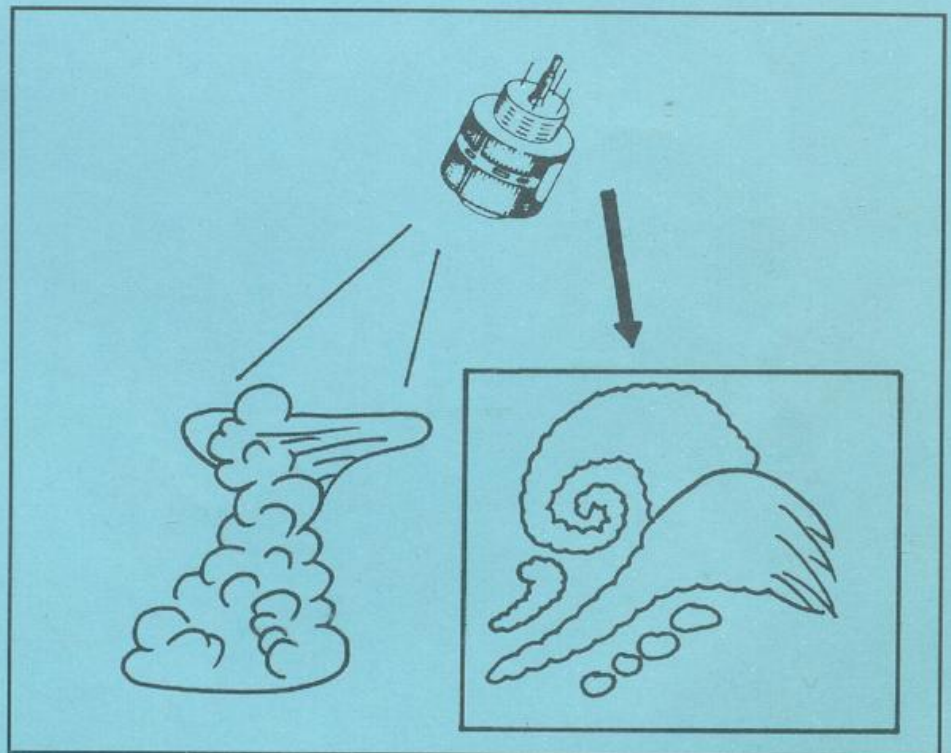


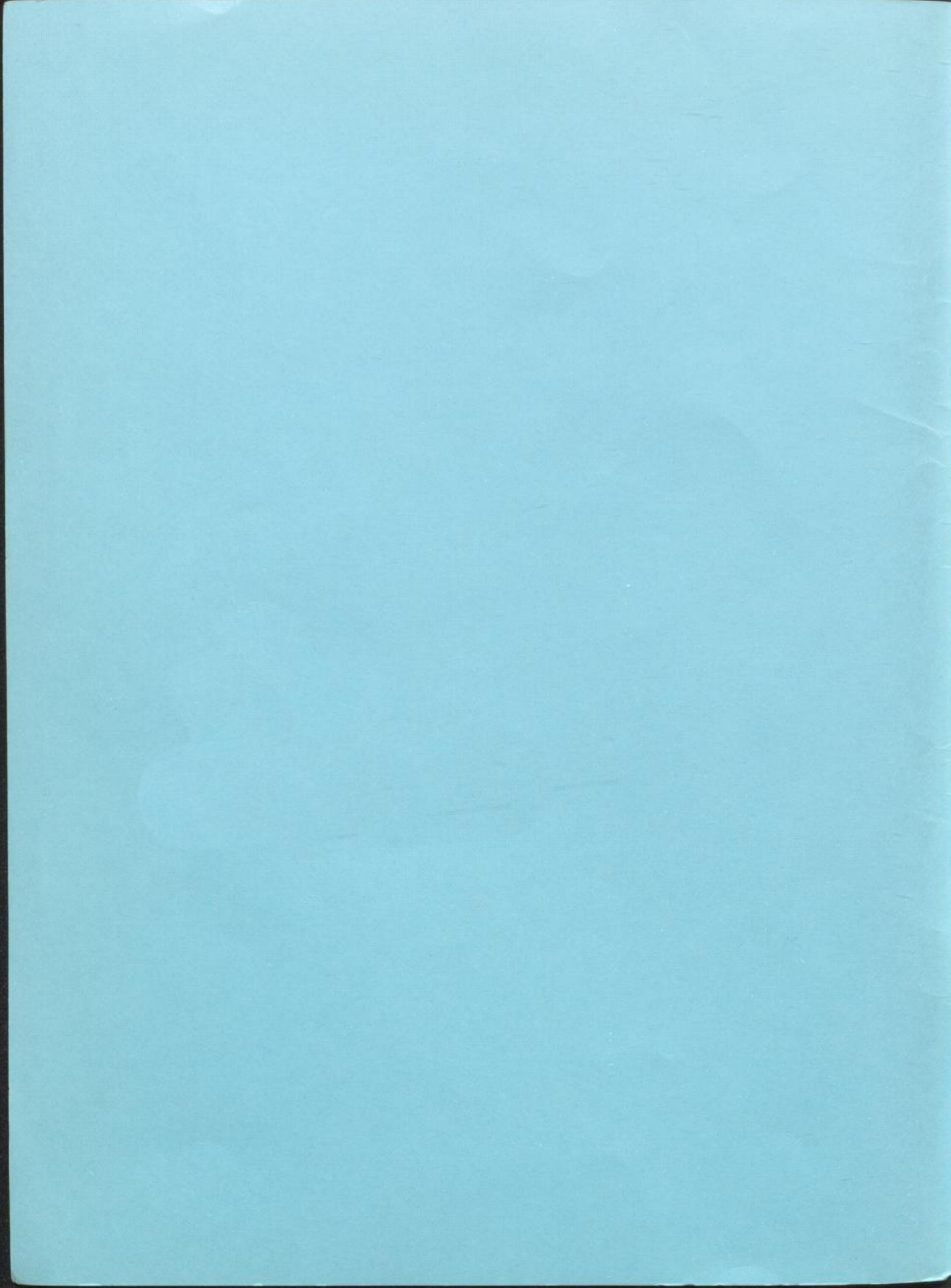
Hinweise zur Interpretation von Satellitenbildern

Teil 2

Interpretation großräumiger Strukturen in Satellitenbildern

von M. Kurz und W. Benesch





10. März 1995

Hinweise zur Interpretation von Satellitenbildern

Teil 2

Interpretation großräumiger Strukturen in Satellitenbildern

M. Kurz und W. Benesch

Korrektur zu

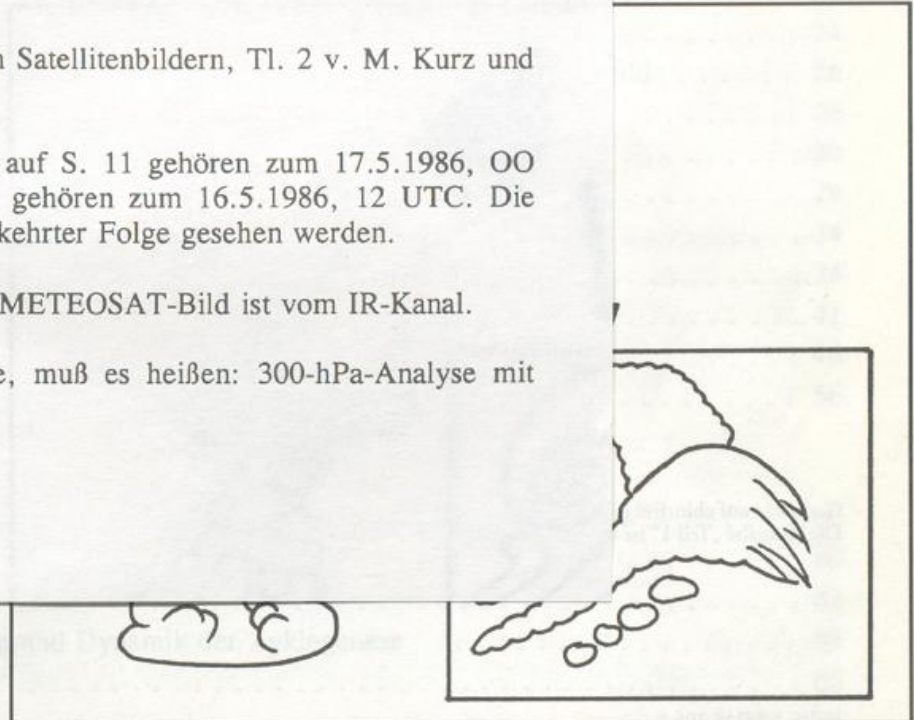
Hinweise zur Interpretation von Satellitenbildern, Tl. 2 v. M. Kurz und W. Benesch

Die Abbildungen 3.6 a und b auf S. 11 gehören zum 17.5.1986, 00 UTC. Die Bilder 3.6 c und d gehören zum 16.5.1986, 12 UTC. Die Bilder müssen deshalb in umgekehrter Folge gesehen werden.

Das auf S. 23 wiedergegebene METEOSAT-Bild ist vom IR-Kanal.

Auf S. 48 oben, Abb. 4.19 e, muß es heißen: 300-hPa-Analyse mit Isohypsen...

Die Redaktion

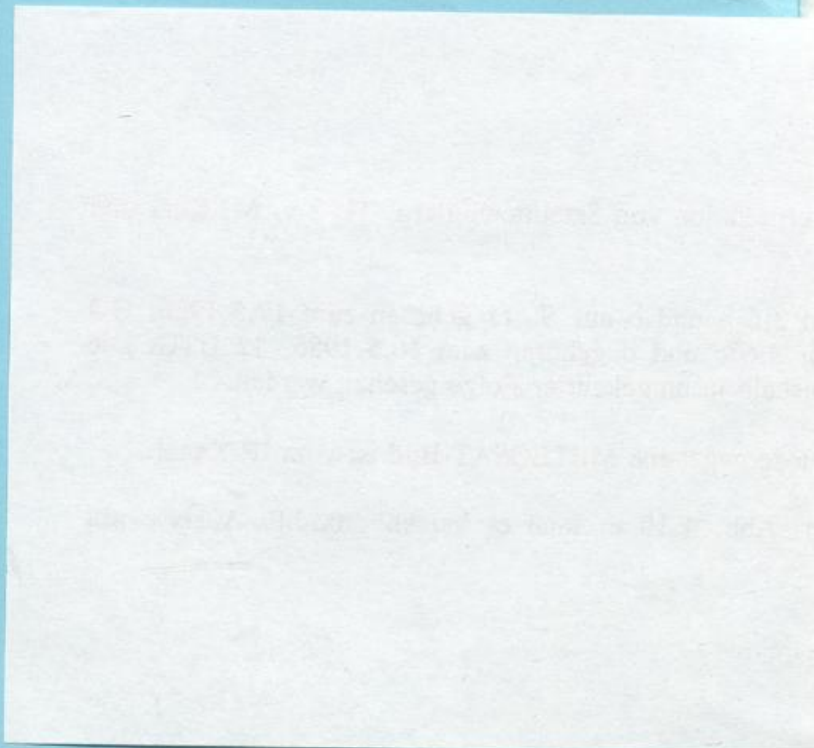


TU 30

DWD Offenbach / Bibliothek



B23001690

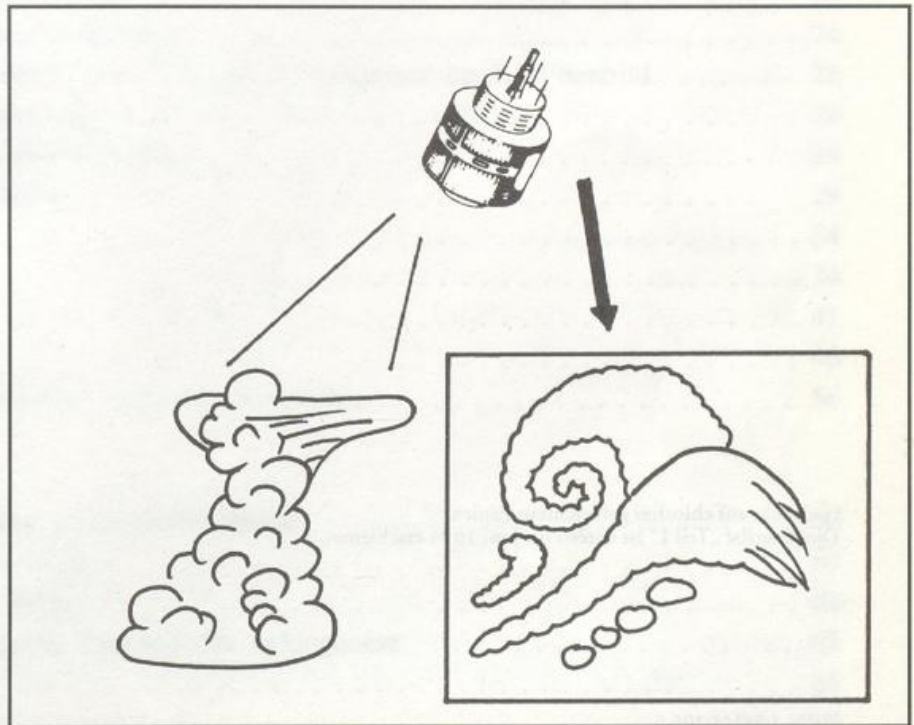


Hinweise zur Interpretation von Satellitenbildern

Teil 2

Interpretation großräumiger Strukturen in Satellitenbildern

von M. Kurz und W. Benesch



Gedruckt auf chlorfrei gebleichtem Papier.
Die Ausgabe „Teil 1“ ist bereits im Juni 1994 erschienen.

ISBN 3-88148-305-5

Alle Rechte vorbehalten. Nachdruck, auch auszugsweise, verboten. Kein Teil dieses Werkes darf ohne schriftliche Einwilligung des Deutschen Wetterdienstes in irgendeiner Form (Fotokopie, Mikrofilm oder ein anderes Verfahren), auch nicht für Zwecke der Unterrichtsgestaltung, reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Für den Inhalt sind die Autoren verantwortlich.

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Zentralamt
Frankfurter Straße 135
63067 Offenbach am Main

Anschrift der Autoren
Dipl.-Met. Wolfgang Benesch
Dipl.-Met. Manfred Kurz
Deutscher Wetterdienst
Zentralamt
Frankfurter Straße 135
63067 Offenbach am Main

Inhalt	1
1 Einleitung	2
2 Prinzipien der Wolkenbildung/-auflösung	3
3 Synoptische Systeme der mittleren und oberen Troposphäre	5
3.1 Wellen der Höhenströmung; Tröge und Rücken	5
3.2 Relativbewegungen	7
3.3 Beispiele	8
3.4 Deformationszonen	12
3.5 Höhenzyklonen und -antizyklonen	16
4 Fronten in Satellitenbildern	24
4.1 Definition und genereller Aufbau	24
4.2 Wetterwirksamkeit der Fronten und Erscheinungsform im Satellitenbild	26
4.2.1 Wirkung der Bodenreibung	26
4.2.2 Großräumige Vertikalbewegungen	29
4.3 Frontogenese-Frontolyse	29
4.4 Frontmodelle	34
4.4.1 Kaltfronten	34
4.4.2 Warmfronten	41
4.4.3 Okklusionsfronten	46
4.5 Beeinflussung von Fronten durch die Orographie	56
5 Zyklonenentwicklung in Satellitenbildern	60
5.1 Entwicklung im Bodengebiet	60
5.2 Entwicklung in der Höhe	62
5.3 Vertikalbewegungen und Dynamik der Zyklonogenese	65
5.4 Satellitenbilder	66
5.5 Relativbewegungen	74
5.6 Zyklonogenese mit Pseudo-Okklusion	76
5.7 Beispiel einer Nichtentwicklung	81
5.8 Bildung einer Höhenzyklone	83
Anhang	
Begriffsbestimmungen	89

1 Einleitung

In der Meteorologie teilt man atmosphärische Strukturen und Systeme je nach ihrer Ausdehnung in verschiedene Größenklassen ein. Innerhalb der Weltorganisation für Meteorologie wird folgendes Klassifizierungsschema gebraucht, wobei die in Klammern angegebene Zahl die typische horizontale Dimension der Phänomene wiedergibt:

Größenordnungsbereich (Scale)	Meteorologisches Phänomen	Wolkenformation im Satellitenbild
Small Scale (< 100 km)	Gewitter	Quellwolken, Cirrusschirme
Meso Scale (100 - 1000 km)	Fronten, Frontal- zonen konvektive Systeme	Wolkenbänder in versch. Niveaus hochreichende Wolkenzusammenballungen ("Cluster")
Large Scale (1000 - 5000 km)	Zyklonen, Antizyklonen; kurze Wellen der Höhenströmung	wolkenerfüllte und wolkenarme Räume; Kommaformen, Wolkenspiralen
Planetary Scale (> 5000 km)	lange Wellen der Höhenströmung Intertropical Convergence Zone	Cirrus-/Cirrostratusbänder Wolkenzone mit konvektiven "Clustern"

Teil 1 dieser zweiteiligen Reihe von Hinweisen zur Interpretation von Satellitenbildern befaßt sich hauptsächlich mit kleinräumigen Phänomenen, also Strukturen in Satellitenbildern, die dem Small-Scale und dem unteren Ende des Meso-Scale zuzuordnen sind.

Ferner sind im Teil 1 wichtige allgemeine Informationen über Satellitendaten enthalten, so zum Beispiel über das Auflösungsvermögen der Wettersatelliten und die Vor- und Nachteile der verschiedenen Spektralbereiche.

In dem hier vorliegenden Teil 2 wird auf die Interpretation von Phänomenen in den Satellitenbildern eingegangen, die im Zusammenhang mit großräumigen synoptischen Strukturen und Systemen stehen. Dabei kann allerdings nicht generell nach Erscheinungen im Large- bzw. Meso-Scale unterschieden werden, da zwischen den Scales Wechselwirkungen bestehen. Fronten z. B. sind hinsichtlich ihrer Dimension dem Meso-Scale zuzuordnen; ihre Wetterwirksamkeit steht jedoch in enger Beziehung zu den Strukturen der Höhenströmung, also zu Trögen und Rücken, welche dem Large-Scale angehören.

Da die Satellitenbilder insbesondere des IR-Kanals stark von den hohen und mittelhohen Wolken dominiert werden, sollen zunächst die typischen Strukturen in der oberen und mittleren Troposphäre behandelt werden, deren Dynamik die Verteilung dieser Bewölkung bestimmt. Anschließend erfolgt die Darstellung der Phänomene und Prozesse, bei denen auch die untere bodennahe Troposphäre in die Wetterentwicklung einbezogen ist - zunächst im Bereich der Fronten und Frontalzonen und zum Schluß innerhalb der Entwicklung von Zyklonen und Antizyklonen.

Wie schon im ersten Teil, ist es Zweck dieser Ausführungen, dem Leser Grundzüge einer sinnvollen Interpretation der Satellitenbilder näherzubringen. Um Mißverständnisse zu vermeiden, muß allerdings von Anfang an betont werden, daß gerade im Large-Scale eine Interpretation allein mit den Bildern in vielen Fällen unsicher bleiben wird oder gar zu Fehlschlüssen führen kann. Nur der Vergleich mit den zeitlich entsprechenden Analysen der meteorologisch relevanten Parameter in den verschiedenen troposphärischen Niveaus wird letztlich die Gewissheit geben, daß die Hinweise, die die Bilder vermitteln, korrekt sind oder waren.

2 Prinzipien der Wolkenbildung/-auflösung

In diesem Kapitel wird eine allgemeine Übersicht gegeben, welche physikalischen Prozesse in der Atmosphäre für die Entstehung und Auflösung von Wolken verantwortlich sind und welche Auswirkungen diese Prozesse auf die Entwicklung wetterwirksamer Systeme haben. Auf Details wird dann in den anschließenden Kapiteln eingegangen. Zum besseren Verständnis der nachfolgenden Ausführungen sei auch auf den Anhang verwiesen; dort werden wichtige meteorologische Begriffe erläutert, deren Bedeutung man kennen sollte, um die Mechanismen der Wolkenentstehung bzw. -auflösung verstehen zu können.

Grundvoraussetzung für die Entstehung von Wolken im Large-Scale ist, daß Luft vertikal gehoben wird und sich dabei bis zum Taupunkt abkühlt. Umgekehrt bewirkt eine Absinkbewegung in einer Luftmasse Wolkenauflösung. Da die vertikale Temperaturschichtung großräumig immer trockenstabil und häufig auch feuchtstabil ist, handelt es sich - im Gegensatz zur Konvektion - um erzwungene Vertikalbewegungen, und es bedarf eines Antriebs zu ihrer Auslösung.

In der Westwindzone ergibt sich dieser Antrieb als Folge von Störungen der großräumigen Balance zwischen Druck-, Temperatur- und Windfeld. Bei balancierter Strömung erfolgt die Luftbewegung rein horizontal und läßt sich in erster Näherung durch den geostrophischen Wind beschreiben. Bei einer Gleichgewichtsstörung setzen ageostrophische Zusatzbewegungen ein, die durch entsprechende Massentransporte sowie Temperatur- und Windänderungen eine neue Balance herzustellen versuchen. Im Rahmen dieses Prozesses werden unter bestimmten Voraussetzungen auch großräumige Vertikalbewegungen der Luftpartikel ausgelöst.

Charakteristisch für die Westwindzone ist die Existenz häufig recht großer horizontaler Temperaturunterschiede. Da dann die Flächen gleichen Drucks und die Flächen gleicher Temperatur sich im Raum schneiden, bezeichnet man diesen Zustand als baroklin. Bei einer solchen Anordnung können durch den Horizontalwind Transporte unterschiedlich temperierter Luft in Gang gesetzt werden, was als Temperaturadvektion bezeichnet wird. Außerdem ändert sich in einer baroklinen Atmosphäre der Horizontalwind mit der Höhe - nach Richtung u./o. Geschwindigkeit. Das gleiche gilt für die aus dem Windfeld resultierende Vorticity und ihre Advektion.

Anhand der sogenannten "Omegagleichung" kann man zeigen, daß bei Advektion von Vorticity und Temperatur sowie bei diabatischen Wärmeübergängen Vertikalbewegungen in Gang gesetzt werden. Dabei ist

Hebung

- bei aufwärts zunehmender positiver Vorticityadvektion (PVA)
- im Bereich der relativ stärksten Warmluftadvektion (WLA)
- im Bereich der relativ stärksten diabatischen Wärmezufuhr

und umgekehrt

Absinken

- bei aufwärts zunehmender negativer Vorticityadvektion (NVA)
- im Bereich der relativ stärksten Kaltluftadvektion (KLA)
- im Bereich des relativ stärksten diabatischen Wärmeentzugs

zu erwarten. Bei gleichem Antrieb sind dabei die Vertikalgeschwindigkeiten umso größer, je geringer die statische Stabilität der Schichtung ist.

Von den diabatischen Effekten ist vor allem das Freiwerden von Kondensationswärme von Bedeutung. Es setzt primär Hebung durch Vorticity- oder Temperaturadvektion voraus, vermag aber die resultierende Vertikalgeschwindigkeit erheblich zu vergrößern.

Herrscht in einem größeren Gebiet aufwärts gerichtete Vertikalbewegung, so entstehen nach Kondensation entsprechend umfangreiche und u.U. auch vertikal mächtige Wolkenareale. Nicht selten sind die Vertikalbewegungen aber in Zirkulationsform organisiert, d. h. neben einem relativ schmalen Hebungsgebiet herrscht unmittelbar kräftiges Absinken. Die resultierende Bewölkung hat dann die Form schmaler, dafür aber teilweise recht langer Bänder, neben denen wolkenfreie trockene Zonen liegen.

Wichtig ist noch, daß die Luftpartikel bei den Vertikalbewegungen gleichzeitig auch horizontal verfrachtet werden. Da die Vertikalgeschwindigkeit im Large-Scale die Dimension $1 - 10 \text{ cm s}^{-1}$ besitzt, die horizontale Bewegung aber mit $10 - 50 \text{ m s}^{-1}$ erfolgt, resultieren flachgeneigte Bahnen für die Gesamtbewegung.

Da es sich um eine erzwungene Vertikalbewegung handelt, bilden sich bei der Hebung normalerweise Schichtwolken. Bei einer potentiell instabilen Schichtung kann die Hebung aber auch zur Auslösung der Labilität führen, so daß dann aus der Schichtbewölkung heraus stärkere Quellungen entstehen.

In der Mehrzahl der Fälle werden die beschriebenen Vertikalbewegungen ihr Maximum in der mittleren Troposphäre (zwischen 3 und 6 km Höhe) haben. Wie in Abb. 2.1 dargestellt, resultiert dann bei Hebung gleichzeitig Konvergenz in der unteren und Divergenz in der oberen Troposphäre, bei Absinken umgekehrt Divergenz in der unteren und Konvergenz in der oberen Troposphäre. Durch diese Vergenzen erfolgen Vorticityänderungen: In den Bereichen mit Konvergenz wird durch die ablenkende Kraft der Erdrotation zyklonale relative Vorticity produziert (bzw. antizyklonale Vorticity abgebaut), in den Bereichen mit Divergenz umgekehrt antizyklonale relative Vorticity produziert (bzw. zyklonale Vorticity abgebaut). Diese Vorticityänderungen sind ausschlaggebend für die Entwicklung der synoptischen Systeme (wie z. B. von Tiefdruckgebieten oder Hochdruckgebieten), beeinflussen aber auch deren Verlagerung.

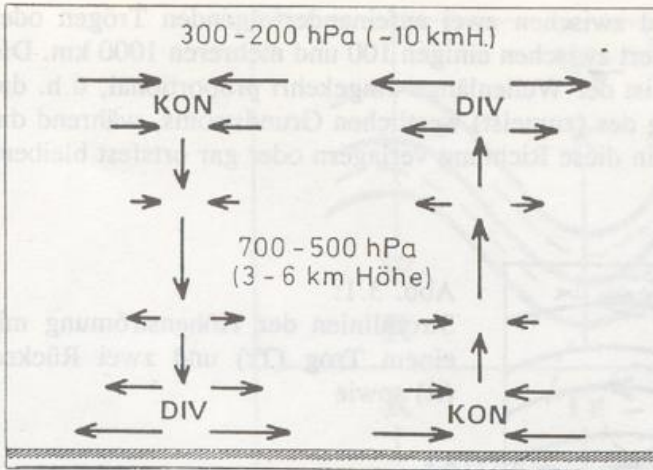
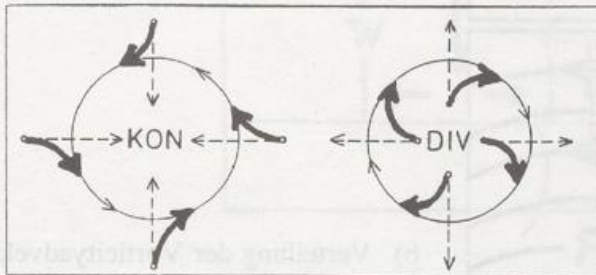


Abb. 2.1:

a) Verknüpfung von Vertikalbewegungen und horizontaler Divergenz bzw. Konvergenz



b) Produktion zyklonaler (links) und antizyklonaler Vorticity (rechts) durch Konvergenz bzw. Divergenz unter Einwirkung der Corioliskraft

Zusätzliche Vertikalbewegungen, die zu Wolkenbildung Anlaß geben können, resultieren aus der Wirkung der Bodenreibung sowie dem Einfluß der Orographie. Durch die Reibung ergibt sich in allen zyklonalen Gebilden des bodennahen Stromfeldes Horizontalkonvergenz, die zu Hebung und damit verbunden möglicherweise zur Bildung tiefer Wolken führt. In allen antizyklonalen Gebilden findet man umgekehrt Divergenz in Bodennähe und Absinken im tiefen Niveau.

Hinsichtlich des Einflusses der Orographie ist insbesondere die Hinderniswirkung der Gebirge zu nennen. Durch sie wird die anströmende Luft im Luv zum Aufsteigen, im Lee zum Absinken gezwungen. Die Hebung im Luv führt häufig zur Bildung stationärer Staubewölkung, während das Absinken im Lee rasche Wolkenauflösung und Austrocknung zur Folge hat. Durch die Orographie angeregte Schwingungen in höheren Schichten leeseitig des Hindernisses werden häufig durch entsprechende Wolkenformen sichtbar (Leewellen, vgl. Teil 1).

3 Synoptische Systeme der mittleren und oberen Troposphäre

Im folgenden werden die typischen synoptischen Systeme und die zugehörigen Wolkenformationen behandelt, die in der mittleren und oberen Troposphäre angetroffen werden.

3.1 Wellen der Höhenströmung: Tröge und Rücken

Charakteristisch für die Geopotential- und Windverteilung in der mittleren und oberen Troposphäre sind Wellenformen der Isohypsen bzw. Stromlinien. Die Bereiche mit zyklonaler Stromlinienkrümmung werden Tröge, die Bereiche mit antizyklonaler Stromlinienkrümmung werden Rücken genannt (vgl. Anhang A). Da die Krümmung normalerweise auch die Vorticity der Strömung bestimmt, befindet sich in den Trögen meist ein Maximum positiver relativer Vorticity, in den Rücken ein Maximum negativer relativer Vorticity (Abb. 3.1a).

Die Länge der Wellen, d.h. der Abstand zwischen zwei aufeinanderfolgenden Trögen oder Rücken, ist sehr unterschiedlich, und variiert zwischen einigen 100 und mehreren 1000 km. Die Verlagerungsgeschwindigkeit der Wellen ist der Wellenlänge umgekehrt proportional, d.h. die kurzen Wellen wandern rasch in Richtung des (zumeist) westlichen Grundstroms, während die längeren Wellen sich ungleich langsamer in diese Richtung verlagern oder gar ortsfest bleiben.

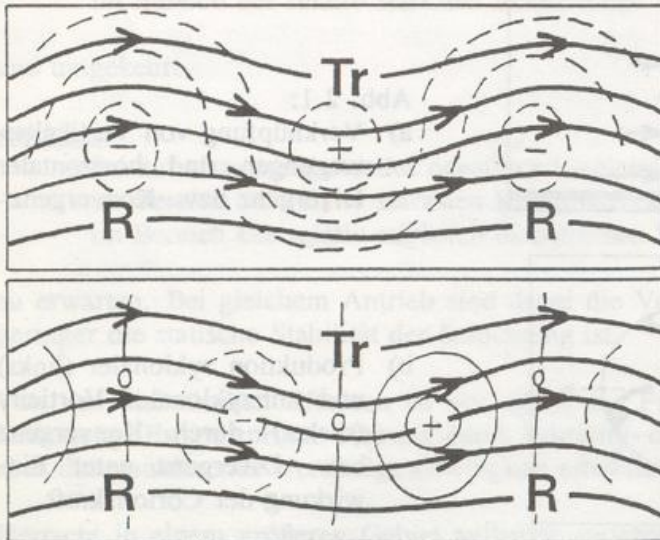


Abb. 3.1:
Stromlinien der Höhenströmung mit
einem Trog (Tr) und zwei Rücken
(R) sowie

a) Verteilung der Vorticity bzw.

b) Verteilung der Vorticityadvektion

Bei balancierter Strömung sind die Stromlinien mit Linien gleichen Geopotentials (Isohypsen) einer Druckfläche identisch

Der Grund für dieses Verhalten ist darin zu suchen, daß neben der Wirkung von Konvergenzen und Divergenzen die Vorticityadvektion der Hauptfaktor für die Verlagerung der Vorticityextreme und damit der Tröge und Rücken darstellt. Einen westlichen Grundstrom vorausgesetzt, findet man im Bereich der relativ kurzen Wellen positive Advektion der absoluten Vorticity (PVA) östlich der Tröge bzw. westlich der Rücken und negative Advektion der absoluten Vorticity (NVA) westlich der Tröge bzw. östlich der Rücken (Abb. 3.1b). Dadurch wandern Tröge und Rücken in Richtung des Grundstroms nach Osten. Je größer die Wellenlänge, desto geringer wird die Advektion und desto langsamer die Verlagerung. Bei Wellenlängen um oder größer 5000 km ist dann in Abhängigkeit von der Grundstromgeschwindigkeit die Advektion evtl. Null, so daß die Wellen stationär bleiben.

In der mittleren und oberen Troposphäre gilt im Mittel, daß Potential- und Temperaturfeld in Phase sind. Das bedeutet, daß die kälteste Luft i.a. im Innenbereich der Tröge und die wärmste Luft im Innenbereich der Rücken zu finden ist. Aufgrund dieser Anordnung nimmt der Wind in den Wellen mit der Höhe mehr oder weniger stark zu, um in Höhen zwischen 8 und 12 km Höhe im Strahlstrom ihr Maximum zu erreichen. Das gleiche gilt für die Vorticity und die Vorticityadvektion.

Im Gegensatz dazu ist in vielen Fällen die Temperaturadvektion im Bereich solcher Tröge und Rücken relativ gering. Dann dominiert die Vorticityadvektion die Vertikalbewegungen. Aus der aufwärts zunehmenden PVA zwischen Trog und Rücken stromab resultiert dort Hebung mit evtl. Wolkenbildung, aus der aufwärts zunehmenden NVA zwischen Trog und Rücken stromauf dagegen Absinken und Wolkenauflösung. Die stärkste Vertikalbewegung ist bei solchen Wellen in Höhen zwischen 4 und 8 km zu erwarten.

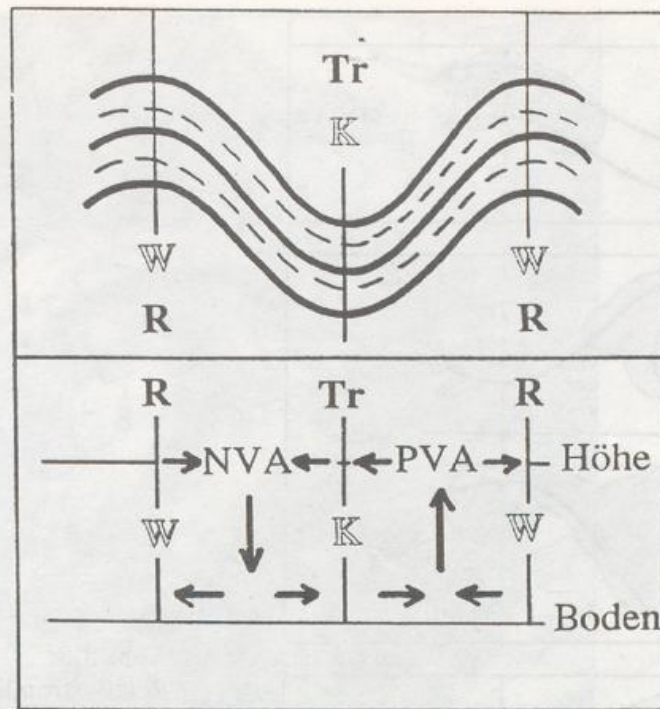


Abb. 3.2:

Verteilung von Vorticityadvektion und Vertikalbewegungen in einer Welle der Höhenströmung. Oben Isohypsen (dick) und Isothermen (strichliert) auf einer Druckfläche in der mittleren Troposphäre; unten Vertikalschnitt mit Vertikalbewegungen und Konvergenzen bzw. Divergenzen in der Höhe und in Bodennähe. PVA, NVA positive bzw. negative Vorticityadvektion; K, W kalte bzw. warme Luft.

Abb. 3.2 zeigt schematisch die Relation zwischen Welle, Vorticityadvektion und Vertikalbewegungen. Die Hebung vorderseitig des Troges ist mit Konvergenz in den unteren Schichten und Divergenz in der Höhe verknüpft, das Absinken rückseitig mit Divergenz unten und Konvergenz oben. Dort, wo die Vertikalbewegungen am stärksten sind, befindet sich ein divergenzfreies Niveau.

3.2 Relativbewegungen

Für die im Bereich der Wellen tatsächlich zu beobachtende Wolkenverteilung sind neben der Vertikalbewegung natürlich auch die horizontalen Luftbewegungen von Bedeutung. Dabei ist die Bewegung relativ zu den wandernden Trögen und Rücken maßgebend.

Nun gilt im allgemeinen, daß die Verlagerungsgeschwindigkeit der Wellen nur wenig mit der Höhe variiert, während die Windgeschwindigkeit in der Vertikalen häufig sehr stark zunimmt und im Jetniveau durchaus das Doppelte vom Wert in der mittleren Troposphäre erreichen kann. Bei den wandernden kurzen Wellen entspricht dabei die Verlagerungsgeschwindigkeit der Zonalgeschwindigkeit in Niveaus zwischen 2 - 5 km. Das bedeutet, daß oberhalb davon die Luftpartikel schneller sind als die Welle und sie von hinten nach vorn durchströmen und überholen, wobei die Relativgeschwindigkeit im Jetniveau ihr Maximum erreicht. Unterhalb des angegebenen Niveaus ist dagegen die

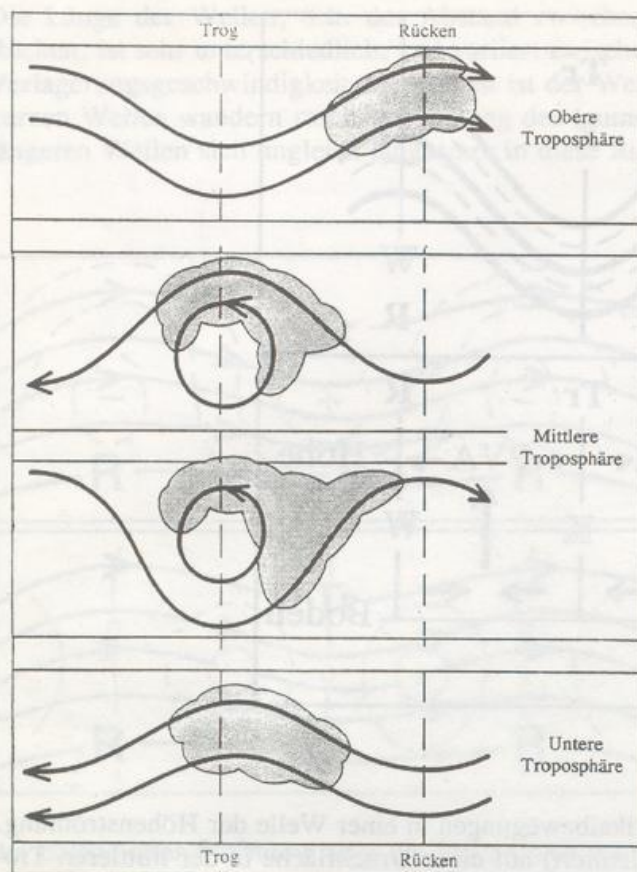


Abb. 3.3:
Relativstromlinien in den verschiedenen Niveaus im Bereich eines Trog-Rücken-Systems und resultierende Position bzw. Form im Hebungsgebiet entstehender Bewölkung

Abb. 3.3 zeigt schematisch Relativstromlinien in den verschiedenen Niveaus im Bereich eines Trog-Rücken-Systems. Durch die zusätzlich wirksame Windkomponente quer zur Verlagerung ergeben sich Wellenformen der Relativströmung und in der Mitte - im Übergangsbereich zwischen unterer und oberer Relativströmung - nicht selten abgeschlossene Relativwirbel. Sie sind mit den Extrema der Vorticity identisch.

Hinsichtlich der Bewölkungsverteilung im Hebungsgebiet zwischen Trog und Rücken folgt aus dem Gesagten, daß die untere Bewölkung mehr zur Trogachse, die hohe Bewölkung dagegen mehr zur Rückenachse hin orientiert sein wird. Entsprechend dem Verlauf der Relativstromlinien sind dabei Wolkengebiete mit linsenartig gekrümmter Form zu erwarten. In mittleren Niveaus besteht im Bereich der abgeschlossenen Relativwirbel die Möglichkeit zur Bildung von Komma- oder Spiralförmigkeiten, wie sie auch häufig beobachtet werden. Wichtig ist noch, daß die aufsteigenden Partikel bei kräftiger Hebung durchaus aus der unteren in die obere Relativströmung gelangen können, was die Wolkonfiguration natürlich ebenfalls beeinflusst.

3.3 Beispiele

Die Abb. 3.4 - 3.6 zeigen drei Beispiele für die Bewölkung, die sich im Bereich von Wellen der Höhenströmung bildet.

