

01. Aug. 1977

Archivexemplar

26. FEB. 2014

6,98 €

Außer Kraft

ZDv 99/1

**Wetterkunde
für
die Bundeswehr**

November 1976

DSK : AL 370 100159

Der Bundesminister der Verteidigung
Führungsstab der Luftwaffe — I 5

Bonn, den 2. November 1976

Ich erlasse die Zentrale Dienstvorschrift

Wetterkunde
für
die Bundeswehr

ZDv 99/1

In Vertretung

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'H. G. ...', written in a cursive style. The signature is positioned below the text 'In Vertretung'.

Vorbemerkung

1. Alle Fachaufgaben, die mit dem Umweltfaktor „Wetter“ zusammenhängen, werden im Bereich der Bundeswehr vom „Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr“ wahrgenommen. Darüber hinaus sind in vielen Bereichen Kenntnisse über das Wetter und seinen Einfluß auf Auftrag, Waffen und Gerät notwendig.
2. Diese Dienstvorschrift dient als Grundlagenwerk für den Unterricht in Wetterkunde im Gesamtbereich der Bundeswehr. Sie ist daher sowohl verbindliche Unterlage für den Fachlehrer (Ausbilder) als auch Nachschlagewerk für den Auszubildenden.
3. Da Kenntnisse über das Wetter und die atmosphärischen Vorgänge besonders im Flugbetrieb eine wichtige Rolle spielen, wird der Bereich „Flugwetter“ gesondert behandelt.
4. Dienstvorschriften, Anweisungen, Unterlagen usw., die diese Dienstvorschrift ergänzen, sind in Anlage 3 aufgelistet.
5. Zusätzlich notwendige Lehrunterlagen sowie Stoffpläne für bestimmte Lehrgänge werden durch das Amt für Wehrgeophysik erstellt bzw. können dort angefordert werden.
6. Diese Dienstvorschrift stimmt mit den von der „World Meteorological Organization (WMO)“ festgelegten Verfahren überein, die gemäß NATO-Forderung (MC 115/11 Final vom 11. April 1975) für die Bundeswehr maßgeblich sind.
7. Der Lehrbuchcharakter dieser Vorschrift läßt die sonst bei Dienstvorschriften übliche Seitenzählung nicht zu; die Seitenzählung erfolgt kapitelweise. Auf diese Art ist es auch möglich, die einzelnen Kapitel bei Bedarf schnell auf den jeweiligen Stand der Forschung zu ergänzen.

¹⁾ Weltorganisation für Meteorologie

0

0

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Kapitel 1 Einführung	101
Kapitel 2 Wetterelemente, Begriffe, Meßgrößen	201
I. Luftdruck	201
a Begriff	201
b Meßgrößen	201
c Arten der Luftdruckmessung	203
d Barometrisches Höhenmeßgerät	205
e Horizontale Luftdruckverteilung	206
f Luftdruck und Höhe	208
g Barometrische Höhenformel	208
h ICAO-Standardatmosphäre	209
i Barometrische Bestimmung der Flughöhe	211
II. Lufttemperatur	211
a Wärme und Temperatur	211
b Temperaturskalen	212
c Messung der Lufttemperatur	212
d Verteilung der Lufttemperatur auf der Erde	213
1. Einfluß der geographischen Breite — „Solares Klima“	213
2. Einfluß der Unterlage	213
3. Einfluß der Luftbewegung	214
4. Einfluß der Höhenlage und der Oberflächenform	214
e Regelmäßige und unregelmäßige Schwankungen der Lufttemperatur	215
f Lufttemperatur und Höhe	216
g Adiabatische Zustandsänderungen trockener Luft	216
h Stabiles, labiles und indifferentes Gleichgewicht trockener Luft	218
III. Luftfeuchtigkeit	220
a Wasserdampf der Luft	220
b Meßgrößen	221

	Seite
	c Arten der Luftfeuchtigkeitsmessung 224
	d Verdunstungsvorgang 225
	e Kondensation 225
	f Virtuelle Temperatur 226
	g Adiabatische Zustandsänderungen feuchter Luft 226
	h Feuchtlabilität und Feuchtstabilität 227
IV.	Wind 227
	a Allgemeines 227
	b Windrichtung 228
	c Windgeschwindigkeit 228
	d Turbulenz und Böen 229
	e Auf den Wind einwirkende Kräfte 230
	1. Gradientkraft 230
	2. Corioliskraft 230
	3. Geostrophischer Wind 233
	4. Gradientwind 235
	5. Reibung 235
	6. Winddrehung mit der Höhe 236
	f Konvergenz und Divergenz 236
	g Wind und Seegang 237
V.	Sicht 241
	a Allgemeines 241
	b Meteorologische Sicht 242
	c Feuersicht 242
	d Flugsicht, Schrägsicht, Anflugsicht, Vertikalsicht 242
	e Pistensichtbereich 243
VI.	Wolken 243
VII.	Gegenwärtiges Wetter und Wetterverlauf 245
Kapitel 3	Physikalische Eigenschaften der Atmosphäre 301
I.	Zusammensetzung der Atmosphäre 301
II.	Vertikalaufbau und Schichtung der Atmosphäre . . . 303
	a Troposphäre und Tropopause 307
	b Stratosphäre 309
	c Mesosphäre 309
	d Ionosphäre 310
	e Exosphäre 311

	Seite
III. Wärmehaushalt der Atmosphäre	312
a Ein- und Ausstrahlung	312
1. Strahlungsströme von Sonne und Erde und ihre Wellenlängen	312
2. Sonnenstrahlung — Solarkonstante	313
3. Einfluß der Erdstellung	314
4. Lufthülle als Filter	318
b Wärmetransport in die Atmosphäre und Wärme- übertragung innerhalb der Atmosphäre	319
1. Vorbemerkungen	319
2. Ausstrahlung der Erde	320
3. Wärmeleitung	321
4. Konvektion	321
5. Turbulenz	322
6. Verdunstung und Kondensation	323
Kapitel 4 Zur Thermodynamik der Atmosphäre	401
I. Graphische Darstellung adiabatischer Zustandsänderungen	401
II. Wolkenbildung und Wolkenauflösung	402
a Wolkenbildung in stabiler Atmosphäre	402
b Wolkenbildung in labiler Atmosphäre	405
1. Labilität der unteren Luftschichten	406
2. Labilität in der Höhe bei Stabilität in der unteren Schicht	406
3. Einwirkung von Inversionen in der Höhe	407
c Wolkenauflösung	407
III. Wolken und Meteore	408
a Wolken	408
b Wolkenklassifikation	408
c Wolkenhöhen	412
d Meteore	412
1. Begriffsbestimmung	412
2. Hydrometeore	413
3. Lithometeore	416
4. Photometeore	417
5. Elektrometeore	419

	Seite
Kapitel 5	Zirkulation der Atmosphäre 501
I.	Verteilung der Druck- und Windgürtel über die Erde 501
II.	Ursachen der Zirkulation 503
a.	Allgemeine Grundlagen 503
b.	Meteorologische Beobachtungsergebnisse und ihre Erklärung 504
III.	Monsune 511
a.	Der Indische Monsun 511
b.	Der Europäische Monsun 518
IV.	Einfluß der Hochgebirge auf die Zirkulation 518
Kapitel 6	Luftmassen, Fronten und Luftdrucksysteme 601
I.	Luftmassen, Ursprungsgebiete und Umwandlung der Luftmassen 601
a.	Maritime Tropikluft (mT) 602
b.	Gemäßigte maritime Tropikluft (mT _p) 604
c.	Afrikanische Tropikluft (cT _S und mT _S) 604
d.	Kontinentale Tropikluft (cT) 605
e.	Gemäßigte kontinentale Tropikluft (cT _p) 605
f.	Gealterte kontinentale Polarluft (cP _T) 605
g.	Kontinentale Polarluft (cP) 606
h.	Arktische Polarluft (cP _A und mP _A) 606
i.	Maritime Polarluft (mP) 607
j.	Gealterte maritime Polarluft (mP _T) 607
II.	Fronten 609
a.	Der Begriff „Front“ 609
b.	Kennzeichen einer Front 610
c.	Wettererscheinungen an Fronten 613
1.	Wetter an Warmfronten 613
2.	Wetter an Kaltfronten 617
3.	Wetter an Okklusionen 621
4.	Stationäre Fronten 626
5.	Luftmassengrenzen 626
d.	Frontenähnliche Gebilde 626
1.	Konvergenzlinien — Instabilitätslinien 626
2.	Böenlinien (squall lines) 626
3.	Troglinien 627

	Seite
III. Luftdrucksysteme	628
a Tiefdruckgebiet	628
1. Lebenslauf	628
2. Zyklonenfamilie	629
3. Zugstraßen und Vb-Lagen	630
b Tropische Zyklonen	631
c Kaltlufttropfen (Höhentief)	632
d Hochdruckgebiete	637
1. Thermisches Hoch	638
2. Dynamisches Hoch	639
3. Zwischenhoch	643
 Kapitel 7 Großräumige Einflüsse der Wetterlage	
auf das Flugwetter	701
I. Zyklonales Wettergeschehen	701
a Warmfront	702
b Kaltfront	703
c Okklusion	704
II. Antizyklonales Wettergeschehen	704
a Hochdruckgebiet	704
b Hochdruckrücken	705
 Kapitel 8 Landschaftsgebundene Einflüsse	
auf das Flugwetter	801
I. Eigenarten des Wetters über See	801
II. Eigenarten des Wetters über Land	802
a Das Wetter an Gebirgen	802
1. Stau	802
2. Föhn	803
3. Föhnwellen	803
b Wind und Wolken im Lee von Bergen	805
c Windverhältnisse an Bodenerhebungen	808
1. Leitwirkung	808
2. Turbulenzeinfluß	808
3. Düsen- und Eckeneffekt	808
III. Landschaftstypische Winde	809
a Bora	809

	Seite
	809
	809
	809
	809
	810
	810
IV.	810
	810
	814
	814
Kapitel 9	901
I.	901
	901
	901
	904
	904
	904
II.	906
	906
	908
	908
III.	909
IV.	911
	914
	915
	915
	916
	916
	916
	917
	917
V.	917
	918
	918
	918

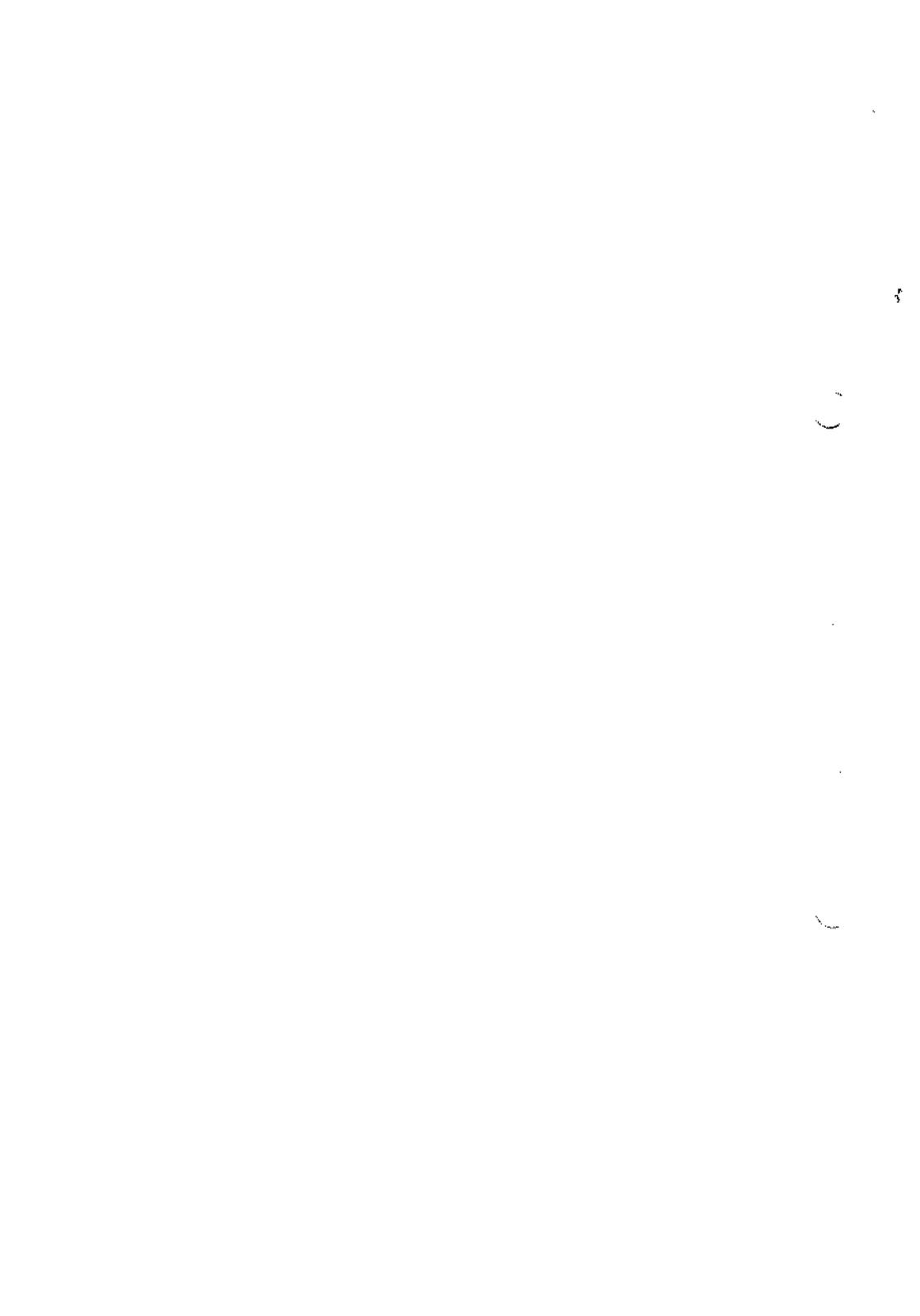
	Seite
2. Advektionsnebel	921
3. Hangnebel	921
4. Frontnebel	922
5. Seerauch	922
6. Mischungsnebel	922
7. Nebel über Schneedecken	922
VI. Strahlströme, Turbulenz in wolkenfreier Luft,	
Kondensstreifen, Auflösungsstreifen	924
a Strahlstrom (jet stream)	924
b Bodennaher Strahlstrom (Low-Level Jet)	929
c Turbulenz in wolkenfreier Luft	930
d Kondensstreifen	932
e Auflösungsstreifen	933

Anhang

	Anlage
Verzeichnis der Bilder	1
Verzeichnis der Tabellen	2
Verzeichnis der ergänzenden Dienstvorschriften, Anweisungen, Unterlagen	3

Stichwortverzeichnis

Änderungsnachweis



Kapitel 1

Einführung

101. Die Grundlage der **Wetterkunde** ist die synoptische Meteorologie. Das ist ein Arbeitsverfahren, bei dem gleichzeitige Beobachtungen des Wetters größerer Räume in Wetterkarten zusammengetragen werden, mit dem Ziel, die aktuelle Wetterlage zu erfassen und aus ihr Schlüsse über die weitere Entwicklung des Wetters zu ziehen, also eine **Wettervorhersage** zu gewinnen.

102. Die **synoptische Meteorologie** stützt sich auf ein Beobachtungsnetz, welches auf der ganzen Erde etwa 9000 Stationen umfaßt. Hier- von befinden sich allein 7500 auf der nördlichen Halbkugel. Der über- wiegende Teil der Wetterbeobachtungen wird an der Erdoberfläche durchgeführt, und zwar auf dem Festland. Die spärlichen Beobachtungen von den Weltmeeren stammen in der Mehrzahl von Handelsschif- fen. Daneben hat man im Atlantik und Pazifik eine Reihe von festlie- genden Wetterschiffen eingesetzt. Für ganz entlegene Gebiete sind automatische Wetterstationen entwickelt worden. An einer größeren Anzahl von Stationen — es sind rund 500 auf der Nordhalbkugel — ergänzt man die Bodenwetterbeobachtungen durch Messungen des vertikalen Aufbaus der Atmosphäre bis rund 30 km Höhe mit Hilfe von Radiosonden.

103. Die Wetterbeobachtungen am Boden und in der Höhe werden zum Zwecke der Vergleichbarkeit nach **internationalen Beobachteran- weisungen** einheitlich durchgeführt. Sie bestehen am Boden teils aus Augenbeobachtungen (Sichtweite, gegenwärtiges Wetter, Bedek- kungsgrad und Art der Wolken, Höhe der Untergrenze der tiefsten Wolken) und teils aus Meßdaten (Richtung und Geschwindigkeit des Windes, Luftdruck, Lufttemperatur und Luftfeuchte). Bei einem Teil der Beobachtungsstationen werden inzwischen auch schon Sichtweite sowie Bedeckungsgrad und Höhe der Wolken als Meßdaten erfaßt. In der Höhe werden mit Hilfe von Radiosonden, die an mit Wasserstoff gefüllten Ballons gehängt werden, Druck, Lufttemperatur und Luft- feuchte festgestellt und drahtlos an Bodenstationen gesendet. Gleich- zeitig verfolgt man den Weg der Radiosonden laufend mit einem Radargerät und bestimmt aus den gewonnenen Höhen- und Seiten- winkeln und der Schrägentfernung die Richtung und Geschwindigkeit des Windes in verschiedenen Höhen.

104. Die für die Beobachtung des Wetters international festgelegten Standardzeiten sind die **synoptischen Haupttermine** 00, 06, 12 und 18 GMT (Greenwich Mean Time) und die **synoptischen Zwischentermine** 03, 09, 15 und 21 GMT. Aerologische Messungen, also Radiosondenaufstiege, finden nur zu den synoptischen Hauptterminen statt, von denen die Termine 00 und 12 GMT den Vorrang haben.

105. Die synoptischen Wetterbeobachtungen werden mit Hilfe von **Wetterradargeräten** ergänzt. Mit ihrer Hilfe kann man die Lage bestimmter Wolken und Niederschläge in der weiteren Umgebung des Aufstellungsortes bestimmen. Das Radarbild wird besonders zur Beobachtung von Cumuluswolken, Schauern, Gewittern, Böenlinien und ähnlichen Wettererscheinungen herangezogen.

106. Eine weitere Unterlage für die synoptische Meteorologie stellen die in „**Flugzeugwettermeldungen**“ genannten Berichte von Luftfahrzeugführern dar. Sie geben über Einzelheiten der während des Flugs beobachteten Wettererscheinungen Aufschluß, die weder vom Boden aus zu erkennen, noch durch Radiosondenaufstiege zu erfassen sind.

107. Größere Höhen der Atmosphäre können mit **Wetterraketen** erreicht werden. Es sind Raketen kleineren Typs von etwa 2 m Länge und 10 bis 15 cm Durchmesser, die mit Meßgeräten ausgestattet sind. Derartige Raketen werden auf der Nordhemisphäre derzeit an mehr als 25 Orten täglich gestartet.

108. Ferner werden mit Hilfe von **Wettersatelliten** regelmäßige Aufnahmen der Erde mit ihren Wolkenfeldern gemacht und an Bodenstationen übermittelt. Diese Bilder tragen dazu bei, die Darstellungen der großräumigen Wetterlage, besonders über Gebieten mit wenig oder keinen Wetterbeobachtungen (z. B. über Seegebieten), zu ergänzen.

109. Die Beobachtungsergebnisse werden in vereinfachter und gedrängter Form nach internationalen Vorschriften verschlüsselt. Der **synoptische Wetterschlüssel** ist ein Zahlenschlüssel, der dadurch überall verständlich ist und gegenüber der Klartextwettermeldung den Vorteil der Kürze hat.

110. Die verschlüsselten Wetterbeobachtungen werden als Wettermeldungen über ein **internationales Fernmeldenetz** weltweit verbreitet und ausgetauscht. Zwischen den Ländern Europas ist dieser Austausch meist innerhalb einer Stunde beendet. Nach weiteren zwei Stunden ist er auch zwischen den Kontinenten erfolgt. Die technischen Mittel der Verbreitung und Zuleitung meteorologischer Meldungen und Informationen sind Funk- und Fernschreibübermittlung, Bildübertragungsverfahren (Faksimileverfahren) und technisches Fernsehen.

111. Die Wettermeldungen laufen an großen Sammelstellen, den **Analysenzentralen**, zusammen. Hier werden sie sofort zu Boden- und Höhenwetterkarten verarbeitet. Die **Bodenwetterkarten** erhält man dadurch, daß jede eingehende Wettermeldung eines synoptischen Termins auf einer speziellen Landkarte entsprechend der Lage der Beobachtungsstation eingetragen wird. Sie liefern eine genaue Beschreibung der in einem großem Raum herrschenden aktuellen Wetterlage und ihrer Weiterentwicklung, d. h. der Lage, der Bewegung und der Intensitätsänderung von Hoch- und Tiefdruckgebieten sowie der damit verbundenen Wetterfronten (Bewölkung, Niederschlag, Sicht usw.).

112. Die **Höhenwetterkarten** werden nicht, wie die Bodenwetterkarten, für ein bestimmtes Höhenniveau (Meeresniveau bei der Bodenwetterkarte), sondern aus praktischen Gründen für bestimmte Druckniveaus konstruiert. Im einzelnen erstellt man Höhenwetterkarten der folgenden international festgelegten Hauptdruckflächen.

Hauptdruckfläche	850	700	500	400	300	200	100 Millibar
mittlere Höhe							
über Meeresniveau	1500	3000	5000	7200	9000	12000	16000 Meter

Derartige Wetterkarten heißen **Absolute Topographien**. Sie enthalten Angaben über die Höhe der jeweils betrachteten Hauptdruckfläche sowie über Temperatur, Feuchte und Wind in diesem Druckniveau. Die Höhenwetterkarten verschaffen einen dreidimensionalen Überblick von Aufbau, Schichtung und Bewegung der wetterwirksamen Lufthülle. Sie lassen insbesondere die allgemeinen Strömungsverhältnisse und die Temperaturverteilung in der Höhe erkennen.

113. Die weltweite synoptische Meteorologie erfordert die Zusammenarbeit aller Länder. Die wichtigste internationale Organisation ist die **Weltorganisation für Meteorologie (World Meteorological Organization, abgekürzt WMO)**. Sie ist als „Specialized Agency“ der Vereinten Nationen (UN) zu betrachten und hat ihren Sitz in Genf. Die WMO befaßt sich vor allem mit der Bearbeitung von Wetterbeobachtungsrichtlinien, der Standardisierung von meteorologischen Meßmethoden und der Regulierung der Nachrichtenübermittlung. Für die Flugwetterberatung bedeutsam ist die **Internationale Zivilluftfahrtorganisation (International Civil Aviation Organization, abgekürzt ICAO)**. Sie behandelt alle mit dem Luftverkehr zusammenhängenden Fragen, darunter auch diejenigen der Flugwetterdienste. Ihr Sitz ist in Montreal/Canada.

114. Das **Grundprinzip der synoptischen Meteorologie** besteht darin, mit Hilfe der Wetterkarten das Druckfeld am Boden und in der Höhe

sowie die Luftmassen und Fronten zu analysieren, d. h. räumlich festzulegen und ihre künftige Position vorauszubestimmen. Aus der prognostizierten Druck-, Luftmassen- und Frontenverteilung kann dann auf das künftige Wetter geschlossen werden. Diese Arbeitsweise setzt voraus, daß das Wetter an einem gegebenen Ort durch die komplexen Begriffe Druckfeld, Luftmassen und Fronten eindeutig bestimmt wird. Ein solcher Zusammenhang besteht aber nur zwischen Druckfeld und Windfeld. Bei den anderen meteorologischen Elementen sind analoge eindeutige Beziehungen nicht vorhanden. Das macht die synoptische Meteorologie trotz zahlreicher objektiver Methoden noch zu einer weitgehend empirischen Wissenschaft.

115. Daher werden — in Deutschland seit 1966 — in zunehmendem Maße **numerische Verfahren zur Analyse und Vorhersage des Wetters** benutzt. Sie erfassen bisher im wesentlichen nur das Druck- und Temperaturfeld der Atmosphäre am Boden und in der Höhe sowohl für aktuelle Beobachtungen als auch für Vorhersagen über 24 bis 96 Stunden. Im praktischen Wetterdienst haben die numerischen Verfahren die synoptischen Methoden bisher nur zu einem Teil ersetzen können. Als optimale Arbeitsweise hat sich nach amerikanischen Feststellungen das „**man-machine mix Verfahren**“ bewährt. Es benutzt die Computer-Produkte als „Guidance“ für die Wettervorhersage. Damit ist die heutige angewandte Meteorologie eine Mischung aus numerischen, objektiv-statistischen und empirischen Methoden.

116. Eine besonders wichtige Aufgabe der Wetterdienste, insbesondere auch des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr, ist die Erfassung und Vorhersage des **Flugwetters**. Beim militärischen Flugbetrieb spielt es eine große Rolle für Einsatzplanung, Flugvorbereitung und Durchführung des Flugauftrags. Hinweise auf drohende Gefahren des Flugwetters tragen zum Schutz von Mensch und Material bei.

117. Für das Flugwetter sind bestimmte **Wetterelemente** von besonderer Bedeutung. Ihre Auswirkungen auf den Flugbetrieb hängen sehr davon ab, ob sie im Start- und Landegebiet oder auf der Flugstrecke in Erscheinung treten. Die wichtigsten Wetterelemente sind: Boden- und Flugsicht, Wolkenart und Wolkenhöhe, Niederschlag, Boden- und Höhenwind, Luftdruck. Zu den für einen Flug gefährlichen Wettererscheinungen gehören: Gewitter, Turbulenz, Hagel, Vereisung, Turbulenz in wolkenfreier Luft (Clear Air Turbulence) und Nebel.

Kapitel 2

Wetterelemente, Begriffe, Meßgrößen

201. Der Zustand der Atmosphäre zu einem bestimmten Zeitpunkt heißt Wetter. Das Wetter besteht aus einer Vielzahl z. T. miteinander gesetzmäßig verknüpfter Elemente. Mit Hilfe von Kombinationen einer Anzahl quantitativ recht variabler Wetterelemente wird der Zustand der Atmosphäre bestimmt und beschrieben. Für den Flugbetrieb sind u. a. folgende Wetterelemente von Bedeutung: Wind, Luftdruck, Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Sichtverhältnisse, Bewölkung, mitunter auch Niederschlag, Luftdichte und Erdbodenzustand; für wassernde Luftfahrzeuge treten Seegang und Dünung an die Stelle des Erdbodenzustands.

I. Luftdruck

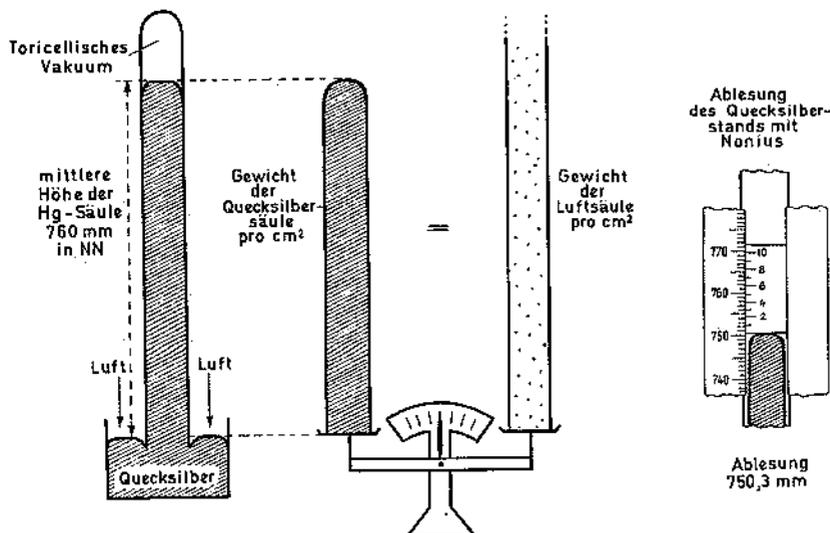
a Begriff

202. Die Luft ist, wie alle Materie, der Schwerkraft unterworfen. Sie besitzt dementsprechend ein gewisses Gewicht und übt an jeder beliebigen Stelle der Atmosphäre einen Druck (gemessen als Kraft pro Flächeneinheit), den Luftdruck, aus. Der Luftdruck ist das Gewicht einer Luftsäule von einem Quadratcentimeter Querschnitt, die von einer bestimmten Grundfläche bis zur Obergrenze der Atmosphäre reicht. Die durch den Luftdruck ausgeübte Kraft hat in ruhender Luft nach allen Richtungen gleiche Größe.

b Meßgrößen

203. In Meereshöhe vermag der Luftdruck im Mittel einer Wassersäule von rund 10.34 m Höhe oder einer 760 mm hohen Quecksilbersäule die Waage halten (Bild 1).

Bild 1



Prinzip des Quecksilberbarometers

Rechnet man diesen Betrag in Druckeinheiten nach der Formel

$$\text{Druck} = \frac{\text{Gewicht}}{\text{Flächeneinheit}} = \frac{\text{Masse} \cdot \text{Fallbeschleunigung}}{\text{Flächeneinheit}}$$

um, so ergibt sich

$$76 \cdot 13.595 \cdot 980.67 \frac{\text{cm} \cdot \text{g} \cdot \text{cm}}{\text{cm}^3 \cdot \text{sec}^2} = 1\,013\,250 \frac{\text{dyn}}{\text{cm}^2} = 1\,013.25 \text{ mb}^1)$$

(13.595 g/cm³ ist das spezifische Gewicht des Quecksilbers bei 0° C und 980.67 cm/sec² die Normfallbeschleunigung).

Anstelle der gleichfalls in der Physik gebräuchlichen Druckeinheit dyn/cm² nimmt man in der Meteorologie aus Zweckmäßigkeitsgründen das Tausendfache dieser Größe als Einheit und bezeichnet es mit Millibar (mb).

¹⁾ Gemäß Gesetz über Einheiten im Meßwesen vom 2. Juli 1969 müßte als Kurzzeichen für Millibar in Zukunft „mbar“ gebraucht werden. Eine Überprüfung der Luftdruckangaben in internationalen Veröffentlichungen hat jedoch ergeben, daß im allgemeinen „mb“ als Einheitszeichen verwendet wird. Im Einvernehmen mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD) wird daher der Geophysikalische Beratungsdienst der Bundeswehr (GeophysBDBw) das Einheitszeichen „mb“ für betriebliche Angelegenheiten benützen. Aus diesem Grunde ist auch in der vorliegenden Dienstvorschrift als Kurzzeichen für Millibar das Einheitszeichen „mb“ verwendet.

Daneben benutzt man noch zur Luftdruckangabe die Längen der bei Normalschwere dem Luftdruck das Gleichgewicht haltenden Quecksilbersäule in Millimeter (mm Hg); in der Physik hat man schließlich als Luftdruckmaß noch das Torr (nach dem Physiker Torricelli) eingeführt. Ein Torr ist der Druck einer Quecksilbersäule von 1 mm Höhe bei einer Temperatur von 0°C, einem Luftdruck von 760 mm Hg in Meereshöhe und 45° Breite. Das Torr ist also $\frac{1}{760}$ atm. Praktisch gilt: 1 Torr = 1 mm Quecksilbersäule.

Bei der Bundeswehr wird auch noch verschiedentlich der Druck auf der Basis von Inch Quecksilbersäule aus dem anglo-amerikanischen Maßstab gebraucht (Höhenmesser in Luftfahrzeugen). Dabei entspricht:

$$\begin{aligned} 1 \text{ inch} &= 33.86395 \text{ mb} \\ 1 \text{ mb} &= 0.029529 \text{ inch} \end{aligned}$$

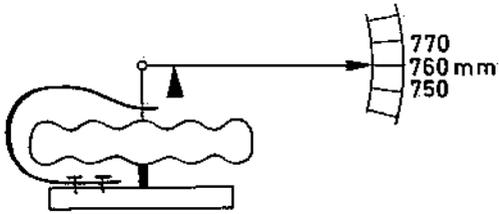
c Arten der Luftdruckmessung

204. Der Luftdruck wird hauptsächlich nach zwei verschiedenen Methoden gemessen:

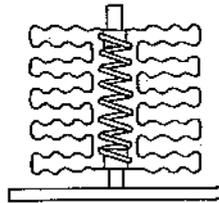
- Mit einem **Quecksilberbarometer**. Hierbei benutzt man ein langes, an einem Ende geschlossenes, mit Quecksilber gefülltes Glasrohr, das mit der Öffnung nach unten in ein ebenfalls Quecksilber enthaltendes Gefäß gestellt wird. Das Quecksilber steht dann im Glasrohr so hoch, wie es dem Gewicht entspricht, mit dem die Luft auf den inneren Querschnitt des Rohres am freien Quecksilberspiegel im Gefäß drückt. Um genaue Werte zu erhalten, muß der Raum im oberen zusammengeschmolzenen Rohrteil völlig luftleer — ein Vakuum — sein. Die an einem Maßstab abgelesene Länge der Quecksilbersäule von der oberen Kuppe bis zum Quecksilberspiegel im Gefäß ist dem jeweiligen Luftdruck verhältnismäßig.
- Mit einem **Aneroid(Dosen)barometer**. Dieses besteht aus einer oder mehreren Metall Dosen, die zu einem Satz vereinigt sind. Die Dosen sind nahezu luftleer gepumpt. Eine Stahlfeder (Spannfeder), meist im Doseninneren, sichert sie davor, durch den Außendruck völlig zusammengedrückt zu werden. Steigt der Luftdruck an, so werden die Dosen etwas stärker eingedrückt; fällt er, so drückt die Feder Spannung die Dosenwände weiter auseinander.

Ein Hebelsystem überträgt diese Verformungen auf eine Anzeigeskala oder — wenn es sich um einen Luftdruckschreiber, einen Barographen, handelt — mittels einer Schreibvorrichtung auf einen Papierstreifen. Dieser ist auf einer sich langsam um ihre Achse drehenden Schreibtrommel befestigt (Bild 2).

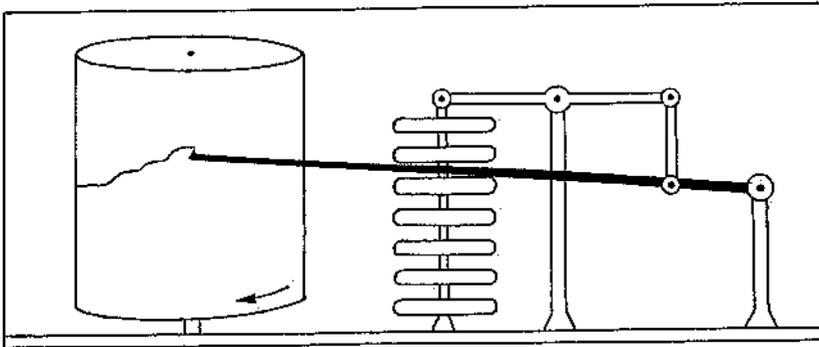
Bild 2



Schema des Dosenbarometers.
(äussere Spannfeder)



Aneroiddosenatz
(innere Spannfeder)



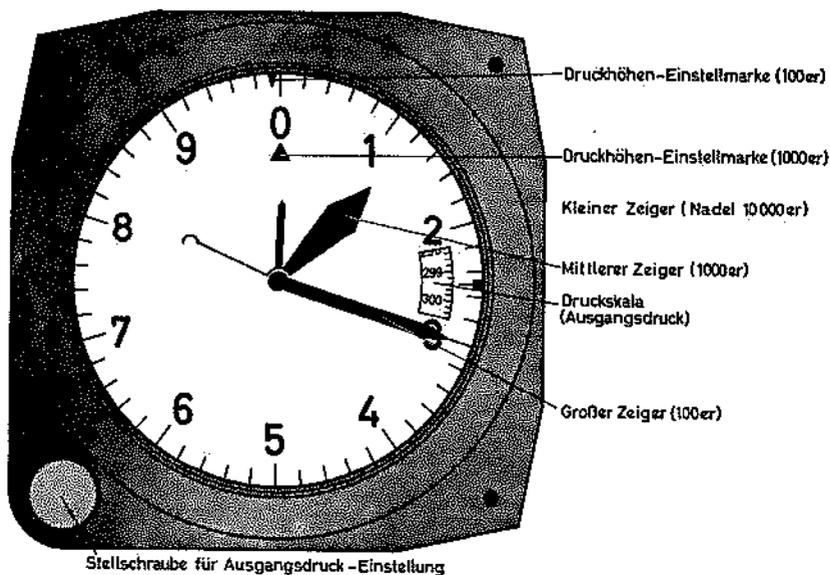
Schema des Barograph

Aneroidbarometer und Barograph

d Barometrisches Höhenmeßgerät

205. Im Flugwesen ist Luftdruckmessung insofern wichtig, als die **Höhenmeßgeräte in Luftfahrzeugen** — mit Ausnahme jener Instrumente, die nach dem Funkmeßverfahren arbeiten — Aneroidbarometer sind. Auf deren Skala können statt Luftdruck- direkt Höhenangaben abgelesen werden (Bild 3).

Bild 3



Höhenmeßgerät (Inch und Fuß)

Bei Höhenmeßgeräten auf mb-Basis werden auf der Druckskala die entsprechenden Werte in mb angezeigt (Nr 203)

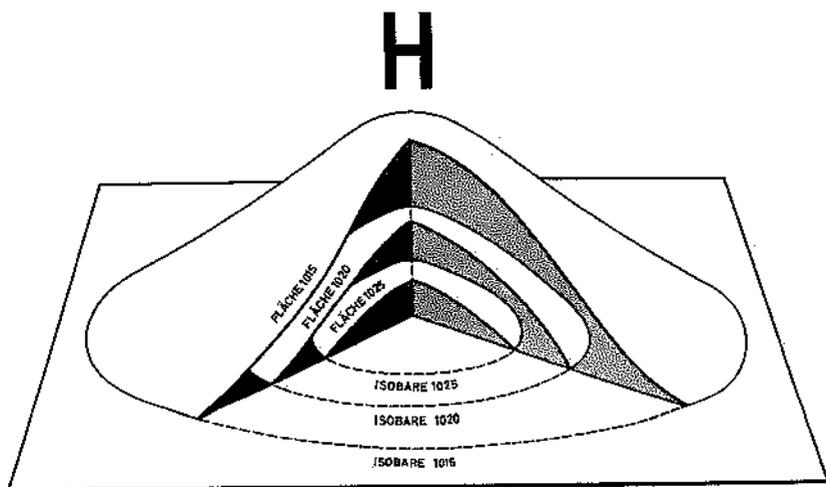
Der Luftdruck nimmt nämlich gesetzmäßig mit der Höhe ab (Nr 207, 208). Die Gesetzmäßigkeit, die der barometrischen Höhenbestimmung zugrunde liegt, und die dabei zu berücksichtigenden Einflüsse werden in Nr 210 behandelt.

e Horizontale Luftdruckverteilung

206. Der Luftdruck stellt ein räumlich und zeitlich variables Wetterelement dar. Seine räumliche Verteilung und seine zeitliche Änderung sind für die Wettervorhersage und den Flugbetrieb von großer Bedeutung. Aus diesem Grunde wurden sowohl für die räumliche als auch für die zeitliche Änderung dieses Wetterelements besondere Bezeichnungen eingeführt.

An jeder Beobachtungsstation wird der Luftdruck — neben einer Reihe anderer Wetterelemente — nach internationalen Vorschriften synoptisch (gleichzeitig) gemessen und auf eine einheitliche Höhe (Normal-Null/NN bzw. Mean Sea Level/MSL) bezogen. Trägt man in eine Landkarte an den Standorten dieser Beobachtungsstationen die entsprechenden Luftdruckwerte ein, kann man Gebiete hohen und tiefen Luftdrucks kenntlich machen. Man verbindet dazu Orte mit gleichen Luftdruckwerten durch Linien, die **Isobaren** genannt werden. In den Arbeitswetterkarten, die auf den Geophysikalischen Beratungsstellen aushängen, werden sie gewöhnlich in Abständen von 5 zu 5 mb gezeichnet. Isobaren stellen Schnittlinien der zugehörigen, im Raume gewölbten Druckflächen mit der in Meeresspiegelhöhe gedachten Erdoberfläche dar (Bild 4).

Bild 4



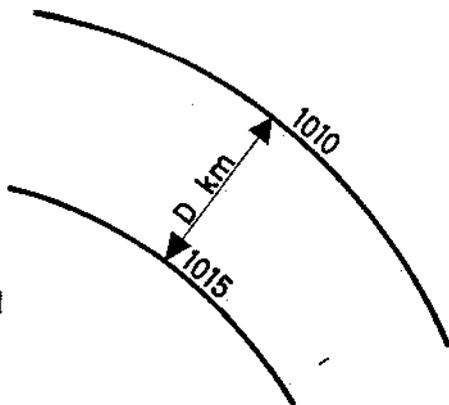
Druckflächen (stark überhöht) und Isobaren in einem Hochdruckgebiet

Der Luftdruckunterschied in mb auf einer senkrecht zu den Isobaren verlaufenden Strecke von 111 km¹⁾ wird als horizontaler Druckgradient oder Druckgefälle bezeichnet. Dieser Druckgradient wird in der Meteorologie — wie die deutsche Bezeichnung besagt — abweichend von der in der Physik üblichen Orientierung in Richtung **abnehmender** Luftdruckwert **positiv** gerechnet.

In der Praxis kann man nur den mittleren Druckgradienten bestimmen. Man mißt hierbei den Abstand zweier aufeinanderfolgender Isobaren entlang jener Geraden, die am besten den senkrechten Abstand dieser Isobaren voneinander darstellt. Beträgt z. B. dieser Abstand 185 km, dann ist der mittlere Gradient an dieser Stelle

$$\frac{5 \cdot 111}{185} = 3.0 \text{ mb/111 km (Bild 5).}$$

Bild 5



$$\text{Druckgradient} = \frac{5}{D} \cdot 111$$

D=Abstand zweier benachbarter Isobaren in km

Druckgradient

Die Differenz zwischen dem Luftdruck, der an einem gegebenen Ort zu einer bestimmten Beobachtungszeit und dem Luftdruck, der am gleichen Ort drei Stunden vorher herrscht, wird **Luftdrucktendenz** oder barometrische Tendenz genannt. Hat der Luftdruck in diesem Zeitabschnitt zugenommen, erhält die Differenz zwischen dem eben und dem vor drei Stunden gemessenen Luftdruck ein positives, bei Druckabnahme ein negatives Vorzeichen.

