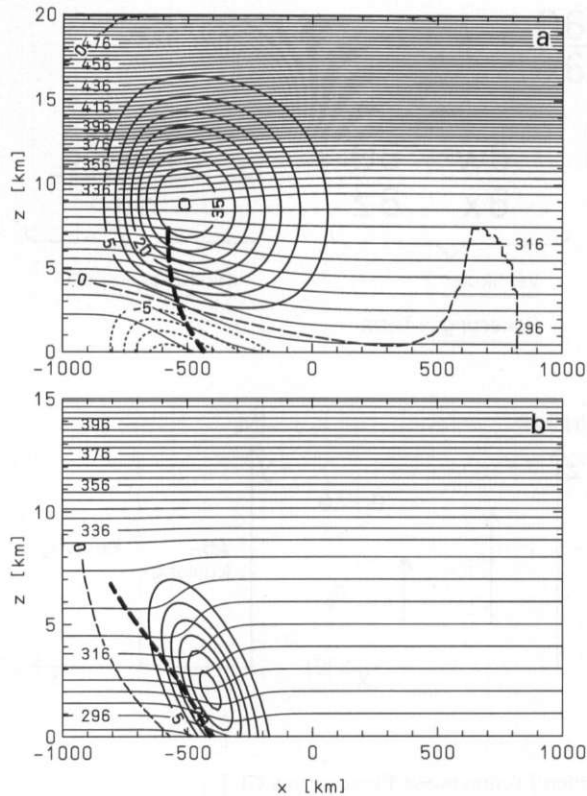


Abb. 10: Zwei schematische Darstellungen des Feldes der potentiellen Temperatur  $\theta$  (dünn ausgezogen) und des aus Gl. [8c] resultierenden geostrophischen Windes  $v_g$  (dick ausgezogen) entlang der Front. a: hochreichende Kaltfront mit hochreichendem Jet, hier "upper tropospheric jet" (UTJ) genannt; b: flache Kaltfront, "lower tropospheric jet" (LTJ). Dick eingezeichnet ist die Lage des Maximums von  $\partial\theta/\partial x$ . Nach KERKMANN (1990) und EWENZ (1993)

Two different fields of the potential temperature (weak lines) and geostrophic along front wind (bold), the latter resulting from Equation [8c]

mit der „Polarfront“. Beispiele für die flachen Kaltfronten sind die *summer-time cool changes* im südlichen Australien. Zu den unterschiedlichen Grundfeldern kommen entsprechend [5] auch unterschiedliche Antriebe, die entsprechend [7] auch unterschiedliche Frontogenese-Mechanismen beinhalten. Aus dieser Mannigfaltigkeit seien hier 4 Fälle gezeigt (Abb. 11). Man erkennt jetzt sehr deutlich, daß jeder der 4 Fälle (die nur Beispiele aus der unendlichen Mannigfaltigkeit der möglichen Fälle sind) eine ganz andere Quercirkulation aufweist; beachte, nur  $\vec{v}_{ag}$  ist dargestellt! Man kann sich jetzt schon vorstellen, daß, wenn man noch die Kondensation im aufsteigenden Ast mit-

betrachtet, sich dann sehr unterschiedliche Wolken bilden und sehr unterschiedliches Wetter entsteht.

Solche Wolkenbilder sind von EWENZ (1993) numerisch simuliert worden (Abb. 12) und zeigen für die beiden schematischen Fronttypen von Abbildung 10 das Aussehen der jeweiligen Front nach 24 Stunden Simulationszeit. Man erkennt die sehr unterschiedliche Wolkenentwicklung in den vier verschiedenen Fällen. Die in hohem Maße vom äußeren Antrieb abhängige und so höchst variable Quercirkulation ist also die Ursache für die sehr große Mannigfaltigkeit der Wettererscheinungen und des Wetterablaufs an Fronten.

Fazit: Bedingt durch die Vielfalt der möglichen frontalen Strukturen und der hinzukommenden Vielfalt der frontalen Antriebe (das sind eben die Antriebe der Quercirkulation) versteht man leicht die sehr große Vielfalt des Wettergeschehens bei Frontdurchgängen. Dies Verständnis löst die einfachen Vorstellungen der Polarfronttheorie über das Wetter an Kalt- und Warmfronten ab.

Wenn wir die frontalen Felder insgesamt anschauen, dann muß noch erwähnt werden, daß der aus dem thermischen Wind resultierende frontparallele Jet auch als ein gewaltiges Transportband (Fließband = *conveyor*) betrachtet werden kann, das in idealisierter Form zuerst von BROWNING et al. (1973) und HARROLD (1973) dargestellt wurde. Spätere Arbeiten, z. B. von BROWNING and MONK (1982) oder BROWNING (1985; 1990) geben weitere Aufschlüsse. Abbildung 13 zeigt eine dreidimensionale Skizze dieser *conveyor belts* in einem Tiefdruckgebiet. Daß der warme *conveyor belt* über der Kaltfront aufsteigt, wird von der Quercirkulation bewirkt. Diese *conveyor belts* sind im Prinzip identisch mit den in den Abbildungen 5b und 5c oder 10a und 10b gezeigten Jets entlang der Front und können im Satelliten-Loop von Fronten (statische Bilder siehe Abb. 2) in der frontparallelen Bewegung der Wolken gesehen werden.

#### 4.6 Zyklogenese → Frontogenese

An dieser Stelle sei zunächst betont, daß es nicht die Aufgabe dieses Artikels sein kann, das höchst komplexe Problem der Entstehung von Zyklonen zu behandeln. Selbst ein Versuch, nur die Entstehung der „Mittelbreiten-Zyklonen“ (oder „Extratropischen Zyklonen“) darzustellen, würde den Rahmen eines Zeitschriften-Artikels bei weitem sprengen. Der interessierte Leser sei auf die entsprechenden zusammenfassenden Darstellungen (z. B. auf die von NEWTON a. HOLOPAINEN 1990) verwiesen.