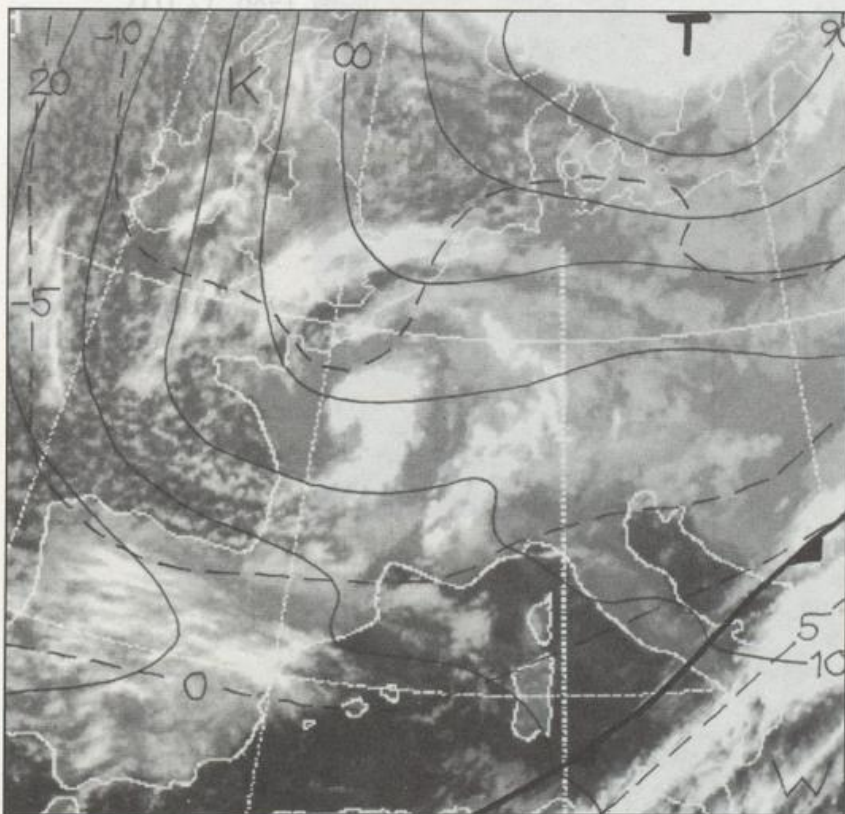
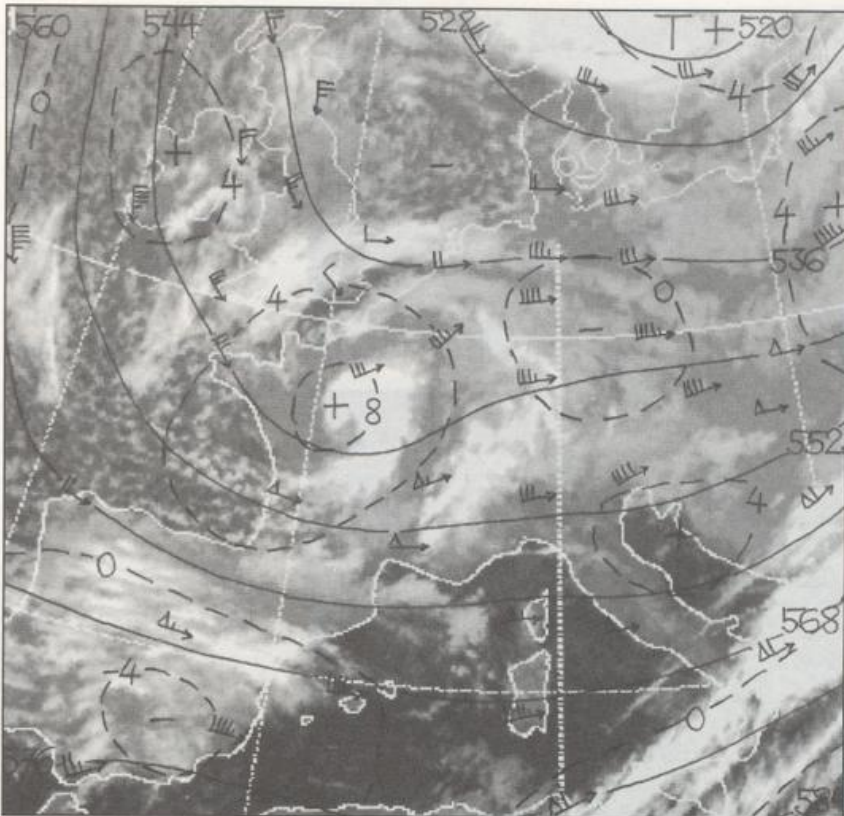


Abb. 3.4:
 METEOSAT-IR-Bilder
 vom 02.11.1990, 00
 UTC mit Isohypsen,
 Windbeobachtungen und
 Linien gleicher relativer
 Vorticity in 500 hPa
 (oben) sowie Isobaren
 des Bodenluftdrucks,
 Fronten und Isothermen
 in 700 hPa (unten)

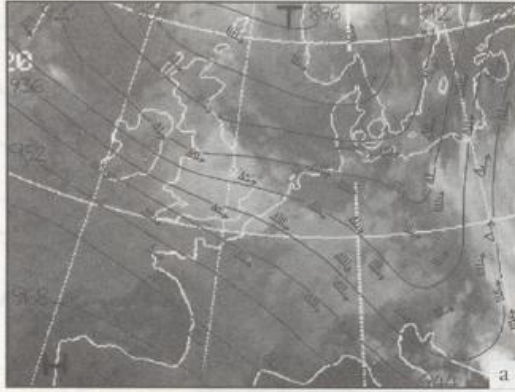
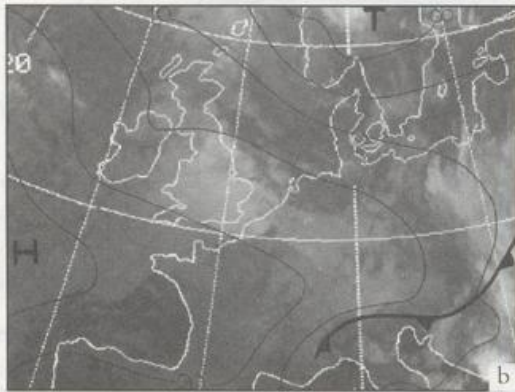


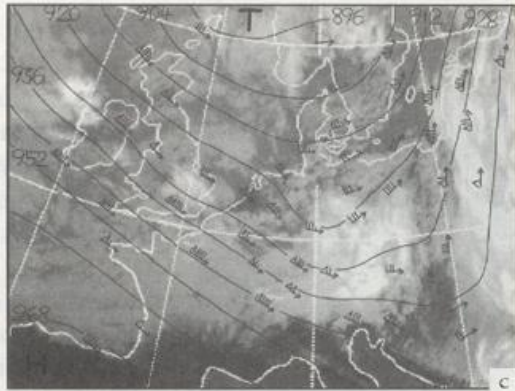
Abb. 3.5

METEOSAT-IR-Bilder vom
08.07.1986, 00 UTC

a) mit Isohypsen und Wind-
beobachtungen in 300 hPa

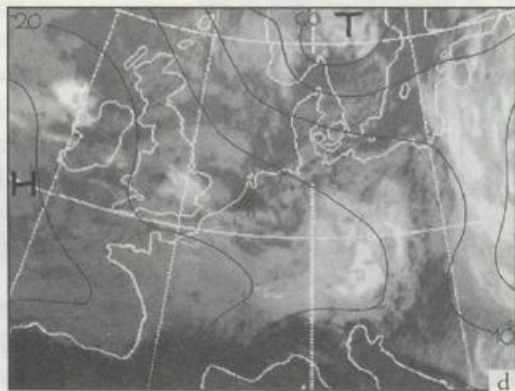


b) mit Isobaren des Boden-
luftdrucks und Fronten

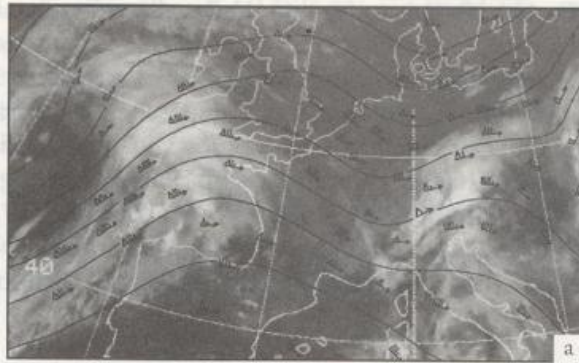


METEOSAT-IR-Bilder vom
08.07.1986, 12 UTC

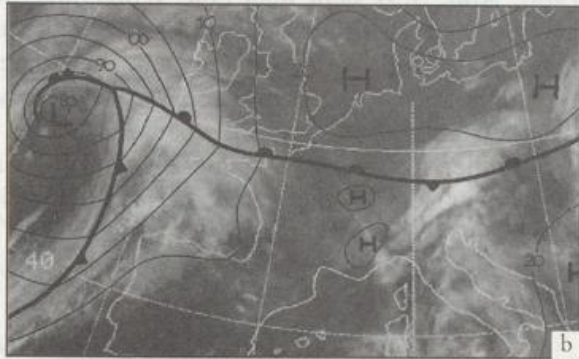
c) mit Isohypsen und Wind-
beobachtungen in 300 hPa



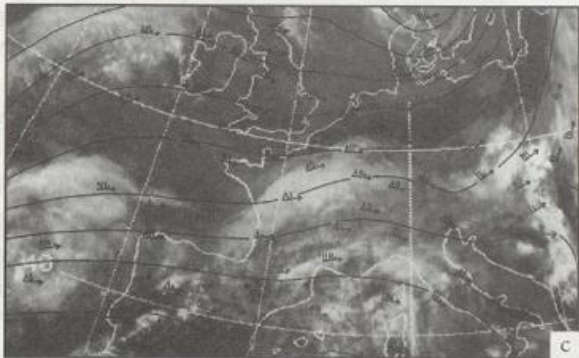
d) mit Isobaren des Boden-
luftdrucks und Fronten



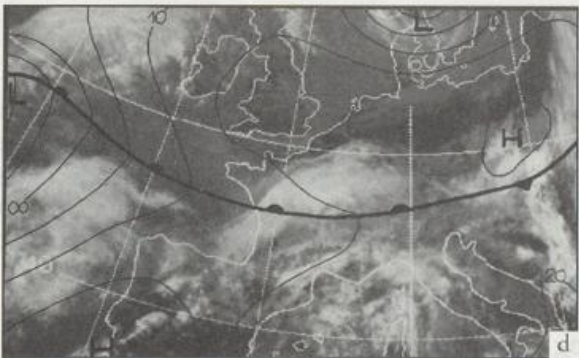
a



b



c



d

Abb. 3.6:

METEOSAT-IR-Bilder vom 16.05.1986, 00 UTC

a) mit Isohypsen und Windbeobachtungen in 300 hPa

b) mit Isobaren des Bodenluftdrucks und Fronten

METEOSAT-IR-Bilder vom 16.05.1986, 12 UTC

c) mit Isohypsen und Windbeobachtungen in 300 hPa

d) mit Isobaren des Bodenluftdrucks und Fronten

Der erste Fall (02.11.1990, Abb. 3.4) betrifft eine Welle, die weitgehend dem Schema der Abb. 3.2 entspricht. Man findet sowohl in den Isobaren der Bodenkarte als auch in den Isohypsen 500 hPa einen markanten, von kalter Luft erfüllten Trog über Frankreich. Das zugehörige IR-Bild zeigt mehrere zyklonal gekrümmte Wolkenbänder und eine ausgeprägte Komma-Wolke an seiner Vorderseite. Letzere markiert genau den Vorderrand des Vorticitymaximums, ist also eindeutig auf die Hebung durch die PVA zurückzuführen. Rückseitig folgt ein wolkenfreies Gebiet infolge Absinkens durch die NVA, während stromauf weitere Wolkenbänder angeordnet sind. Aus der Bewölkung vorderseitig des Troges fallen schauerartige Niederschläge. Der Trog schwenkt im weiteren Verlauf, der Vorticityadvektion folgend, ost-südostwärts.

Im zweiten Fall (08.07.1986, Abb. 3.5) sieht man eine Wolkenmasse, die vorderseitig eines kurzweiligen Höhentrogos von den Britischen Inseln nach Süddeutschland wanderte. Die Verlagerungsgeschwindigkeit von Trog und Wolkengebiet betrug ca. 90 kmh^{-1} . Aus der Differenz zu den 300 hPa-Winden, die in dem betrachteten Zeitraum zwar abnahmen, im Mittel aber 150 kmh^{-1} Geschwindigkeit aufwiesen, erkennt man, daß - wie oben beschrieben - das System in diesem Niveau mit einer Relativgeschwindigkeit von mehr als 50 kmh^{-1} von hinten nach vorn durchströmt wurde. Aus dem Wolkengebiet fiel zu Anfang leichter Regen, während später z. T. kräftige Schauer und Gewitter ausgelöst wurden. Die 12 UTC-Analyse zeigt stromauf weitere Wellenandeutungen, die jeweils mit Vorticityextrema und kleinen Wolkengebieten korreliert sind.

In der unteren Troposphäre herrschte über West- und Mitteleuropa eine mächtige WNW-Strömung, in die ein schwach ausgeprägter Tiefausläufer eingebettet war, der von den Britischen Inseln langsam ostwärts zog. Er hatte aber mit dem oberen Trog und dem Wolkengebiet nichts zu tun.

Ähnlich waren die Verhältnisse beim Fall vom 16./17.05.1986 (Abb. 3.6). Da zog ein linsenförmiges Wolkengebiet mit Niederschlägen oberhalb einer quasistationären Bodenfront rasch nach Osten. Auch hier kam der Antrieb für die Wolkenbildung nicht von der unteren Front, sondern von der PVA vorderseitig eines ostwärts wandernden kurzweiligen Höhentrogos.

3.4 Deformationszonen

Neben der Bildung von Linsen- oder Spiralförmigkeiten beobachtet man beim Verfolgen der Satellitenbildentwicklung häufig, daß Wolkenmassen starke Formänderungen erfahren, indem sie in der einen Richtung auseinandergezogen, in der anderen dagegen zusammengedrückt werden. Es entstehen so immer länger werdende Wolkenbänder, die meist eine scharfe seitliche Begrenzung aufweisen.

Für eine solche Änderung sind neben den Vertikalbewegungen Anordnungen im horizontalen Strömungsfeld verantwortlich, in denen Deformation wirksam wird.

Ein typisches Feld mit Deformation ist in Abb. 3.7 wiedergegeben. Es resultiert aus einer schachbrettartigen Anordnung von Trögen und Rücken und wird als "Viererdruckfeld" bezeichnet. Denkt man sich in die Mitte dieses Feldes eine Wolkenmasse eingebracht, die zu Anfang quadratische Form haben möge, und unterstellt man, daß das Stromfeld zeitlich stationär sei, so wird die Wolkenmasse in der einen Richtung gedehnt, in der anderen dagegen gestaucht, so daß aus dem Quadrat bald ein Rechteck wird. Je länger die Strömungsanordnung existiert, umso länger und schmaler, d.h. umso bandartiger wird die Bewölkung.

In der Natur ist nicht immer das komplette Deformationsfeld der Abb. 3.7 anzutreffen, doch lassen sich alle tatsächlich zu beobachtenden Zonen mit Deformation auf Teilsegmente des dargestellten Grundschemas zurückzuführen.

Deformation ist z. B. wirksam in allen Konfluenz- und Diffluenzzonen, d.h. Bereichen, wo die Stromlinien zusammen- oder auseinanderlaufen. In Konfluenzzonen erfolgt eine Streckung in Bewegungsrichtung, in Diffluenzzonen dagegen quer zu ihr.

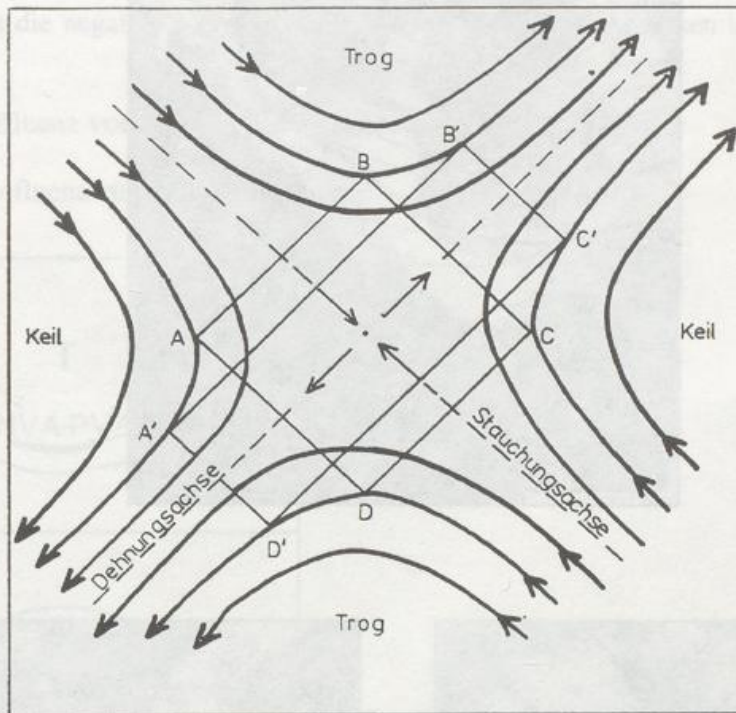
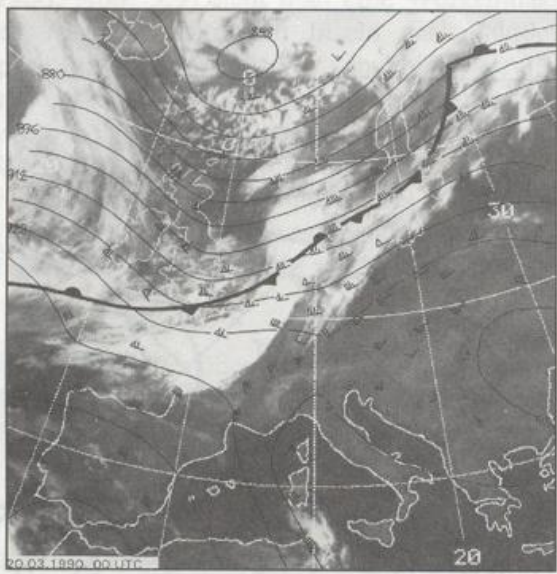


Abb. 3.7: Schematische Darstellung eines Viererdruckfeldes mit Stauchungs- und Dehnungsachse. Eine ursprünglich quadratisch abgegrenzte Luftmenge wird in diesem Feld zu einem Rechteck deformiert.

In der Meteorologie ist eine der wichtigsten Eigenschaften der Atmosphäre die Fähigkeit, sich zu bewegen und dabei Energie zu transportieren. Die Bewegung der Luftmassen wird durch die Druckgradientkraft, die Coriolisbeschleunigung und die Reibungskraft bestimmt. In der Troposphäre ist die vertikale Bewegung durch die Auf- und Abwärtsbewegung der Luftmassen gekennzeichnet. Die vertikale Bewegung ist durch die vertikalen Windkomponenten beschrieben. Die vertikalen Windkomponenten sind durch die vertikalen Windvektoren dargestellt. Die vertikalen Windvektoren sind durch die vertikalen Windvektoren dargestellt. Die vertikalen Windvektoren sind durch die vertikalen Windvektoren dargestellt.

Im zweiten Fall (06.00 UTC) ist ein kurzwelliges Höhenwirbelzentrum über dem Nordatlantik zu sehen. Die vertikalen Windvektoren zeigen eine konvergierende Bewegung in der Höhe über dem Nordatlantik. Die vertikalen Windvektoren sind durch die vertikalen Windvektoren dargestellt.



Die vertikalen Windvektoren zeigen eine konvergierende Bewegung in der Höhe über dem Nordatlantik. Die vertikalen Windvektoren sind durch die vertikalen Windvektoren dargestellt. Die vertikalen Windvektoren sind durch die vertikalen Windvektoren dargestellt.

In der dritten Aufnahme (12.00 UTC) ist ein kurzwelliges Höhenwirbelzentrum über dem Nordatlantik zu sehen. Die vertikalen Windvektoren zeigen eine konvergierende Bewegung in der Höhe über dem Nordatlantik. Die vertikalen Windvektoren sind durch die vertikalen Windvektoren dargestellt.

Ähnlich wie die vertikalen Windvektoren in der ersten Aufnahme zeigen die vertikalen Windvektoren in der dritten Aufnahme eine konvergierende Bewegung in der Höhe über dem Nordatlantik. Die vertikalen Windvektoren sind durch die vertikalen Windvektoren dargestellt.

Die vertikalen Windvektoren zeigen eine konvergierende Bewegung in der Höhe über dem Nordatlantik. Die vertikalen Windvektoren sind durch die vertikalen Windvektoren dargestellt. Die vertikalen Windvektoren sind durch die vertikalen Windvektoren dargestellt.

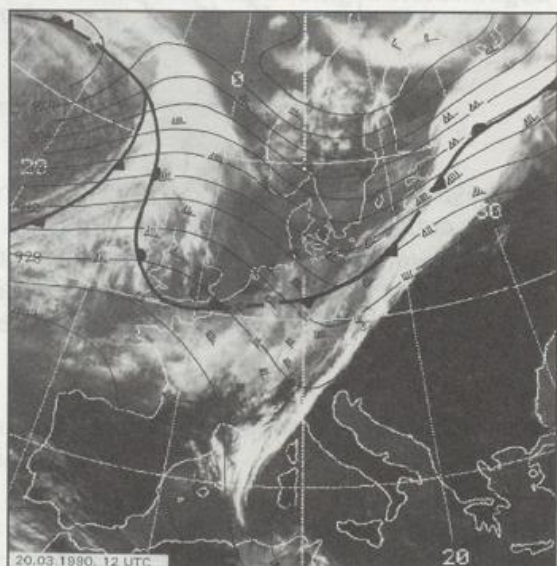
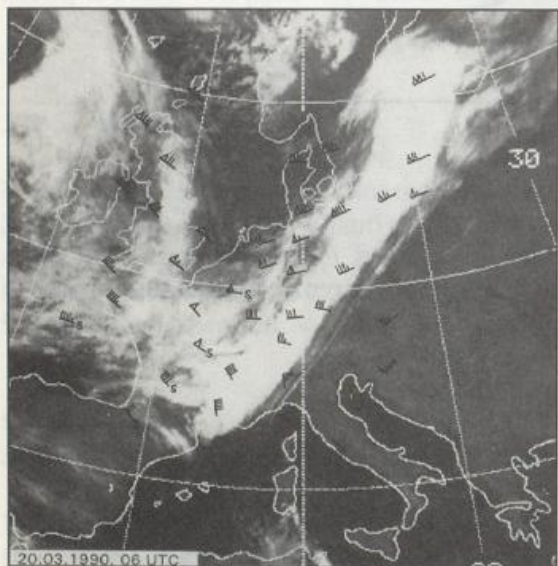


Abb. 3.8: 3 METEOSAT-IR-Bilder vom 20.03.1990, 00, 06 und 12 UTC mit Isohypsen und Windbeobachtungen in 300 hPa sowie Bodenfronten (00, 12 UTC) bzw. Windbeobachtungen in 300 hPa allein (06 UTC)

Abb. 3.8 zeigt die rasche Veränderung eines Wolkengebietes innerhalb einer großräumigen Strömungsdiffluenz. Es handelt sich um ein Gebiet hoher Wolken, das vorderseitig eines kurzwelligen Troges entstanden ist. Sein nördlicher Teil verlagert sich rasch nach Nordosten, der südliche Teil nach Südsüdosten, so daß das Wolkenband eine starke Streckung in SW-NE-Richtung erfährt und immer schmaler wird.

Wichtig ist ferner, daß durch die Deformation auch die Verteilung der Vorticityadvektion und über sie die Verteilung der Vertikalbewegungen beeinflusst wird. Man kann zeigen, daß im Bereich der Wellen positive Vorticityadvektion und damit Hebung und Wolkenbildung besonders stark sind

- bei Diffluenz vorderseitig des Troges bzw.
- bei Konfluenz rückseitig des Rückens

und umgekehrt die negative Vorticityadvektion verbunden mit Absinken und Wolkenauflösung maximiert ist

- bei Diffluenz vorderseitig des Rückens
sowie
- bei Konfluenz rückseitig des Troges.

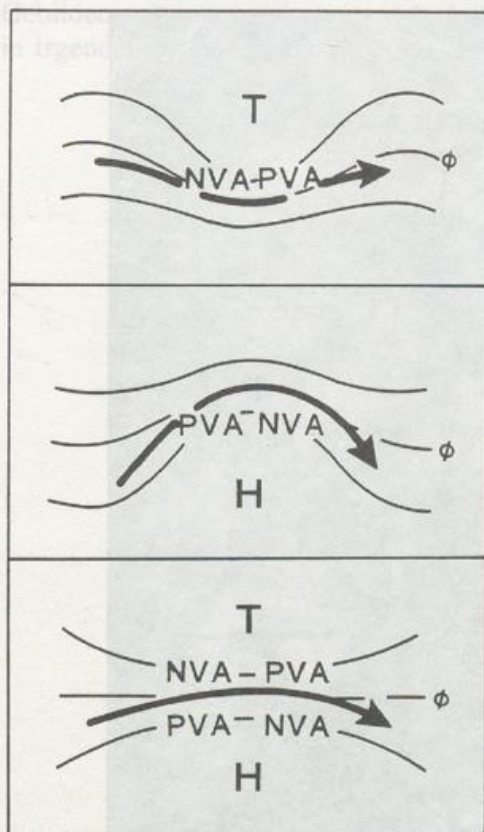


Abb. 3.9: Verteilung der Vorticityadvektion in Wellen mit überlagerter Diffluenz und Konfluenz (dick eingezeichnet Jetachse)

Schematisch sind diese Verhältnisse in Abb. 3.9 dargestellt. Diese Abbildung spiegelt auch die Verhältnisse im Bereich eines isolierten Geschwindigkeitsmaximums der Höhenströmung wider. Aus der Überlagerung eines Troges und eines Rückens - jeweils mit konfluentem Eingang und diffluentem Ausgang - resultiert eine schachbrettartige Verteilung von PVA und NVA.

Deformation spielt außerdem eine wichtige Rolle bei der Entstehung von Fronten (vgl. 4.2.3).

3.5 Höhenzyklonen und -antizyklonen

Neben den typischen Wellenformen gibt es in der mittleren und oberen Troposphäre natürlich auch Druckgebilde mit abgeschlossenen Isohypsen - Zyklonen bzw. Antizyklonen in der Höhe. Sie können verbunden sein mit entsprechenden Druckgebilden in Bodennähe, können sich aber auch unabhängig durch Labilwerden von Wellen der Höhenströmung im Zuge von sogenannten "Cutoff"-oder Abschnürungsprozessen bilden. Ein Beispiel dafür wird in Kap. 5 gegeben.

Abgeschlossene Tiefdruck- und Hochdruckgebiete in der Höhe können recht unterschiedliche Größe aufweisen. Während kleinere Gebilde meist mit den Trögen und Rücken, in die sie eingebettet sind, mitwandern, bleiben größere Zyklonen oder Antizyklonen häufig längere Zeit ortsfest. Sie "steuern" dann die Verlagerung der kürzeren Wellen, indem diese ausweichen und entweder auf zyklonaler oder antizyklonaler Bahn um das stationäre Gebilde herumlaufen müssen.

Ein Beispiel für solch ein quasistationäres Zentraltief über Mitteleuropa ist in der Abb. 3.10 wiedergegeben. Der Kern des Höhentiefs liegt über den Alpen, während im Bodengebiet der Hauptkern über Italien und ein zweiter Kern in der Nähe von Wien zu finden sind. Bodenfronten können über dem Balkan und dem Mittelmeerraum analysiert werden, sind z. T. aber nur wenig wetterwirksam.

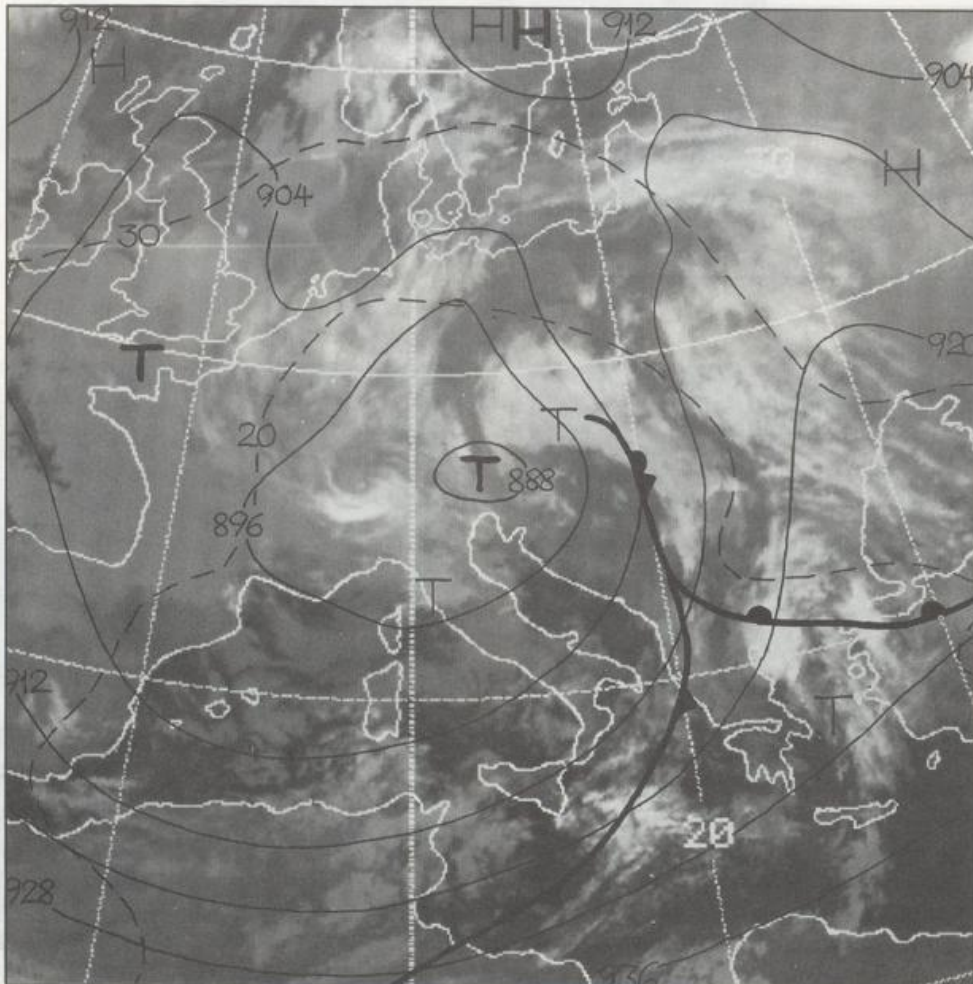


Abb. 3.10: METEOSAT-IR-Bild vom 22.11.1985, 00 UTC mit Isohypsen in 300 hPa (ausgezogen), Isobaren des Bodenluftdrucks (strichliert) und Fronten

Die Verteilung der höherreichenden Bewölkung rund um das Höhentief wird vielmehr eindeutig durch die Tröge an den Flanken des Tiefs bestimmt, die gegen den Uhrzeigersinn um den Kern kreisen und vorderseitig Hebung, rückseitig Absinken auslösen. Ein langes, zyklonal geschwungenes Wolkenband, das mit einer Spiralstruktur bis zum Kern reicht, befindet sich vor dem markanten, nach Norden weisenden Trog und bewegt sich mit ihm nach Westen. Ein weiteres hochreichendes Wolkengebiet, das mit der unteren Okklusion korreliert ist, liegt vor dem Randtrog über dem Balkan, der nach Norden schwenkt. Auch die weiter östlich anschließende höhere Bewölkung zeigt Strukturen, die der Wellenform der dort herrschenden südlichen Höhenströmung entsprechen.

Wie im eben beschriebenen Beispiel findet man unter einer großen Höhenzyklone meist auch in Bodennähe ein Tief, das allerdings gewöhnlich weit geringere Intensität aufweist als der Höhenwirbel. Es gibt allerdings auch Tiefdruckgebiete, die nur in der Höhe ausgebildet sind, während unter ihnen eine durchgehende geradlinige oder nur leicht wellenförmig deformierte Strömung herrscht. Da solche Gebilde einen ausgeprägten kalten Kern besitzen, werden sie als "Kaltlufttropfen" bezeichnet. Sie sind meist relativ klein, so daß sie von den numerischen Vorhersageverfahren z. T. nur ungenügend erfaßt werden und Ursache für eine überraschende Wetterverschlechterung sein können.

Kaltlufttropfen folgen im allgemeinen der bodennahen Strömung, deren Richtung die herrschende Grundströmung repräsentiert. Bei ihrer Erscheinungsform ist zu unterscheiden nach Gebilden mit symmetrischem, d.h. kreisförmigem Aufbau und Gebilden, die eine Asymmetrie in irgendeiner Richtung aufweisen.

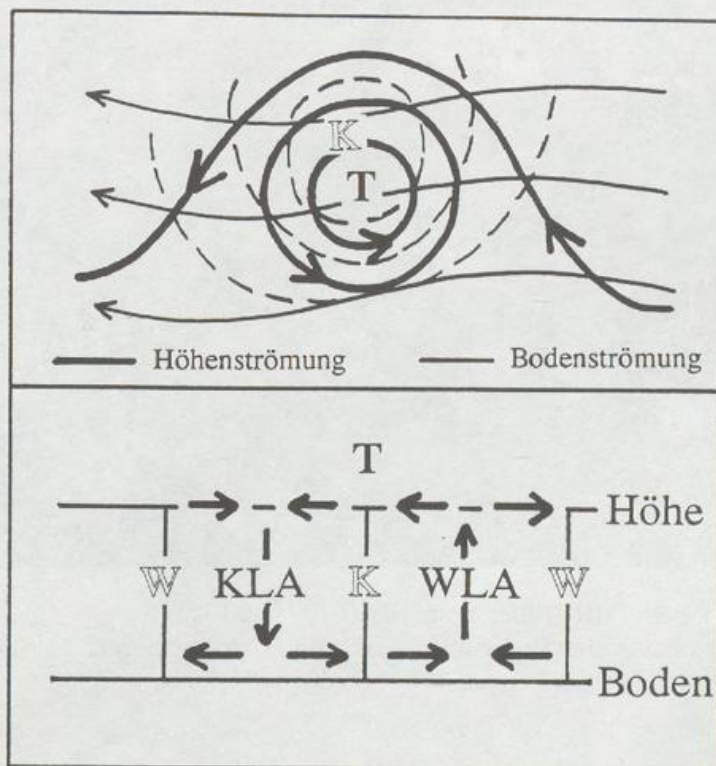


Abb. 3.11: Aufbau und Dynamik eines "Kaltlufttropfens". Oben Horizontalprojektion mit Höhenströmung (dick), Bodenströmung (dünn) und Isothermen der Mitteltemperatur (strichliert); unten Vertikalschnitt mit Vertikalbewegungen und Konvergenzen bzw. Divergenzen in der Höhe und in Bodennähe. KLA, WLA Kaltluft-, Warmluftadvektion

Bei kreisförmigen Höhentiefs bzw. Kaltlufttropfen ist die Vorticityadvektion gering, so daß neben diabatischen Wärmeübergängen die Temperaturadvektion der Hauptantrieb für Vertikalbewegungen darstellt. Auf ihrer Vorderseite herrscht dann Absinken infolge Kaltluftadvektion (KLA), auf der Rückseite Hebung infolge Warmluftadvektion (WLA). Daraus leiten sich die in Abb. 3.11 skizzierten Bewölkungsverhältnisse ab. Auf der Vorderseite des Kaltlufttropfens findet man keine oder höchstens Quellbewölkung, auf der Rückseite dagegen dichte Aufgleitbewölkung mit anhaltenden Niederschlägen. Bei potentieller Instabilität können im Hebungsbereich auch konvektive Umlagerungen und Gewitter ausgelöst werden.

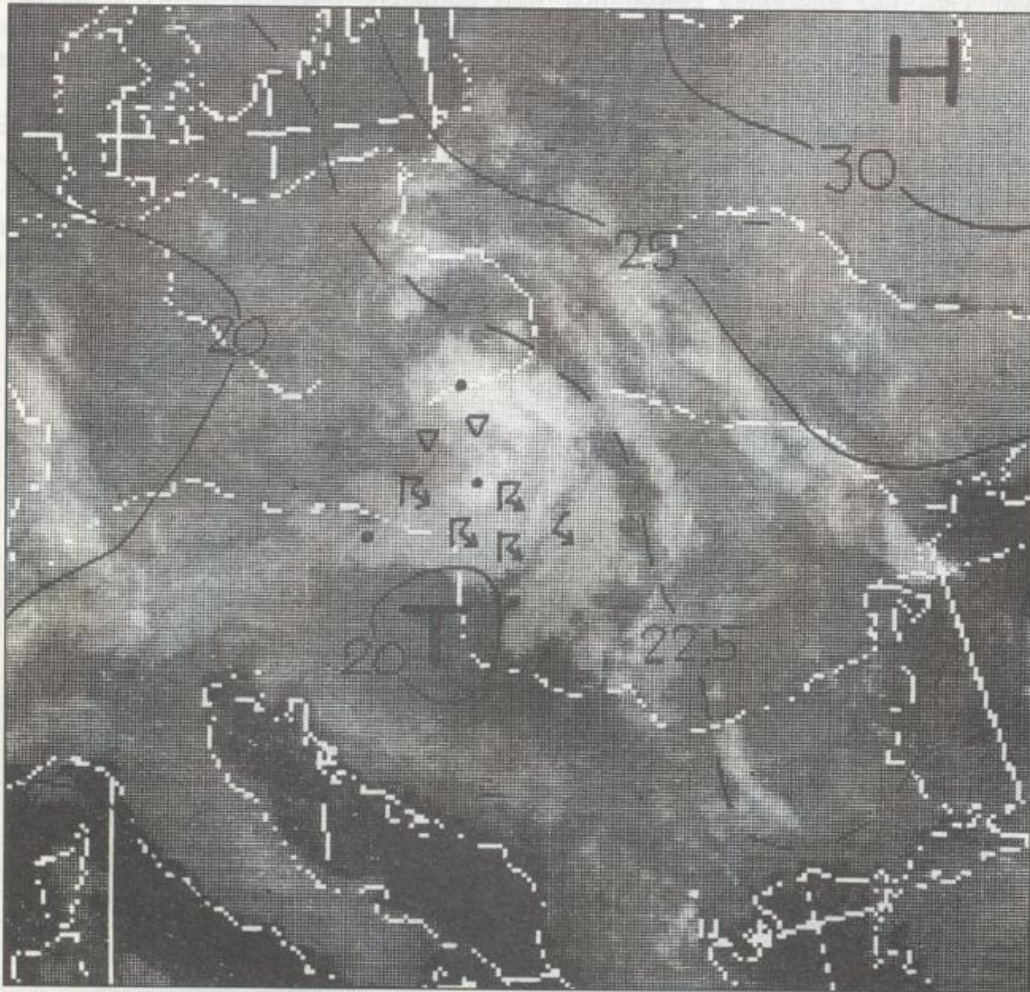


Abb. 3.12: 5 METEOSAT-IR-Bilder vom 10.10.1991, 00 UTC
a) mit Isobaren des Bodenluftdrucks und Hydrometeoren

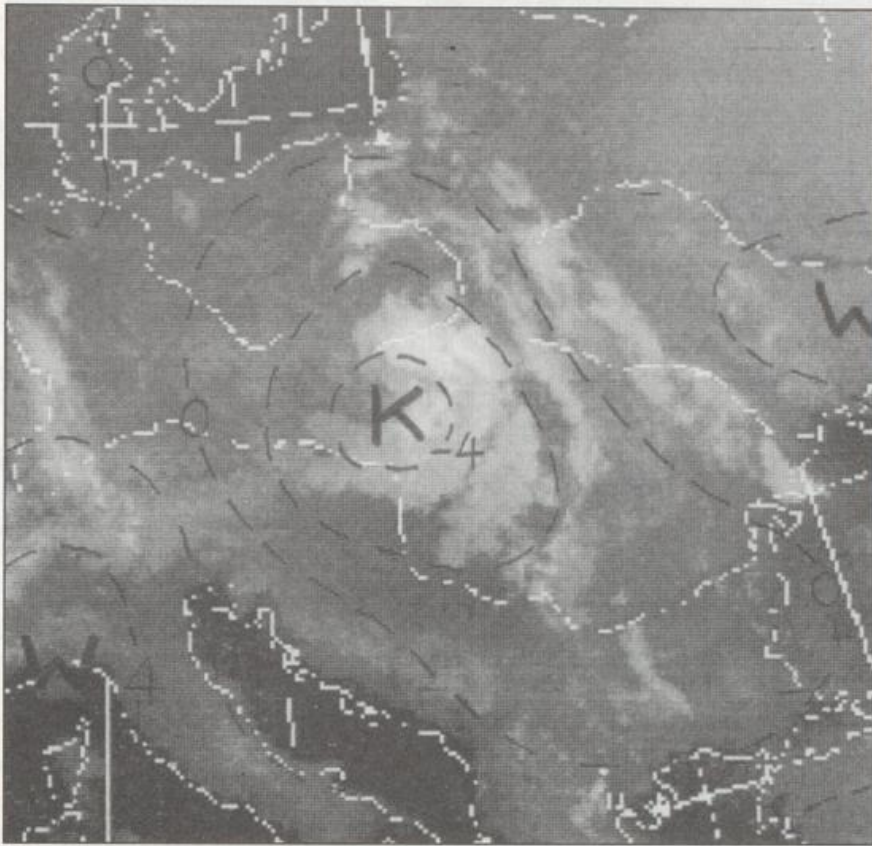


Abb. 3.12 b) mit Isothermen in 700 hPa,

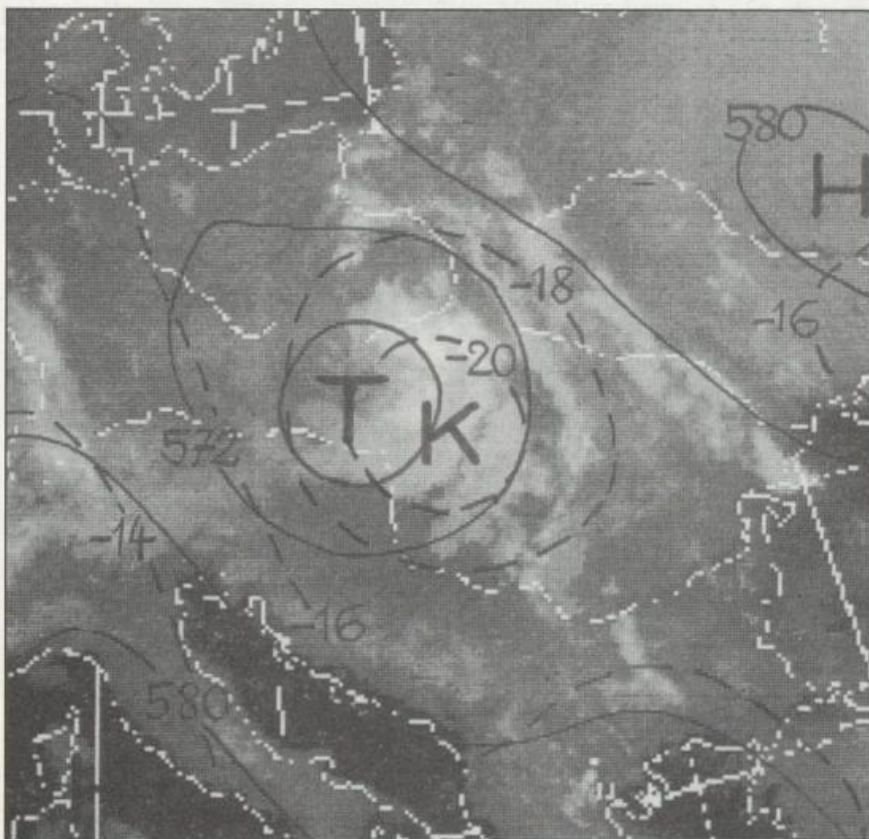


Abb. 3.12 c) mit Isohypsen und Isothermen in 500 hPa,

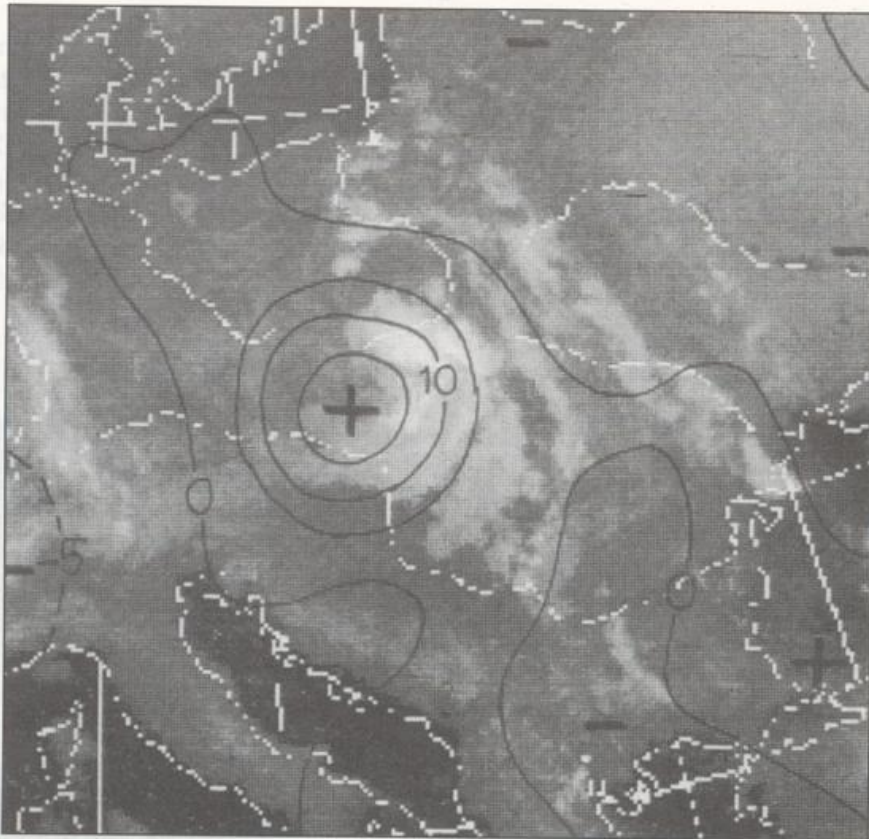


Abb. 3.12 d) mit relativer Vorticity in 500 hPa und

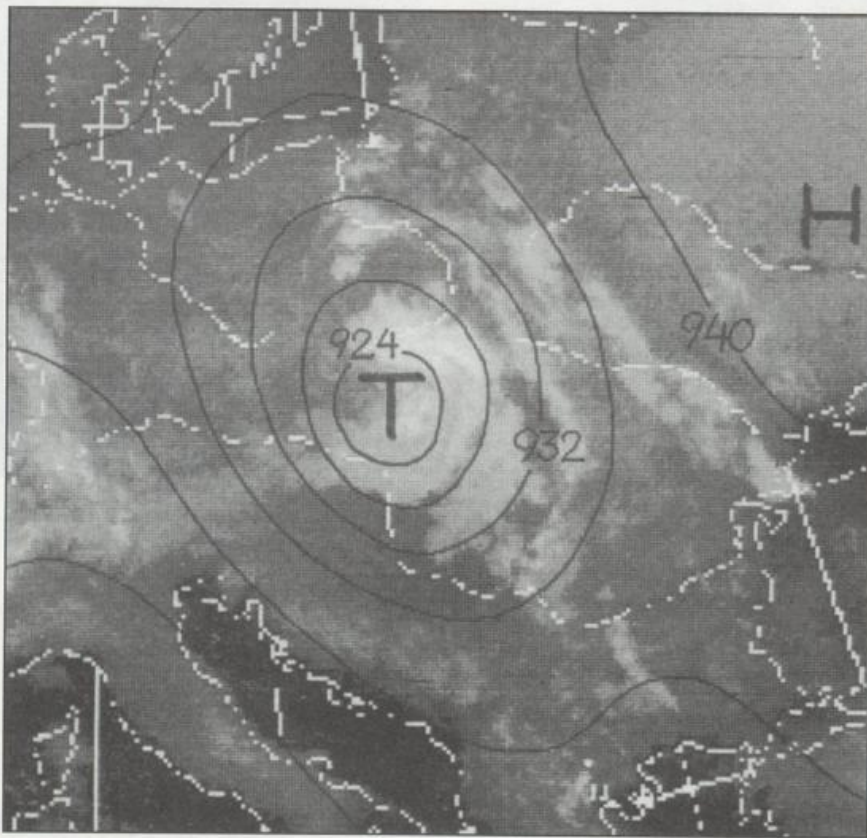


Abb. 3.12 e) mit Isohypsen in 300 hPa

Als Beispiel zeigt Abb. 3.12 einen Kaltlufttropfen über dem nördlichen Ungarn. Sowohl das Höhentief wie auch das östlich davon gelegene Kältegebiet in 500 hPa zeigen fast ideale Kreisform. Beide Gebilde liegen über einer schwachen südöstlichen Bodenströmung zwischen einem seichten Bodentief und einer russischen Antizyklone. In 300 hPa überdeckt das Höhentief den gesamten Bereich zwischen Ostsee und Balkan, wobei an der Südwestflanke des Kerns Windgeschwindigkeiten bis 120 km/h gemessen wurden.