¹⁾ Man hat diese Einheitslänge für die Bezugsstrecke gewählt, weil die Länge eines Grades am Großkreis 111 km beträgt.

f Luftdruck und Höhe

207. Mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel nimmt der Luftdruck ab. Über einem hochgelegenen Ort lastet nämlich eine kürzere Luftsäule als über einem tiefgelegenen. Die Luft ist, wie alle Gase, zusammendrückbar; deshalb ist die unter einem höheren Druck stehende Luft stets dichter als jene, auf die ein geringerer Druck ausgeübt wird. Da die Dichte anzeigt, wieviel Masse im Einheitsvolumen eines Stoffes enthalten ist, befindet sich demnach in einem Kubikzentimeter Luft in Höhe des Meeresspiegels mehr Masse als in irgendeiner anderen darüberliegenden Luftmenge von gleichem Rauminhalt. Mit zunehmender Höhe nimmt die Dichte des Gasgemisches Luft ab. Man braucht daher beim Fliegen in tieferen Luftschichten nur die kleine Höhe h_0 zu gewinnen, um einen Druckabfall von 1 mb, also von p_0 auf $p_0 - 1$ mb (Bild 6), festzustellen. In größerer Höhe muß man dagegen um die größere Strecke h_1 steigen, damit der Luftdruck ebenfalls um 1 mb von p_1 auf $p_1 - 1$ mb abnimmt. Man nennt das Höhenintervall, in dem der Luftdruck um ein Millibar abnimmt, die **barometrische Höhenstufe**. Sie schwankt im Einzelfall mit der Temperatur, dem Luftdruck und dem Feuchtigkeitsgehalt der Luft, d. h. mit der Luftdichte. In der ICAO-Standardatmosphäre (Nr 209) beträgt sie

— in Bodennähe	etwa 27.3 Fuß (8.3 m)
— in der Höhenlage von 500 mb	etwa 49 Fuß (15 m)
— in der Höhenlage von 225 mb	etwa 98 Fuß (30 m)

Demnach wird die barometrische Höhenstufe mit zunehmender Höhe immer größer. Das heißt, gleichem Höhenintervall entspricht in größerer Höhe eine immer kleinere Luftdruckabnahme. Die barometrische Höhenbestimmung wird also mit wachsender Höhe immer ungenauer.

g Barometrische Höhenformel

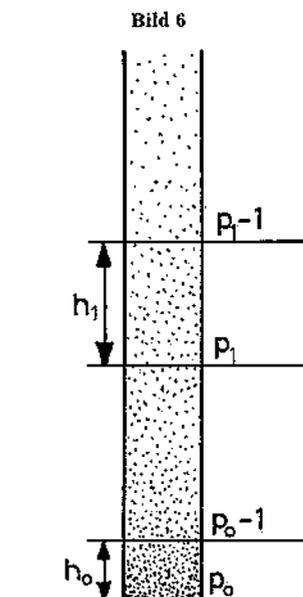
208. Unter weitgehender Vereinfachung der tatsächlichen Verhältnisse erfolgt die Luftdruckabnahme in einer trockenen Atmosphäre mit zunehmender Höhe etwa nach folgender Gleichung¹⁾, die **barometrische Höhenformel** genannt wird,

$$h = 18400 (1 + \alpha t) \log \frac{p_0}{p_1}$$

Hierbei bedeuten:

- h Höhendifferenz in m,
- p_0 Luftdruck in der unteren Höhe in mb,
- p_1 Luftdruck in der oberen Höhe in mb,

¹⁾ Die Gleichung gilt streng nur in einer „isothermen Atmosphäre“. In einer derartigen Modellatmosphäre ändert sich die Temperatur mit der Höhe nicht.



Erläuterungen der barometrischen Höhenstufe

- α thermischer Ausdehnungskoeffizient der Gase:
 $= 1/273 = 0.00367$,
 t mittlere Temperatur der betrachteten Luftschicht in $^{\circ}\text{C}$.

h ICAO-Standardatmosphäre

209. Das schnelle Wachsen des Luftverkehrs nach dem Ersten Weltkrieg erforderte die Einführung einer international anerkannten Normatmosphäre, die als Grundlage für eine einheitliche Eichung der Höhenmesser in den Luftfahrzeugen dienen kann.

Aus diesem Grunde schlug die ICAO (International Civil Aviation Organization) die Einführung der nach ihr benannten ICAO-Standardatmosphäre (ICAO-standard atmosphere) — auch ICAO-Normatmosphäre genannt — vor, die zunächst nur bis zu einer Höhe von 20 km reichte und 1963 bis 32 km erweitert wurde.

Die ICAO-Standardatmosphäre ist durch folgende Grundwerte und Gesetze bestimmt:

- | | |
|------------------|--|
| — Luftdruck | in Meeresspiegelhöhe (NN bzw. MSL)
$p_o = 1\,013.25\text{ mb}$, |
| — Lufttemperatur | in Meeresspiegelhöhe (NN bzw. MSL)
$t_o = 15.0^{\circ}\text{C}$, |

— Luftdichte¹⁾ in Meeresspiegelhöhe (NN bzw. MSL)
 $\rho_0 = 1.2250 \text{ kg/m}^3$.

Die Änderung der Lufttemperatur mit der Höhe ist folgendermaßen festgesetzt:

- zwischen 0 und 11 000 m Höhe Temperaturabnahme um $6.5^\circ\text{C}/1000 \text{ m}$ (von 15.0°C auf -56.5°C),
- zwischen 11 000 und 20 000 m Höhe Temperatur gleichbleibend (-56.5°C),
- zwischen 20 000 und 32 000 m Höhe Temperaturzunahme um $1^\circ\text{C}/1000 \text{ m}$ (von -56.5°C auf -44.5°C).

In der Natur trifft man die Grundwerte und Bedingungen der ICAO-Standardatmosphäre praktisch niemals an, denn es handelt sich hier um eine angenommene, sogenannte Modellatmosphäre, die für möglichst viele Gebiete der Erde repräsentativ sein soll.

Es wird weiter vorausgesetzt, daß die ICAO-Standardatmosphäre keinen Wasserdampf, also keinerlei Feuchte enthält und daß die prozentuale Zusammensetzung ihrer Gasanteile vom Meeresspiegel an bis 32 km Höhe unverändert bleibt.

In ihr sollen weder Vertikal- noch Horizontalbewegungen auftreten²⁾. In der ICAO-Standardatmosphäre sind folgende Werte einander zugeordnet.

Luftdruck mb	Lufttemperatur °C	Höhe über NN m	Fuß	Luftdichte kg/m ³
8.68	-44.5	32 000	104 989	0.013
54.75	-56.5	20 000	65 618	0.088
100.00	-56.5	16 180	53 085	0.161
200.00	-56.5	11 784	38 662	0.322
226.33	-56.5	11 000	36 089	0.364
300.00	-44.6	9 164	30 065	0.457
471.81	-24.0	6 000	19 684	0.660
500.00	-21.2	5 574	18 289	0.691
700.00	-4.6	3 012	9 882	0.908
701.08	-4.5	3 000	9 843	0.909
850.00	5.5	1 457	4 781	1.063
898.74	8.5	1 000	3 281	1.112
1 000.00	14.3	111	364	1.212
1 013.25	15.0	0 = NN = 0		1.225
1 031.40	16.0	-150	-492	1.243

¹⁾ Dichte = Masse pro Volumeneinheit.

²⁾ Eine derartige Modellatmosphäre befindet sich im sogenannten hydrostatischen Gleichgewicht, d. h. die Vertikalkomponente der Bewegungsgleichung ist in allen Gliedern gegenüber dem Druck und der Schwerkraft so klein, daß sie vernachlässigt werden kann. Sie wird polytrope Atmosphäre genannt.

i Barometrische Bestimmung der Flughöhe

210. Das barometrische Höhenmeßgerät zeigt, da es nach der ICAO-Standardatmosphäre geeicht ist, bei einem Luftdruck von 1 013.2 mb die Höhe 0 an. Der in Meeresspiegelhöhe herrschende Luftdruck kann aber etwa zwischen 1050 und 950 mb schwanken. Das Höhenmeßgerät soll jedoch immer eine Höhe anzeigen, die der wirklichen Flughöhe nahe kommt. Es muß also so konstruiert sein, daß es in Meeresspiegelhöhe auch bei einem anderen Druck als 1013.12 mb den Wert Null anzeigen kann. Das wird dadurch erreicht, daß man die Basis der Skala des Höhenmeßgeräts dem Luftdruck entsprechend ändert. Das wird durch eine Stellschraube (Bild 3) ermöglicht. An einem kleinen Fenster des Höhenmeßgeräts kann dann der Druck abgelesen werden, der mit der Nullmeteranzeige übereinstimmt.

Nicht nur der Luftdruck kann — wie vorstehend ausgeführt — schwanken, sondern auch die in Bodennähe und in der Höhe herrschenden Lufttemperaturen können wesentlich von den Werten der ICAO-Standardatmosphäre abweichen. Aus der barometrischen Höhenformel (Nr 208) ergibt sich, daß die Flächen gleichen Luftdrucks bei kalter Luft einen geringeren, bei warmer dagegen einen größeren Vertikalabstand voneinander haben, als sie in der ICAO-Standardatmosphäre besitzen würden.

Zur Abschätzung dieses temperaturbedingten Anzeigefehlers am Höhenmesser dient folgende Merkregel:

Ist die mittlere Temperatur der zwischen Luftfahrzeug und Erdboden befindlichen Luftschicht 1°C tiefer (höher) als die Temperatur in der gleichen Schicht der Standardatmosphäre, so ist die wahre Höhe um 0.4 % geringer (höher) als das Höhenmeßgerät abzüglich der Höhe der Station anzeigt, von der das QNH stammt.

II. Lufttemperatur

a Wärme und Temperatur

211. Als **Wärme** bezeichnet man die Energie der ungeordneten Bewegung der Moleküle von Materie. Im täglichen Leben wird zwischen Wärme und Temperatur oft nicht unterschieden. In der Meteorologie ist aber eine saubere Trennung dieser beiden physikalisch verschiedenen Begriffe unbedingt notwendig. Unter der in einem Körper — beispielsweise in einem bestimmten Luftquantum — enthaltenen **Wärmemenge** ist stets der **Gesamtbetrag an Energie der ungeordneten Bewegung aller seiner Moleküle** zu verstehen. Die **Temperatur** eines Körpers stellt dagegen den **statistischen Mittelwert dieser kinetischen Energie¹⁾** seiner Moleküle zu einem bestimmten Zeitpunkt dar.

¹⁾ Kinetische Energie (Bewegungsenergie) ist die einem Körper aufgrund seines Bewegungszustandes innewohnende Fähigkeit, Arbeit zu leisten.

An einem Beispiel lassen sich die Begriffe Wärme und Temperatur anschaulich erklären: Die Heißluft einer Heizung kann 100°C und damit die gleiche Temperatur wie unter normalem Luftdruck siedendes Wasser aufweisen. Der Mittelwert der kinetischen Energie aller Moleküle ist dabei in allen beiden Medien gleich. Da sich aber in einem Kubikzentimeter Wasser infolge seiner größeren Dichte ungleich mehr Moleküle befinden als in dem gleichen Volumen Luft, ist der Energieinhalt, die Wärmemenge des Wassers, viel größer.

b Temperaturskalen

212. Die Temperatur ist eine Meßgröße der Wärmelehre. Es gibt verschiedene Temperaturskalen, die jeweils nach den Forschern, die sie einführten, benannt sind.

In der Meßtechnik hat sich international weitgehend die **Celsiuskala** durchgesetzt. Ihre Einheit, der Grad Celsius ($^{\circ}\text{C}$), beträgt praktisch ein Hundertstel der Temperaturdifferenz zwischen dem Gefrierpunkt des Wassers = 0°C und dem Siedepunkt des Wassers bei 1013,25 mb Luftdruck (Dampfdruck) = 100°C .

Für theoretische Überlegungen erweist sich die **absolute** oder **Kelvin-skala** als vorteilhaft. Die Einheit, das Kelvin (**K**), stimmt mit dem Celsiusgrad überein, als Nullpunkt der Kelvinskala wird jedoch die theoretisch mögliche tiefste Temperatur von $-273,15^{\circ}\text{C}$ angenommen. In der Praxis begnügt man sich mit einer angenäherten absoluten Skala, deren Nullpunkt auf -273°C festgesetzt ist.

In einigen englisch sprechenden Ländern wird noch die **Fahrenheit-skala** benutzt. Bei ihr entsprechen 0°C : 32°F , 100°C : 212°F . Daher gilt für die Umrechnung von der einen in die andere Maßeinheit $^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9} (^{\circ}\text{F} - 32)$ bzw. $^{\circ}\text{F} = 32 + \frac{9}{5} ^{\circ}\text{C}$.

c Messung der Lufttemperatur

213. Die Temperatur der Luft wird mit **Thermometern** gemessen. Um die wahre Temperatur der Luft zu erhalten, muß der Meßkörper des Thermometers von störender Strahlung — etwa der Sonne oder des Erdbodens — geschützt in unmittelbare Berührung mit der Luft gebracht werden. Man kommt dieser Forderung am nächsten, wenn der Meßkörper bzw. Meßfühler 2 m über dem Erdboden in einem hinreichend luftdurchlässigen und vor Verfälschung der Anzeige durch lang- und kurzwellige Bestrahlung geschützten **Strahlungsschutzgehäuse** aufgestellt wird. Für den Termindienst wurde zur Messung der aktuellen Lufttemperatur das bekannte Quecksilberthermometer

innerhalb des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr vom „Tetalux“ abgelöst, da dieses eine Fernanzeige gestattet. Es besitzt als Meßfühler einen in Hartglas eingeschmolzenen Platindraht, dessen elektrischer Widerstand gesetzmäßig mit der Temperatur wächst. Die gemessene Widerstandsänderung ist also gleichzeitig ein Maß für die Temperaturänderung. Die Meßwerte können mit Hilfe eines Kabels von dem Aufstellungsort des Meßfühlers im Gelände zum Beobachtungsraum im Kontrollturm übertragen und dort abgelesen werden.

d Verteilung der Lufttemperatur auf der Erde

1. Einfluß der geographischen Breite — „Solares Klima“¹⁾

214. Man gelangt zu einem einfachen Schema der Temperaturverteilung auf der Erde, wenn man den Einfluß der atmosphärischen Zirkulation außer acht läßt und die Erde als homogene Kugel mit glatter, einheitlicher Oberfläche ansieht.

Die von der Sonne zugestrahlte Wärme (Nr 325) würde sich dann so verteilen, daß die Temperatur vom Äquator zu den Polen hin gleichmäßig abnimmt. Stellte man eine solche Temperaturverteilung, für den Jahresdurchschnitt errechnet, kartenmäßig dar, so müßten die Linien gleicher Temperatur (Isothermen) parallel zu den Breitenkreisen verlaufen. Von diesem gedachten Bild weicht aber die Wirklichkeit erheblich ab: Die Isothermen verlaufen, versehen mit zahlreichen Ausbuchtungen, nur annähernd in Richtung der Breitenkreise und sind über manchen Gebieten sogar ringförmig geschlossen. Diese Abweichungen beruhen darauf, daß die Erde keine einheitliche und durchweg ebene Oberfläche besitzt.

2. Einfluß der Unterlage

215. Da sowohl Erdoberfläche als auch Atmosphäre zugleich Strahlen durchlassen, reflektieren, emittieren und absorbieren können, sind Wärmeumsatz und Temperaturverteilung stets das Ergebnis mehrerer Vorgänge. Die Verteilung von Land und Meer übt den stärksten modifizierenden Einfluß auf die Temperaturverhältnisse entlang eines Breitenkreises auf der Erde aus. Die an der festen Erdoberfläche durch absorbierende Sonnenstrahlung erzeugte Wärme dringt tief in den Boden ein. Die feste Erdrinde vermag nur wenig Wärme zu speichern. Ihre oberste Schicht erhitzt sich stark, da die spezifische Wärme²⁾ und

¹⁾ Vgl. auch Nr 328

²⁾ Die Wärmemenge, die einem Gramm Masse eines Körpers zugeführt werden muß, um seine Temperatur um einen Grad Celsius zu erhöhen, bezeichnet man als die spezifische Wärme dieses Körpers.

Beispielsweise beträgt die spezifische Wärme von Granit 0.2 cal/g.Grad (Nr 325, Fußnote): Um 1 g Granit um 1 Grad zu erwärmen, wird demnach nur etwa ein Fünftel derjenigen Wärmemenge benötigt, die zur gleichen Temperaturerhöhung von 1 g Wasser dient, dessen spezifische Wärme nach der Definition 1 cal/g.Grad beträgt.

die Wärmeleitfähigkeit des Bodens gering sind, und kühlt sich nachts ebenso kräftig ab. Die dem Boden aufliegende Luftschicht nimmt die Temperatur der Unterlage durch Leitung an und unterliegt daher großen Temperaturschwankungen.

Über einer genügend großen Wasserfläche sind die Verhältnisse grundsätzlich anders. Die Lufttemperatur schwankt über Meeresflächen weniger stark als über Land. Auch hier wird zwar der größte Teil der Strahlung in den obersten Meeresschichten absorbiert. Strömungen, Wind und Wellenschlag durchmischen aber das Wasser ständig. Auf diese Weise erwärmen sich wesentlich tiefere Schichten. Die Temperatur des Oberflächenwassers erhöht sich infolgedessen nicht so stark wie die des Festlands. Die im Vergleich mit dem Festland um ein Mehrfaches höhere spezifische Wärme des Wassers trägt ebenfalls zur geringeren Erwärmung bei. Zudem wird ein beträchtlicher Teil der Strahlungsenergie — wie noch zu zeigen sein wird — zur Verdunstung verbraucht.

So erhöht sich die Oberflächentemperatur des Wassers bei Tage nicht in dem Maße wie die des Erdbodens, und die den Wasserflächen aufliegende Luft wird gleichfalls weniger stark erwärmt. Bei Nacht und im Winter sinken — unterstützt von der Durchmischung — die an der Oberfläche ausgekühlten und daher schwerer gewordenen Wasserschichten in die Tiefe und werden von wärmeren Wassermassen abgelöst. Durch diesen Vorgang wird die infolge der großen spezifischen Wärme an und für sich schon geringe Abkühlung der Oberwasserschicht noch weiter verringert.

3. Einfluß der Luftbewegung

216. Die Temperatur nimmt vom Äquator nach den Polen nicht in dem Maße ab, wie es die Strahlungsverhältnisse erwarten lassen. Die Strömungen in der Atmosphäre wirken nämlich in ihrer Gesamtheit so, daß die erwärmte Luft in Äquatornähe aufsteigt und in der Höhe zunächst polwärts strömt (Kapitel 5).

Von See kommende Winde bringen in der kalten Jahreszeit wärmere, in der warmen Jahreszeit kühlere Luft ins Binnenland. So weist beispielsweise Westeuropa dank der vorherrschenden Westdrift ein maritim beeinflusstes Klima auf, das sich durch gemilderte Temperaturgegensätze zwischen Sommer und Winter auszeichnet.

4. Einfluß der Höhenlage und der Oberflächenform

217. Da in den untersten 25 000 Fuß (an den Polen) bzw. 50 000 Fuß (am Äquator) der Atmosphäre die Temperatur im allgemeinen mit zunehmender Höhe abnimmt, wird sie im Mittel an Orten gleicher Breite um so niedriger sein, je höher diese gelegen sind.

Neben der Höhenlage ist für die an einem Ort in den unteren Luftschichten herrschenden Temperaturverhältnisse auch die Oberflä-

chenform der näheren und weiteren Umgebung von Bedeutung: In frei umströmten Gipfellagen (konvexe Formen) schwanken die Temperaturen wesentlich weniger als in Tal- und Muldenlagen (konkave Formen), in denen der Luftaustausch behindert und Ein- und Ausstrahlung stärker wirksam sind.

Auch die Neigung des Geländes und seine Lage zur Sonne (Exposition) spielen eine Rolle. Südhänge sind wärmer, da die Sonnenstrahlen um die Mittagsstunden dort steiler als auf ebenem Gelände auftreffen (Weinberge). Im Gebirge setzt die Thermik zuerst über Südhängen ein. Sie wird angezeigt durch eine Kette von Haufenwolken. Schnee- und Eisregionen der Hochgebirge reflektieren — wie in polaren Gebieten — einen beträchtlichen Teil der einfallenden Strahlung. Eine gewisse Wärmemenge verbrauchen sie zudem für die Verdunstung. Beides trägt zur Herabsetzung der Mitteltemperatur bei. Auf der Zugspitze, dem höchsten Berg Deutschlands, herrschen ungefähr die gleichen Durchschnittstemperaturen wie im nördlichen Spitzbergen.

e Regelmäßige und unregelmäßige Schwankungen der Lufttemperatur

218. Das Fehlen der Einstrahlung während der Nacht läßt die Ausstrahlung ungehindert wirksam werden und bedingt Schwankungen der Lufttemperatur, die in gemäßigten und niederen Breiten bei ungestörter Witterung einen 24stündigen Rhythmus aufweisen. Die tiefste Lufttemperatur wird kurz nach Sonnenaufgang, die höchste zwei bis drei Stunden nach dem Sonnenhöchststand erreicht. Diese allgemeine Form im Tagesgang der Lufttemperatur wird in weiten Grenzen durch verschiedene beeinflussende Faktoren abgewandelt. So hemmt z. B. eine Wolkendecke die Ein- und die Ausstrahlung. Die Höchst- und die Tiefstwerte der Lufttemperatur sind einander in solchen Fällen stärker angeglichen.

Auch der Wind, der stets zur stärkeren Durchmischung der Luft beiträgt, verhindert, daß sich die Extreme der Lufttemperatur so ausbilden können, wie dies bei windstillen Witterung der Fall ist. Die Tagesschwankungen sind in Bodennähe am größten und werden mit zunehmender Höhe geringer.

Zur täglichen Schwankung der Lufttemperatur kommt in mittleren und höheren Breiten noch eine jährliche Schwankung hinzu. Sie entsteht dadurch, daß die Sonne dort im Sommer länger scheint und ihre Strahlen den Boden unter einem größeren Winkel treffen als im Winter. Die Eintrittstermine der Höchst- und Tiefstwerte im Jahresgang weisen gleichfalls eine den Eintrittszeiten im Tagesverlauf entsprechende Verzögerung gegenüber den Terminen der Sommer- und Wintersonnenwende auf. So tritt der Höchstwert im Jahresverlauf der

Lufttemperatur im Großteil Mitteleuropas gewöhnlich im Juli, der Tiefstwert meist im Januar ein.

Den regelmäßigen Temperaturschwankungen der Atmosphäre sind in den gemäßigten Breiten noch unregelmäßige Schwankungen überlagert, beispielsweise solche, die durch das Heranführen von aus verschiedenen Ursprungsgebieten stammenden und verschieden temperierten Luftmassen oder durch großräumige Absinkbewegungen der Luft entstehen.

f Lufttemperatur und Höhe

219. Es wurde bereits erwähnt, daß die Lufttemperatur in der untersten Atmosphärenschicht im allgemeinen mit wachsender Höhe abnimmt. Der ähnlich wie die Lufttemperatur an einem Orte gleichfalls ständigen Änderungen unterworfenen vertikalen Temperaturverlauf ist für das Wettergeschehen von grundlegender Bedeutung. Er ist u. a. weitgehend mitbestimmend für die Art und Intensität der Wolkenbildung, des Niederschlags, der Turbulenz sowie der Möglichkeit der Gewitterauslösung und Nebelbildung.

Ähnlich wie beim Luftdruck (Nr 206) wird in der Meteorologie die Temperaturabnahme entlang einer Streckeneinheit, also das Temperaturgefälle, als **Temperaturgradient** bezeichnet und mit einem positiven Vorzeichen versehen. Als vertikalen Temperaturgradienten hat man die Temperaturänderung pro 100 m oder pro 1000 Fuß Höhenunterschied angenommen. Er beträgt in den gemäßigten Breiten im Mittel $0.65^{\circ}/100$ m bzw. $2^{\circ}/1000$ Fuß.

In der Natur nimmt aber die Lufttemperatur nur selten mit wachsender Höhe gleichmäßig nach dem mittleren vertikalen Temperaturgradienten ab. Im Einzelfall ist die unregelmäßige Abnahme vielfach von Schichten mit zunehmender Temperatur, den **Inversionen**, unterbrochen. Inversionen können gelegentlich bei einigen 100 m Höhendifferenz 12° Temperaturzunahme und mehr aufweisen.

Ändert sich die Temperatur mit der Höhe nicht, so nennt man dies Isothermie. Der vertikale Temperaturgradient kann in den bodennächsten Schichten gelegentlich ungewöhnlich hoch sein. In den Höhen darüber stellt eine Temperaturabnahme von 1° auf 100 m Höhendifferenz den maximalen Wert dar. Die allgemeine Temperaturabnahme hält bis zur Obergrenze der untersten Atmosphärenschicht, der Troposphäre, an.

g Adiabatische Zustandsänderungen trockener Luft

220. Wird ein Luftquantum gehoben oder gesenkt oder wechselt der Druck, der auf ihm lastet, so ändert sich zwangsläufig auch die Tempe-

ratur dieses Luftquantums, wenn bei den genannten Vorgängen Wärme in irgendeiner Form weder von außen zugeführt noch nach außen abgeleitet wird.

Zustandsänderungen dieser Art werden als adiabatisch bezeichnet.

221. Das aufsteigende Luftquantum dehnt sich nämlich in dem Maße aus, wie der Luftdruck abnimmt, dem es unterliegt. Diese Ausdehnung geschieht gegen den Druck der umgebenden Luft. Hierbei wird Wärmeenergie in mechanische Energie umgewandelt. Sie muß, da der Vorgang adiabatisch ist, der inneren Energie des Luftquantums entnommen werden. Dem Luftquantum wird also Wärme entzogen, es kühlt sich um einen bestimmten Betrag ab. Umgekehrt wird, wenn man Luft verdichtet, mechanische Energie in Wärmeenergie des Luftquantums umgewandelt.

Das Ausmaß der Abkühlung bei adiabatischen Hebungsvorgängen, die stets mit Druckabnahme verbunden sind, kann nach den Gesetzen der Thermodynamik berechnet werden. Die Rechnung ergibt, daß bei einer Höhendifferenz von 100 m eine Temperaturänderung von rund 1° bei trockener Luft auftritt. Die Größe 1/100 m (3°/1000 Fuß) nennt man das **trockenadiabatische Temperaturgefälle** (trockenadiabatischer Temperaturgradient), die graphische Darstellung der Hebungsabkühlung in einem Temperatur-Druck-Diagramm **Adiabate (Trockenadiabate)**.

Tabelle 1

Adiabatische Zustandsänderungen

A. Temperaturänderungen bei Druckänderungen um 1 mb

Temperatur	- 50	- 30	0	30° C
Druck				
1000 mb	0.065	0.071	0.080	0.089
500 mb	0.131	0.142	0.160	0.179
100 mb	0.653	0.713	0.800	0.888

B. Druckänderungen bei Temperaturänderung um 1° C

Temperatur	- 50	- 30	0	30° C
Druck				
1000 mb	15.3	14.0	12.5	11.3
500 mb	7.6	7.0	6.2	5.6
100 mb	1.5	1.4	1.2	1.1

Da sich der Energieinhalt bei adiabatischen Zustandsänderungen nicht ändert, wohl aber die Temperatur, lassen sich Luftquanten von verschiedener Temperatur in verschiedenen Höhen, die also auch unter verschiedenem Druck stehen, hinsichtlich ihres Wärmehalts nicht ohne weiteres nach der Temperaturangabe miteinander vergleichen. Man muß sie dazu erst durch eine adiabatische Zustandsänderung auf einen Normaldruck bringen und feststellen, welche Temperaturen sie dabei annehmen.

222 Als Normaldruck wird 1000 mb angenommen. Die nach Durchlaufen der adiabatischen Zustandsänderung bei Normaldruck erreichte Temperatur eines Luftquantums wird **potentielle Temperatur** genannt.

Tabelle 2
Potentielle Temperatur als Funktion
von Druck und Temperatur

Temperatur	+30	+20	+10	0	-10	-20	-30	-40	-50	-60	-70° C
Druck											
1000 mb	30	20	10	0	-10	-20	-30	-40	-50		
900 mb	39	29	19	8	-2	-12	-23	-33	-43		
800 mb		40	29	18	7	-3	-14	-24	-35		
700 mb			41	30	19	7	-3	-14	-26		
600 mb			55	43	32	20	9	-3	-14		
500 mb			60	48	36	24	12	0			
400 mb				70	56	44	31	18	3		
300 mb					85	71	57	43	27	13	
200 mb					127	111	95	79	64	48	
100 mb						195	176	156	137	118	
50 mb							297	273	250	226	203

Aus vorstehender Tabelle folgt beispielsweise, daß ein Luftquantum von 0°C Temperatur unter einem Druck von 700 mb den gleichen Wärmehalt wie eines von 30°C unter einem Druck von 1000 mb hat, da seine potentielle Temperatur in beiden Fällen 30°C beträgt.

h Stabiles, labiles und indifferentes Gleichgewicht trockener Luft

223. Die Luft ist — wie jeder Körper — stets der Schwerkraft unterworfen.

Von anderen, zeitweilig in der Atmosphäre wirksamen Kräften wird noch die Rede sein. Die Atmosphäre als Ganzes befindet sich niemals in

vollständiger Ruhe, wohl aber können Luftquanten in Bodennähe eine Ruhelage für eine begrenzte Zeit einnehmen. Dies ist der Fall, wenn die Resultierende aller auf ein Luftquantum einwirkenden Kräfte gleich Null ist.

Dieser Zustand wird im allgemeinen bereits gestört, wenn das ruhende Luftquantum eine beliebig kleine Lageveränderung in der Vertikalen erfährt. Die Summe der an ihm angreifenden Kräfte ist in einem solchen Falle nicht mehr gleich Null. Sie sucht den Körper — die betreffende Luftmenge — in einer bestimmten Richtung zu bewegen.

Sucht die resultierende Kraft, die an einem aus seiner ursprünglichen Lage gebrachten Luftquantum angreift, dieses „Luftpaket“ wieder in die Ausgangslage zurückzutreiben, so befindet es sich im **stabilen** Gleichgewicht mit der umgebenden Luft. Nimmt demnach die Temperatur der Umgebungsluft langsamer mit der Höhe ab, als es dem adiabatischen Temperaturgradienten ($= 1^\circ/100 \text{ m}$) entspricht (Nr 221), so kommt in diesem Fall das adiabatisch emporgehobene Luftquantum kälter und damit dichter und schwerer in der neuen Umgebung an. Es hat daher das Bestreben, in seine ursprüngliche Lage zurückzukehren. Die Luftschichtung ist also stabil. Sucht die resultierende Kraft, die an einem aus seiner ursprünglichen Lage gebrachten Luftquantum angreift, dieses noch weiter von seiner Ausgangslage zu entfernen, so nennt man die Gleichgewichtslage **labil**. Nimmt demnach in der Umgebungsluft die Temperatur mit wachsender Höhe rascher ab, als es dem adiabatischen Temperaturgradienten entspricht, so ist das aufsteigende Luftquantum stets wärmer und infolgedessen auch leichter als die Umgebung und wird daher weiter emporsteigen. Die Luftschichtung ist labil.

In Sonderfällen kann es vorkommen, daß ein Luftpaket auch bei einer Verschiebung aus der Ausgangslage weiter in der neu eingenommenen Lage verharrt. Die Verschiebung hat dann keine Änderung der Kräfteverhältnisse hervorgerufen. Das entsprechende Gleichgewicht nennt man **indifferent**. Die Luft ist demnach indifferent geschichtet, wenn ihr vertikales Temperaturgefälle genau dem adiabatischen Temperaturgradienten entspricht.

Das Verhältnis des vorhandenen vertikalen Temperaturgefälles zum adiabatischen Temperaturgradienten ist also das kennzeichnende Merkmal für eine stabile, labile oder indifferente Schichtung (Nr. 401).

Aus dem Vorgegangenen ergibt sich zwangsläufig noch folgendes: Jede Erwärmung der Luft in der Höhe oder jede Abkühlung in Bodennähe verringert das Temperaturgefälle und kann eine **Stabilisierung** der Atmosphäre bewirken. Jede Abkühlung der Luft in der Höhe oder jede Erhöhung der Temperatur in Bodennähe verstärkt das Temperaturgefälle und kann Labilität hervorrufen oder steigern. In diesem Falle wird der Vorgang Labilisierung der Luftschichtung genannt. Da die Luft bei labiler Schichtung dazu neigt, aus den tieferen Schichten

in höhere aufzusteigen, werden hierbei oft vertikale Ausgleichsströmungen, Konvektionsströme, ausgelöst. Sie stabilisieren — sofern es sich hierbei um Luft von geringerem Feuchtigkeitsgehalt handelt — nach und nach die Atmosphäre durch die Zufuhr wärmerer Luft in höhere Schichten.

III. Luftfeuchtigkeit

224. Das Wasser nimmt unter den ständigen Bestandteilen der Luft insofern eine Sonderstellung ein, als es in der Atmosphäre unter natürlichen Bedingungen des Luftdrucks und der Lufttemperatur in gasförmiger, flüssiger und fester Form vorkommen und von einem in einen anderen Aggregatzustand übergehen kann.

Durch den Niederschlag wird der Luft Feuchtigkeit entzogen; durch die Verdunstung wird ihr Wasserdampf zugeführt. Dieser ständige Kreislauf führt dazu, daß der Wasserdampf nicht wie die meisten anderen Gase einen unveränderlichen Bestandteil der Luft bildet. **Der Wasserdampfgehalt der Luft schwankt** zwischen nahezu 0 und 4 Volumprozent. Absolut trockene Luft kommt in der wetterwirksamen Atmosphäre niemals vor.

Nebel und Wolken, die verschiedenen Arten von Niederschlägen und die Vereisungserscheinungen sind die sichtbaren Ergebnisse der sich in der Atmosphäre abspielenden Umwandlungsprozesse.

a Wasserdampf der Luft

225. Wasserdampf ist Wasser in gasförmigem, unsichtbarem Zustand. Er gelangt durch Verdunstung in die Atmosphäre. Meere, Seen, Flüsse, feuchte Böden, Eis- und Schneeflächen sowie die ausgedehnten Vegetationsgebiete der Erde versorgen die Atmosphäre mit Wasserdampf. Die Wassermengen, die als Dampf von der Erdoberfläche aus in die Luft gelangen, können in bestimmten Fällen sehr beachtlich sein. So kann ein älterer Buchenbestand an einem heißen Sommertag in unseren Breiten pro ha 30 000 l Bodenwasser in Wasserdampf verwandeln und an die umgebende Luft abgeben.

Ein Liter Wasser ergibt, unter den Bedingungen der „Standardatmosphäre“, ca. 1400 l Wasserdampf.

Die verdunstete Jahresmenge beträgt, in cm Wasserhöhe ausgedrückt, etwa 120 cm in den Tropen und 35 bis 50 cm im Bereich des 50. Breitengrades.

Mit zunehmender Höhe nimmt der Gehalt an Wasserdampf rasch ab. Ein Luftfahrzeug, das in 12 000 Fuß Höhe fliegt, hat bereits 83 % des gesamten Wasserdampfes, aber erst 43 % der Luft unter sich.

Kehrt das verdunstete Wasser als Niederschlag zur Erde zurück, so hat sich der Kreis geschlossen. Wasserdampf und Niederschlag stehen miteinander im Gleichgewicht. Wäre dies nicht so, müßte entweder der Meeresspiegel sinken bzw. steigen oder die Luft immer feuchter bzw. trockener werden.

Ähnlich wie die Ozonschicht (Nr 312) und die Bewölkungsverhältnisse bestimmt auch der Wasserdampfgehalt der Luft den Grad der Ein- und Ausstrahlung und regelt die Veränderungen der Lufttemperatur am Boden. Der Wasserdampf mit seiner Fähigkeit, Wärmestrahlung zu absorbieren und latente Wärme (Verdunstungswärme) zu speichern (Nr 230), führt der Atmosphäre jene Energie zu, die für viele Vorgänge im Wettergeschehen (beispielsweise für Gewitter) benötigt wird.

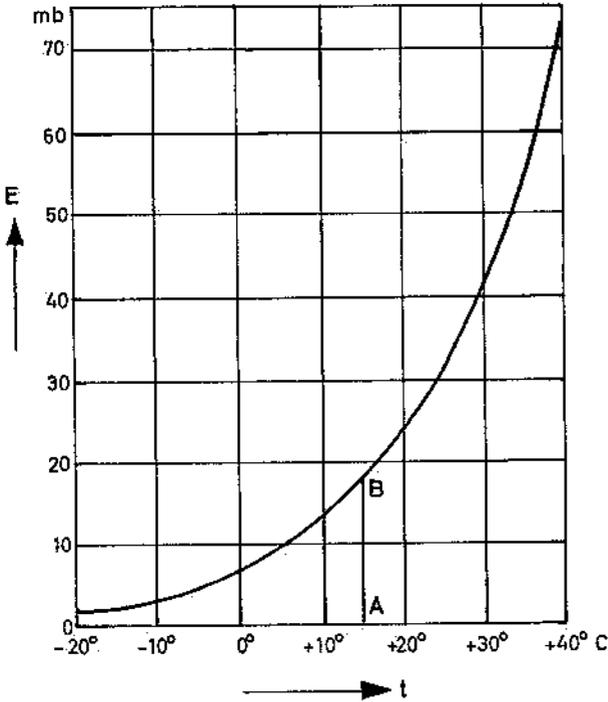
b Meßgrößen

226. Der Wasserdampfgehalt der Luft wird je nach Zweckmäßigkeit in verschiedenen Meßgrößen angegeben.

Da der Wasserdampf als Gas einen gewissen Druck — wie ihn auch die Luft besitzt — aufweist, kann man diesen **Dampfdruck** ebenso wie den Luftdruck in mb oder in mmHg (bzw. inch oder Torr) angeben. Diese Größe gibt jenen Druck an, den der Wasserdampf ausüben würde, wenn er den Raum allein ausfüllen könnte.

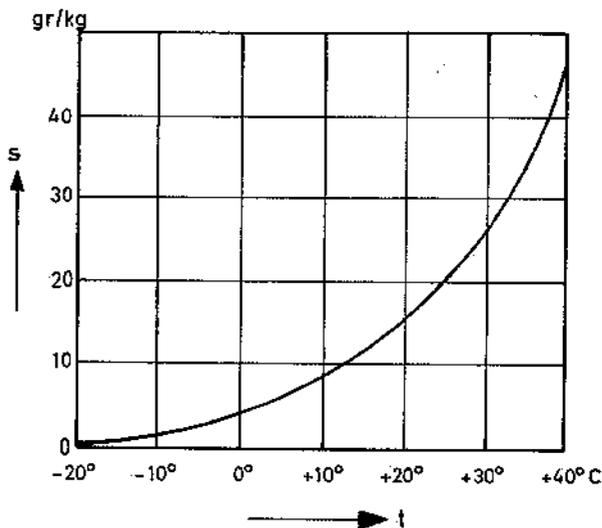
Der Wasserdampf kann in einem bestimmten Volumen nur bis zu einem gewissen, von der Temperatur abhängigen Höchstmaß vorhanden sein. Ist dieses erreicht — herrscht **Sättigungsdampfdruck (E)** —, so kann weiter zugeführte Feuchtigkeit nicht mehr als Dampf bestehen, sondern schlägt sich als Wasser nieder. Bei hoher Temperatur kann bedeutend mehr Feuchtigkeit in Dampfform aufgenommen werden als bei tiefer Temperatur (Bild 7).

Bild 7

Sättigungsdampfdruck E (in Millibar) als Funktion der Temperatur

Die Angabe, wieviel Gramm Wasserdampf in einem Kilogramm trockener Luft enthalten sind, wird **Mischungsverhältnis (m)** genannt. Auch hier gibt es wie beim Dampfdruck einen oberen Temperaturabhängigen Grenzwert, bei dessen Überschreiten Kondensation eintritt (Bild 8).

Bild 8



Mischungsverhältnis M (in g pro kg) bei Sättigung als Funktion der Temperatur

Absolute Feuchtigkeit (a) nennt man die in einem Kubikmeter Luft enthaltene Wassermenge, gemessen in g.

227. Mit **relativer Feuchtigkeit** wird bezeichnet, wieviel Prozent der maximal möglichen Feuchtigkeit die Luft tatsächlich enthält. Mit Hilfe dieser Meßgröße läßt sich feststellen, wie weit die Luft noch von der Sättigung mit Wasserdampf entfernt ist.

Es ist also

$$\text{relative Feuchtigkeit} = \frac{\text{vorhandener Dampfdruck}}{\text{Sättigungsdampfdruck}} \cdot 100\%$$

Beträgt z. B. die relative Feuchtigkeit 50 %, so hat die Luft erst die halbe Menge an Feuchtigkeit aufgenommen, die sie bei der gegebenen Temperatur überhaupt aufzunehmen vermag. Überschreitet die relative Feuchtigkeit 95 %, so nähert sich die Luft dem Nebelstadium.

228. Da die Menge des Wasserdampfes, den die Luft aufnehmen kann, von der Temperatur abhängt, wird — wenn sich Luft unter sonst gleichbleibenden Bedingungen abkühlt — bei einer bestimmten Temperatur der Sättigungszustand erreicht, und Kondensation setzt ein. Diese Temperatur wird **Taupunkt** genannt. Beträgt beispielsweise die Lufttemperatur 18°C und wird dazu ein Taupunkt von 11°C gemessen, so ist mit Tau- oder Nebelbildung zu rechnen, wenn die Lufttemperatur — etwa im Laufe der Nacht — auf nahezu 11°C absinkt.

Die Differenz zwischen Lufttemperatur und Taupunkt wird „**Taupunktdifferenz**“ genannt. Bei einer Taupunktdifferenz unterhalb 3°C erhöht sich die Nebelgefahr, sofern die übrigen Voraussetzungen für Nebelbildung gegeben sind (Nr 943).

c Arten der Luftfeuchtigkeitsmessung

229. Die in der Luft vorhandene Feuchtigkeit kann man nach verschiedenen Verfahren bestimmen; drei von ihnen haben Eingang in die Praxis gefunden: die Hygrometrie, die Psychrometrie und neuerdings auch die elektrochemische Feuchtigkeitsmessung.

Hygrometrie:

Die relative Feuchtigkeit der Luft wird von einem **Haarhygrometer** direkt angezeigt. Bei diesem Instrument wird die Eigenschaft des menschlichen Haares benutzt, sich bei zunehmender Feuchtigkeit auszudehnen und bei Feuchtigkeitsabnahme zu verkürzen. Die Längenänderungen der gespannten Haare werden über ein Hebelsystem auf einen Zeiger übertragen. Der Zeiger spielt vor einer Skala, von der die relative Feuchte direkt abgelesen werden kann.

Psychrometrie:

Die Feuchtigkeit läßt sich mit dem sogenannten **Aspirationspsychrometer** genauer als mit dem Haarhygrometer bestimmen. Dieses Meßgerät besteht aus zwei parallel nebeneinander aufgehängten und strahlungsgeschützten gleichartigen Quecksilberthermometern. Die Quecksilberkugel eines Thermometers ist mit Mull umwickelt, der vor der Messung mit destilliertem Wasser angefeuchtet wird. Ein Ventilator sorgt dafür, daß Luft mit einer Mindestgeschwindigkeit von 2 m/sec an der trockenen und der angefeuchteten Thermometerkugel vorbeigesaugt wird. Die für die Verdunstung des Wasser benötigte Wärme wird der angefeuchteten Thermometerkugel entzogen. Dieses Thermometer zeigt daher eine tiefere Temperatur an als das trockene Thermometer. Der Unterschied zwischen beiden Anzeigen ist ein Maß für den Feuchtigkeitsgehalt der Luft. Einem großen Unterschied entspricht bei gleichbleibender Anzeige des trockenen Thermometers eine geringe relative Feuchtigkeit.

Elektrochemische Luftfeuchtigkeitsmessung:

Schließlich kann auch die **Widerstandsänderung von Lösungen** chemischer Substanzen, die beim Hindurchschicken eines elektrischen Stromes vom vorhandenen Wasserdampfgehalt der Luft abhängt, zur Feuchtemessung verwendet werden. Ein Gerät, daß außerdem noch die Lufttemperatur mißt und beide Werte fernüberträgt, heißt „Tetalux“ (Nr 213).

d Verdunstungsvorgang

230. Damit Wasser verdunsten kann, muß ihm bekanntlich Wärme zugeführt werden. Die Verdunstung geht um so rascher vor sich, je höher die Temperatur des Wassers, je trockener die Luft über der Wasserfläche ist, und je schneller die mit Wasserdampf angereicherte Luft immer wieder durch trockenere Luft ersetzt wird.

Soll die Temperatur des Wassers, das sich durch Verdunstung abkühlt, konstant bleiben, muß man Wärme zuführen. Dasselbe gilt für den Siedevorgang. Bei ihm geht die Verdunstung lediglich schneller vor sich.