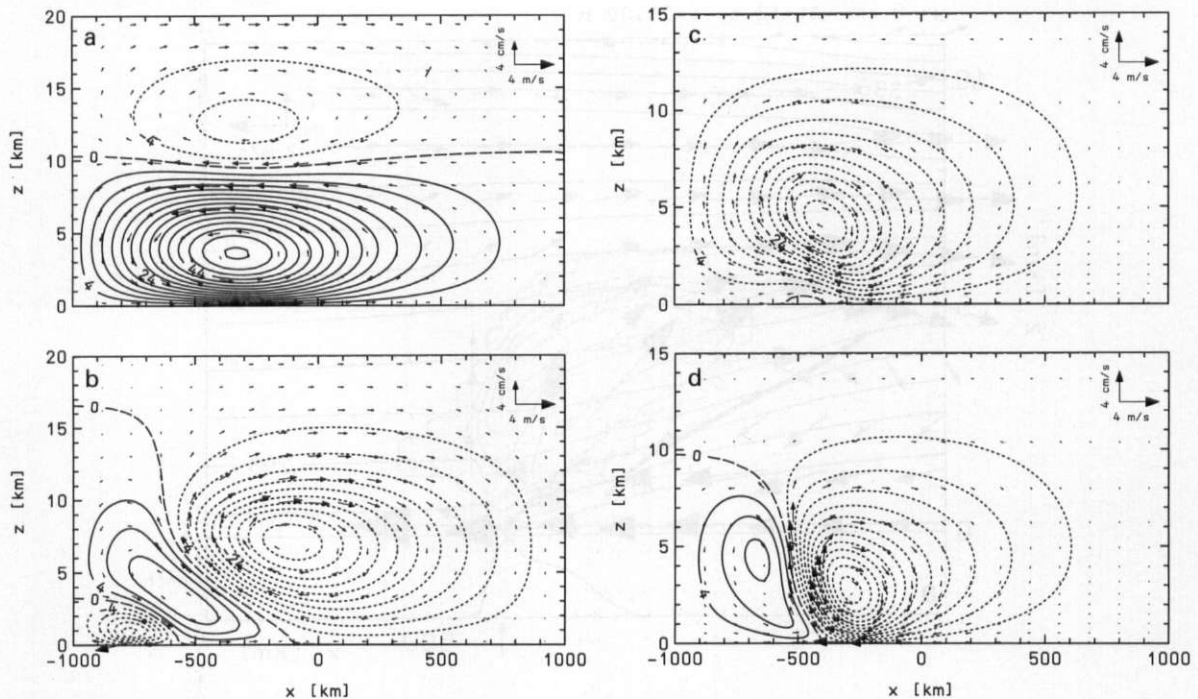


Abb. 11: Die ageostrophische Quersirkulation an den beiden in Abb. 10 dargestellten und mit UTJ und LTJ bezeichneten Fronten. Beide Fronten werden entsprechend Gl. [5 d] mit zwei unterschiedlichen Antrieben (Deformations-Forcing = DF und Scherungs-Forcing = SF) beaufschlagt, wodurch sich die dargestellten Stromfunktionen zusammen mit dem durch die Pfeile angezeigten Quersirkulations-Muster ausbilden. Diese Beispiele stellen die Anfangsbedingungen von numerischen Simulationen der Frontentwicklung dar. Näheres siehe bei KEULER (1990), KERKMANN (1990), KEULER et al. (1992) und EWENZ (1993). Teilbild a: UTJ, DF; b: UTJ, SF; c: LTJ, DF; d: LTJ, SF

The ageostrophic cross frontal circulation for the fields shown in Abb. 10 forced by supra-scale deformation (DF) and shear (SF)

Die Polarfronttheorie sagt z. B. nichts darüber aus, warum der Luftdruck fällt, und sie ist so auch keine Erklärung der Entstehung eines „Tiefs“. Ihre Verdienste liegen darin, das Miteinander von Frontogenese und Zyklonogenese, die räumliche Zuordnung von Kaltfronten, Warmfronten und Okklusionen (dies zumindest über dem Ozean, nicht aber z. B. über dem nordamerikanischen Kontinent) und die zeitliche Entwicklung dieser Frontensysteme (Lebenslauf) erkannt zu haben. In Kapitel 3 wurde bereits angedeutet, daß jedoch die dem *life cycle of cyclones* (s. Abb. 3) zugrunde liegende Vorstellung, daß zunächst eine Front da sein müsse (gemeint ist die die jeweilige Halbkugel umspannende Polarfront), aus der sich durch Wellenbildung dann die Zyklone bildet, heute anders gesehen wird: Eine sehr wichtige Art, wie Mittelbreiten-Zyklone entstehen, ist die durch barokline Instabilität in einem relativ schwach baroklinen Feld, das heißt bei relativ schwachen horizontalen Temperaturgradienten. In der sich verstärkenden Zyklone kommt es dann in der für diese typi-

schen Strömungs-Konfiguration entsprechend den an Hand von [7] und Abbildung 9 erläuterten Prozessen zur Frontogenese. Das kann man sich mit Hilfe von Abbildung 14 so vorstellen, daß zunächst ein schwaches Bodentief vorhanden ist, hinter dem dann die Isothermen so zusammengeschoben werden (Deformations-Frontogenese), daß sich dort eine Kaltfront ergibt; an der Vorderseite führt der gleiche Prozeß zu einer Warmfront.

Wie die Entwicklung in einem solchen Falle vor sich geht, läßt sich aus der numerischen Modellrechnung der Abbildung 15 erkennen: Aus den anfangs nur schwachen Temperaturgradienten bilden sich deutlich Kaltfronten und Warmfronten.

##### 5 Fronten in kleineren Skalen

Fronten entsprechend der in Kapitel 3 gegebenen und erläuterten neuen Definition können nun in sehr unterschiedlichen horizontalen Längenskalen  $L_x$