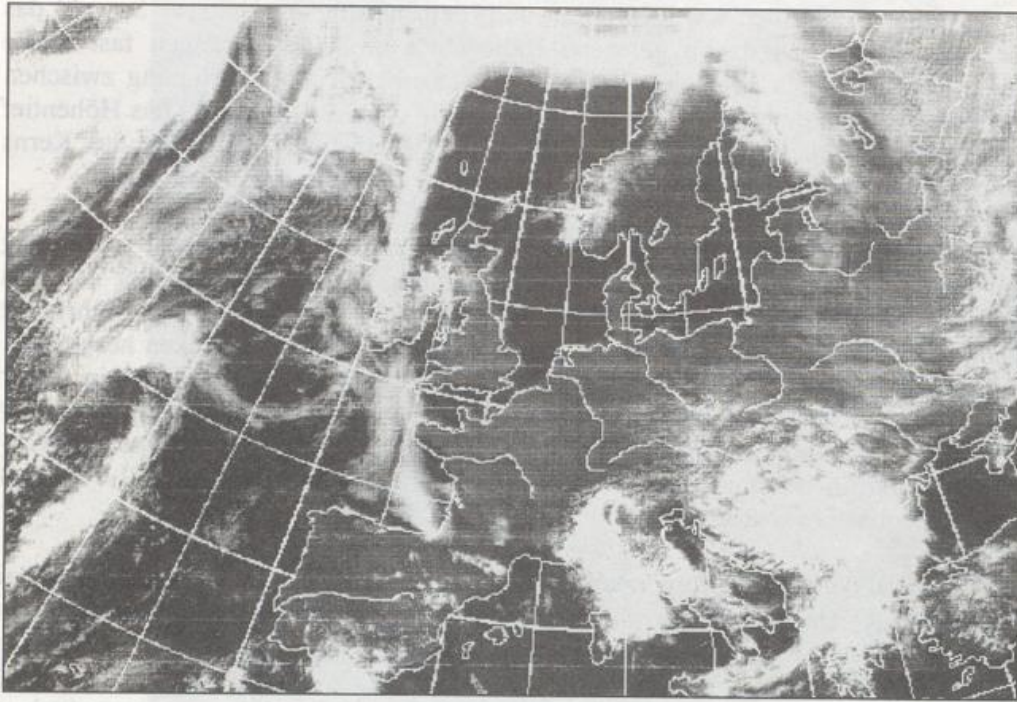
Wegen der Kreisform des Höhentiefs verlaufen die Linien gleicher Vorticity fast vollständig parallel zu den Isohypsen und die Vorticityadvektion ist minimal. Entsprechend der ostwärts verschobenen Position des Kältegebiets herrscht an der Südflanke des Tiefs WLA und führt dort zu Hebung, während an der entgegengesetzten Seite KLA stattfindet und Absinken hervorruft. Das entstehende Wolkengebiet, dessen Obergrenze nach Nordosten ansteigt, spiegelt in seiner zyklonalen Krümmung die starke Rotation in der Höhe wider. Durch diese Bewegung reicht der obere Wolkenschirm auch über das Zentrum des Kaltlufttropfens hinaus bis zu seiner Vorderseite. Die Schichtung im Hebungsbereich war offensichtlich potentiell instabil, so daß vielfach Gewitter beobachtet wurden.

Als Entstehungsursachen der Kaltlufttropfen kommen dieselben Mechanismen wie allgemein bei Höhenzyklonen in Frage; sie können sowohl das Endprodukt einer Zyklonenentwicklung als auch eines Cutoff-Prozesses sein.

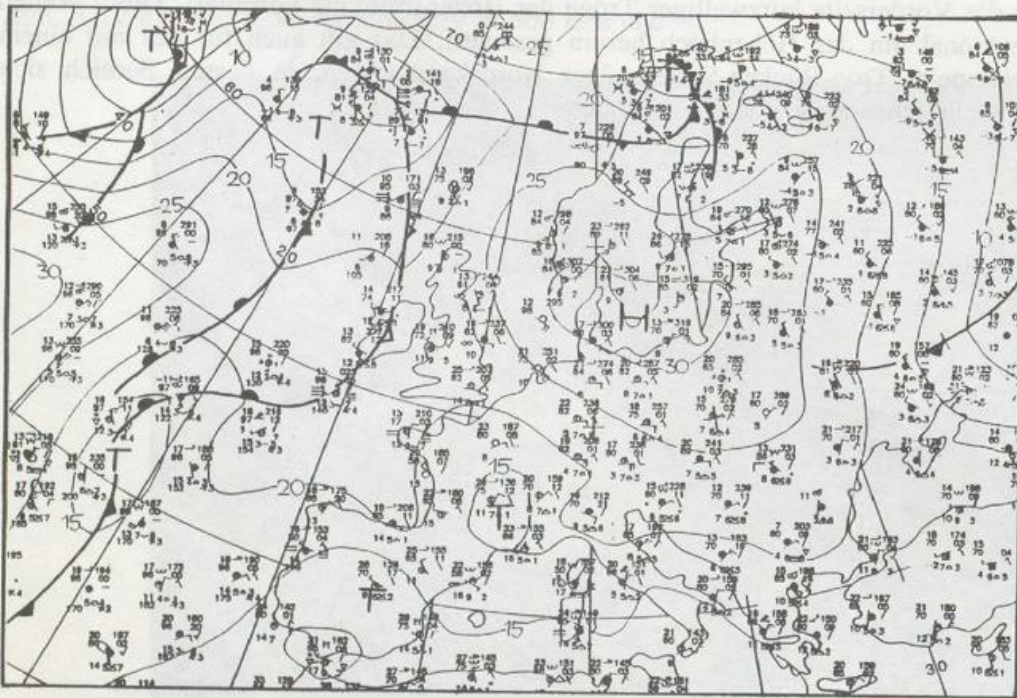
Die Abb. 3.13 zeigen ein großes Boden- und Höhenhochdruckgebiet über dem nördlichen Mitteleuropa. Sein Einflußbereich wird in den Satellitenbildern durch das Fehlen fast jeglicher Bewölkung charakterisiert. Lediglich im Ostteil findet man flache cumuliforme Wolkenfelder. Kleinere Gebiete mit höheren Wolken über den Britischen Inseln und vor Südnorwegen sind eindeutig mit der Vorderseite kurzweiliger Tröge der Höhenströmung korreliert. Diese Wellen werden antizyklonal um das Höhenhoch herum gesteuert. Das gilt auch für das mit einem Bodentief gekoppelte Trog-Rücken-System über Nordskandinavien, in dessen Bereich sich geschlossene hochreichende Bewölkung befindet.



Abb. 3.13: Satellitenbild des Hochs über Mitteleuropa am 19.05.1992, 12 UTC sowie Höhenanalyse (mit Isobaren für Höhenhöhen, Fronten und Stationenmarkierungen) und meteorologische Analyse (mit Isobaren und Höhenhöhenmarkierungen).

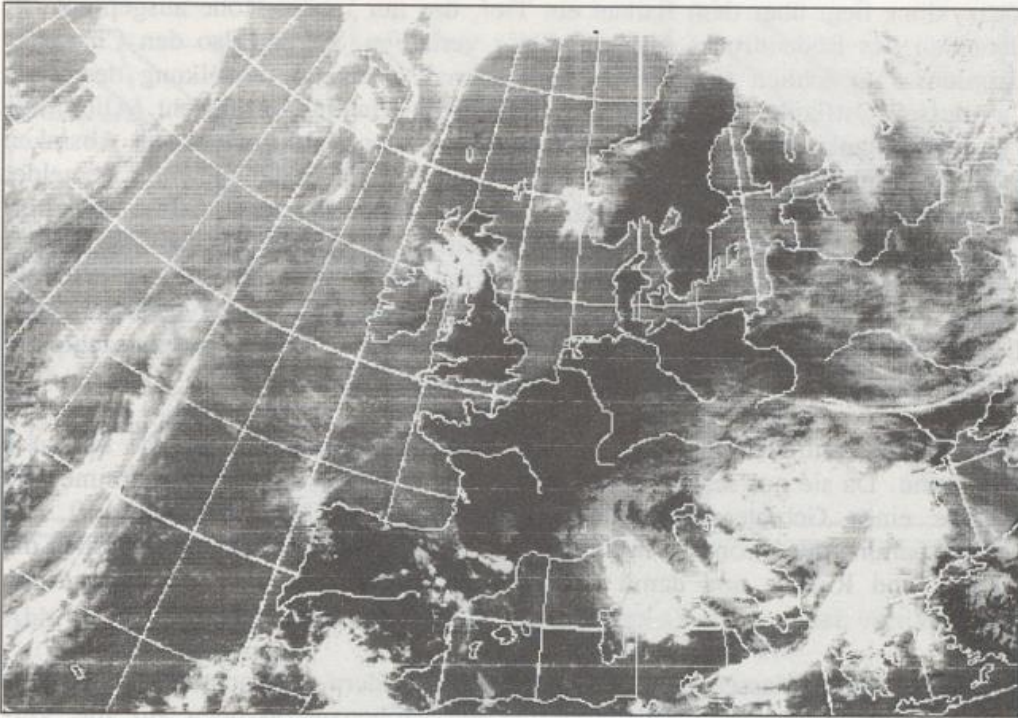


METEOSAT 19.05.1992, 12 UTC, VIS

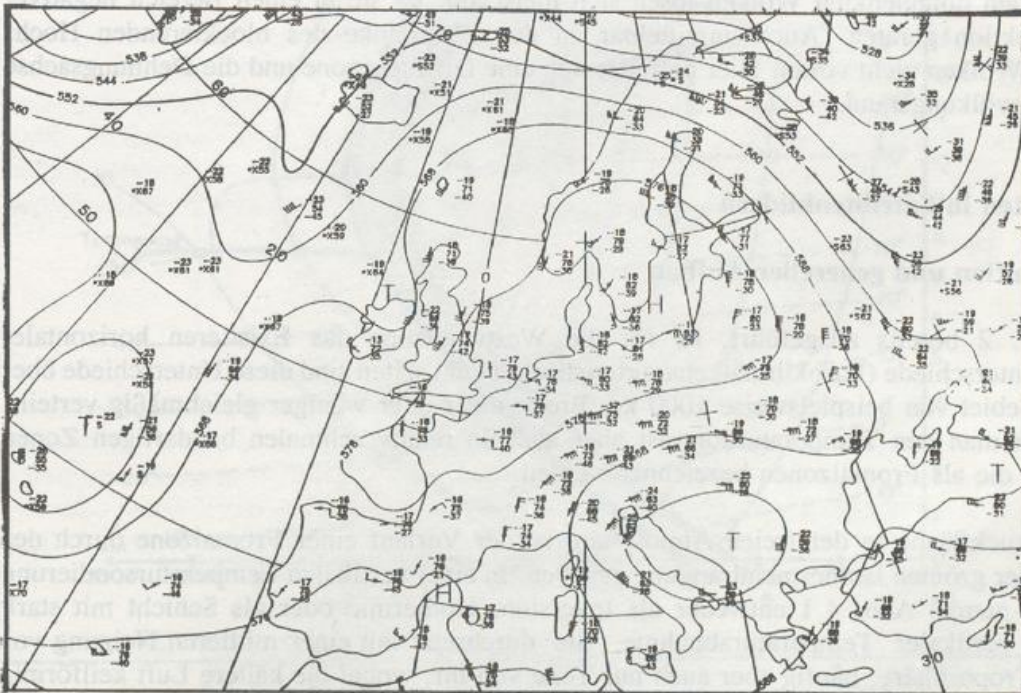


Bodenanalyse 19.05.1992, 12 UTC

Abb. 3.13: METEOSAT-IR und VIS-Bilder vom 19.05.1992, 12 UTC sowie Bodenanalyse (mit Isobaren des Bodenluftdrucks, Fronten und Stationseintragungen) und numerische Analyse 500 hPa (mit Isohypsen und Beobachtungswerten)



METEOSAT 19.05.1992, 12 UTC, VIS



Numerische Analyse 500 hPa, 19.05.1992, 12 UTC

Südlich der Antizyklone liegt über dem Balkan ein Tief, das nur in der Höhe ausgeprägt ist, während die Isobaren des Bodendrucks fast geradlinig verlaufen. Es hat also den Charakter eines Kaltlufttropfens. Tatsächlich findet man die zyklonal gebogene Bewölkung des Tiefs hauptsächlich an dessen Ostflanke, wo die Warmluftadvektion Hebung verursacht. Allerdings liegt auch an der Westflanke der Zyklone, wo man wegen der Kaltluftadvektion Absinken vermuten würde, ein kompaktes Wolkengebiet, aus dessen Bereich sogar Gewitter gemeldet werden. Betrachtet man daraufhin die Höhenkarte genauer, so sieht man, daß es sich hier offensichtlich um einen asymmetrisch aufgebauten Kaltlufttropfen handelt, bei dem die Effekte der Vorticityadvektion nicht unberücksichtigt bleiben dürfen. Vom Kern der Zyklone erstreckt sich eine markante Trogachse über Norditalien nach Westen. Die kräftige PVA vorderseitig, also südlich dieser Trogachse war stärker als die unterhalb wirksame KLA und verursachte die aufsteigende Luftbewegung, die zur Bildung dieses Wolkengebietes führte.

Die Bedeutung der Höhenantizyklonen liegt in ihrer langen Lebensdauer, welche bis zu 6 Wochen betragen kann. Da sie nur sehr langsam wandern oder ortsfest bleiben, bestimmen sie die Großwetterlage eines Gebietes entscheidend. Sie blockieren die Westwinddrift und erzwingen eine Aufspaltung der Strömung in Nord- und Südkomponenten. Dadurch werden die kurzweiligen Tröge und Rücken und damit auch die Bodenzyklonen in ihrer Verlagerung signifikant beeinflusst.

Blockierende Hochdrucklagen lassen sich gut in Satellitenbildern beobachten, wobei eine Sequenz von Bildern als Zeitrafferfilm den Einfluß der Höhenantizyklonen auf die Verlagerungsrichtung der Wolken besonders deutlich werden läßt. Stromauf davon kann man beobachten, wie sich die Wolkenfelder in der Westwinddrift zunächst nach Osten verlagern, dann aber in einem nach Norden driftenden und einen nach Süden driftenden Bereich aufspalten. Die nach Süden umgelenkten Wolken lösen sich meist auf, da sie in einen Bereich negativer Vorticityadvektion geraten. Auch unmittelbar an der Westflanke des blockierenden Hochs kommen die Wolken nicht voran. Hier befindet sich eine Diffluenzzone und die Dehnungsachse bildet den Bewölkungsrand.

4. Fronten in Satellitenbildern

4.1 Definition und genereller Aufbau

Wie in Kap. 2 bereits ausgeführt, ist für die Westwindzone das Existieren horizontaler Temperaturunterschiede (Baroklinität) charakteristisch. Nicht selten sind diese Unterschiede über ein großes Gebiet von beispielsweise 1000 km Breite mehr oder weniger gleichmäßig verteilt. Häufig findet man den Temperaturkontrast aber auch in relativ schmalen bandartigen Zonen konzentriert, die als Frontalzonen bezeichnet werden.

Auf einer Druckfläche in der freien Atmosphäre ist der Verlauf einer Frontalzone durch den Bereich mit der größten Isothermendrängung gegeben. In einer vertikalen Temperatursondierung erscheint sie gemäß Abb. 4.1 entweder als Inversion, Isothermie oder als Schicht mit stark verringerter vertikaler Temperaturabnahme. Sie durchsetzt mit einer mittleren Neigung von 1 : 100 die Troposphäre, häufig aber auch nur Teile von ihr, wobei die kältere Luft keilförmig unter der wärmeren liegt. Die charakteristische Breite solcher Frontalzonen ist 100 km, die vertikale Mächtigkeit 1 km. Das Modell einer winterlichen Frontalzone der "Polarfront" ist in Abb. 4.2 wiedergegeben.

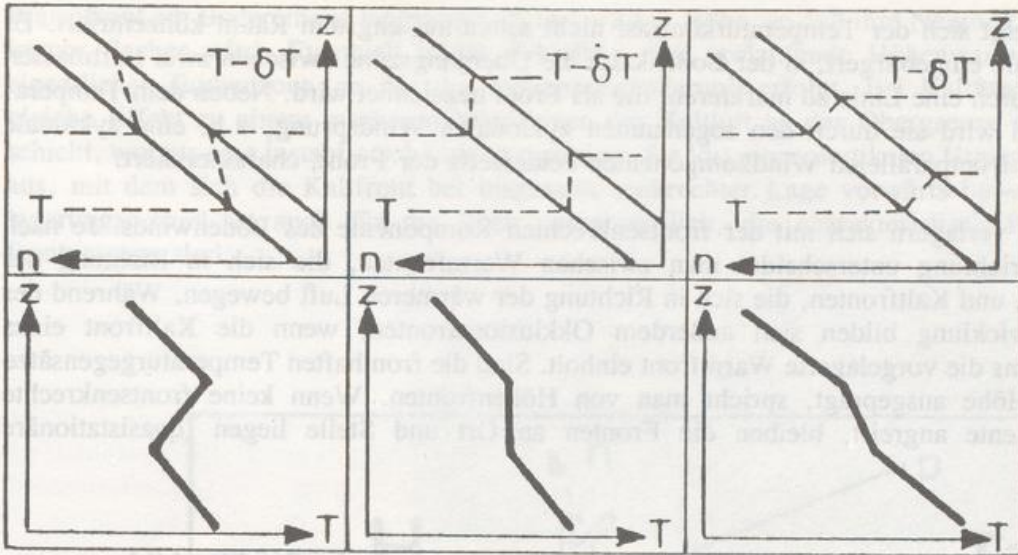


Abb. 4.1: Frontalzonen im Vertikalschnitt (oben) und in einer vertikalen Temperatursondierung

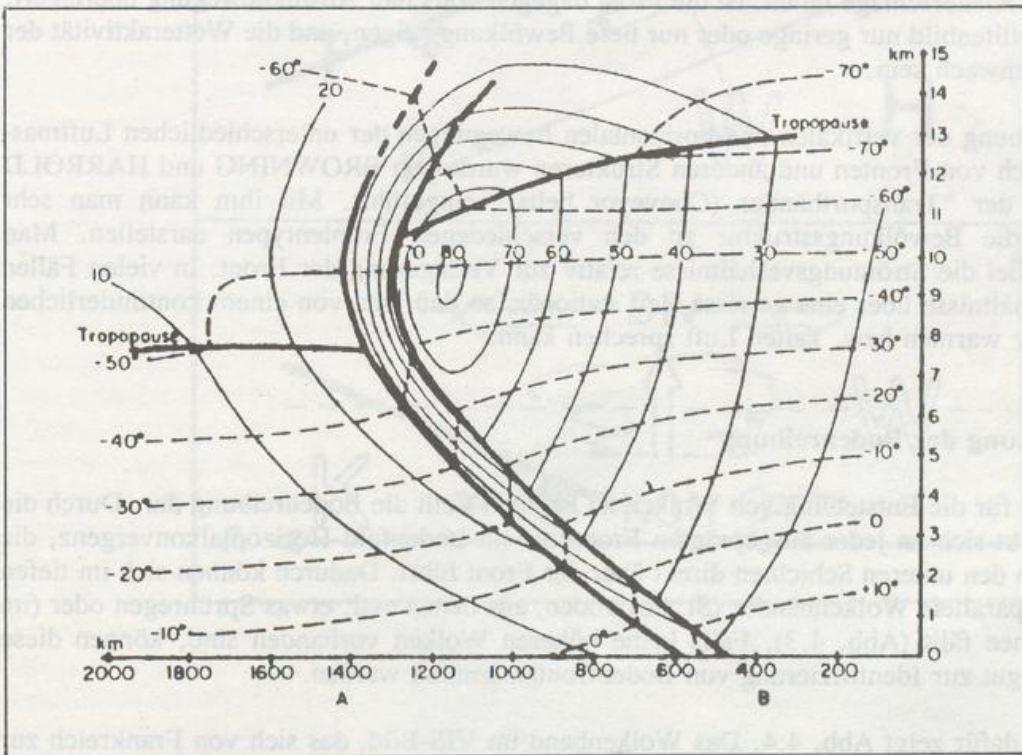


Abb. 4.2: Meridionaler Vertikalschnitt einer winterlichen Frontalzone der "Polarfront" mit Isothermen (strichliert, in °C) und Isotachen (ausgezogen, in ms^{-1}). Die dicken Linien geben die Begrenzung der Frontalzone sowie die Tropopause wieder. Die Strömung ist in die Zeichenebene hinein gerichtet.

Bodennähe zeigt sich der Temperaturkontrast nicht selten auf engstem Raum konzentriert. Es hat sich deshalb eingebürgert, in der Bodenkarte die Übergangszone zwischen zwei Luftmassen vereinfacht durch eine Linie zu markieren, die als Front bezeichnet wird. Neben dem Temperaturunterschied wird sie durch den sogenannten zyklonalen Windsprung, d.h. eine zyklonale Scherung der frontparallelen Windkomponenten beiderseits der Front, charakterisiert.

Bodenfronten verlagern sich mit der frontsenkrechten Komponente des Bodenwinds. Je nach Verlagerungsrichtung unterscheidet man zwischen Warmfronten, die sich in Richtung der kälteren Luft, und Kaltfronten, die sich in Richtung der wärmeren Luft bewegen. Während der Zyklonenentwicklung bilden sich außerdem Okklusionsfronten, wenn die Kaltfront eines Frontensystems die vorgelagerte Warmfront einholt. Sind die fronthaften Temperaturgegensätze nur in der Höhe ausgeprägt, spricht man von Höhenfronten. Wenn keine frontsenkrechte Windkomponente angreift, bleiben die Fronten an Ort und Stelle liegen (quasistationäre Fronten).

4.2 Wetterwirksamkeit der Fronten und Erscheinungsform im Satellitenbild

Die Wetterwirksamkeit und damit auch die Wolkenverteilung an Fronten wird im wesentlichen dadurch bestimmt, welchen Vertikalbewegungen die Luftpartikel in ihrem Bereich unterworfen werden. Herrscht Hebung im Bereich der Front, kommt es - einen genügend hohen Feuchtegehalt der beteiligten Luftmassen vorausgesetzt - zur Bildung hochreichender Bewölkung, aus der u.U. kräftige Niederschläge fallen. Ist die Front dagegen von einer Absinkbewegung überlagert, wird das Satellitenbild nur geringe oder nur tiefe Bewölkung zeigen, und die Wetteraktivität der Front wird schwach sein.

Zur Beschreibung der vertikalen und horizontalen Bewegungen der unterschiedlichen Luftmassen im Bereich von Fronten und anderen Strukturen wurde von BROWNING und HARROLD das Schema der "Transportbänder (Conveyor belts)" eingeführt. Mit ihm kann man sehr anschaulich die Bewölkungsstruktur an den verschiedenen Frontentypen darstellen. Man betrachtet dabei die Strömungsverhältnisse relativ zur Verlagerung der Front. In vielen Fällen sind die Verhältnisse über eine gewisse Zeit stationär, so daß man von einem kontinuierlichen Transport der warmen bzw. kalten Luft sprechen kann.

4.2.1 Wirkung der Bodenreibung

Einen Faktor für die Entstehung von Wolken an Fronten stellt die Bodenreibung dar. Durch die Reibung ergibt sich an jeder ausgeprägten Frontlinie im Bodengebiet Horizontalkonvergenz, die zu Hebung in den unteren Schichten direkt über der Front führt. Dadurch können sich im tiefen Niveau frontparallele Wolkenbänder (St, Sc) bilden, aus denen evtl. etwas Sprühregen oder (im Winter) Schnee fällt (Abb. 4.3). Falls keine höheren Wolken vorhanden sind, können diese Bänder sehr gut zur Identifizierung von Bodenfronten benutzt werden.

Ein Beispiel dafür zeigt Abb. 4.4. Das Wolkenband im VIS-Bild, das sich von Frankreich zur Nordwestecke Spaniens und von dort zum Atlantik erstreckt, markiert eine

Front im antizyklonalen Übergangsbereich zwischen zwei Tiefdruckgebieten. Der Vergleich mit dem IR-Bild lehrt, daß es sich um flache Bewölkung handelt, aus der örtlich Sprühregen fällt. Aufgrund der Form des Wolkenbandes ist es richtig, eine Bogenform der Front westlich der Iberischen Halbinsel anzunehmen, obwohl von dort keine Bodenbeobachtungen vorliegen.

Die Reibung bewirkt auch eine unterschiedliche Struktur der Fronten in der planetarischen Grenzschicht. Wegen der durch die Reibung gebremsten Bodenwinde verlagert sich eine

Warmfront am Boden meist langsamer als in 1 - 2 km Höhe, so daß ihre Neigung in Bodennähe immer flacher wird. Eventuell bildet sich dann eine vorlaufende Höhenwarmfront vor der eigentlichen Bodenfront, an der die Temperaturänderung erfolgt. Bei Kaltfronten führt der gleiche Effekt zu einem rascheren Vordringen der Kaltluft an der Obergrenze der Reibungsschicht, woraus eine instabile Schichtung resultiert. Sie löst einen vertikalen Umlagerungsprozeß aus, mit dem sich die Kaltfront bei insgesamt senkrechter Lage vorwärts bewegt. Der Umlagerungsprozeß ist auch für die Böen verantwortlich, die charakteristisch für eine Kaltfrontpassage sind.

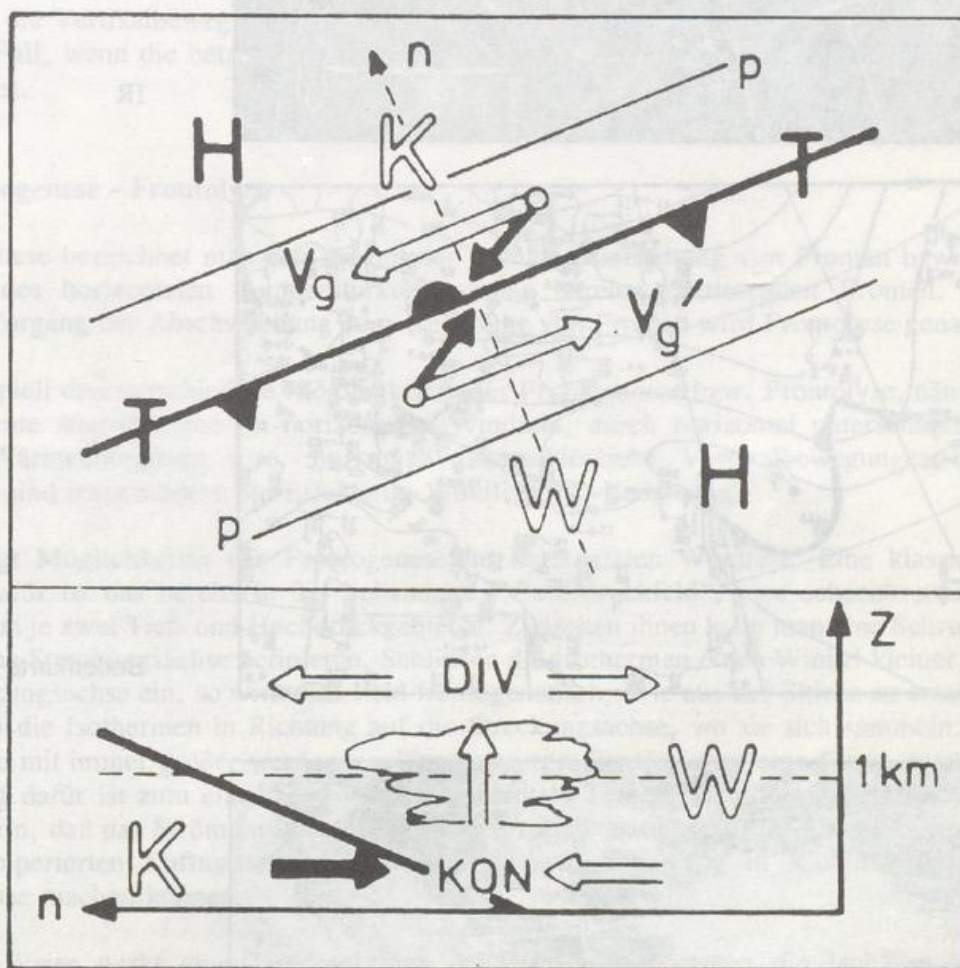
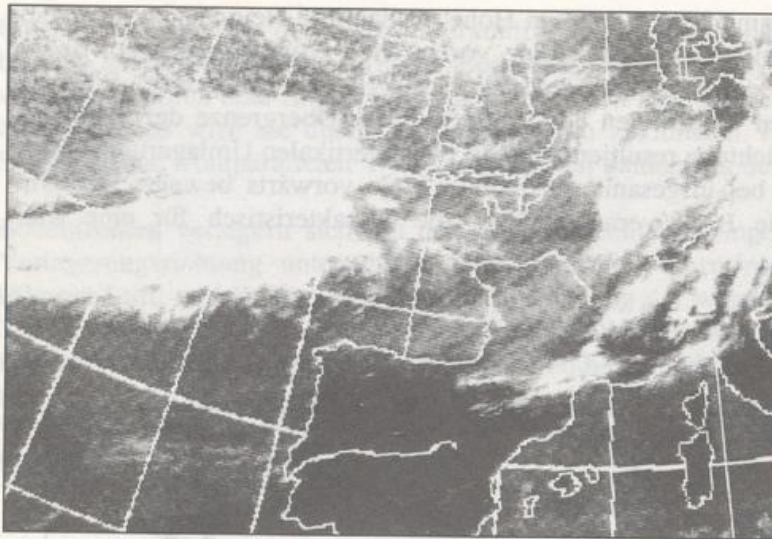
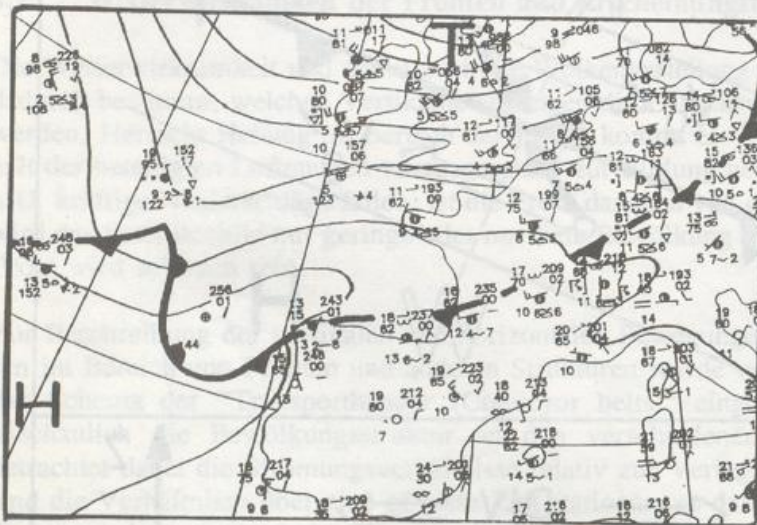


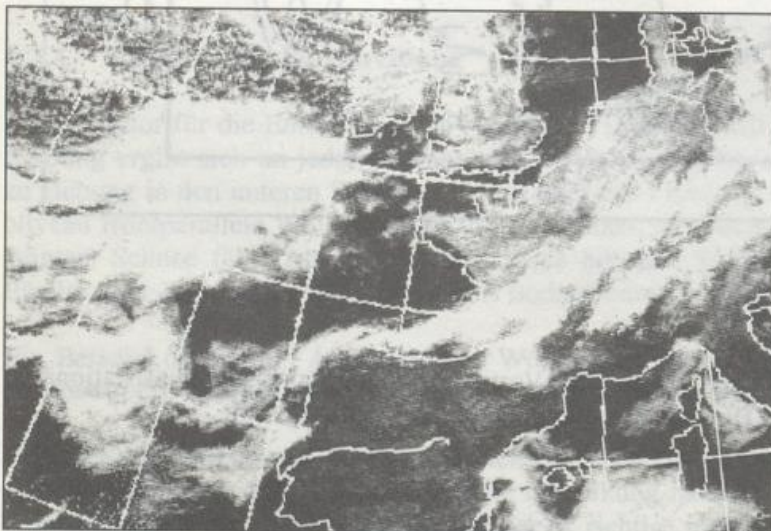
Abb. 4.3: Reibungsbedingte Konvergenz und Vertikalbewegung an einer quasistationären Bodenfront. Oben Horizontalprojektion, unten Vertikalschnitt.



IR



Bodenkarte



VIS

Abb. 4.4: METEOSAT-IR- und VIS-Bilder und Bodenkarte vom 27.04.1992, 09 UTC mit Isobaren, Fronten und Stationseintragungen

4.2.2 Großräumige Vertikalbewegungen

Ansonsten werden Wetterwirksamkeit und Wolkenverteilung an Fronten weitestgehend durch die bereits in Kap. 2 beschriebenen großräumig wirkenden Antriebsmotoren für Vertikalbewegungen, also durch Vorticity- und Temperaturadvektion, bestimmt. Die in der mittleren Troposphäre konzentrierte WLA vor Warmfronten liefert einen starken Antrieb für Hebung, so daß vorderseitig dieser Fronten normalerweise ein umfangreiches Wolken- und Niederschlagsgebiet zu finden ist. Umgekehrt resultiert aus der KLA hinter Kaltfronten ein Antrieb für Absinken, der häufig dominiert und für ein rasches Aufklaren nach Kaltfrontpassage sorgt. In anderen Fällen wird allerdings dieser Absinkeffekt durch starke PVA vorderseitig eines Höhentroges überkompensiert und man findet auch rückseitig der Kaltfront hochreichende Bewölkung.

Vielfach sind die Vertikalbewegungen an Fronten Teile von Zirkulationen quer zur Front. Das ist dann der Fall, wenn die betreffende Front frontogenetischen oder frontolytischen Effekten unterworfen ist.

4.3 Frontogenese - Frontolyse

Mit Frontogenese bezeichnet man den Prozeß der primären Entstehung von Fronten bzw. die Verstärkung des horizontalen Temperaturkontraste an bereits existierenden Fronten. Der umgekehrte Vorgang der Abschwächung oder Auflösung von Fronten wird Frontolyse genannt.

Es gibt prinzipiell drei verschiedene Möglichkeiten der Frontogenese bzw. Frontolyse, nämlich durch bestimmte Anordnungen im horizontalen Windfeld, durch horizontal unterschiedliche diabatische Wärmeübergänge u./o. horizontal unterschiedliche Vertikalbewegungen. Für Bodenfronten sind insbesondere die Effekte im Windfeld von Bedeutung.

Abb. 4.5 zeigt Möglichkeiten der Frontogenese im horizontalen Windfeld. Eine klassische Anordnung dafür ist das bereits in 3.4 behandelte "Vieredruckfeld", eine schachbrettartige Anordnung von je zwei Tief- und Hochdruckgebieten. Zwischen ihnen kann man eine Schrumpfs- und eine Streckungsachse definieren. Schließen die Isothermen einen Winkel kleiner 45° mit der Streckungsachse ein, so wirkt das Feld frontogenetisch. Wie aus der Skizze zu ersehen, wandern dann die Isothermen in Richtung auf die Streckungsachse, wo sie sich sammeln, wo also eine Zone mit immer größer werdendem Temperaturgradienten, eben eine Front, entsteht. Voraussetzung dafür ist zum einen, daß bereits horizontale Temperaturunterschiede bestehen, und zum andern, daß das Strömungsmuster einige Zeit relativ stationär bleibt, damit die unterschiedlich temperierten Luftmassen auch die geschilderte Bewegung in Richtung auf die Streckungsachse machen können.

In ähnlicher Weise wirkt eine Tiefdruckrinne, wenn die Isothermen die Isobaren bzw. Stromlinien schneiden. Durch die zyklonal scherenden Winde wird dann an die eine Seite der Rinne immer wärmere, an die andere Seite immer kältere Luft geführt, so daß der Temperaturkontrast quer zu ihr immer mehr anwächst. In Konfluenzzonen erfolgt Frontogenese bei strömungsparallelen, Frontolyse bei senkrecht zur Strömung orientierten Isothermen. Für Diffluenzonen gelten die entgegengesetzten Aussagen.

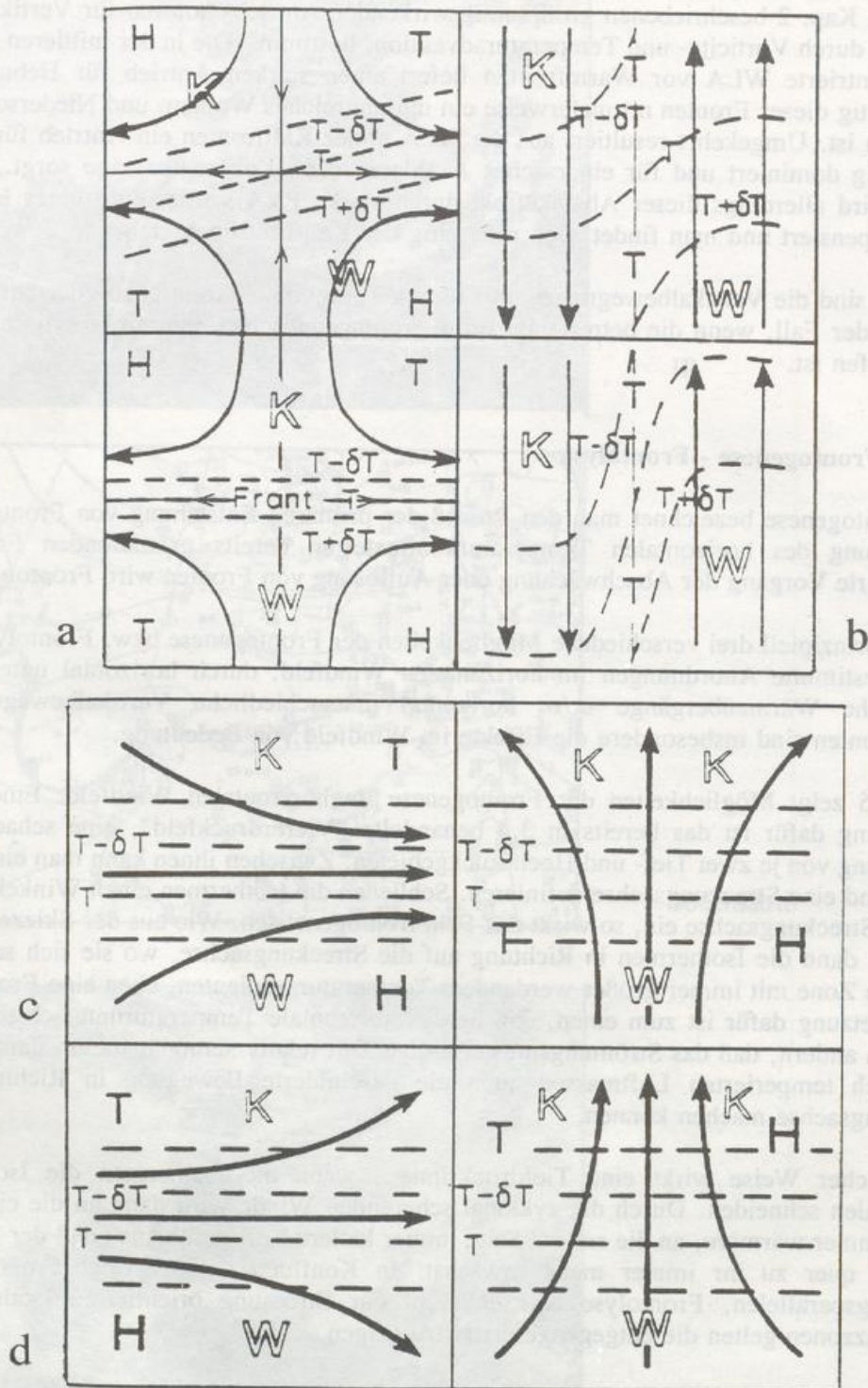


Abb. 4.5: Frontogenese in einem Viererdruckfeld (a) und in einer zyklonalen Scherungszone (b); Konfluenz- und Diffluenzzonen mit frontogenetischer (c) und frontolytischer Wirkung (d)

Veränderungen des horizontalen Temperaturgradienten ergeben sich auch, wenn den betreffenden Luftmassen Wärme diabatisch zugeführt oder entzogen wird und wenn das horizontal unterschiedlich geschieht. Wärmezufuhr in die Warmluft u./o. Wärmeentzug in der Kaltluft wirken frontogenetisch, die entgegengesetzten Effekte frontolytisch. Besonders wichtig in diesem Zusammenhang ist das Freiwerden von Kondensationswärme bei Wolkenbildung sowie der Entzug von Wärme beim Schmelzen festen bzw. Verdunsten flüssigen Niederschlags.

Voraussetzung für frontogenetische oder frontolytische Effekte durch Vertikalbewegungen ist eine statische stabile Schichtung mit potentiell wärmerer über potentiell kälterer Luft in der Vertikalen. Das ist im Bereich barokliner Strömungen großräumig immer gegeben. Wenn dann die wärmere Luft absinkt u./o. die kältere Luft aufsteigt, resultiert aus der adiabatischen Erwärmung der Warmluft bzw. der Abkühlung der Kaltluft eine Vergrößerung des primär vorhandenen Temperaturgefälles - also ein Frontogenese-Effekt. Wird umgekehrt die warme Luft gehoben und dabei gekühlt u./o. die kalte Luft gesenkt und dabei erwärmt, ergibt sich eine frontolytische Abschwächung des Temperaturkontrasts innerhalb der Strömung.

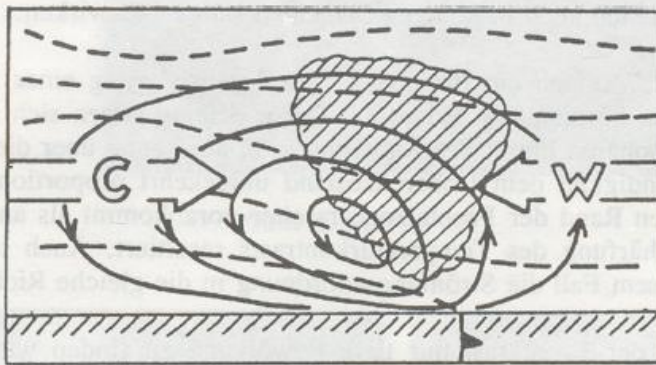


Abb. 4.6: Schema der thermisch direkten Zirkulation bei Frontogenese im horizontalen Windfeld. Die breiten Pfeile zeigen die Bewegung der kalten und warmen Luft in einem frontogenetischen Bereich, z. B. entlang der Stauchungsachse eines Viererdruckfeldes, die dünnen Pfeile die Stromlinien der dabei ausgelösten Zirkulation. Strichliert Isothermen der potentiellen Temperatur, schraffiert Gebiet mit möglicher Wolkenbildung.

Man kann zeigen, daß ähnlich wie bei den Prozessen im Large-Scale bei Frontogenese oder Frontolyse im Horizontalwindfeld sowie durch diabatische Wärmeübergänge das geostrophische Gleichgewicht zwischen Temperatur-, Druck- und Windfeld gestört wird. Als Folge davon setzen ageostrophische Bewegungen ein, die durch entsprechende Massentransporte bzw. Windänderungen einen neuen Balancezustand mit der veränderten Temperaturverteilung herzustellen suchen. Diese ageostrophischen Bewegungen haben hier den Charakter einer Zirkulation quer zur betreffenden Frontalzone. Bei Frontogenese verläuft die Zirkulation thermisch direkt, wobei - wie in Abb. 4.6 dargestellt - die Warmluft gehoben und die Kaltluft gesenkt wird und im unteren Niveau gleichzeitig eine Querbewegung von der kalten zur warmen Luft, im oberen Niveau umgekehrt von der warmen zur kalten Luft stattfindet. Die ageostrophischen Querbewegungen unten und oben werden durch die Corioliskraft seitlich abgelenkt, wodurch schließlich ein neues Gleichgewicht erreicht wird. Die auf- bzw. absteigenden Luftmassen repräsentieren das warme bzw. kalte "Transportband (Conveyor belt)" des Schemas von BROWNING/HARROLD. Bei Frontolyse ist der Drehsinn thermisch indirekt mit Heben der kalten und Absinken der warmen Luft.