Die sogenannte **Verdampfungswärme** ist jene Wärmemenge, die verbraucht wird, um ein Gramm Wasser aus dem flüssigen in den gasförmigen Zustand überzuführen. Bei siedendem Wasser sind rund 540 cal dazu notwendig, bei Wasser von 15°C etwa 590 cal, bei Wasser von 0°C etwa 600 cal.

Auch Eis verdampft, wobei es nicht notwendig ist, daß es zuvor schmilzt. So kann bei Temperaturen unter 0°C Schnee verdunsten oder gefrorene Wäsche trocknen. Diesen Vorgang nennt man **Sublimation**, die dazu verbrauchte Wärmemenge Sublimationswärme des Eises. Sie beträgt pro Gramm Eis von 0°C ca 680 cal, also 80 cal mehr als die Verdampfungswärme für Wasser von 0°C. Diese 80 cal werden für das Schmelzen von 1 g Eis aufgebraucht. Diese Wärmemenge wird als Schmelzwärme bezeichnet.

e Kondensation

231. Kondensation findet statt, wenn einer Luftmasse genügend Feuchtigkeit zugeführt oder eine feuchte Luftmasse genügend abgekühlt wird. In der Natur sind praktisch alle Kondensationsvorgänge auf Temperaturabnahme zurückzuführen. Die Wärmemenge, die bei der Verdunstung von Wasser bzw. Sublimation von Eis verbraucht wird, ist nicht verloren, sondern als latente (gebundene) Wärme im Wasserdampf verborgen. Sie wird wieder frei, wenn sich der Wasserdampf (durch Kondensation) in Wasser bzw. (durch Sublimation) in Eis zurückverwandelt. Sie dient dann der Erwärmung der Luft.

Die Atmosphäre verfügt also über einen zusätzlichen Energievorrat in Form von latenter Wärme, solange sie Wasserdampf enthält. Somit ist feuchte Luft stets energiereicher als trockene. Auch beim Übergang von der flüssigen in die feste Phase (Gefrieren, Eisbildung) wird jene Wärmemenge wieder frei, die zuvor zum Schmelzen aufgewendet werden mußte.

f Virtuelle Temperatur

232. Luft, die Wasserdampf enthält, ist weniger dicht als gleichtemperierte absolut trockene Luft, die unter gleichem Druck steht. So besitzt trockene Luft bei Normaldruck und 0°C eine Dichte von $1.29 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3$, während Wasserdampf unter gleichen Bedingungen eine Dichte von nur $0.8 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3$ aufweist. Dieser Tatsache wird durch Einführung des Begriffs „virtuelle Temperatur“ Rechnung getragen. Man bezeichnet damit diejenige (höhere) Temperatur, die absolut trockene Luft annehmen müßte, um bei gleichbleibendem Luftdruck dieselbe Dichte aufzuweisen wie Luft mit einem gegebenen Wasserdampfgehalt bei gegebener Temperatur.

Die virtuelle Temperatur (t_{virt}) in °C berechnet man näherungsweise mit hinreichender Genauigkeit folgendermaßen:

$$T_{\text{virt}} = T + \frac{m}{6}$$

Hierbei bedeutet T die Lufttemperatur in °C und m das Mischungsverhältnis (Nr 226).

g Adiabatische Zustandsänderungen feuchter Luft

233. Atmosphärische Luft enthält stets Wasserdampf. Wenn ein Luftquantum aufsteigt, kühlt es sich trockenadiabatisch (um 1°C pro 100m) so lange ab, bis die Temperatur des Luftteilchens die Taupunkttemperatur erreicht hat (Nr 220—222).

Wird es noch weiter emporgetragen, so kondensiert der überschüssige Wasserdampf zu Wassertröpfchen. Es kommt zur Wolkenbildung.

Die Höhe, in der sich die Luft bis zum Taupunkt abgekühlt hat, und in der die Kondensation des Wasserdampfes einsetzen kann, nennt man **Kondensationsniveau**. Beim weiteren Aufsteigen oberhalb dieser Fläche wird die sogenannte Kondensationswärme frei, und der Temperaturgradient wird geringer. Er heißt feuchtadiabatischer Temperaturgradient.

234. Die Linie, welche bei graphischer Darstellung dieses Verlaufs der Abkühlung gesättigter Luft in einem Temperatur-Druck-Diagramm entsteht, wird als **Feuchtadiabate** bezeichnet.

Während der trockenadiabatische Temperaturgradient von der Temperatur unabhängig ist, nimmt der feuchtadiabatische mit abnehmender Temperatur zu. Der Grund hierfür ist: aus Bild 7 (S. 222) ersichtlich, das die Änderung des Sättigungsdampfdrucks als Funktion der Temperatur in Kurvenform darstellt.

Der Sättigungsdampfdruck nimmt also bei hohen Temperaturen bedeutend rascher ab als bei tiefen. So sinkt der Sättigungsdampf-

druck zwischen $+30$ und $+20^{\circ}\text{C}$ von 42.4 auf 23.4 mb, also um 19.0 mb, dagegen beträgt er bei 0°C 6.1 mb und bei -10°C 2.9 mb; er verringert sich also hier bei gleichem Temperaturunterschied nur um 3.2 mb. Dies bedeutet, daß beim Aufsteigen eines mit Feuchtigkeit gesättigten Quantums warmer Luft durch die Kondensation mehr Wärme frei wird als bei gleicher Bewegung kühlerer Luft. Somit wird die feucht-adiabatische Temperaturabnahme des wärmeren Teilchens geringer sein als die eines in gleicher Weise aufsteigenden kälteren Teilchens. Aus dieser Tatsache erklärt sich, warum der Betrag des feuchtadiabatischen Temperaturgradienten bei den höher temperierten unteren Luftschichten geringer ist. In den hohen Schichten der Troposphäre nähert sich somit der feucht-adiabatische Gradient immer mehr dem trocken-adiabatischen. Aus dem gleichen Grunde liegt der feuchtadiabatische Gradient in den Tropen bei $0.4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, in den subpolaren Gebieten dagegen bei $0.8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

h Feuchtlabilität und Feuchtstabilität

235. Die Tatsache, daß es neben dem trockenadiabatischen noch einen feuchtadiabatischen Gradienten gibt, erfordert eine gewisse Erweiterung der in Nr 223 eingeführten Begriffe Stabilität und Labilität. Wenn bei einem Radiosondenaufstieg beispielsweise ein Gradient von $0.8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ Höhe festgestellt wird, ist die Schichtung als stabil anzusprechen, solange ein Luftteilchen ohne Kondensation aufsteigt (trockenstabil). Wird dagegen der Taupunkt überschritten, so ändern sich die Verhältnisse. Das aufsteigende Teilchen kühlt sich jetzt langsamer ab, als es der Temperatur der Umgebung entspricht. Es gewinnt daher einen Temperaturüberschuß, und die Schichtung erweist sich in bezug auf das gesättigt aufsteigende Teilchen als labil (feuchtlabil).

Man spricht darum, wenn die Gradienten zwischen dem trocken- und dem feuchtadiabatischen Wert liegen, von einer „bedingten Labilität“. Die Begriffe **Feuchtlabilität** und **Feuchtstabilität** entsprechen den Begriffen Labilität und Stabilität. Als Labilitätskriterium wird im ersten Fall der feuchtadiabatische, im zweiten Fall der trockenadiabatische Gradient benutzt. Um in der Praxis des täglichen Dienstes rasch den Stabilitäts- bzw. Labilitätsgrad feststellen zu können, hat man entsprechende Diagrammpapiere geschaffen (Nr 401).

IV. Wind

a Allgemeines

236. Bewegte Luft wird als Wind bezeichnet. Die Atmosphäre wird durch Unterschiede im Luftdruckfeld in Bewegung gesetzt. Großräumig verlagert sich die Luft praktisch horizontal. Allerdings gibt es auch

Strömungen, die geneigt zur Horizontalebene oder sogar senkrecht zu ihr verlaufen. In diesem Fall versteht man unter Wind den horizontalen Anteil, die Horizontalkomponente der Luftbewegung. Diese ist ihrem Betrag nach meist um ein Mehrfaches größer als die Vertikal-komponenten der Luftbewegung.

Der Wind ist eine gerichtete Größe (ein „Vektor“). Er ist durch **Richtung** und **Geschwindigkeit** bestimmt.

In der freien Atmosphäre kommen häufig Änderungen des Windvektors, und zwar seiner Geschwindigkeit und/oder seiner Richtung vor. Änderungen der Windgeschwindigkeit längs einer bestimmten Strecke — in der Vertikalen oder in der Horizontalen — werden **Windscherungen**, Änderungen der Windrichtung werden **Windrichtungsscherungen** genannt.

Ändert sich die Windgeschwindigkeit in der Vertikalen um 5 Knoten je 1000 Fuß, spricht man von leichter, ändert sie sich um 6—7 Knoten, bezeichnet man sie als gemäßigte, ändert sie sich um 9 Knoten und mehr innerhalb des genannten Höhenbereichs, nennt man sie starke, schwere oder extreme Windscherung.

b Windrichtung

237. Als Windrichtung gilt die **Richtung, aus der der Wind weht**. Ein aus Osten kommender Wind heißt demnach Ostwind usw. Soll die Windrichtung zahlenmäßig angegeben werden, verwendet man die Darstellung einer Windrose mit 360-Grad-Einteilung, die von der geographischen Nordrichtung ausgeht und im Uhrzeigersinn fortschreitet.

In Zusammenhang mit der Windrichtung gebraucht man häufig die Ausdrücke **Luv** und **Lee**. Als Luv bezeichnet man die dem Wind zugekehrte und als Lee die dem Wind abgekehrte Seite eines Hindernisses.

Die Windrichtung nahe der Erdoberfläche kann man aus der Richtung von Rauchfahnen oder aus der Zugrichtung tiefer Wolken schätzen. Einen Anhaltspunkt für die Windrichtung erhält man auch aus der **Anzeige des Windsacks**, eines sich konisch verengenden, beiderseits offenen Stoffschlauchs, dessen größere Öffnung an einem Metallring befestigt und drehbar gelagert ist.

Der Windsack dreht sich stets mit seiner größeren Öffnung dem Winde entgegen. Genauer zeigt die **Windfahne** mit elektrischem Windrichtungsgeber an.

c Windgeschwindigkeit

238. Schätzt man die Windgeschwindigkeit nach ihren Auswirkungen an der Erdoberfläche, so wird sie als **Windstärke** bezeichnet. Die

Windstärke wird nach der zuerst von dem Admiral Beaufort noch zur Zeit der Segelschiffahrt vorgeschlagenen und nach ihm benannten Skala angegeben. Sie umfaßt von der Windstille bis zum Orkan zwölf Stufen (Tabelle 3).

Die **Meßgrößen der Windgeschwindigkeit** sind folgende:

- Knoten = Seemeile in der Stunde (1 Knoten = 1.852 km/h)
- Meter in der Sekunde (m/s)
- Stundenkilometer (km/h)

Als Standardmeßgröße gilt der Knoten.

Knoten	Umrechnung		m/s
	km/h		
Gerundete Werte in Klammern			
1	1.852	(2)	0.515 (0.5)
0.54 (0.5)	1		0.278 (0.3)
1.944 (2)	3.6	(4)	1

Im allgemeinen bestimmt man die Windgeschwindigkeit aus der Druckwirkung des Windes oder aus dem **Windweg**, also dem Weg, den die Luft in einer gewissen Zeit zurücklegt. Das am meisten verbreitete Meßgerät der mittleren Windgeschwindigkeit ist das Schalenkreuzanemometer. Sein wichtigster Bestandteil sind löffelförmige, in gleichem Abstand um eine senkrechte Achse drehbare Schalen, deren Öffnungen auf einem Kreise gleichsinnig angeordnet sind. Der Schalenkranz wird von der Horizontalkomponente des Windes in drehende Bewegung versetzt. Bei der tragbaren Ausführung, dem Handanemometer, wird jede Umdrehung des Schalenkranzes auf ein Zählwerk übertragen, das den Windweg unmittelbar angibt. Beim Fernanemometer treibt der sich drehende Schalenkranz einen Dynamo. Der so erzeugte Strom wird einem Anzeigergerät zugeleitet, dessen Skala nach Knoten geteilt ist. Böen werden mit derartigen Meßgeräten nicht angezeigt.

d Turbulenz und Böen

239. Der Wind weht, da sich bewegte Luft an der Bodenoberfläche ungleichförmig reibt, in Bodennähe niemals, aber auch in größerer Entfernung vom Boden selten mit gleichbleibender Geschwindigkeit und Richtung. Er ändert als Bodenwind über dem Festland ständig, als Höhenwind häufig Richtung und Geschwindigkeit.

Man bezeichnet eine der mittleren Luftbewegung überlagerte Luftunruhe, die sich aus ungeordneten Bewegungen zusammensetzt und

einem dauernden Wechsel unterliegt, als **Turbulenz**. Die stets vorhandene Unruhe bzw. Turbulenz des Bodenwindes kann sich beträchtlich verstärken und bis in größere Höhen hinaufreichen, wenn die Atmosphäre labil geschichtet ist. Die einzelnen Turbulenzwirbel können sich um horizontale, geneigte oder vertikale Achsen drehen. Aufgewirbelter Staub macht die Windbewegung sichtbar.

Böen sind vorübergehende, verhältnismäßig kurze Zeitspannen dauernde positive — zuweilen auch negative — Abweichungen der Windgeschwindigkeit (oder einer Komponente der Windgeschwindigkeit in einer bestimmten Richtung) von ihrem Mittelwert (oder dem Mittelwert der Komponente) während eines bestimmten Zeitraums. In der Praxis bezeichnet man dann einen Wind als böig, wenn Windstöße auftreten, deren Geschwindigkeit die herrschende mittlere Windgeschwindigkeit um 10 Knoten oder mehr überschreitet.

e Auf den Wind einwirkende Kräfte

1. Gradientkraft

240. Die auslösende Ursache jeder Windströmung ist meist ein Druckunterschied in der Horizontalen. Herrscht an einem Ort hoher Luftdruck, an einem anderen, gleich hoch gelegenen Ort dagegen tiefer Luftdruck, so hat die Luft das Bestreben, diesen Druckunterschied durch einen Massenfluß (Wind) auszugleichen.

Die Kraft, die diesen Ausgleich bewirkt, wächst verhältnismäßig mit dem horizontalen Luftdruckgradienten (Nr 206) und ist diesem gleichgerichtet. Stünde die Luft nur unter der Einwirkung des Druckgradienten, müßte sie demnach vom Zentrum hohen zum Zentrum tiefen Druckes strömen.

2. Corioliskraft

241. Theoretische Überlegungen führen zu der Erkenntnis, daß die Luftströmung von der genannten Strömungsrichtung abweichen muß, und zwar auf der Nordhalbkugel nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links. Die Beobachtungsergebnisse stimmen mit diesen Überlegungen überein. Ein Grund für die Abweichung der Windrichtung von der Richtung des Druckgefälles liegt im Auftreten einer Kraft, genauer gesagt: einer Scheinkraft¹⁾. Sie ist die Folge der Erdrotation und wird daher **ablenkende Kraft der Erdrotation** oder — nach ihrem Entdecker, einem französischen Ingenieur — **Corioliskraft** genannt.

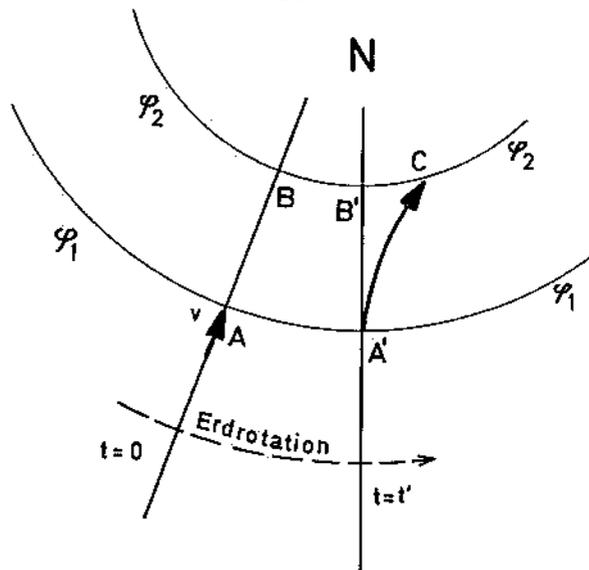
Die Wirkung der Corioliskraft kann man folgendermaßen erklären: Ein Körper, der sich an irgendeinem Ort der Erde im Ruhestand befindet, ist nur relativ zur Erde in Ruhe.

¹⁾ Eine Scheinkraft verrichtet keine Arbeit, bestimmt aber weitgehend die Richtung der Bewegung.

Für einen außerhalb der Erde befindlichen Beobachter rotiert jener Körper mit der Erde und beschreibt dabei im Laufe eines Erdentages eine Kreisbahn, deren Länge von der jeweiligen geographischen Breite abhängt. Da die Umdrehungszeit an jedem Punkt der Erdoberfläche gleich ist, hat ein am Äquator befindlicher Körper die größte Umlaufgeschwindigkeit. Mit zunehmender geographischer Breite wird sie geringer und ist an den Polen gleich Null. Wird nun ein Körper auf der Nordhemisphäre von A aus in nördlicher Richtung auf B zu in Bewegung gesetzt (Bild 9), dann müßte er, um nach B zu gelangen, seine anfängliche Umlaufgeschwindigkeit mit zunehmender Breite ständig verringern. Infolge der Trägheit behält er aber die höhere Umlaufgeschwindigkeit des Ausgangspunktes bei und gelangt daher in der Zeit t' nach C und nicht nach B'. Der Körper ist also von seiner ursprünglichen Bewegungsrichtung nach rechts abgelenkt worden.

Eine gleichartige Ablenkung nach rechts erfährt ein Körper auf der Nordhalbkugel, wenn er sich nach Süden bewegt. In diesem Fall trachtet der Körper die geringere Umlaufgeschwindigkeit der höheren Breitenlage beizubehalten. Er erreicht die südlichere Breite in einem westlicher gelegenen Punkte des Breitenkreises, als es seiner Ausgangsrichtung entspricht. Somit ist auch hier eine Rechtsablenkung eingetreten.

Bild 9



Rechtsablenkung auf der Nordhalbkugel

(A'C stellt den bis zum Zeitpunkt t' zurückgelegten Weg eines ursprünglich in Nordrichtung bewegten Körpers dar, wie er einem fest mit der Erde verbundenen Beobachter erscheint.)

242. Die Rotation der Erde bewirkt aber auch eine Ablenkung bei einer Bewegung parallel zu den Breitenkreisen. Bewegt sich beispielsweise auf der Nordhalbkugel ein Körper von A_2 nach B_2 (Bild 10), dann ist seine Umlaufgeschwindigkeit, verglichen mit einem in gleicher Breite ruhenden Körper, angewachsen. Das hat zur Folge, daß auch die Zentrifugalkraft (Fliehkraft Z in Bild 10), ebenfalls eine Scheinkraft, anwächst, die radikal nach außen wirkt. Der Zuwachs dieser Kraft setzt sich aus einem zur Erdoberfläche senkrechten, der Schwerkraft entgegengesetzt wirkenden Anteil (Z_s) und einem horizontalen Anteil (Z_h) zusammen. Der letztgenannte verursacht wiederum eine Ablenkung nach rechts (Süden) zur niedrigeren Breite hin.

Bei Ost-West-Bewegung sind die Auswirkungen entsprechend umgekehrt. Da die Umlaufgeschwindigkeit nun geringer ist als bei einem ruhenden Körper, wirkt sich die Abnahme der Zentrifugalkraft als eine auf den Breitenkreismittelpunkt gerichtete Kraft aus.

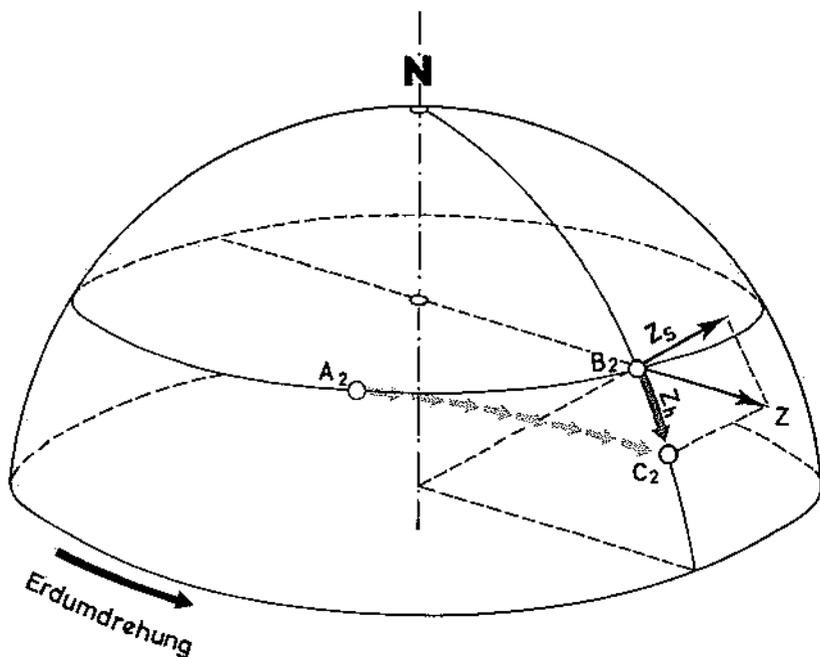
Ihr horizontaler Anteil muß ebenfalls wieder eine Rechtsablenkung (nach Norden) auslösen.

Jeder Körper, der sich auf der Erde bewegt, wird also durch den Einfluß der Erdrotation aus seiner ursprünglichen Bahn abgelenkt: auf der Nordhalbkugel nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links. Auch ein Luftquantum ist als Teil der Erdatmosphäre den gleichen Kräften unterworfen wie andere bewegliche Körper auf der Erde.

Die Größe der ablenkenden Kraft wächst mit der Geschwindigkeit des bewegten Körpers und ist zudem breitenabhängig.

Mit abnehmender Breite wächst der vertikale Anteil Z_s , während der horizontale Anteil Z_h kleiner wird. Am Äquator erreicht Z_s den größten Wert, und Z_h wird Null. Polwärts wird dagegen der horizontale Anteil immer größer, und der vertikale Anteil geht am Pol auf Null zurück.

Bild 10



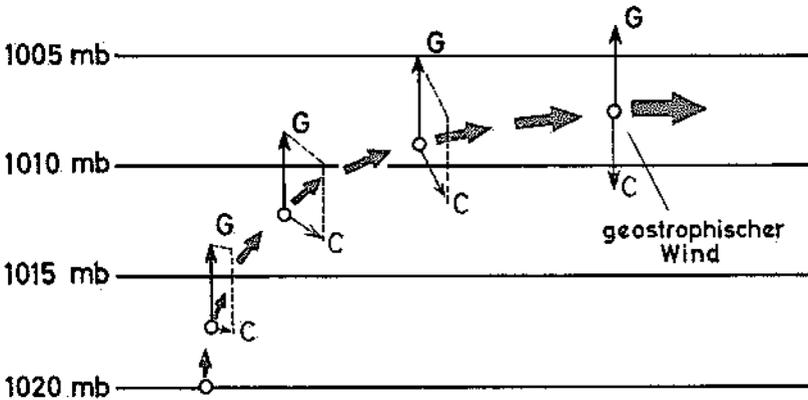
Der Einfluß der Corioliskraft bei West-Ost-Bewegung

Da der vertikale Anteil der Corioliskraft über weiten Bereichen der Erdoberfläche so gering ist, daß er vernachlässigt werden kann, wird er in die folgenden Überlegungen über das Zusammenspiel der auf die bewegte Luft einwirkenden Kräfte nicht einbezogen.

3. Geostrophischer Wind

243. Solange ein Druckgradient in der Horizontalen unverändert bestehen bleibt, wird die Geschwindigkeit eines Luftteilchens ständig zunehmen (Energieverluste durch Reibung bleiben hier zunächst außer Betracht). Damit wächst aber auch die Corioliskraft an und erzwingt auf der Nordhalbkugel eine immer stärker werdende Ablenkung nach rechts (Bild 11).

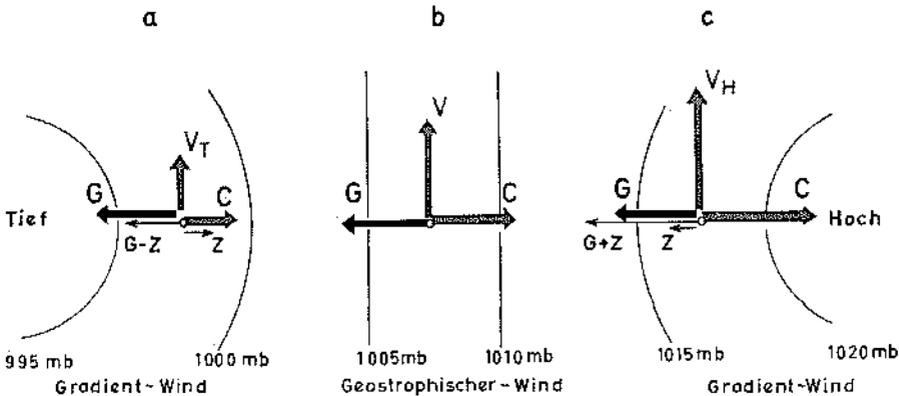
Bild 11



Entstehung des geostrophischen Windes

Da die Corioliskraft immer im rechten Winkel zur Bewegungsrichtung wirkt, hält die Ablenkung an, bis sich eine Bewegungsrichtung eingestellt hat, in der sich die beiden Kräfte, die Gradientkraft und die ablenkende Kraft der Erdrotation, das Gleichgewicht halten können. Dies ist der Fall, sobald die Strömung parallel zu den Isobaren, d. h. rechtwinklig zum Druckgradienten verläuft. Die Windgeschwindigkeit hat jetzt ihren größten Wert erreicht. Dieser Endzustand der Bewegung heißt **geostrophischer Wind**. Er ist nichts anderes als die isobarenparallele Luftströmung, deren Geschwindigkeit bei geradlinigem Verlauf der Isobaren konstant bleibt (in Bild 12 b durch V dargestellt).

Bild 12



Gradientwind und geostrophischer Wind

Die Vektordifferenz zwischen den geostrophischen Winden an der Ober- und an der Unterseite einer Atmosphärenschiicht wird thermischer Wind oder Scherwind genannt.

4. Gradientwind

244. Die in einer Wetterkarte dargestellten Isobaren sind aber in den meisten Fällen gekrümmte Linien, die in mehr oder minder konzentrischen Bahnen um ein Hoch- oder Tiefdruckgebiet verlaufen. Der diesen Druckgebilden entsprechende Strömungsverlauf verursacht, wie jede Kreisbewegung, eine Zentrifugalkraft, die auf das Luftteilchen einwirkt. Sie darf nicht mit der in Nr 247 erwähnten Zentrifugalkraft, die durch die Erdrotation ausgelöst wird, verwechselt werden.

Bild 18 zeigt bei gleichem Druckgradienten die Unterschiede zwischen einer (zyklonal bzw. antizyklonal) gekrümmten und der geradlinigen Bewegung.

Bei einer Strömung um ein Tiefdruckgebiet (Bild 12a) wirkt die Zentrifugalkraft (Z) entgegengesetzt zum Druckgradienten und verringert dessen wirksame Kraft. Das Gleichgewicht mit der Horizontalkomponente der Corioliskraft wird also im Gegensatz zu einem Druckfeld mit geradlinig und parallel verlaufenden Isobaren bereits bei kleineren Geschwindigkeiten (V) erreicht.

Strömt die Luft um ein Hochdruckgebiet (Bild 12c), dann hat die Zentrifugalkraft (Z) die gleiche Richtung wie der Druckgradient und verstärkt ihn. Der Ausgleich mit der ablenkenden Kraft wird erst erreicht, wenn auch die Corioliskraft durch größere Windgeschwindigkeit (V) um den entsprechenden Betrag angewachsen ist.

Der Wind, der sich aus diesem Kräftegleichgewicht ergibt, wird **Gradientwind** genannt. Durch das Zusammenwirken von horizontalem Druckgradienten, horizontalem Anteil der Corioliskraft und der Zentrifugalkraft liegt in der freien, von Reibungskräften nicht wesentlich beeinflussten Atmosphäre auf der Nordhalbkugel der tiefe Luftdruck immer links von der Strömungsrichtung, der hohe rechts davon.

Um ein Hochdruckgebiet strömt die frei bewegliche Luft im Uhrzeigersinn (antizyklonal), um ein Tiefdruckgebiet dem Uhrzeigersinn entgegen (zyklonal). Auf der Südhalbkugel kehren sich diese Strömungsrichtungen um.

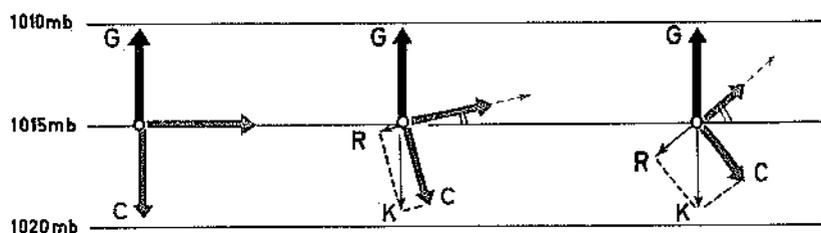
5. Reibung

245. Bei jeder Luftbewegung treten auch Reibungskräfte auf. In der freien Atmosphäre sind es ausschließlich sogenannte innere Reibungskräfte, die zwischen verschieden rasch bewegten Teilen der Luft wirksam sind. Sie sind verschwindend klein und brauchen daher an dieser Stelle nicht in Betracht gezogen zu werden. An der stets rauhen Erdoberfläche wirkt jedoch in erheblich stärkerem Maße die äußere Rei-

bung. Ihr Einfluß reicht bis zu einer Höhe von etwa 3000 Fuß über Grund. Die zugehörige Luftschicht wird Reibungsschicht genannt. Während ihre Mächtigkeit über See abnimmt, wächst sie über gebirgi- gem Untergrund an.

Durch die Reibung wird der Wind in dieser Luftschicht zum tiefen Druck hin (Bild 13) abgelenkt.

Bild 13



Mit anwachsender Reibung (R) wird die Windgeschwindigkeit vermindert und die Strömung in Richtung des tiefen Luftdrucks abgelenkt.

Einfluß der Reibung auf Windgeschwindigkeit und Windrichtung

Die Reibungskraft R wirkt der Strömung entgegengesetzt und verringert die Geschwindigkeit. Zusammen mit dem Horizontalanteil der Corioliskraft C bildet sie eine resultierende Kraft K , die dem Druckgradienten G das Gleichgewicht hält.

Mit zunehmender Reibung wird also die Ablenkung zum tiefen Druck hin stärker. Über See beträgt die Ablenkung von der Gradientwindrichtung meist weniger als 10° ; über Land kann sie bis zu 45° anwachsen. Die Windgeschwindigkeit ist bei gleichem Druckgradienten innerhalb der Reibungsschicht geringer als in der freien Atmosphäre.

6. Winddrehung mit der Höhe

246. Da der Einfluß der Reibung mit zunehmender Höhe immer geringer wird, wächst im gleichen Maße die Windgeschwindigkeit und entsprechend auch die Corioliskraft (die rechtsdrehende Kraft). Der Wind dreht mit zunehmender Höhe und daher abnehmender Reibungskraft allmählich nach rechts, bis er parallel zu den Isobaren verläuft und somit zu dem in Nr 244 behandelten Gradientwind geworden ist.

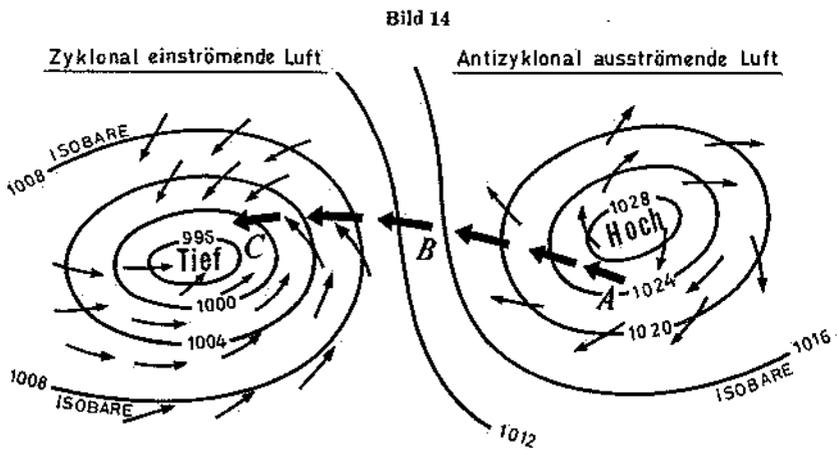
f Konvergenz und Divergenz

247. Der Wind weht in Bodennähe allseitig spiralförmig aus dem Hochdruckkern heraus und entsprechend in das Tiefdruckzentrum

hinein (Bild 14). Man kann deshalb von **Divergenz** der Luft bei antizyklonaler Strömung und ebenso von **Konvergenz** bei einer zyklonalen Strömung sprechen. Divergenz (Auseinanderströmen) ist stets mit Absinken, Konvergenz (Zusammenströmen) mit Aufsteigen der Luft verbunden.

Divergenz bzw. Konvergenz können auch längs einer Linie, der Divergenz- bzw. Konvergenzlinie, erfolgen (Linie AB und BC in Bild 14).

Da die Konvergenz ein Aufsteigen der Luft bewirkt, begünstigt sie die Bildung von Wolken und das Zustandekommen von Niederschlägen. Typische Konvergenzlinien sind Fronten. Umgekehrt lösen sich bei Divergenz die Wolken auf.

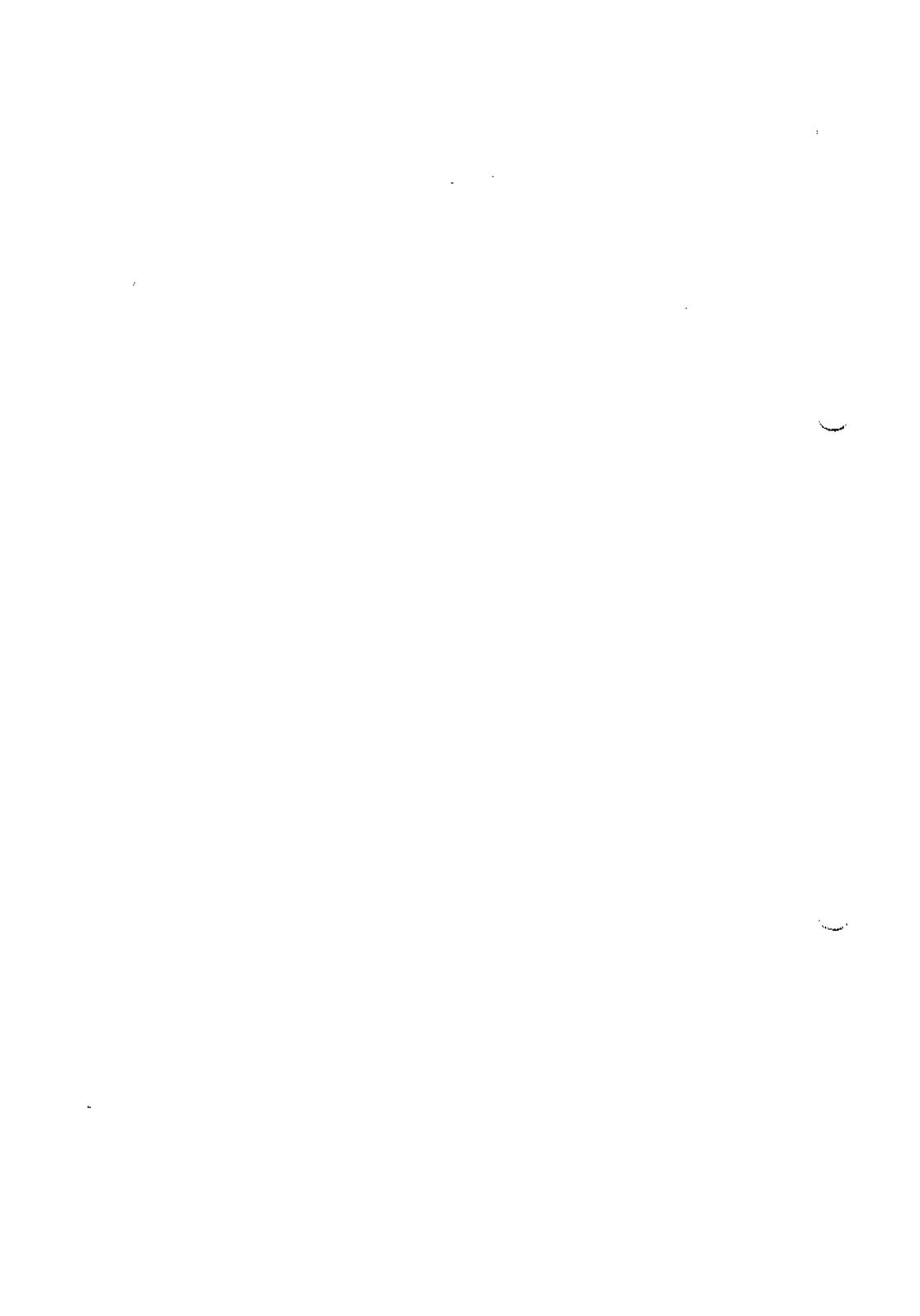


g Wind und Seegang

248. Der Wind ist auf der beweglichen Meeresoberfläche die Ursache für die Wellenbildung. Der Anblick der bewegten See sowohl vom Schiff als auch vom Luftfahrzeug aus läßt demnach leicht Schlüsse auf die in Nähe der Wasseroberfläche herrschenden Windverhältnisse zu.

Windsee und **Dünung**, gemeinsam als **Seegang** bezeichnet, sind neben z. B. Brandung, Kabbelung die hauptsächlichen Erscheinungsformen der Wellen. Sie sollen gleichzeitig und voneinander unabhängig beobachtet werden. Da Windsee und Dünung häufig gemeinsam auftreten und einander überlagern, ist das Auseinanderhalten beider Wellenarten oftmals schwierig.

Die Windsee stellt eine vom Wind unmittelbar verursachte Wellenbewegung der Wasseroberfläche dar. Je stärker und anhaltender der



Windstärke nach Beaufort	Bezeichnung der Windstärke	Geschwindigkeit Knoten	Au:
0	still	< 1	spiegelglatte See
1	leiser Zug	1—3	kleine schuppenförmig aussehen
2	leichte Brise	4—6	ganz kleine Wellen, noch kurz, al
3	schwache Brise	7—10	kleine Wellen; Kämme beginne können kleine weiße Schaumköp
4	mäßige Brise	11—15	Wellen noch klein, werden aber
5	frische Brise	16—21	mäßige Wellen, die eine ausgepr vereinzelt kann schon Gischt vor
6	starker Wind	22—27	Bildung großer Wellen beginnt; flächen; etwas Gischt
7	steifer Wind	28—33	See türmt sich; der beim Brechen richtung zu legen
8	stürmischer Wind	34—40	mäßig hohe Wellenberge mit K beginnt Gischt abzuwehen; Sch
9	Sturm	41—47	hohe Wellenberge, dichte Schaur die Sicht schon beeinträchtigen
10	schwerer Sturm	48—55	sehr hohe Wellenberge mit lange Streifen in die Windrichtung; S Sichtbehinderung durch Gischt
11	orkanartiger Sturm	56—63	außergewöhnlich hohe Wellenbe: Wellen verschwinden); die See is Windrichtung legen; überall wer herabgesetzt
12	Orkan	64 und mehr	Luft ist mit Schaum und Gischt e

¹⁾ Die Zahlen in Klammern geben die wahrscheinlich größte Höhe der Wellen an.

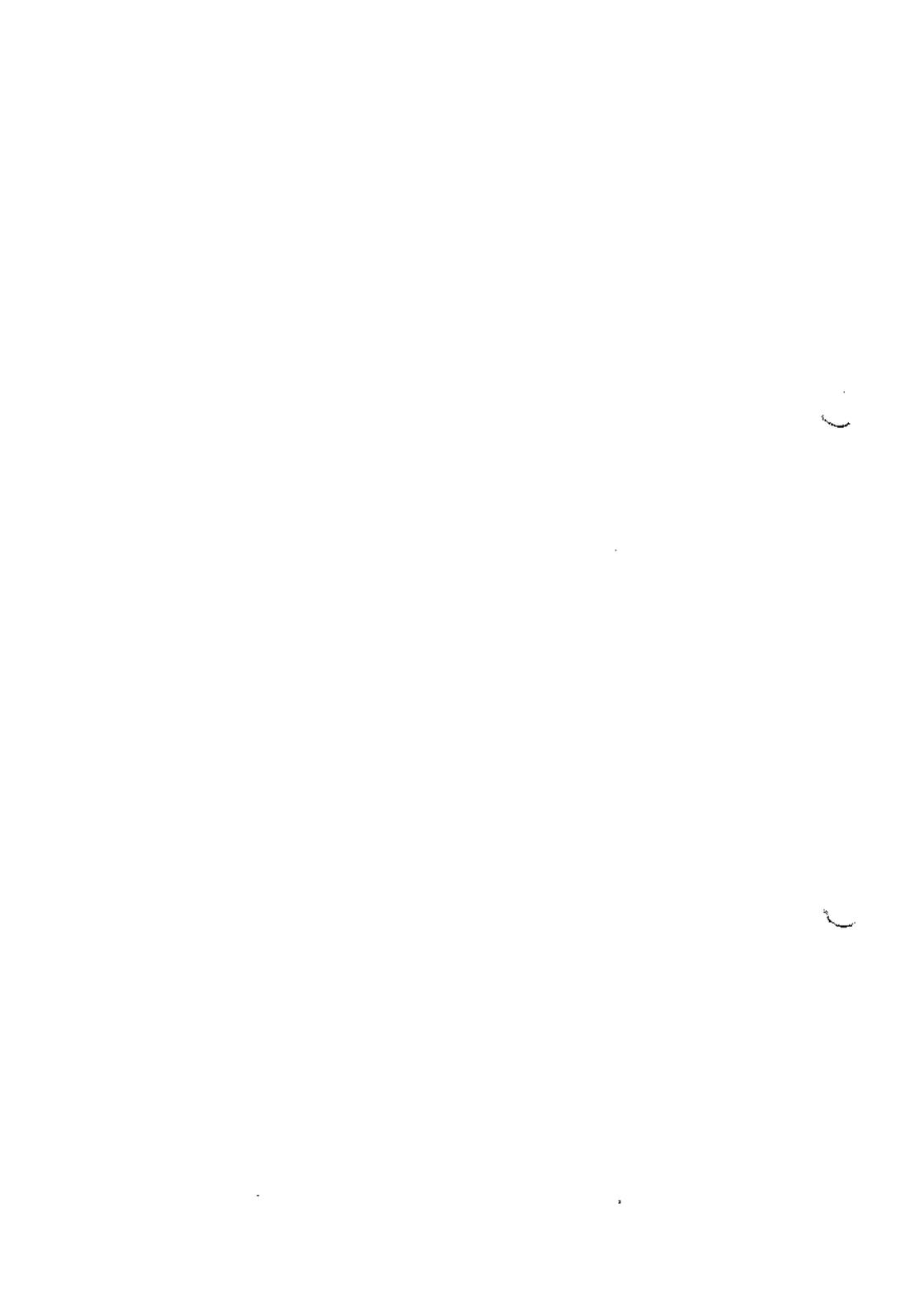


Tabelle 3

Welle, Windstärke und Seegang

Wirkungen des Windes auf die See	Ungefähre Wellenhöhe ¹⁾ Meter	Zustand der Wellen
	—	spiegelglatt
Kräuselwellen ohne Schaumkämme	0.1 (0.1)	gekräuselt
ausgeprägter; Kämme sehen glasig aus und brechen sich nicht	0.2 (0.3)	schwach bewegt
nicht zu brechen; Schaum überwiegend glasig; ganz vereinzelt auftreten	0.6 (1)	
ger; weiße Schaumköpfe treten schon ziemlich verbreitet auf	1 (1.5)	leicht bewegt
die lange Form annehmen; überall weiße Schaumkämme; ganz unregelmäßig	2 (2.5)	mäßig bewegt
Kämme brechen sich und hinterlassen größere weiße Schaum-	3 (4)	grob
stehende weiße Schaum beginnt sich in Streifen in die Wind-	4 (5.5)	sehr grob
richtungen von beträchtlicher Länge; von den Kanten der Kämme	5 (7.5)	hoch
ausgeprägten Streifen in die Windrichtung	7 (10)	
Streifen in Windrichtung; „Rollen“ der See beginnt; Gischt kann	9 (12.5)	sehr hoch
überbrechenden Kämmen; Schaum legt sich in dichten weißen	11.5 (16)	außer- gewöhnlich schwere See
Streifen durch Schaum; schweres stoßartiges „Rollen“ der See;	14 (—)	
See überfüllt; See vollständig weiß; Sicht sehr stark herabgesetzt		

Wind auf die Wasseroberfläche einwirkt, um so größer bzw. steiler sind die Windseewellen. Sie weisen dabei mehr oder weniger scharfe, häufig überbrechende Kämme auf. Windstärke und Windsee sind also auf offener See eng miteinander verbunden. Aber auch die Windrichtung kann direkt aus der Fortbewegungsrichtung der Wellen ersehen werden. Die in der Seefahrt üblichen Bezeichnungen für den Seegang sind in Tabelle 3 den entsprechenden Beaufort-Windstärken und Windgeschwindigkeitsbereichen zugeordnet.