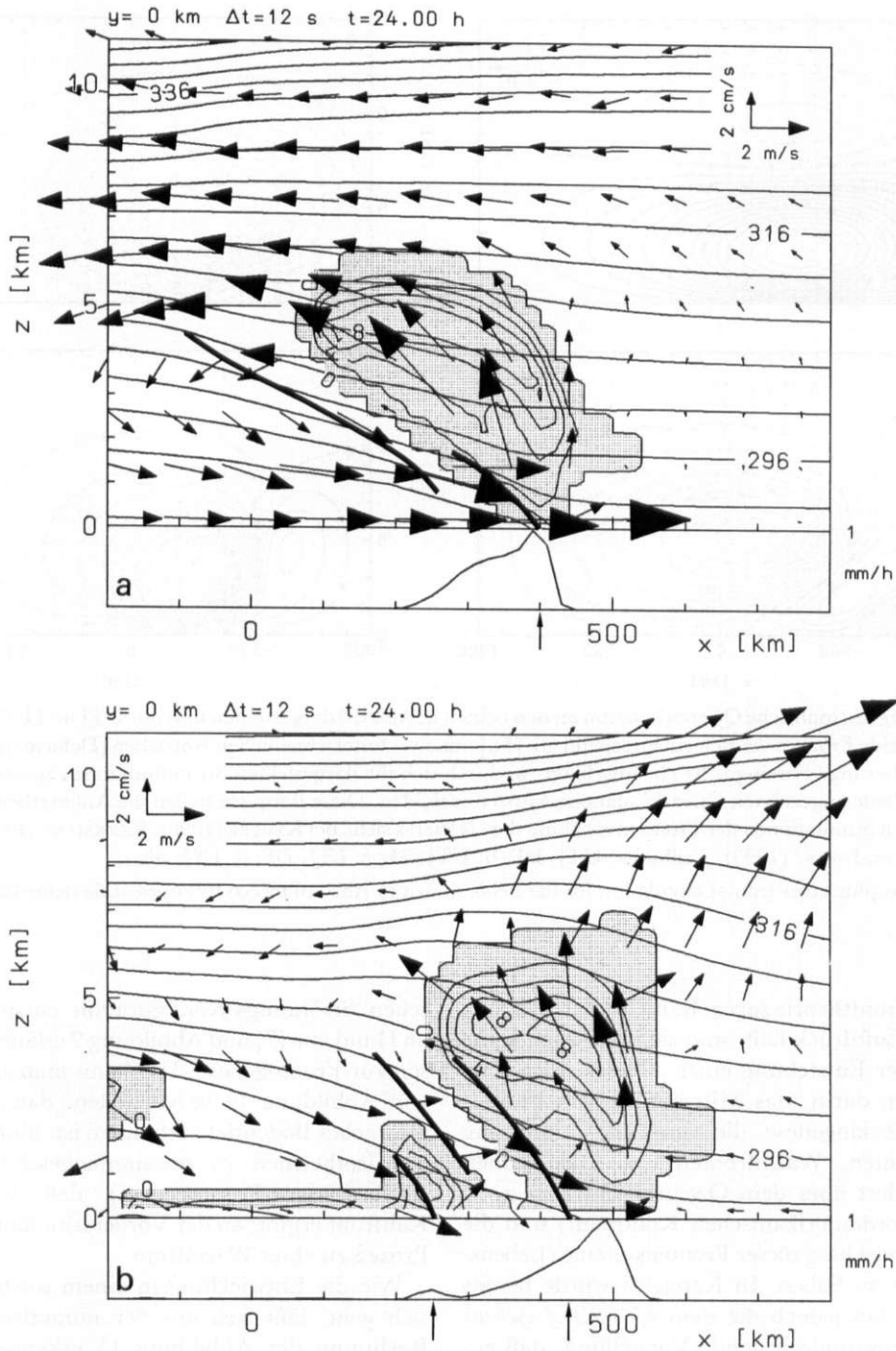
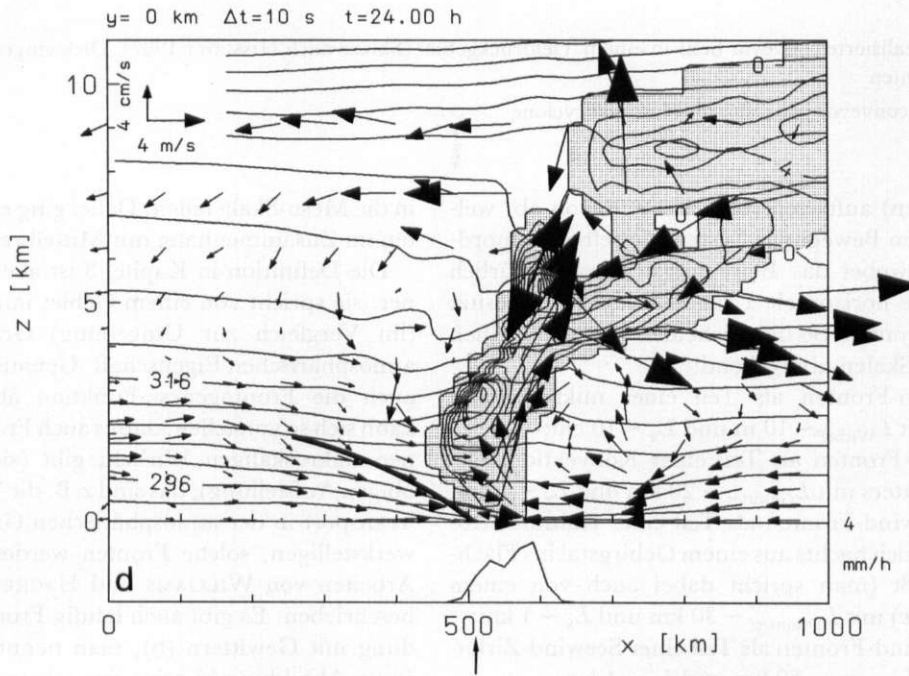
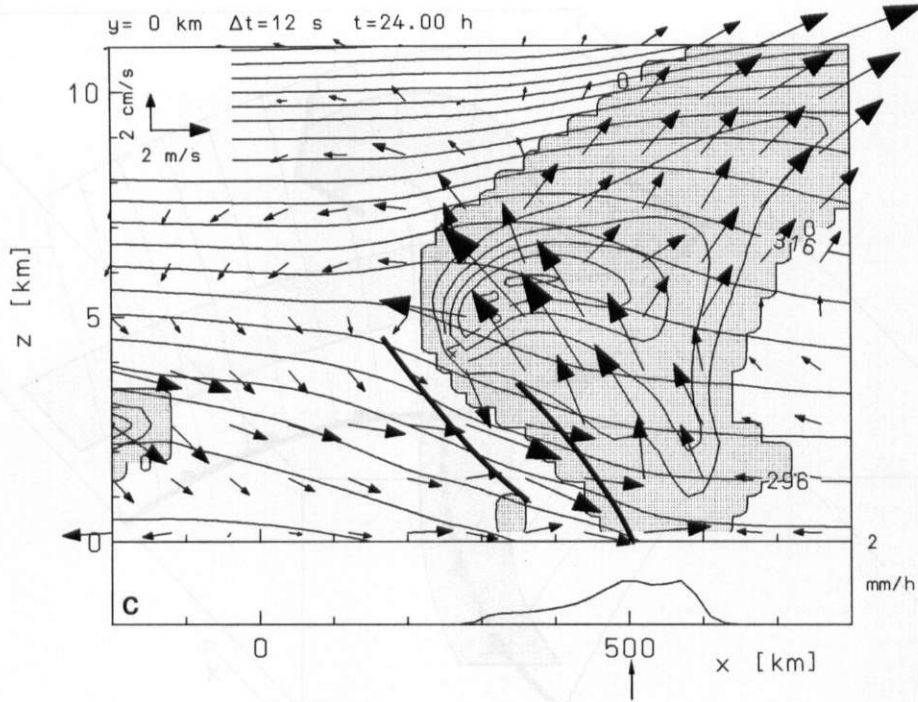


Abb. 12: Modellergebnisse der Entwicklung verschiedener in Abb. 11 dargestellter Fronttypen. Die Pfeile stellen Vektoren des ageostrophischen Windes dar (Maßstab in der rechten oder linken oberen Ecke). Die Schattierung zeigt die Wolken (genauer: Gebiete mit Wolkenwassergehalt größer als null), die sich infolge der ageostrophischen Querzirkulation gebildet haben. Die Isolinien des Wolkenwassergehaltes besitzen ein Konturintervall von  $0,2$  g/kg. Die über das ganze Bild laufenden ausgezogenen Linien stellen die potentielle Temperatur, genau genommen die virtuelle potentielle Temperatur, (Beschriftung in K) dar. Zusätzlich ist der Frontverlauf (Linien, die die Maxima von  $\partial\theta/\partial x$  verbinden) eingetragen. Man erkennt, daß die so definierte Front durch die Kondensationsprozesse in mehrere Teile aufgespalten werden kann. Die Pfeile unter der Abszisse kennzeichnen den Ort der Bodenfront. Der untere Bildteil zeigt die Niederschlagsintensität.