Die Quertzirkulation verläuft auf elliptischen Stromlinien, die mit der Höhe zur kalten Luft geneigt verlaufen. Bei Frontogenese liegen die in der aufsteigenden Warmluft entstehenden Wolken deshalb überwiegend auf der kalten Seite der Bodenfront, also postfrontal bei Kalt-

fronten und präfrontal bei Warmfronten. Es handelt sich um Wolkenbänder, die etwa frontparallel orientiert sind und je nach vertikaler Erstreckung der Zirkulation bis in große Höhen reichen können.

Bei Fronten, die einer Frontolyse unterworfen sind, fehlt dagegen wegen der Absinkbewegung der Warmluft hohe und meist auch mittelhohe Bewölkung. An ihrer Stelle findet man sehr trockene Luftmassen oberhalb der Frontalzonenschicht. In der Kaltluft, die gleichzeitig gehoben wird, können sich in einiger Entfernung von der Front Wolken bilden.

Wichtig ist noch, daß die Vertikalbewegungen der Zirkulation kompensatorisch zum primär stattfindenden Prozeß wirken. Bei Frontogenese z.B. wird durch die Hebungsabkühlung der warmen und die Absinkbewegung der kalten Luft die Verschärfung des Temperaturkontrasts durch die Effekte im Horizontalwindfeld zumindest teilweise wettgemacht. Das ist eine der Ursachen dafür, daß die Frontalzonen in der freien Atmosphäre häufig wesentlich schwächer ausgeprägt sind als in Bodennähe. Werden allerdings bei der Hebung der Warmluft größere Mengen Kondensationswärme freigesetzt, so verringert sich die Hebungsabkühlung entsprechend und die Frontogenese kann sich auch in höheren Schichten stärker auswirken.

Die drei Teile der Abb. 4.7 zeigen ein Beispiel für die Intensivierung einer Kaltfront durch frontogenetische Effekte im horizontalen Windfeld. Diese Effekte lassen sich ablesen aus der deutlichen Diffluenz der Isobaren hinter der Kaltfront, z.T. aber auch über die Front hinweg. Da die Horizontalgeschwindigkeit dem Isobarenabstand umgekehrt proportional ist, bedeutet das, daß die Luft am kalten Rand der Frontalzone rascher vorankommt als an ihrem warmen Rand, woraus eine Verschärfung des Temperaturkontrasts resultiert. Auch in der mittleren Troposphäre wirkte in diesem Fall die Strömungsanordnung in die gleiche Richtung.

Während anfangs entlang der Front fast nur tiefe Bewölkung zu finden war, bildeten sich anschließend durch die im Zuge der Frontogenese ausgelöste Zirkulation rasch immer mehr höhere Wolken, bis schließlich ein breites und vertikal mächtiges Wolkenband entstanden war, aus dem leichter bis mäßiger Regen fiel. Typisch ist dabei, daß dieses Band nicht die Krümmung der Bodenfront wiederholte, sondern eine antizyklonale Biegung aufwies. Sie läßt direkt den Verlauf der durch die Corioliskraft nach rechts abgelenkten oberen Querbewegung der Zirkulation erkennen. Am äußeren Rand des Bandes bildete sich gleichzeitig als Ergebnis dieser Querbewegung ein Geschwindigkeitsmaximum im hochtroposphärischen Jetstream.

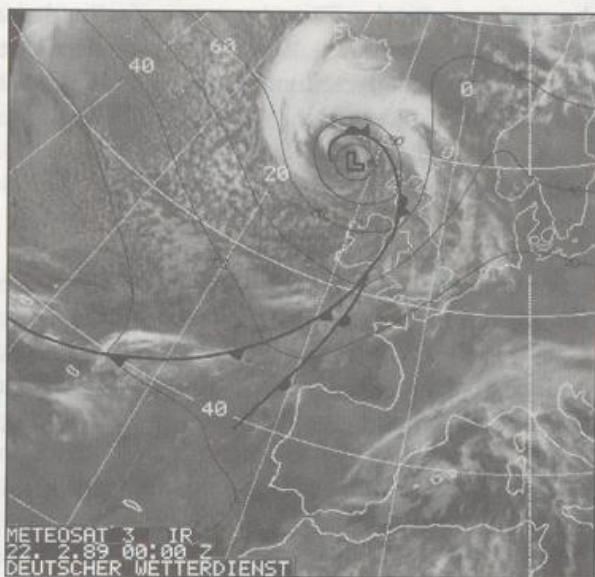


Abb. 4.7 a

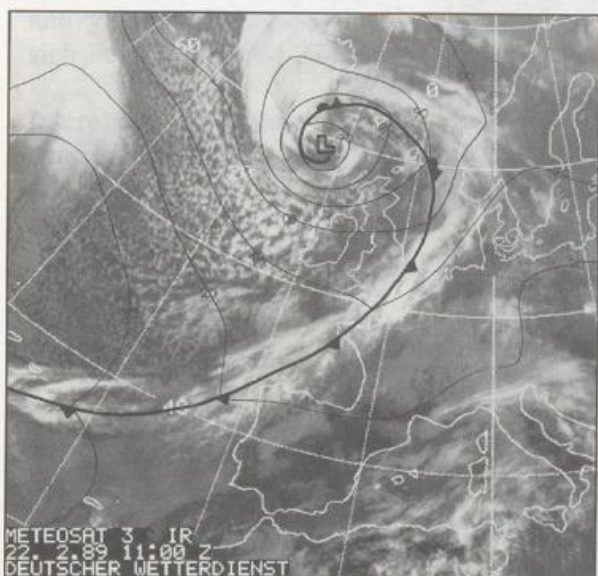


Abb. 4.7 b

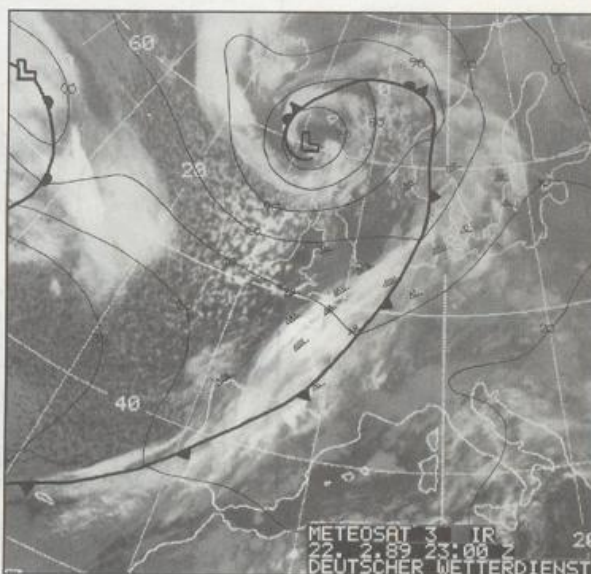


Abb. 4.7.c

Abb. 4.7:

3 METEOSAT-IR-Bilder vom 22.02.1989

- 00 UTC mit Isobaren des Bodenluftdrucks und Fronten
- 11 UTC mit Isobaren des Bodenluftdrucks und Fronten
- 23 UTC mit Isobaren des Bodenluftdrucks und Fronten sowie Windbeobachtungen in 300 hPa.
L = T Position des Bodentiefs

4.4 Frontmodelle

Aufgrund der verschiedenen Möglichkeiten für das Wirken der Vertikalbewegungen kann die tatsächliche Erscheinungsform der Fronten sehr unterschiedlich sein. Man kann deshalb bei einer Beschreibung nur besonders typische Fälle herausgreifen und darstellen, von denen der Einzelfall mehr oder weniger weit abweichen kann. Auch können entlang ein und derselben Front Wetterwirksamkeit und Wolkenverteilung über kurze Entfernungen hinweg stark variieren.

4.4.1 Kaltfronten

An Kaltfronten hängt die resultierende Bewölkungsverteilung wesentlich von der Orientierung des "Warm conveyor belt" ab, der Strömung also, mit der sich die Warmluft relativ zur Front bewegt. Gehen wir von einer Nord-Süd-orientierten Kaltfront aus, so ist immer eine Relativbewegung der Warmluft parallel zur Front in nördliche Richtung festzustellen. Bei wetteraktiven Fronten wird die Warmluft dabei gehoben, so daß in ihr Bewölkung entstehen kann, deren Obergrenze nach Norden hin anwächst. Entscheidend für die Beziehung zwischen Bodenfront und Bewölkungsverteilung ist nun aber, welche Komponente der Warmluftstrom quer zur Front besitzt.

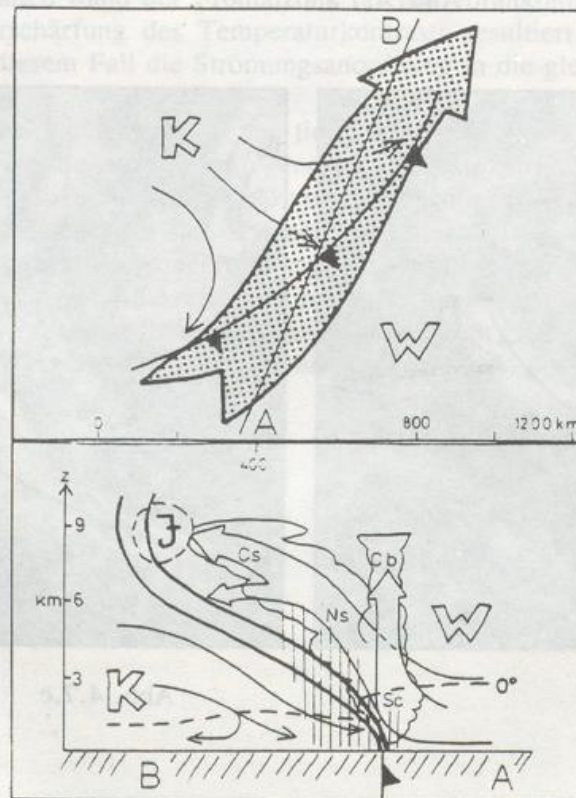


Abb. 4.8: Modell einer Kaltfront mit rückwärts orientiertem "Warm conveyor belt". Oben Horizontalprojektion mit Front, Stromlinien in der Kaltluft und Verlauf des "Warm conveyor belt" (gestrichelt); unten Vertikalschnitt entlang der Linie AB mit Frontalzone, Vertikalbewegungen und resultierender Bewölkung. J Position der Jetachse

Dort ist offensichtlich die Querkomponente der Relativbewegung Null und der "Warm Conveyor Belt" verläuft aufsteigend direkt parallel zur Front. Als Ursache der Hebung in diesem Bereich ist kräftige WLA anzunehmen.

In anderen Fällen beobachtet man, daß der Warmluftstrom in Bodennähe zwar parallel zur Front verläuft, sich mit zunehmender Höhe aber von ihr entfernt. Er steigt dann gemäß Abb. 4.9 nach vorn an, was bedeutet, daß die ihm entstehenden Wolken direkt vor der Front relativ niedrig sind, während ihre Obergrenzen mit wachsender Entfernung anwächst. Hinter der Front herrscht Absinken infolge von KLA, so daß die Frontpassage mit raschem Aufklaren gekoppelt ist. In solchen Fällen kommt dann ein weiterer Luftstrom ins Spiel, der in der Höhe die Front von der Rückseite her kreuzt, dabei zunächst absinkt und austrocknet, aber vorderseitig der Front in die Aufwärtsbewegung einbezogen wird. Natürlich können sich in der trockenen Luft durch die Hebung nicht sofort Wolken bilden. Deshalb ist die Grenze zwischen dieser trockenen Relativströmung und der Bewölkung des "Warm Conveyor Belt" häufig sehr markant und zeigt sich in einem linienförmigen Abbruch der hohen Bewölkung. Wegen der Relativströmung entfernt er sich im Laufe der Zeit immer weiter von der Bodenfront. Das ist z.B. in Abb. 4.10 zu erkennen. Bei der dort wiedergegebenen Wetterlage befindet sich der hintere Rand der hohen Bewölkung zunächst ziemlich genau über der Bodenkaltfront, bewegt sich anschließend aber rascher vorwärts als diese, so daß er nach nur 12 Stunden bis zu 400 km vor ihr liegt.

Die Lage der hohen Wolken kann also bei Fronten mit nach vorn orientiertem "Warm Conveyor Belt" zu signifikanten Fehlschlüssen hinsichtlich der Lage der Bodenfronten führen. Wie die Beispiele zeigen, ist die Gefahr der Fehlinterpretation besonders groß bei IR-Bildern, in denen tiefe Wolkenfelder häufig nur undeutlich auszumachen sind. Tagsüber ist beim Vergleich mit dem VIS-Bild diese Gefahr nicht gegeben. Nach dem IR-Bild der Abb. 4.11 z.B. würde man möglicherweise Kaltfront und Okklusionsansatz viel weiter östlich oder südöstlich vermuten. Das Bild des sichtbaren Spektralbereichs dagegen zeigt klar, daß geschlossene tiefe Bewölkung bis zur Front reicht und an ihrer Rückseite - zumindest im Nordteil - abbricht.

Kaltfronten mit vorwärts orientierten "Warm Conveyor Belt" sind typisch für den Innenbereich gut entwickelter Zyklonen. Sie verlagern sich meist mit großer Geschwindigkeit. Gemäß den geschilderten Relativbewegungen weist die Höhenströmung in ihrem Bereich eine große frontsenkrechte Komponente von der Rückseite zur Vorderseite auf, die die Frontgeschwindigkeit noch übertrifft. Häufig sind an ihnen Frontolyse-Effekte im horizontalen Windfeld wirksam, wodurch die Absinkbewegung in der Höhe verstärkt wird.

Durch das Überströmen mit trockener Luft in der Höhe ergibt sich an zyklonalen Kaltfronten ein weiterer Effekt, der für die Wolkenentwicklung im Frontbereich sehr wichtig ist. Da die trockene Luft meist eine geringere pseudopotentielle Temperatur besitzt als die darunterliegende Wolkenluft des "Warm Conveyor Belt", stellt sich eine potentiell instabile Schichtung ein, die durch die überlagerte Hebung rasch ausgelöst werden kann. Aus der zunächst stratiformen Wolkenmasse des "Warm Conveyor Belt" wachsen dann plötzlich Cumulonimben hervor, in deren Bereich die Niederschläge schauerartig verstärkt werden und von Gewittern begleitet sein können. Es bilden sich dann nicht selten sehr rasch Cb-Linien an oder vor der Bodenkaltfront, so daß das Satellitenbild - wie die Folgebilder der Abb. 4.11 demonstrieren - erneut ein anderes Aussehen annimmt.





Abb. 4.10:
 METEOSAT-IR-Bilder vom
 13.01.1986, 12 UTC (oben) und
 14.01.1986, 00 UTC (unten) mit
 Isobaren des Bodenluftdrucks und
 Fronten

- Abb. 4.11: a) METEOSAT-IR-Bild vom 24.03.1986, 12 UTC
 b) METEOSAT-VIS-Bild vom 24.03.1986, 12 UTC
 c) METEOSAT-IR-Bild vom 24.03.1986, 18 UTC
 d) METEOSAT-IR-Bild vom 24.03.1986, 23 UTC
 mit Position des Tiefkerns und Frontenverlauf

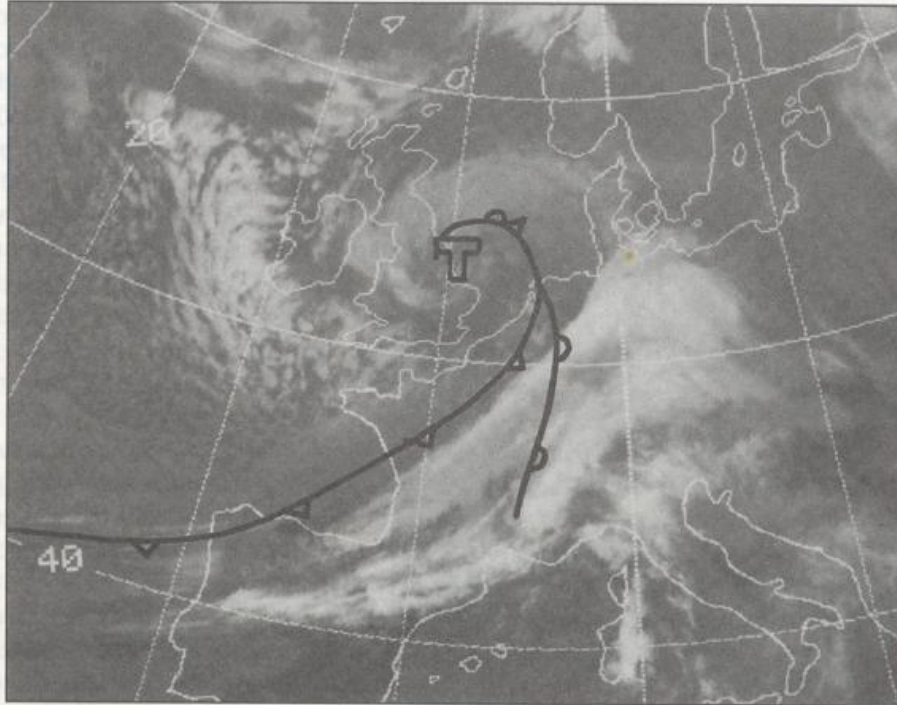


Abb. 4.11 a

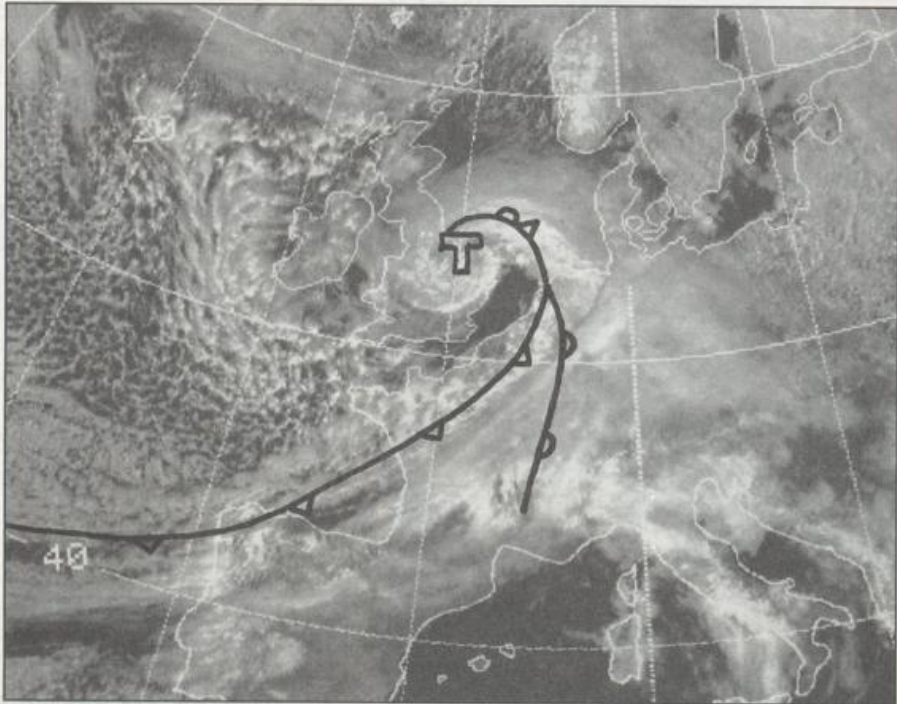


Abb. 4.11 b

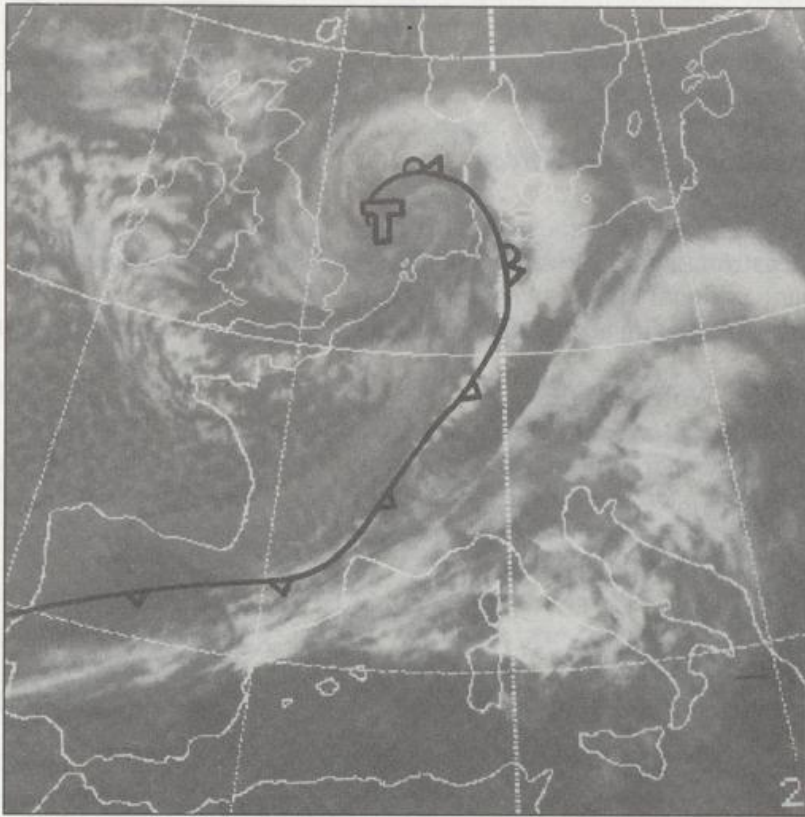


Abb.: 4.11 c

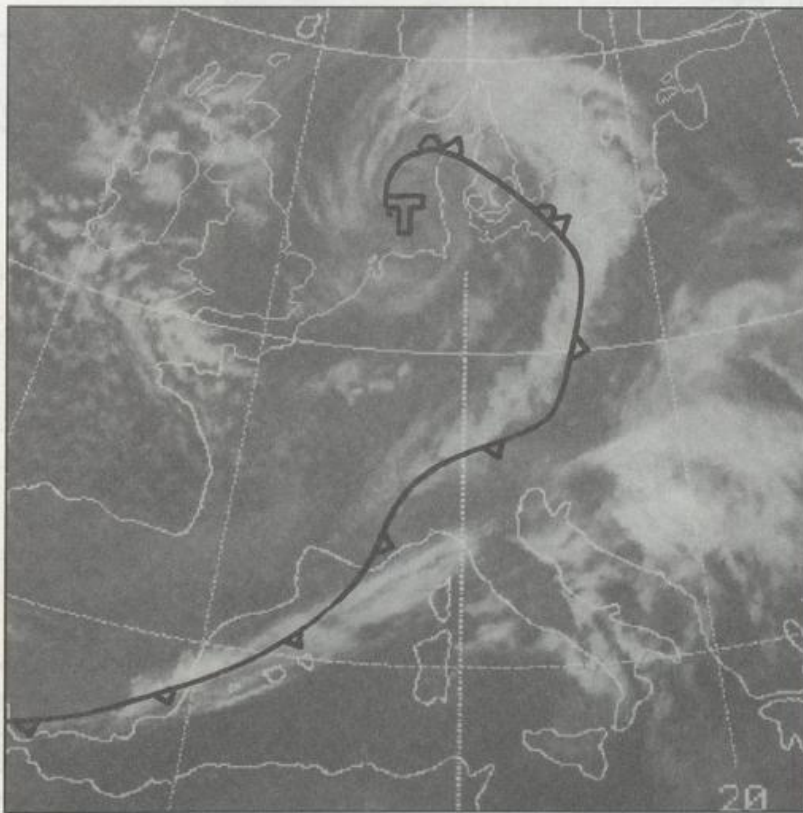


Abb.: 4.11 d

Für die Interpretation der Satellitenbilder in Bezug auf Kaltfronten kann zusammenfassend folgendes gesagt werden:

Die Wolkenbänder der Kaltfronten sind meist zyklonal gekrümmt. Antizyklonale Aufwölbungen lassen auf Frontogenese und evtl. beginnende Wellenbildung bzw. die Existenz einer Welle an der Front schließen.

Die Bodenkaltfront kann vermutet werden

am vorderen Rand des Wolkenbandes

- bei nahezu höhenströmungsparalleler Frontlage
- bei deutlicher antizyklonal einströmender Kaltluft
- bei Frontogenese-Effekten im horizontalen Windfeld bzw. durch diabatische Wärmeübergänge.

am hinteren Rand des Wolkenbandes

- bei großer frontsenkrechter Komponente der Höhenströmung
- bei zyklonal einströmender Kaltluft
- bei Frontolyse-Effekten im horizontalen Windfeld

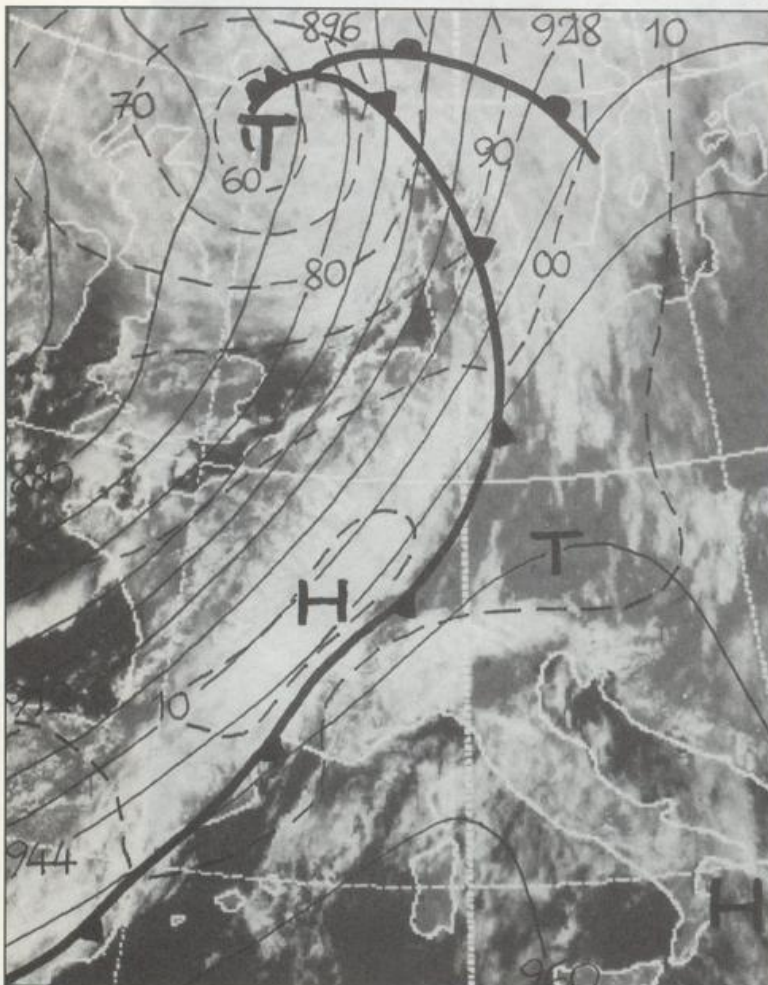


Abb. 4.12:
METEOSAT-VIS-Bild vom
16.10.1987, 12 UTC mit Iso-
hypsens in 300 hPa (ausge-
zogen), Isobaren des Boden-
luftdrucks (strichliert) und
Fronten)

Bei gut ausgeprägten Bodenwarmfronten findet man in den unteren Schichten eine korrespondierende kalte Strömung, den "Cold conveyor belt", der unter Absinken von vorn gegen die Front strömt, dabei antizyklonal nach Norden umbiegt und schließlich parallel vor der Front eine aufsteigende Bewegung beginnt. Obwohl die Kaltluft zunächst trocken ist, wird sie durch Verdunstung fallenden Niederschlags aus dem "Warm conveyor belt" rasch mit Feuchte angereichert, so daß sich in ihr bei der Hebung ebenfalls Wolken bilden können. Die Wolken in den beiden "Transportbändern" wachsen dann u.U. zu einer vertikal mächtigen und dichten Nimbostratusmasse zusammen, aus der Landregen oder (im Winter) Schnee fällt.

Wichtig zu erwähnen ist noch, daß die Hebung im Warmluftstrom in den meisten Fällen nicht erst über der Warmfront, sondern schon stromauf beginnt, so daß die dabei entstehende Bewölkung sowohl den Bereich hinter als auch vor der Front überdeckt. Aus den Satellitenbildern kann deshalb vielfach nicht auf die genaue Position der Bodenwarmfront geschlossen werden. Das gilt vor allem für den kernnahen Teil der Warmfront von Zyklonen, die in Vertiefung begriffen sind. Abb. 4.14 zeigt ein charakteristisches Beispiel, bei dem weder das VIS- noch das IR-Bild den Verlauf der Bodenfront erkennen lassen. Entsprechend der oberen Relativströmung schneiden die über dem Warmsektor ansetzenden hohen Wolken die Bodenwarmfront unter großem Winkel und reichen weit stromab.

Im Fall der Abb. 4.15 dagegen deckt sich die Warmfront des kleinen, bei Schottland liegenden Tiefs exakt mit dem westlichen Rand eines hochreichenden und deshalb im IR-Bild grell weiß wiedergegebenen Wolkenfeldes. Im Warmsektor liegt geschlossene tiefe Bewölkung, die in diesem Kanal kaum sichtbar wird, so daß man eventuell auf Wolkenlosigkeit schließen könnte.

Allerdings zeigt die Analyse für diesen Termin noch eine zweite Warmfront, die von einem Nordmeertief ausgeht und im Bogen bis Dänemark und den Westen Deutschlands reicht. Sie liegt im Nordteil mitten unter der hohen Wolkendecke, weiter im Süden jedoch vor ihr und ist dort mit einem Band mittelhoher Wolken verbunden.

Eine recht unterschiedliche Bewölkungsverteilung findet man an der Warmfront der Abb. 4.16. Im kernnahen Teil liegt sie unter umfangreicher hoher Bewölkung und ist in den Bildern nicht auszumachen. Weiter östlich dagegen zeigt sie sich nur im Bild des sichtbaren Bereichs am südlichen Rand eines tiefen Wolkenbandes, während höhere Wolken fehlen bzw. nur weiter südlich davon ansetzen. Die Ursache für diese vom Schema abweichende Verteilung ist darin zu suchen, daß in diesem Gebiet die Bodenfront rückseitig eines Höhentroges unter Absinken lag. Die vorderseitig dieses Trogtes liegende hochreichende Bewölkung wurde in Abschnitt 3.3 bereits als Beispiel für die Wolkenverteilung im Bereich von Wellen der Höhenströmung behandelt.

Der Vorderrand der Warmfrontbewölkung fällt in Bildern des sichtbaren Spektralbereichs weniger markant auf als in Bildern des infraroten Spektralbereichs. Die Cirruswolken am Vorderrand sind oftmals transparent und können in VIS-Bildern nicht oder nur undeutlich gesehen werden, während sie in IR-Bildern aufgrund ihrer niedrigen Temperatur als sehr helle Gebiete auffallen.

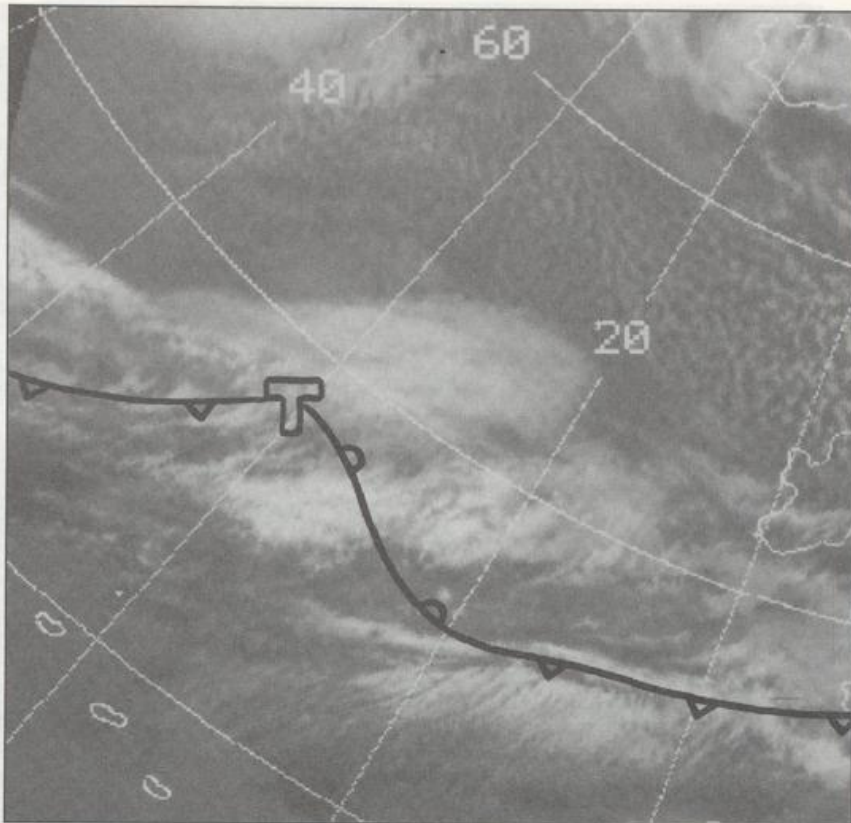


Abb. 4.14: METEOSAT-IR- (oben) und VIS-Bilder (unten) vom 23.03.1986, 11 UTC mit Position des Tiefkerns und Frontenverlauf



Abb. 4.15: METEOSAT-IR-Bild vom 15.02.1991, 00 UTC mit Isohypsen 300 hPa (ausgezogen), Isobaren des Bodenluftdrucks (strichliert) und Fronten

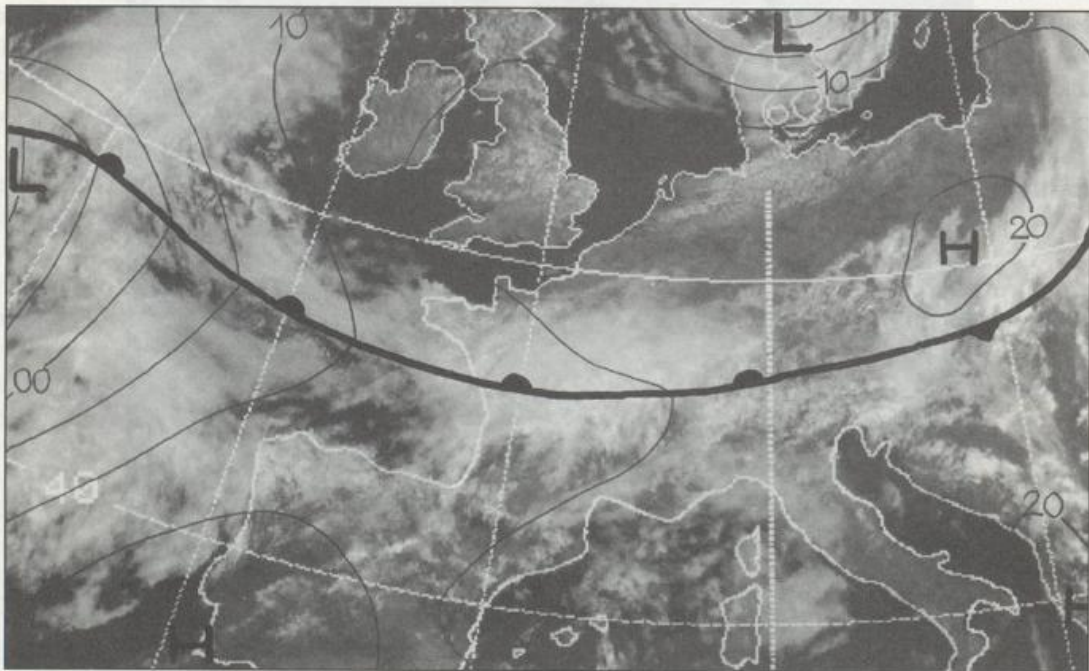


Abb. 4.16: METEOSAT-VIS-Bild vom 16.05.1986, 12 UTC mit Isobaren des Bodenluftdrucks und Fronten. Das zugehörige IR-Bild ist in Abb. 3.6 wiedergegeben

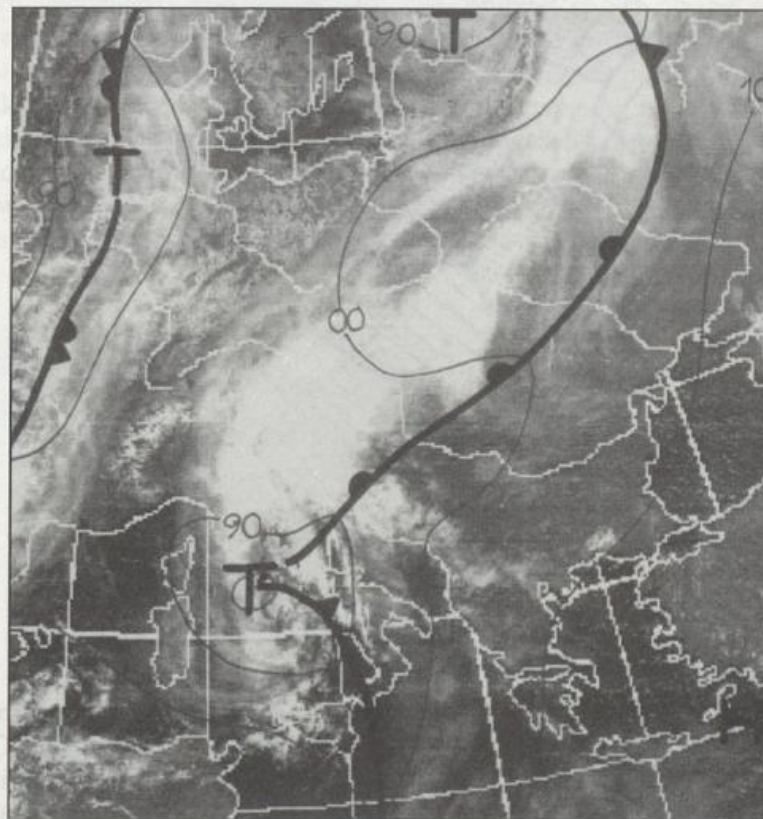
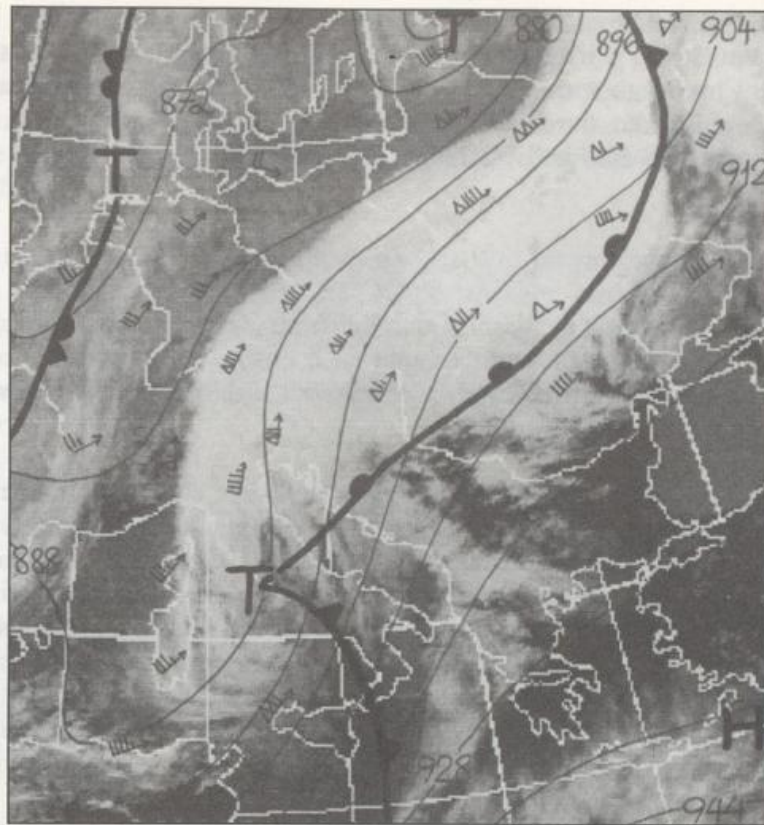


Abb. 4.17: METEOSAT-Bilder vom 26.03.1992, 12 UTC:
 IR-Bild mit Isohypsen und Windbeobachtungen in 300 hPa sowie Fronten (oben)
 VIS-Bild mit Isobaren des Bodenluftdrucks und Fronten (unten)

Ein Beispiel dafür liefert Abb. 4.17. Vor einer über den Balkan verlaufenden Warmfront liegt ein mehr als 600 km breiter Cirrostratus-Schirm, der mit seinem scharf abgeschnittenen Rand im IR-Bild markant ins Auge springt. An diesem Rand findet man das Maximum der Höhenströmung, die einen Rücken durchläuft. Niederschlag ist allerdings nur in dem Gebiet zu erwarten, das auch im VIS-Bild hell erscheint.

4.4.3 Okklusionsfronten

Während der Zyklonenentwicklung dringt die Kaltfront des Tiefs schneller vor als die vorlaufende Warmfront, holt diese ein und vereinigt sich mit ihr zu Okklusionsfront. Diese Front trennt die Kaltluftmassen der Vorder- und Rückseite der Zyklone und ist in der Höhe mit einer Zunge abgehobener warmer Luft verbunden.

Je nachdem, ob die rückseitige Kaltluft wärmer oder kälter als die vorderseitige ist, hat die Okklusionsfront Warmfront- oder Kaltfrontcharakter, ist also entweder nach vorn oder nach rückwärts geneigt. Haben beide Luftmassen die gleiche Temperatur, so verschwindet beim Okklusionsprozeß der Temperaturunterschied vollständig. Die Okklusion zeigt sich dann als Linie zyklonaler Scherung, die senkrecht unter dem Vereinigungspunkt der beiden Fronten in der Höhe liegt.

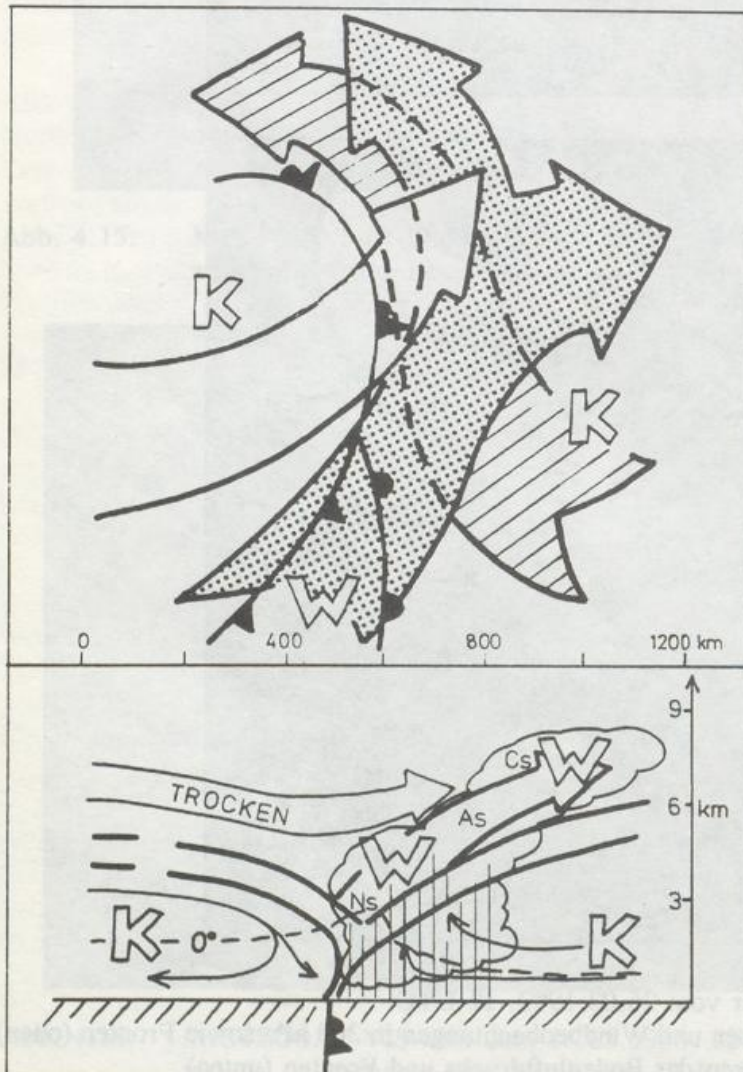


Abb. 4.18:
Modell einer Okklusionsfront mit Warmfrontcharakter in Bodennähe. Oben Horizontalprojektion mit Front und Verlauf von "Warm conveyor belt" (gerastert), "Cold conveyor belt" (schraffiert) und oberer Relativströmung; unten Vertikalschnitt quer zur Front

Bewölkungs- und Niederschlagsgebiet liegen gemäß dem Schema der Abb. 4.18 überwiegend vorderseitig der Bodenokklusionsfront. Sie entstehen durch Hebung infolge Warmluftadvektion und meist auch positiver Vorticityadvektion im vorderseitigen Kaltluftstrom, der parallel zur Front verläuft, und dem darüber liegenden Warmluftstrom, der die Front nach vorn kreuzt und sich in zwei Äste spaltet - einen, der antizyklonal nach rechts abbiegt, und einen, der einer zyklonalen Bahn folgt.