Bei genügend langem Einwirken des Windes und ausreichend großen und tiefen Seeräumen kann sich neben der Windsee noch die Dünung entwickeln. Sie pflanzt sich mit größerer Geschwindigkeit als die Windsee fort und kann sich über mehrere tausend Seemeilen hinweg ausbreiten. Die Dünung besteht aus Wellen von größerer Länge mit rundlichem Profil und geringerer Steilheit. Sie kann entweder die Nachwirkung eines früheren Windes, etwa eines abgezogenen Sturm-tiefs sein oder als Vorbote ferner Stürme heranrollen. Auf den Ozeanen pflegt meist eine Dünung zu laufen.

V. Sicht

a Allgemeines

249. Unter Sicht versteht man eine Angabe über die Durchsichtigkeit der Luft. Sie ist die äußerste Entfernung, bis zu der die Umrisse markanter Erscheinungsformen in der Landschaft (Berge, Waldränder, einzelne Baulichkeiten oder Bäume) in annähernd horizontaler Richtung unter gewöhnlichen Beleuchtungsverhältnissen noch erkennbar sind. Hierbei wird ein normal sehächtiges Auge vorausgesetzt.

Die Sicht ist also eine recht komplexe Größe; am Tage ist sie abhängig von der Lufttrübung, von den Beleuchtungsverhältnissen, von der Bewölkung, von Zielart, -farbe und -größe, ferner von Art und Farbe des Zielhintergrunds (Kontrast), der Zielumgebung und von den physischen Eigenschaften des Auges.

In der Nacht ist die Sicht (soweit man darunter die Erkennbarkeit von Lichtern versteht) außerdem abhängig von der Intensität der Lichtquelle, von der Umfeldhelligkeit (auch Mondhelligkeit) und von der Anpassung des Auges an die Dunkelheit (Adaptation).

Die Erfahrung hat ergeben, daß den Augen- und Sichtbeobachtungen (Sichtschätzungen) z. Z. noch der Vorzug zu geben ist vor den Sichtmessungen.

Für die Zwecke der Praxis hat man teilweise von den vorgenannten unterschiedlichen Einflußfaktoren abgesehen und verwendet die im folgenden definierten Sichtbegriffe.

b Meteorologische Sicht

250. Die **meteorologische Sicht** bei Tage (auch Horizontalsicht genannt) ist die größte horizontale Entfernung, in welcher dunkle Gegenstände oder Landmarken (Sichtmarken) im Gelände vor hellem Horizontalhimmel gerade noch erkannt werden können. Das Sehen der Zielumrisse allein genügt nicht; die Sichtmarken müssen vielmehr nach ihrer Art, z. B. als Haus, Turm, Baum usw. zu erkennen sein.

c Feuersicht

251. Die **Feuersicht** ist die größte Entfernung in horizontaler Richtung, in der man weiße Lichtquellen in der Dunkelheit erkennen kann. In den deutschen Wettermeldungen wird bei **Tage** die meteorologische Sicht, bei **Nacht** die Feuersicht gemeldet.

d Flugsicht, Schrägsicht, Anflugsicht, Vertikalsicht

252. Die **Flugsicht** ist die mittlere Sicht voraus von der Kanzel eines Luftfahrzeugs. Beim Horizontalflug stellt die Flugsicht einen Sonderfall der Horizontalsicht dar, nämlich die Horizontalsicht in Flugrichtung.

Die **Schrägsicht**, etwa von einem Turm oder einem in der Luft befindlichen Luftfahrzeug aus, ist die größte Entfernung, in der ein Ziel, das sich weder in der Höhe des Beobachterstandortes noch senkrecht darüber oder darunter befindet, gerade noch erkannt werden kann. Als Entfernung gilt hierbei der Horizontalabstand zwischen dem Fußpunkt des Beobachters und dem Fußpunkt des Sichtziels. Innerhalb der Bundeswehr wird die Schrägsicht nur in Richtung zum Boden angegeben. Schrägsicht und Horizontalsicht können sich beträchtlich voneinander unterscheiden.

Schrägsichtbeobachtungen werden nur von Luftfahrzeugen aus angestellt und weitergemeldet.

Die Begriffe Flugsicht und Schrägsicht werden im Begriff **Anflugsicht** vereinigt. Anflugsicht ist nämlich die Schrägsicht in Flugrichtung während des Landeanflugs.

Die **Vertikalsicht** ist die größte Entfernung in der Vertikalen über dem Beobachter, in welcher Einzelheiten eines Gegenstandes gerade noch erkannt werden können.

Die **Vertikalsicht** zeigt dem Luftfahrzeugführer die Höhe an, aus der er gerade noch Erdsicht hat. Die Durchführbarkeit von Landeanflügen, bei denen Nebel, Schneefall oder starker Regen keine Wolkenuntergrenze erkennen lassen, hängt wesentlich von der Vertikalsicht des

Beobachters am Flugplatz ab. Diese dient dann als Ersatz für die Höhe der Wolkenuntergrenze. Dementsprechend wird sie in Maßeinheiten der Höhe, also in Fuß angegeben.

Bei Tiefflügen über See ist zu beachten, daß Salzbeschlag, der bei labiler Luftschichtung mit starker Turbulenz und kräftige Gischt erzeugenden Winden auftritt, die Sicht durch die Kanzelscheiben beeinträchtigen kann.

e Pistensichtbereich

253. Es hat sich als zweckmäßig herausgestellt, eine speziell für die Piste bestehende Sicht anzugeben, da gerade dort bei kritischen Sichtverhältnissen die Sichtweite anders sein kann als am normalen Beobachtungsplatz. Daher wurde neben der meteorologischen Sicht der Begriff des **Pistensichtbereichs** (runway visual range) eingeführt. Er ist jene größte Entfernung entlang einer Piste, in der die Piste oder die sie kenntlich machenden Sichtzeichen oder Pistenfeuer von einem Punkt oberhalb der Pistenmittellinie in einer Höhe gesehen werden können, die der durchschnittlichen Augenhöhe des Luftfahrzeugführers beim Aufsetzen entspricht. In der Praxis wird der Pistensichtbereich bestimmt, indem der Beobachter die Sichtweite vom Aufsetzpunkt aus mit Hilfe einiger in bestimmten Abständen längs der Piste angebrachter Markierungen feststellt. Diese Pistensicht führt in der Boden-Bord-Funksprache die Bezeichnung „QBT“.

VI. Wolken

254. **Wolken entstehen durch Kondensation bzw. Sublimation** des in der Luft enthaltenen unsichtbaren Wasserdampfes zu Wassertröpfchen bzw. Eiskristallen. Wenn sich die Luft abkühlt, wird gleichzeitig ihr Fassungsvermögen für Wasserdampf geringer (Bild 7 und 8), ihre relative Feuchtigkeit nimmt dementsprechend zu. Zur Abkühlung kann es kommen durch:

- aufsteigende Luft (hervorgerufen durch labile Schichtung oder durch Hebungsvorgänge),
- Mischung feuchtwarmer mit kälterer Luft,
- Wärmeentzug bei einer Lagerung von warmer Luft über kaltem Untergrund,
- Überwiegen der Wärmeausstrahlung gegenüber der Einstrahlung (z. B. bei nächtlicher Abstrahlung an einer Dunstobergrenze).

Wird die Luft so weit abgekühlt, daß sie mit Wasserdampf gesättigt ist (relative Feuchte = 100 %), dann kommt es bei weiterer Abkühlung zur Ausscheidung von Wasserdampf in kleinen Tröpfchen bzw. bei genügend tiefen Temperaturen in kleinen Schnee- oder Eiskristallen.

Diese flüssigen bzw. festen Teilchen bilden schließlich eine Wolke. Voraussetzung für die Wolkenbildung ist das Vorhandensein von sog. Kondensationskernen (Makromoleküle, kleinste Staubteilchen), was in freier Atmosphäre jedoch immer gegeben ist (Nr 304).

255. Besondere Bedeutung kommt den Wolken insofern zu, als sie aus Wassertröpfchen, Schnee- und Eisteilchen bestehen und diese so lange speichern, bis sie bei ausreichendem Gewicht als **Niederschlag** zur Erde fallen. Weiterhin vermindern sie durch Reflexion, daß Wärme von der Sonne zur Erdoberfläche (Einstrahlung) und von der Erdoberfläche in die darüberliegenden Luftschichten (Ausstrahlung) gelangt. Daher sind bei starker Bewölkung die Unterschiede zwischen Tages- und Nachttemperaturen meist viel geringer als bei wolkenlosem Himmel.

Abgesehen von ihrer Bedeutung als „Niederschlagsspeicher“ und „Wärmeregulatoren“ spielen die Wolken eine große Rolle als Vorboten von Wetterverschlechterungen und gewissen Wettererscheinungen (z. B. Gewittern). Sie bieten somit auch den fliegenden Besatzungen oft wertvolle Hinweise dafür, welches Wetter auf der Flugstrecke zu erwarten ist.

256. Weil die in der Atmosphäre verfügbaren Wasserdampfmenngen, die vertikalen Temperaturgradienten und die Bewegungsvorgänge sehr unterschiedlich sind, gibt es **Wolkenformen**, die sowohl nach ihrem inneren Aufbau wie nach der äußeren Form voneinander abweichen. (Näheres über Wolkenklassifikation und Wolkenbildung in Nr 413—419.)

257. Der **Grad der Himmelsbedeckung** mit Wolken wird in Achteln (Okta) des Himmelsgewölbes angegeben. Man denkt sich hierbei die Wolken so zusammengeschoben, daß sie sich nicht überdecken, aber auch keine Lücken zwischen sich lassen; dann wird der völlig bedeckte Teil des Himmels in Achteln abgeschätzt.

258. Die Angabe der **Höhe der Wolkenuntergrenze**, oft kurz „Wolkenhöhe“ genannt, ist für die Abwicklung des Luftverkehrs ebenso wichtig wie die der Sichtweite. Auf vielen Flugplätzen sind Wolkenhöhenmeßgeräte — „Ceilometer“ — im Gebrauch. Diese Geräte liefern Tag und Nacht Meßwerte über die Höhe der Wolkenuntergrenze. Hierbei wird die Laufzeit eines vom Boden abgesandten und von der Wolkenbasis reflektierten Lichtimpulses durch lichtempfindliche Zellen registriert. Im übrigen ist man auf die Schätzung der Wolkenhöhe angewiesen. Ein anderes gutes Hilfsmittel zur Bestimmung der Wolkenhöhe bieten Ballone, bei denen die Zeitspanne zwischen Start und Eintauchen in die Wolkenschicht gestoppt und mit Hilfe der als konstant angenommenen Steiggeschwindigkeit der Ballone in eine Höhe

umgerechnet wird. Auch Laserstrahlen und Kurzwellenradar können zur Bestimmung der Höhe der Wolkenuntergrenze herangezogen werden.

259. Ein Sonderbegriff für die Höhenbezeichnung einer Wolkenuntergrenze wurde mit dem Fachausdruck „Hauptwolkenuntergrenze“ (ceiling) eingeführt. Man versteht darunter die Höhe über Grund jener tiefsten Wolken, die einen Bedeckungsgrad von mindestens $\frac{5}{8}$ aufweisen. Wenn beispielsweise in 3500 Fuß $\frac{3}{8}$ Stratocumuluswolken, in 5000 Fuß $\frac{6}{8}$ Stratocumuluswolken und in 12 000 Fuß $\frac{8}{8}$ Altostratuswolken beobachtet werden, wird als Hauptwolkenuntergrenze „5000 Fuß“ gemeldet; sind jedoch in 5000 Fuß $\frac{4}{8}$ Stratocumuluswolken und in 13 500 Fuß $\frac{3}{8}$ Altocumuluswolken vorhanden, kann keine Hauptwolkenuntergrenze angegeben werden.

VII. Gegenwärtiges Wetter und Wetterverlauf

260. Wettermeldungen enthalten Angaben über das **Wetter zur Zeit der Beobachtung (gegenwärtiges Wetter)** und fallweise auch Angaben über das Wetter, das während der letzten Stunde vor dem Beobachtungstermin geherrscht hat. Gekennzeichnet wird das gegenwärtige Wetter durch das Himmelsbild oder die anderen Wettererscheinungen, die man als „Meteore“ bezeichnet. Zu ihnen gehören Niederschlag, schwebende oder abgelagerte wäßrige bzw. nichtwäßrige, flüssige oder feste Teilchen, ferner Erscheinungen mit optischem oder elektrischem Charakter. Näheres über die Meteore wird in Nr 420—428 ausgeführt. Darüber hinaus geben die Meldungen auch einen großzügigen Überblick über den **Wetterverlauf (vergangenes Wetter)** seit der letzten planmäßigen Meldung.

)

)

Kapitel 3

Physikalische Eigenschaften der Atmosphäre

I. Zusammensetzung der Atmosphäre

301. Die Atmosphäre umgibt die Erde als gasförmige Hülle. Sie ist ein Gemisch von Gasen. Die Masse der Atmosphäre ist im Vergleich mit der Erdmasse sehr gering; sie beträgt kaum ein Millionstel der Erdmasse. Dies sind aber immerhin rund 5100 Billionen ($= 5,1 \times 10^{15}$) Tonnen.

302. Reine, trockene Luft enthält etwa 78 Volumprozent Stickstoff (N_2), 21 Volumprozent Sauerstoff (O_2), weniger als ein Volumprozent Argon (Ar) und geringe Mengen Kohlendioxid (CO_2), ferner (in Reihenfolge der Menge) etwas Neon (Ne), Helium (He), Methan (CH_4), Krypton (Kr), Wasserstoff (H_2), Stickoxid (N_2O), Xenon (Xe), Schwefeldioxid (SO_2)¹⁾, Ozon (O_3) und Stickdioxid (NO_2) sowie Spuren von Ammoniak (NH_3), Kohlenmonoxid (CO) und Jod (J_2).

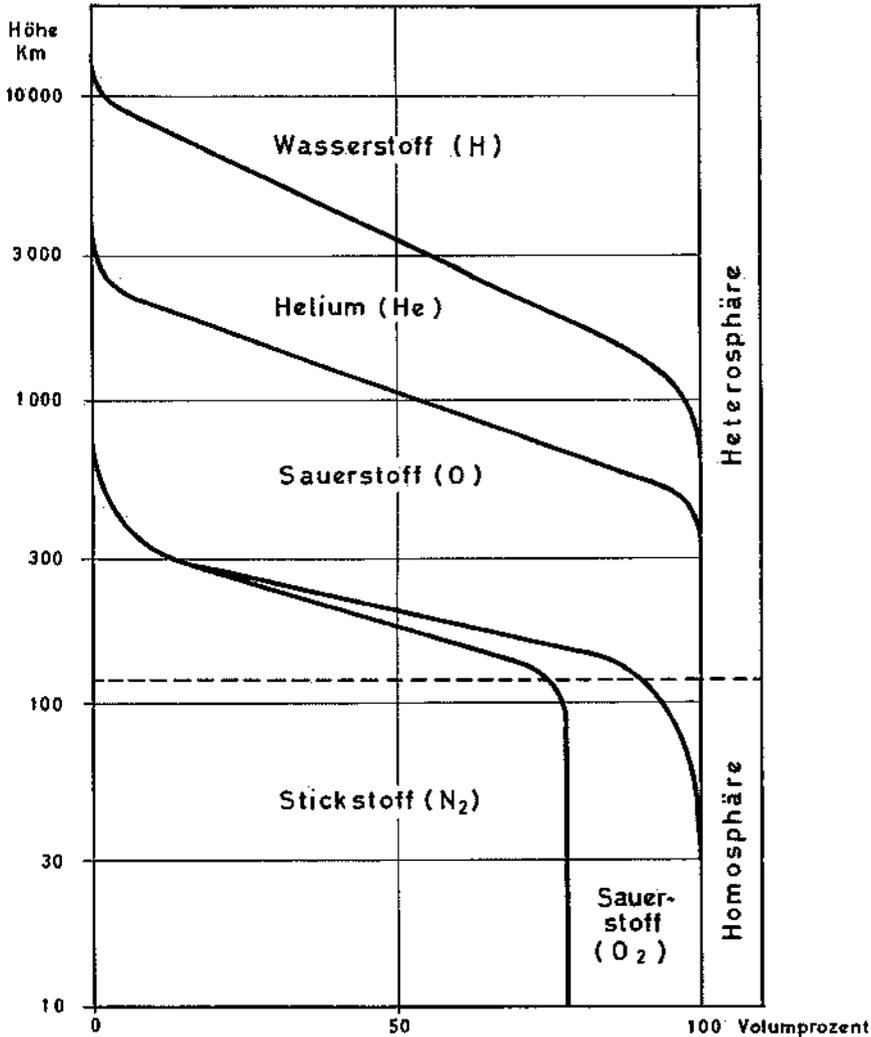
Diese Zusammensetzung der Atmosphäre (insbesondere das Mischungsverhältnis 4:1 von Stickstoff zu Sauerstoff) bleibt — abgesehen von den Spurengasen — infolge der Durchmischung bis in große Höhen unverändert erhalten (Bild 15). Zwar unterliegen alle Gase, also auch die Gase der Atmosphäre, dem Einfluß des Schwerefeldes der Erde. Demnach müßten sich die schweren Gase (wie N_2 und O_2) im untersten atmosphärischen Bereich absetzen und die leichteren (wie H_2 und He) in den darüberliegenden Atmosphärenschichten prozentual verstärken.

In den unteren Schichten kann aber diese dem sogenannten **Diffusionsgleichgewicht** entsprechende Anordnung der Gase nicht eintreten. Die dort immer und überall vorhandene Luftunruhe bewirkt nämlich eine gleichmäßige Vermischung der Gase nach dem genannten Verhältnis. Erst oberhalb einer Höhe von etwa 90 bis 120 km²⁾ beginnen sich die Gase ihrem Gewicht entsprechend deutlich zu entmischen.

¹⁾ Das in Spuren durch das Verbrennen schwefelhaltiger Produkte in die Troposphäre gelangte Schwefeldioxid wird unter Einwirkung von Sonnenlicht sowie Kohlenwasserstoffen und Stickoxiden als Katalysatoren (d. h. als Stoffe, die durch ihre bloße Gegenwart chemische Reaktionen herbeiführen) zum größten Teil zu Schwefeltrioxid (SO_3) oxidiert, das sich mit Wasserdampf (H_2O) zu Schwefelsäure (H_2SO_4) verbindet.

²⁾ Alle Höhenangaben dieses Kapitels stellen grob angenäherte Mittelwerte dar. Die Einzelwerte schwanken in weiten Bereichen. Die Gründe dafür sind die bislang noch sehr ungenauen Höhenbestimmungen, mit denen die Meßergebnisse behaftet sind, und die beträchtlichen räumlichen und zeitlichen Änderungen der Höhen, aus denen gewisse Grenzwerte der Messungen stammen. In der Fachliteratur sind daher recht unterschiedliche Höhenangaben zu finden.

Bild 15



Chemische Zusammensetzung der Atmosphäre
(Logarithmisch geteilte Höhenskala)

Mit zunehmender Höhe nimmt zuerst der Anteil des Sauerstoffs und später jener des Stickstoffs ab, bis schließlich in sehr großen Höhen fast nur noch Wasserstoff, das leichteste Gas, vorhanden ist.

Die Mischungsschicht der Atmosphäre wird **Homosphäre** genannt. Die darüberliegende Schicht mit entmischten Gasanteilen, deren Volumanteile sich mit zunehmender Höhe gesetzmäßig ändern, heißt **Heterosphäre** (Bild 15).

303. Außer den genannten Gasen enthält die Luft Wasserdampf in wechselnden Mengen. In warmer Luft mit einer Temperatur von $+30^{\circ}\text{C}$ können maximal 4 Volumprozent Wasserdampf vorhanden sein, bei -25°C nur noch 0.007 Volumprozent (Nr 224—225).

Die Temperaturabhängigkeit des Wasserdampfgehalts der Luft hat zur Folge, daß mit zunehmender Höhe (da normalerweise in der Höhe die Lufttemperatur abnimmt) der Wasserdampfanteil stark zurückgeht.

Oberhalb einer Höhe von 10 km ist er in keinem nennenswerten Maße mehr vorhanden.

304. Außer den gasförmigen Bestandteilen ist in den untersten Schichten der Atmosphäre eine große Zahl z. T. mikroskopisch kleiner Partikel schwebend vorhanden, z. B. Staub, aus den Meeren stammende Salzkristalle und aus der Verbrennung herrührende Verunreinigungen aller Art. Diese ihrem Bezug nach stark schwankenden Beimengungen sind nicht nur deshalb von Bedeutung, weil sie die Sicht, damit auch die Flugsicht, erheblich herabsetzen können, sondern auch weil sie die **Kondensationskerne** liefern, an denen sich der Wasserdampf anlagern kann, um dort in den flüssigen oder festen Zustand überzugehen.

II. Vertikalaufbau und Schichtung der Atmosphäre

305. Auf Grund ihrer physikalischen und chemischen Eigenschaften, die sich z. T. sprunghaft mit der Höhe ändern, hat man die Atmosphäre in **Schichten** eingeteilt, die den festen Erdkörper schalenförmig umgeben. Zu diesen Einteilungsmerkmalen gehören: die stoffliche Zusammensetzung der Atmosphäre, die Lufttemperatur, die Ionisierung, die Fluchtbewegung der Moleküle und der Einfluß des Magnetfeldes. Je nach der betrachteten typischen Eigenschaft der Atmosphärenschicht erhält man verschiedene Grenzhöhen.

In Nr 302 wurden bereits zwei Schichten genannt: die Homo- und die Heterosphäre. Ihr Unterscheidungsmerkmal ist das Verhältnis der Volumanteile der gasförmigen atmosphärischen Bestandteile.

Legt man das Merkmal Lufttemperaturänderung mit der Höhe der Schichteneinteilung zugrunde, so ergeben sich als deutlich voneinander zu trennende Schichten: **Troposphäre**, **Stratosphäre**, **Mesosphäre** und **Thermosphäre** (Bild 16).

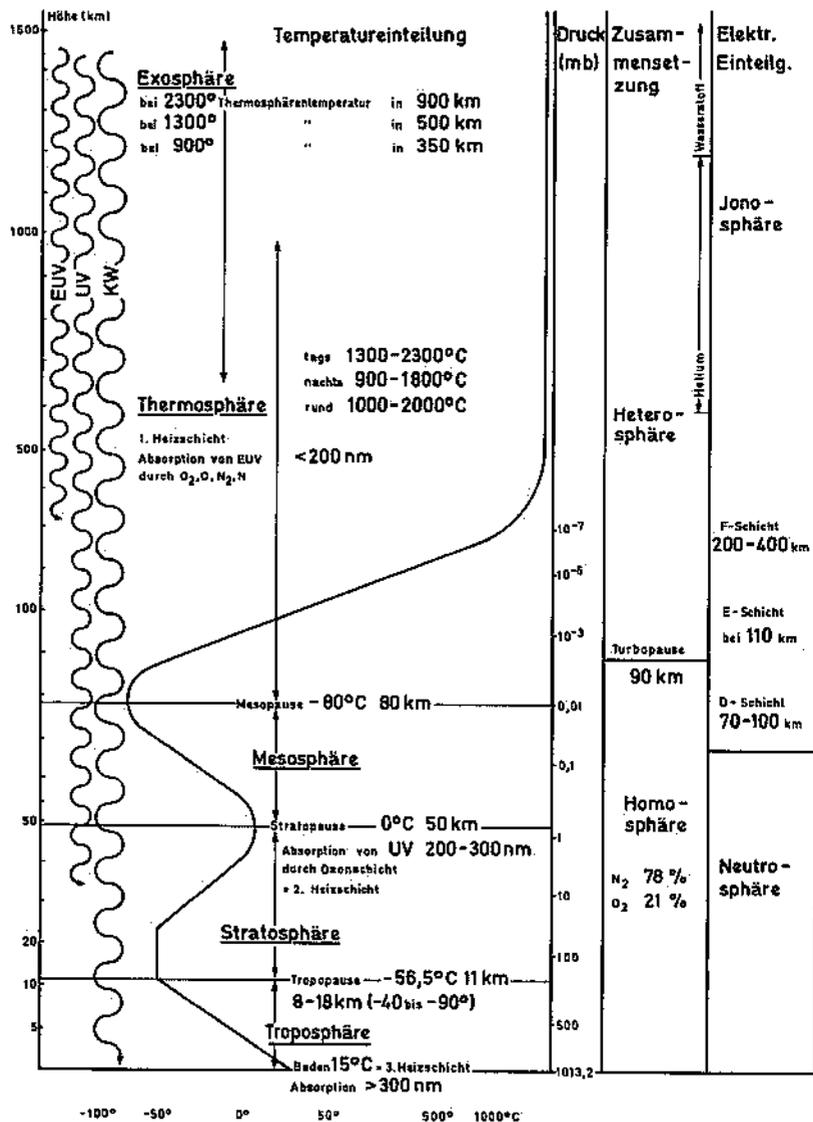
Das Einteilungsprinzip Ionisierung ergibt die Atmosphärenschichten **Neutrosphäre**, **Ionosphäre** (letztere mehrfach unterteilt) und **Protonosphäre**. Das Magnetfeld der Erde als wirksame Kenngröße gewinnt in der **Magnetosphäre** besondere Bedeutung. Nimmt man die Fluchtbewegung der Moleküle und den Materialaustausch als Kenngrößen an, so läßt sich eine Schicht im obersten Teil der Atmosphäre unterscheiden, die unter der Bezeichnung **Exosphäre** bekannt wurde. Die oberste Atmosphärenschicht geht allmählich in den **interplanetarischen Raum** über (Bild 17).

Da Gase kompressibel (zusammendrückbar) sind, nimmt die Luftdichte unter dem Einfluß des Schwerefeldes mit der Höhe allmählich ab.

Obwohl die Troposphäre größenordnungsgemäß nur 10 bis 20 km mächtig ist, umfaßt sie, da sie als unterste Schicht die größte Dichte aufweist, dennoch rund $\frac{3}{4}$ der Masse der Lufthülle.

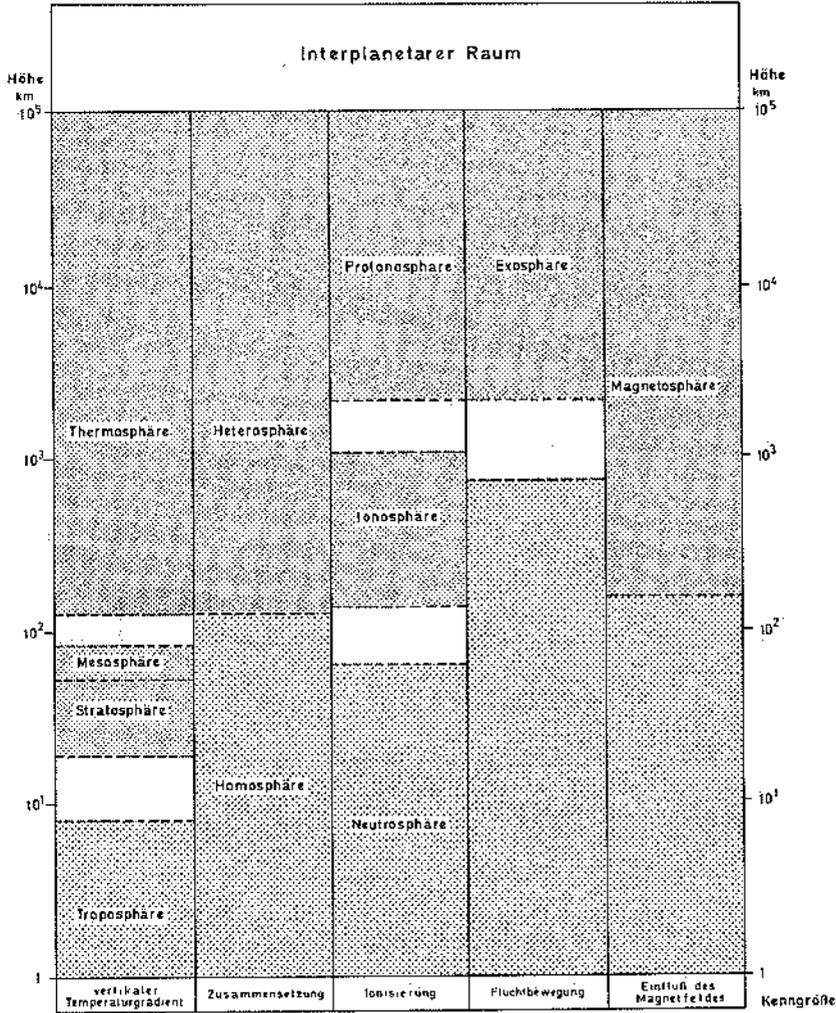
Die wichtigsten der vorstehend genannten Schichten weisen im einzelnen die nachfolgend angeführten Eigenschaften auf.

Bild 16



Aufbau der Atmosphäre

Bild 17



Schichtung der Atmosphäre nach Kenngrößen
(Logarithmisch geteilte Höhenskala)

a Troposphäre und Tropopause

306. Die der Erdoberfläche aufliegende Schicht ist am eindeutigsten bestimmt, weil sich ihre Obergrenze deutlich abzeichnet. Es hat sich gezeigt, daß die Temperatur im Mittel mit zunehmender Höhe abnimmt, dann aber nahezu unverändert bleibt und schließlich sogar wieder ansteigt. Die Schicht, innerhalb der die Temperatur abnimmt, bezeichnet man als **Troposphäre**; die obere Grenze dieser Schicht heißt **Tropopause**. Sie ist damit die Grenze zwischen der Tropo- und der Stratosphäre.

Die Troposphäre ist aber keine Atmosphärenschicht von durchweg einheitlichem Gepräge. Insbesondere führt die der Erdoberfläche aufliegende, 3000 bis 6000 Fuß mächtige Luftschicht ein gewisses Eigenleben. In der Nähe der Erdoberfläche wirkt nämlich die Reibung (Nr 245) der Luftbewegung entgegen. Über See reicht der Reibungseinfluß nur wenige hundert, über dem ebenen Festland dagegen im Durchschnitt 1000 Meter (~ 3000 Fuß) hoch. Bei gewissen Wetterlagen (Nr 708) ist innerhalb der Reibungsschicht manchmal eine **Temperaturumkehrschicht** (Bodeninversion) vorhanden.

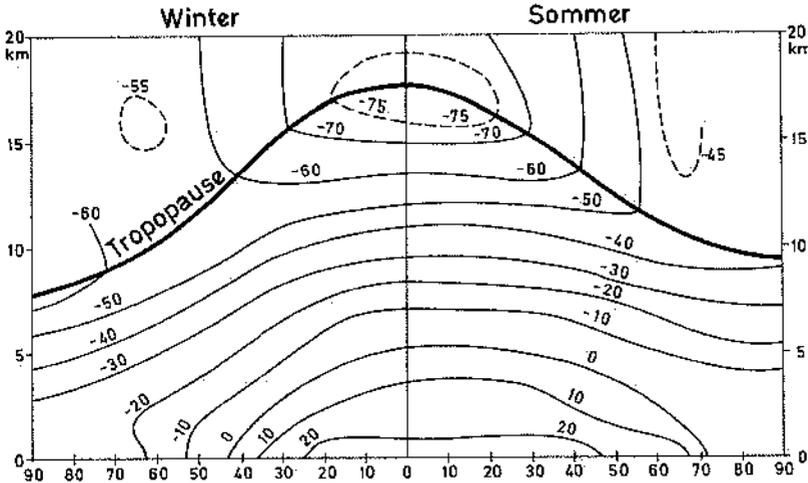
Die bodennächste Luft ist dann wesentlich kühler als die darüberlagernde (Nr 219). Die Höhenerstreckung dieser Temperaturumkehr ist von der jeweiligen Wetterlage und der Jahreszeit abhängig. Von einem gestarteten Luftfahrzeug aus beobachtet man oft, daß die Luft mit zunehmender Höhe immer dunstiger wird und das Luftfahrzeug schließlich in die vom Boden aus sichtbaren Wolken eintaucht. Bei weiterem Steigen des Luftfahrzeugs wird es plötzlich heller, schließlich bleiben die Wolkenschwaden zurück, die Sicht wird schlagartig gut. Unter dem Luftfahrzeug dehnt sich ein Dunst- oder ein Wolkenmeer mit einer mehr oder weniger scharf ausgeprägten Obergrenze aus. Beim Durchstoßen einer solchen Wolken- oder Dunstobergrenze steigt die Temperatur an; in dieser Höhe befindet sich also auch die Obergrenze der Inversion (Nr 219, 411).

307. Die Höhenlage der Tropopause ist räumlich und zeitlich sehr veränderlich. Sie unterliegt u. a. jahreszeitlichen Schwankungen und beträgt über dem Äquator etwa das Doppelte wie über den Polen.

Da somit die Temperaturabnahme über dem Äquator am höchsten hinaufreicht, werden dort an der Tropopause auch die tiefsten Temperaturen gemessen; sie sind wesentlich niedriger als an den Polen. Einen Überblick vermittelt Bild 18 sowie folgende Zusammenstellung.

Ort	Mittlere Höhe der Tropopause in FT	Mittlere Lufttemperatur	
		(am Boden)	(an der Tropopause)
Pole	28 000	-18° C	-50 bis -55° C
50° N	35 000	+15° C	-56.5° C
Äquator	54 000	+27° C	-80° C

Bild 18



Schema der Tropopausenlage und der mittleren meridionalen Temperaturverteilung über der Nordhalbkugel

308. Im einzelnen ändert die Tropopause ihre Lage — häufig sogar sprunghaft — mit den thermischen Verhältnissen und dem Wasserdampfgehalt der Troposphäre, also mit der Beschaffenheit der Hauptluftmassen (Nr 602—617) bzw. der Wetterlage. Dabei herrscht eine strenge Beziehung zwischen Tropopausenhöhe und Tropopausentemperatur: Je wärmer die Troposphäre ist, desto höher liegt die Tropopause und desto kälter ist sie. Je kälter die Troposphäre ist, desto tiefer liegt die Tropopause und desto wärmer ist sie.

309. Häufig zeigt die Tropopause, besonders in den gemäßigten Breiten, einen „Sprung“, wenn zwei Luftmassen mit ausgeprägtem Temperaturunterschied aneinandergrenzen.

Dann entwickelt sich an der Bruchstelle der Tropopause (Bild 87) der sogenannte Strahlstrom (jet stream — Nr 953).

310. Obwohl die Troposphäre nur eine relativ dünne Haut bildet und ihre Mächtigkeit weniger als den tausendsten Teil des Erddurchmessers beträgt, spielen sich in ihr fast sämtliche Wettervorgänge ab. Vertikale Verlagerungen und Umschichtungen machen sie zur Wetterzone, deren obere Begrenzungsfläche, die Tropopause, das Niveau der Strahlströme ist.

b Stratosphäre

311. Wasserdampf kommt fast ausschließlich nur in der Troposphäre vor. Die Stratosphäre läßt daher ganz andere Eigenschaften erwarten. Über dem Äquator weist die Stratosphäre — da dort die Troposphäre mit ihrem Temperaturgefälle mächtiger als über den Polen ist — viel tiefere Temperaturen auf als über den Polen. Die ziemlich isotherme Schichtung ist sehr **stabil** und gestattet keine vertikalen Umlagerungen.

312. Während in der Troposphäre der Wasserdampf den wichtigsten Träger thermodynamischer Vorgänge darstellt, da er besonders gut Strahlen absorbieren und in Wärme verwandeln kann, ist in der Stratosphäre ein anderes strahlungsabsorbierendes Medium vorhanden, das **Ozon**. Man findet es zwischen 20 und 60 km Höhe. Eine stärkere Konzentration ist in etwa 25 km Höhe anzutreffen. Ozon besteht aus 3atomigen Sauerstoffmolekülen (O_3). Ein Teil des in diesen Höhen vorhandenen Sauerstoffs spaltet sich nämlich unter der Einwirkung von Ultraviolettstrahlung der Sonne in zwei Sauerstoffatome auf ($O_2 = O + O$). Aus einem Sauerstoffmolekül (O_2) und einem Sauerstoffatom bildet sich jeweils ein Ozonmolekül (O_3).

Obwohl das Ozon in der Stratosphäre nur stark verdünnt vorkommt (auf 3 Millionen Luftmoleküle kommt nur ein Molekül Ozon; die Schicht des gesamten, auf Meeressniveau gebrachten Ozons würde dort nur 3 mm dick sein), besitzt es eine beachtliche Wirkung: Es absorbiert fast den gesamten **ultravioletten Anteil des Sonnenlichts** (Nr 324).

Bereits an der oberen Grenze der Ozonschicht wird der größte Teil der Energie des Ultraviolett verschluckt. Man beobachtet daher am Äquator und in den mittleren Breiten in etwa 50 km Höhe eine starke Erwärmung. Darüber nimmt die Temperatur wieder ab. Hier liegt die obere Grenze der Stratosphäre.

c Mesosphäre

313. Der oberhalb der Stratosphäre befindliche Bereich, in dem die Temperatur zunächst mit wachsender Höhe wieder abnimmt, bis in etwa 80 km Höhe abermals ein Temperaturminimum auftritt, stellt eine Zwischenschicht, die **Mesosphäre**, dar.

314. Bis in die Höhe des Temperaturminimums werden dort nach Sonnenuntergang gelegentlich vereinzelte „**leuchtende Nachtwolken**“ beobachtet. Woraus sie bestehen, ob aus Eiskristallen oder aus Asche-
teilchen, ist noch nicht endgültig geklärt. Sie sind — wie alle oberhalb der Tropopause vorkommenden seltenen Wolkenbildungen — ohne Bedeutung für das Flugwesen.

d Ionosphäre

315. Das nächste „Stockwerk der Atmosphäre“ ist die **Ionosphäre**. Sie unterscheidet sich von der darunterliegenden Neutosphäre dadurch, daß in ihr die einzelnen Bestandteile der Luft z. T. ionisiert sind (316). Die Ionosphäre beginnt nach einer rein formalen Festlegung in 80 km Höhe und endet erst in Höhen, die zwischen 1000 und 2000 km liegen¹⁾. Ähnlich wie bei der erdnahen und der Ozonheischicht werden auch hier Strahlungsanteile absorbiert.

316. Der größte Teil des nicht sichtbaren Anteils der Sonnenstrahlen mit Wellenlängen, die kürzer sind als jene des sichtbaren Lichtes, angefangen von einem Teil der noch relativ „weichen“ Ultraviolettstrahlen bis zu den „harten“ Röntgenstrahlen (Nr 324), wird in der Ionosphäre absorbiert. Ihren Namen erhielt die Ionosphäre davon, daß bei diesem Vorgang die atmosphärischen Gase in mehreren Schichten (D-, E-, F₁-, F₂-Schicht) „ionisiert“ werden. Die Energie der einfallenden Strahlung ist imstande, jeweils von einem neutralen Gasmolekül oder -atom ein Elektron abzulösen. Es werden also dadurch positiv geladene Moleküle oder Atomionen erzeugt und Elektronen freigesetzt. Der Gehalt an Ionen und Elektronen macht die Ionosphäre **elektrisch leitfähig**. Hierin liegt ihre Bedeutung für den Funkverkehr. Ihr Leit- und Reflexionsvermögen, das jahres- und tageszeitlichen Schwankungen unterworfen ist, ermöglicht es, Funkverbindungen über große Entfernungen hinweg herzustellen.

317. Kürzere Wellen — wie z. B. die für das Fernsehen und den Funksprechverkehr verwendeten Ultrakurzwellen —, deren Länge nicht über 10 m hinausgeht, werden von der Ionosphäre nur in Ausnahmefällen reflektiert und durchdringen sie im allgemeinen.

Der Effekt der Ionisation durch kurzwellige elektromagnetische Strahlung wird durch die Wirkung der **Ultrastrahlung** (positive Materieteilchen und Elektronen) noch unterstützt. Diese energiereiche Strahlung stammt zum größten Teil von der Sonne und tritt besonders heftig bei **Sonneneruptionen** (in den Sonnenflecken) auf.

¹⁾ Die an die Ionosphäre anschließende Schicht besteht vorwiegend aus Kernen des leichtesten Gases (des Wasserstoffs), die Protonen genannt werden. Daher wurde für diese Schicht die Bezeichnung „Protonosphäre“ geprägt.

Bei ihrer Annäherung an unseren Planeten stört die Ultrastrahlung gewöhnlich das erdmagnetische Feld und den Funkverkehr erheblich und ruft „**magnetische Stürme**“ hervor. Beim Eindringen in die Ionosphäre folgen die ionisierten Partikel den erdmagnetischen Kraftlinien und lösen in höheren Breiten **Polarlichter** aus. Diese sind ein kaltes Leuchten der Luft — ähnlich wie in den Neonröhren. Sie treten in Höhen zwischen 65 und 400 km auf. Ihr Häufigkeitsmaximum liegt etwa bei 100 km Höhe.

318. Da die Luftdichte auch in der Ionosphäre nach oben hin abnimmt, vermindert sich — bei hohen Temperaturen in diesem Bereich — auch die Wärmemenge erheblich (Nr 211). In 100 km Höhe, wo die obere Grenze der Ionosphäre anzunehmen ist, sind nämlich Druck und Dichte weit unter $1/1\,000\,000$ des Bodenwertes gesunken. Ein cm^3 Atmosphäre enthält in dieser Höhe nur noch 10^7 Moleküle als Energieträger, während das gleiche Volumen am Boden 2.7×10^{19} Moleküle aufweist. In großen Höhen erreichen die wenigen Gasteilchen bei beträchtlichen freien Weglängen (Nr 320) im Mittel hohe Geschwindigkeiten. Demzufolge herrscht in diesen Schichten eine hohe Temperatur bei jedoch außerordentlich geringer Wärmekapazität.