- a: hochreichende Kaltfront (UTJ) mit Deformationsantrieb (DF);
  - b: UTJ mit Scherungsantrieb (SF) bei konstanter spezifischer Feuchte entlang der Front;
  - c: UTJ mit SF bei konstanter relativer Feuchte entlang der Front (d. h. Zunahme der spezifischen Feuchte nach Süden);
  - d: flache Kaltfront (LTJ) mit Scherungsantrieb (SF) bei konstanter relativer Feuchte entlang der Front.
- Nach EWENZ (1993)

The development of various front types shown in Abb. 11



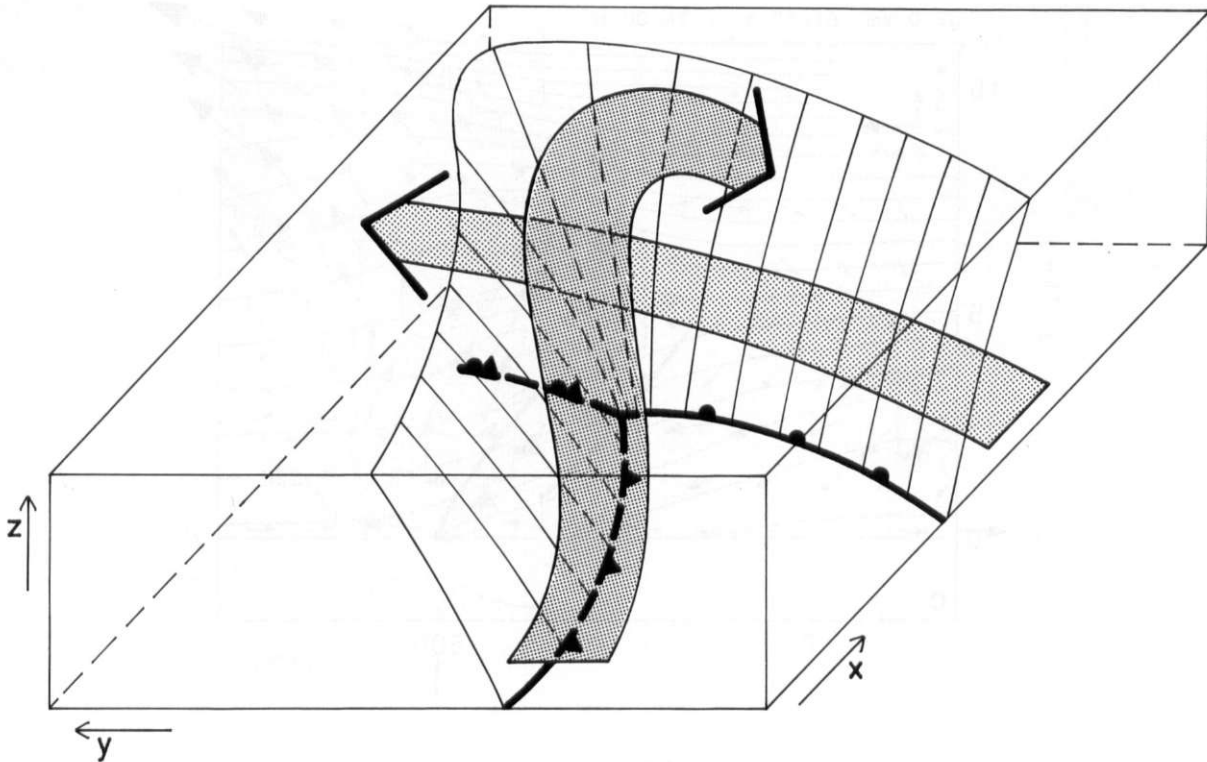


Abb. 13: Idealisierte conveyor belts in einem Tiefdruckgebiet (Skizze nach HISSCOTT 1987). Dick eingezeichnet sind die Bodenfronten

Idealized conveyor belts in a mid-latitude cyclone

(Frontskalen) auftreten. Dies hängt davon ab, welcher Art von Bewegungs-System sie selber zuzuordnen sind, wobei das Bewegungs-System natürlich eine andere horizontale Längenskala  $L_{\text{System}}$  besitzt als seine Fronten. So unterscheiden wir, von kleinen zu großen Skalen übergehend:

- a) Mikro-Fronten als Teil eines mikroskaligen Wirbels mit  $L_{\text{Wirbel}} \sim 10 \text{ m}$  und  $L_x \sim 10 \text{ cm}$ ;
- b) Böen-Fronten als Teil einer Konvektionszelle eines Gewitters mit  $L_{\text{Gewitter}} \sim 20 \text{ km}$  und  $L_x \sim 1 \text{ km}$ ;
- c) Bergwind-Fronten als Teil einer Kaltluft-Strömung, die sich nachts aus einem Gebirgstal ins Flachland ergießt (man spricht dabei auch von einem *drainage flow*) mit  $L_{\text{Drainage}} \sim 30 \text{ km}$  und  $L_x \sim 1 \text{ km}$ ;
- d) Seewind-Fronten als Teil einer Seewind-Zirkulation mit  $L_{\text{Seewind}} \sim 50 \text{ km}$  und  $L_x \sim 1 \text{ km}$ ;
- e) Synoptische Fronten als Teil einer Mittelbreiten-Zyklone mit  $L_{\text{Zyklone}} \sim 1000 \text{ km}$  und  $L_x \sim 100 \text{ km}$ .

In den vorhergehenden Kapiteln war im wesentlichen von den synoptischen Fronten die Rede, das sind solche, die im synoptisch-skaligen Geschehen eine Rolle spielen, wenn auch ihre Breiten-Skala ( $L_x$ , s. Kap. 1) und die Prozesse im frontalen Querschnitt

in die Meso-Skala fallen. Dabei ging es nur um Fronten im Zusammenhang mit Mittelbreiten-Zyklonen.

Die Definition in Kapitel 3 ist aber viel allgemeiner: sie spricht von einem Gebiet mit einem großen (im Vergleich zur Umgebung) Gradienten einer atmosphärischen Eigenschaft. Genauso allgemein ist auch die Frontogenese-Funktion abgeleitet. Man kann sich so vorstellen, daß es auch Fronten an einzelnen mikroskaligen Wirbeln gibt (siehe (a) in der obigen Aufstellung); das sind z. B. die Wirbel, die den Transport in der atmosphärischen Grenzschicht bewerkstelligen; solche Fronten werden z. B. in den Arbeiten von WILLIAMS und HACKER (1992; 1993) beschrieben. Es gibt auch häufig Fronten in Verbindung mit Gewittern (b); man nennt sie auch *gust-fronts*; Abbildung 16 zeigt eine schematische Darstellung; solche Fronten werden z. B. in den Büchern von ATKINSON (1981, siehe Kapitel 8, S. 313 ff), COTTON und ANTHES (1989) und COTTON (1990) beschrieben. Eine Quercirkulation manifestiert sich an solchen *gust-fronts* oft in Form einer Böen-Walze.