An der Kaltfront des okkludierenden Systems herrscht normalerweise Absinken infolge Kaltluftadvektion. Die über der Kaltfront absinkende trockene Luft kreuzt die Okklusion nach vorn und wird dort in die Hebung einbezogen. Als Folge davon wird die höherreichende Bewölkung von der Rückseite her abgebaut und entfernt sich immer mehr von der Bodenfront. Das gilt insbesondere für Warmfrontokklusionen, wo die frontsenkrechte Komponente des Höhenwindes besonders groß ist.

Bei Verwendung von IR-Bildern besteht somit auch hier wieder die Gefahr der Fehlinterpretation, da die rückwärtige Kante des Cirrostratus weit vor der eigentlichen Bodenfront liegen kann.

Ein Beispiel dafür und insgesamt für die Veränderung der Wolkenverteilung während der Bildung einer Warmfrontokklusion zeigt Abb. 4.19. Zu Anfang liegt ein umfangreiches Gebiet hoher Bewölkung vor der Warmfront und dem Okklusionsansatz des Tiefs und reicht noch über den Warmsektor hinweg bis zur Kaltfront. Mittelhohe Wolken findet man auch noch hinter der Kaltfront des Frontensystems.

Sechs Stunden später ist die höchste Bewölkung im Bereich des Okklusionspunktes schon deutlich nach vorn gewandert, und die mittelhohen Wolken enden direkt an der Kaltfront. Während der folgenden Stunden zerfällt die hohe Wolkendecke in Bänder und kleinere Gebiete, die zum Mittagstermin mehr als 400 km vor dem Okklusionspunkt ansetzen. Auch die mittelhohe Bewölkung hat in diesem Bereich ihre Relativbewegung nach vorn fortgesetzt und endet bereits vor dem Frontenzug. Unter ihr liegt eine fast geschlossene tiefe Wolkendecke, die - wie das VIS-Bild erkennen läßt - an Okklusion und Warmfront endet. Zum Tiefzentrum hin war die Relativbewegung der Bewölkung allerdings langsamer, so daß dort auch die mittelhohen und hohen Wolken noch direkt vor der Bodenokklusion zu finden sind.

Abb. 4.19 d

Abb. 4.19:

METEOSAT-Bilder vom 04.07.1990 mit Isobaren des Bodenluftdrucks und Fronten

a) 00 UTC, IR

c) 12 UTC, IR

b) 06 UTC, IR

d) 12 UTC, VIS

e) 300 hPa Analyse vom 04.07.1990, 12 UTC mit Isobaren, Beobachtungen und Frontenverlauf

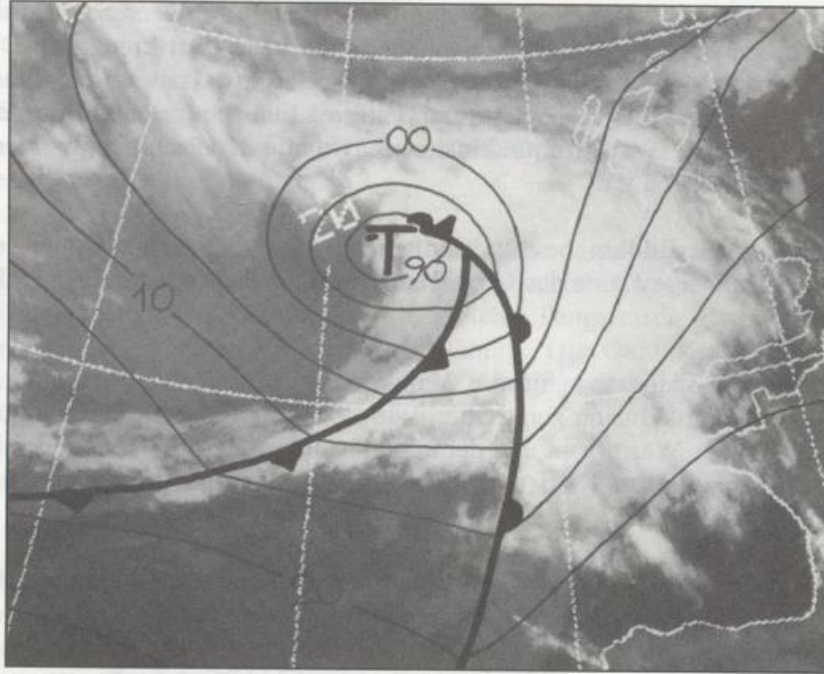


Abb. 4.19 a

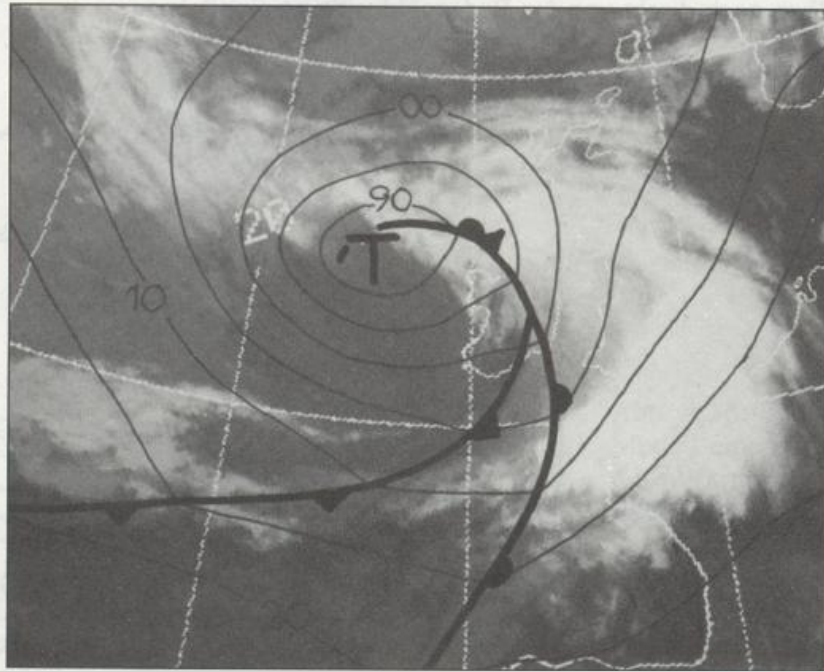


Abb. 4.19 b

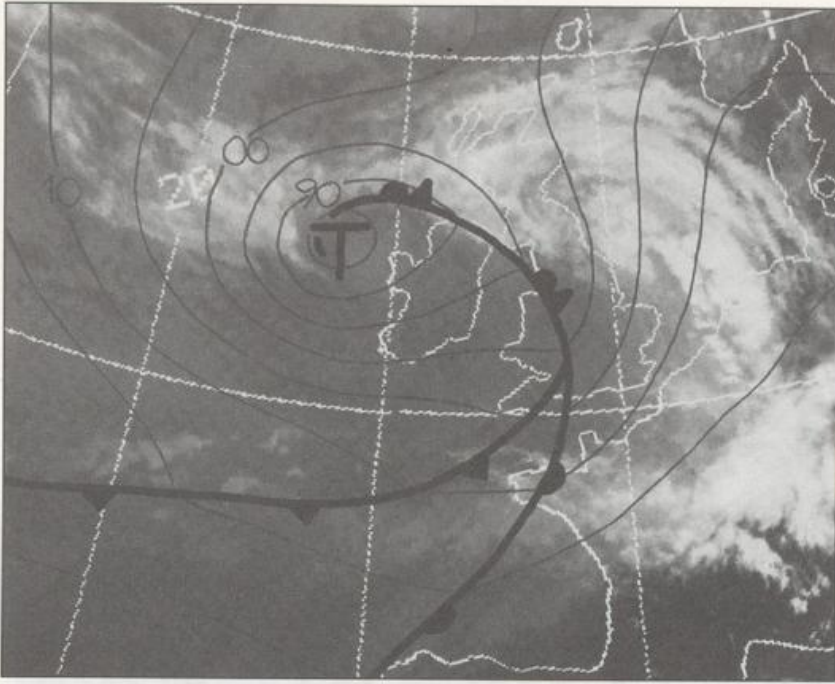


Abb. 4.19 c

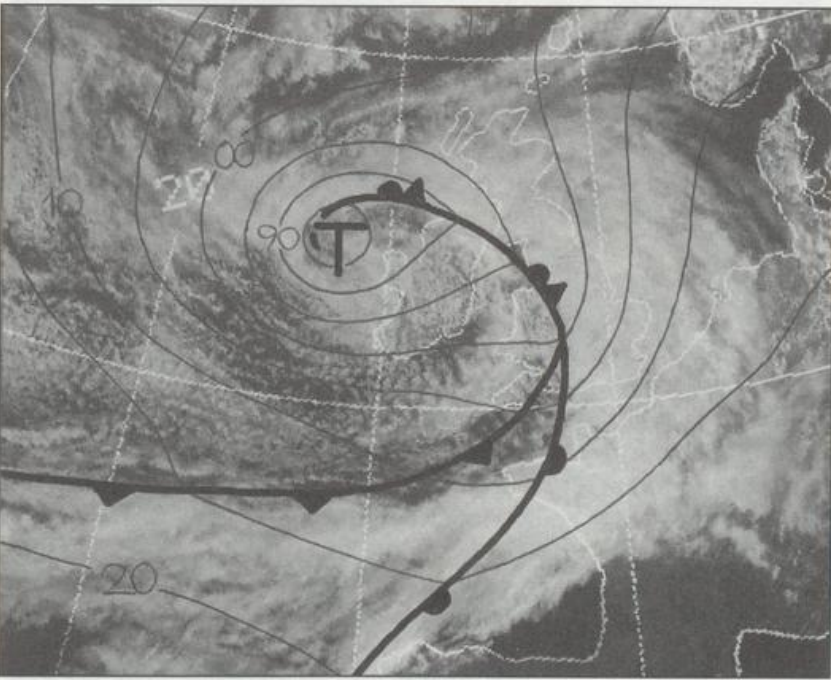


Abb. 4.19 d



Abb. 4.19 e

ngverteilung
 ts findet man
 der Frontver-
 ch vom über

die kommt
 Okklusions-
 n sich über
 Teil von ihm
 zentrale der
 verteilung mit
 bedinglichen
 er obere Teil
 chstört. Der
 r und kreuz

Die beschrieb
 in 300 hPa
 der Fronten
 der Fronten
 Typisch für
 vor quälend
 Bereich sind
 schilde, je
 in die system
 Okklusion für
 einer Wolken
 klaren Cam
 der aufsteig
 nische not
 der bedingt

Abb. 4.20:

MITTELSTREIFEN, 20. JUNI 1977, 00 UTC
 Position der Fronten und der Okklusion
 in 300 hPa

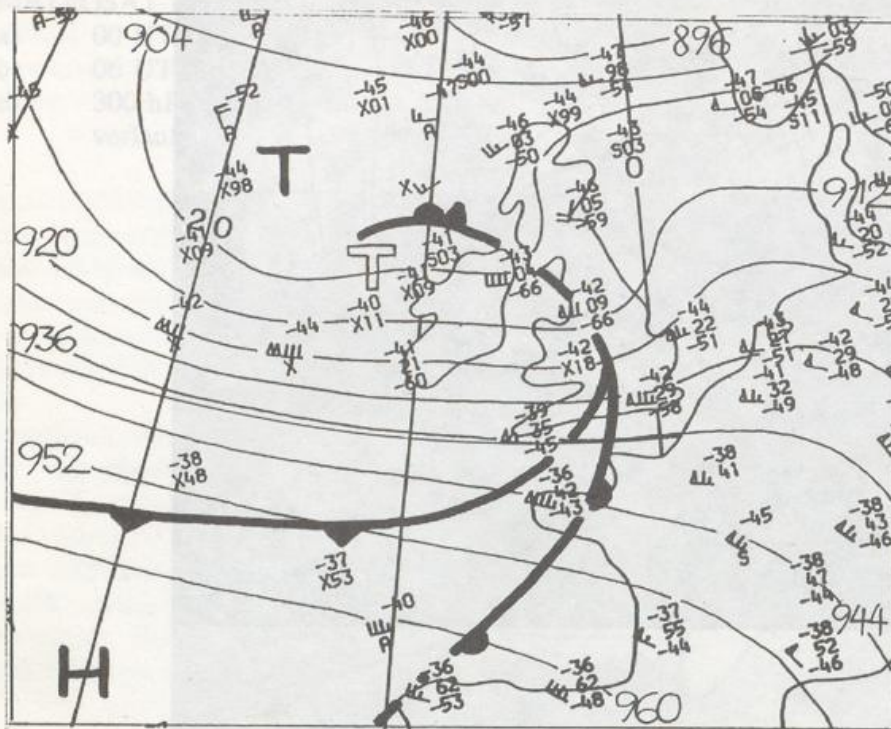


Abb. 4.19 e

Die beschriebene Relativbewegung wird verständlich, wenn man mit der Strömungsverteilung in 300 hPa vergleicht. Über der äußeren Okklusion und der Spitze des Warmsektors findet man dort frontsenkrechte Höhenwinde von $110 - 140 \text{ kmh}^{-1}$, so daß im Vergleich mit der Frontverlagerung von ca. 65 kmh^{-1} eine etwa gleich starke Relativströmung von hinten nach vorn über das Frontensystem hinweg resultiert.

Typisch für Okklusionsbewölkung in Kernnähe der Zyklonen im Satellitenbild ist die komma- oder spiralförmige Struktur. Sie ist ein Hinweis darauf, daß die Wolkenluft im Okklusionsbereich eine starke zyklonale Vorticity aufgeprägt bekommen hat. Dabei ergeben sich Unterschiede, je nachdem ob der gesamte "Warm conveyor belt" oder nur der untere Teil von ihm in die zyklonale Rotation einbezogen werden. Im ersten Fall reicht die Wolkenspirale der Okklusion bis ins hohe Cirrusniveau hinauf. Im zweiten Fall ergibt sich eine Zweiteilung mit einer Wolkenspirale geringerer vertikaler Mächtigkeit und einem südlich davon befindlichen höheren Cirrostratus-Schirm, der antizyklonal aufgewölbt ist. Er zeigt an, daß der obere Teil der aufsteigenden Warmluft nach wie vor in der Höhe antizyklonal umbiegt und abströmt. Der markante nördliche Rand dieses Cirrostratus-Schirms ist mit der Jetachse korreliert und kreuzt das Bodensystem meist in Nähe des Okklusionspunkts (Abb. 4.20).

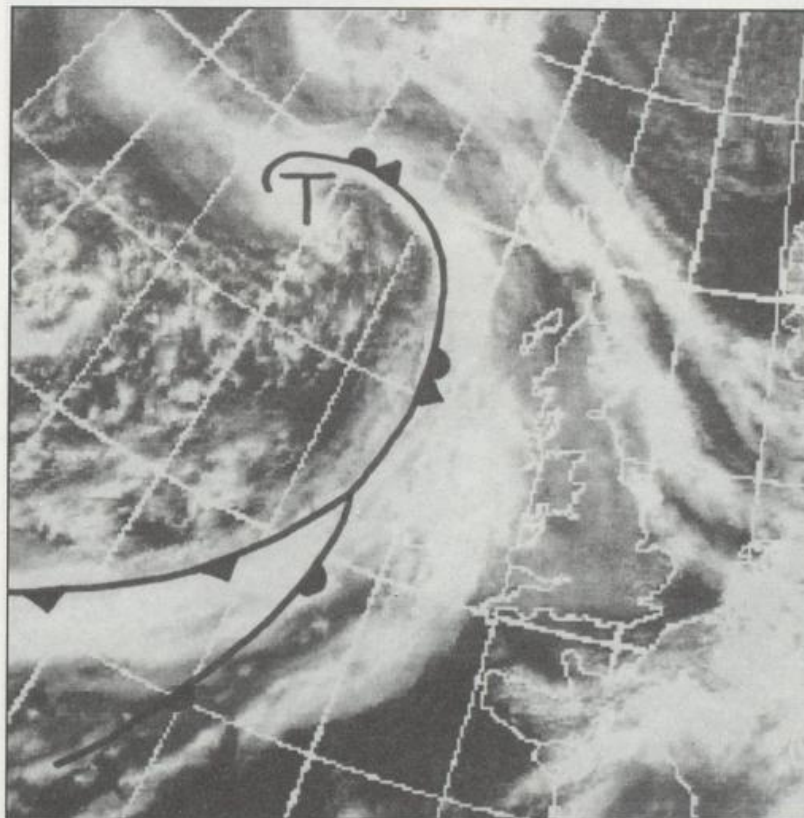


Abb. 4.20: METEOSAT-IR- (oben) und VIS-Bilder (unten) vom 23.04.1992, 12 UTC mit Position des Tiefkerns und Frontenverlauf sowie im IR-Bild Windbeobachtungen in 300 hPa

Manchmal erkennt man in Satellitenbildern Wolkenformationen mit anscheinend typischer Warmfront-, Kaltfront- und Okklusionsbewölkung. Verfolgt man jedoch anhand der synoptischen Analysen und der Satellitenbilder, wie es zu dieser Formation kam, so wird man feststellen, daß sie nicht den üblichen Okklusionsprozeß widerspiegelt, wie er im Zusammenhang mit der Entwicklung von Zyklonen in Kap. 5 geschildert wird, sondern daß sich die okklusionsartige Bewölkung auf andere Art und Weise gebildet hat. Die zugehörige Front nennt man dann Pseudo-Okklusion.

Ein Beispiel dafür zeigt Abb. 4.21. Die Entwicklung setzte ein, als eine vom Westatlantik ostnordostwärts ziehende Frontalwelle südlich eines zwischen Grönland und Island liegenden kalten Tiefs anlangt. Zwischen Wellenscheitel und Tiefkern bildet sich ein Bodentrog, in dem sich durch vorderseitige WLA und rückseitige KLA eine Warmluftzunge formiert, die sich immer mehr nordwärts ausdehnt und zuletzt tatsächlich der Okklusionsstruktur entspricht.

Dementsprechend findet man im IR-Bild zum Schluß ein präfrontales Wolkenband, dessen Obergrenze ähnlich wie bei einer echten Okklusion zum Tief hin ansteigt und das unter der antizyklonal aufgewölbten hohen Bewölkung, die über dem Wellenscheitel liegt, seinen Anfang nimmt. 24 Stunden vorher war nördlich der Welle zwar auch Bewölkung vorhanden, aber über ein weites Gebiet verteilt und nicht bandartig organisiert. Sie verdankte ihre Entstehung der PVA vor einem oberen Vorticitymaximum. Erst nachdem sich der Trog zwischen Welle und kaltem Tief gebildet hatte, begann die Formierung des Wolkenbandes, indem vorderseitig die WLA für zusätzliche Hebung sorgte.

Ein weiteres Beispiel für die Entstehung einer Pseudo-Okklusion wird in Kap. 5 gegeben.

Abb. 4.19 a

Die beschriebene
in 300 hPa zeigt
den Hochkern
Näherung von
das Frontensystem

Typisch für Okklusion
oder spiralförmige
Bewölkung über
schwächt, so nach
in die zylindrische
Lichtkurve mit
auf Wolken
kaltluft
der Luftdruck
den Frontensystem



Wolkenverteilung
ist findet man
der Frontver-
nach vorn über

kommt die kompa-
Okklusions-
sich unter-
Teil von ihm
der Frontver-
verteilung mit
befindlichen
oberen Teil
schwarze. Der
und leicht

Abb. 4.20: Position des Tiefs und Frontensystem sowie im IR-Bild Wolkenformationen in 300 hPa

Abb. 4.20:

Abb. 4.21

METEOSAT-Bilder vom 05.05.1992

- a) 00 UTC, IR
- b) 12 UTC, IR
- c) 12 UTC, VIS

METEOSAT-Bild vom 06.05.1992

- d) 00 UTC, IR

sowie

- e) die dazugehörigen numerischen Analysen des Bodenluftdrucks und der äquivalentpotentiellen Temperatur in 850 hPa mit Fronten

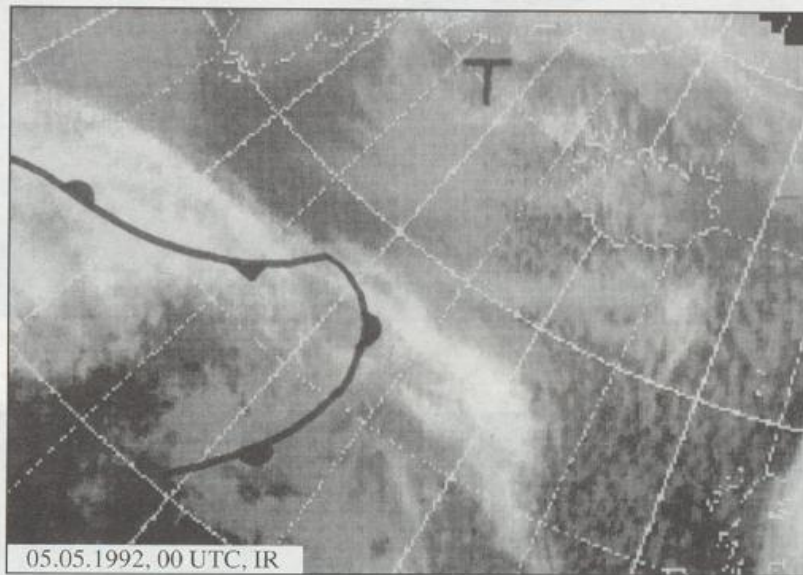


Abb. 4.21 a



Abb. 4.21 b

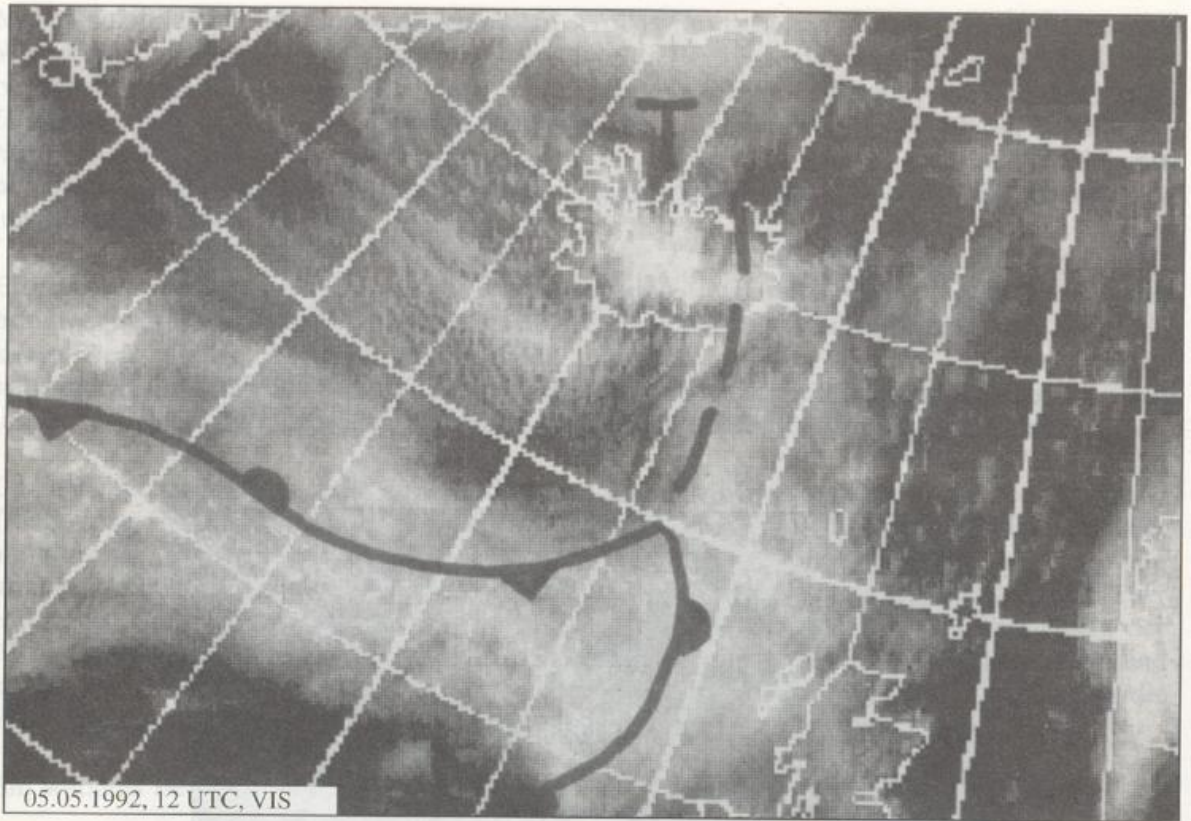


Abb. 4.21 c



Abb. 4.21 d

d 15.4.06A

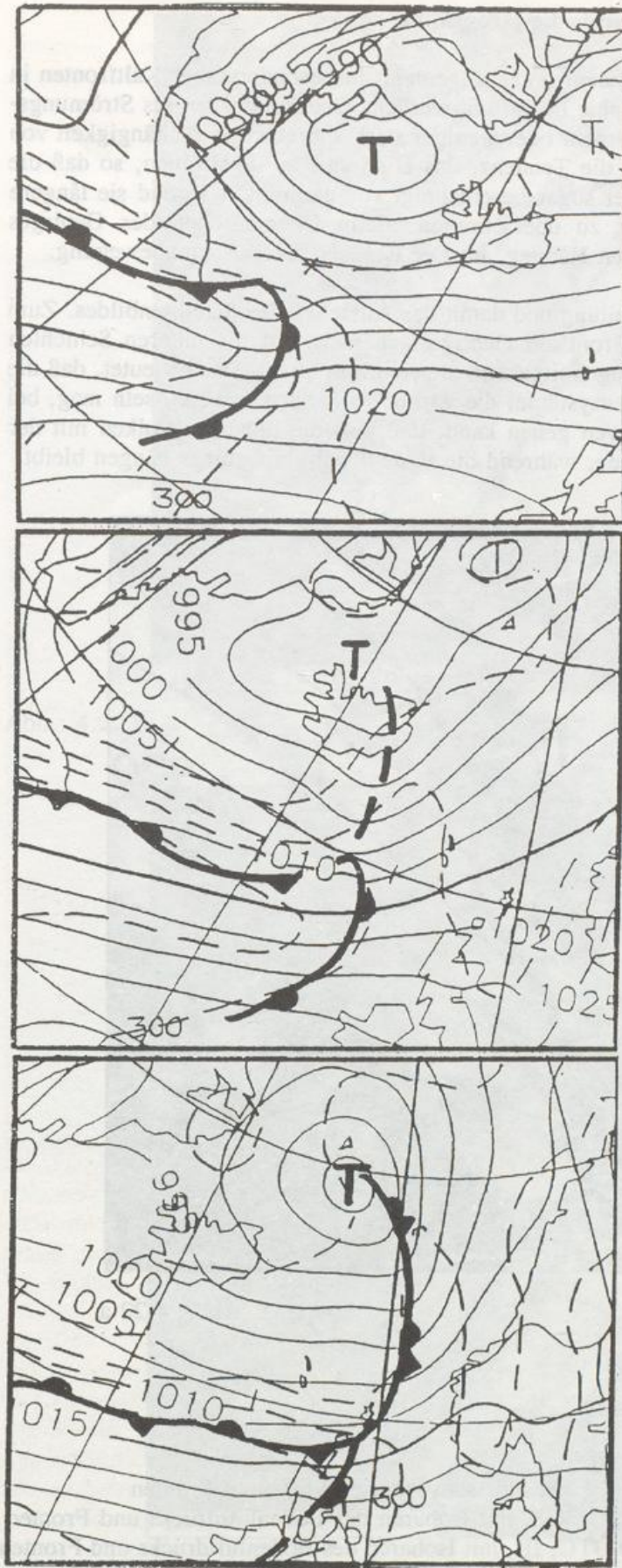


Abb.: 4.21c
 Die zu den Satellitenbildern
 zugehörigen numerischen Analy-
 sen des Bodenluftdrucks und der
 äquivalentpotentiellen Temperatur
 in 850hPa mit Fronten

05.05.1992, 00 UTC

05.05.1992, 12 UTC

06.05.1992, 00 UTC

4.5 Beeinflussung von Fronten durch die Orographie

Wichtig ist darauf hinzuweisen, daß Bodenfronten allgemein, insbesondere aber Kaltfronten in ihrem Verhalten stark von der Orographie beeinflusst werden. Gebirge wirken als Strömungshindernis, das die Bewegung der Front mehr oder weniger stark abbremst. In Abhängigkeit von der Stabilität der Schichtung resultiert die Tendenz, das Hindernis zu umströmen, so daß die Front an den Gebirgsflanken rasch oder sogar beschleunigt vorankommt, während sie längere Zeit braucht, um das Gebirge direkt zu überschreiten. Beim Überschreiten des Gebirges unterliegt sie im Luv einer erzwungenen Hebung, im Lee dagegen einer Absinkbewegung.

All das beeinflusst die Bewölkungsverteilung und damit das Aussehen des Satellitenbildes. Zum einen gilt, daß die Deformation der Front am Gebirge sich meist auf die unteren Schichten beschränkt, während die Höhenströmung weitgehend unbeeinflusst bleibt. Das bedeutet, daß die Koppelung der Front an höhere Wolkensysteme, die vorher vorhanden gewesen sein mag, bei Erreichen des Hindernisses total verloren gehen kann, daß also die höheren Wolken mit der Höhenströmung wegtransportiert werden, während die Bodenfront am Gebirge hängen bleibt.

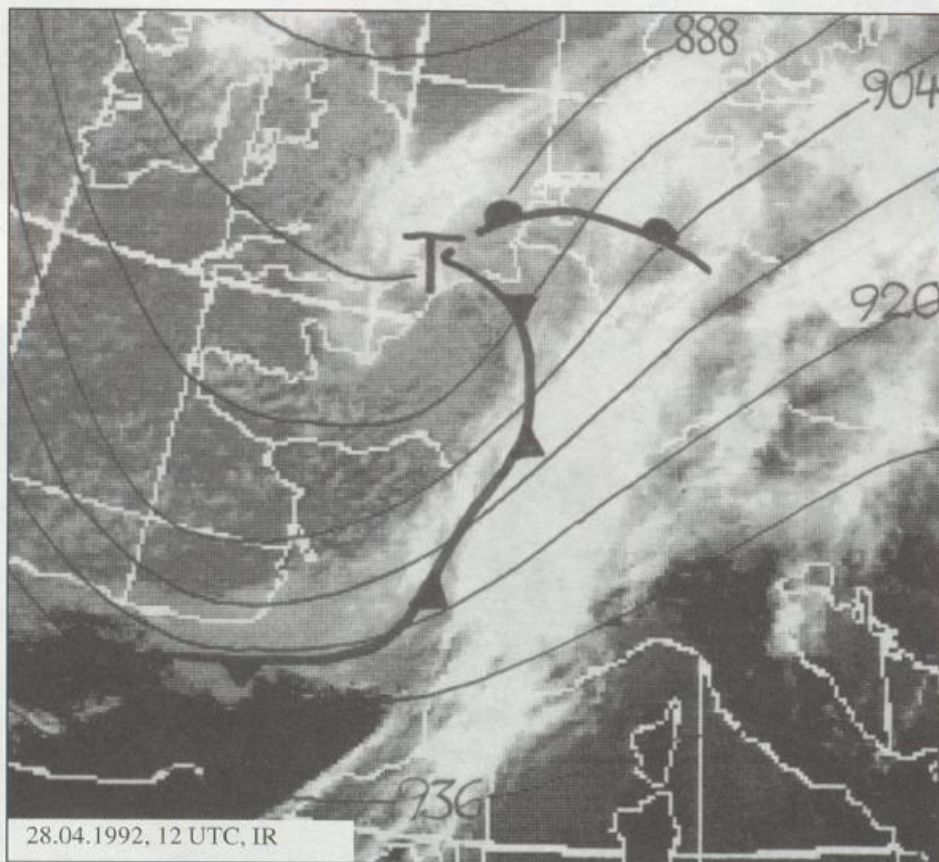


Abb.: 4.22 a

- Abb. 4.22: METEOSAT-Bilder vom
- 28.04.1992, 12 UTC, IR, mit Isohypsen, 300 hPa und Fronten
 - 28.04.1992, 12 UTC, VIS, mit Isobaren des Bodenluftdrucks und Fronten
 - 28.04.1992, 17.30 UTC, IR, mit Isobaren des Bodenluftdrucks und Fronten
 - 29.04.1992, 00 UTC, IR, mit Isobaren des Bodenluftdrucks und Fronten

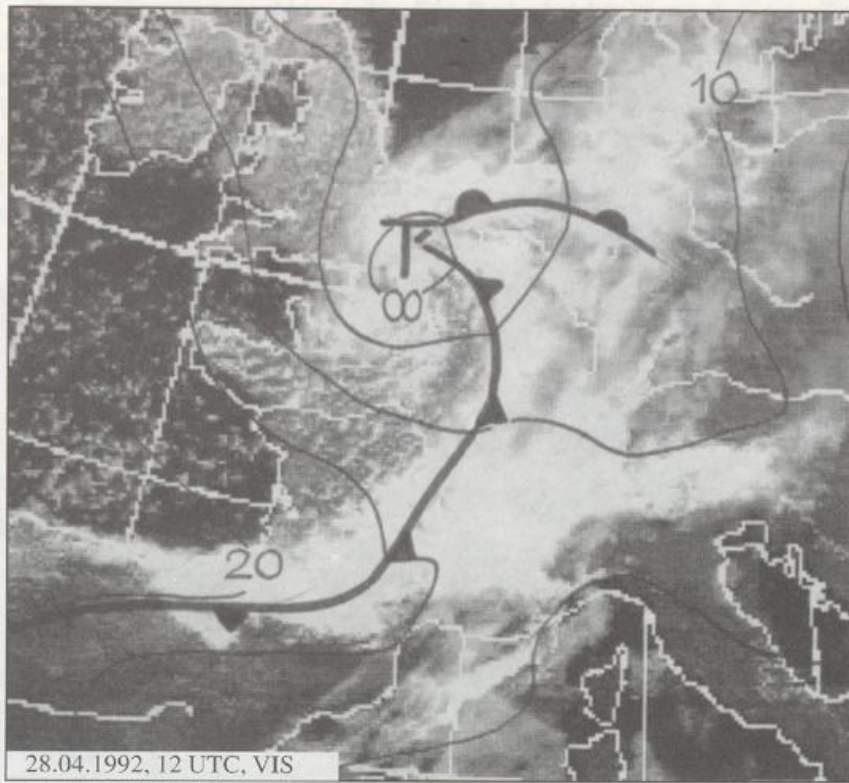


Abb.: 4.22 b

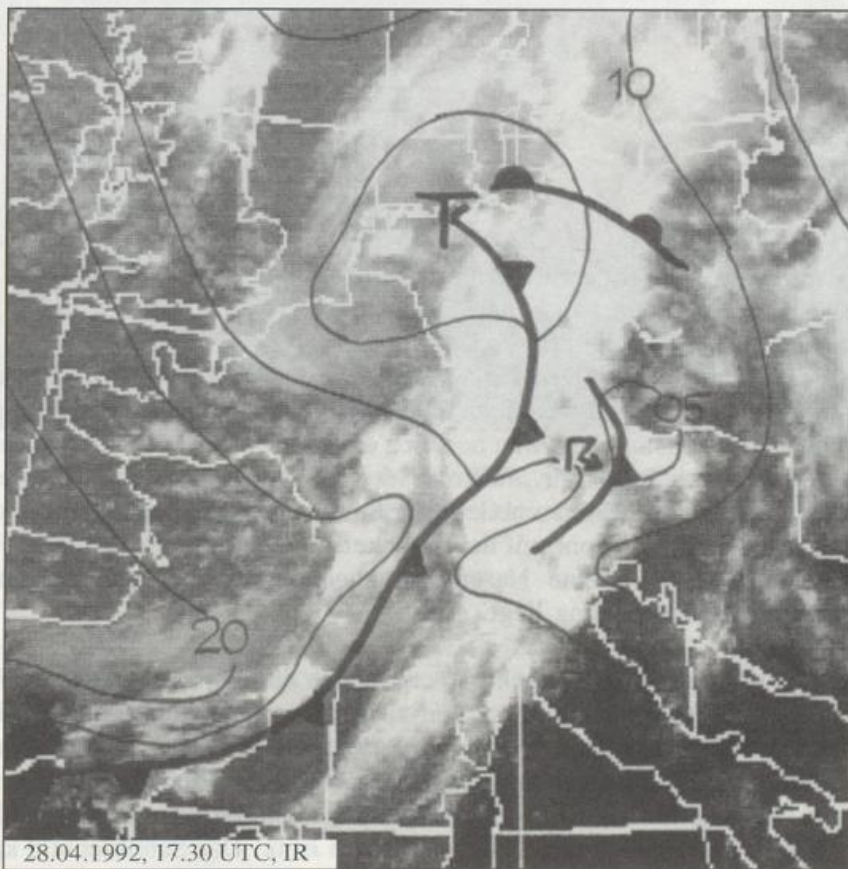


Abb.: 4.22 c

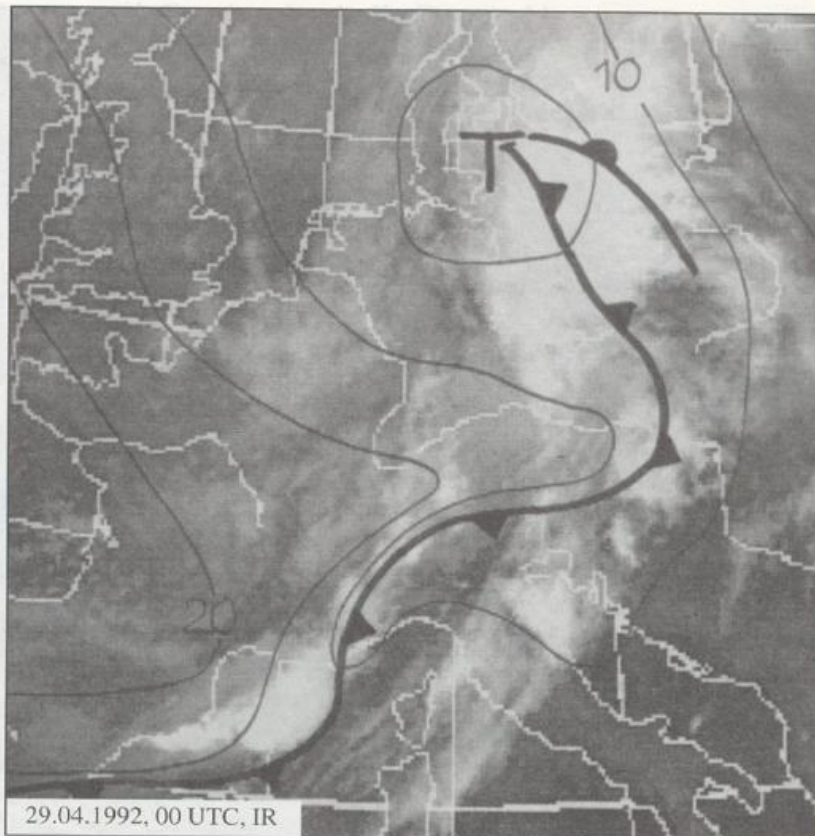


Abb.: 4.22 d

Ein typisches Beispiel dafür liefern die Bilder der Abb. 4.22. Zum Mittagstermin liegt die Kaltfront eines Kanaltiefs am hinteren Rand eines dichten und hochreichenden Wolkenbandes, das von den Westalpen bis zum westlichen Deutschland reicht. In dieser Bewölkung stecken Cumulonimben und es fällt schauerartiger Regen, z. T. von Gewittern begleitet. Bis 18 UTC ist die Kaltfront bis fast zur Mitte Deutschlands vorgedrungen, während sie an den Westalpen bereits gebremst wird. Vor ihr hat sich über Bayern eine markante Gewitterlinie gebildet. Das oben angesprochene Wolkenband liegt nun nördlich der Alpen direkt über der Front, südlich des Gebirges aber bereits deutlich vor ihr. Während der folgenden sechs Stunden vergrößert sich der Abstand dort weiter, da die Front am Gebirgskamm zurückgehalten wird. An der Nordseite der Alpen dagegen hat sich die Front mit der Gewitterlinie vereint und ist rasch bis zum Raum Wien vorgestoßen, so daß sie eine Nasenform angenommen hat und beinahe schon am Vorderrand der stärkeren Bewölkung liegt.

Was die Wolken im tieferen Niveau angeht, so ergibt sich durch die erzwungene Hebung an der Luvflanke die Tendenz zur Wolkenbildung und zu Niederschlag, durch das Absinken im Lee dagegen Wolkenauflösung. Liegt die Front im Luv, wird sich also die frontale Bewölkung verdichten und evtl. auch vertikal anwachsen. Hat sie dagegen den Kamm überschritten und bewegt sich den Leehang hinab, so findet man kaum noch Wolken an ihr, während an der Luvflanke die "Staubewölkung" durchaus liegen bleiben kann. Das Satellitenbild kann somit i.a. nicht anzeigen, wo sich die Bodenfront beim Überschreiten des Gebirgshindernisses genau befindet.

Das gilt z. B. für die Situation in Abb. 4.23. Die Bodenbeobachtungen dieses Termins belegen eindeutig, daß die Bodenfront zum einen nicht mit den Bändern höherer Bewölkung über Italien gekoppelt war, daß sie aber auch nicht überall am Rande der tiefen Bewölkung über den Alpen und dem südlichen Frankreich lag. Sie war vielmehr schon durch die Lücke zwischen Pyrenäen und Alpen zum westlichen Mittelmeer vorstoßen und hatte auch den Südwestteil der Alpen bereits überquert, ohne daß das durch signifikante Bewölkung im Satellitenbild zu erkennen gewesen wäre.

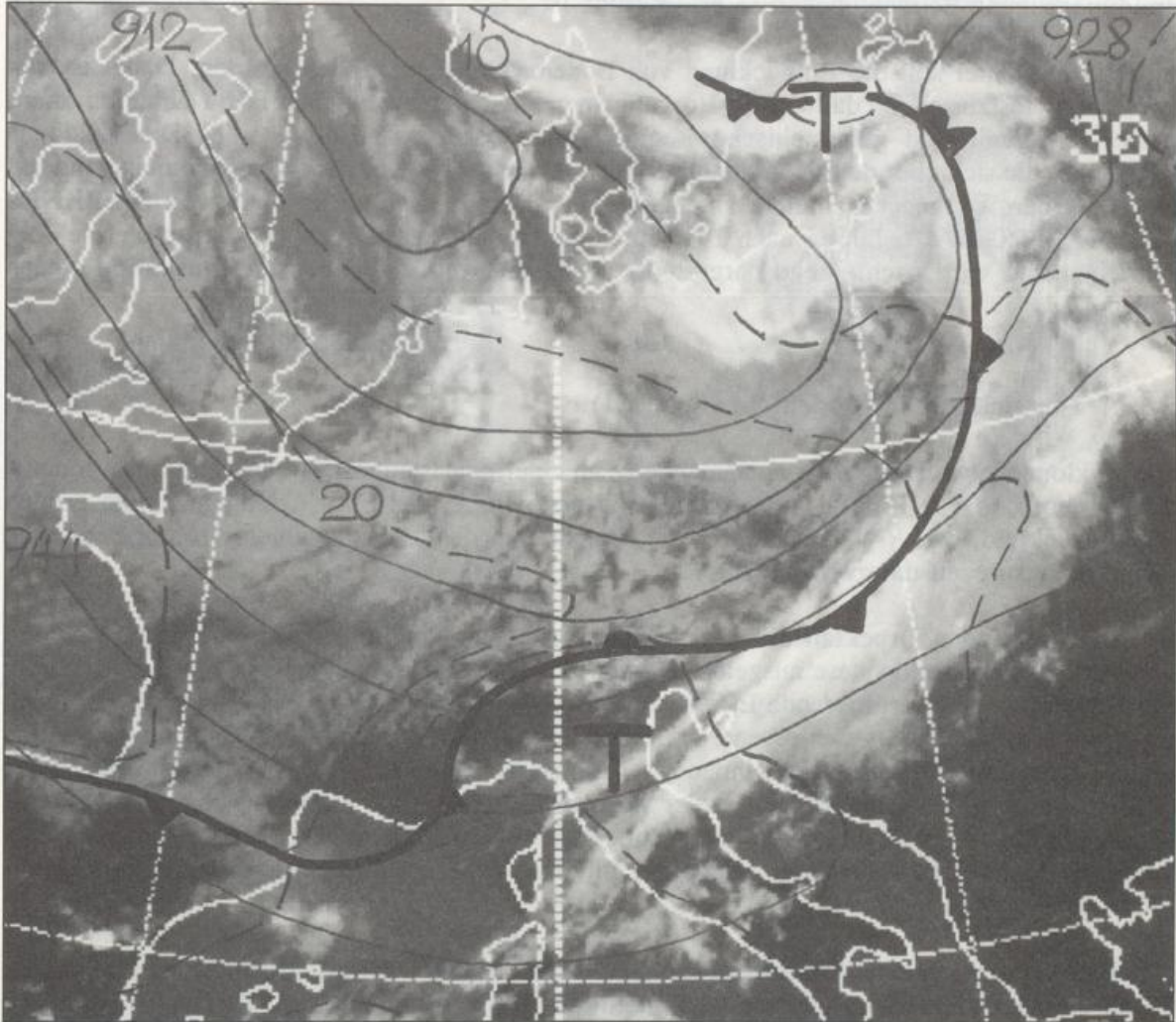


Abb. 4.23: METEOSAT-IR-Bild vom 27.06.1985, 12 UTC mit Isohypsen in 300 hPa (ausgezogen), Isobaren des Bodenluftdrucks (strichliert) und Fronten

5 Zyklonenentwicklung in Satellitenbildern

Die charakteristischen Druckgebilde des Large-Scale in der unteren bodennahen Troposphäre innerhalb der Westwindzone sind die wandernden Tiefdruckgebiete und die sie flankierenden Zwischenhochdruckkeile, die sich u. U. zu abgeschlossenen Hochdruckgebieten entwickeln können. Die Prozesse ihrer Entstehung und Entwicklung werden als Zyklogenese bzw. Antizyklogenese bezeichnet. Dabei ist typisch, daß während der Entwicklung die verschiedenen Schichten der Troposphäre aufeinander einwirken, so daß zum Verständnis dieser Prozesse eine dreidimensionale Betrachtungsweise erforderlich ist.