319. Eine Wärmeleitung durch direkte Übertragung der kinetischen Energie der Partikel findet wegen ihrer geringen Stoßzahl praktisch nicht mehr statt. Ein Flugkörper würde in diesen Höhen außer durch die dort recht geringe Reibungswirkung der Luft auch bei sehr hoher Fluggeschwindigkeit durch keinen Faktor seiner Umgebung erwärmt werden. Die Temperatur seiner Oberfläche wird vielmehr durch das Gleichgewicht bestimmt, das sich zwischen eingestrahelter Sonnenenergie und ausgesandter Eigenstrahlung einstellt. So würde die Temperatur des Flugkörpers auf der Tagseite der Erde eine ganz andere als auf der Nachtseite sein.

e Exosphäre

320. In der **Exosphäre** (d. h. oberhalb von 1000 km Höhe) wird die Teilchendichte so gering, daß dort ein allmählicher Übergang zum interplanetarischen Raum stattfindet. Von einer bestimmten Höhe der „Aeropause“ an wird die freie Weglänge (= Weg zwischen zwei Zusammenstoßen) der Moleküle so beträchtlich, daß sie — falls sie sich von der Erde weg bewegen — von einer gewissen Geschwindigkeit an die Erdanziehungskraft überwinden und in den Raum entweichen können. Geladene Teilchen werden daran allerdings durch das Erdmagnetfeld gehindert; es hält das ionisierte irdische Gas wie in einem Käfig zusammen und beeinflußt die Bewegung dieser ionisierten Teilchen. Man spricht deshalb von der **Magnetosphäre**.

Eine feste Obergrenze der Exosphäre gibt es nicht. Nach neueren Ansichten bewegt sich die Erde nicht im „leeren“ Weltraum, sondern noch in der äußersten Atmosphärenschicht der Sonne, der Korona.

III. Wärmehaushalt der Atmosphäre

321. Die Atmosphäre stellt eine Wärmekraftmaschine dar, also eine Kraftmaschine, die Wärmeenergie in mechanische Energie umwandelt. Um eine solche Maschine in Gang zu halten, muß ihr ständig Wärme zugeführt werden. Als Hauptwärmequelle, neben der alle anderen Wärmequellen vernachlässigbar klein sind, dient der Atmosphäre die Sonnenstrahlung¹⁾.

a Ein- und Ausstrahlung

1. Strahlungsströme von Sonne und Erde und ihre Wellenlängen

322. Jeder Körper sendet entsprechend seiner Temperatur Strahlen bestimmter Wellenlängen²⁾ und bestimmter Intensität aus. Die Strahlungsintensität wächst mit der Temperatur des Körpers. Zwei Körper verschiedener Temperatur, die sich gegenüberstehen, gleichen allmählich ihre Temperaturen durch Strahlung aus. Dabei strahlt sowohl der wärmere Körper dem kälteren als auch der kältere dem wärmeren Energie zu. Die erste Strahlung überwiegt aber die zweite an Intensität, wodurch der warme Körper sich abkühlt und der kalte Körper sich erwärmt, bis Temperaturgleichheit herrscht.

Ein Medium³⁾ zwischen den beiden strahlenden Körpern ist nicht notwendig. Die Erwärmung eines Körpers durch Strahlung beruht darauf, daß die auf ihn fallende Strahlungsenergie in ihm absorbiert und in Bewegungsenergie seiner Moleküle, also Wärme, umgesetzt wird. Umgekehrt kühlt sich ein Körper durch Aussenden von Strahlen ab, weil dabei ein Teil seiner Wärmeenergie in Strahlungsenergie umgewandelt wird.

323. Der Verschiedenheit ihrer Temperaturen entsprechend senden Erde und Sonne Strahlen unterschiedlicher Wellenlänge aus. Man kann sich das am Beispiel eines Eisenstabes klarmachen, den man allmählich erhitzt. Zunächst schickt er unsichtbare (langwellige) Strah-

¹⁾ Unter Strahlung wird hier das Aussenden und Übertragen von Energie in Form elektromagnetischer Schwingung verstanden.

²⁾ Unter Wellenlänge versteht man den Abstand zweier aufeinanderfolgender Wellentäler oder -berge. Bei der Wellenlänge einer Strahlung handelt es sich also um den Abstand benachbarter Wellentäler (oder -berge) einer elektromagnetischen Schwingung.

³⁾ Medium bedeutet hier einen Stoff (etwa ein Gas), der als Träger physikalischer Vorgänge dient.

len aus, die man aber als Wärme fühlen kann. Mit zunehmender Temperatur beginnt er erst rot, dann weiß zu glühen und sendet so zusätzlich sichtbare (kurzwellige) Strahlen aus (Nr 324). An der Farbänderung des Stabes erkennt man, daß die Wellenlänge der ausgesandten Strahlen um so kürzer wird, je höher die Temperatur des Stabes ist.

324. Die Sonne sendet ein sehr breites Band an Strahlungsenergie aus, das im langwelligen Rundfunkbereich beginnt und weit in den kurzwelligen Strahlenbereich (bis in die Nähe der Röntgenstrahlen) hineinreicht. Für den Energiehaushalt der Lufthülle mit meteorologischen Auswirkungen ist der Bereich zwischen $0.29\mu\text{m}$ und $14\,000\mu\text{m}$ ($1\mu\text{m} = 1/1\,000\,000\text{ m} = 10^{-6}\text{m}$) Wellenlänge von Bedeutung, während das sichtbare Licht nur das außerordentlich schmale Band von $0.36\mu\text{m}$ bis $0.78\mu\text{m}$ Wellenlänge umfaßt.

Die Strahlung der Erde in den Weltraum liegt bei $+20^\circ\text{C}$ im Wellenlängenbereich zwischen $5\mu\text{m}$ und $40\mu\text{m}$, also im bereits unsichtbaren infraroten Teil, d. h. im Bereich der sogenannten Wärmestrahlung. Letzteres weist allerdings den energiereichsten Anteil der Sonnenstrahlung auf.

Die Sonnenstrahlung aller Wellenlängen dieses Bereichs ist als „weißes“ Licht sichtbar. Jenseits von $0.36\mu\text{m}$ wird die Strahlung ultraviolett, jenseits von $0.78\mu\text{m}$ infrarot genannt.

2. Sonnenstrahlung — Solarkonstante

325. Die Sonne, die ihrer Masse nach über 300 000mal größer als die Erde und volumenmäßig so groß ist, daß die Erde samt der Mondbahn darin Platz fände, sendet fortgesetzt nach allen Seiten eine intensive Strahlung aus. Davon erhält die 150 Millionen km entfernte Erde etwa die Hälfte eines Milliardstels. Die Bestrahlungsstärke drückt man in Wärmemenge pro Flächen- und Zeiteinheit aus: $\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{min}$.

Die Wärmemenge, die jedem cm^2 einer zu den Sonnenstrahlen senkrechten Fläche an der Obergrenze der Atmosphäre pro Minute bei einer im Jahreslauf mittleren Entfernung zwischen Sonne und Erde zugestrahlt wird, beträgt fast 2 cal^1) (genauer etwa $1.95\text{ cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{min} = 0.1361\text{ W}/\text{cm}^2$). Man nennt diesen Wert die **Solarkonstante**.

Anfang Januar, wenn die Erde den sonnennächsten Punkt (das Perihel) erreicht hat, ist sie der Sonne um 5 Millionen km näher als Anfang Juli, wenn sie sich im sonnenfernsten Punkt (dem Aphel) ihrer Bahn

¹⁾ Eine Kalorie (cal) ist jene Wärmemenge, die einem Gramm Wasser zugeführt werden muß, um es von 14.5°C auf 15.5°C zu erwärmen. Neuerdings wird anstelle der Kalorie die Energieeinheit des Internationalen Einheitensystems, das Joule (J), verwendet. Ein Joule ist jene Arbeit, die verrichtet wird, wenn die Kraft von einem Newton (N) längs eines Weges von einem Meter (m) Länge in Richtung des Weges wirkt. Hierbei gilt folgende Beziehung: $1\text{ cal} = 4.1868\text{ J}$. Da aber die Kalorie als Wärmemengeneinheit für die Darlegungen dieses Abschnittes anschaulicher ist, wird diese Maßeinheit hier beibehalten.

befindet. Diese Strecke beträgt zwar nur etwa 3 Prozent der mittleren Entfernung Erde — Sonne, sie genügt aber, daß die Bestrahlungsstärke schon allein aus diesem Grunde Schwankungen aufweist, die fast ± 3.5 Prozent der Solarkonstante erreichen.

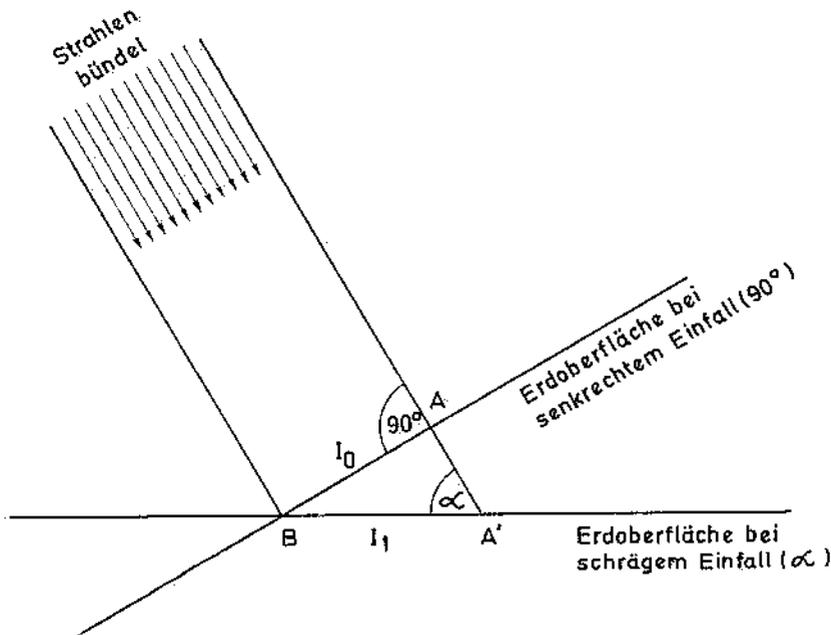
3. Einfluß der Erdstellen

326. Die Energiemenge, die die Erdoberfläche zugestrahlt erhält, wird — von der abschirmenden Wirkung der Atmosphäre zunächst abgesehen — bestimmt vom Einfallswinkel der Strahlen und der Bestrahlungsdauer.

Die Intensität ist am größten bei senkrechtem Strahleneinfall, da dann das gleiche Strahlenbündel die kleinste Fläche bestreicht.

Wie Bild 19 zeigt, fällt auf die verschiedenen großen Flächen BA und BA' die gleiche Strahlenmenge (= das gleiche Strahlenbündel). Auf die Flächeneinheit bezogen, ergeben sich jedoch verschiedene Energiebeträge I_0 und I_1 , da sie sich umgekehrt proportional der Größe der bestrahlten Fläche verhalten.

Bild 19



Einfallswinkel und Strahlungsintensität

$$I_1 = I_0 \cdot \sin \alpha$$

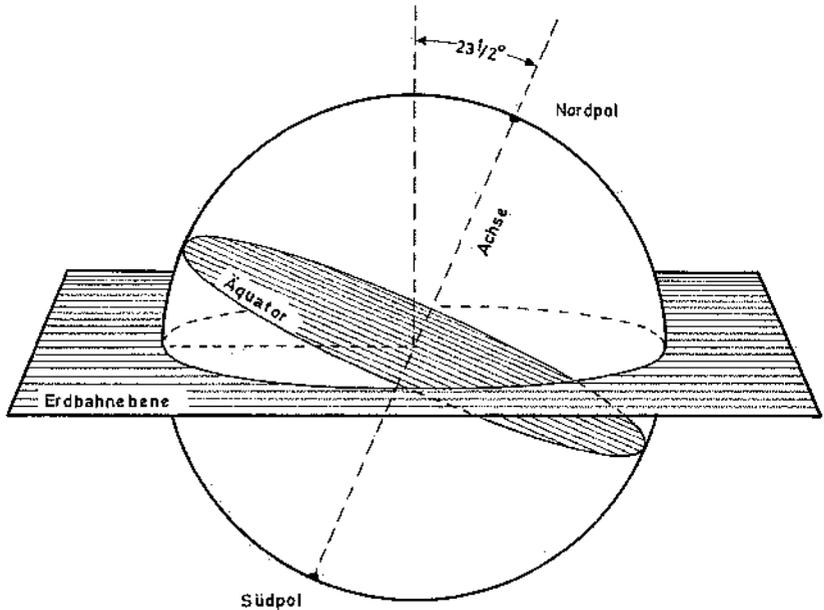
Wird somit Fläche BA' doppelt so groß wie Fläche BA , so erhält die Flächeneinheit BA' nur halb soviel Energie wie jene von BA . Es verhält sich $I_1 : I_0 = BA : BA'$.

Da $BA : BA'$ den Sinus des Einfallswinkels ausdrückt, ergibt sich $I_1 = I_0 \cdot \sin \alpha$. Die Intensität der Strahlung ändert sich also proportional dem Sinus des Einfallswinkels.

Sowohl Einfallswinkel als auch Bestrahlungsdauer sind abhängig von Tageszeit, Jahreszeit und geographischer Breite, d. h. von der wechselnden Stellung des Erdkörpers zur Sonne.

327. Während die Erde sich täglich um ihre Achse dreht (Tag- und Nachtwechsel), beschreibt sie gleichzeitig im Laufe eines Jahres eine elliptische Bahn um die Sonne. Wesentlich dabei ist, daß die Erdachse nicht senkrecht zur Erdbahnebene steht, sondern im Winkel von $23\frac{1}{2}^\circ$ zur Senkrechten geneigt ist und diese Stellung immer beibehält (Bild 20).

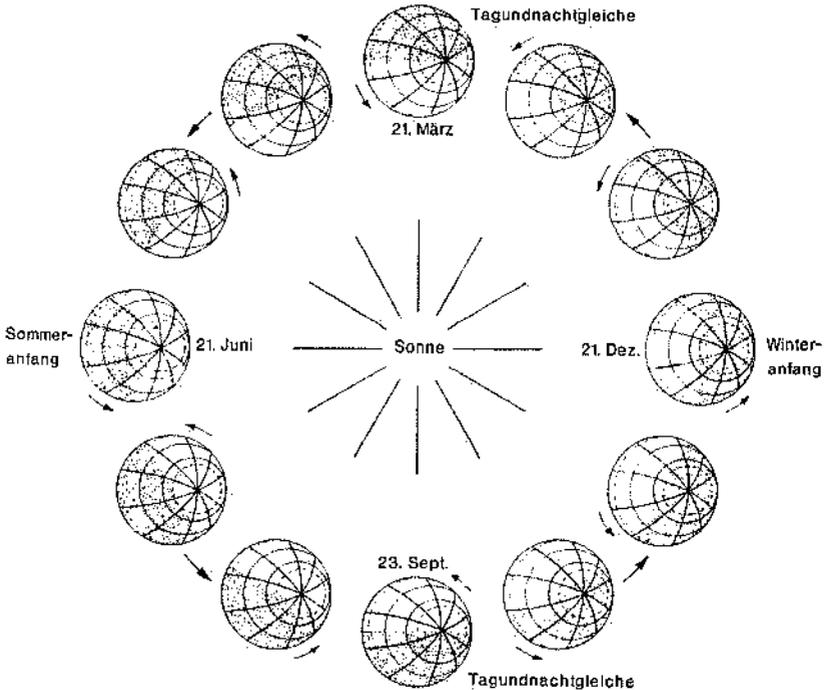
Bild 20



Die Erdachse ist um $23\frac{1}{2}^\circ$ zur Senkrechten auf der Erdbahnebene geneigt und bleibt zu dieser Stellung immer parallel

Am Rande der Tropenzone, an den Wendekreisen, schwanken die Tageslängen zwischen $10\frac{1}{2}$ und $13\frac{1}{2}$ Stunden.

Bild 22



Neigung der Erdatmosphäre und Wechsel der Jahreszeiten

- **Die gemäßigten Zonen** liegen auf beiden Hemisphären zwischen Wendekreis und Polarkreis ($23\frac{1}{2}^{\circ}\text{N}$ und $66\frac{1}{2}^{\circ}\text{N}$ bzw. $23\frac{1}{2}^{\circ}\text{S}$ und $66\frac{1}{2}^{\circ}\text{S}$). Hier empfangen innerhalb eines Jahres alle Orte nur einen Höchst- bzw. Tiefstwert der Strahlung. Senkrechter Einfall zu Mittag ist — außer an den Wendekreisen — nirgends möglich. Die Tageslänge ändert sich zu den Polarkreisen hin mit der Jahreszeit immer mehr. Sie beträgt dort 0 Stunden zur jeweiligen Winter Sonnenwende und 24 Stunden zur jeweiligen Sommersonnenwende. In Norddeutschland dauert der kürzeste Tag etwa $7\frac{1}{2}$ Stunden, der längste $16\frac{1}{2}$ Stunden (Punkt A in Bild 21 hat etwa die Länge von Bremen).
- **Die Polarkalotten** jenseits $66\frac{1}{2}^{\circ}$ (Bild 21) werden je einmal im Jahr voll ausgeleuchtet. Das ist etwa am 21. Juni im Bereich der nördlichen, etwa am 21. Dezember im Bereich der südlichen Polkappe

der Fall. An diesen Tagen geht auch an den Polarkreisen die Sonne nicht mehr unter, d. h. die dort gelegenen Orte haben einmal im Jahr 24 Stunden Tag. Zu den Polen hin wird die Zeitspanne, in der die Sonne nicht untergeht, immer länger; sie beträgt an den Polen schließlich ein halbes Jahr. Das entsprechende gilt für die Polarnacht, die am Polarkreis einmal 24 Stunden währt, zu den Polen hin an Dauer zunimmt und an diesem selbst ein halbes Jahr lang herrscht. Der Einfallswinkel der Strahlen kann an den Polen im Polarsommer $23\frac{1}{2}^\circ$ nicht übersteigen.

Die Bestrahlungsdauer ist für ein Jahr am Äquator und an den Polen gleich lang (etwa 360×12 bzw. 180×24 Stunden). Ein Vergleich der Einfallswinkel (maximal 90° gegen minimal $23\frac{1}{2}^\circ$) aber zeigt, daß die Tropen wesentlich mehr Sonnenstrahlung als die Polkappen empfangen. In dem von 40° südlicher Breite reichenden Gebiet überwiegt im Mittel die Einstrahlung die Ausstrahlung, in höheren Breiten ist es umgekehrt.

4. Lufthülle als Filter

329. Die an der äußeren Erdatmosphäre ankommende Energie der Sonnenstrahlen, die vom Ultraviolett bis in das Infrarot reicht, ihr Maximum aber im Bereich des sichtbaren Lichtes besitzt, gelangt selbst an klaren Tagen nicht ungeschwächt bis zur Erdoberfläche. Ozon, Wolken, Wasserdampf, Dunstpartikel, Kohlendioxid usw. absorbieren ebenso wie die reine Atmosphäre bestimmte Anteile dieser Energie. Ein beachtlicher Teil wird schließlich durch Reflexion an den Wolken und durch Streuung, die innerhalb der Atmosphärenschichten stattfindet, wieder in den Weltraum zurückgestrahlt. Im Mittel erreichen etwa 46% der Energie entweder direkt oder als gestreute Strahlung oder nach Durchdringung von Wolken den Erdboden. Dieser Rest wird dort nach einem gewissen Reflexionsverlust absorbiert. Die Erdoberfläche erwärmt sich dabei — das Festland stärker, die Ozeanflächen weniger stark. Von der erwärmten Erdoberfläche her empfängt die Luft den Hauptteil ihrer Wärme. Das Ausmaß dieser Erwärmung ist ebenfalls von der Beschaffenheit des Untergrunds — z. B. Wasser, mit Vegetation bedecktes Land, Wüste — abhängig.

330. Über Norddeutschland strahlt die Sonne an einem klaren Sommertag etwa 500 cal auf jeden Quadratzentimeter des horizontalen Bodens. Diese Wärmemenge könnte z. B. eine Wasserschicht von $\frac{1}{2}$ m Dicke um 10° oder eine 800 m mächtige Luftschicht um 20° erwärmen bzw. eine 8 mm starke Wasserschicht verdunsten lassen oder eine 6 cm dicke Eisschicht schmelzen.

Sie entspricht je Quadratmeter etwa jener Wärmemenge, die bei der Verbrennung eines Briketts frei wird.

Es sei hier nochmals darauf hingewiesen (Nr 312), daß nahezu die gesamten Ultraviolettstrahlen der Sonne bereits von der Ozonschicht an der Obergrenze der Stratosphäre absorbiert werden und die Erwärmung der darüberliegenden Schicht bewirken.

b Wärmetransport in die Atmosphäre und Wärmeübertragung innerhalb der Atmosphäre¹⁾

1. Vorbemerkungen

331. In der Atmosphäre, die als ein mehr oder weniger feuchtes Gasgemisch anzusehen ist, kann die Wärme auf fünf verschiedene Arten übertragen werden:

- durch Strahlung,
- durch Leitung,
- durch Konvektion,
- durch Turbulenz,
- durch Verdunstung und Kondensation des Wassers.

332. Jeder feste, flüssige oder gasförmige Körper — also auch die Sonne — ist je nach seiner Temperatur eine Quelle teils sichtbarer, teils unsichtbarer Strahlung (Nr 322). So empfängt das System Erde-Atmosphäre von der Sonne sowohl sichtbare (Licht) als auch unsichtbare (ultraviolette und infrarote) Strahlung. Wärme wird hauptsächlich durch den infraroten Anteil der Strahlung übertragen.

333. Trifft Strahlung auf einen für sie durchlässigen Körper (im sichtbaren Bereich besitzt ein **durchsichtiger** Körper diese Eigenschaft), durchquert sie ihn, ohne ihn zu erwärmen. Absorbiert ein Körper jedoch Strahlung, so wandelt sie sich dabei in Wärme um (Nr 322). Reflektiert ein Körper Strahlung, so wird sie nach dem Reflexionsgesetz (Einfallswinkel = Reflexionswinkel) an seiner Oberfläche zurückgeworfen.

Viele Medien haben die Eigenschaft, Strahlung bestimmter Wellenbereiche mehr oder minder durchzulassen oder zu absorbieren (z. B. Ozon, Dunst oder Wasser) oder zu reflektieren.

Der Boden absorbiert die auftreffende Sonnenstrahlung zum größten Teil. Welcher Anteil vom Boden verschluckt und welcher reflektiert wird, hängt von der Bodenbeschaffenheit ab, d. h. davon, ob es sich um Gestein bzw. Wald, Felder, Wiesen, Sandflächen, Moor oder Wasser handelt.

¹⁾ Es handelt sich im Folgenden nur um Vorgänge, die sich in der Vertikalen abspielen. Daneben gibt es in der Atmosphäre aber ständig in kleinen und großen Maßstäben Verlagerungen verschieden temperierter Luftmassen (Nr 601) in der Horizontalen. Bei diesem **Advektion** genannten Vorgang werden Luftmassen oft Tausende von Kilometern verfrachtet, wobei sie ihre ursprüngliche Wärme nur zögernd der neuen Unterlage angleichen. Diese Art des Wärmetransportes, obwohl für die Weiterentwicklung von großer Bedeutung, wird hier nicht in die Darlegungen einbezogen.

Die Wärme, die die Sonne festem Boden zustrahlt, läßt die Oberflächentemperatur rasch ansteigen, da der Boden, insbesondere wenn er trocken ist, sowohl eine geringe spezifische Wärme (Nr 215, Fußnote) als auch eine geringe Wärmeleitfähigkeit aufweist. Die erwärmte Oberflächenschicht ist daher nur dünn.

Die Erwärmung ist um so stärker, je steiler die Strahlung die auffangende Bodenfläche trifft (Bild 19). Eine horizontale Bodenfläche ist also bei im Laufe des Tages ungehinderter Einstrahlung um die Mittagszeit am wärmsten. Außerdem erwärmt sie sich in Äquatornähe stärker als in höheren Breiten (Bild 21).

2. Ausstrahlung der Erde

334. Entsprechend seiner Eigentemperatur sendet auch der Erdboden Strahlung aus, deren Intensität man aus seiner Temperatur berechnen kann. Es ergeben sich z. B. die folgenden Ausstrahlungswerte:

Erdbodentemperatur	- 20	0	+ 30	°C
Strahlungsintensität	0.34	0.46	0.70	cal/cm ² · min

Die Ausstrahlung der Erde hat also rund den Wert von einem Viertel der Solarkonstante.

335. Der von der Erdoberfläche ausgehende langwellige Strahlungsstrom gelangt nur zu einem geringen Teil durch die Atmosphäre hindurch direkt in den Weltraum. Der größte Teil wird von dem in den untersten atmosphärischen Schichten vorhandenen Wasserdampf und von gewissen Spurengasen festgehalten und dient zur Erwärmung dieser Schichten. Sie werden dadurch ihrerseits zu einer Strahlungsquelle und senden eine Gegenstrahlung zur Erde zurück, die etwa $\frac{3}{4}$ der Erdausstrahlung aufhebt. Der Rest bleibt in der Atmosphäre als effektive Ausstrahlung der Erde zurück. Die in den Weltraum hinausgehende langwellige Strahlung hat ihren Ursprung in den noch wasserdampfhaltigen Schichten der oberen Troposphäre. Diese stellen damit die Kühlflächen der atmosphärischen Wärmekraftmaschine dar. Auf den von Wellenlängen abhängigen strahlenfilternden, strahlenverschluckenden und strahlenaussendenden Eigenschaften des Wasserdampfes beruht also die **Glashauswirkung** der Atmosphäre. Wie in ein Glashaus können nämlich die kurzwelligeren Sonnenstrahlen durch die Atmosphäre hindurch fast ungehindert bis zur Erdoberfläche gelangen. Die langwellige Ausstrahlung des Bodens verbleibt aber zum großen Teil in dem wasserdampfhaltigen Teil der Lufthülle und geht nicht unmittelbar an den Weltraum verloren. Gäbe es in der Atmosphäre keinen Wasserdampf, so würde das Jahresmittel der Lufttemperatur in Erdbodennähe — berechnet für den gesamten Globus — von 14°C auf -23°C absinken.

336. Die Gegenstrahlung der Atmosphäre ist immer vorhanden. Ihre Wirkung wird noch verstärkt, wenn der Himmel mit Wolken bedeckt ist. Diese absorbieren nämlich auch in Wellenbereichen Strahlen, die der gasförmige Wasserdampf noch durchläßt. Sie schließen damit das „Fenster“ für die Ausstrahlung fast ganz. So ist nachts bei bedecktem Himmel die Gegenstrahlung verstärkt und daher die Abkühlung am Boden weit geringer als in klaren Nächten.

In den feuchtheißen Tropen senden jedoch bereits die in Bodennähe befindlichen wasserdampfreichen Schichten, die zudem noch recht warm sind, nachts Gegenstrahlen in erheblichem Umfange aus. Es bleibt daher dort auch am Boden warm und schwül. In den nördlich und südlich anschließenden Wüstengebieten, wo tagsüber auf der Erde die höchsten Lufttemperaturen gemessen werden, sinkt die Lufttemperatur nachts empfindlich ab — bisweilen sogar unter den Gefrierpunkt. Hier ist die Gegenstrahlung wesentlich schwächer und stammt zudem aus höheren, kalten Schichten der Troposphäre.

3. Wärmeleitung

337. Wärmeleitung bedarf der Materie. Bei diesem Vorgang wird die Wärmeenergie, d. h. die lebhaftere Bewegungsenergie der Moleküle, auf benachbarte, langsamere bewegte Moleküle übertragen. Demnach setzt die Wärmeleitung immer dann ein, wenn innerhalb eines ungleichmäßig temperierten Körpers oder zwischen zwei verschiedenen temperierten Körpern, die sich berühren, ein Wärmeausgleich stattfindet und endet, wenn die mittlere Bewegungsenergie aller Moleküle einen gleichen Betrag angenommen hat.

Dieser Prozeß verläuft um so rascher, je steiler das Temperaturgefälle ist, und je besser der Körper die Wärme zu leiten vermag. Die besten Wärmeleiter sind Metalle; sie besitzen eine viele tausendmal höhere Wärmeleitfähigkeit als Gase.

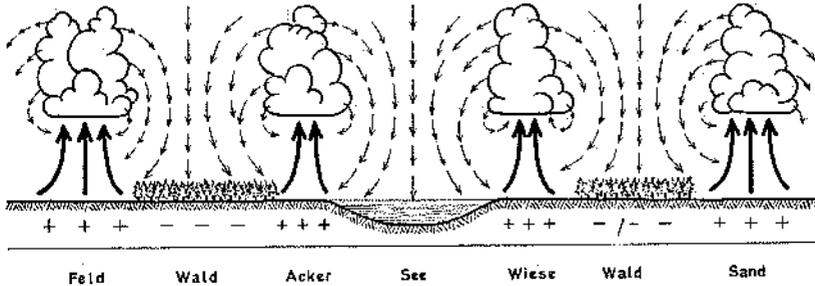
Die Wärmeleitfähigkeit ruhenden Wassers ist dagegen relativ gering; einen noch schlechteren Wärmeleiter stellt unbewegte Luft dar. Daher spielt die Wärmeleitung für die Übertragung der Wärme von der Erde in die umgehende Luft eine untergeordnete Rolle. Sie erfaßt nur eine sehr flache bodennahe Luftschicht, die überhitzt wird, weil sich die Wärme in ihr staut. Dieser Effekt ist aber insofern bedeutsam, als er eine weitere Art der Wärmeübertragung nach oben einleitet.

4. Konvektion

338. Am Boden aufgeheizte Luft verliert an Dichte. Sie wird dadurch leichter und steigt infolgedessen auf. Zum Ausgleich sinken kühlere Luftpakete an anderen Stellen ab (Bild 23). Man erkennt diese sogenannte Konvektion, wenn sie kräftig ausgebildet ist, daran, daß in ihrem Wirkungsbereich die Luft über den erhitzten Bodenflächen flimmert. Von diesen Stellen ausgehend, wachsen kleine Heißluft-

ströme nach oben zu sogenannten „**Thermikschläuchen**“ zusammen, die Segelfliegern zum Steigen dienen. Sie werden sichtbar, sobald Kondensation einsetzt und sich Cumuluswolken bilden.

Bild 23



+ = Wärmestau, Strahlung in dünner Schicht absorbiert (Feld, Acker, Wiese, Sand)
 - = Wärmeabfluss in die Tiefe (Geäst des Waldes, Wasser)

Konvektion

Die Konvektion, auch Thermik genannt, verursacht stets eine gewisse Luftunruhe („Bockigkeit“), die im Luftfahrzeug je nach dessen Muster mehr oder minder stark empfunden wird. Sobald die Einstrahlung endet, hört über Land auch die Konvektion auf; am Abend sinken die Cumuluswolken wieder in sich zusammen und lösen sich auf.

Die Konvektion bewirkt also, daß die von der Bodenschicht her erwärmte Luft in größere Höhen aufsteigt.

5. Turbulenz

339. Die Unruhe oder Turbulenz des Windes (Nr 239 und 921—926), die infolge unterschiedlicher Reibung der bewegten Luft am Boden entsteht, verwirbelt in großem Umfang die Luft und bewirkt ein Auf- und Absteigen von Luftquanten. Auf diese Weise gelangt am Tage — ähnlich wie bei der Konvektion — Wärme in höhere Luftschichten.

Nachts pflegt die Windgeschwindigkeit abzunehmen. Die Schichten vermischen sich dann weniger stark als am Tage. Jedoch geringe nächtliche Windgeschwindigkeiten genügen schon für das Auftreten einer gewissen Turbulenz, durch die dann — im Unterschied zu den Vorgängen am Tage — am Boden abgekühlte Luftpakete in etwas höhere Luftschichten gelangen. Nur bei völliger Windstille vermischen sich die Luftschichten nicht mehr.

340. Konvektion und Turbulenz sind meßtechnisch oft nicht zu trennen. Man hat daher beide Vorgänge in dem Begriff **Massenaustausch** zusammengefaßt.

6. Verdunstung und Kondensation

341. Verdunstung von Wasser und Kondensation von Wasserdampf sind am Wärmetransport in der Atmosphäre wesentlich beteiligt. Sie befördern den Einstrahlungsüberschuß, der der Erdoberfläche trotz Ausstrahlung, Konvektion, Wärmeleitung und Turbulenz immer noch verbleibt, nach oben.

Beim Verdunsten des Wassers am Boden wird Wärme verbraucht; bei der Wolkenbildung wird sie wieder frei. Diese Kondensationswärme trägt allerdings nur dann endgültig zur Erhöhung der Atmosphären-temperatur bei, wenn die kondensierte Wassermenge als Niederschlag fällt. Löst sich eine Wolke durch Verdunstung wieder auf, so wird die zunächst frei gewordene Kondensationswärme wieder vollständig für den Verdunstungsvorgang verbraucht. Man kann also aus der Niederschlagsmenge schließen, wieviel Kondensationswärme der Atmosphäre zugeführt wird. Das sind beachtenswerte Beträge: Wenn 1 cm Regen auf 1 Quadratkilometer niederfällt, hat die Atmosphäre eine Wärmemenge gewonnen, die dem Heizwert von 1000 t Kohle entspricht.



Kapitel 4

Zur Thermodynamik der Atmosphäre

I. Graphische Darstellung adiabatischer Zustandsänderungen

401. Um thermodynamische Zustandsänderungen in der freien Atmosphäre graphisch darstellen zu können, verwendet man als Unterdrucke sogenannte Diagrammpapiere¹⁾.

Der Norweger **Herlofson** entwickelte nach dem letzten Kriege ein thermodynamisches Diagrammpapier, das in fast allen westlichen militärischen Wetterdiensten eingeführt wurde. Es ist ein Hilfsmittel zur einfachen Bestimmung oder Berechnung von Höhenwerten thermodynamischer Vorgänge, die in der freien Atmosphäre stattfinden, und von Energieumsetzungen in der Atmosphäre. Mit Hilfe der Eintragungen in das Diagrammpapier will man zusätzlichen Aufschluß erhalten über die Stabilität der Luftschichtung und die Möglichkeit oder Wahrscheinlichkeit vertikaler Umlagerungen.

Das **T, log p - Diagramm** erlaubt die Berechnung von Energieumsetzungen für die Wettervorhersage, ferner die Bestimmung des Konvektionskondensationsniveaus, der Labilitäts- und der Stabilitätsenergie, die Vorhersage von Kondensstreifen (contrails), außerdem die Bestimmung der an Strahlungstagen zu erwartenden Maximumtemperatur, die Vorhersage von Spitzenböen in Gewittern, die nicht auf Frontdurchgängen beruhen, und die Berechnung von Druckflächen. Man kann aus den Eintragungen in dieses Papier auch leicht die gebräuchlichsten Meßzahlen zur Kennzeichnung des Wasserdampfgehalts der Atmosphäre entnehmen.

Der Gebrauch dieses Diagrammpapiers ist in der ZDv 99/80 „Einführung in den Gebrauch des aerologischen Diagrammpapiers Skew T, log p bei den Wetterberatungseinheiten der Bundeswehr“ dargelegt. Das T, log p - Diagramm ist mit einem Netz von Linien bedruckt, worin die Linien gleicher Temperatur als schrägliegende Gerade dargestellt sind.

In diese zu Systemen geordneten Linien werden die sogenannten markanten Punkte der Meldungen aerologischer Aufstiegsresultate eingezeichnet. Bild 24 gibt eine verkleinerte Darstellung des T, log p - Diagramms.

Die in das Diagrammpapier eingetragenen Kurvenzüge stellen die Verteilung der aerologischen Elemente in der Vertikalen an einem bestimmten Ort zu einer gegebenen Zeit dar. Zur Beratung, insbesondere für längere Flugstrecken, müssen stets Diagramme von verschied-

¹⁾ Mit Diagrammen stellt man Zusammenhänge zwischen zwei Größen — beispielsweise zwischen Luftdruck und Lufttemperatur — zeichnerisch dar.

denen Meßorten vorhanden sein, um die Neigung von Frontflächen, die Wolkenschichtung, die Höhe der Nullgradgrenze und der Tropopause beurteilen zu können.

II. Wolkenbildung und Wolkenauflösung

402. Wolken sind sichtbare, in der Luft schwebende Ansammlungen von sehr kleinen Wassertröpfchen oder Eisteilchen oder von beiden und lassen den Zusammenhang von Luftbewegung und Wasserdampfgehalt in der Troposphäre erkennen. Nebel ist den Wolken zuzurechnen.

a Wolkenbildung in stabiler Atmosphäre

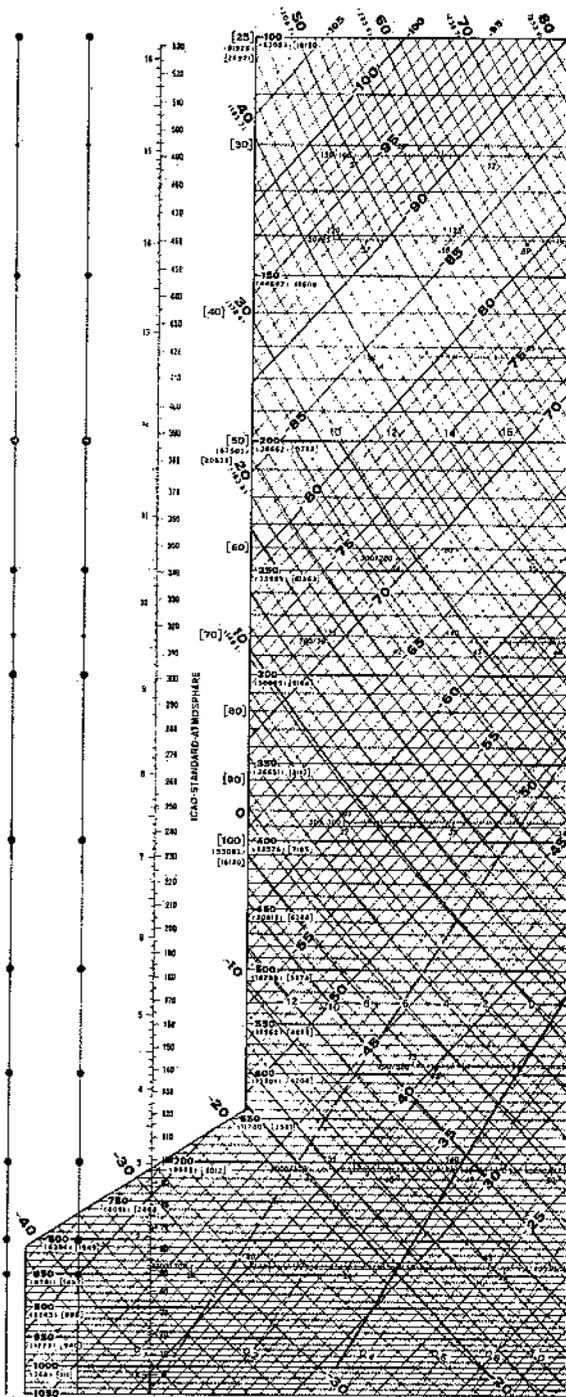
403. In einer stabil geschichteten Atmosphäre (Nr 223) fehlt jede Konvektion (Nr 338), da aufsteigende Bewegungen infolge der thermisch stabilen Gleichgewichtsverhältnisse zum Erliegen kommen. Bei stärkeren horizontalen Luftbewegungen wird aber auch dort die Luft durch die örtlich stark wechselnde Rauheit der Erdoberfläche mit ihrem Bewuchs und ihren Gebäuden sowie durch größere Geländeunebenheiten (Berge, Täler) im Bereich einer Schicht — Grundsicht genannt — durcheinander gewirbelt. Man nennt diesen Vorgang **dynamische Turbulenz**. Die Mächtigkeit der Schicht, in der diese Turbulenz wirksam ist, hängt von der Geländebeschaffenheit, von der Windgeschwindigkeit und vom Temperaturgradient ab.

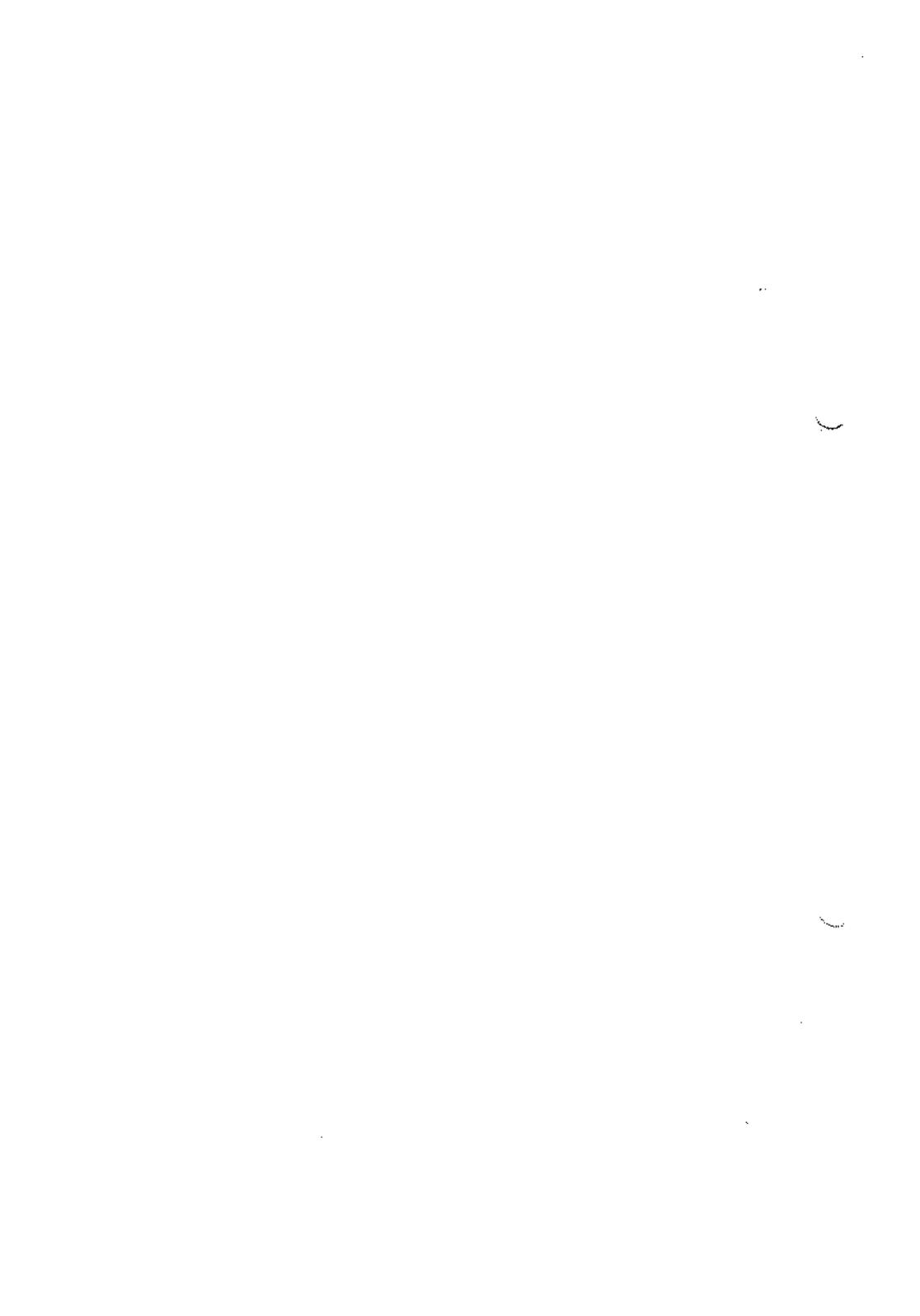
Gelangen durch Turbulenz Luftteilchen vom Boden in höhere Schichten, so kühlen sie sich beim Aufsteigen adiabatisch — d. h. um 1 Grad pro 100 m — ab (Nr 220, 221). Sie sind dann kälter als die Luftteilchen in ihrer neuen Umgebung, mit denen sie sich nun vermischen.