Als zweites Beispiel einer nicht-synoptischen Front sei hier die Seewind-Front etwas ausführlicher behan-

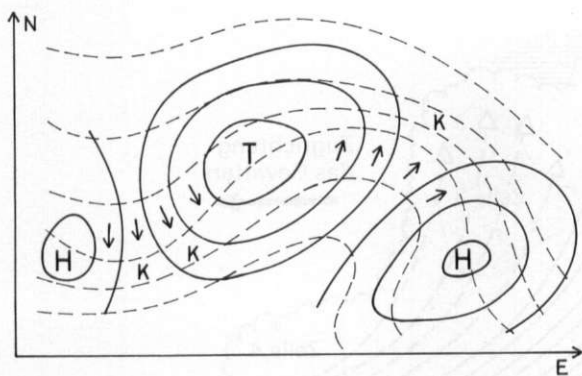


Abb. 14: Schema des Bodendruckfeldes einer extratropischen Zyklone (T) zwischen zwei Antizyklonen (H). Isobaren sind ausgezogen, Isothermen der potentiellen Temperatur gestrichelt dargestellt. Die Pfeile zeigen die Richtung des geostrophischen Windes. Die Strömung um die Zyklone deformiert das Temperaturfeld; dabei kommt es in durch K gekennzeichneten Gebieten zur Konfluenz; das heißt, durch die nach der Seite ausweichende Strömung fließt die Luft senkrecht zu den Isothermen (x-Richtung!) stärker nach als sie in dieser Richtung wegfließt; damit werden die Isothermen zusammengeschoben. Diese Verstärkung des Temperatur-Gradienten in x-Richtung wird in Gl. [7] durch den Term I beschrieben. Nach HOSKINS a. BRETHERTON (1972)

Schema of an extratropical surface pressure field containing a cyclone (T) and anticyclones (H). One can imagine the development of fronts in this field

delt. Abbildung 17 zeigt eine Flugzeugmessung senkrecht zu einer Seewind-Front in 160 m Höhe. Dabei wurden in der Horizontalen sehr hoch aufgelöste Werte gewonnen, so daß sich auf der Abszisse alle 3 m ein Meßpunkt ergibt. Man erkennt deutlich die Front in etwa 8,8 km Entfernung von der Küste: sie ist nicht nur in einem Sprung der spezifischen Feuchte  $q$  ausgeprägt, sondern auch durch eine sehr starke Änderung der potentiellen Temperatur  $\Theta$  und durch einen Vorzeichenwechsel des frontsenkrechten Horizontalwindes  $u$ . In  $\Theta$  sieht man den Übergang von der kälteren, von See (mit positivem  $u$ ) heranströmenden Luft zu der wärmeren Luft auf der rechten Seite, die mit der synoptisch-skaligen Strömung zur Küste hin fließt. Bemerkenswert ist die starke Konvergenz des Horizontalwindes an der Front, verbunden mit einer Quercirkulation, die landseitig der Front ein Aufsteigen und seeseitig ein Absteigen zeigt. Die starke Turbulenz in diesen Daten läßt sich durch Tiefpaß-Filterung ausglätten. Das führt allerdings dazu, daß die horizontale Längen-Skala der Betrachtung nun nicht mehr 3 m, sondern entsprechend der Cut-off-

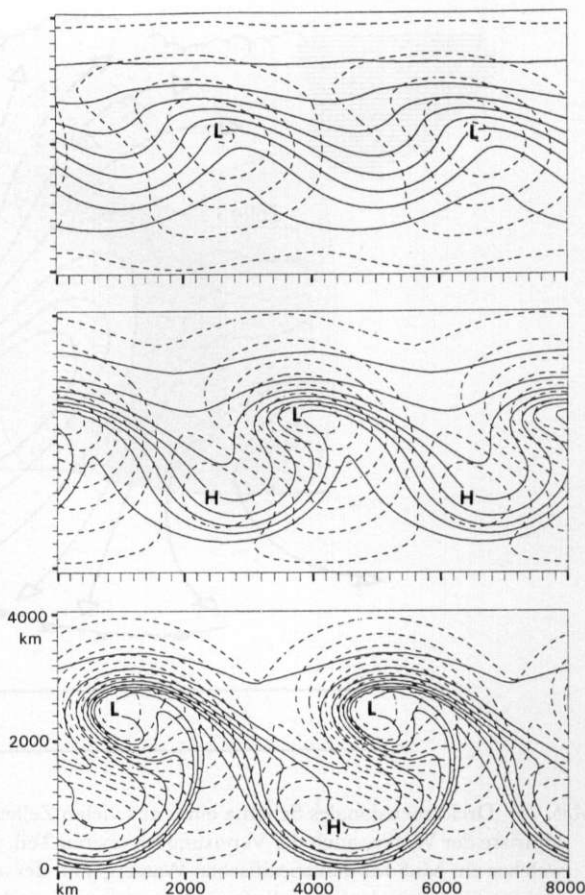


Abb. 15: Numerische Simulation der zeitlichen Entwicklung (von oben nach unten; der Zeitunterschied zwischen den einzelnen Diagrammen beträgt etwa 48 h) einer kleinen baroklinen Störung zum Tiefdruckgebiet. Dargestellt sind Bodendruckfelder der potentiellen Temperatur (ausgezogen; Isolinienabstand  $2^{\circ}\text{C}$ ) und des Luftdruckes (gestrichelt; Isolinienabstand 3 hPa) in einem Gebiet von der Größe  $8000\text{ km} \times 4000\text{ km}$ . Zu Beginn der Simulation gibt es im wesentlichen nur einen flachen Temperaturkontrast zwischen Norden und Süden. Aus SCHÄR (1989) Numerical simulation of the development of an extratropical cyclone from a small baroclinic disturbance

Wellenlänge des Filters etwa 2 km beträgt. Dies ist aber genau die Skala, die wir oben als Front-Skala definiert haben: im Vergleich zu ihr bleiben die turbulenten Prozesse subskalig, aber die Übergänge der verschiedenen Größen an der Front werden gut aufgelöst. Die gefilterten, frontskaligen Daten der glatten Kurve zeigen nun sehr schön die Lage der Front bei den Maxima der Gradienten von  $\Theta$ ,  $q$  und der Konvergenz des Horizontalwindes und bei dem enormen Peak der Deformations-Frontogenese.