In diesem Kapitel soll die Entwicklung von Bodenzyklonen behandelt werden. Dabei ist von vornherein festzustellen, daß dieser Vorgang in recht unterschiedlicher Form ablaufen kann, wobei Jahreszeit und geographische Region von besonderem Einfluß sind. Die Zyklonen allerdings, die sich über dem Nordatlantik bilden und anschließend nach Europa hineinwandern, machen einen weitgehend ähnlichen Lebenszyklus durch. Er wurde erstmals von BJERKNES und SOLBERG in den Jahren nach 1918 im Rahmen der sogenannten "Polarfronttheorie" beschrieben und wird nachfolgend dargestellt, wobei die Abb. 5.1 - 5.4 zur Illustration dienen sollen.

5.1 Entwicklung im Bodengebiet (Abb. 5.1)

Die Zyklonenentwicklung setzt normalerweise an einer quasistationären oder langsam wandernden Bodenfront ein. Häufig vollzieht sich die erste Phase der Entwicklung in einem großen Viererdruckfeld, wo - wie in Kap. 4.2.3 beschrieben - die Front einem frontogenetischen Verstärkungsprozeß unterworfen ist.

Durch einsetzenden Druckfall bildet sich zunächst ein Druckminimum an der Front. Der Fall kann durch die Frontogenese ausgelöst werden, kann aber auch auf andere, aus der Dynamik der Höhenströmung resultierende Effekte zurückgehen. Als Folge der Druckänderung stellt sich im Windfeld bald eine geschlossene zyklonale Zirkulation ein, durch die die unterschiedlich temperierten Luftmassen und mit ihnen die Fronten in Bewegung geraten. Auf der einen Seite des Tiefs nimmt mit dem Vordringen der warmen Luft die Front Warmfrontcharakter, auf der anderen Seite mit dem Vorstoß der kalten Luft Kaltfrontcharakter an. Der Frontenzug insgesamt bekommt damit eine Wellenform aufgeprägt mit dem Wellenscheitel im Bereich des Druckminimums.

Mit dem Vordringen der Warmluft ist Druckfall, mit dem der Kaltluft Druckanstieg verbunden. Diese Drucktendenzen überlagern sich dem primär wirksamen Fall. Der relativ stärkste Druckfall resultiert somit vor der Warmfront in Nähe des Wellenscheitels. Als Folge davon verlagert sich das neuformierte Wellentief in Richtung und etwa mit der Geschwindigkeit der Warmluftströmung oberhalb der Reibungsschicht.

Sind die Bedingungen in der Höhe günstig, so hält der Druckfall im Kernbereich an und das Bodentief vertieft sich immer mehr. Damit wird auch die zyklonale Rotation immer stärker. Dennoch ergibt sich sehr bald eine unterschiedliche Verlagerung der beiden Fronten. Während die Warmfront nur relativ langsam vorankommt bzw. relativ zur wandernden Zyklonen sogar zurückweicht, macht die Verlagerung der Kaltfront rasche Fortschritte. Als Folge davon schrumpft der durch die beiden Fronten eingegrenzte "Warmsektor" immer mehr.

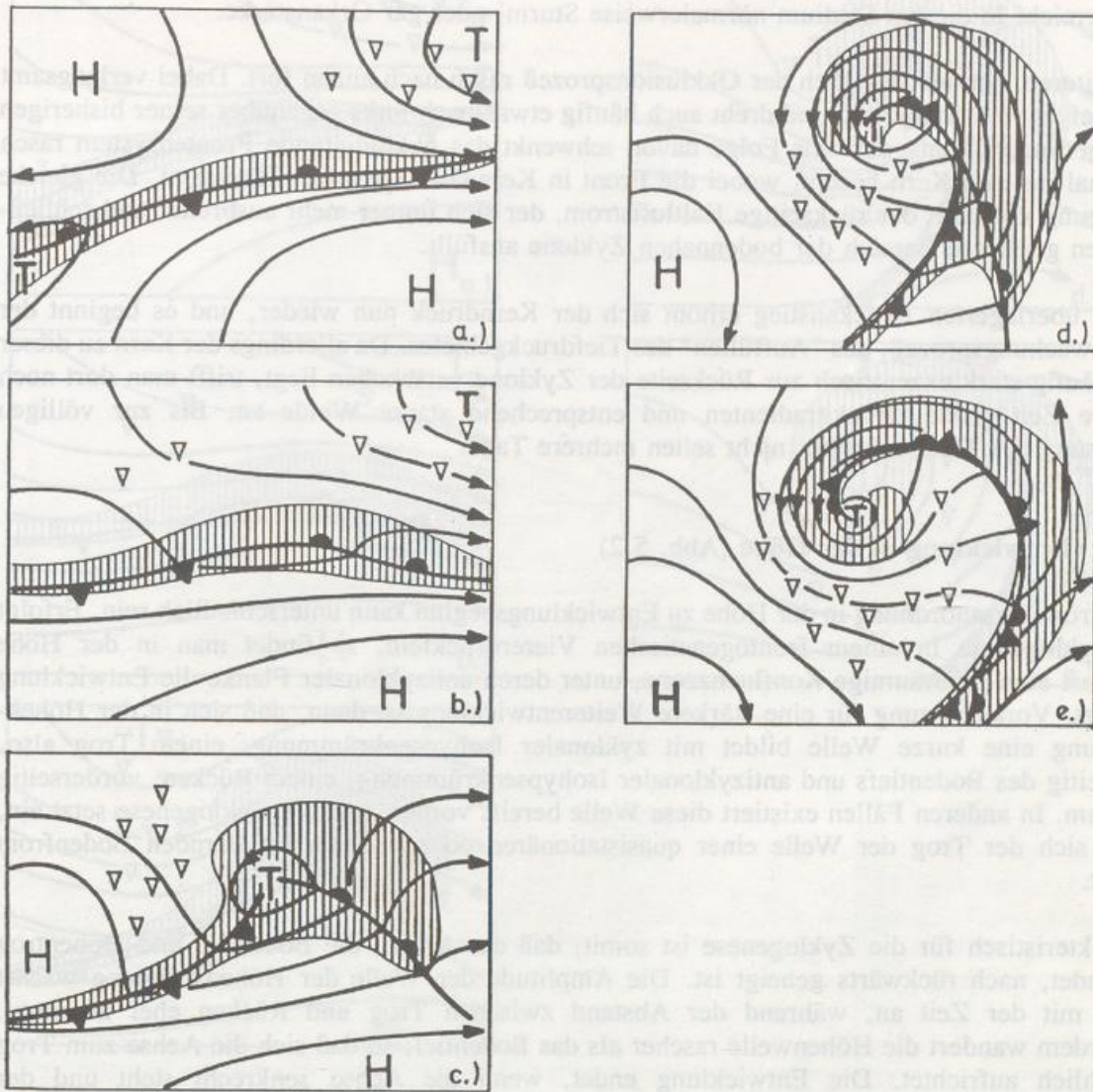


Abb. 5.1: Lebenslauf einer Polarfrontzyklone nach J. BJERKNES.
Die einzelnen Entwicklungsstadien folgen im Abstand von ca. 12 Stunden aufeinander und zeigen Frontenverlauf und Luftdruckverteilung am Boden. Schraffiert Gebiet mit gleichförmigen Niederschlag (Regen u/o. Schnee), ∇ -Symbole Gebiet mit Schauerniederschlägen.



Abb. 5.3: Entwicklung einer Polarfrontzyklone. Die einzelnen Entwicklungsstadien folgen im Abstand von ca. 12 Stunden aufeinander und zeigen Frontenverlauf und Luftdruckverteilung am Boden. Schraffiert Gebiet mit gleichförmigen Niederschlag (Regen u/o. Schnee), ∇ -Symbole Gebiet mit Schauerniederschlägen.

Der Höhepunkt der Entwicklung wird erreicht, wenn in Kernnähe die Kaltfront die vorgelagerte Warmfront einholt und sich mit ihr zur Okklusionsfront vereinigt. Die zyklonale Rotation um das Tief erreicht in diesem Stadium normalerweise Sturm- oder gar Orkanstärke.

Im weiteren Verlauf setzt sich der Okklusionsprozeß rasch nach außen fort. Dabei verlangsamt das Tief seine Verlagerung und dreht auch häufig etwas nach links gegenüber seiner bisherigen Verlagerungsrichtung ein. Als Folge davon schwenkt das okkludierende Frontensystem rasch zyklonal um den Kern herum, wobei die Front in Kernnähe Spiralform annimmt. Die gleiche Bewegung vollführt der rückseitige Kaltluftstrom, der sich immer mehr ausbreitet und schließlich den gesamten Bereich der bodennahen Zyklone ausfüllt.

Durch überlagerten Druckanstieg erhöht sich der Kerndruck nun wieder, und es beginnt der Abschwächungsprozeß, das "Auffüllen" des Tiefdruckgebietes. Da allerdings der Kern zu dieser Zeit häufig stark exzentrisch zur Rückseite der Zyklone verschoben liegt, trifft man dort noch längere Zeit große Druckgradienten und entsprechend starke Winde an. Bis zur völligen Auflösung des Tiefs dauert es nicht selten mehrere Tage.

5.2 Entwicklung in der Höhe (Abb. 5.2)

Die Strömungsanordnung in der Höhe zu Entwicklungsbeginn kann unterschiedlich sein. Erfolgt die Zyklonogenese in einem frontogenetischen Viererdruckfeld, so findet man in der Höhe zunächst eine großräumige Konfluenzzone, unter deren antizyklonaler Flanke die Entwicklung einsetzt. Voraussetzung für eine stärkere Weiterentwicklung ist dann, daß sich in der Höhenströmung eine kurze Welle bildet mit zyklonaler Isohypsenkrümmung, einem Trog also, rückseitig des Bodentiefs und antizyklonaler Isohypsenkrümmung, einem Rücken, vorderseitig von ihm. In anderen Fällen existiert diese Welle bereits vorher, und die Zyklonogenese setzt ein, wenn sich der Trog der Welle einer quasistationären oder langsam wandernden Bodenfront nähert.

Charakteristisch für die Zyklonogenese ist somit, daß die Achse, die Bodentief und Höhentrog verbindet, nach rückwärts geneigt ist. Die Amplitude der Welle der Höhenströmung wächst dabei mit der Zeit an, während der Abstand zwischen Trog und Rücken eher abnimmt. Außerdem wandert die Höhenwelle rascher als das Bodentief, so daß sich die Achse zum Trog allmählich aufrichtet. Die Entwicklung endet, wenn die Achse senkrecht steht und der Höhentrog direkt über dem Bodentief liegt. In dieser letzten Phase bildet sich häufig auch in der mittleren Troposphäre ein abgeschlossenes Tief innerhalb des Troges, während die Strömung in größeren Höhen meist Wellenform behält.

Interessant ist noch die in Abb. 5.3 dargestellte Beziehung zum Jetstream in der oberen Troposphäre. Man stellt nämlich fest, daß das Bodentief im Zuge seiner Entwicklung den Jetstream von dessen antizyklonaler zur zyklonalen Flanke kreuzt. Die stärkste Vertiefung erfolgt gewöhnlich, wenn das Tief vorderseitig des Troges eine Position genau unter der Achse des Starkwindbandes hat.

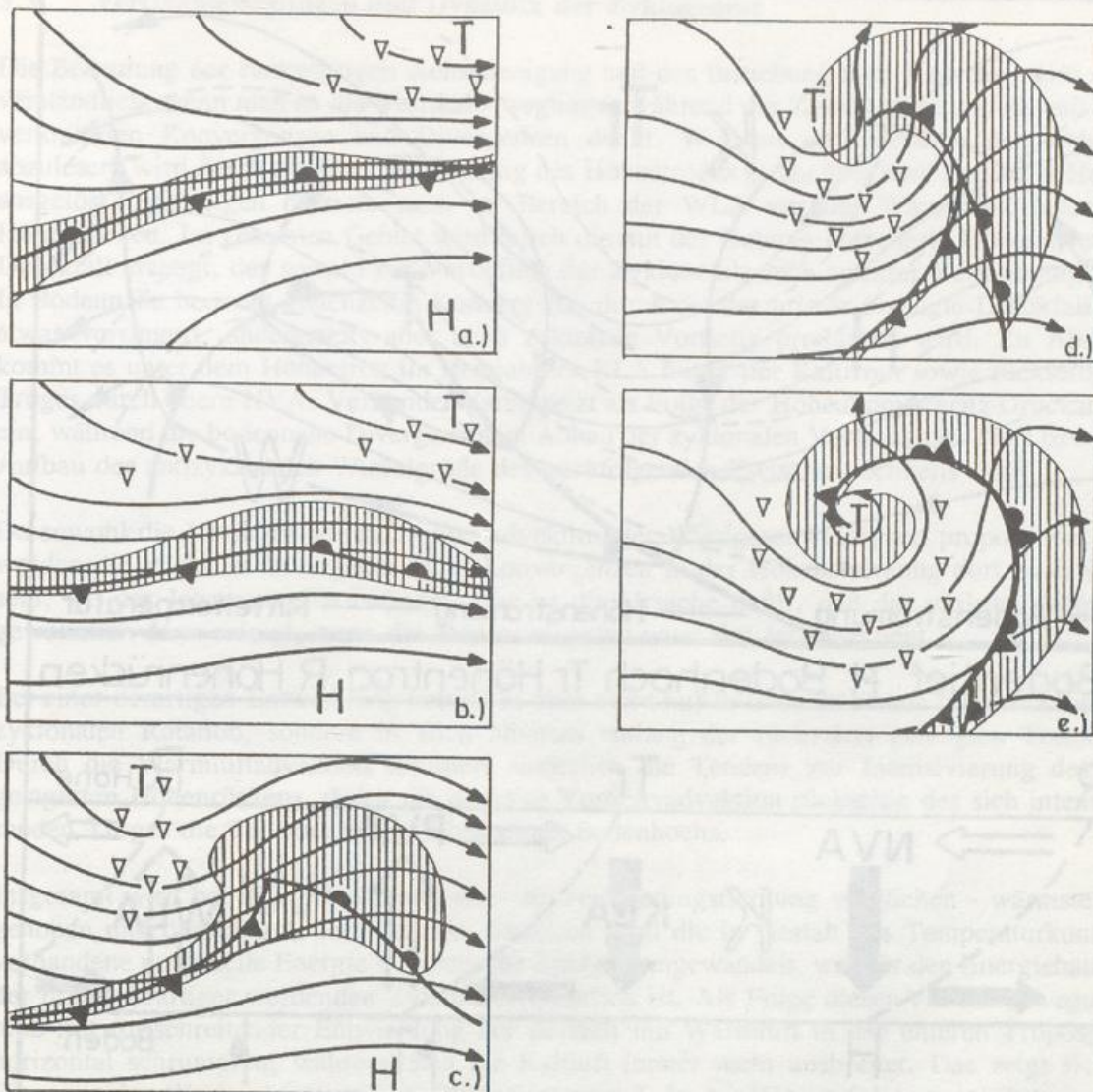


Abb. 5.2: Verlauf der Höhenströmung in der mittleren und oberen Troposphäre während den verschiedenen Stadien einer Zyklonenentwicklung

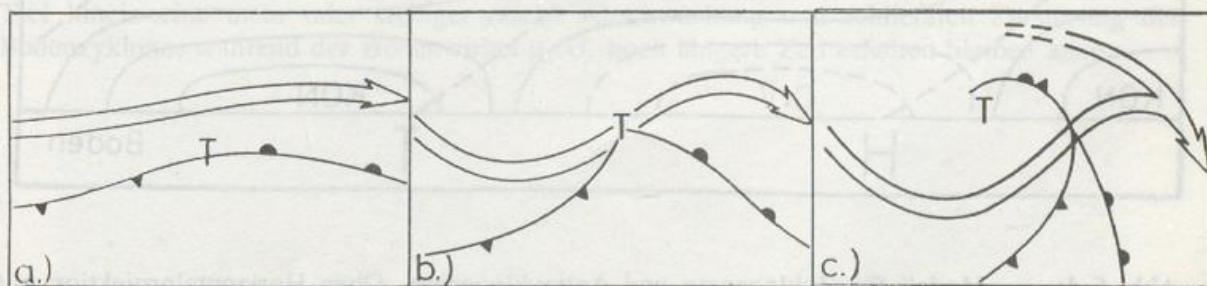


Abb. 5.3: Beziehung zwischen Position des Bodentiefs, Bodenfronten und Verlauf des Jetstreams während einer Zyklonenentwicklung.

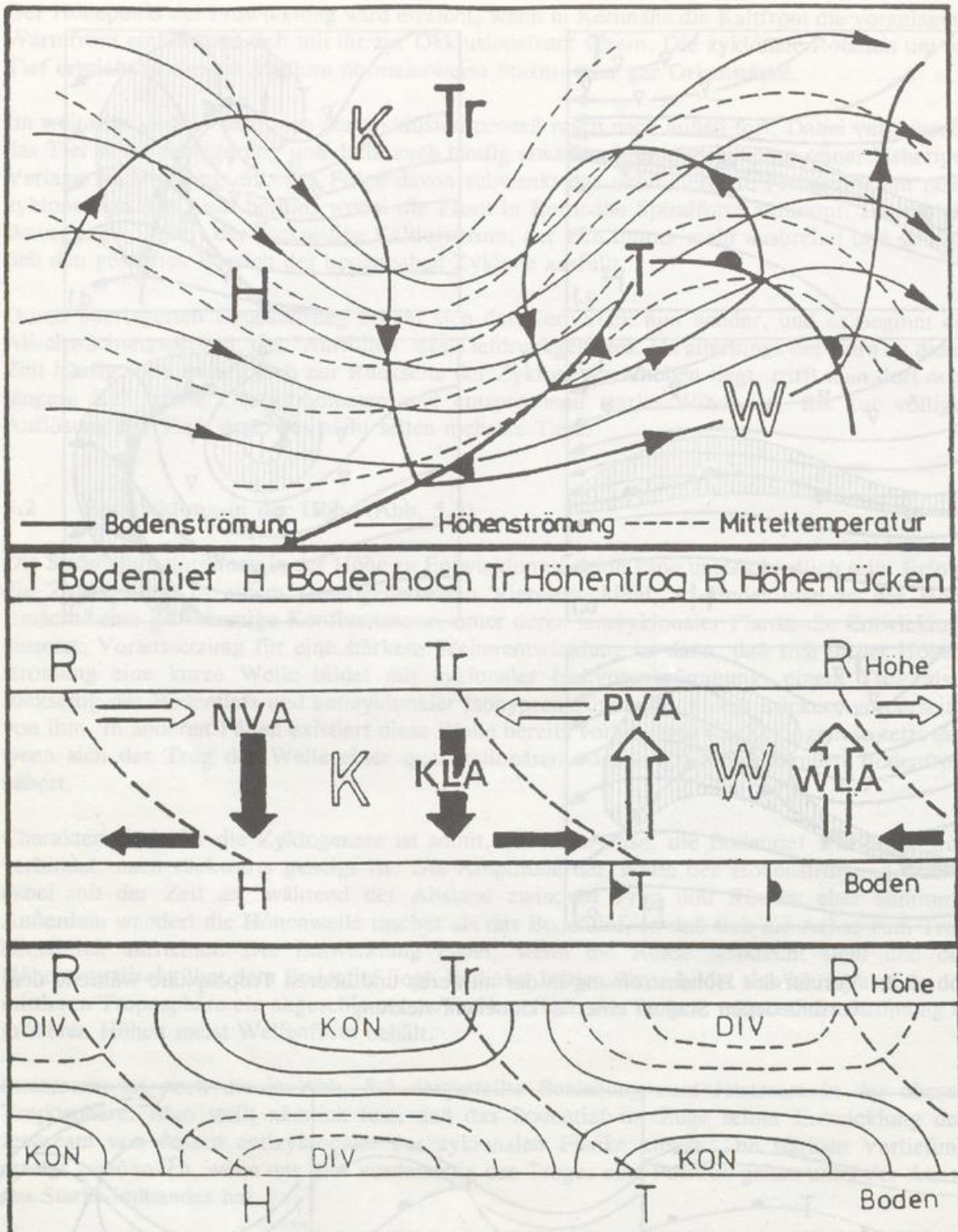


Abb. 5.4: Modell für Zyklogenese und Antizyklogenese. Oben Horizontalprojektion mit Höhenströmung (dünn), Bodenströmung (dick) und Isothermen der Mitteltemperatur (strichliert); in der Mitte Vertikalschnitt über Bodentief und -hoch hinweg mit Vertikalbewegungen und ageostrophischen Horizontalbewegungen. Unten Vertikalschnitt mit Verteilung von Horizontalkonvergenz und -divergenz. Tr, R Höhentrog, -rücken; PVA, NVA positive, negative Vorticityadvektion; WLA, KLA Warmluft-, Kaltluftadvektion.

5.3 Vertikalbewegungen und Dynamik der Zyklognese

Die Bedeutung der rückwärtigen Achsenneigung und der Beziehung zum Jetstream wird sofort verständlich, wenn man an die Vertikalbewegungen während der Zyklognese und die mit ihnen verknüpften Konvergenzen und Divergenzen denkt. Wie aus dem Schema der Abb. 5.4 abzulesen, wird durch die PVA vorderseitig des Höhentrog genau über dem Bodentief Hebung ausgelöst. Aufsteigen herrscht auch im Bereich der WLA vor der Warmfront unter dem Höhenrücken. Im gesamten Gebiet wird durch die mit der Hebung korrelierte Höhendivergenz Druckfall erzeugt, der sowohl zur Vertiefung der Zyklone als auch zu ihrer Verlagerung führt. In Bodennähe herrscht gleichzeitig Konvergenz, durch die der primär erzeugte Druckfall zwar etwas verringert, andererseits aber auch zyklonale Vorticity produziert wird. Zu Absinken kommt es unter dem Höhentrog im Bereich der KLA hinter der Kaltfront sowie rückseitig des Troges durch obere NVA. Verbunden damit setzt als Folge der Höhenkonvergenz Druckanstieg ein, während die bodennahe Divergenz zum Abbau der zyklonalen Vorticity des Tiefs bzw. zum Aufbau der antizyklonalen Wirbelgröße des nachfolgenden Zwischenhochkeils führt.

Da sowohl die Vorticity wie auch ihre Advektion der Windgeschwindigkeit proportional sind, werden die stärksten Divergenzen und Konvergenzen in der Höhenströmung dort zu erwarten sein, wo der Jetstream sich befindet. Das ist die Ursache dafür, daß die stärkste Vertiefung gewöhnlich dann erfolgt, wenn das Bodentief genau unter der Jetachse liegt.

Bei einer derartigen Entwicklung kommt es aber nicht nur in Bodennähe zur Intensivierung der zyklonalen Rotation, sondern in allen Niveaus entlang der rückwärts geneigten Trogachse. Durch die Warmluftadvektion resultiert zusätzlich die Tendenz zur Intensivierung des vorgelagerten Höhenrückens, durch die negative Vorticityadvektion rückseitig des sich intensivierenden Troges die Tendenz zum Aufbau eines Bodenhochs.

Insgesamt wird bei der Zyklognese die - in Verlagerungsrichtung verglichen - wärmste Luft gehoben und die kälteste Luft gesenkt. Dadurch wird die in Gestalt des Temperaturkontrasts vorhandene potentielle Energie in kinetische Energie umgewandelt, was für den Energiehaushalt der immer kräftiger werdenden Zyklone erforderlich ist. Als Folge dieser Vertikalbewegungen muß mit fortschreitender Entwicklung der Bereich mit Warmluft in der unteren Troposphäre horizontal schrumpfen, während sich die Kaltluft immer mehr ausbreitet. Das zeigt sich im Einengen des Warmsektors und im Okklusionsprozeß. In der Höhe erfolgt umgekehrt ein Ausbreiten der warmen und ein Schrumpfen der kalten Luft, wobei allerdings durch die obere Relativströmung die Warmluft größtenteils abtransportiert wird (vgl. 5.5).

Nach Abbau der Temperaturunterschiede ist schließlich das Energiereservoir erschöpft, und die Zyklognese findet ihr Ende. Anschließend bewirkt die Bodenreibung durch Massentransport ins Tief hinein eine mehr oder weniger rasche Abschwächung und schließlich Zerstörung der Bodenzyklone, während der Höhenwirbel u. U. noch längere Zeit erhalten bleiben kann.

19.10.1986, 12 UTC, 51°N

Abb. 5.5: a) METEOSAT Bilder vom 19. - 21.10.1986 mit Position des Bodentiefs und Bodentiefenkeils

5.4 Satellitenbilder

Wie spiegeln nun die Satellitenbilder eine solchen Zyklonenentwicklung wider? Abb. 5.5 enthält Bilder und Analysen einer Zyklognese, die über dem Nordatlantik einsetzt und dann West- und Mitteleuropa beeinflusst, und die ganz typisch ist für derartige Prozesse.

Da auch in diesem Fall - wie die erste Bodenanalyse erkennen läßt - die Entwicklung in einem frontogenetischen Feld startete, zeigt sich im zugehörigen Bild ein bis zu 600 km breites, im östlichen Teil antizyklonal geschwungenes Band hoher bzw. hochreichender Bewölkung auf der kalten Seite von Bodenwarmfront und -kaltfront. Am äußeren, scharf abgeschnittenen Rand dieses Wolkenbandes verläuft der Jetstream. Über den Bodenfronten selbst findet man nur Bänder mittelhoher Bewölkung. Diese Verteilung ist überwiegend das Ergebnis der thermisch direkten Zirkulation, die durch die Frontogenese ausgelöst wurde und bei der die Warmluft der Frontalzone gehoben wird.

Aus dieser Bewölkung fällt Niederschlag - im hier betrachteten Fall sowie in der warmen Jahreszeit allgemein Landregen, in den Übergangsjahreszeiten und im Winter in Abhängigkeit von den Temperaturverhältnissen auch Schnee. Der Warmsektor des Tiefs ist über See normalerweise auch wolkenerfüllt, allerdings nur mit einer tiefen Wolkendecke, die wenige Kilometer mächtig ist und aus der gebietsweise Sprühregen fällt. Diese tiefe Bewölkung tritt in IR-Bildern nur wenig in Erscheinung, zeigt aber im VIS-Bild eine ähnlich starke Reflexion wie die hochreichenden Wolken nördlich des Tiefs. Auf der kalten Seite der Front sieht man jenseits des breiten Wolkenbandes sehr schön die Zellularstruktur der Konvektion in der Kaltluft über dem Atlantik.

In der Höhenanalyse des Ausgangsstadiums bemerkt man bereits einen Trog mit einem Vorticitymaximum ca. 800 km querab stromauf vom Bodentief. In den folgenden zwölf Stunden verlagert sich dieser Trog etwa doppelt so schnell wie das Bodentief, so daß er dann nur noch etwa 400 km stromauf liegt. Dadurch gerät das Bodentief immer mehr unter die trogvorderseitige PVA und beginnt sich dementsprechend zu vertiefen. Insgesamt erkennt man in den Analysen für den 20.10.1986, 00 UTC die typische Anordnung einer entwicklungsfähigen Zyklone.

Das durchgehende Wolkenband des Ausgangsstadiums bleibt während dieser Zeit erhalten, zeigt aber rückseitig des Tiefs Auflösungserscheinungen, während es nördlich und vorderseitig davon eine deutliche Aufwölbung erfährt. Das zeigt an, daß die eingangs vorherrschende, auf die Frontogenese zurückgehende Quercirkulation jetzt nachläßt und sich rückseitig des Tiefs immer stärker Absinken (infolge KLA), vorderseitig davon Hebung (durch WLA) bemerkbar macht. Außerdem erfaßt der Bereich mit den hochreichenden Wolken jetzt auch den Kern des Bodentiefs und das Innere des Warmsektors, während er vorher nördlich davon ansetzte. Das ist auf die Wirkung der PVA in der Höhe zurückzuführen, die jetzt nicht mehr nur nordwestlich vom Tief, sondern auch direkt über ihm wirkt und für entsprechende Hebung sorgt.

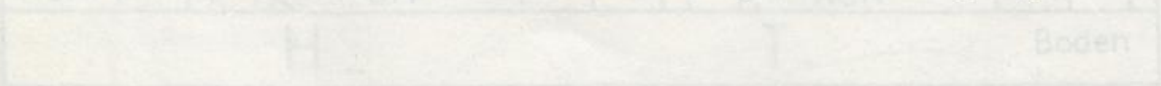
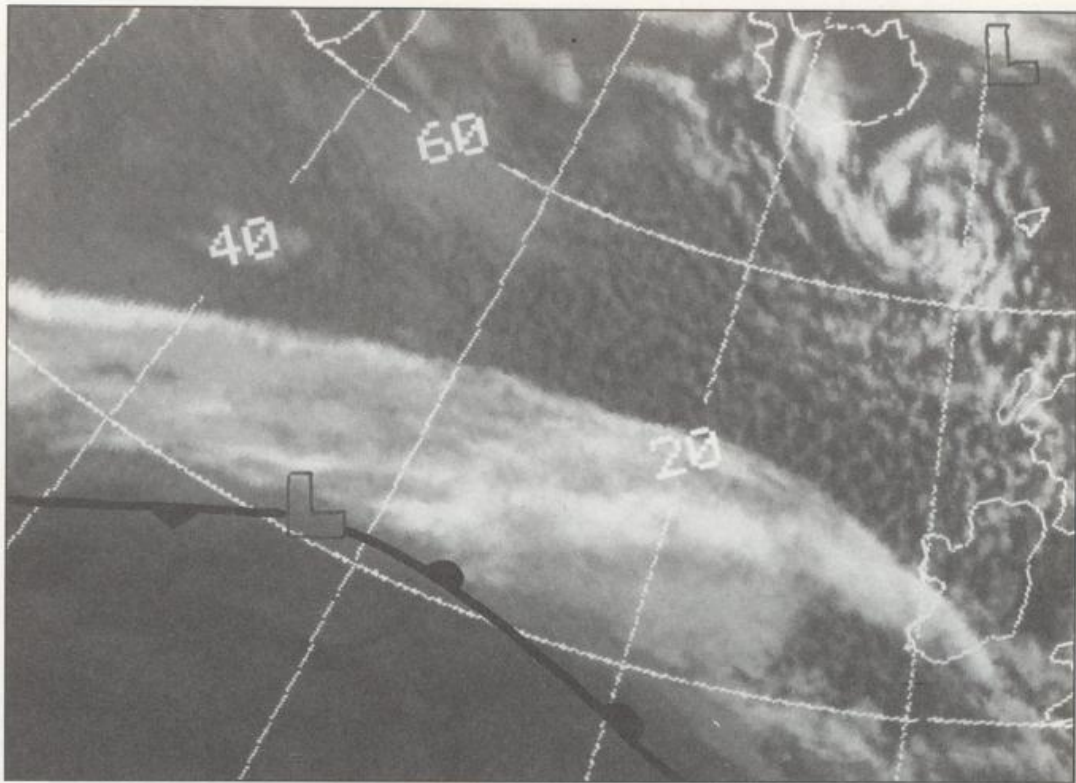
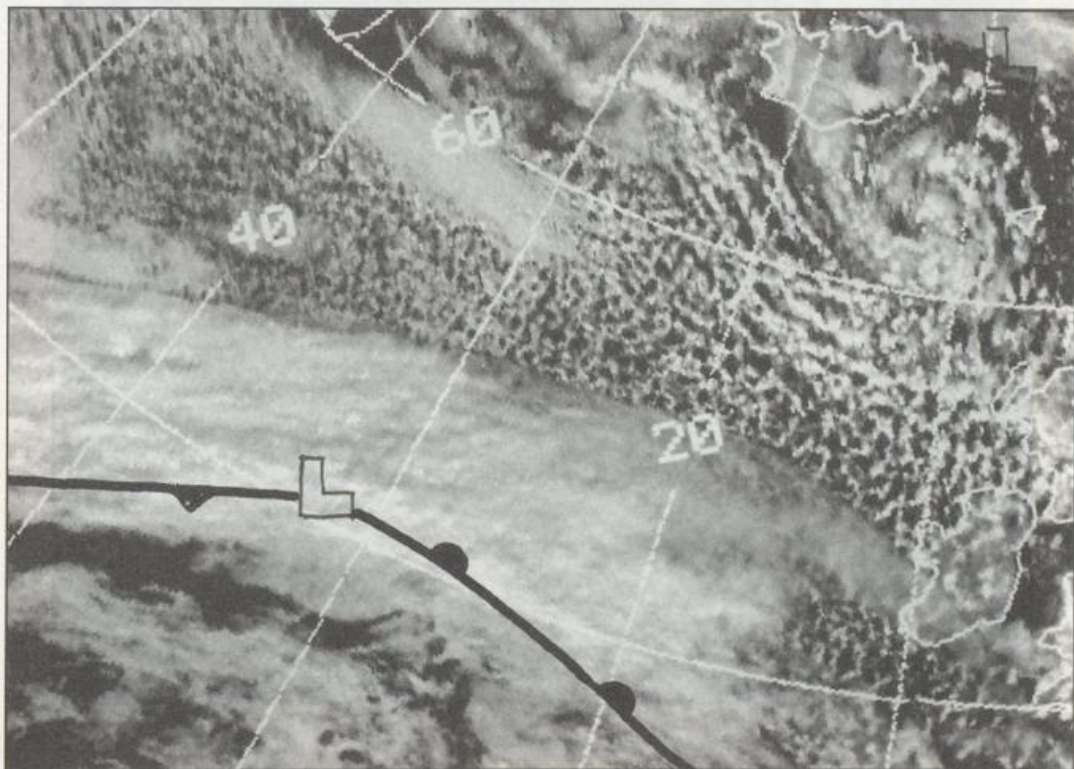


Abb. 5.4 Modell für Zyklognese und Antizyklognese. Oben Horizontalprojektion mit Höhenströmung (dünn), Bodenströmung (dick) und Isothermen der Mitteltemperatur (strichliert); in der Mitte Vertikalschnitt über Bodentief und -hoch hinweg mit Vertikalbewegungen und isopycnischen Horizontalbewegungen. Unten Vertikalschnitt mit Darstellung von Divergenzkonvergenz und -divergenz. T, R Höhenrog, -rücken; PVA, NVA positive, negative Vertikalwinddivergenz; WLA, KLA Warmluft-, Kaltluftadvektion.



19.10.1986, 12 UTC, IR

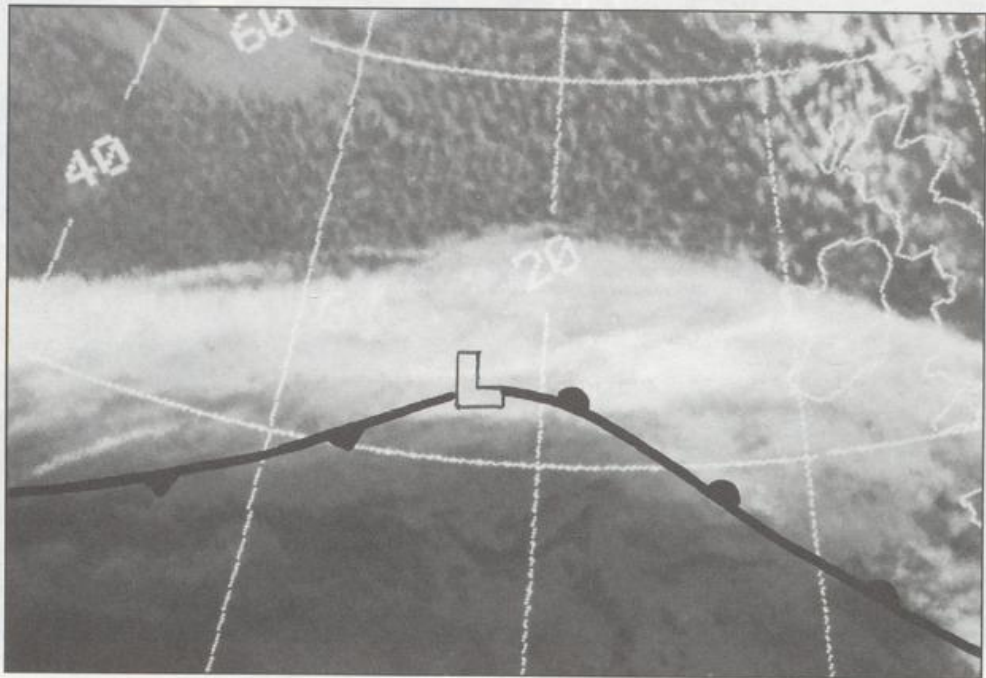
19.10.1986, 18 UTC, IR



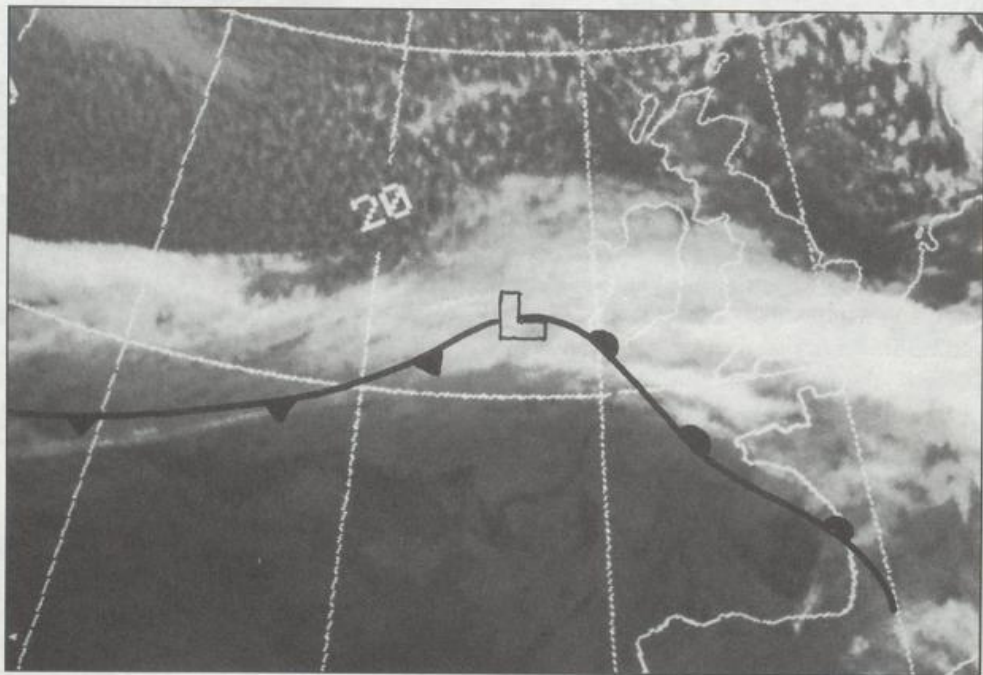
19.10.1986, 12 UTC, VIS

Abb. 5.5: a) METEOSAT-Bilder vom 19. - 21.10.1986 mit Position des Bodentiefs und Bodenfronten

5.4

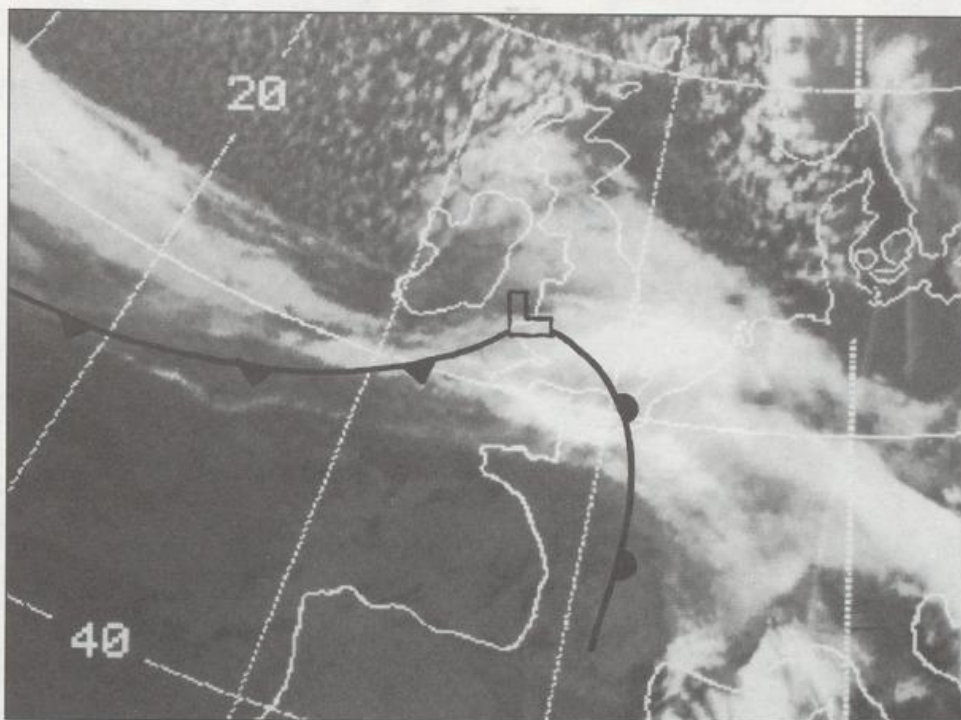


19.10.1986, 18 UTC, IR

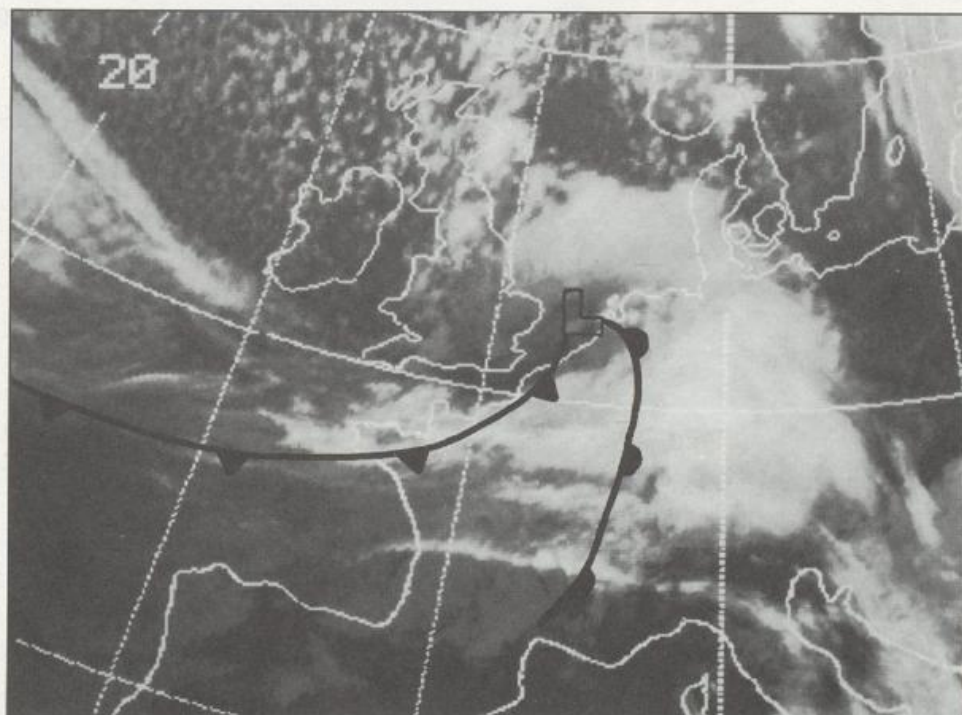


20.10.1986, 00 UTC, IR

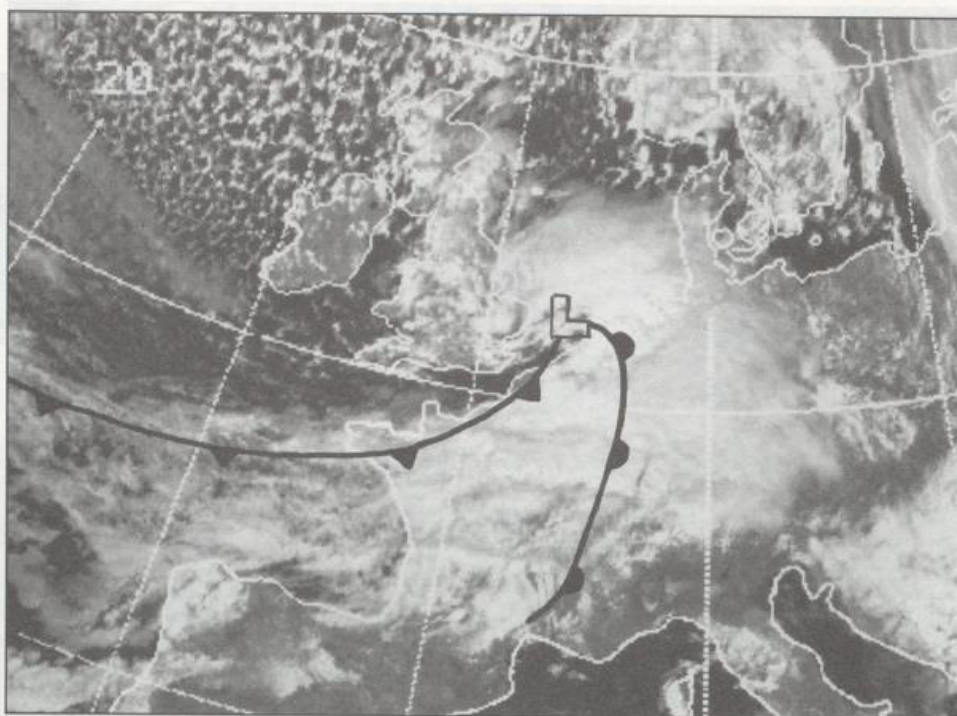
Abb. 5.3. a) METEOSAT-Bilder vom 19. - 21.10.1986 mit Position des Bodennichts und Bodensystemen



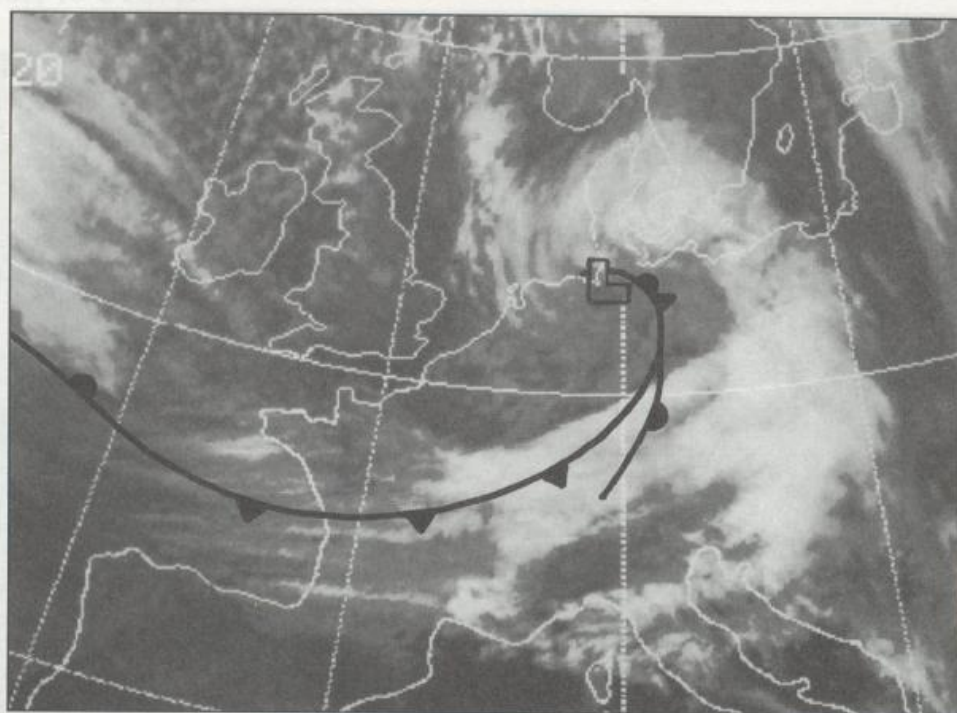
20.10.1986, 06 UTC, IR



20.10.1986, 12 UTC, IR



20.10.1986, 12 UTC, VIS



20.10.1986, 18 UTC, IR

Für die weitere Entwicklung zum Sturm- oder Orkantief ist charakteristisch, daß - wie die IR-Bilder von 06 und 12 UTC zeigen - an und hinter der Kaltfront das Wolkenband immer schmaler wird und in höheren Schichten schließlich abreißt, während sich über und vor der Warmfront die Bewölkung in meridionaler Richtung ausweitet. Gleichzeitig bildet sich rückseitig des Tiefs eine Zunge trockener, wolkenfreier Luft in der Höhe, die sich relativ zur Zyklone rasch vorschiebt und zum Zeitpunkt der stärksten Vertiefung über dem Tiefzentrum und der Spitze des Warmsektors anlangt. Dort reicht dann die Bewölkung nur noch bis in Höhen von 3-5 km hinauf und ist von trockener Luft überlagert. Weiter nördlich erstreckt sich die höhere Bewölkung noch bis in die Rückseite des Tiefs, so daß das Wolkenbild im IR-Kanal insgesamt eine zyklonal bzw. kommaähnlich gebogene Form annimmt. Das IR-Bild unterscheidet sich dann markant vom VIS-Bild, das die tiefe Bewölkung in der Spitze des Warmsektors mit ähnlich starker Reflexion wiedergibt wie die höheren Wolken in der Umgebung.