Dieses in ganzen etwas kühlere Luftgemisch hat das Bestreben abzusinken und gelangt dabei adiabatisch erwärmt in tiefere Regionen. Nun wiederholt sich das Spiel von neuem. Auf diese Weise hat man nach und nach die Luft im oberen Teil der turbulenten Schicht abgekühlt und im unteren Teil erwärmt. Die Oberfläche der turbulenten Schicht wird damit durch eine Inversion (Nr 219) von der darüberliegenden Luft abgegrenzt. Hat sich die Luft unterhalb der Inversion so weit abgekühlt, daß ihre Temperatur den Taupunkt erreicht, so bildet sich in dieser Höhe **Stratocumulus-** oder **Stratusbewölkung**.

404. In stabiler Atmosphäre entstehen ausgedehnte Schichtwolkenfelder dort, wo horizontale Bewegung (**Advektion**) die Wolkenbildung herbeiführt. Hierbei gleitet wärmere und feuchte Luft beim Zusammentreffen mit Kaltluft an dieser auf. Dieser Hebungsvorgang (Nr 624) ist die häufigste Form weitreichender Wolkenbildung (Bild 42).

405. Das Aufsteigen von Luftmassen kann auch durch Bodenerhebungen erzwungen werden, wenn entsprechende Windbedingungen gegeben sind. An einem Gebirge werden Luftmassen wie an einer





schiefen Ebene aufwärtsgeschoben, wobei sich luvwärts ebenfalls Schichtwolken bilden können.

Auch durch **erzwungene Hebung** von stabil geschichteten Luftmassen im Bereich frontaler Konvergenzzonen kann Wolkenbildung einsetzen.

406. Wolken können sich in stabiler Atmosphäre schließlich auch durch Mischung von Luftmassen bilden, beispielsweise an der Berührungsfläche zwischen einer feuchten Warmluftmasse und Kaltluft. In einem solchen Fall sinkt die Temperatur im Mischungsbereich unter den Taupunkt ab, und ein Teil des Wasserdampfes kondensiert.

b Wolkenbildung in labiler Atmosphäre

407. Labile Luftmassen sind durch vertikale Luftbewegung (**Konvektion**) gekennzeichnet. Ihr Merkmal ist ein ganz bestimmter Wolkentyp, der **Cumulus**. Ob die Atmosphäre labil geschichtet ist, läßt sich immer aus den entsprechenden Werten eines Radiosondenaufstiegs, die in ein $T, \log p$ - Diagramm eingetragen sind, feststellen (Bild 24).

408. Wird durch Sonneneinstrahlung Luft vom Erdboden her erwärmt, so steigt sie auf und unterliegt der trockenadiabatischen Abkühlung, die 1°C pro 100 m beträgt. Die Ausgangstemperatur, die ein Luftteilchen am Boden besitzen muß, um beim Aufsteigen den Taupunkt zu erreichen, wird **Auslösetemperatur** genannt. Es ist diejenige Temperatur, die zur Entstehung von Cumuluswolken notwendig ist. Die Höhe der Wolkenuntergrenze hängt davon ab, wie Temperatur und Feuchte in der Umgebungsluft verteilt sind und läßt sich aus der im $T, \log p$ - Diagramm verzeichneten sogenannten Zustandskurve ansehen. Die Obergrenze der Quellwolken ist aus der Zustandskurve ablesbar und ergibt sich aus der Höhe, in welcher die über das Konvektionskondensationsniveau hinaus entlang der Feuchtadiabate aufsteigenden wärmeren Luftmassen wieder die Temperatur der Umgebungsluft annehmen.

Die Entstehung der Cumuluswolken hängt demnach davon ab, welche Form die Zustandskurve aufweist, wobei die obere Grenze der Cumuluswolken in extremen Fällen die Tropopause erreichen kann. Quellwolken weisen infolge ihrer Entstehung eine waagerechte Unter- grenze und darüber abgerundete scharfe Umriss auf.

Die kleinsten Haufenwolken sind als **Schönwettercumuluswolken** bekannt, während die mächtigsten, deren oberer Teil nicht mehr aus Wassertröpfchen, sondern aus Eisnadeln besteht und sich an einer Inversion zum „Amboß“ entwickelt, als **Cumulonimbuswolken** bezeichnet werden.

Zur Bildung von Cumuluswolken führen

- Labilität der unteren Luftschichten oder
- Labilität in der Höhe bei Stabilität in Bodennähe.

1. Labilität der unteren Luftschichten

409. Über den durch Sonneneinstrahlung erhitzten Bodenflächen werden mehr oder weniger periodisch Warmluftzellen abgelöst, die mit 3 bis 5 m/s aufsteigen und zur Entstehung von Cumuluswolken Anlaß geben. Diese Wolken bilden sich am Vormittag, nehmen nachmittags an Menge zu und lösen sich gegen Abend durch Absinken wieder auf.

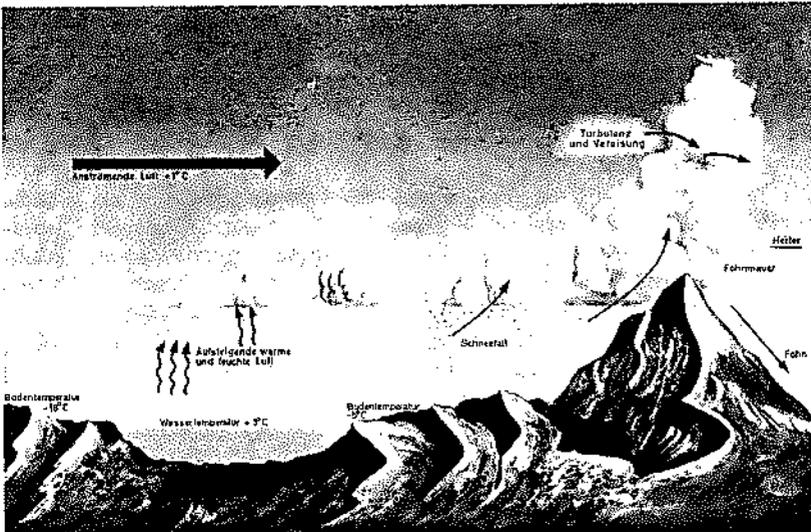
Das Wasser erwärmt sich bedeutend langsamer als die Landfläche. Die Meeresoberfläche bleibt demnach am Tag viel kühler als das Land. Nachts kühlt sie sich aber auch entsprechend langsamer als das Land ab. Somit bilden sich Cumuluswolken in der Nacht über der relativ warmen Seefläche und verschwinden meist tagsüber.

2. Labilität in der Höhe bei Stabilität in der unteren Schicht

410. Fließt warme und feuchte Luft in den mittleren Höhenbereich der Atmosphäre ein, so entsteht in den darüber liegenden Luftschichten eine labile Zone, während nach unten, zum Boden hin, Stabilisierung eintritt.

Werden dann die stabilen bodennahen Luftmassen durch Bodenerhebungen oder auch durch andere Faktoren zum Aufsteigen bis zur labilen Zone gezwungen, entwickeln sich insbesondere an Bergketten Cumuluswolken. Schließlich können sich daraus hochreichende Cumulonimbuswolken mit Gewittern bilden (Bild 25).

Bild 25



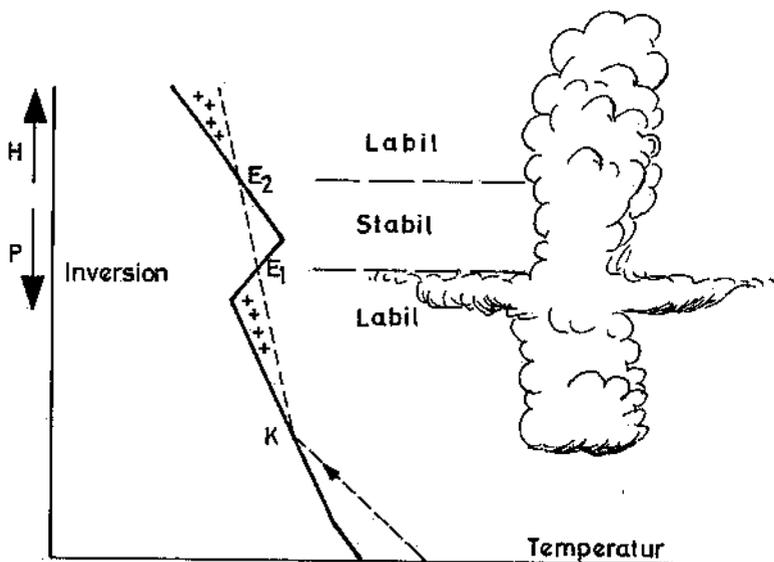
Durch Bodenerhebungen bedingte Entwicklung von Cumulus und Cumulonimbus

3. Einwirkung von Inversionen in der Höhe

411. Gelangt aufsteigende Luft an eine Inversion, so behindert diese die vertikale Weiterentwicklung der Cumuluswolken. Die Folge ist, daß sich diese Wolken an der Inversionsschicht ausbreiten.

Ist die Inversion nur von geringer Mächtigkeit und die Luftmasse darüber labil, können emporstrudelnde Luftzellen infolge ihrer Trägheit diesen Sperrgürtel durchstoßen und hochreichende Wolkentürme bilden. An der **Inversion** kann sich infolge horizontaler Ausbreitung zusätzlich **Stratocumulus** entwickeln. Werden mehrere Inversionen durchstoßen, können zusätzlich **Alto**cumuluswolken und sogar **Cirrus**wolken auftreten (Bild 26).

Bild 26



Quellwolkenbildung an einer Inversion

c Wolkenauflösung

412. Sinkt eine Luftmasse ab, so erwärmt sie sich dabei adiabatisch. Die relative Feuchtigkeit nimmt entsprechend ab, und die Wolken lösen sich auf.

Nachdem sich die Wolken aufgelöst haben, bleibt meist eine Dunstschicht zurück, deren Obergrenze die Lage der früheren Wolkenobergrenze anzeigt.

III. Wolken und Meteore

a Wolken

413. Als mit dem Aufschwung der Naturwissenschaften im 17. Jahrhundert auch das Wetter Gegenstand der Forschung wurde, versuchten einige Gelehrte, die Wetterelemente Luftdruck, Temperatur und Luftfeuchte zu messen. Aber auch anderen Wettererscheinungen wandte man sich zu, die der Beobachtung zugänglich waren. Gewisse Wolkenformen waren schon seit Jahrtausenden als Künder kommenden Wettergeschehens bekannt, und man versuchte, sie in bestimmte Systeme einzuordnen.

Die erste **Wolkenklassifikation** stammt von dem französischen Naturforscher Lamarck. In seinem 1802 erschienenen Aufsatz unterschied er nur bestimmte typische Formen, ohne eine Gesamteinteilung zu versuchen.

414. Die Grundlage der heutigen Vorstellung ist die 1803 erschienene Gliederung des Engländers Luke Howard. Er unterschied drei einfache Grundtypen: Cirrus, Stratus und Cumulus, von denen er alle übrigen ableitete. Damit waren die Hauptformen bestimmt:

Wolken der höheren Troposphäre, Schichtwolken und Quell- oder Haufenwolken.

An der weiteren Entwicklung haben der Deutsche Kämtz, der Franzose Renou und der Schwede Hildebrandsson besonderen Anteil. Hildebrandsson gab 1896 den ersten Wolkenatlas heraus.

Dieser Atlas wurde zur internationalen Grundlage für die Angabe von Wolken beim Austausch von Wettermeldungen erklärt. Ein neuer Wolkenatlas wurde 1930 herausgegeben, ihm folgte 1957 der jetzt gültige.

Jede Geophysikalische Beratungsstelle ist mit dem internationalen Wolkenatlas ausgestattet¹⁾.

b Wolkenklassifikation

415. Die Wolken verändern sich ständig und zeigen daher einen großen Formenreichtum. Dennoch ist es möglich, bestimmte, auf der ganzen Erde häufig beobachtete charakteristische Wolkenformen zu unterscheiden und sie zu größeren Gruppen zusammenzufassen.

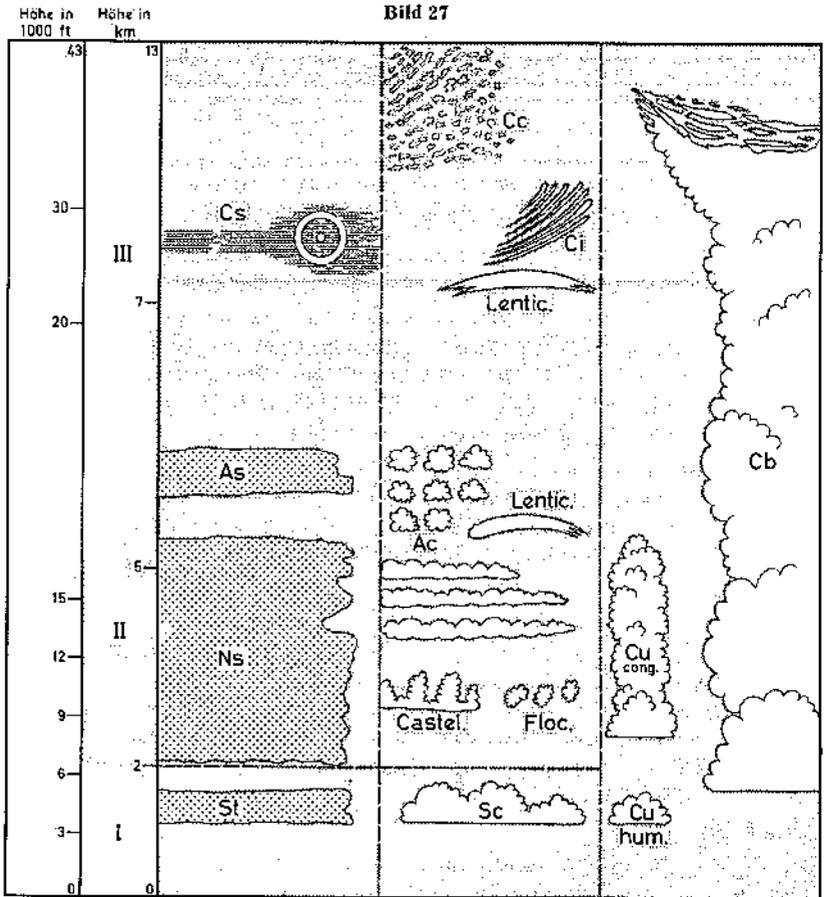
Als **Gattungen** werden zunächst 10 Hauptgruppen festgestellt. Zu einer weiteren Unterteilung in **Arten** haben bestimmte Eigentümlichkeiten in der Gestalt der Wolken sowie die Unterschiede ihres inneren Aufbaus geführt.

¹⁾ Beim Unterricht können auch die Stehbildsammlung der Bundeswehr mit den Bildern aus diesem Atlas und die in der ZDv 99/11 „Flugzeugwettermeldung“ ausgedruckten Wolkenbilder herangezogen werden. Begriffsbestimmungen der Wolkennamen sind auch in der ZDv 99/81 „Begriffsbestimmungen der Geophysik“ (in Bearbeitung) enthalten.

Verschiedenheiten der Anordnung der Wolken sowie der Grad der Lichtdurchlässigkeit ergeben **Unterarten**.

Neben den Wolken der 10 Gattungen werden noch Wolken bei Vulkan- ausbrüchen, Brandwolken usw. unterschieden.

Zur Bezeichnung der Wolken hat man lateinische Namen gewählt, die sich auf der ganzen Welt verwenden lassen (Bild 27).



Schichtformen

Unterteilte Formen
(Streifen, Walzen,
Floccen, Linsen)

Wolken mit vertikaler Entwicklung

Stockwerke und schematische Wolkendarstellung
I unteres, II mittleres, III oberes Stockwerk

Stockwerke und schematische Wolkendarstellung

I unteres, II mittleres, III oberes Stockwerk.

Die Schraffur am linken Rand deutet die wechselnde Mächtigkeit des mittleren Wolkenstockwerks an.

(nach W. Eichenberger, G. Gensler u. a.: „Flugwetterkunde“ 4. Aufl. 1969)

416. Die Hauptbezeichnungen für Wolken, die auch zusammengesetzt verwendet werden, sind folgende:

- cirrus = Haarlocke, ein Büschel Pferdehaare, Federbusch;
- cumulus = Ansammlung, Anhäufung, Haufen;
- stratus = ausgedehnt, ausgebreitet;
- altus = hoch;
- nimbus = Regen.

417. Die **Gattungen** sind im Internationalen Wolkenatlas folgendermaßen beschrieben:

Cirrus (Ci)

Isolierte Wolken in Form weißer, zarter Fäden oder weißer bzw. überwiegend weißer Flecken oder schmaler Bänder. Diese Wolken zeigen ein faseriges (haarähnliches) Aussehen oder einen seidigen Schimmer oder beides.

Cirrocumulus (Cc)

Dünne, weiße Flecken, Felder oder Schichten von Wolken ohne Eigenschatten, die aus sehr kleinen, körnig, geripelt o. ä. aussehenden, miteinander verwachsenen oder isolierten Wolkenteilchen bestehen und mehr oder weniger regelmäßig angeordnet sind. Die meisten Wolkenteile haben eine Breite von weniger als 1 Grad¹⁾.

Cirrostratus (Cs)

Durchscheinender, weißlicher Wolkenschleier von faserigem (haarähnlichem) oder glattem Aussehen, der den Himmel ganz oder teilweise bedeckt und im allgemeinen Halo-Erscheinungen (Nr 426) hervorruft.

Alto cumulus (Ac)

Weißer und/oder graue Flecken, Felder oder Schichten von Wolken, im allgemeinen mit Eigenschatten, aus schuppenartigen Teilen, Ballen, Walzen usw. bestehend, die manchmal teilweise faserig oder diffus aussehen und zusammengewachsen sein können. Die meisten der regelmäßig angeordneten kleinen Wolkenteile haben gewöhnlich eine Breite von 1 bis 5²⁾ Grad.

Altostratus (As)

Graue oder bläuliche Wolkenfelder oder -schichten von streifigem, faserigem oder einförmigem Aussehen, die den Himmel ganz oder teilweise bedecken und stellenweise gerade so dünn sind, daß die Sonne wenigstens schwach, wie durch Mattglas, zu erkennen ist. Bei Altostratus treten keine Halo-Erscheinungen auf.

Nimbostratus (Ns)

Graue, häufig dunkle Wolkenschicht, die bei mehr oder weniger anhal-

¹⁾ Ein Grad entspricht etwa der Breite des kleinen Fingers bei ausgestrecktem Arm.

²⁾ Fünf Grad entsprechen etwa der Breite von drei Fingern bei ausgestrecktem Arm.

tendem, meist den Erdboden erreichenden Regen- oder Schneefall diffus erscheint. Die Schicht ist so dicht, daß die Sonne unsichtbar wird. Unterhalb dieser Schicht treten häufig niedrige, zerfetzte Wolken auf, die mit ihr zusammenwachsen können.

Stratocumulus (Sc)

Graue und/oder weißliche Flecken, Felder oder Schichten von Wolken, die fast stets dunkle Stellen aufweisen, aus mosaikartigen Schoolen sowie aus Ballen, Walzen usw. bestehen, die (ausgenommen bei Virgabildung — Fallstreifenbildung) von nichtfaseriger Struktur sind und zusammengewachsen sein können. Die meisten der regelmäßig angeordneten kleineren Wolkenteile haben eine Breite von mehr als 5 Grad¹⁾.

Stratus (St)

Eine durchgehend graue Wolkenschicht mit ziemlich einförmiger Untergrenze, aus der Sprühregen (Nr 424), Eisprismen (Nr 424) oder Schneegriesel (Nr 424) fallen können. Ist die Sonne durch die Wolken hindurch sichtbar, so sind ihre Umrisse klar zu erkennen. Halo-Erscheinungen können bei Stratus nur bei sehr niedrigen Temperaturen auftreten.

Manchmal kommt Stratus in Form zerfetzter Schwaden vor.

Cumulus (Cu)

Isolierte, durchweg dichte und scharf abgegrenzte Wolken, die sich in der Vertikalen in Form von Hügeln, Kuppeln oder Türmen entwickeln. Ihre aufquellenden oberen Teile sehen oft wie Blumenkohl aus. Die von der Sonne beschienenen Teile dieser Wolken sind meist leuchtend weiß. Ihre Untergrenze ist verhältnismäßig dunkel und verläuft fast horizontal.

Manchmal sind die Cumuluswolken zerfetzt.

Cumulonimbus (Cb)

Eine massige und dichte Wolke von beträchtlicher vertikaler Ausdehnung in Form eines hohen Berges oder mächtigen Turmes. Zumindest teilweise weist der obere Wolkenabschnitt glatte Umrisse auf, oder er ist faserig oder streifig und fast stets abgeflacht. Dieser Teil breitet sich vielfach amboßförmig oder wie ein großer Federbusch aus.

Unterhalb der häufig sehr dunklen Wolkenuntergrenze befinden sich oft niedrige, zerfetzte Wolken, die mit der Hauptwolke zusammengewachsen sein können. Der Niederschlag fällt manchmal in Virgaform.

418. Für die Beschreibung der Arten und Unterarten sind die in Nr 414 genannten Unterrichtshilfsmittel bzw. Veröffentlichungen heranzuziehen.

¹⁾ Fünf Grad entsprechen etwa der Breite von drei Fingern bei ausgestrecktem Arm.

c Wolkenhöhen

419. Erfahrungsgemäß sind die Wolken in bestimmten Höhenbereichen, die oft als **Wolkenstockwerke** bezeichnet werden, anzutreffen.

In den einzelnen Stockwerken kommen jeweils die Wolken bestimmter Gattungen am häufigsten vor, und zwar

- Cirrus, Cirrocumulus und Cirrostratus im oberen Stockwerk (hohe Wolken),
- Altocumulus im mittleren Stockwerk (mittelhohe Wolken),
- Stratocumulus und Stratus im unteren Stockwerk (tiefe Wolken).

Folgende Wolkengattungen sind nicht eindeutig an ein bestimmtes Stockwerk gebunden:

- Altostratus (meist im mittleren Stockwerk beobachtet, reicht aber häufig höher hinauf);
- Nimbostratus (fast durchweg im unteren Stockwerk beobachtet, erstreckt sich aber meist bis in die anderen Stockwerke hinein);
- Cumulus und Cumulonimbus (haben meist ihre Untergrenze im unteren Stockwerk; jedoch sind sie oft so mächtig, daß ihre Obergrenze in das mittlere und obere Stockwerk hineinreicht).

Die Grenzen der Stockwerke überschneiden sich und schwanken mit der geographischen Breite. Die Lagen weisen ungefähr folgende Höhen auf:

Stockwerk	Polargebiete	gemäßigte Zonen	tropische Zonen
oberes	3—8 km (9800 bis 26 300 Fuß)	5—13 km (16 400 bis 42 700 Fuß)	6—18 km (19 700 bis 59 100 Fuß)
mittleres	2—4 km (6 600 bis 13 100 Fuß)	2—7 km (6 600 bis 23 000 Fuß)	2—8 km (6 600 bis 26 300 Fuß)
unteres	von der Erdoberfläche bis 2 km (6 600 Fuß) Höhe		

d Meteore

1. Begriffsbestimmung

420. Die Meteore werden in 4 Arten eingeteilt:

- Hydrometeore (Wasser oder Eis),
- Lithometeore (Sand, Erde, Asche),
- Photometeore (optische Erscheinungen),
- Elektrometeore (elektrische Erscheinungen).

Im folgenden werden die Erscheinungen unter Anlehnung an den „Internationalen Wolkenatlas“ beschrieben. Die entsprechenden englischen Bezeichnungen sind in Klammern beigefügt. Sofern die Erscheinungen für den Flieger wichtig sind, werden sie noch an anderer Stelle besprochen.

2. Hydrometeore

421. Bei den Hydrometeoren handelt es sich jeweils um eine Ansammlung flüssiger oder gefrorener Wasserteilchen, die innerhalb der Atmosphäre fallend oder schwebend vorhanden sind, durch den Wind von der Erdoberfläche aufgewirbelt oder an Gegenständen am Erdboden bzw. in der Luft abgelagert werden.

422. Die bekanntesten Hydrometeore sind nachfolgend jeweils mit einer kurzen Definition zusammengestellt.

— **Regen** (rain)

Niederschlag aus flüssigen Wasserteilchen entweder als Tropfen von mehr als 0,5 mm Durchmesser oder als kleinere, vereinzelte Tropfen.

Gefrierender Regen (freezing rain)

Regen, dessen Tropfen bei Berührung mit dem Erdboden oder mit Gegenständen auf der Erdoberfläche oder mit Luftfahrzeugen während des Fluges gefrieren.¹⁾

— **Sprühregen, Nieseln** (drizzle)

Ziemlich gleichmäßiger Niederschlag, der ausschließlich aus feinen, dicht verteilten Wassertropfen (Durchmesser kleiner als 0,5 mm) besteht.

Gefrierender Sprühregen (freezing drizzle)

Sprühregen, dessen Tropfen bei Berührung mit dem Erdboden oder mit Gegenständen auf der Erdoberfläche oder mit Luftfahrzeugen während des Fluges gefrieren.¹⁾

— **Schnee** (snow)

Niederschlag aus Eiskristallen, von denen die meisten (bisweilen sternförmig) verzweigt sind.

— **Reifgraupel(n)** (snow pellets)

Niederschlag aus weißen, undurchsichtigen Eiskörnchen, die kugel- oder manchmal kegelförmig sind. Ihr Durchmesser beträgt 2—5 mm.

— **Schneegriesel** (snow grains)

Niederschlag aus sehr kleinen, weißen, undurchsichtigen Eiskörnchen, die ziemlich abgeplattet oder länglich sind. Ihr Durchmesser beträgt im allgemeinen weniger als 1 mm.

¹⁾ Es wird als selbstverständlich vorausgesetzt, daß die Gegenstände nicht künstlich auf eine höhere oder eine niedrigere Temperatur gebracht werden, als die umgebende Luft sie hat.

— **Eiskörner und Frostgraupeln** (ice pellets)

Niederschlag von durchscheinenden oder durchsichtigen Eiskügelchen, die rund oder unregelmäßig, in seltenen Fällen kegelförmig gestaltet sind und einen Durchmesser von 5 mm oder weniger haben.

Sie können in zwei Haupttypen eingeteilt werden:

- (a) Gefrorene Regentropfen oder weitgehend geschmolzene und wieder gefrorene Schneeflocken (Eiskörner).
- (b) Schneekügelchen, die in eine dünne Eisschicht eingebettet sind (Frostgraupeln).

— **Hagel** (hail)

Niederschlag aus kleinen Eiskugeln oder -stücken (Hagelkörner) mit einem Durchmesser von 5—50 mm oder bisweilen auch mehr, die entweder in einzelnen Stücken oder in unregelmäßig zusammengewachsenen Klumpen herabfallen.

— **Eisprismen** (ice prisms)

Niederschlag von nichtverzweigten Eiskristallen in Form von Nadeln, Säulen oder Plättchen, die oft so winzig sind, daß sie in der Luft zu schweben scheinen. Diese Eiskristalle können aus einer Wolke oder auch bei wolkenlosem Himmel fallen.

— **Nebel** (fog)

In der Luft schwebende, sehr kleine Wassertröpfchen, durch die die Horizontalsicht an der Erdoberfläche¹⁾ auf weniger als 1 km herabgesetzt wird.

— **Eisnebel** (ice fog)

In der Luft schwebende zahlreiche, winzige Eiskristalle, durch die die Sichtweite an der Erdoberfläche vermindert wird.

Anmerkung: Im Internationalen Schlüssel für meteorologische Meldungen wird der Ausdruck „Nebel“ gebraucht, wenn die durch Hydrometeore verursachte Trübung die Horizontalsicht an der Erdoberfläche auf weniger als 1 km herabsetzt.

— **Feuchter Dunst** (mist)

In der Luft schwebende, mikroskopisch kleine Wassertröpfchen oder feuchte hygroskopische Teilchen, durch die die Sichtweite an der Erdoberfläche vermindert wird.

Anmerkung: Im Internationalen Schlüssel für meteorologische Meldungen wird der Ausdruck „feuchter Dunst“ dann angewendet, wenn die durch Hydrometeore verursachte Trübung die Horizontalsicht an der Erdoberfläche auf nicht weniger als 1 km herabsetzt (Taupunktdifferenz $\leq 3^{\circ}\text{C}$).

¹⁾ Ein und dieselbe Ansammlung von Teilchen kann von einem Berg-Beobachter als Nebel oder feuchter Dunst, von einem Beobachter im Tal dagegen als Wolke angesehen werden.

- **Schneefegen und Schneetreiben** (drifting snow and blowing snow)
Schnee, der vom Erdboden durch einen entsprechend starken und turbulenten Wind emporgewirbelt wird.
 - **Schneefegen**
Schnee, der vom Wind bis in geringe Höhen über dem Erdboden aufgewirbelt wird. In Augenhöhe¹⁾ wird die Horizontalsicht nicht merklich herabgesetzt.
 - **Schneetreiben**
Schnee, der vom Wind bis in mäßige Höhe über dem Erdboden hoch emporgewirbelt wird. In Augenhöhe¹⁾ ist die Horizontalsicht im allgemeinen sehr gering.
- **Gischt** (spray)
Wassertröpfchen, die durch den Wind von der Oberfläche einer ausgedehnten Wassermasse, im allgemeinen von den Wellenkämmen her, fortgerissen und über eine kurze Strecke hinweg verweht werden.
- **Tau** (dew)
Ablagerung von Wassertropfen an Gegenständen auf oder nahe dem Erdboden, hervorgerufen durch Kondensation von Wasserdampf aus der umgebenden klaren Luft.
Weißer Tau (white dew)
Ablagerung von weiß aussehenden, gefrorenen Tautropfen.
- **Reif** (hoar-frost)
Eisablagerung von kristallinem Aussehen, im allgemeinen in Form von Schuppen, Nadeln, Federn oder Fächern, hervorgerufen durch Sublimation von Wasserdampf aus der umgebenden klaren Luft.
- **Rauhreif und Rauhrost** (rime)
Eisablagerung aus körnigen Teilchen, die durch Lufteinschlüsse mehr oder weniger getrennt und manchmal mit kristallinen Verzweigungen verziert sind. Diese Hydrometeore lagern sich in Nebel oder in Wolkenluft ab, wobei sich Rauhreif allseitig bildet, Rauhrost dagegen dem Wind entgegengesetzt.
- **Glatteis** (glaze [clear ice])
Allgemein homogene und durchsichtige Eisablagerung, die durch das Gefrieren unterkühlter Sprühregentropfchen oder Regentropfen an Gegenständen entsteht, deren Oberflächentemperatur unter oder nur wenig über 0°C liegt.
Anmerkung: Glatteis am Boden darf nicht mit „Schnee- oder Eisglätte“ verwechselt werden, die zustande kommt, wenn
 - Wasser von flüssigem Niederschlag später am Boden gefriert („Eisglätte“),

¹⁾ Als Augenhöhe wird eine Höhe von 1,80 m über dem Erdboden angenommen.

- Schnee am Boden wieder gefriert, nachdem er vollständig oder teilweise geschmolzen war („Schneeglätte“ oder „Eisglätte“),
- Schnee am Boden durch den Straßenverkehr fest und hart wird („Schneeglätte“).

— **Trombe** (spout)

Dieser häufig sehr heftige Wirbelwind wird an einer Wolkensäule oder an einem umgekehrten Wolkenkegel (Trichterwolke) erkennbar, die bzw. der aus der Basis einer Cumulonimbuswolke herunterragt. Die gleichzeitig auftretenden „Büschel“ bestehen aus Wassertröpfchen, Staub, Sand oder irgendwelchen anderen kleineren Teilchen, die von der Meeresoberfläche bzw. vom Erdboden emporgerissen werden.

3. Lithometeore

423. Bei den Lithometeoren handelt es sich jeweils um eine Ansammlung von Teilchen, von denen die meisten fest sind und nicht aus Wasser bestehen. Die Teilchen scheinen in der Luft zu schweben oder sind durch den Wind vom Erdboden hochgewirbelt worden.

424. Die bekannteren Lithometeore sind:

— **Trockener Dunst** (haze)

In der Luft schwebende, äußerst kleine, trockene Teilchen, die mit bloßem Auge nicht sichtbar und so zahlreich sind, daß die Luft ein opaleszentes Aussehen annimmt.

— **Staubdunst** (dust haze)

In der Luft schwebender Staub oder kleine Sandteilchen, die vor dem Beobachtungszeitpunkt durch einen Staub- oder einen Sandsturm vom Erdboden weg emporgewirbelt worden sind.

— **Rauch** (smoke)

In der Luft schwebende, kleine Teilchen, die von Verbrennungsvorgängen herrühren. (Es handelt sich hierbei nicht nur um Ruß oder Staubteilchen. Der Luft sind außerdem noch Kohlenwasserstoffe beigemischt, die aus unvollständiger Verbrennung herrühren und unter dem Einfluß des Sonnenlichtes weiter zu trübenden Teilchen oxidieren.)

— **Staub- oder Sandfegen, Staub- oder Sandtreiben** (drifting and blowing dust or sand)

Staub- oder Sandteilchen, die an oder nahe der Station durch einen genügend starken oder turbulenten Wind vom Boden bis in geringe oder mäßige Höhe emporgewirbelt werden.

• **Staub- oder Sandfegen** (drifting dust or drifting sand)

Staub oder Sand, der durch den Wind bis in geringe Höhe über dem Erdboden aufgewirbelt wird. In Augenhöhe wird die Horizontalsicht nicht merklich herabgesetzt.

- **Staub- oder Sandtreiben** (blowing dust or blowing sand)
Staub oder Sand, der durch den Wind bis in mäßige Höhe über dem Boden hochgewirbelt wird. In Augenhöhe wird die Horizontalsicht merklich vermindert.
- **Staub- oder Sandsturm** (dust storm or sandstorm)
Staub- oder Sandteilchen, die durch einen starken und turbulenten Wind kräftig bis in große Höhen emporgewirbelt werden. Die Stirnseite eines Staub- oder eines Sandsturmes kann wie eine breite und hohe Mauer (Staub- oder Sandmauer) aussehen.
- **Staub- oder Sandwirbel** (Staubteufel — dust devil) (dust whirl or sand whirl)
Ansammlung von Staub- oder Sandteilchen, bisweilen zusammen mit sonstigen kleinen Gegenständen, die in der Form eines säulenartigen Wirbels von wechselnder Höhe und geringem Durchmesser mit etwa vertikaler Achse vom Erdboden weg emporgerissen werden.

4. Photometeore

425. Ein Photometeor ist eine Lichterscheinung, die durch Reflexion (Spiegelung), Refraktion (Brechung), Diffraktion (Beugung) oder Interferenz (Überlagerung) des Sonnen- oder Mondlichts hervorgerufen wird.

426. Die am häufigsten beobachteten Photometeore sind

- **Halo-Erscheinungen** (halo phenomena)
Gruppe optischer Erscheinungen in Form von Ringen, Bögen, Säulen oder Lichtflecken, die durch Refraktion oder Reflexion des Lichts an in der Atmosphäre schwebenden Eisteilchen (cirrusartige Wolken, Eisnebel usw.) hervorgerufen werden. Form, Größe und Lage der Eiskristalle lassen die unterschiedlichsten Halo-Erscheinungen entstehen.

Zu den Halo-Erscheinungen zählen:

- Der kleine Halo (small halo), ein Lichtring von 22° Radius mit Sonne oder Mond im Mittelpunkt, gewöhnlich mit einem blaßroten Saum an der Innenseite und in einigen seltenen Fällen mit einem violetten Außenrand. Dies ist die am häufigsten vorkommende Halo-Erscheinung.
- Der große Halo (large halo), ein Lichtring von 46° Radius. Er ist nicht so hell und seltener als der kleine Halo.
- Eine weiße Lichtsäule (white luminous pillar) in Form eines unterbrochenen oder durchgehenden Lichtstreifens, der senkrecht ober- oder unterhalb von Sonne oder Mond beobachtet werden kann.
- Der obere und der untere Berührungsbogen (upper tangent arc and lower tangent arc), die bisweilen an der Außenseite des klei-

nen oder des großen Ringes sichtbar sind. Sie berühren den kreisförmigen Halo jeweils in seinem höchsten und seinem niedrigsten Punkt. Die Bögen sind häufig kurz und können zu einem Lichtfleck zusammenschrumpfen.

- Der obere und der untere Zirkumzenitalbogen (upper and lower circumzenithal arc): Der obere Zirkumzenitalbogen ist ein stark gekrümmter Bogen eines kleinen, horizontalen, in Zenitnähe liegenden Kreises. Er ist hellfarbig, außen rot und innen violett. Der untere Zirkumzenitalbogen liegt auf einem flachen, horizontalen Kreis in Horizontnähe.
- Der Nebensonnenkreis (Horizontalkreis) (parhelic circle) erscheint als weißer, horizontal verlaufender Kreis in derselben Winkelhöhe wie die Sonne. Lichtflecke (Nebensonnen) können an bestimmten Stellen des Nebensonnenkreises beobachtet werden. Diese Flecke treten in den meisten Fällen etwas außerhalb des kleinen Ringes auf (Nebensonnen, oft leuchtend farbig), gelegentlich in 120° Azimutdistanz von der Sonne (Nebengegensonnen) und in sehr seltenen Fällen der Sonne gegenüber (Gegensonne)¹⁾.
- Die Untersonne (undersun), die senkrecht unterhalb der Sonne als leuchtend weißer Fleck erscheint und dem Sonnenbild auf einer ruhenden Wasserfläche ähnelt.

— **Korona** (corona)

System von aufeinanderfolgenden, farbigen Ringen (selten mehr als drei) von verhältnismäßig kleinem Durchmesser mit Sonne oder Mond im Mittelpunkt (Hof, Kranz).

— **Irisieren** (irisation)

Farberscheinungen an Wolken, teils unregelmäßig, teils in Streifen angeordnet, die zu den Wolkenrändern annähernd parallel verlaufen. Die Farben Grün und Rosa herrschen vor und sind häufig pastellartig abgestuft.

— **Glorie** (glory)

System von aufeinanderfolgenden, farbigen Ringen, die von einem Beobachter um seinen eigenen Schatten herum an einer Wolke, die überwiegend aus zahlreichen kleinen Wassertröpfchen besteht, oder an Nebel oder — wenn auch sehr selten — an Tau gesehen werden²⁾.

Anmerkung: Ein Schatten, der sehr groß erscheint, weil die Wolken oder der Nebel vom Beobachter nicht sehr weit entfernt sind, wird „Brockengespenst“ genannt ohne Rücksicht darauf, ob dabei eine farbige Glorie zu sehen ist oder nicht.

¹⁾Die entsprechenden Erscheinungen werden beim Mond Nebenmondkreis, Nebenmonde, Nebengegenmonde und Gegenmond genannt.

²⁾Beobachter in der Luft sehen häufig eine Glorie rings um den Schatten des Luftfahrzeugs, in dem sie sich befinden.

— **Regenbogen** (rainbow)

System konzentrischer Bögen mit einer spektralen Farbenfolge von violett bis rot, die in der Atmosphäre durch Brechung und Reflexion des Sonnen- und Mondlichtes an einem „Schirm“ von Wassertropfen (Regentropfen, Sprühregen oder Nebeltröpfchen) hervorgerufen werden.

Der Hauptregenbogen (primary rainbow) sieht auf der Innenseite violett und an der Außenseite rot aus.

Der Nebenregenbogen (secondary rainbow), der wesentlich weniger hell ist, besitzt dagegen eine rote Innenseite und eine violette Außenseite (umgekehrte Farbenfolge).

Der Nebelbogen (fog bow) ist ein Hauptregenbogen, der aus einem weißen Band besteht und auf einem „Schirm“ von Nebel oder feuchtem Dunst zu sehen ist. Normalerweise ist er außen rot und innen blau gesäumt.

5. Elektrometeore

427. Ein Elektrometeor ist eine sichtbare oder hörbare Folgeerscheinung der atmosphärischen Elektrizität.

428. Die wichtigeren Elektrometeore sind

— **Gewitter** (thunderstorm)

Eine oder mehrere plötzliche elektrische Entladungen, die sich durch ein kurzes Aufleuchten (Blitz) und ein krachendes oder rollendes Geräusch (Donner) äußern.

— **Blitz** (lightning)

Lichterscheinung, die bei einer plötzlichen elektrischen Entladung auftritt und von einer Wolke ausgeht oder in ihrem Innern stattfindet oder — weniger häufig — auch von hoch emporragenden Gebilden der Erdoberfläche oder von Bergen ausgeht. Es lassen sich drei hauptsächlichliche Blitzarten unterscheiden:

- Erdentladungen (Blitzschlag), die zwischen Wolke und Erdboden auftreten,
- Wolkenentladungen (Wolken- und Flächenblitze), die innerhalb einer Gewitterwolke oder zwischen benachbarten Gewitterwolken stattfinden,
- Luftentladungen, die von einer Gewitterwolke in den Luftraum gerichtet sind, dabei aber nicht den Erdboden treffen.

— **Donner** (thunder)

Krachendes oder rollendes Geräusch bei einem Blitz.

— **St. Elmsfeuer** (saint elmo's fire)

Mehr oder weniger anhaltende, leuchtende elektrische Entladung von schwacher bis mäßiger Intensität innerhalb der Atmosphäre, von emporragenden Gegenständen auf der Erdoberfläche (Blitzab-

leiter, Windfahnen, Schiffsmasten) oder von Luftfahrzeugen während des Flugs, (Tragflächenspitzen, Luftschrauben usw.) ausgehend.

— **Polarlicht** (Polar aurora)

Lichterscheinung, die in Form von Bögen, Bändern, Draperien oder Vorhängen in der hohen Atmosphäre auftritt.

Kapitel 5

Zirkulation der Atmosphäre

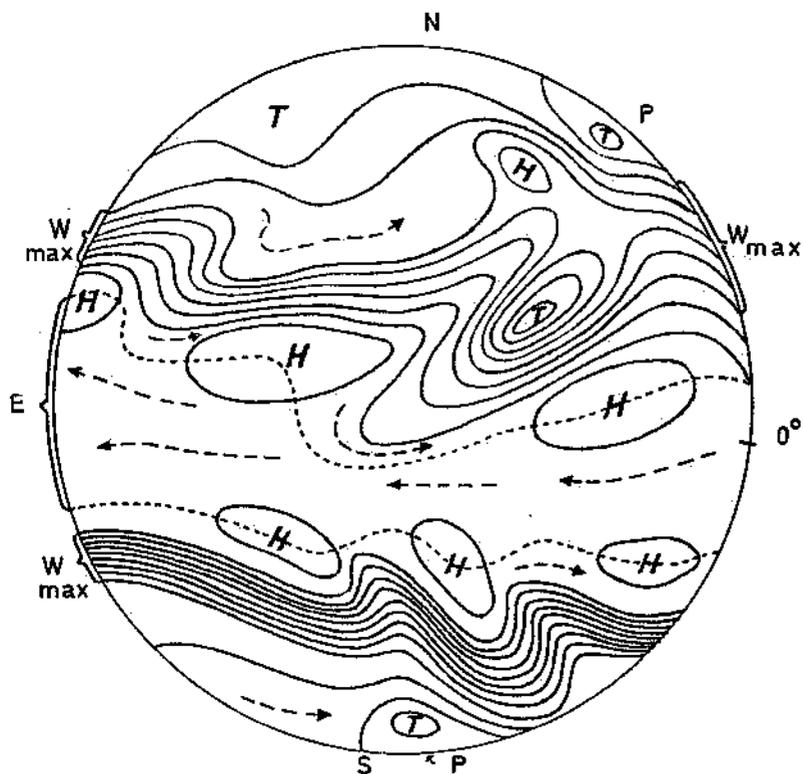
501. Unter allgemeiner Zirkulation der Atmosphäre versteht man den mittleren Strömungsverlauf mit seinen regelmäßigen und unregelmäßigen Schwankungen.