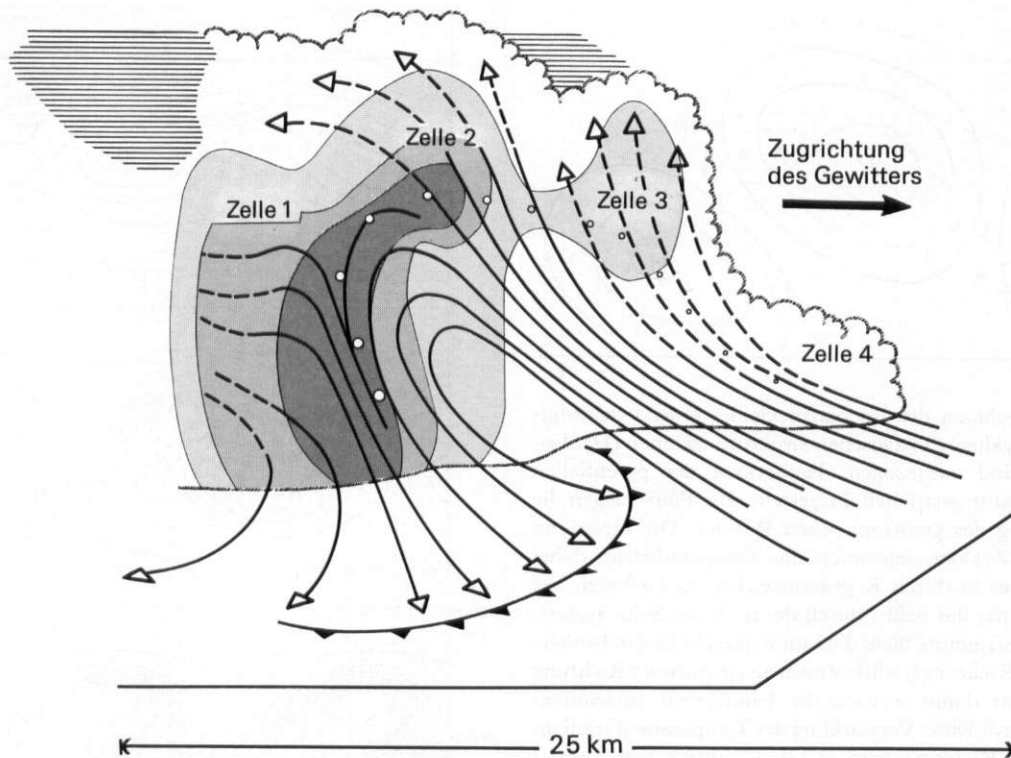


Abb. 16: Dreidimensionales Schema eines aus vielen Zellen bestehenden Gewitters (multi-cell storm). Man erkennt die Umriss der Wolke, auch die Vereisung im oberen Teil. Geschummert ist die Intensität eines möglichen Radarechos, welches ein Maß für den spezifischen Wassergehalt der an diesen Stellen vorhandenen Niederschlagsteilchen ist. Von rechts vorne saugt der Sturm Luft an, diese steigt auf, und es kommt zur Kondensation. Aber der Niederschlag fällt nicht in das Gebiet, aus dem der Sturm ernährt wird, weil die Windscherung dafür sorgt, daß die aufsteigenden Niederschlagsteilchen nach hinten und/oder senkrecht zur Zeichenebene weggetragen werden. Die Kette der mit dem Aufsteigen und späteren Fallen wachsenden offenen Kreise soll eine Trajektorie eines sich entwickelnden Hagelkornes symbolisieren. Die gestrichelten Strömungen gelten als Bewegungen senkrecht zur Zeichenebene. Das Gewitter baut vorne stets neue Zellen an, die jede für sich nur eine beschränkte Lebensdauer besitzen ( $T \sim 30$  min). Auf der linken Seite wird in mittleren Höhen trockene Luft von außerhalb des Gewitters eingemischt, was dazu führt, daß ein Teil der Niederschlagsteilchen verdunstet und sich die Luft dort abkühlt. Damit kommt es im Niederschlagsgebiet zu enormen kalten Abwinden (downdrafts), die dann am Boden eine Kaltfront bilden

Three-dimensional schema of a multi-cell storm

Mehrere solche Flüge durch eine Front in verschiedenen Höhen innerhalb von sehr kurzer Zeit erlauben es, Querschnitte dieser Front zu zeichnen. Dies ist in Abbildung 18 geschehen. Dort erkennt man deutlich eine Quersirkulation und kann sich vorstellen, wie die Terme von [7] frontogenetisch wirken.

Man kennt auch Fronten an Kaltluftströmungen (c), die sich nachts aus Gebirgstälern (STILKE 1984) oder allgemein aus einem Gebirge (BLUMEN 1984) ins flachere Land ergießen. Allgemein betrachtet, gehören diese Strömungen wie auch der Seewind zu den Dichte-Strömungen (*gravity currents*); das Buch von SIMPSON (1987) enthält sehr schöne Beispiele und Illustrationen.

## 6 Schlußbemerkung

Im normalen Wettergeschehen oder – anders ausgedrückt – im synoptisch-skaligen Feld der Atmosphäre spielen die in Kapitel 5 unter e) genannten synoptischen Fronten eine hervorragende Rolle. Immerhin fallen in Mitteleuropa etwa 50% aller Niederschläge im Zusammenhang mit Frontdurchgängen (HOINKA 1985; TETZLAFF u. HAGEMANN 1986), und besonders auffallende Wettervorgänge (z. B. sommerliche Gewitter, starke Böen, Drucksprünge, rasche Temperaturänderungen, Glatteis) und auch eine Vielzahl der Bewölkungs-Strukturen sind in hohem Maße an Fronten gebunden. Ein Be-