Diese Veränderung vom Wolkenband zur Kommaform ist ganz typisch und kann als eindeutiges Anzeichen für eine rasch fortschreitende und häufig auch intensive Zyklongenese betrachtet werden. Sie resultiert daraus, daß sich nun die makroskaligen Antriebsmotoren für großräumige Vertikalbewegungen voll durchgesetzt haben - mit Absinken durch NVA und KLA rückseitig, also westlich des Tiefs und Hebung durch PVA und WLA über und vorderseitig des Tiefs. Der Trog hat sich dabei noch weiter dem Bodentief genähert und liegt mit seinem Vorticitymaximum nur noch 150 km stromauf von ihm. Das Vorschieben der trockenen Zunge zeigt außerdem an, daß der Jetstream, der zum 00 UTC-Termin noch knapp nördlich des Bodenzentrums verlief, nun das Tief zu seiner Südseite gekreuzt hat. Aufgrund des allgemeinen Absinkens ist sein Verlauf jetzt zwar nicht mehr überall aus der Verteilung der hohen Wolken abzulesen. Die Beobachtungen zeigen aber an, daß er nördlich des noch in Bruchstücken vorhandenen Wolkenbandes verläuft, d.h. über Südirland und Südengland, und dann den Warmsektor etwa entlang der Kante der hohen Bewölkung kreuzt. Anschließend biegt er antizyklonal ab und endet - flankiert von Cirrusbändern - über der südlichen Adria.

Man könnte jetzt einwenden, daß das Vorschieben der wolkenarmen Zunge bis über den Tiefkern und die Spitze des Warmsektors mit der Argumentation, daß genau dort noch Hebung in der mittleren Troposphäre herrschen soll, nicht vereinbar wäre. Das ist aber nicht der Fall. Bei der wolkenarmen Zunge handelt es sich um Luft, die rückseitig des Tiefs abgesunken ist und dabei entsprechend ausgetrocknet wurde und die dann im Zuge der oberen Relativbewegung in Richtung auf das Tief verfrachtet wurde. Dort wird auch diese Luft in die Hebung einbezogen, was aber aufgrund der geringen relativen Feuchte nicht sofort zu Wolkenbildung führen kann. Insgesamt entspricht somit die Verteilung in Kernnähe genau dem in Abb. 4.9 wiedergegebenen Schema der zyklonalen Kaltfront mit dem nach vorn aufsteigenden "Warm conveyor belt", der von trockener, aber gleichfalls aufsteigender Luft überströmt wird. Stellt sich diese Verteilung nicht ein, bleibt also die Bandform der höheren Bewölkung erhalten, weist das darauf hin, daß das betreffende Tief keine nennenswerte oder jedenfalls keine rasche Weiterentwicklung erfährt.

Das IR-Satellitenbild für das Reifestadium der Zyklone (12 UTC) kann allerdings noch zu weiteren Fehlschlüssen verleiten. Wenn man den Inhalt von Kap. 4 dieses Buches nicht kennen würde und meinte, daß Bodenfronten immer und direkt mit hoher bzw. hochreichender Bewölkung korreliert sein müßten, würde man wahrscheinlich aufgrund des Bildes das gesamte Frontensystem viel weiter östlich vermuten, als es sich in Wirklichkeit befindet, und man würde aufgrund der rückwärts gebogenen Bewölkung nördlich des Tiefs vielleicht denken, daß bereits eine Okklusion existieren müsse. Beide Annahmen sind natürlich nicht richtig; sie zeigen aber, daß die Benutzung der Satellitenbilder z. T. nicht ganz so einfach ist, wie es von mancher Seite hin und wieder behauptet wird. Tagsüber sollten solche Probleme allerdings nicht auftreten, da ja dann das Bild aus dem sichtbaren Spektralbereich verfügbar ist, das gemäß den Ausführungen

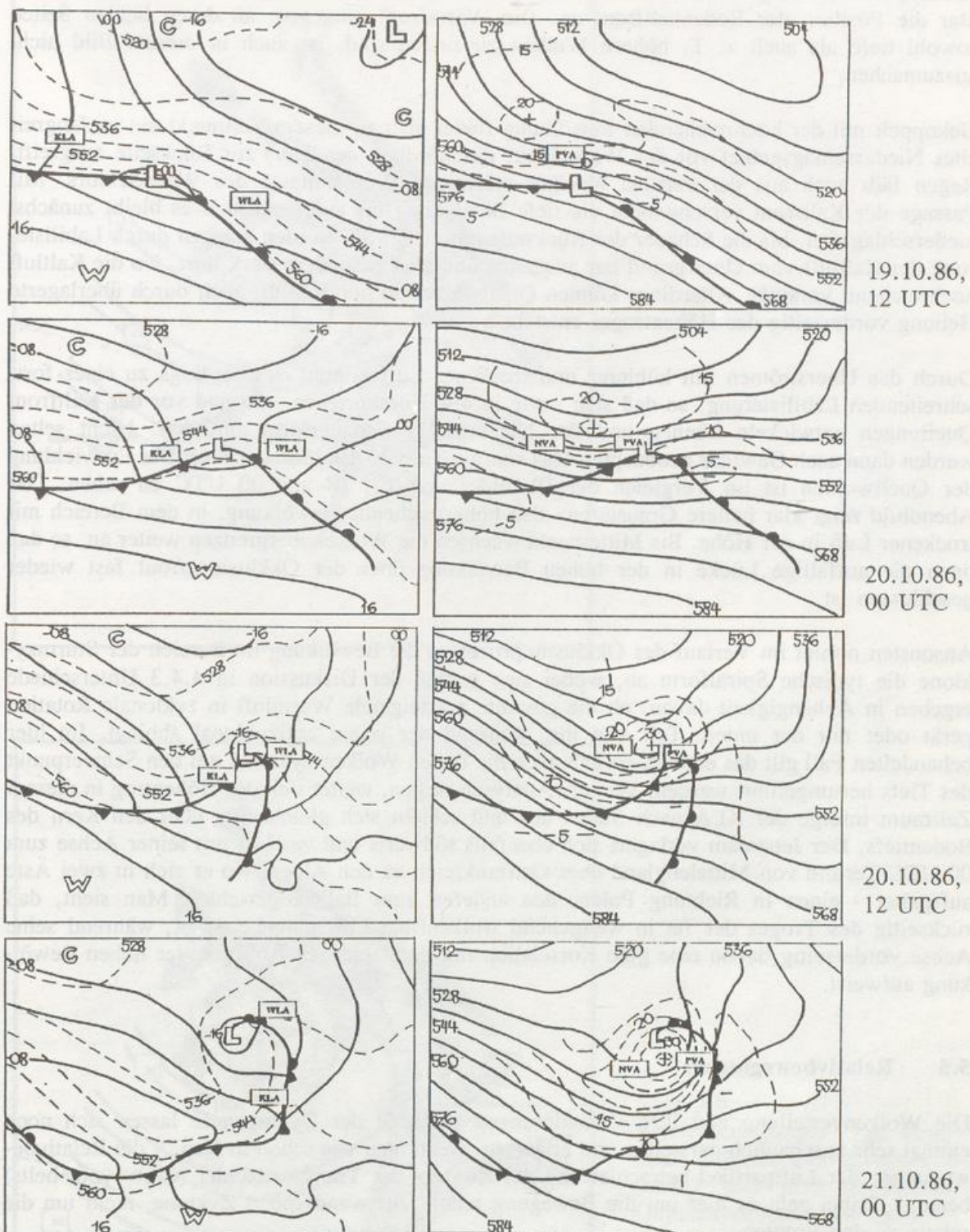


Abb. 5.5: Analysen vom 19. - 21.10.1986:

b) Links Bodenkarte mit Fronten, Isohypsen 1000 hPa (ausgezogen) und relativen Isohypsen 500/1000 hPa (strichliert); rechts 500 hPa-Analyse mit Isohypsen (ausgezogen) und Linien gleicher absoluter Vortizität (strichliert) sowie Position des Bodentiefs und Bodenfronten. Mit PVA, NVA bzw. WLA, KLA sind die Maxima der jeweiligen Advektion markiert.

in Kap. 4 wesentlich bessere Hinweise auf die Position der Bodenfronten liefert. Auch im hier behandelten Fall zeigt es mit dem rückwärtigen Rand der geschlossenen Bewölkung ziemlich klar die Position der Bodenkaltfront an. Die Warmfront hingegen, an deren beiden Seiten sowohl tiefe als auch z. T. höhere Wolken zu finden sind, ist auch in diesem Bild nicht auszumachen.

Gekoppelt mit der hochreichenden Bewölkung findet man zu diesem Zeitpunkt ein umfangreiches Niederschlagsgebiet vor der Warmfront, das nördlich des Tiefs zur Rückseite ausgreift. Regen fällt auch aus der vertikal weniger mächtigen Wolkenmasse des Warmsektors. Mit Passage der Kaltfront verschwindet die tiefe Bewölkung bis auf Reste und es bleibt zunächst niederschlagsfrei, bis die Schauer der Rückseite einsetzen. Sie werden zumeist durch Labilisierung der Kaltluft vom Untergrund her ausgelöst und sind besonders stark dort, wo die Kaltluft hochreichend vorstößt. Allerdings können Quellwolken in der Kaltluft auch durch überlagerte Hebung vorderseitig des Höhentrogos entstehen.

Durch das Überströmen mit kühlerer und trockener Luft kommt es allerdings zu einer fortschreitenden Labilisierung, so daß sich - wie in 4.4.1 beschrieben - an und vor der Kaltfront Quellungen entwickeln können und der Niederschlag Schauerform annimmt. Nicht selten werden dann auch Gewitter beobachtet. Das war auch am 20.10.1986 der Fall. Die Entwicklung der Quellwolken ist im Vergleich der IR-Bilder von 12, 18 und 00 UTC zu sehen. Das Abendbild zeigt klar hellere Graustufen, also höherreichende Bewölkung, in dem Bereich mit trockener Luft in der Höhe. Bis Mitternacht wachsen die Wolkenobergrenzen weiter an, so daß dann die auffällige Lücke in der hohen Bewölkung über der Okklusionsfront fast wieder geschlossen ist.

Ansonsten nimmt im Verlauf des Okklusionprozesses die Bewölkung im Bereich der Sturmzyklone die typische Spiralform an, wobei sich gemäß der Diskussion in 4.4.3 Unterschiede ergeben in Abhängigkeit davon, ob die gesamte aufsteigende Warmluft in zyklonale Rotation gerät oder nur der untere Teil von ihr, während der obere antizyklonal abbiegt. Im hier behandelten Fall gilt das erstere, so daß auch die hohen Wolken zyklonal um den Schwerpunkt des Tiefs herumgeführt werden. Wie die Analysen zeigen, weitet sich der Höhentrog in diesem Zeitraum infolge der KLA nach Süden aus und schiebt sich gleichzeitig über den Kern des Bodentiefs. Der Jetstream verlagert sich ebenfalls südwärts und verläuft mit seiner Achse zum 00 UTC-Termin von Mittelengland über Ostfrankreich zu den Alpen, wo er sich in zwei Äste aufspaltet - einen in Richtung Polen, den anderen zum Balkan gerichtet. Man sieht, daß rückseitig des Trogos der Jet in weitgehend wolkenfreie Luft eingebettet ist, während seine Achse vorderseitig davon eine gute Korrelation mit dem scharfen Abbruch der hohen Bewölkung aufweist.

5.5 Relativbewegungen

Die Wolkenverteilung und ihre Veränderungen während der Zyklogenese lassen sich noch einmal sehr anschaulich darstellen und erläutern, wenn man wie schon in Kap. 4 die Relativbewegungen der Luftpartikel betrachtet und das Konzept der Transportbänder (Conveyor belts) benutzt. Dabei geht es hier um die Bewegung relativ zur wandernden Zyklone, nicht um die relativ zu den Fronten.

Abb. 5.6 zeigt für zwei Stadien der Zyklogenese die Relativströme, die vollständig oder teilweise aufwärts gerichtet verlaufen und somit zur Wolkenbildung führen können. Man kann prinzipiell drei Ströme unterscheiden, die von den Frontmodellen in 4.4 schon bekannt sind: "Cold conveyor belt", "Warm conveyor belt" und die Relativströmung, die in der oberen Troposphäre verläuft.

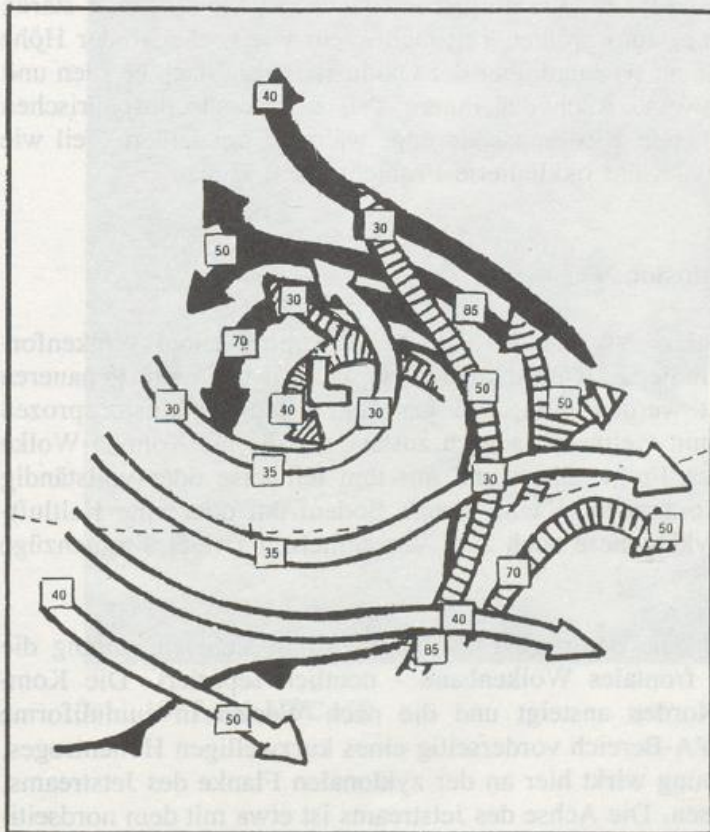
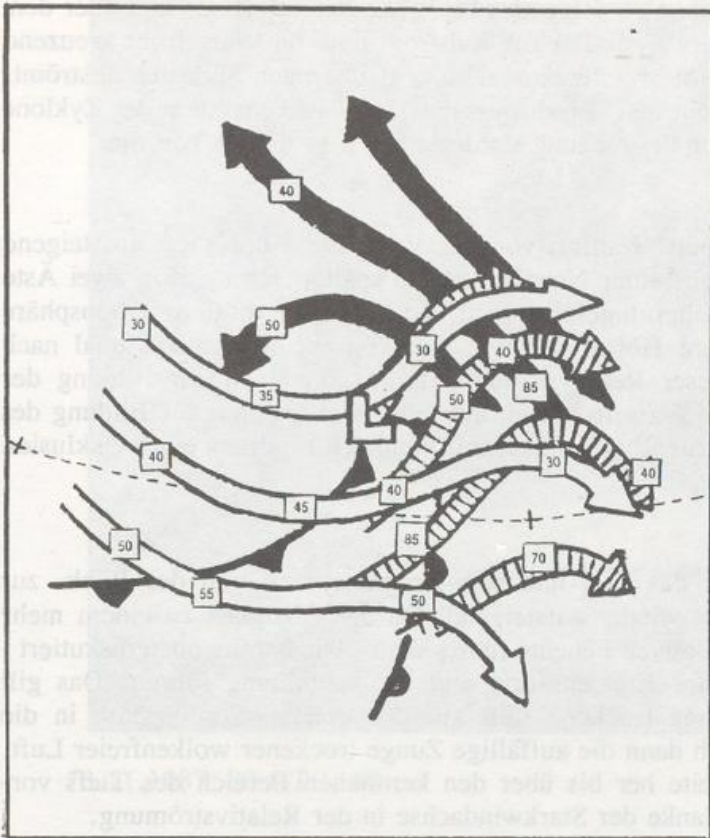


Abb. 5.6:
 Relativbewegungen im Bereich
 einer Zyklone zum Reifestadium
 (oben) und nach vollzogenem
 Okklusionsprozeß (unten).
 Schwarz "Cold conveyor belt",
 quer strichliert "Warm conveyor
 belt", weiß obere Relativströ-
 mung. Die Zahlenwerte geben
 das Druckniveau der jeweiligen
 Relativströmung in 10 hPa-Ein-
 heiten an.

Für das Reifestadium der Zyklone ergibt sich folgendes Bild: Die Warmluft aus und über dem Warmsektor bewegt sich aufsteigend etwa parallel zur Kaltfront und die Warmfront kreuzend nach Nordosten, bis sie in größeren Höhen antizyklonal abbiegt und nach Südosten abströmt. Die Hebung in diesem "Warm conveyor belt" produziert das Hauptwolkenystem der Zyklone mit Schwerpunkt und größter vertikaler Erstreckung vorderseitig, d.h. östlich von ihr.

Darunter strömt im "Cold conveyor belt" Kaltluft von der Vorderseite des Tiefs aufsteigend nach Nordwesten, passiert den Kern an seiner Nordflanke und spaltet sich dann in zwei Äste auf, einen, der zyklonal um den Kern herumgeführt wird und bis in die mittlere Troposphäre gelangt, und einen, der bis in größere Höhen vorstößt und zum Schluß antizyklonal nach Norden abströmt. Die Hebung in dieser Relativströmung trägt zum einen zur Bildung der vertikal mächtigen Bewölkung vor der Warmfront bei und führt zum anderen zur Bildung des Wolkenbandes, das nördlich des Tiefs zur Rückseite ausgreift und den Eindruck einer Okklusion vermittelt.

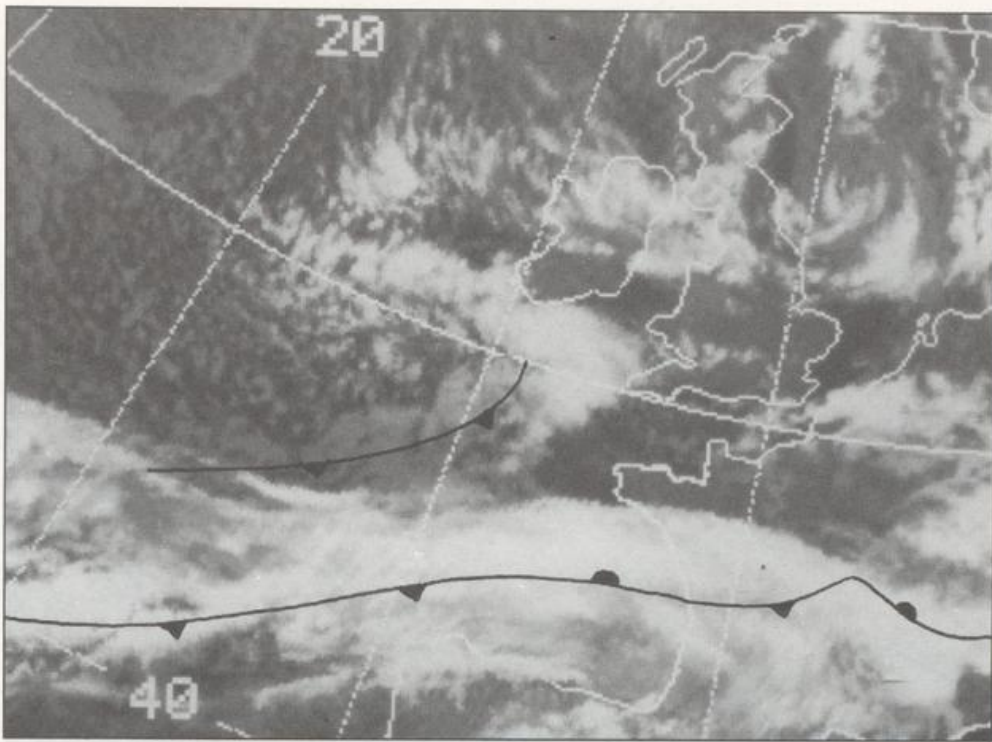
Die obere Relativströmung überquert das Tief und sein Frontensystem von der Rück- zur Vorderseite, zunächst absinkend, dann wieder aufsteigend. Da das Absinken zu einem mehr oder weniger starkem Rückgang der relativen Feuchte führt, kann - wie bereits oben diskutiert - die Hebung nicht sofort zu neuerlicher Kondensation und Wolkenbildung führen. Das gilt besonders dort, wo in dieser Strömung trockene Luft aus der unteren Stratosphäre in die Troposphäre eindringt. Dort bildet sich dann die auffällige Zunge trockener wolkenfreier Luft, die sich in der Höhe von der Rückseite her bis über den kernnahen Bereich des Tiefs vorschiebt. Sie liegt an der zyklonalen Flanke der Starkwindachse in der Relativströmung.

Beim Übergang zum Okklusionsstadium verändert sich - wie aus Abb. 5.6 abzulesen - der "Cold conveyor belt" kaum. Der aufsteigende Warmluftstrom dagegen bekommt eine starke zyklonale Vorticity aufgeprägt, so daß er zum größten Teil nicht mehr wie vorher in der Höhe antizyklonal abbiegt, sondern sich vielmehr vor und über der Okklusionsfront nach Norden und am Tief vorbei nach Nordwesten bewegt. Auch der innere Teil der hochtroposphärischen Relativströmung erfährt eine entsprechende Richtungsänderung, während der äußere Teil wie vorher entlang einer wellenförmigen Bahn das okkludierte Frontensystem kreuzt.

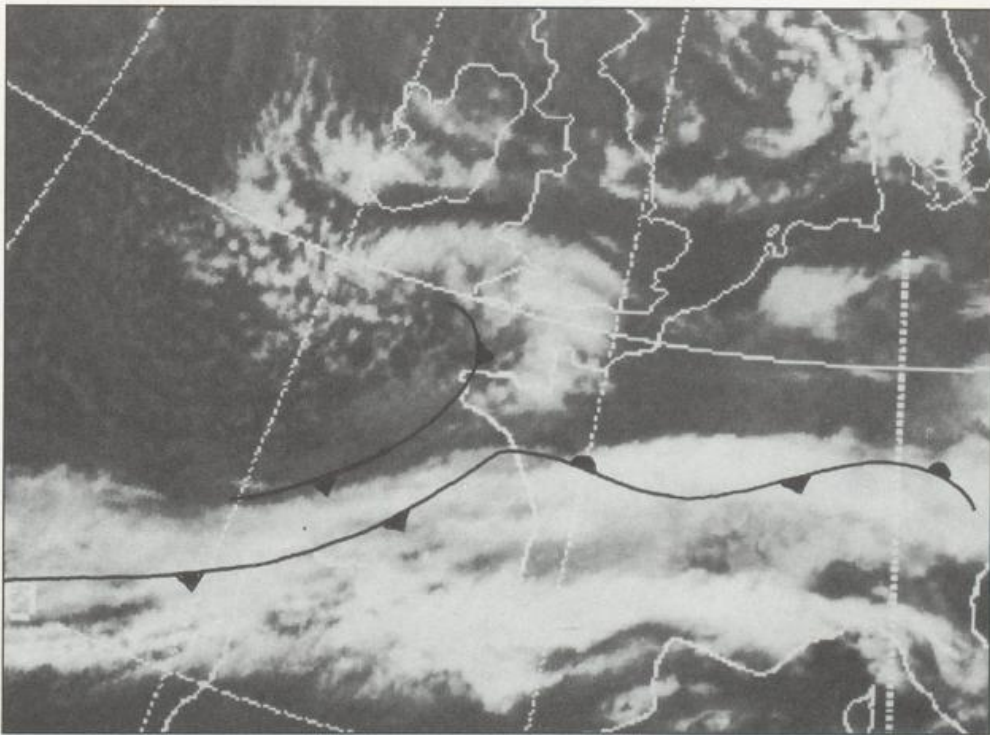
5.6 Zyklogenese mit Pseudo-Okklusion

Es wurde bereits in 4.4.3 angesprochen, daß man im Satellitenbild nicht selten Wolkenformationen antrifft, die auf ein teilokkludiertes Tief schließen lassen, obwohl beim genaueren Studium der Wetterkarten festgestellt werden muß, daß gar kein echter Okklusionsprozeß stattgefunden hat. Die Formation kommt vielmehr dadurch zustande, daß eine Komma-Wolke sich dem Wolkenband einer wellenden Front nähert und mit ihm teilweise oder vollständig verschmilzt. Vielfach läßt sich der Kommawolke eine zweite Bodenfront oder eine Kaltluftstaffel zuordnen, so daß es bei der Zyklogenese auch zum Verschmelzen zweier Frontenzüge kommt.

Die Abb. 5.7 zeigen ein Beispiel für eine derartige Entwicklung. Man sieht zu Anfang die beiden Gebilde - Kommawolke und frontales Wolkenband - deutlich separiert. Die Kommawolke, deren Obergrenze nach Norden ansteigt und die nach Westen in cumuliforme Wolkenelemente übergeht, liegt im PVA-Bereich vorderseitig eines kurzwelligen Höhentrog, der rasch ostwärts schwenkt. Die Hebung wirkt hier an der zyklonalen Flanke des Jetstreams, erfaßt somit also relativ kalte Luftmassen. Die Achse des Jetstreams ist etwa mit dem nordseitigen Rand des frontalen Wolkenbandes identisch.

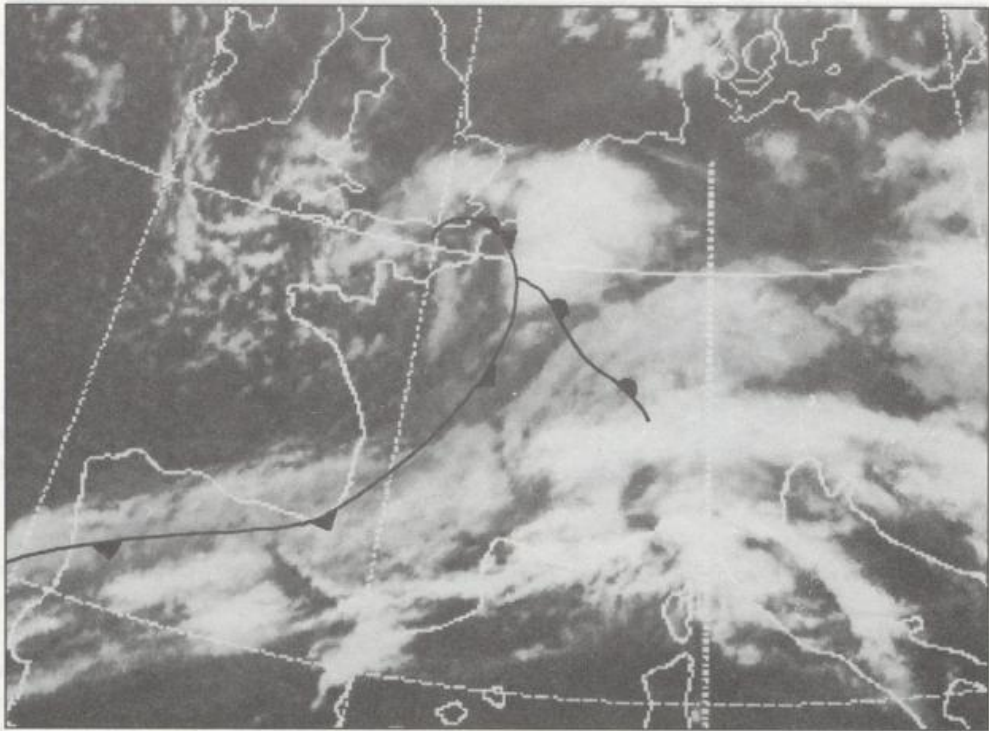


13.11.1987, 00 UTC, IR

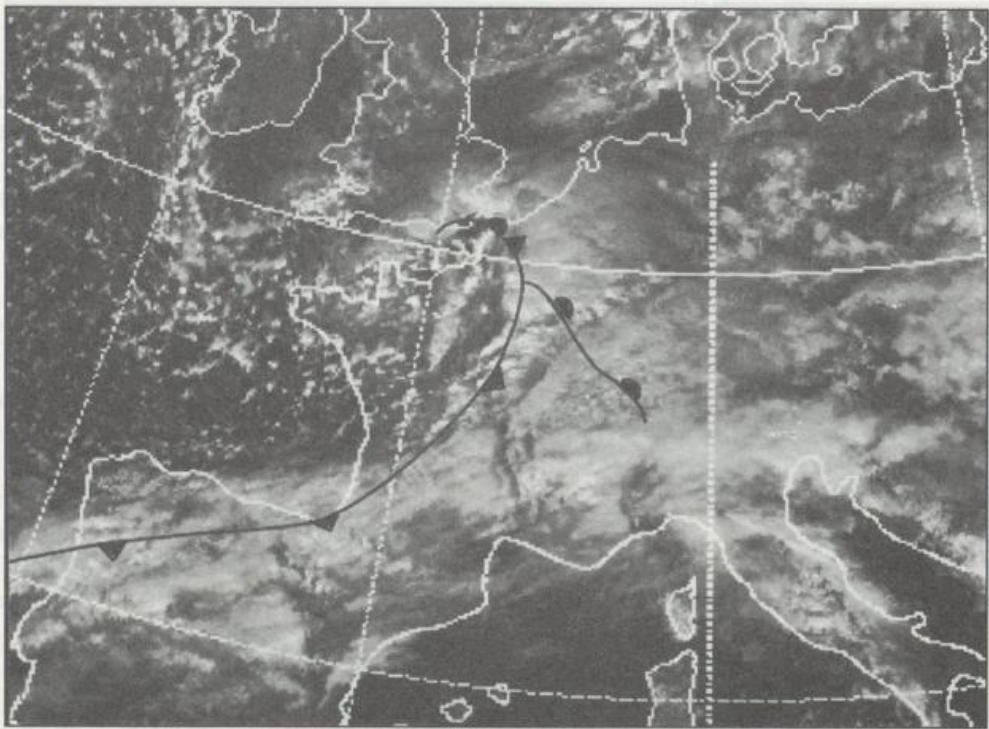


13.11.1987, 06 UTC, IR

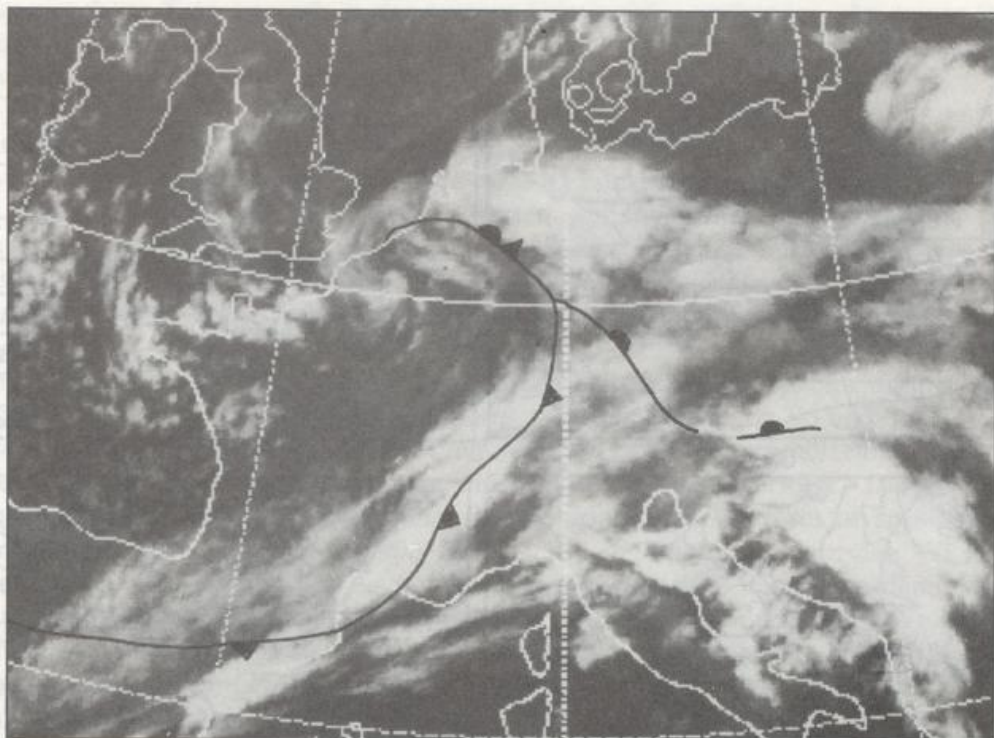
Abb. 5.7: a) METEOSAT-Bilder vom 13./14.11.1987 mit Bodenfronten



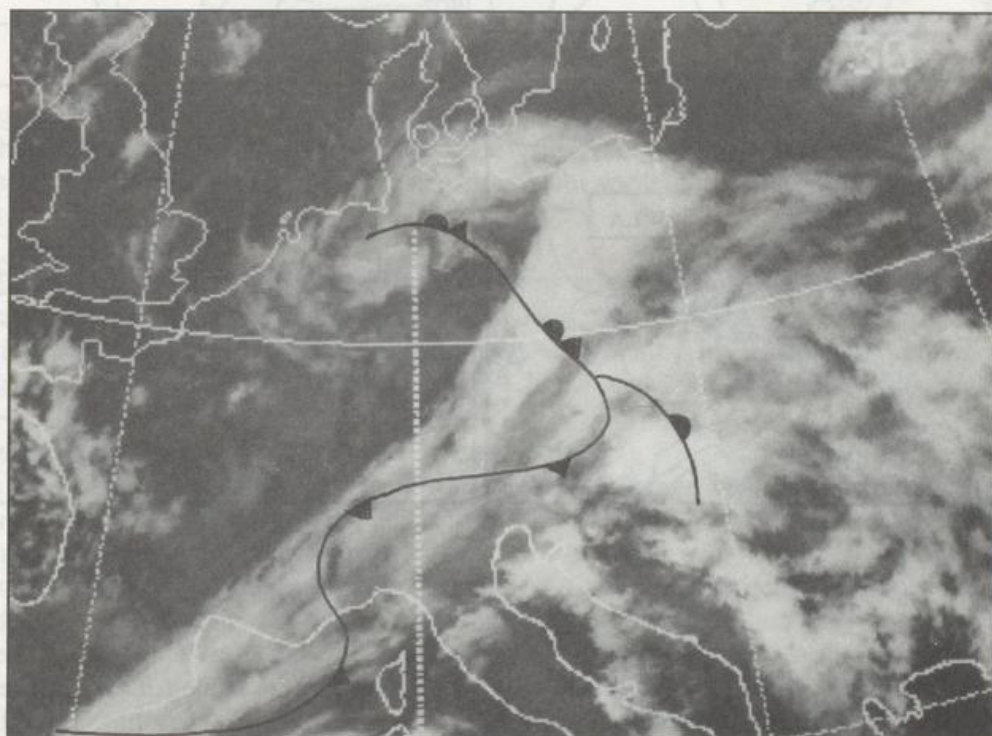
13.11.1987, 12 UTC, IR



13.11.1987, 12 UTC, VIS



13.11.1987, 18 UTC, IR



14.11.1987, 00 UTC, IR

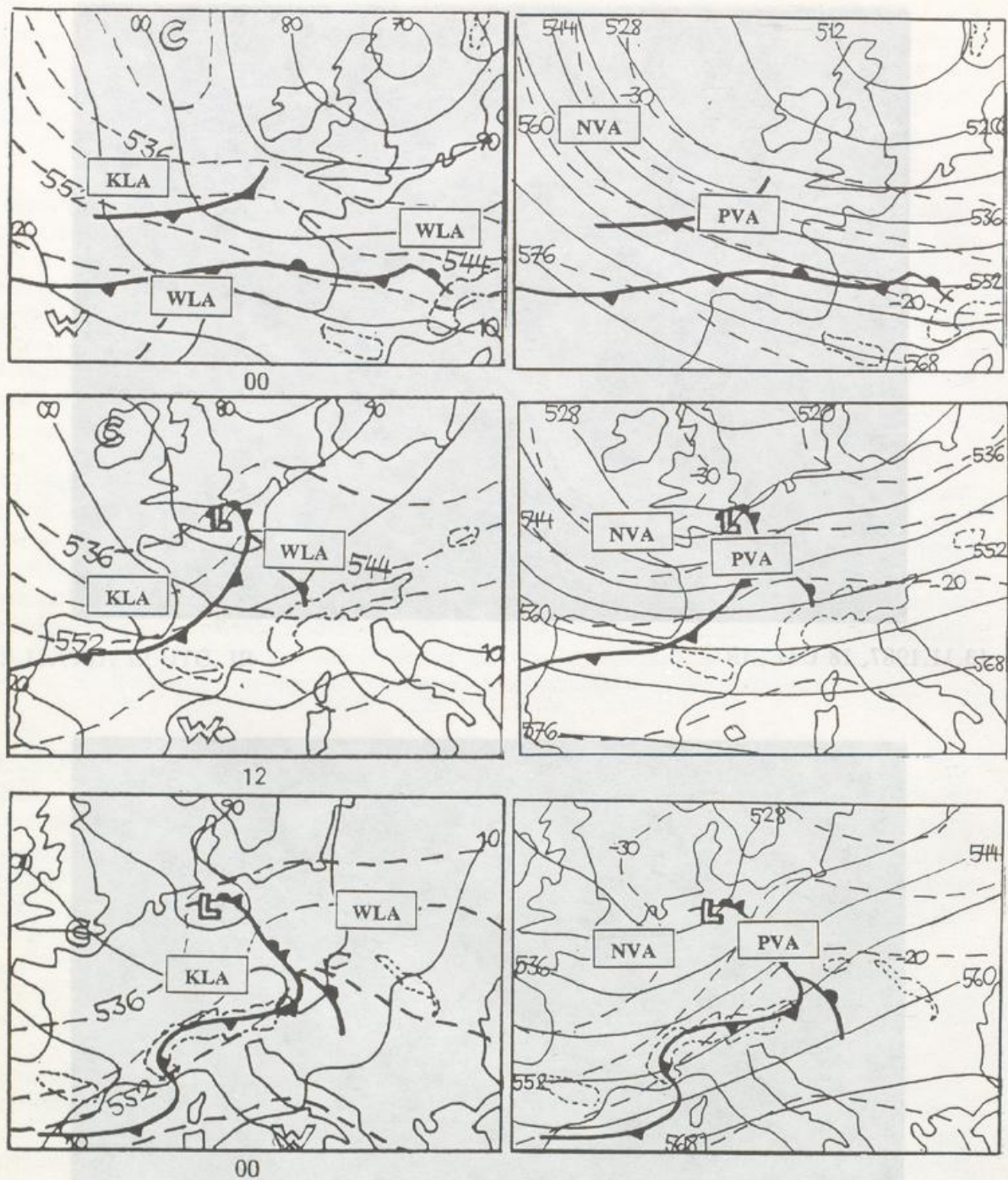


Abb. 5.7: b) Analysen vom 13./14.11.1987:
 Links Bodenkarte mit Fronten, Isobaren (ausgezogen) und relativen Isohypsen 500/1000 hPa (strichliert);
 rechts 500 hPa-Analyse mit Isohypsen (ausgezogen) und Isothermen (strichliert) sowie Position des Bodentiefs und Bodenfronten. Mit PVA, NVA bzw. WLA, KLA sind die Maxima der jeweiligen Advektion markiert.