I. Verteilung der Druck- und Windgürtel über die Erde

502. Die gürtelförmige Anordnung der Luftdruck- und Windzonen am Boden und in der Höhe, wie sie im Jahresmittel meist beobachtet wird, ist in Bild 28a und b dargestellt. Man kann sie in folgender Anordnung zusammenfassen:

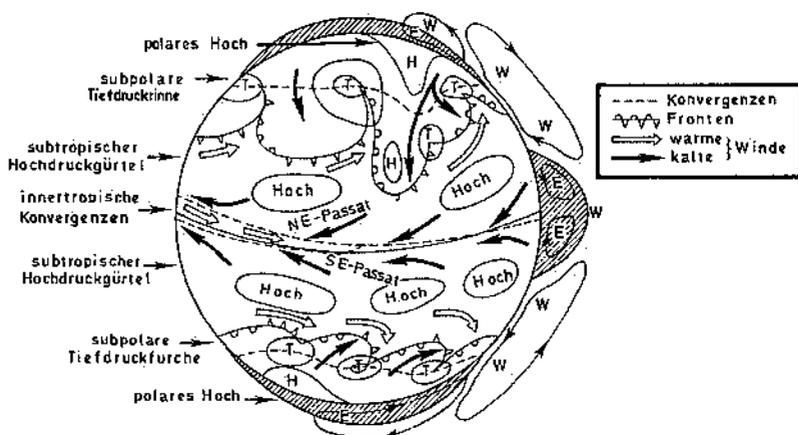
Luftdruckgürtel	Breite	Windgürtel	
Polares Kaltlufthoch	80—90°	polare Ostwinde (3 000—10 000 Fuß = 1—3 km)	darüber Westwinde bis 70 000 Fuß (= 20 km); im Winter z. T.
Subpolare Tiefdruckrinne	55—65°		
Subtropischer Hochdruckgürtel	25—35°	tropische Ostwinde (3 000—33 000 Fuß = 1—10 km)	bis über 160 000 Fuß (= 50 km)
Äquatoriale Tiefdruckrinne (innertropische Konvergenz)	0—10°		

Bild 28a



Schema der atmosphärischen Zirkulation in 13 000—30 000 Fuß Höhe
 Nordhalbkugel mit meridionalen Zirkulationstyp mit starker Mäanderbildung. Südhalbkugel mit zonalem Typ (Westdrift). In Äquatornähe (durch Punkte abgegrenzt) die tropische Ostströmung E, Strahlstrom W_{max} im Bereich der Westdrift, exzentrische Lage der Zirkulationspole P.

Bild 28b



Schema der atmosphärischen Zirkulation in 0-7000 Fuß Höhe sowie (seitlich) Aufriß der schwachen Vertikalzirkulation quer zu den Isobaren (Zonen mit Ostwind schraffiert)

II. Ursachen der Zirkulation

a Allgemeine Grundlagen¹⁾

503. Bei gleichem Luftdruck am Boden herrscht in der Höhe über Kaltluft tiefer, über Warmluft hoher Druck.

504. Oberhalb der Bodenreibungsschicht (3000—7000 Fuß ~1000—2300 m) weht der Wind (außerhalb der Äquatorialzone bis etwa zum fünften Breitengrad) infolge Ablenkung durch die Erdrotation (**Corioliskraft**) nahezu parallel zu den Isobaren, wobei der tiefe Druck auf der Nordhalbkugel links, auf der Südhalbkugel rechts bleibt (Nr 241—242).

505. Innerhalb der dem Boden aufliegenden Luftschicht, in der die **Bodenreibung** wirksam ist, werden die Bodenwinde zum tiefen Druck hin abgelenkt, über See schwach, über Land und in der Äquatorialzone stark (Nr 245).

506. Gegeneinander wehende (konvergierende) Bodenwinde bewirken Aufsteigen der Luft mit Abkühlung, Wolkenbildung, gegebenenfalls Niederschlag (Nr 247).

507. Auseinander wehende (divergierende) Bodenwinde bewirken Absinken mit Erwärmung und Wolkenauflösung (Nr 247).

¹⁾ Zum besseren Verständnis werden hier einige Merksätze zusammengefaßt eingefügt, die bereits in Kapitel 2 erläutert wurden.

b Meteorologische Beobachtungsergebnisse und ihre Erklärung

508. Innerhalb der Kaltluft der Polargebiete bilden sich häufig flache, veränderliche **Hochdruckzellen** aus. Sie erreichen im Durchschnitt nur Höhen von 7000—10 000 Fuß (Ursachen: starke Abkühlung der bodennahen Luft während der Polarnacht im Winter; Verbrauch der Einstrahlungsenergie im Sommer zum Schmelzen des im Bereich der Polarmeere vorhandenen Eises). Bis in 7000—10 000 Fuß herrschen daher östliche Winde vor.

509. Die im Jahresmittel vom Äquator zu den Polen hin abnehmende Einstrahlung verursacht ein gleichgerichtetes Temperaturgefälle. Zwischen der tropisch-subtropischen Warmluft und der polaren Kaltluft besteht daher in der Höhe ein Druckgefälle; diesem entspricht auf beiden Hemisphären (Nr 504) eine zonale Westdrift mit anschließendem zyklonalen Polarwirbel.

510. Gleichzeitig bewirken Austauschmechanismen, die innerhalb dieser Westdrift warme Tropikluft und kalte Polarluft zusammenführen, an den „**Frontalzonen**“ genannten Übergangsschichten dieser Luftmassen eine starke Drängung der Isothermen und der Isobaren. So entstehen vornehmlich in mittleren Breiten — und zwar durchschnittlich im Winter über dem 30.—35., im Sommer über dem 40. bis 45. Breitengrad — „**Strahlströme**“ (jet-streams), die in 30 000—36 000 Fuß (~ 9—11 km) Höhe höchste Geschwindigkeiten, vereinzelt sogar über 280 Knoten, erreichen (Bild 28 a, Nr 953).

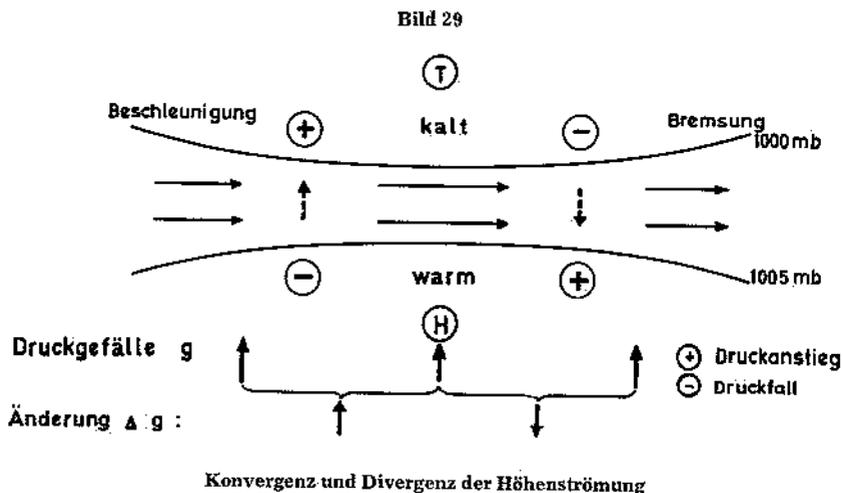
511. Die großen Frontalzonen sind häufig dynamisch labil, d. h. jede kleine Ablenkung der Strömung, wie sie z. B. durch Bodenerhebungen (Gebirge) oder in bestimmten Bereichen (z. B. des Golfstroms) durch gesteigerte Konvektion bewirkt wird, kann große Ausmaße annehmen.

So bilden sich in der Westdrift lange Wellen und Aufspaltungen von Luftströmen; gelegentlich werden große Wirbel (Kaltlufttropfen) abgeschnürt, driften abseits und zerfallen. Die Westdrift ist damit im ganzen mit einer mäanderartigen (sich schlangenförmig bewegenden) Strömung zu vergleichen, die sich in der Troposphäre um beide Hemisphären schlingt (Bild 28 a).

512. Die langen Wellen der Westwindzone haben zur Folge, daß im Bereich der Frontalzone die Windgeschwindigkeiten wechseln, was die unterschiedlichen Abstände der Isohypsen zeigen (Bild 28 a, 57, 62).

Das Gebiet beginnender stärkster Isohypsendrängung nennt man **Einzugsgebiet**, das Gebiet hinter der stärksten Strömung, in dem die Isohypsen wieder auseinanderstreben, wird **Delta der Frontalzone**

genannt. In diesen beiden Gebieten treten Konvergenzen und Divergenzen der Strömung auf, welche Massenverlagerungen und damit Veränderungen des Bodendruckfeldes bewirken.



513. Die folgenden Erklärungen sind stark vereinfacht und lassen zum besseren Verständnis des Lesers wichtige Austauschprozesse von Rotationsenergie außer acht.

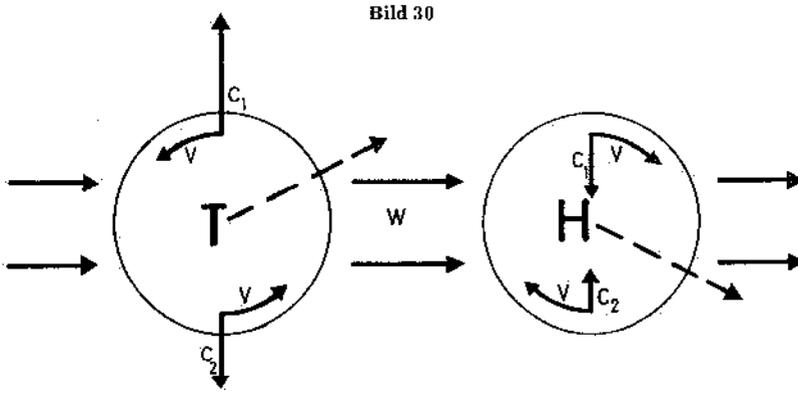
Im Einzugsgebiet der Strahlströmung nimmt die Gradientkraft (Nr 240) zu. Die Strömungsgeschwindigkeit kann sich infolge der Trägheit der Luft nicht sofort den veränderten geostrophischen Verhältnissen (Nr 243) anpassen. Dadurch kommt es zu einem Überschuß der Gradientkraft im Verhältnis zur Corioliskraft, was zu einer Ablenkung der Strömung auf der Nordhalbkugel nach links zum tiefen Druck hin führt. Damit ergibt sich ein Massenverlust auf der warmen, ein Massengewinn auf der kalten Seite des Einzugsgebietes.

Im Delta der Strahlströmung spielt sich derselbe Effekt mit entgegengesetzten Vorzeichen ab. Auf der kalten Seite der Frontalzone tritt Massenverlust, auf der warmen Seite Massengewinn auf (gestrichelte Pfeile in Bild 29).

Massengewinn einer vertikalen Luftsäule bedeutet Druckanstieg, Massenverlust Druckfall. Folglich kommt es im Einzugsgebiet und im Delta der Strahlströmung zur Verstärkung bzw. Neubildung von Hoch- und Tiefdruckgebieten.

514. Die im Bereich der Strömungsvergenzen entstandenen Druckgebilde verlagern sich mit der Höhenströmung. Dabei ist die Breiten-

abhängigkeit der Corioliskraft zu berücksichtigen. Bild 30 bringt eine Darstellung dieses Effekts.



Ausscheren der Zyklonen und Antizyklonen aus der Westdrift (Nordhalbkugel)

- C ... Horizontale Komponente der Corioliskraft
(im Norden (C_1) größer als im Süden (C_2))
V ... Horizontale Komponente des Windvektors
W ... Westdrift

Bei gleicher Strömungsgeschwindigkeit ist die Corioliskraft auf der polaren Seite des Druckgebildes größer als auf der äquatorialen Seite ($C_1 > C_2$). Daher scheren Tiefdruckgebiete auf der Nordhalbkugel nach links, Hochdruckgebiete nach rechts aus der Höhenströmung aus (Bild 30). Dadurch ergibt sich eine verstärkte Anzahl von Tiefdruckgebieten auf der polaren Seite, von Hochdruckgebieten auf der äquatorialen Seite der Frontalzone. Aus diesen Vorgängen erklärt sich das Vorhandensein der subtropischen Hochdruckgürtel in 25—35 Grad Breite und der subpolaren Tiefdruckrinnen in 55—65 Grad Breite. Beide „Luftdruckgürtel“ sind aus Zellen aufgebaut, die in dauerndem Entstehen und Vergehen begriffen sind. Ihnen gehören z. B. das Azorenhoch und das Islandtief an, die für Europa wirksame Aktionszentren sind.

Zwischen der subpolaren Tiefdruckrinne und dem subtropischen Hochdruckgürtel setzt sich im Bereich der troposphärischen Westdrift auch am Boden eine Zone vorwiegend westlicher Winde durch, die zusammen mit den wandernden Störungen das wechselhafte Wetter der gemäßigten Breiten bewirkt: Bewölkung und Niederschläge in den Zyklonen, Wolkenauflösung in den Antizyklonen (Nr 506—507). Eine anschauliche Vorstellung vom Wettergeschehen in der Westwindzone vermittelt Bild 31 mit seiner Satellitenbildmontage.

515. Durch die Bildung je eines subtropischen Gürtels von Hochdruckzellen auf der Nord- und Südhalbkugel erhält die von 30°S bis

30°N reichende sehr einheitlich temperierte tropisch-subtropische Warmluft ein von den Subtropen zum Äquator gerichtetes, nach oben abnehmendes Druckgefälle. Diesem Druckgefälle entspricht ein Ostwind. Das ist die große tropische Ostströmung, die in äquatorialen Breiten über den Ozeanen rund 33 000 Fuß Mächtigkeit erreicht. Durch die Reibung am Boden entsteht in der Grundschicht eine Strömungskomponente zum tiefen Druck hin, d. h. äquatorwärts; sie bildet die Passate der beiden Halbkugeln (NE-, SE-Passat), die nur etwa 2000—7000 Fuß mächtig sind und nach oben durch die Passatinversion begrenzt werden (Bild 32).

Über der Inversion überwiegt eine schwache, der tropischen Ostströmung überlagerte Komponente polwärts führender Bewegung. Diese Passate sind (Bild 33) gleichsam zwei symmetrisch angeordnete, mit sehr langgestreckten Windungen versehene Schrauben, von dem sich die eine nördlich des Äquators im Uhrzeigersinn, die andere südlich des Äquators in entgegengesetzter Richtung dreht.

Diese Windungen berühren sich am Äquator derart, daß dort ihr Drehsinn nach oben weist. Die Passatzirkulation wird heute nur noch als eine sekundäre Zirkulation betrachtet, die innerhalb der tropischen Ostströmung durch Bodenreibung entsteht.

Zwischen der tropischen Zirkulation und der Westwindzone werden ständig Luftmassen ausgetauscht. Oberhalb der tropischen Ostströmung greift die Westdrift der gemäßigten Zone auf die Tropen über. Südlich und nördlich gerichtete Komponenten dieser Westwinde wechseln miteinander ab, im Mittel aber überwiegt im Bereich des 10.—30. Breitengrades eine polwärts gerichtete Komponente.

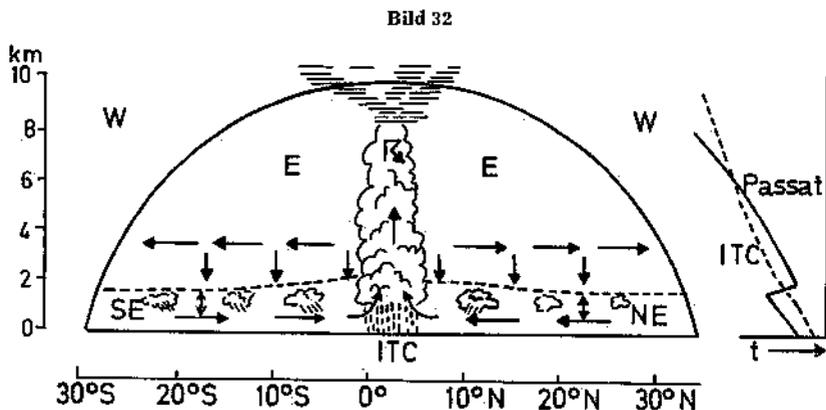
516. Die Zone tiefsten Bodendrucks und konvergierender Passatwinde in Äquatornähe kann man als meteorologischen Äquator bezeichnen. Er ist durch höchste Lufttemperaturen, große Luftfeuchtigkeit, starke Bewölkung und ergiebigen Niederschlag gekennzeichnet und liegt im Mittel bei etwa 5°N, stimmt also nicht mit dem Erdäquator überein (Nr 214). An dieser innertropischen Konvergenzzone (ITC) bilden sich wellenartige flache Tiefdruckströmungen aus, die mit der Höhenströmung von Ost nach West wandern. Sie sind mit Gewittern und umlaufenden Winden (Mallungen, Doldrums) verbunden. Unter besonderen Bedingungen entwickeln sich hieraus tropische Orkane, Taifuns, Hurrikane (Nr 653), die zwischen zwei subtropischen Hochdruckzellen nach Norden umbiegen und dort in die Westdrift einbezogen werden können.

517. Alle genannten Gürtel verlagern sich im Jahresgang meridional in Richtung der jeweiligen Sommerhalbkugel, wobei die Verlagerungsstrecke über Land infolge der stärkeren Erwärmung größer ist als über dem Meer (Bild 34).

Bild 31

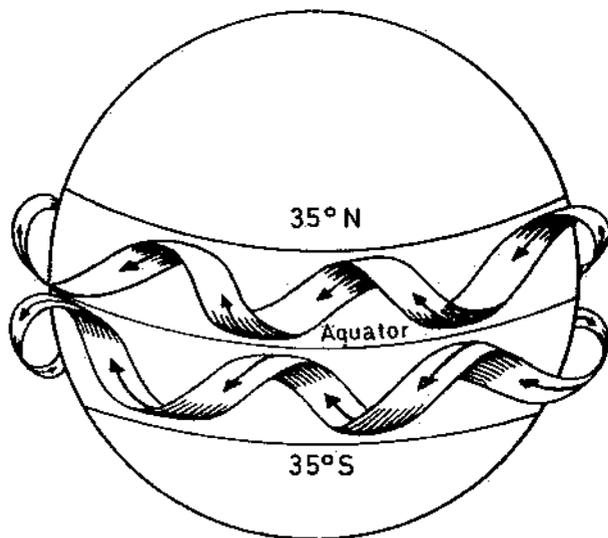


Satellitenbildmontage



Schema mit einfacher ITC (Intertropical convergence zone = innertropische Konvergenzzone); Passatinversion gestrichelt, Wolken und Niederschläge; rechts typische Temperaturschichtung

Bild 33



Stromlinien der Passatzirkulation

in Form zweier symmetrisch zum meteorologischen Äquator (Nr 516) angeordneter Schrauben, deren Drehsinn innen aufwärts, außen abwärts gerichtet ist

III. Monsune

518. Die Monsune sind Windsysteme mit jahreszeitlicher Umkehr ihrer Richtung, die ihr Entstehen dem thermischen Gegensatz zwischen Land und Meer verdanken. Das Wort „Monsun“ kommt aus dem Arabischen und bedeutet Jahreszeit.

a Der Indische Monsun

519. In besonders typischer Form ist dieses Windsystem in Indien ausgebildet. Mit großer Regelmäßigkeit weht hier im Winter von Oktober bis März der Wind vom asiatischen Festland gegen den Indischen Ozean in einer Schichtdicke von 5000 Fuß; im Sommer weht er in umgekehrter Richtung mit noch größerer Mächtigkeit. Der Sommermonsun führt die lebenswichtigen zeitlich und räumlich ausgedehnten Regenfälle über dem indischen Subkontinent herbei.

Man faßt den Monsun als eine besondere Erscheinung der allgemeinen Zirkulation auf, welche durch die verschiedene Wärmebilanz von Festland und Meer geprägt wird: Im Sommer der betreffenden Hemisphäre werden die beiden Tiefdruckgürtel (die subpolare Tiefdruckrinne und die innertropische Konvergenzzone), im Winter die Hochdruckzellen in die Kontinente hineingezogen und verstärkt.

So wandert im Nordsommer die innertropische Konvergenzzone über Indien nordwärts bis etwa 35°N, umgekehrt die subpolare Tiefdruckrinne über Sibirien südwärts bis etwa 55°N.

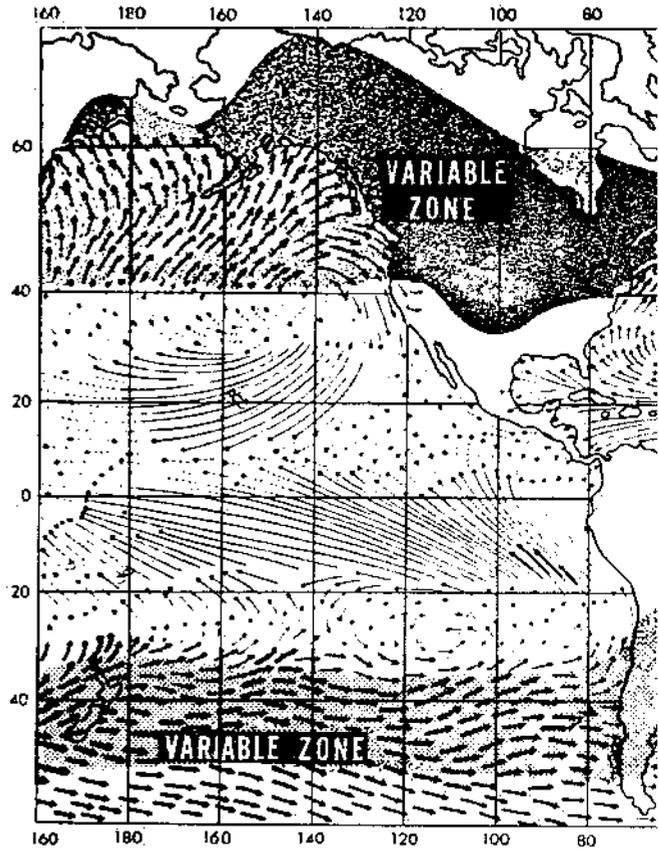
Beide Gürtel haben ihren Anteil an dem großen innerasiatischen Tiefdruckgebiet, das aus mehreren Kernen besteht und die Luft vom Meer ins Land saugt (Sommermonsun) (Bild 35). So entsteht eine Westwindzone zwischen Äquator und ITC, die über Indien 17 000—20 000 Fuß Mächtigkeit erreicht.

520. Die großen, mit dem Sommermonsun verbundenen Regenfälle sind im Grunde nichts weiter als die mit der ITC nordwärts verlagerte doppelte Regenzeit des Äquators. Ihre Intensität wird aber noch verstärkt, da die aufländige Strömung an den Bergländern Indiens und weiter im Norden an der Südflanke des Himalaja zum Aufsteigen gezwungen wird. Regenhöhen bis zu 16 m jährlich (Bergland von Assam) sind nicht ungewöhnlich. Im Winter dagegen beherrscht der subtropische Hochdruckgürtel — oft verbunden mit dem sibirischen Kaltlufthoch — den indischen Subkontinent und erzeugt den normalen, zum Äquator wehenden Passat, den trockenen „Wintermonsun“ (Bild 36).

521. In den kontinental beeinflussten Abschnitten der Tropenzone wandert auf der Sommerhalbkugel die ITC so weit polwärts aus, daß zwischen ihr und dem Äquator westliche Winde entstehen. Dabei werden die Passate der Winterhalbkugel, wenn sie sich dem Äquator nähern, gebremst bzw. in westliche Winde umgelenkt (Bild 38).

522. In ihren maritimen Abschnitten (zentraler Pazifik, zentraler Atlantik) wandert die äquatoriale Tiefdruckrinne nie so weit aus, daß die Winde eine westliche Komponente erreichen.

523. Die Druck- und Strömungsverhältnisse, die am 21. Juni und am 21. Dezember in 0—7000 Fuß Höhe herrschen, sind in Bild 37 a und 37 b grobschematisch dargestellt.

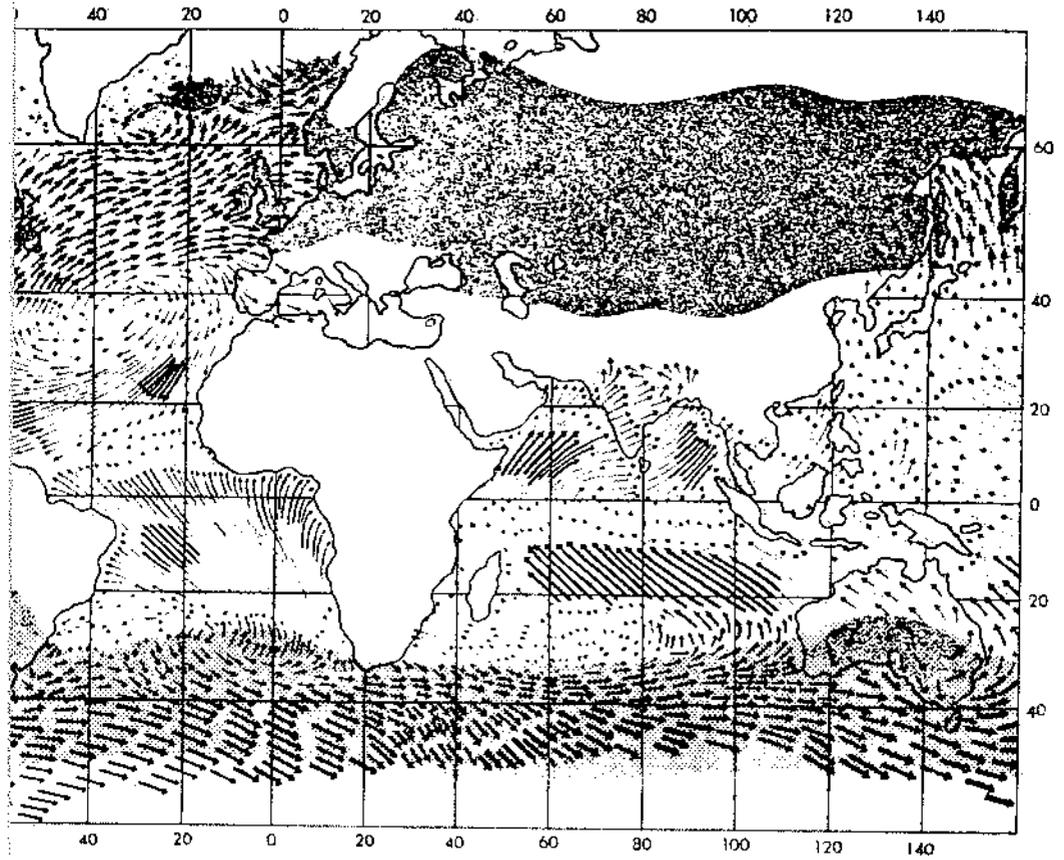


→ Länge = Maß f
Stetigke

1

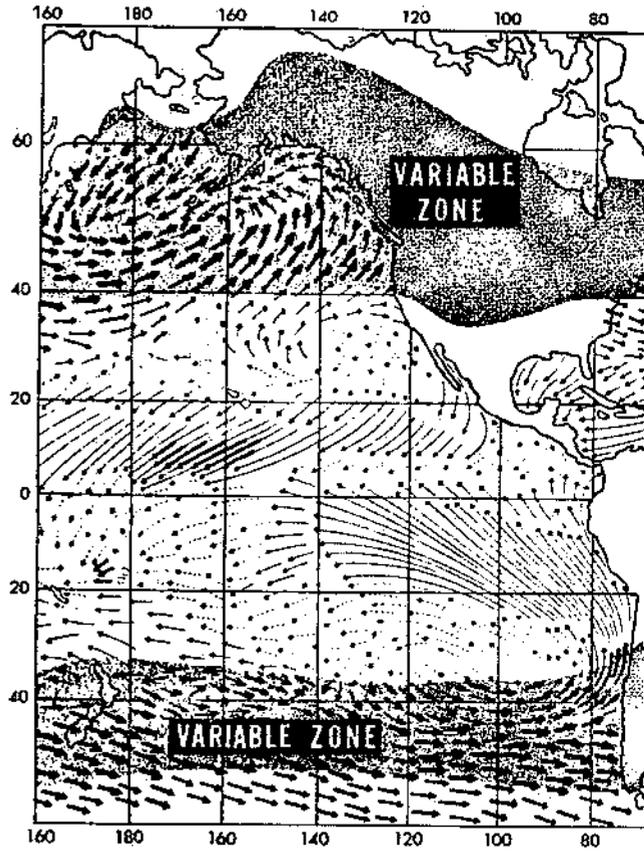
2

Bild 35



→ Stärke = Maß für
 Windstärke

flere Winde auf dem Weltmeer Juli/August



→ Länge = Maß
Stetig

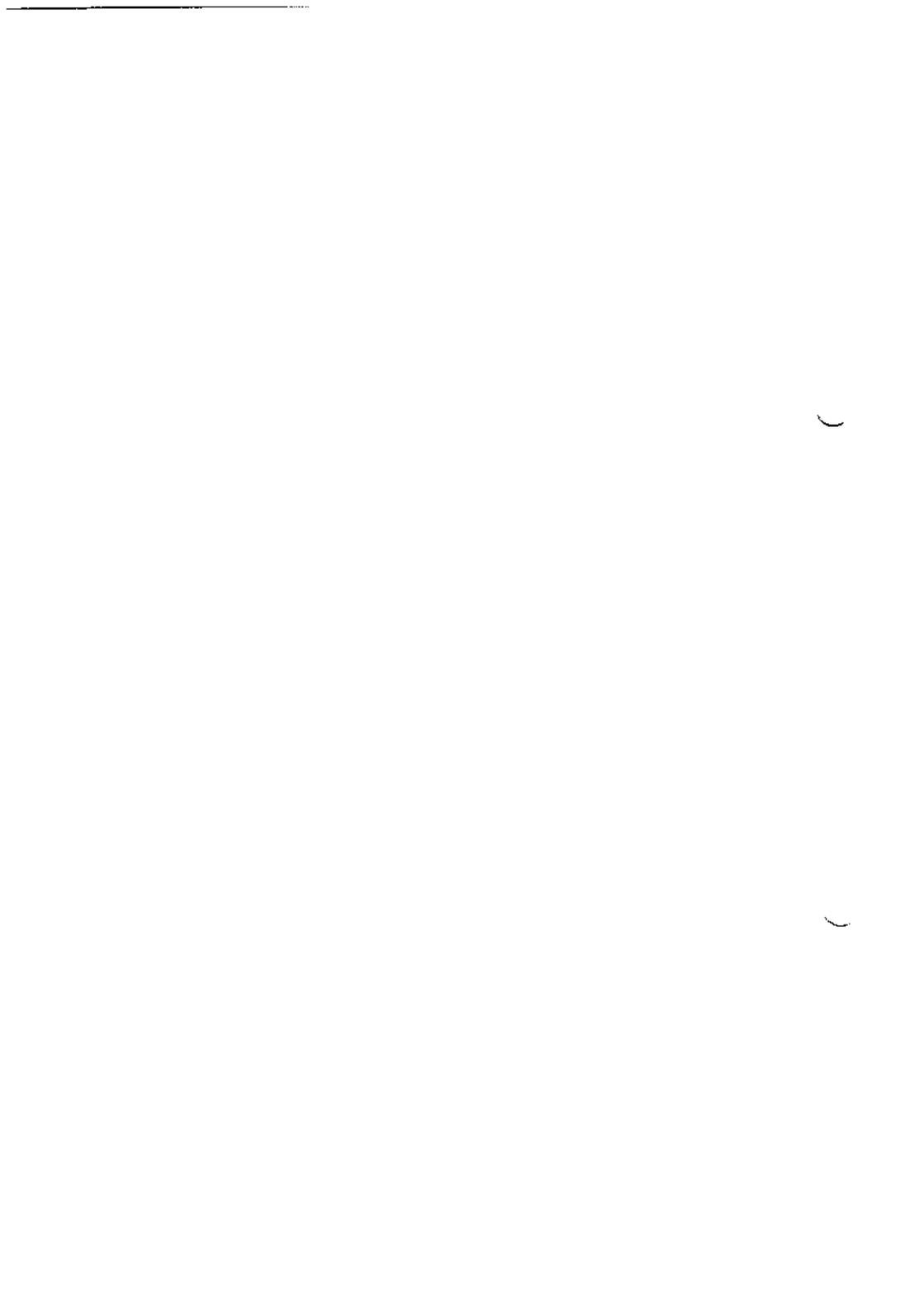
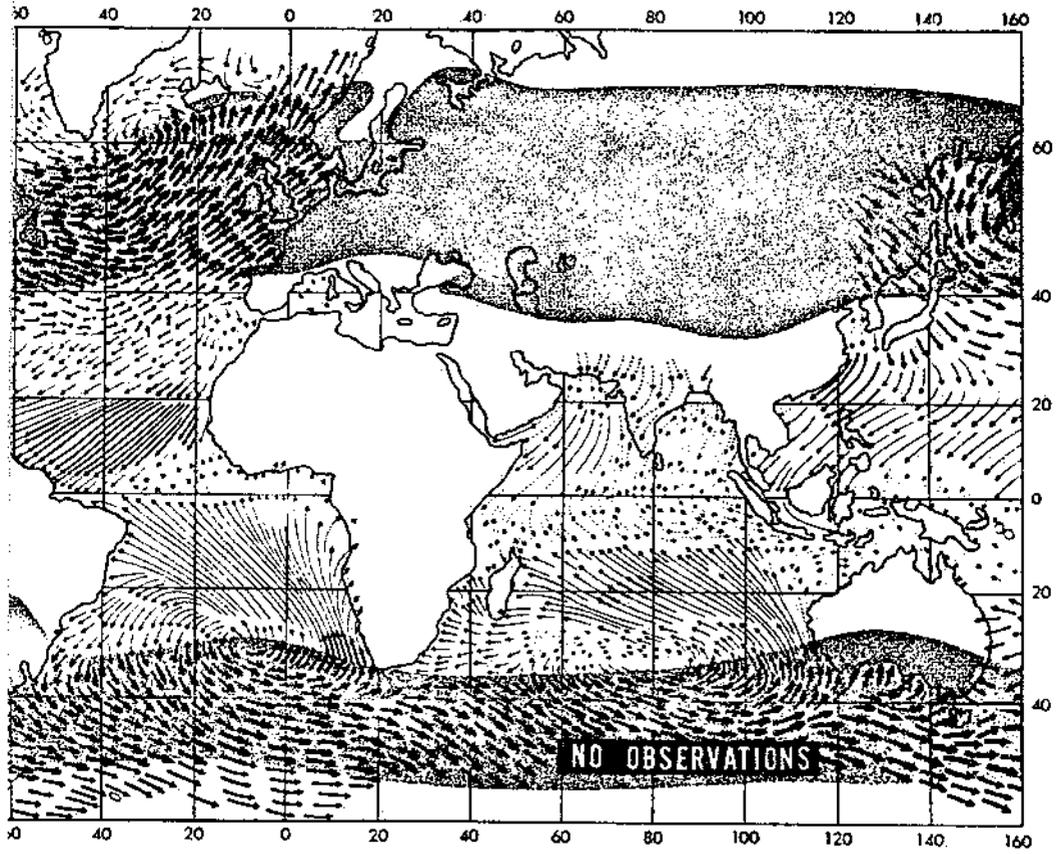


Bild 36

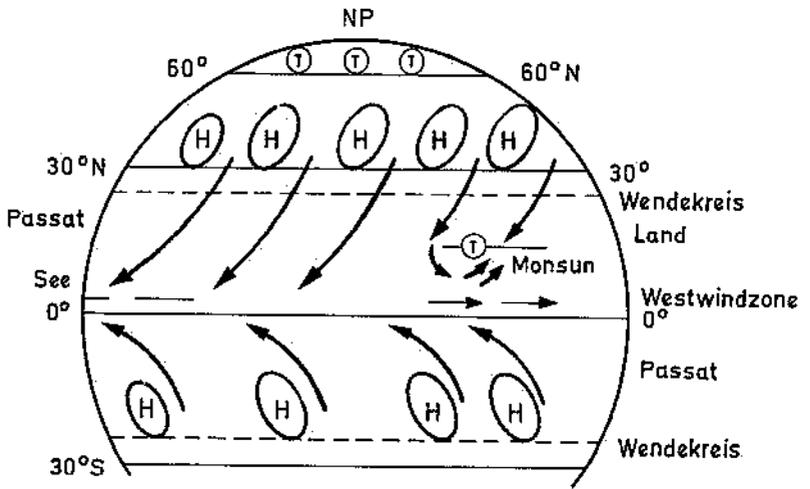


ir
it

→ Stärke = Maß für
Windstärke

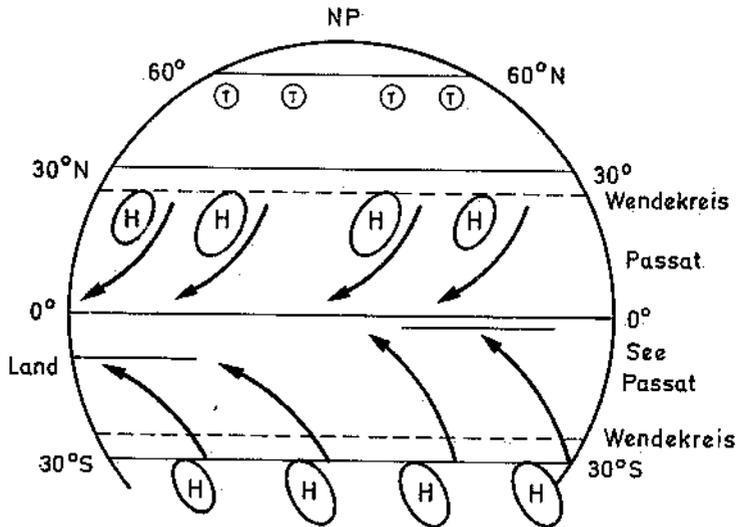
ere Winde auf dem Weltmeer Januar/Februar

Bild 37a



21. VI.

Bild 37b



21. XII.

Schema der atmosphärischen Druck- und Strömungsverhältnisse in 0-7000 Fuß Höhe

b Der Europäische Monsun

524. In den Winden Europas nördlich der Alpen lassen sich deutlich Monsuntendenzen nachweisen. Karten der für jede Jahreszeit charakteristischen Windrichtungen zeigen deutlich, wie in das Festland Strömungen im Sommer einfließen und im Winter ausfließen. Die Überlagerung eines europäischen Monsuns über das Westwindregime macht sich auch in dem nach Südosten umbiegenden Isobarenverlauf während des Sommers und in den von Südwesten nach Nordosten gerichteten Isobaren des Winters bemerkbar.

525. Als eine Folge der einströmenden Winde im Sommer kann man die Sommerregenzeit und ein Mitte Juni auftretendes Bewölkungsmaximum ansehen. Durch die Wirkung des Monsuns wird die Sommertemperatur Mitteleuropas um 1 bis 2°C herabgesetzt. Die Hauptrolle in der Gestaltung der Witterung über Europa kommt jedoch der allgemeinen Zirkulation zu, die ein ungestörtes Auftreten des europäischen Monsuns fast nie gestattet.

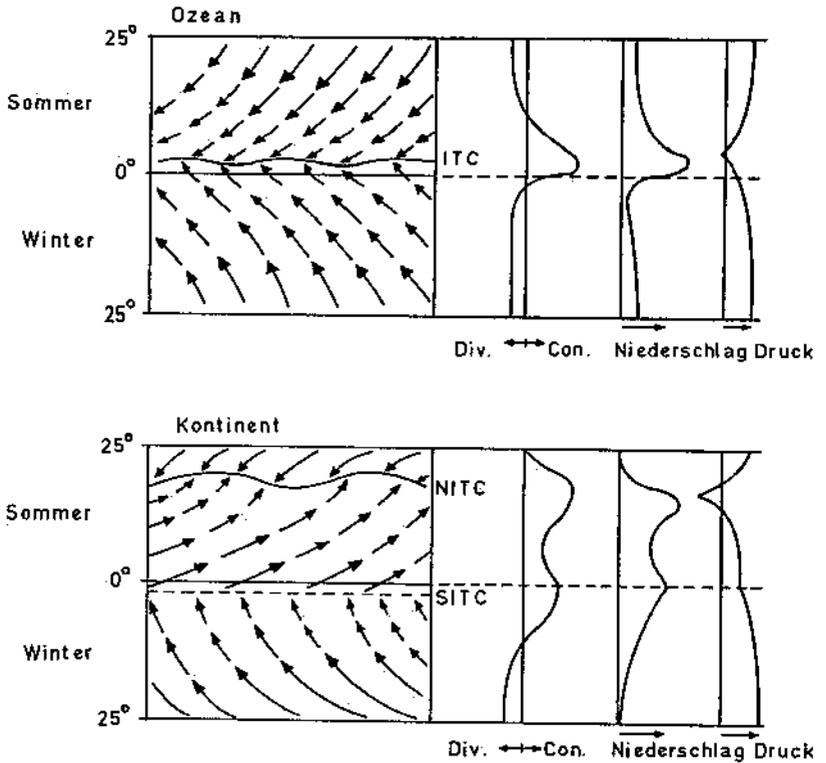
IV. Einfluß der Hochgebirge auf die Zirkulation

526. Ein gewisser, nicht zu unterschätzender Einfluß auf die Zirkulation geht von den Hochgebirgen der Erde aus. Hochländer sind dank ihrer hochgelegenen Heizfläche wärmer als die freie Atmosphäre in ihrer Umgebung. Hinzu kommt die Hebung der Luft, bedingt durch die Neigung der Gebirgshänge. Beides zusammen bewirkt eine antizyklonale Auslenkung der Westdrift, d. h. einen Höhenhochkeil über dem Gebirge (Bild 39).

527. Damit wird eine **großräumige Schwingung** angeregt, die etwa 1500 km stromabwärts der Hochgebirge zur Ausbildung eines Höhentrogens führt, in dessen westlichen Bereich polare Kaltluft weit nach Süden ausgreift und auf dessen Ostseite Warmluftzufuhr nach Norden erfolgt. Dies ist z. B. im Lee der hohen Gebirge von Nordamerika und Asien ganzjährig der Fall. Auch auf der Südhalbkugel sind solche Mäanderwellen der Westdrift nachzuweisen.

528. Derartige Schwingungen erklären den Klimaunterschied zwischen gebirgsnahen Ost- und Westküsten wie auch die Wärmeanomalie Nordwesteuropas, bei der der windgetriebene Golfstrom offenbar eine Begleiterscheinung darstellt.