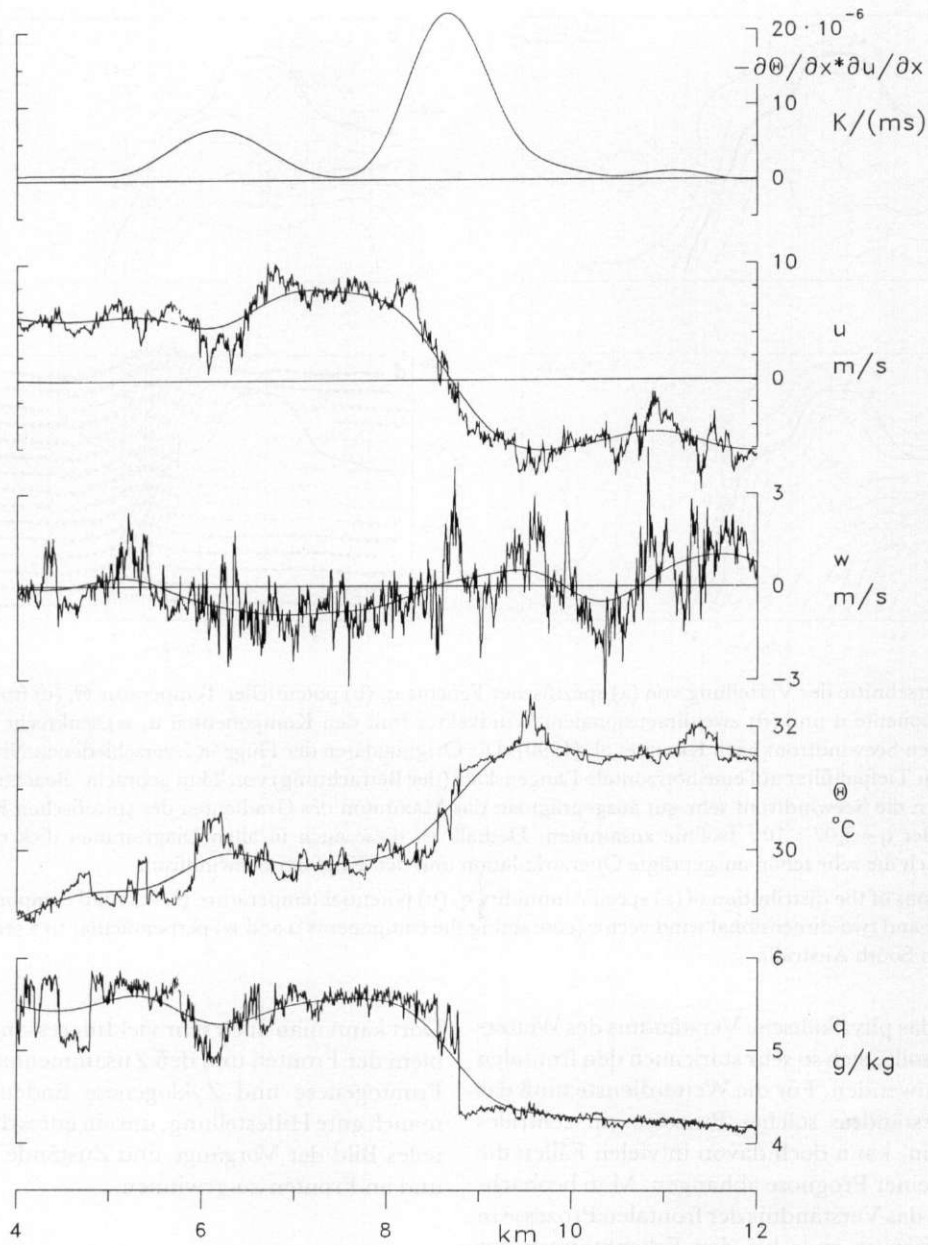


Abb. 17: Verteilung der Größen (von unten) spezifische Feuchte  $q$ , potentielle Lufttemperatur  $\Theta$ , vertikale Komponente der Windgeschwindigkeit  $w$ , horizontale Komponente der Windgeschwindigkeit  $u$  und Deformations-Frontogenese  $\partial\Theta/\partial x \cdot \partial u/\partial x$  quer zu einer Seewindfront in einer mittleren Höhe von 160 m über dem Erdboden gemessen. Dies ist eines von vielen Ergebnissen einer Flugzeug-Meßkampagne in Südastralien. Näheres siehe KRAUS et al. (1990). Die Abszisse bezeichnet die Entfernung von der Küste. Die unruhigen Kurven stellen die in hoher Auflösung ( $\Delta x = 3\text{m}$ ) gewonnenen Meßwerte dar, die glatten Kurven sind aus den Meßwerten durch Tiefpaß-Filterung mit einer Cut-off Wellenlänge von 2 km hervorgegangen

Distribution of specific humidity  $q$ , potential temperature  $\Theta$ , vertical wind  $w$ , horizontal wind perpendicular to the coast  $u$  and deformation frontogenesis  $\partial\Theta/\partial x \cdot \partial u/\partial x$  perpendicular to a sea-breeze front in an average height of 160 m above the ground

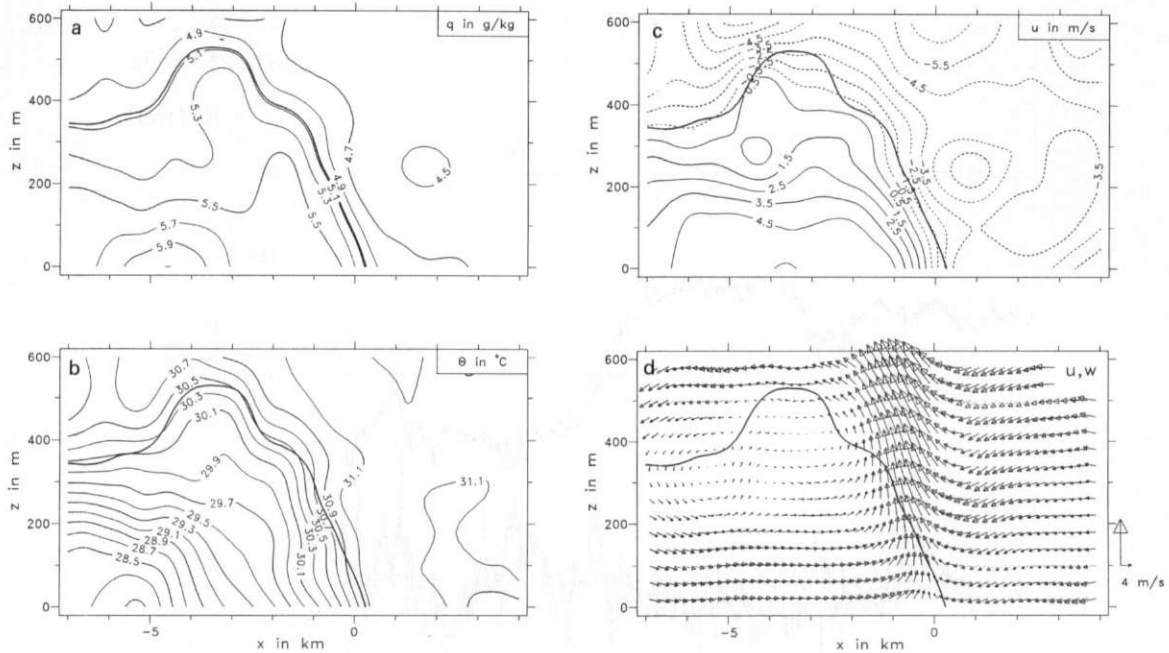


Abb. 18: Querschnitte der Verteilung von (a) spezifischer Feuchte  $q$ , (b) potentieller Temperatur  $\Theta$ , (c) frontsenkrechter Windkomponente  $u$  und (d) zweidimensionalem Windvektor (mit den Komponenten  $u$ ,  $w$ ) senkrecht zu einer südaustralischen Seewindfront nach KRAUS et al. (1990). Die Originaldaten der Flüge in 7 verschiedenen Niveaus wurden durch einen Tiefpaßfilter auf eine horizontale Längenskala (der Betrachtung) von 2 km gebracht. Beachte, daß in allen Teil-Bildern die Seewindfront sehr gut ausgeprägt ist; das Maximum des Gradienten der spezifischen Feuchte  $q$  fällt etwa mit der  $q = 5,07 \cdot 10^{-3}$  Isolinie zusammen. Deshalb ist diese auch in allen Diagrammen dick eingezeichnet. Beachte auch die sehr schön ausgeprägte Quercirkulation und den Kopf der Seewindfront

Cross sections of the distribution of (a) specific humidity  $q$ , (b) potential temperature  $\Theta$ , (c) wind component  $u$  normal to the front and two-dimensional wind vector (containing the components  $u$  and  $w$ ) perpendicular to a sea-breeze front observed in South Australia

mühen um das physikalische Verständnis des Wettergeschehens sollte sich so sehr stark auch den frontalen Prozessen zuwenden. Für die Wetterdienste muß das richtige Verständnis solcher Prozesse ein zentrales Anliegen sein, kann doch davon in vielen Fällen die Richtigkeit einer Prognose abhängen. Man beobachtet nun, daß das Verständnis der frontalen Prozesse in weiten Kreisen so etwa bei den Erkenntnissen der 30er Jahre dieses Jahrhunderts stehen geblieben ist, obwohl sich wissenschaftlich in den 40er bis 70er Jahren ein ganz neues Bild der Vorgänge an atmosphärischen Fronten entwickelt hat. Dies neue Bild sollte auch Eingang in die Lehre finden.

Dem Verfasser ist sehr bewußt, wie schwierig es ist, sich dreidimensional und zeitlich ablaufende Prozesse in der Atmosphäre vorzustellen. Aber mit steter Übung lassen sich hier große Fortschritte erzielen. Dabei können sicher moderne Bücher eine wertvolle Hilfe sein. Eines davon sei zum Schluß noch erwähnt: es ist das von NEWTON und HOLOPAINEN 1990 herausgegebene *Eric Palmén Memorial Volume*.