Der angesprochene Trog ist auch in der unteren Troposphäre vorhanden. An seiner Rückseite liegt deutlich kältere Luft als vorderseitig von ihm, so daß es berechtigt ist, zusätzlich zu dem Hauptfrontenzug eine zweite Kaltfront einzuzeichnen.

Höhentrog und Kaltfront nähern sich dem Hauptfrontenzug immer mehr. Dadurch wird auch dieser von der zyklonalen Entwicklung erfaßt und es bildet sich eine Welle an ihm. Allerdings wirken Höhendivergenz und Hebung am stärksten weiter nördlich, am nördlichen Ende der zweiten Front, so daß sich dort und nicht wie bei der üblichen Entwicklung am südlichen Wellenscheitel innerhalb von 12 Stunden ein Tiefkern entwickelt. Die beiden Fronten sind dann miteinander verschmolzen, so daß sich das Bild eines teilokkludierten Tiefs ergibt.

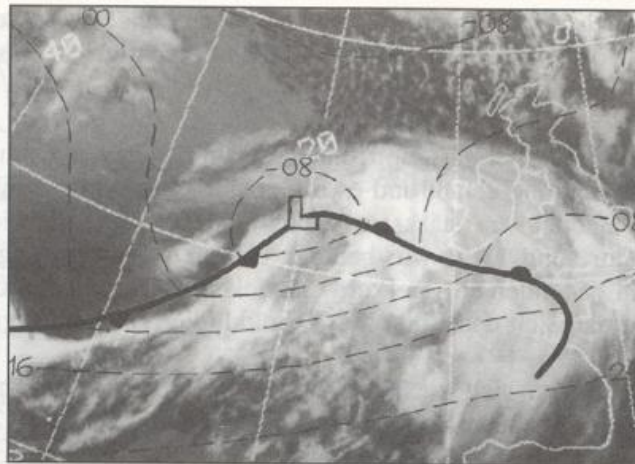
Während dieser Entwicklung nähern sich auch die beiden Wolkensysteme immer mehr und vereinigen sich schließlich. Beim genauen Betrachten der Bilder von 06 und 12 UTC erkennt man allerdings, daß die Vereinigung nicht durch ein einfaches Verschmelzen der existierenden Systeme, sondern durch die Neubildung eines Wolkengebietes erfolgt. Dieses bandartige Wolkengebiet setzt zum Mittagstermin über dem neuformierten Warmsektor an und kreuzt die Warmfront nach vorn. Es geht auf die Hebung durch mitteltroposphärische WLA zurück, repräsentiert also den oberen Teil eines "Warm conveyor belt". Verbunden damit ändert der Jetstream seine Position und verläuft nun an der zyklonalen Flanke des neuen Wolkengebietes. Dort findet man auch die typische Zunge trockener Luft in der Höhe, die innerhalb der oberen Relativströmung den unteren Warmsektor bzw. später die Pseudo-Okklusion kreuzt. Das ursprüngliche, noch höhere Wolkenband des Hauptfrontenzugs findet man zum 12 UTC-Termin über dem Alpenraum, also weit südlich des neugebildeten Warmsektors, wieder. Es hat zu diesem Zeitpunkt bereits die Bindung an die untere Frontalzone verloren.

5.7 Beispiel einer Nichtentwicklung

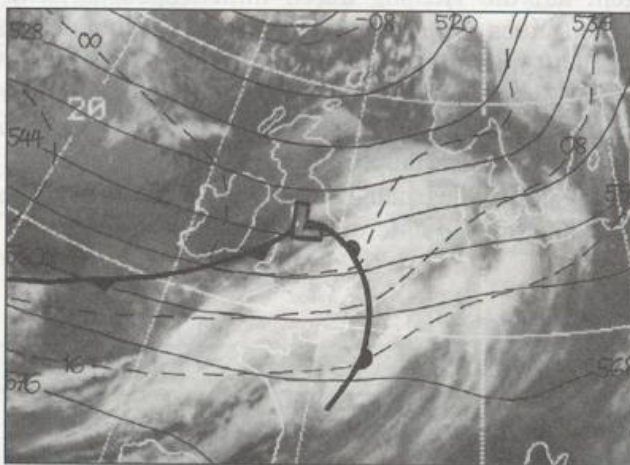
Mit den Bildern der Abb. 5.8 soll demonstriert werden, daß es durchaus Fälle gibt, bei denen abweichend von den beschriebenen Schemata ein Tief über das Jugendstadium nicht hinauskommt, einige Zeit erhalten bleibt, sich aber nicht weiterentwickelt und schließlich wieder vergeht.

Die Analysen zeigen ein Tief, das mit einem weit offenen Warmsektor und einem zunächst riesigen Wolken- und Niederschlagsgebiet vom Nordatlantik rasch über die Britischen Inseln nach Südkandinavien zieht. Doch obwohl der Warmsektor insgesamt schrumpft, ist keine Vertiefung, sondern im Gegenteil eine langsame Erhöhung des Kerndrucks festzustellen.

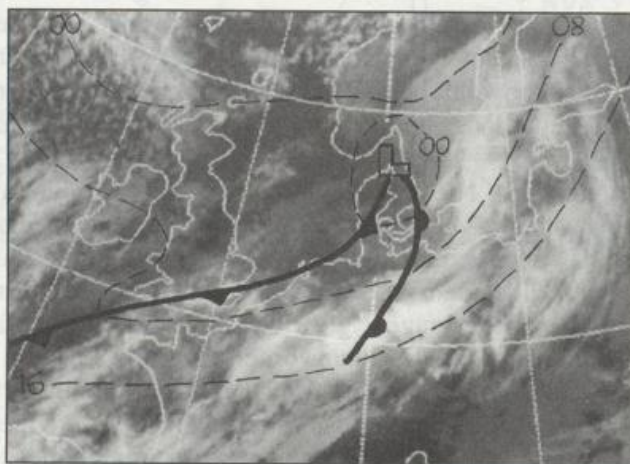
Wenn man nach den Ursachen für diese Nichtentwicklung fragt und mit der für den mittleren Termin eingezeichneten Höhenströmung vergleicht, stellt man fest, daß in diesem Fall zwar auch eine obere Welle existiert, daß aber keine rückwärtige Achsenneigung festzustellen ist. Der Höhentrog liegt vielmehr senkrecht über dem Bodentief und behält bei der Verlagerung diese Position. Damit fehlt die durch obere PVA angezeigte Höhendivergenz direkt über dem Kern, die zu dessen Vertiefung geführt hätte. PVA wirkt nur vorderseitig und sorgt im Verein mit der kräftigen WLA für Druckfall und Hebung östlich des Tiefs und damit für dessen rasche Verlagerung. Als Ergebnis der Hebung findet man das umfangreiche Wolkengebiet östlich des Tiefs, das im weiteren Verlauf durch die obere Relativbewegung immer mehr vom Kern abwandert. Rückseitig des Kerns kommt es infolge KLA und NVA zu Absinken und - wegen der Höhenkonvergenz - zu Druckanstieg in Bodennähe.



18.11.1986, 12 UTC



19.11.1986, 00 UTC



19.11.1986, 12 UTC

Abb. 5.8: METEOSAT-IR-Bilder vom 18.11.1986, 12 UTC und 19.11.1986, 00 und 12 UTC mit Position des Bodentiefs und Bodenfronten sowie Isohyphen 1000 hPa (strichliert) und 500 hPa (ausgezogen, nur für den 19.11., 00 UTC).

5.8 Bildung einer Höhenzyklone

Ein Beispiel für einen "Cut-off"-Prozess, bei dem es nur in der Höhe zur Bildung einer abgeschlossenen kräftigen Zyklone kommt, zeigen die Analysen der Abb. 5.9. Ausgangspunkt ist ein kalter Boden- und Höhentrog über dem Nordmeer und Skandinavien, der an der Nordostflanke einer umfangreichen, stationären und dementsprechend "steuernd" wirkenden Antizyklone liegt. Wie aus der Isohypsen- und Isothermenverteilung in 500 und 850 hPa abzulesen ist, wirken vorderseitig, d. h. südlich des Troges sowohl PVA als auch KLA, so daß eine rasche Verlagerung in diese Richtung anzunehmen ist. Andererseits kompensieren sich die Advektionen hinsichtlich der Vertikalbewegungen, so daß im Unterschied zu den vorher diskutierten Fällen keine stärkere Zyklonenentwicklung am Boden unter der Trog-Vorderseite stattfinden kann.

Für den Abschluß des Höhentiefs aus dem Trog heraus ist nun maßgebend, daß stromauf des Troges ein Rücken liegt, der durch Wamluftadvektion eine Intensivierung erfährt und dabei "dynamisch instabil" wird. Luftpartikel, die der antizyklonalen Bahn um einen Rücken folgen, können nämlich in Abhängigkeit von ihrer Geschwindigkeit nicht jede beliebige Bahnkrümmung durchlaufen. Ist die Krümmung zu groß, werden sie durch die Zentrifugalkraft nach außen getrieben, was aufgrund der damit verbundenen Massentransporte größere Umstellungen im Druckfeld zur Folge hat. Hier führte dieser Effekt zum raschen Auffüllen des nördlichen Trogteils und damit zur Abschnürung, zum "Cut-off", des Tiefs in der Trogspitze.

Das Tief verlagerte sich anschließend langsam weiter südsüdwestwärts - bewegt durch die in den unteren Schichten nach wie vor wirksame KLA und die PVA an der südwärtigen Flanke. In der unteren Troposphäre war es mit einem trogförmigen Ausläufer eines umfangreichen, aber seichten Tiefs über dem Mittelmeer/Balkan verknüpft. An der Flanke dieses Troges setzte mit östlichen Winden Warmluftzufuhr ein, die zu Hebung und Niederschlägen führte. In diesem Bereich nahm das Höhentief damit den Charakter eines in Kap. 3.5 beschriebenen "Kaltlufttropfens" an.

Abb. 5.9 b demonstriert, wie sich solch ein "Cut-off" in den Satellitenbildern widerspiegelt - diesmal in denen des Wasserdampf-Kanals. Bekanntlich werden die Bilder dieses Kanals durch die Feuchteverteilung in Höhen von 7-8 km Höhe bestimmt, wobei dunkle Bereiche trockene, helle Bereiche feuchtangereicherte Luftmassen anzeigen. Hohe bzw. hochreichende Bewölkung erscheint weißleuchtend in diesen Abbildungen.

Die Polarluft ist in Höhen wie oben angegeben normalerweise sehr trocken, wird also im WV-Bild als dunkles Gebiet angezeigt. In den Trögen liegt dabei die Tropopause häufig gerade in diesem Höhenbereich oder sogar niedriger, so daß sich dann die Angaben auf die untere Stratosphäre beziehen. An den Flanken der Tröge steigt dort, wo die Frontalzone verläuft, die Tropopause sprunghaft auf Werte um 10 km an, so daß dort der WV-Kanal Feuchtwerte aus der oberen Troposphäre liefert. Auf der warmen Seite der Frontalzone ist die Feuchte häufig sehr hoch, so daß sich ein großer Unterschied zur Kaltluft des Troginnenen ergibt, der durch entsprechend krasse Unterschiede in der Krauabstufung der WV-Bilder wiederspiegelt wird.



Abb. 5.9 a) Temperaturische Analysen 500 hPa (links) und 850 hPa (rechts) für den 18. 02. 1962 mit Isohypsen (gezogen) und Isothermen (strichiert).

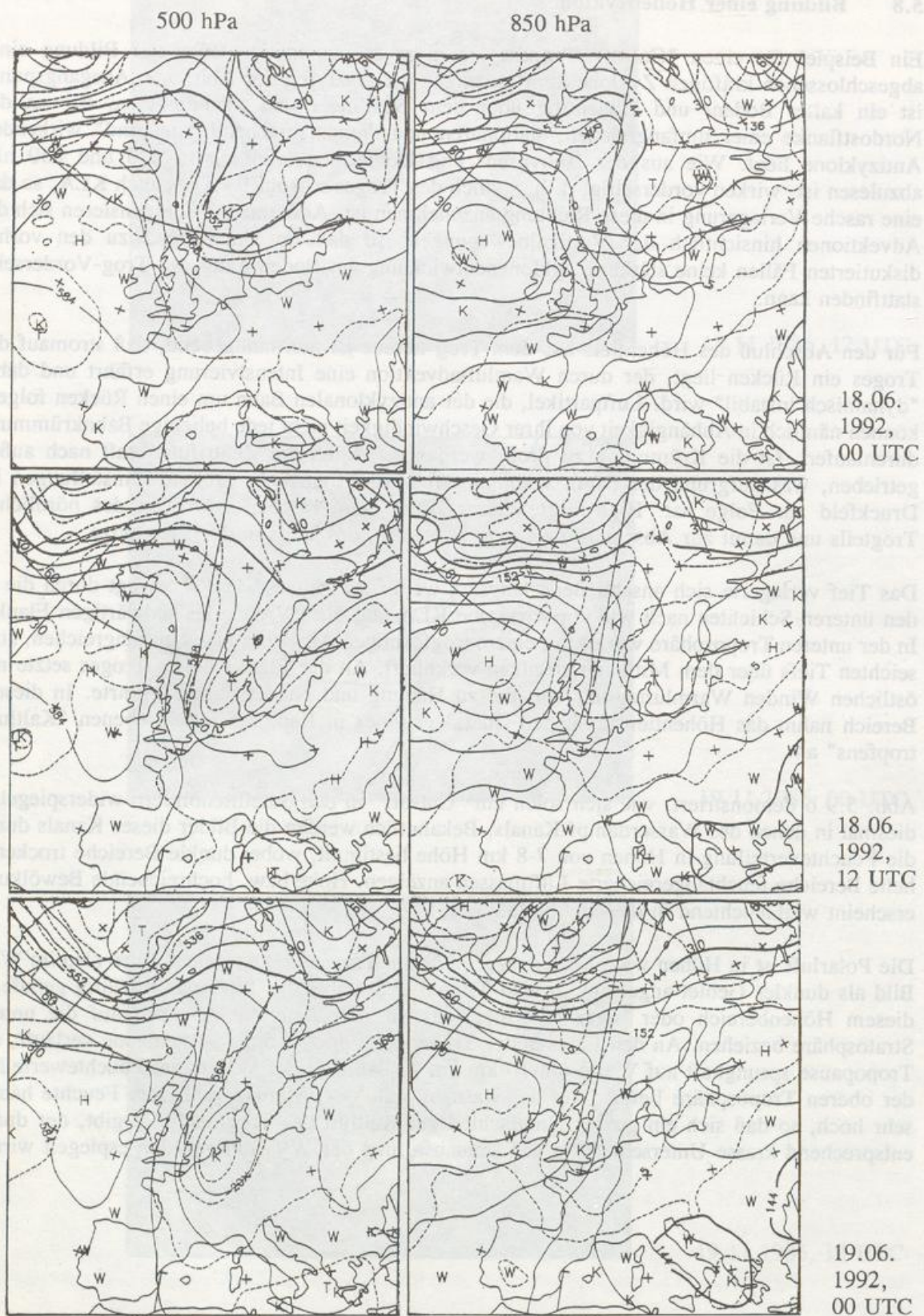
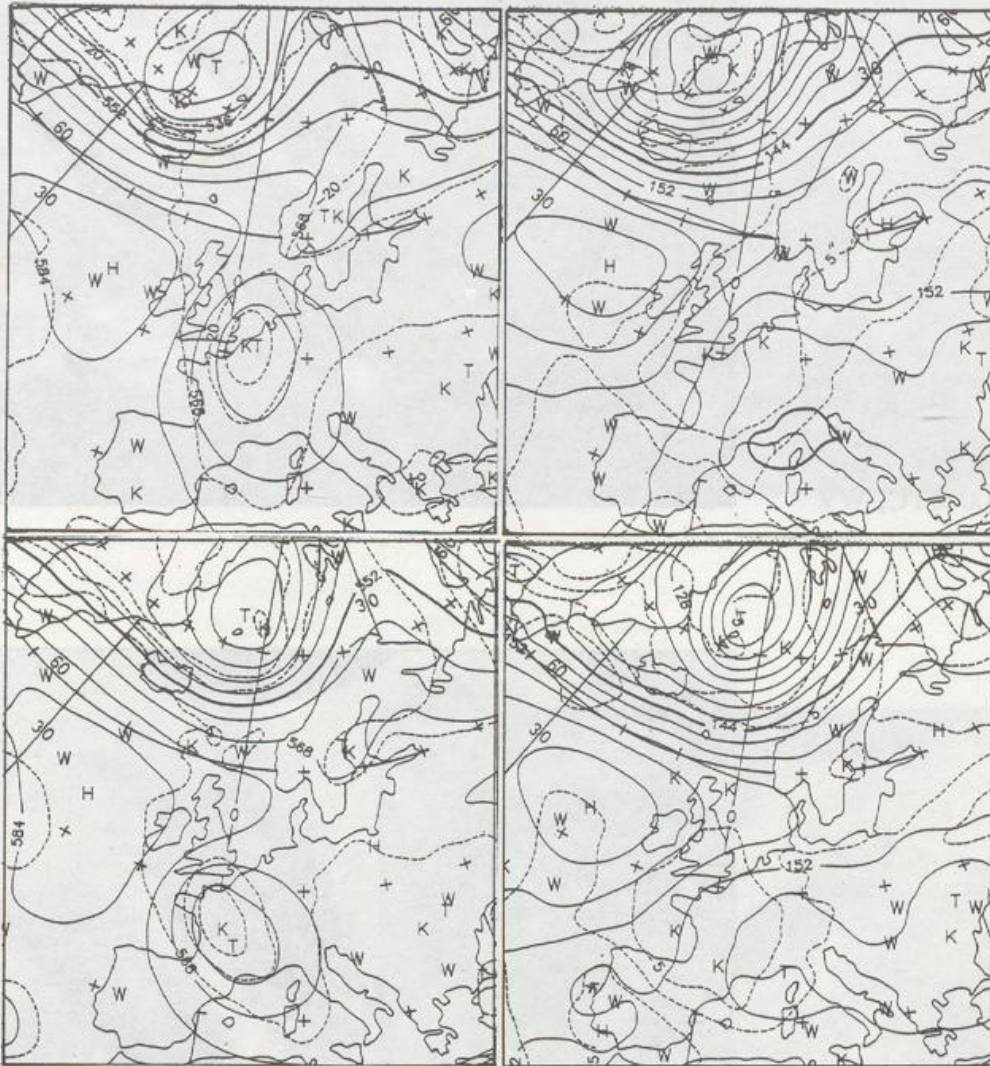


Abb. 5.9: a) Numerische Analysen 500 hPa (links) und 850 hPa (rechts) für den 18. - 20.06.1992 mit Isohypsen (ausgezogen) und Isothermen (strichliert)

Zeitliche Fortsetzung der Abb. 5.9 a

500 hPa

850 hPa

19.06.
1992,
12 UTC20.06.
1992
00 UTC

19.06.1992, 12 UTC, WV

Abb. 5.9: Die METEOSAT-WV-Bilder vom 19. 20.06.1992

18.06.1992, 00 UTC, WV



18.06.1992, 12 UTC, WV

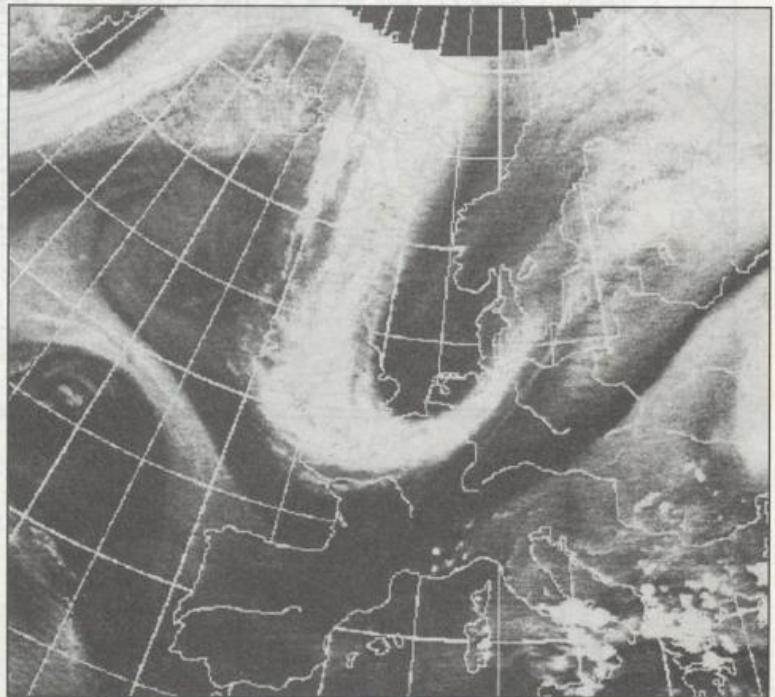


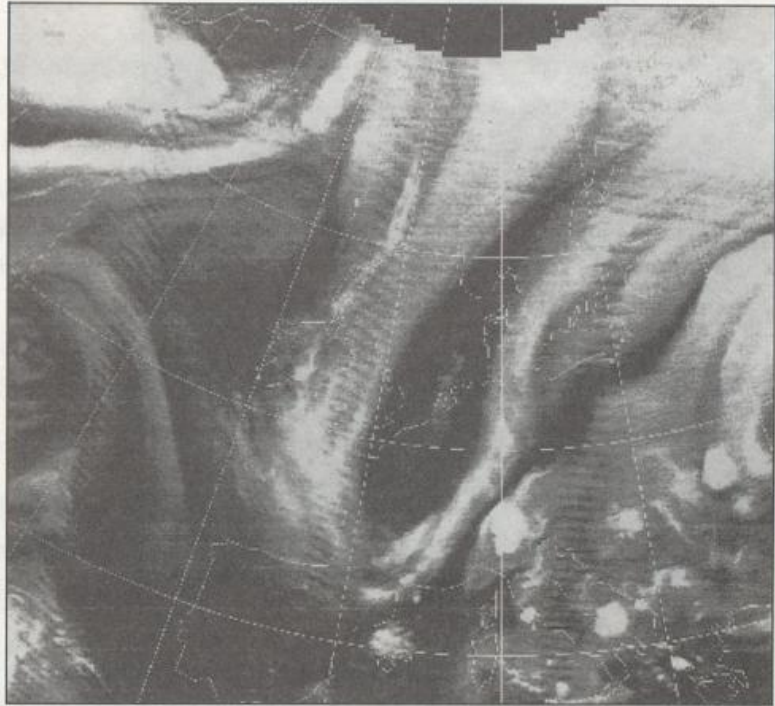
Abb. 5.9: b) METEOSAT-WV-Bilder vom 18.-20.06.1992

Anhang: Regenerationszustände

Abbildung 1 zeigt die Regenerationszustände auf einer Karte der Nordsee. Die Karte zeigt die Regenerationszustände der Nordsee, die durch die Regenerationszustände der Nordsee bestimmt sind. Die Regenerationszustände der Nordsee sind durch die Regenerationszustände der Nordsee bestimmt.

Auch eine Bodenkarte (Kap. 15) zeigt die Regenerationszustände der Nordsee. Die Regenerationszustände der Nordsee sind durch die Regenerationszustände der Nordsee bestimmt.

19.06.1992, 00 UTC, WV

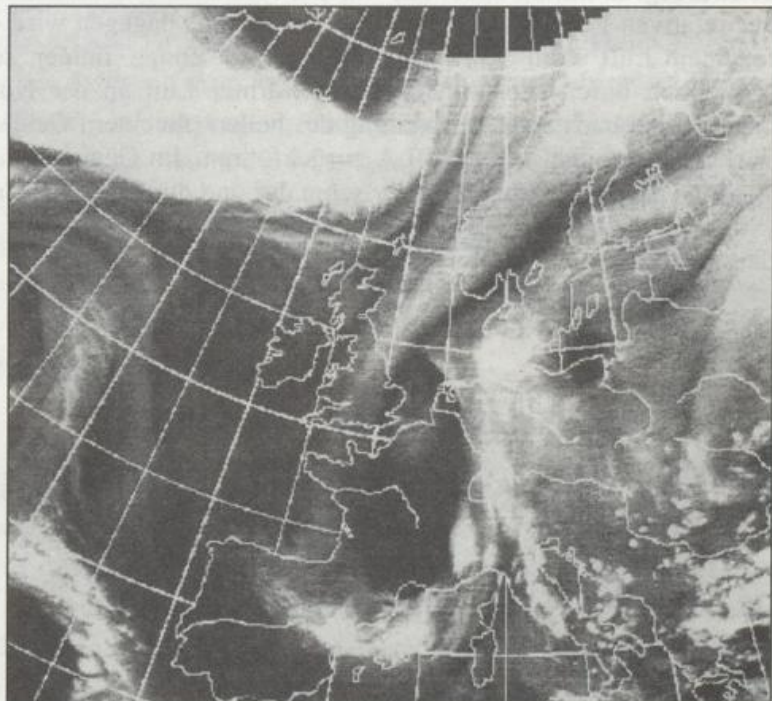


Die Regenerationszustände der Nordsee sind durch die Regenerationszustände der Nordsee bestimmt. Die Regenerationszustände der Nordsee sind durch die Regenerationszustände der Nordsee bestimmt.

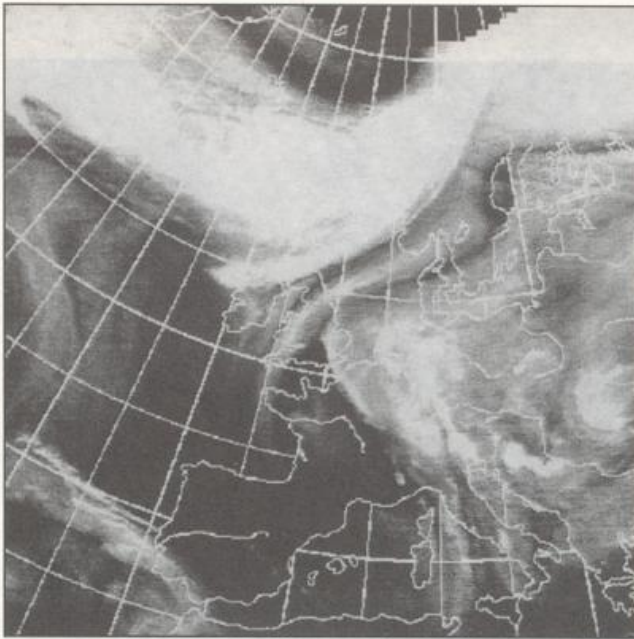
Auch eine Bodenkarte (Kap. 15) zeigt die Regenerationszustände der Nordsee. Die Regenerationszustände der Nordsee sind durch die Regenerationszustände der Nordsee bestimmt.

Die Regenerationszustände der Nordsee sind durch die Regenerationszustände der Nordsee bestimmt. Die Regenerationszustände der Nordsee sind durch die Regenerationszustände der Nordsee bestimmt.

19.06.1992, 12 UTC, WV



Die Regenerationszustände der Nordsee sind durch die Regenerationszustände der Nordsee bestimmt. Die Regenerationszustände der Nordsee sind durch die Regenerationszustände der Nordsee bestimmt.



20.06.1992, 00 UTC, WV

Von diesen Beziehungen ausgehend, zeigen die Bilder des ausgewählten Falls sehr eindrucksvoll, wie sich der dunkle Bereich mit troposphärisch kalter, stratosphärisch warmer, auf jeden Fall aber sehr trockener Luft vom Nordmeer immer weiter nach Süden ausdehnt. Der Schwärzegrad nimmt dabei zu, was auf Absinken und daraus resultierenden weiteren Rückgang der relativen Feuchte schließen läßt. Im Norden dagegen wird durch das rasche Vordringen der feuchten Luft vom Nordmeer die dunkle Zunge immer schmaler. Der Anschluß erfolgt schließlich durch den Vorstoß feuchtwarmer Luft an der Nordostflanke des Höhentiefs. Die dabei zu beobachtende Ausweitung des hellen (feuchten) Gebiets läßt sich eindeutig auf die dort wirksame Hebung infolge WLA zurückführen. Im Gegensatz dazu wird an der Westflanke der Zyklone das Feuchteband immer schmaler und dunkler, was zum einen auf Deformationseffekte (Strecken längs der Achse des Bandes), zum anderen auf überlagertes Absinken (infolge darunter wirksamer KLA) hinweist.

Anhang: Begriffsbestimmungen

Absolute, relative Topographie; Geopotentialfeld: Im Gegensatz zur Bodenanalyse, in der das auf Meeresspiegel reduzierte Feld des Luftdrucks durch Isobaren (Linien gleichen Luftdrucks) analysiert wird, stellt man bei der Analyse der Verhältnisse in der freien Atmosphäre das Geopotential ausgewählter Druckflächen (z. B. 500 hPa) dar. Das Geopotential ist eine Energieeinheit und ergibt sich aus der Höhe der Druckfläche multipliziert mit dem jeweiligen Wert der Schwerebeschleunigung. Wählt man als Maß für das Geopotential geopotentielle Meter, resultieren Zahlenwerte, die weitestgehend identisch mit der tatsächlichen Höhe der Druckfläche sind. Deshalb bezeichnet man die Verteilung des Geopotentials einer Druckfläche als "absolute Topographie" und die Linien gleichen Geopotentials als "Isohypsen" (Linien gleicher Höhe).

Auch eine Bodenkarte läßt sich als absolute Topographie der 1000 hPa-Fläche darstellen (Kap. 5). Positive (negative) Werte bezeichnen Gebiete, wo der auf Meeresspiegel reduzierte Luftdruck höher (niedriger) als 1000 hPa ist.

Eine relative Topographie gibt den Höhenunterschied zwischen zwei Druckflächen (z. B. 500 und 1000 hPa) wieder. Er ist direkt proportional der Mitteltemperatur in der Schicht zwischen den Druckflächen und zwar groß bei hoher, klein bei niedriger Mitteltemperatur. Die Linien gleichen Höhenunterschieds, die relativen Isohypsen, können deshalb direkt als Isothermen der Mitteltemperatur interpretiert werden.

Geostrophischer Wind: Bei horizontalen Druckunterschieden wird durch die Druckgradientkraft eine Luftbewegung quer zu den Isobaren vom hohen zum tiefen Druck ausgelöst. Durch die Corioliskraft erfolgt eine Ablenkung der Bewegung nach rechts (auf der Nordhalbkugel). Geostrophisches Gleichgewicht stellt sich ein, wenn die Ablenkung 90° erreicht und die beiden Kräfte sich somit aufheben. Der resultierende geostrophische Wind weht isobaren- bzw. isohypsenparallel. Seine Geschwindigkeit ist umgekehrt proportional dem Isobaren- bzw. Isohypsenabstand und außerdem noch von der geographischen Breite abhängig. Es ist der Wind, der in erster Näherung oberhalb der Reibungsschicht in der Atmosphäre angetroffen wird, wenn die Isobaren/Isohypsen nahezu gradlinig verlaufen.

Ageostrophische Windkomponenten: Verglichen mit dem geostrophischen Wind enthält der wahre Wind immer mehr oder weniger große Abweichungen davon, die man als ageostrophische Komponenten bezeichnet. Ein typisches Beispiel ist die Abweichung vom geostrophischen Wind, die in Bodennähe durch die Reibung erzeugt wird und die zu einer reduzierten Geschwindigkeit sowie zu einer Ablenkung in Richtung des tieferen Drucks führt. Ein anderes Beispiel sind die Gleichgewichtswinde bei gekrümmten Partikelbahnen. Bei zyklonaler Krümmung der Bahn ist die Geschwindigkeit kleiner, bei antizyklonaler Krümmung größer als die des geostrophischen Windes für den vorgegebenen Isobaren - bzw. Isohypsenabstand.

Tief, Hoch: Gebiete tiefen bzw. hohen Luftdrucks, erkennbar an einer oder mehreren abgeschlossenen Isobaren (im Druckfeld) bzw. Isohypsen (der Höhenverteilung einer Druckfläche). Bei reibungsfreier, balancierter Luftbewegung verlaufen die Stromlinien, die die momentane Strömungsverteilung beschreiben, parallel zu Isobaren und Isohypsen, wobei - in Strömungsrichtung blickend - der tiefere Druck zur Linken liegt (auf der Nordhalbkugel). Um das Tief herum findet man deshalb eine ringförmige Strömung gegen den Uhrzeigersinn, die als zyklonal bezeichnet wird; um das Hoch resultiert umgekehrt eine Strömung im Uhrzeigersinn, die als antizyklonal bezeichnet wird. Deswegen werden für Tief und Hoch auch die Begriffe Zyklone und Antizyklone gebraucht.

Bei Reibung weist das Stromfeld außerdem noch eine deutliche Komponente quer zu den Isobaren bzw. Isohypsen auf, die vom hohen zum tiefen Druck gerichtet ist. In Bodennähe verlaufen die Stromlinien deshalb immer antizyklonal gekrümmt aus dem Hoch heraus und zyklonal gekrümmt ins Tief hinein.

Trog, Rücken: Teile wellenförmiger Isobaren bzw. Isohypsen, wobei der Trog eine Einbuchtung tieferen Drucks bzw. geringerer Höhe der Druckfläche und der Rücken eine Aufwölbung höheren Drucks bzw. größerer Höhe der Druckfläche darstellen. Die Stromlinien sind analog zu den Isobaren bzw. Isohypsen gekrümmt und zwar zyklonal im Trog und antizyklonal im Rücken.

Vorticity: Maß für die Rotation von Luftpartikeln um eine senkrecht zur Erdoberfläche stehende Achse. Man unterscheidet die Rotation relativ zur Erde (relative Vorticity) und die Rotation in einem fixsternorientierten Koordinatensystem (absolute Vorticity). Die relative Vorticity setzt sich zusammen aus der Krümmungs- und Scherungsvorticity. Im Bereich gekrümmter Stromlinien und einer Strömung gegen den Uhrzeigersinn haben die Partikel zyklonale, bei einer Strömung im Uhrzeigersinn antizyklonale Krümmungsvorticity. Das gilt z. B. für Tiefs und Hochs sowie Tröge und Rücken. Scherungsvorticity tritt in Erscheinung, wenn innerhalb der Strömung seitliche Geschwindigkeitsunterschiede bestehen. In Stromrichtung blickend, resultiert zyklonale (antizyklonale) Scherungsvorticity links (rechts) der Achse des stärksten Windes.

Zyklonale relative Vorticity hat ein positives, antizyklonale relative Vorticity ein negatives Vorzeichen. Bei der absoluten Vorticity tritt zu Krümmung und Scherung noch die jeweilige Komponente der Erdrotation hinzu. Sie besitzt immer ein positives Vorzeichen.

Horizontaldivergenz, -konvergenz: Maß für die Änderung der Querschnittsfläche eines Luftpartikels durch horizontale Windunterschiede. Bei Divergenz resultiert eine Vergrößerung, bei Konvergenz eine Verringerung des Querschnitts. Man unterscheidet Richtungs- und Geschwindigkeitsdivergenz bzw. -konvergenz. Dort wo die Stromlinien auseinanderlaufen, erfahren die Partikel Richtungsdivergenz, dort wo sie zusammenlaufen, Richtungskonvergenz. Nimmt die Geschwindigkeit in Strömungsrichtung zu (ab), resultiert Geschwindigkeitsdivergenz (-konvergenz).

Infolge der Wirkung der Corioliskraft entsteht durch Horizontalkonvergenz zyklonale, durch Horizontaldivergenz antizyklonale relative Vorticity.

Deformation: Maß für die Änderung der Form eines Luftpartikels durch horizontale Windunterschiede. Strömungsfelder, in denen Deformation wirksam ist, werden in 3.4 und 4.3 beschrieben.

Temperaturadvektion, Vorticityadvektion: Advektion beschreibt die Verfrachtung einer physikalischen Eigenschaft der Luftpartikel (z. B. der Temperatur oder der Vorticity) durch den horizontalen Wind. Voraussetzung sind ein horizontales Gefälle (Gradient) der Eigenschaft und eine Windkomponente in Richtung dieses Gefälles. Warmluftadvektion herrscht, wenn der Wind eine Komponente vom warmen zum kalten Gebiet besitzt, also wärmere Luft herantransportiert. Bei entgegengesetzter Strömung wird kältere Luft herangeführt, es herrscht Kaltluftadvektion.

Analog dazu findet positive Vorticityadvektion (PVA) statt, wenn der Wind Partikel mit größerer absoluter Vorticity heranführt, negative Vorticityadvektion (NVA), wenn umgekehrt die Strömung Luftteilchen mit geringerer Vorticity adveht. Das horizontale Gefälle der absoluten Vorticity wird dabei meist durch die Unterschiede der relativen Vorticity bestimmt.

Adiabatische, diabatische Vorgänge; potentielle Temperatur: Ein atmosphärischer Prozeß verläuft adiabatisch, wenn einem Luftpartikel von der Umgebung weder Wärme zugeführt noch entzogen wird. Es behält dann seine potentielle Temperatur und ändert bei Vertikalbewegungen seine Temperatur um $1\text{K}/100\text{m}$.

Vorgänge, bei denen im Gegensatz dazu Wärmezufuhr oder -entzug von außen wirksam sind, werden diabatisch genannt. Wird einem Partikel diabatisch (z. B. durch Wärmeübergänge vom Untergrund, durch Freiwerden von Kondensationswärme oder durch Einstrahlung) Wärme zugeführt, so nimmt seine potentielle Temperatur zu, wird ihm durch analoge Vorgänge Wärme entzogen, nimmt sie ab.

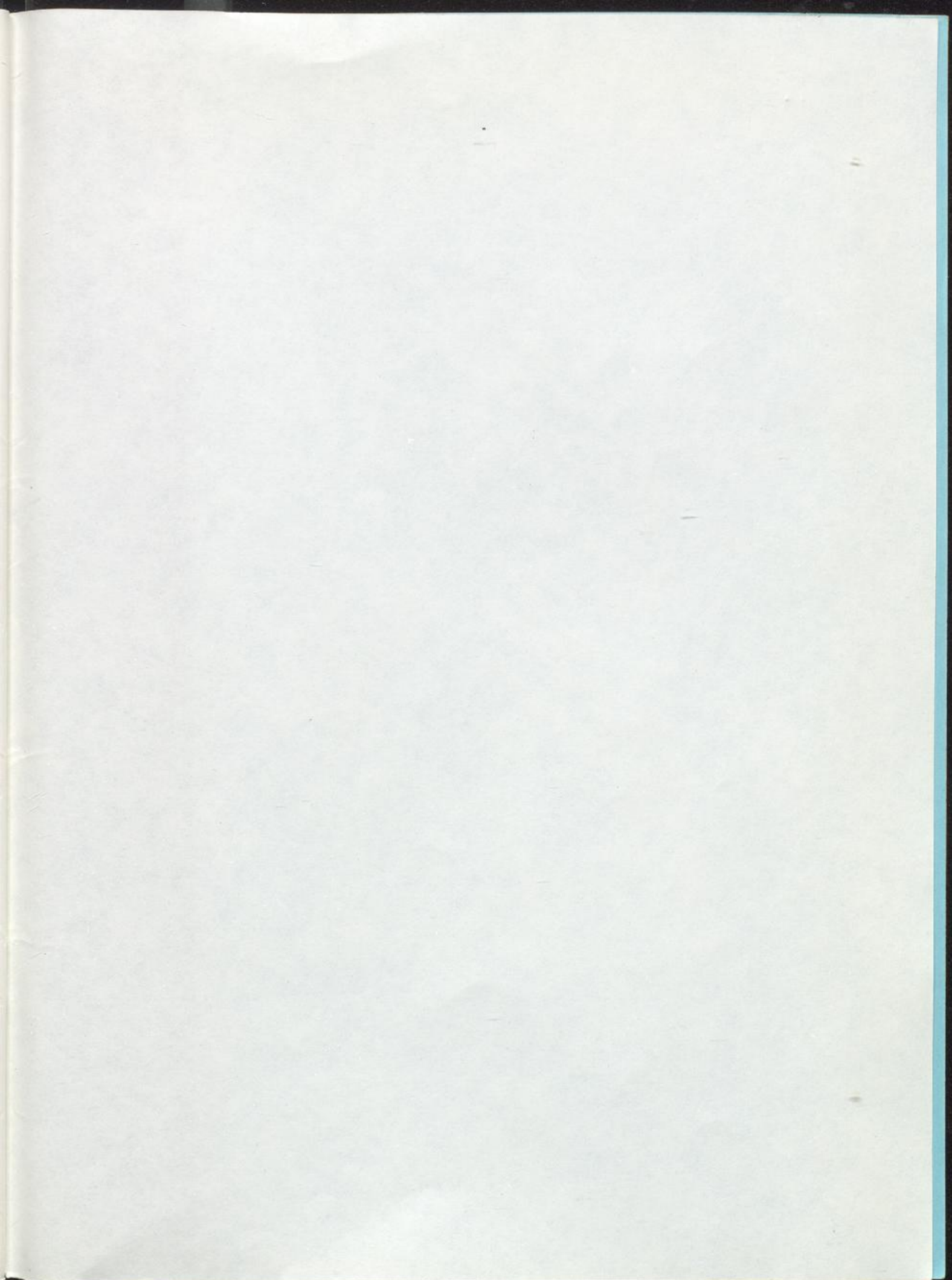
Pseudopotenzielle Temperatur: Sie ist eine wichtige Größe zur Charakterisierung von Luftmassen und hängt von der aktuellen Temperatur und der Luftfeuchte ab. Sie ist diejenige Temperatur, die man erhält, wenn man in einem Luftvolumen den Druck solange erniedrigt, bis aller Wasserdampf kondensiert und als flüssiges Wasser ausgefallen ist und dann das Luftvolumen adiabatisch auf den Referenzdruck 1000 hPa bringt.

Potenziell instabile Schichtung: Eine potenziell instabile Schichtung wird durch vertikale Abnahme der pseudopotenziellen Temperatur charakterisiert. Sie kann auftreten, wenn bei trockenstabiler Schichtung (einer vertikalen Temperaturabnahme kleiner $1\text{ K}/100\text{m}$ also)

trockene Luft über feucht angereicherter Luft liegt. Der unterschiedliche Wasserdampfgehalt bestimmt dann die Größe der pseudopotentiellen Temperatur.

Wird eine potentiell instabile Luftmasse gehoben, kann es rasch zur Auslösung von Feucht- oder gar Trockenlabilität kommen, da die oberen trockenen Luftschichten sich mit 1 K/100 m Hebung abkühlen, während in der unteren feuchten Luft bald Kondensation erreicht wird und die Abkühlung auf Werte um 0.6 - 0.7 K/100 m zurückgeht. Deshalb können sich die in der unteren Luft entstehenden Wolken rasch zu Gewitterwolken entwickeln. Als Hebungprozesse, die zur Auflösung der Labilität führen, kommen in Frage

- positive Vorticityadvektion in der Höhe
- Warmluftadvektion
- diabatische Erwärmung
- erzwungene Hebung an orographischen Hindernissen (Gebirge)



trockene Luft über feucht angereicherte Luft liegt. Der unterschiedliche Wasserdampfgehalt bestimmt dann die Größe der pseudopotentiellen Temperatur.

Wird eine potentiell instabile Luftmasse gehoben, kann es rasch zur Ausbildung von Feucht- oder gar Trockeneisbildung kommen, da die oberen trockenen Luftschichten sich mit $1 \text{ K}/100 \text{ m}$ in Hebung abkühlen, während in der unteren feuchten Luft bald Kondensation erreicht wird und die Abkühlung auf Werte um $0,6 - 0,7 \text{ K}/100 \text{ m}$ zurückgeht. Deshalb können sich die in der unteren Luft entstehenden Wolken rasch zu Gewitterwolken entwickeln. Als Hebungprozesse, die zur Auflösung der Leberheit führen, kommen in Frage

- 1. positive Vorticityadvektion in der Höhe
- 2. Warmfrontvulkan
- 3. diabatische Erwärmung
- 4. erzwungene Hebung an orographischen Hindernissen (Gebirge)