Dort kann man auch sehr viel Interessantes zum Problem der Fronten und den Zusammenhang zwischen Frontogenese und Zyklonogenese finden und sicher manch gute Hilfestellung, um ein gutes dreidimensionales Bild der Vorgänge und Zustände in Zyklonen und an Fronten zu gewinnen.

#### Literatur

- ATKINSON, B. W. (1981): *Meso-scale Atmospheric Circulations*. London.
- BERGERON, T. (1928): Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse. Erster Teil. In: *Geofysiske Publikationer* V, No. 6, 1-111.
- (1934): Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse. Zweiter Teil. Moskau.
- (1937): On the Physics of Fronts. In: *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 18, 265-275.

- BJERKNES, J. (1919): On the Structure of Moving Cyclones. In: *Geofysiske Publikationer I*, No. 2, 1-8.
- BJERKNES, J. a. SOLBERG, H. (1922): Life Cycle of Cyclones and the Polar Front Theory of Atmospheric Circulation. In: *Geofysiske Publikationer III*, No. 1, 1-18.
- BLUMEN, W. (1984): An Observational Study of Instability and Turbulence in Nighttime Drainage Winds. In: *Boundary-Layer Meteorol.* 28, 245-269.
- BROWNING, K. A. (1985): Conceptual Models of Precipitation Systems. In: *The Meteorological Magazine* 114, 293-319.
- (1990): Organization of Clouds and Precipitation in Extratropical Cyclones. In: NEWTON, C. W. a. HOLOPAINEN, E. O. (Eds.): *Extratropical Cyclones. The Eric Palmén Memorial Volume*. Boston, 129-153.
- BROWNING, K. A., HARDMAN, M. E., HARROLD, T. W. a. PARDOE, C. W. (1973): The Structure of Rainbands Within a Mid-latitude Depression. In: *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 99, 215-231.
- BROWNING, K. A. a. MONK, G. A. (1982): A Simple Model for the Synoptic Analysis of Cold Fronts. In: *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 108, 435-452.
- CHARNEY, J. G. (1947): The Dynamics of Long Waves in a Baroclinic Westerly Current. In: *J. Meteor.* 4, 135-162.
- COTTON, W. R. (1990): *Storms. Geophysical Science Series Vol. 1*, Fort Collins.
- COTTON, W. R. a. ANTHES, R. A. (1989): *Storm and Cloud Dynamics. International Geophysics Series Vol. 44*, London.
- EADY, E. T. (1949): Long Waves and Cyclone Waves. In: *Tellus* 1, 33-52.
- ELIASSEN, A. (1962): On the Vertical Circulation in Frontal Zones. In: *Geofysiske Publikationer* 24, 147-160.
- EWENZ, C. M. (1993): Die Rolle der Feuchte bei frontogenetischen Prozessen. *Ber. Dt. Wetterd.* 187, Offenbach.
- HARROLD, T. W. (1973): Mechanisms Influencing the Distribution of Precipitation Within Baroclinic Disturbances. In: *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 99, 232-251.
- HISSCOTT, A. (1987): Satellite Pictures of the Christmas Depression 1985. In: *Weather* 42, 19-26.
- HOINKA, K. P. (1985): On Fronts in Central Europe. In: *Beitr. Phys. Atmosph.* 58, 560-571.
- HOSKINS, B. J. a. BRETHERTON, F. P. (1972): Atmospheric Frontogenesis Models: Mathematical Formulation and Solutions. In: *J. Atmos. Sci.* 29, 11-37.
- HOSKINS, B. J., DRAGHICI, I. a. DAVIES, H. C. (1978): A New Look at the  $\omega$ -equation. In: *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 104, 31-38.
- KERKMANN, J. (1990): Simulation orographisch beeinflusster Fronten mit einem Front-Skala Modell. Teil 2: Tests des Modells und Ergebnisse der Frontensimulationen. *Bonner Meteorol. Abh.* 38, Bonn.
- KEULER, K. (1990): Simulation orographisch beeinflusster Fronten mit einem Front-Skala Modell. Teil 1: Modellentwicklung. *Bonner Meteorol. Abh.* 37, Bonn.
- KEULER, K., KERKMANN, J., KRAUS, H. a. SCHALLER, E. (1992): Orographical Modification and Large Scale Forcing of a Cold Front. In: *Meteorol. Atmosph. Phys.* 48, 105-130.
- KRAUS, H., HACKER, J. M. a. HARTMANN, J. (1990): An Observational Aircraft-Based Study of Sea-Breeze Frontogenesis. In: *Boundary-Layer Meteorol.* 53, 223-265.
- MARGULES, M. (1906): Über Temperaturschichtung in stationär bewegter und in ruhender Luft. In: *Meteor. Zeitschr.*, Hann-Band, 243-254.
- NEIMAN, P. J. a. SHAPIRO, M. A. (1990): Research Aircraft Measurements of an Intensive Marine Cyclone. In: *Proceedings 'Fourth Conference on Mesoscale Processes'*, Boulder, Colorado, 3-4.
- (1993): The Life Cycle of an Extratropical Marine Cyclone. Part I: Frontal-Cyclone Evolution and Thermodynamic Air-Sea Interaction. In: *Mon. Wea. Rev.* 121, 2153-2176.
- NEWTON, C. W. a. HOLOPAINEN, E. O. (Eds.) (1990): *Extratropical Cyclones. The Eric Palmén Memorial Volume*. Boston.
- SANDERS, F. a. HOSKINS, B. J. (1990): An Easy Method for Estimation of Q-Vectors from Weather Maps. In: *Weather and Forecasting* 5, 346-353.
- SAWYER, J. S. (1956): The Vertical Circulation of Meteorological Fronts and its Relation to Frontogenesis. In: *Proc. Roy. Soc. London A* 234, 346-362.
- SCHÄR, C. J. (1989): *Dynamische Aspekte der außertropischen Zyklonogenese. Dissertation ETH Zürich*.
- SIMPSON, J. E. (1987): *Gravity Currents: In the Environment and the Laboratory*. Chichester.
- STILKE, G. (1984): Nocturnal Boundary Layer and Low Level Jet in the Pre-Alpine Region Near the Outlet of the Inn-Valley. Preprint, 18th Int. Conf. Alpine Meteorol. Opatja, 25-29 Sept. 1984.
- TETZLAFF, G. u. HAGEMANN, N. (1986): Bemerkungen zum Niederschlag in Hannover. In: *Meteorol. Rundsch.* 39, 1-12.
- THORPE, A. J. (1985): The Cold Front of 13 January 1983. In: *Weather* 40, 34-42.
- WILLIAMS, A. G. a. HACKER, J. M. (1992): The Composite Shape and Structure of Coherent Eddies in the Convective Boundary Layer. In: *Boundary-Layer Meteorol.* 61, 213-245.
- (1993): Interactions Between Coherent Eddies in the Lower Convective Boundary Layer. In: *Boundary-Layer Meteorol.* 64, 55-74.