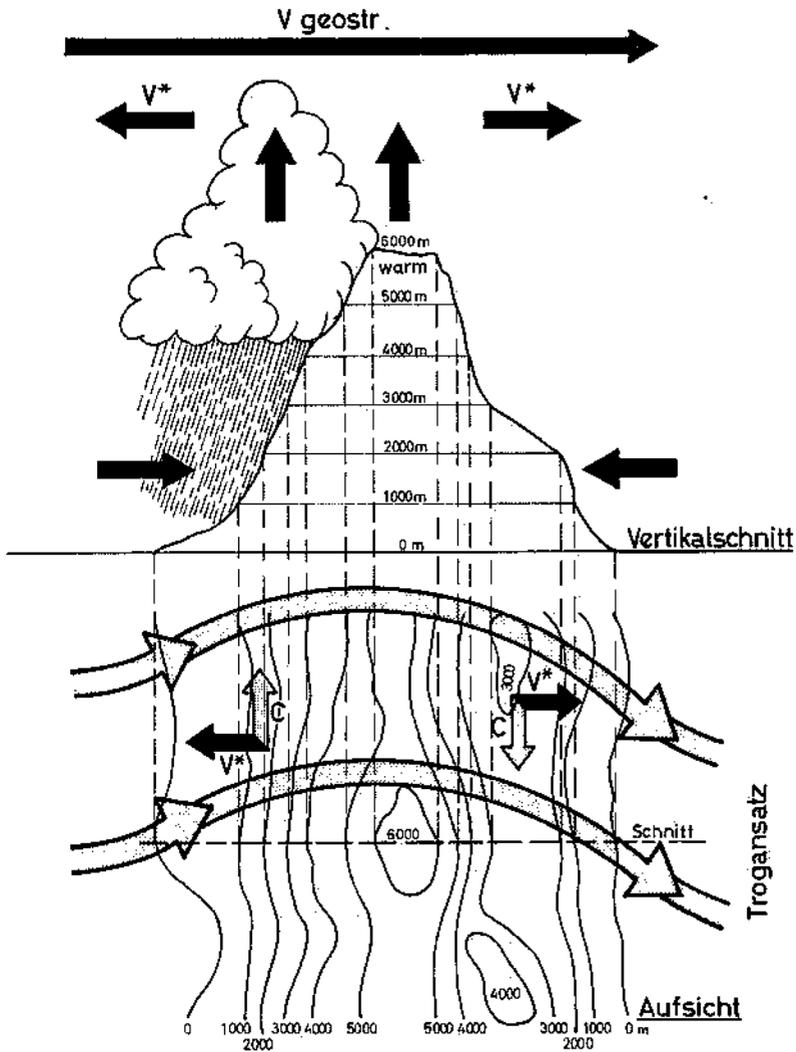
Bild 38



Typen der tropischen Zirkulation in Bodennähe

Ozeanische Zirkulation mit einfacher ITC, kontinentale Zirkulation mit äquatorialer Westwindzone und sekundärer Konvergenz (SITC); Länge der Pfeile entspricht der Windgeschwindigkeit (NITC = nordwärts gewanderte ITC). Rechts schematische Meridianprofile der Divergenz (Konvergenz) des Windfeldes, der Niederschlagsmenge und des Luftdrucks.

Bild 39



Höhenströmung und Gebirge

Über dem Gebirge erzeugen Erwärmung und Aufsteigen eine abströmende Komponente V^* in der Höhe, die sich dem geostrophischen Wind- V überlagert. Die hierdurch zusätzlich entstehenden Corioliskräfte C (unten) lenken die geostrophische Höhenströmung antizyklonal aus und erzeugen in Lee den Ansatz eines großräumigen Trogens (Nordhalbkugel).

Kapitel 6

Luftmassen, Fronten und Luftdrucksysteme

I. Luftmassen, Ursprungsgebiete und Umwandlung der Luftmassen

601. Als Luftmasse wird die Gesamtheit von Luftteilchen bezeichnet, deren physikalische Eigenschaften in der Horizontalen nur geringe kontinuierlich auftretende Unterschiede aufweisen. Diese hängen sowohl von dem Ursprungsgebiet der Luftmasse als auch von Umwandlungen ab, die sie als Folge von horizontalen Verlagerungen (also durch Advektion) und vertikale Umlagerungen (etwa durch Hebungs- oder Absinkvorgänge, Massenaustausch usw.) erfahren hat. Die Luftmasse kann ein Gebiet von mehreren Millionen Quadratkilometern überdecken und eine Schichtdicke von mehreren Kilometern erreichen.

602. Luftmassen mit bestimmten Grundeigenschaften entstehen meist in den großräumigen und überwiegend ortsfesten Antizyklonen. Aus der mittleren Druckverteilung über der Nordhalbkugel der Erde und aus der Häufigkeitsverteilung der Dampfdruckwerte in der gemäßigten Zone kann man eine Unterteilung in zwei **Hauptluftmassen**, der Tropikluft und der Polarluft, ableiten.

603. Die beiden Begriffe „Tropikluft“ und „Polarluft“ haben sich in der ganzen Welt eingebürgert. **Tropikluft** entstammt den subtropischen Hochdruckzellen (Azorenhoch, Pazifikhoch), **Polarluft** dem polaren Hochdruckgebiet.

Es ist wichtig, die Luftmassen nicht nur danach zu kennzeichnen, welchen Klimazonen sie entstammen, sondern auch nach jenen Eigenschaften, die sie auf ihrem über das Festland oder über die weiten ozeanischen Gebiete zurückgelegten Weg erworben haben.

604. **Polarluft** ist kalt, meist trocken und enthält wenig Kondensationskerne. Sie hat das Bestreben abzusinken, ist daher wolkenarm, und es herrscht in ihr gute Sicht. Strömt diese Luft längere Zeit über See, wird sie in den unteren Schichten mit Feuchtigkeit angereichert, die zur Wolkenbildung führen kann. Wenn sie in wärmere Gebiete einströmt, wird sie vom Boden her erwärmt und dadurch labil geschichtet.

605. Die aus niedrigen Breiten stammende **Tropikluft** ist Warmluft. Strömt sie in kältere Gebiete ein, wird sie von unten her abgekühlt und dadurch stabil geschichtet; ihre Bewölkung besteht dann zumeist aus

Schichtwolken. Sie neigt zur Bildung von Sprühregen, Diesigkeit und Nebel.

Diese Umwandlung ursprünglicher Grundeigenschaften führt zur Unterscheidung weiterer Luftmassenarten, die für die verschiedenen Bereiche der Erde unterschiedliches Wetter bewirken.

Der europäische Kontinent bezieht nach **Scherhag** Luftmassen aus sechs Ursprungsgebieten. Die beiden Hauptluftmassen werden in je drei Untergruppen eingeteilt. Gemäß der nachfolgenden Tabelle ergeben sich 12 Unterteilungen für den europäischen Bereich (Tabelle 4).

606. Im folgenden sollen die typischen Wettererscheinungen, wie sie in Verbindung mit den Luftmassen aufzutreten pflegen, in Anlehnung an die entsprechenden Beschreibungen **Scherhags** dargelegt werden. Im Einzelfall können sie jedoch mehr oder weniger stark von der Norm abweichen.

a Maritime Tropikluft (mT)

607. Sie stammt aus den weiten Räumen des Atlantischen Ozeans zwischen den Azoren, den Bermudas und den Westindischen Inseln. Der nach NE abströmende Teil gelangt über kältere Meeresgebiete und kühlt sich dort ab. Wird er in eine **zyklonale Strömung** einbezogen, so wird die Luftmasse als Ganzes gehoben, die Inversion an ihrer Obergrenze steigt höher und schwächt sich ab, weil bei der Hebung die gesättigte Luft unterhalb der Inversion feuchtadiabatisch, darüber trockenadiabatisch abgekühlt wird.

Im Sommer wird die Luft beim Überströmen vom Boden her stark erwärmt, Konvektion bewirkt das Durchbrechen der Inversionsschicht, und es entwickeln sich häufig Cumulonimbuswolken mit Gewittern.

Im Winter bilden sich, zumal wenn die Tropikluft an vorgelagerten kälteren Luftmassen gehoben wird, mächtige Nimbostratusschichten, deren Obergrenzen häufig eine Höhe von 20 000 Fuß oder mehr erreichen. Dabei kommt es zu anhaltendem Regen, dem selbst bei Frostwetter kaum Schneefall vorausgeht. Der Niederschlag kann allerdings auch als Eisregen fallen.

608. Bei **antizyklonaler Strömung** sinkt die Luftmasse ab, und die Höhenluft setzt sich bis zum Boden durch.

Im Sommer löst sich über dem warmen Festland die von See herangeführte Stratusdecke auf. Bei hohem Feuchtigkeitsgehalt erscheint der Himmel mattblau, Höhenzüge sind im Dunst nur schwach erkennbar. Nachts bildet sich starker Tau, tagsüber herrscht drückende Schwüle.

Tabelle 4
Übersicht über die Hauptluftmassen Europas (Nach R. Scherhag)

Gattung	Bezeichnung	Benennung	Luftmasse	Ursprungsgebiet	Weg
T _s	Afrikanische Tropikluft	cT _s mT _s	Afrika (Sahara)	Balkan Mittelmeer	Südosteuropa
T	Tropikluft	cT mT	Südlicher Balkan	Atlantik	Südosteuropa
T _p	Gemäßigte Tropikluft	cT _p mT _p	Zentraleuropa	—	Britische Inseln
P _T	Gealterte Polarluft	cP _T mP _T	Nordatlantik	Südosteuropa	Atlantik stüdl. 50° Breite
P	Polarluft	cP mP	Polargebiet	Osteuropa	Grönländische Meere
P _A	Arktische Polarluft	cP _A mP _A	—	Nordosteuropa	Nordmeer

An Höhenzügen entstehen hochreichende stark quellende Cumuluswolken, über feuchtem Untergrund (Mooren) kommt es zu örtlichen Gewittern, die sehr heftig sein können.

Im Winter wird die Stratusdecke über dem Festland noch verstärkt und kann bei schwachem Bodenwind aufliegend werden. Ihre Obergrenze liegt selten höher als 4000 bis 6000 Fuß. Darüber beobachtet man nur stark aufgelockerte Wolkenfelder und im obersten Stockwerk einzelne Cirren. An der Küste fällt anhaltend Sprühregen.

b Gemäßigte maritime Tropikluft (mT_p)

609. Diese Luftmasse gelangt aus Nordwesten nach Mitteleuropa, wenn sich das Azorenhoch etwa in das Seegebiet zwischen Großbritannien und Island verlagert. Sie wird dort beim antizyklonalen Absinken von unten her durch die niedrigere Wassertemperatur abgekühlt, wodurch sich die Inversion verstärkt und die Stratusdecke mächtiger wird. Hinzu kommt, daß die gemäßigte maritime Tropikluft beim Weiterströmen zu wieder wärmeren Meeresgebieten gelangt, wodurch ihre untere Schicht labiler wird und sich Haufenwolken bilden. Diese breiten sich an der Inversionsschicht aus und verstärken die schon erhebliche Stratusdecke. Beim Übergreifen auf das Festland werden diese Wolkenmassen selbst im Sommer nur schwer aufgelöst. In Küstennähe bleibt es kühl, und es herrscht trübe, naßkalte Witterung vor. Im Frühjahr und Frühsommer kann diese Lage wochenlang anhalten, aber auch im Winter ist sie keinesfalls selten. Dann ragen bei dieser Nordwestlage die Gipfel der Mittelgebirge über die Frostgrenze hinaus, und es ist starker Raufrostansatz zu beobachten. Im Warmsektor der nach Süden driftenden Zyklonen liegt die Obergrenze der Bewölkung etwa 7500 Fuß hoch, Niederschlag fällt als Regen mit Unterbrechungen.

c Afrikanische Tropikluft (cT_s und mT_s)

610. Diese wärmere Variante der Tropikluft gelangt nach Mitteleuropa im allgemeinen nur in der Höhe und lediglich bei sogenannten Vb-Lagen (Nr 651). Auf der Nordseite der Alpen trägt sie kontinentale Züge, da sie ihre Feuchtigkeit im Stau der Südseite verloren hat.

Sie erreicht die afrikanische Seite des Mittelmeeres als trockene und heiße Wüstenluft, über dem Mittelmeer reichert sie sich in den unteren Schichten stark mit Feuchtigkeit an, wird jetzt zur maritimen Tropikluft, die an den europäischen Küsten als Scirocco (Nr 820) weht, und führt in den Staugebieten der dalmatinischen Küste zu schweren Wolkenbrüchen.

d Kontinentale Tropikluft (cT)

611. Diese Luftmasse gelangt fast nur während des Sommers nach Mitteleuropa. Bei antizyklonaler Strömung ruft sie, da sie trocken und warm bleibt, höchstens an den Mittelgebirgsrändern örtliche Konvektionsgewitter hervor. Falls zyklonale Strömung vorherrscht, wird die an und für sich warme kontinentale Tropikluft durch weitere Erwärmung vom Boden her labilisiert. Gleitet sie an einer vorgelagerten kühleren Luftmasse auf, so kommt es zu besonders schweren Gewittern. Gelangt im Winter diese Luft aus dem Iran und dem Gebiet des Kaspischen Meeres weit nordwestwärts, kann bei östlicher Luftströmung Tauwetter mit Regenfällen eintreten.

e Gemäßigte kontinentale Tropikluft (cT_P)

612. Auch diese Luftmasse beeinflusst den mitteleuropäischen Raum fast nur im Sommer, sofern sie im Bereich der ost- oder mitteleuropäischen Gebiete entsteht. Bei antizyklonaler Luftströmung liegen ihre Temperaturen etwas niedriger als jene kontinentaler Tropikluft. Tagsüber bilden sich flache Schönwetter-Cumuluswolken mit etwa 9000 Fuß hoch liegender Untergrenze, die Bodensicht ist gut und die nächtliche Taubildung gering. Örtliche Gewitter löst sie nur über feuchten Moor- und Sumpfgebieten aus. Nach Sonnenuntergang sinkt bei wolkenlosem Himmel die Bodentemperatur stärker ab. Da sie eine geringe Eigenfeuchte besitzt, kann die nächtliche Ausstrahlung voll wirksam werden und dem Boden Wärme entziehen. Im Winter wird an der Inversionsschicht eine verhältnismäßig dichte Stratusdecke gebildet. Über ihr herrscht gute, in Bodennähe dagegen nur mäßige Sicht.

Gelangen gemäßigte kontinentale Tropikluftmassen unter zyklonalen Strömungseinfluß, wird die Wolkenschicht an der Inversion stärker ausgebildet als in der warmen Jahreszeit. Sonst aber bewirken sie die gleichen Wettererscheinungen wie die kontinentale Tropikluft.

f Gealterte kontinentale Polarluft (cP_T)

613. Bei antizyklonaler Strömung unterscheidet sie sich im Sommer von der gemäßigten kontinentalen Tropikluft nicht sehr. Obwohl ihre absolute Feuchte etwas geringer ist, hat sie eine ausgeprägtere Neigung zur Ausbildung von Haufenbewölkung. Jede Polarluftmasse wird bei intensiver Erwärmung über dem Festland in eine Luftmasse mit den Eigenschaften der Tropikluft übergeführt. Im Winter entstehen bei starker nächtlicher Ausstrahlung flache Bodennebelfelder. Unter zyklonaler Einwirkung neigt die gealterte kontinentale Polarluft zu

häufigen, aber schwächeren Schauern. Während der kalten Jahreszeit behält sie in der bodennahen Schicht die niedrigere Temperatur bei. Stößt sie auf warme subtropische Luftmassen, gleiten diese an ihr kräftig auf.

g Kontinentale Polarluft (cP)

614. Nur Steuerung des Wettergeschehens um ein Hochdruckgebiet bewirkt, daß kontinentale Polarluft aus der Arktis über Nord- und Nordosteuropa nach Mitteleuropa einfließen kann. Im Winter wandelt sie sich auf dem Kontinent sehr wenig um. Dagegen kommt es in dieser Luftmasse an Mai- und Junitagen zu wolkenloser, morgens sehr kühler und nur gegen Mittag in der Sonne warmer Witterung. Man beobachtet dabei ungewöhnlich gute Sicht, nur in den früheren Morgenstunden können sich über kalten Senken flache Wiesennebel bilden. Während des Tages ist es infolge der starken Konvektion häufig böig, nach Sonnenuntergang dagegen überwiegend windstill.

h Arktische Polarluft (cP_A und mP_A)

615. Polarluft aus dem Eismeer gelangt praktisch nur im Winter und im Frühjahr im Gefolge arktischer Sturmwirbel bis nach Mitteleuropa. Hierbei handelt es sich stets um hochreichende Kaltluft. Wird diese Kaltluft über Sibirien und Rußland nach Mitteleuropa gesteuert, so bleiben im Winter ihre Eigenschaften nahezu unverändert.

Gelangt die Kaltluft jedoch auf das offene Meer, so wird sie rasch von kontinentaler zu maritimer arktischer Polarluft umgewandelt. Ist der Weg über das Meer kurz, werden nur die untersten Schichten erwärmt und mit Wasserdampf angereichert. Beim Auftreffen auf die gebirgige Küste Norwegens entstehen kräftige Schneeschauer, die anhaltend sein können. Ist die Ostsee eisfrei, so genügt ihr Einfluß, um über den deutschen Küstengebieten häufige und starke Schneeschauer mit starken Sturmböen auszulösen. Landeinwärts lassen die Wettererscheinungen allmählich an Heftigkeit nach.

In der bodennahen Luftschicht wird die Luft bis auf Temperaturen um den Gefrierpunkt erwärmt, oberhalb einer Höhe von etwa 12 000 Fuß bleiben die Temperaturen fast unverändert, wodurch ein nahezu trockenadiabatischer Temperaturgradient entsteht. Solange die Strömung zyklonal bleibt, bilden sich in der Luftmasse Cumulonimbuswolken mit Schnee- und Graupelschauern und Obergrenzen, die 18 000 Fuß erreichen können. In Staubeiten der Mittelgebirge und sogar der Alpen kommt es zu ergiebigen, anhaltenden Schneefällen. Wird die Strömung antizyklonal, sinken die Quellwolken zusammen, und die Bewölkung löst sich völlig auf.

i Maritime Polarluft (mP)

616. Wird arktische Polarluft von Westgrönland oder Labrador südostwärts gesteuert und überquert sie im weiteren Verlauf den Atlantik, so verändern sich ihre Eigenschaften erheblich. Über Westeuropa kommen diese Luftmassen am Boden mit positiven Temperaturen an, und statt der Schneeschauer erreichen Graupelschauer die Westküste der Britischen Inseln. Der polare Ursprung der Luftmassen ist daran erkennbar, daß die am Boden über dem Gefrierpunkt liegenden Temperaturen bereits in geringer Höhe erheblich zurückgehen.

j Gealterte maritime Polarluft (mP_T)

617. Dringt Polarluft auf der Rückseite eines Tiefs noch weiter nach Süden bis in den Azorenraum vor, so trifft sie über der Biskaya mit Temperaturen von $+8^{\circ}$ bis $+10^{\circ}\text{C}$ ein. Starke Haufen- und Quellwolken deuten dabei auf ihre Herkunft; Gewitter begleiten häufig, besonders nachts, die Wolkenmassen. Im Sommer sind bei derartigem Strömungsverlauf die vorherrschenden Windgeschwindigkeiten geringer, auch die anderen Wettererscheinungen sind abgeschwächt. Über dem Festland wird die Luft infolge der vom Boden ausgehenden Erwärmung labil, wodurch es zu gewittrigen Schauern kommt.

Tabelle 5**Übersicht der Eigenschaften warmer und kalter Luftmassen****Kalte Luftmassen:****Temperatur**

Die Luftmasse wird von unten her erwärmt, außer im Winter, wenn sich der Boden infolge Ausstrahlung stark abgekühlt hat.

Bewölkung

Haufen- und Quellbewölkung, zunehmend am Tage, abnehmend oder verschwindend bei Nacht, über See umgekehrt.

Sicht am Boden

Stets mehr als 8 km, über 50 km in cP.

Vertikaler Temperaturgradient

Tendenz zur Labilität
hoher Wert um $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

Mischungsverhältnis

Klein,
die kalte Luftmasse ist nach Aufnahme von wenig Wasserdampf bereits gesättigt.

Potentielle Feuchttemperatur

Niedriger Wert (0°C bis 10°C)

Warme Luftmassen:**Temperatur**

Die Luftmasse kühlt sich von unten her ab, außer im Sommer, wenn der Boden infolge Sonneneinstrahlung erhitzt ist.

Bewölkung

Schichtwolken, bei Nacht aufkommend, am Tage sich auflösend. Im Sommer während des Tages örtliche Quellbewölkung.

Sicht am Boden

Weniger als 12 km,
weniger als 4 km in mT.

Vertikaler Temperaturgradient

Tendenz zur Stabilität
niedriger Wert.

Mischungsverhältnis

Groß,
die warme Luftmasse kann bis zur Sättigung eine große Menge Wasserdampf aufnehmen.

Potentielle Feuchttemperatur

Hoher Wert (10°C bis 20°C)

II. Fronten

a Der Begriff „Front“

618. Wenn zwei Luftmassen verschiedenen Ursprungs und infolgedessen mit verschiedenen Eigenschaften zusammentreffen, sind sie in der Regel durch eine relativ enge Übergangszone getrennt. Deren Mächtigkeit beträgt in der Horizontalen etwa 100 bis 200 km und in der Vertikalen 1 bis 3 km. Die Übergangszone kann für Wetterbetrachtungen meist durch eine Trennfläche angenähert werden. Die Schnittfläche der zweidimensionalen Luftmassengrenze mit der Erdoberfläche heißt Front.

619. Die Luftmassen der Polargebiete bilden um jeden Pol eine weiträumige Kaltluftkalotte. Sie sind von den wärmeren Luftmassen der niederen und mittleren Breiten durch eine Frontenfläche getrennt, die als **Polarfront** bezeichnet wird. Sie verlagert sich jahreszeitlich und pendelt normalerweise zwischen dem 30. und 60. Breitengrad. Die Fläche dieser Front weist in bezug auf den Horizont eine mittlere Neigung von 1:100 auf. Sie steigt von der Warmluftseite gegen die Kaltluftseite hin an.

Weiter im Norden, im Inneren der Kaltluftkalotte, beobachten wir im Winterhalbjahr eine zweite, die von der arktischen Luft trennende Front, die **Arktische Front**.

620. Betrachtet man zunächst nur die Nordhalbkugel, so vollführt die sich im Süden der Polarfront befindende Warmluft eine von Westen nach Osten verlaufende Gesamtbewegung, während sich die Kaltluft im Norden der Polarfront in entgegengesetzter Richtung bewegt (Bild 40 a).

Zonale Luftbewegung und Temperaturoegensätze bewirken Zirkulationsstörungen, welche die Form der polaren Kaltluftkalotte und damit auch die Polarfront deformieren. Stößt die Warmluft polwärts gegen die Kaltluft vor, setzt sich gleichzeitig auf der polwärtigen Seite der Polarfront die Kaltluft äquatorwärts in Bewegung. Auf diese Weise entstehen Wellen an der Polarfront.

621. Die Bilder 40 b und 40 c vermitteln eine Vorstellung über den Ablauf des Bewegungsvorgangs.

Im Bereich der Linie AB (Bild 40 b und 40 c) dringt Kaltluft gegen die Warmluft vor und ersetzt sie. Die Grenzlinie wird daher als „**Kaltfront**“ bezeichnet.

An der Linie BC dringt Warmluft gegen die vorgelagerte Kaltluft vor und ersetzt sie. Die Grenzlinie der vordringenden Warmluft heißt daher „**Warmfront**“.

Kaltfronten bewegen sich rascher als Warmfronten und holen sie schließlich ein. Sobald sich die Fronten vereinigt haben, bilden sie die sogenannte „**Okklusion**“ (Bild 48).

Die zwischen der Kaltfront und der Warmfront liegende Luftmasse befindet sich im „**Warmsektor**“.

Wie die Fronten auf der Wetterkarte darzustellen sind, ist in der ZDv 99/30 vorgeschrieben.

b Kennzeichen einer Front

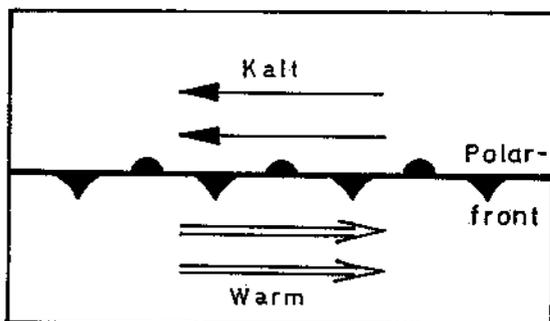
622. Bei der Analyse einer Wetterkarte wird die Lage der Fronten gekennzeichnet. Eine Front beendet einmal mit ihrem Durchgang, ihrer Passage (**frontal passage = FROPA**), die Herrschaft der alten Luftmasse und führt an deren Stelle eine neue heran, die andere Eigenschaften hat. Nach dem Frontdurchgang ändert sich also das Luftmassenwetter (607—617), zum anderen spielen sich an der Front bestimmte Wettererscheinungen ab, die während des Frontdurchgangs ein typisches Frontwetter hervorrufen (Nr 624—642).

623. Für die Kennzeichnung der Front auf einer Wetterkarte gibt es folgende Merkmale:

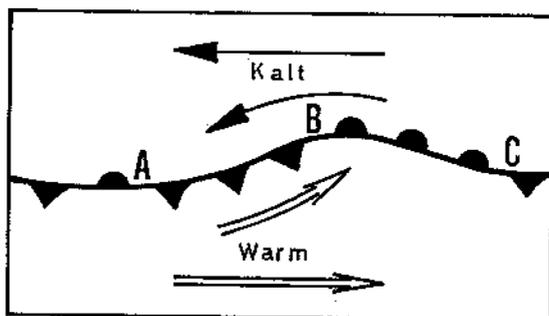
- Wichtigstes Kennzeichen sind die beiderseits der Frontlinie bestehenden Temperaturunterschiede. Dabei muß die bodennahe Grundsicht unberücksichtigt bleiben, weil hier die Unterschiede in den Wetterelementen vor und hinter der Front infolge von Bodeneinflüssen nicht eindeutig sind. Lage und Charakter einer Front lassen sich daher aus der Bodenwetterkarte allein oft nur schwer bestimmen. Eindeutigere Merkmale erhält man dagegen stets aus den Höhenwetterkarten, wenn man hier die Temperaturen vor und hinter der Front miteinander vergleicht.
- Ein nicht minder wichtiges Merkmal ist die eine Front stets begleitende Strömungskonvergenz.
- Ferner kennzeichnet sich die Frontenlage durch die dreistündige Drucktendenz.
- Jede Front besitzt auch ein typisches Bewölkungs- und Niederschlagssystem.
- Ein weiteres Frontmerkmal ist im Feuchtefeld enthalten. Besonders markant sind Unstetigkeiten in der räumlichen Verteilung der Taupunktwerte und der Temperatur-Taupunktdifferenzen.
- Schließlich weisen die Sichtangaben vor und hinter der Front Unterschiede auf.

Bild 40

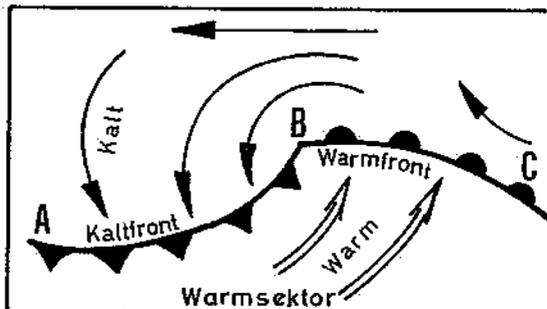
a



b



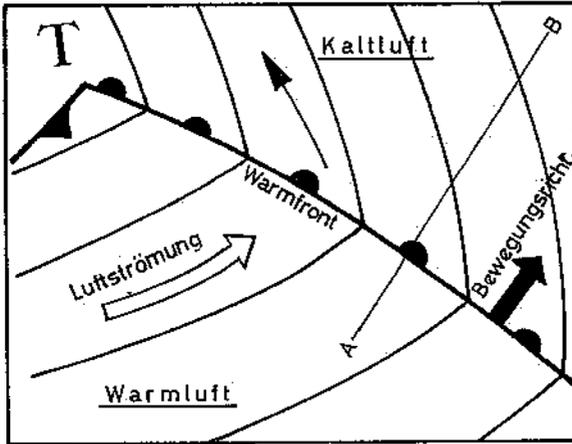
c



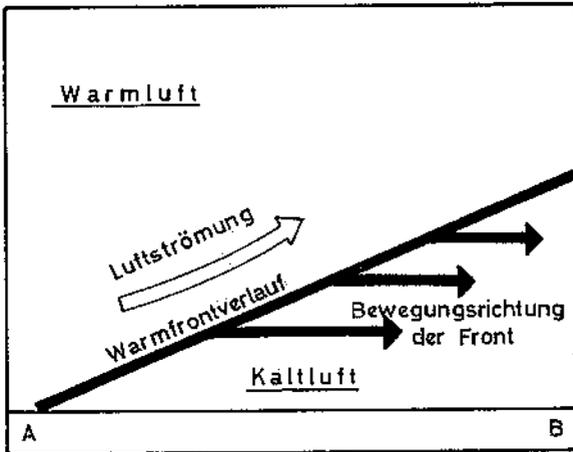
Phasen einer Wellenbildung an der Polarfront

Bild 41

a



b.



Luftströmung an einer Warmfront
(a: Von oben gesehen — b: Von der Seite gesehen)

c Wettererscheinungen an Fronten

1. Wetter an Warmfronten

624. Warmfronten bewegen sich relativ langsam, die Geschwindigkeit der auf einer Fläche mit der Neigung 1:100 bis 1:200 aufgleitenden wärmeren Luftmassen ist dabei höher als jene der zurückweichenden vorgelagerten kühleren Luft. Die vordringende Warmluft ersetzt dadurch nicht nur die davorliegende Luftmasse der bodennahen Schicht, sondern sie gleitet auch an ihr aktiv auf (Bild 41).

625. Dieser Hebungsprozeß erzeugt ein besonderes Wolkenystem, dessen Vorboten bis zu 2000 Kilometer vor der Bodenwarmfront auftreten können. Mit deren Annäherung beobachtet man nacheinander ausgedehnte Felder von Cirrostratus-, Altostratus- und Nimbostratuswolken. Die Cirren treten zunächst als dünne Fäden, im weiteren Verlauf als Cirrostratuswolken auf und verdichten sich ziemlich rasch, wobei die Untergrenze nach und nach bis zum mittleren Wolkenstockwerk absinkt und dabei der Cirrostratus in Altostratus übergeht.

Mit weiterer Annäherung der Warmfront beginnt Niederschlag aus dem Altostratus auszufallen. Seine Stärke und seine Menge hängen von den beteiligten Luftmassen ab.

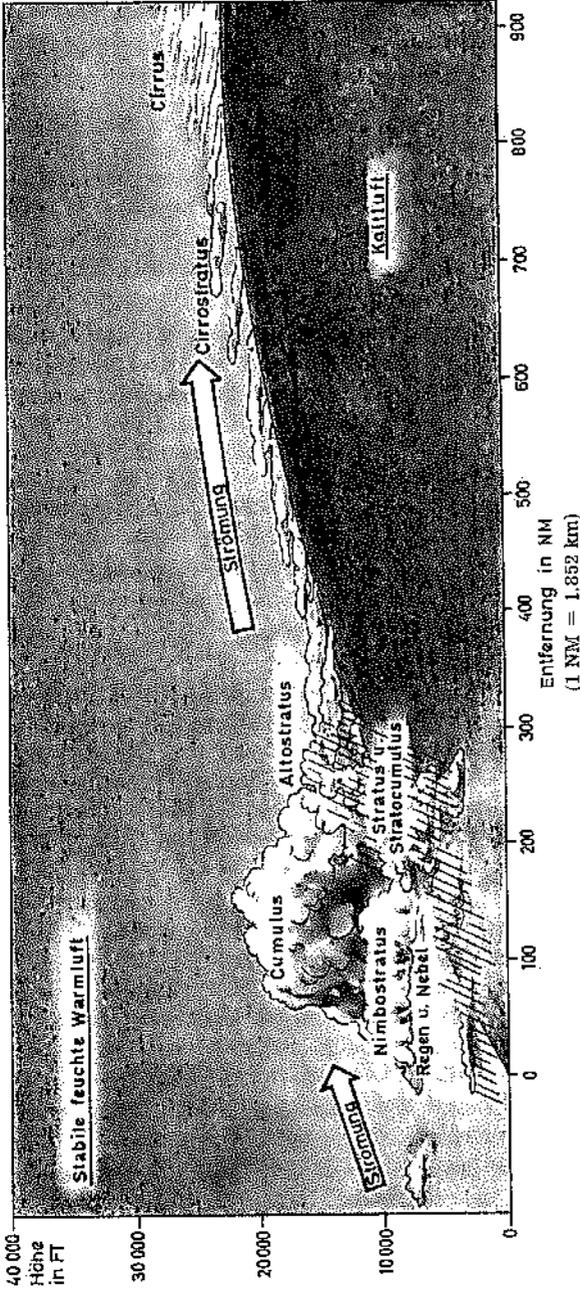
626. Ist die vordringende **Warmluft feucht und stabil** geschichtet, treten Nimbostratuswolken und gleichförmiger leichter Niederschlag schon etwa 600 Kilometer vor der Front auf. Die Bewölkung nimmt immer mehr zu, während die Hauptwolkenuntergrenze weiter absinkt. Die in der Folge gebildeten Wolken sind Stratus, wenn die überströmte Kaltluftmasse stabil, und Stratocumulus, wenn sie labil geschichtet ist (Bild 42).

627. Ist die vordringende **Warmluft feucht und labil** geschichtet, so sind in die weiträumigen Schichtwolkenfelder des Nimbostratus zusätzlich Altocumulus-, Cumulus- und Cumulonimbuswolken in erheblicher Menge eingebettet. Der anhaltende leichte Regen wird ständig durch heftige und böige Regenschauer verstärkt, wobei es gebietsweise zu Gewittern kommen kann (Bild 43).

Die Wolkenobergrenze der Cumulonimbuswolken erreicht häufig 25 000 Fuß Höhe, gelegentlich liegt sie sogar noch höher (Bild 43).

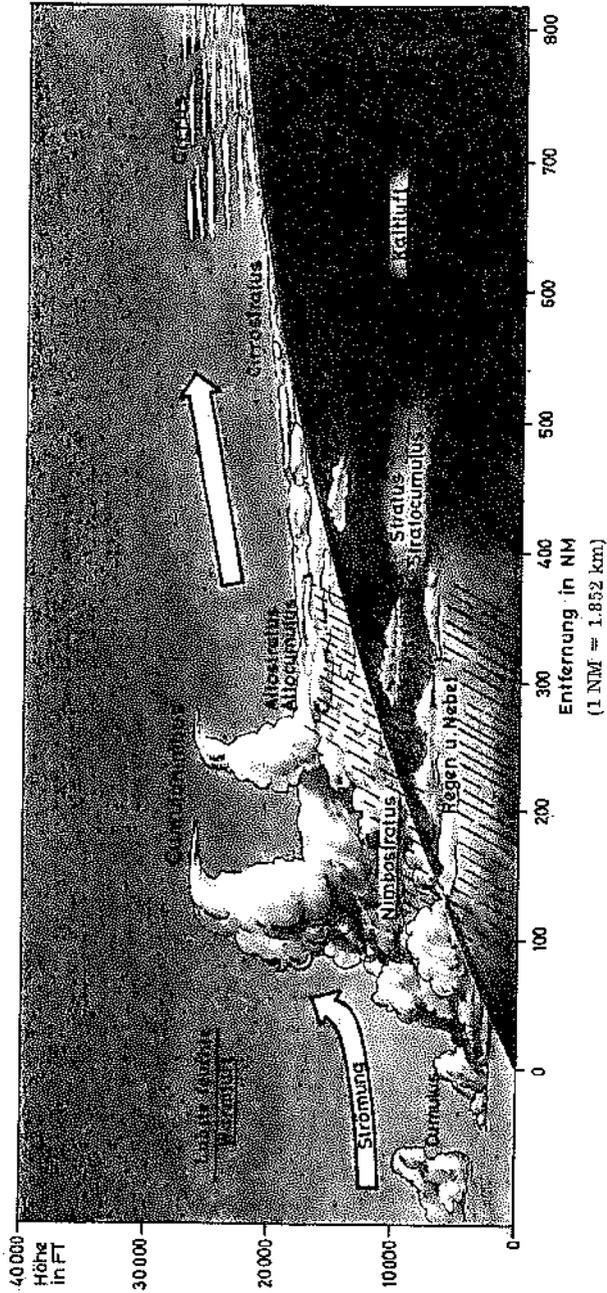
Die eingebetteten Quellwolken sind vom Luftfahrzeug aus nicht erkennbar, und so werden vom Luftfahrzeugführer beim Durchfliegen einer derartigen Warmfront fast stets völlig unvermittelt und unerwartet starke Turbulenz, Vereisung, Hagel und auch Gewitter getroffen.

Bild 42



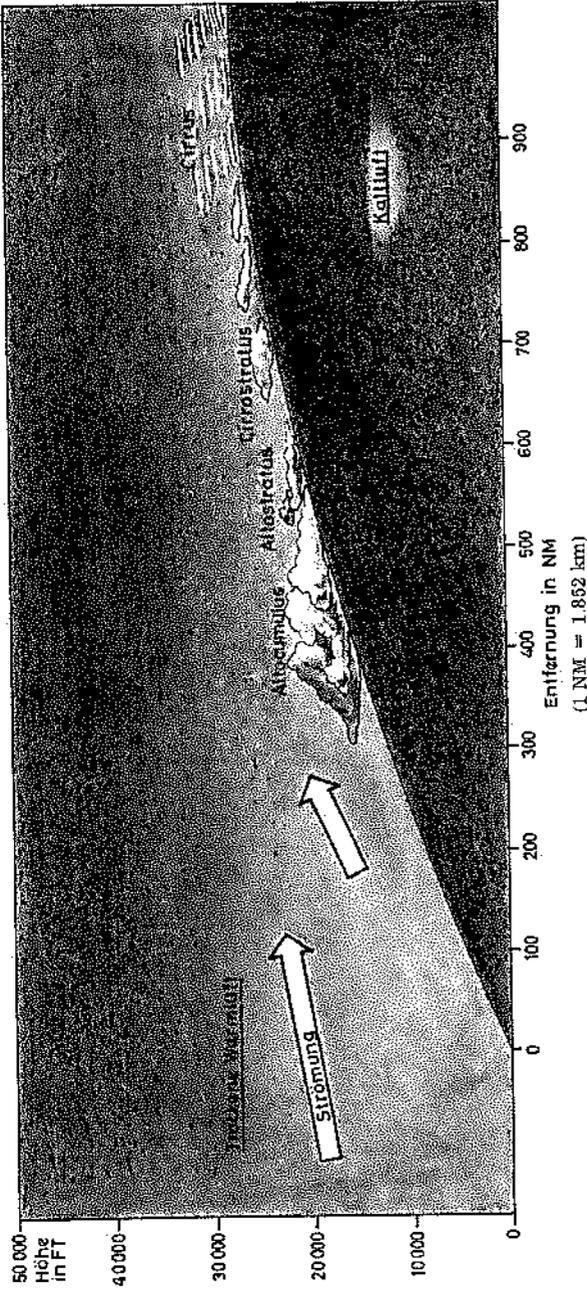
Stabile feuchte Warmluft gleitet auf Kaltluft auf

Bild 43



Labile feuchte Warmluft gleitet auf Kaltluft auf

Bild 44



Trockene Warmluft gleitet auf Kältluft auf

628. Ist die vordringende **Warmluft trocken**, muß diese zu erheblich größeren Höhen aufgleiten, bis sie durch adiabatische Abkühlung den Taupunkt erreicht und kondensiert. Somit kommt es zur Bildung von hohen und mittelhohen Wolken, wobei die Flugsicht außerhalb dieser Wolken gut bleibt, jedoch in Niederschlagszonen unvermittelt zurückgeht. Falls zusätzlich noch die vorgelagerte kühlere Luftmasse stabil geschichtet ist, kann die Sicht darin sehr schlecht werden und sich ein ausgedehntes Nebelgebiet vor der Front entwickeln (Bild 44).

629. **An der Erdoberfläche** ist der Durchgang einer Warmfront meist durch Windsprung, Temperaturzunahme und das Ende der Niederschlagstätigkeit gekennzeichnet. Die Sichtweite nimmt rasch am Boden zu, während sich die Wolken auflockern.

Ist jedoch die Warmluft nicht trocken, sondern feucht, wie dies häufig im Winter wegen ihres in dieser Jahreszeit meist maritimen Ursprungs der Fall ist, bleiben Wolkenbild und Sichtverhältnisse noch längere Zeit unverändert, während der Regen nur Unterbrechungen erfährt.

2. Wetter an Kaltfronten

630. Kaltfronten entstehen stets dann, wenn kältere Luftmassen gegen wärmere anströmen (Bild 45). Sie bewegen sich gewöhnlich rascher als Warmfronten und besitzen eine steilere Grenzfläche, deren Neigung 1:40 bis 1:80 beträgt. Diejenigen Kaltfronten, welche besonders rasch vorankommen, weisen bei großer Steilheit nur ein schmales Wolkenband kurz vor der Front auf, während jene mit geringer Bewegungsstärke bei geringerer Steilheit ein Wolkenystem mit sich führen.

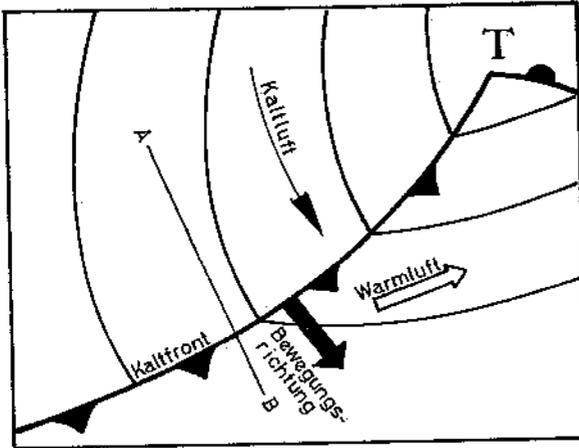
In den meisten Fällen dringt längs dieser Fronten Polarluft oder arktische Polarluft gegen wärmere Luftmassen vor, wobei sich die Kaltluft ihrer größeren Dichte wegen immer keilförmig unter die Warmluft schiebt; diese strudelt dann bei labiler Schichtung empor oder läßt sich bei stabiler Schichtung hinaufschieben.

631. Ist die Warmluft feucht und dabei labil geschichtet, oder beginnt sie labil zu werden, sind die entstehenden Wolken vornehmlich cumulus- oder cumulonimbusförmig, und Niederschläge fallen in Gestalt mittelschwerer oder schwerer Schauer mit Gewittern. Der Kaltfront eilen gewöhnlich Cirren voraus, die bei Annäherung der Front in Alto-cumulus übergehen. Zuweilen findet man auch Altostratus.

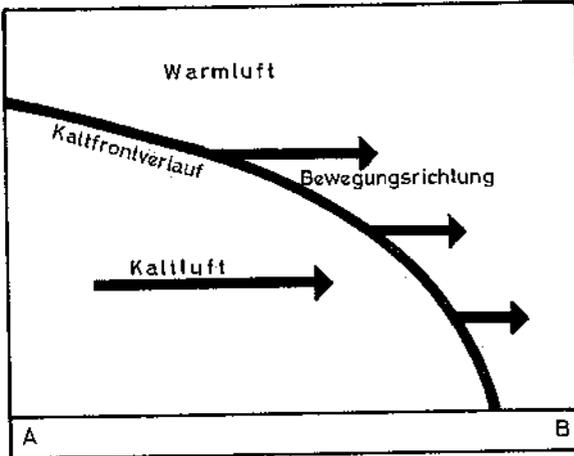
632. Nach Durchzug der Front reißt die Bewölkung rasch auf, und es setzt sich sogar Aufheiterung durch. Danach findet man, wenn auch die Kaltluft feucht und labil ist, für eine gewisse Zeit nochmals hochreichende Quellwolken und Schauer. Die Sicht bessert sich hinter der Front außerhalb der Schauer merklich (Bild 46).

Bild 45

a

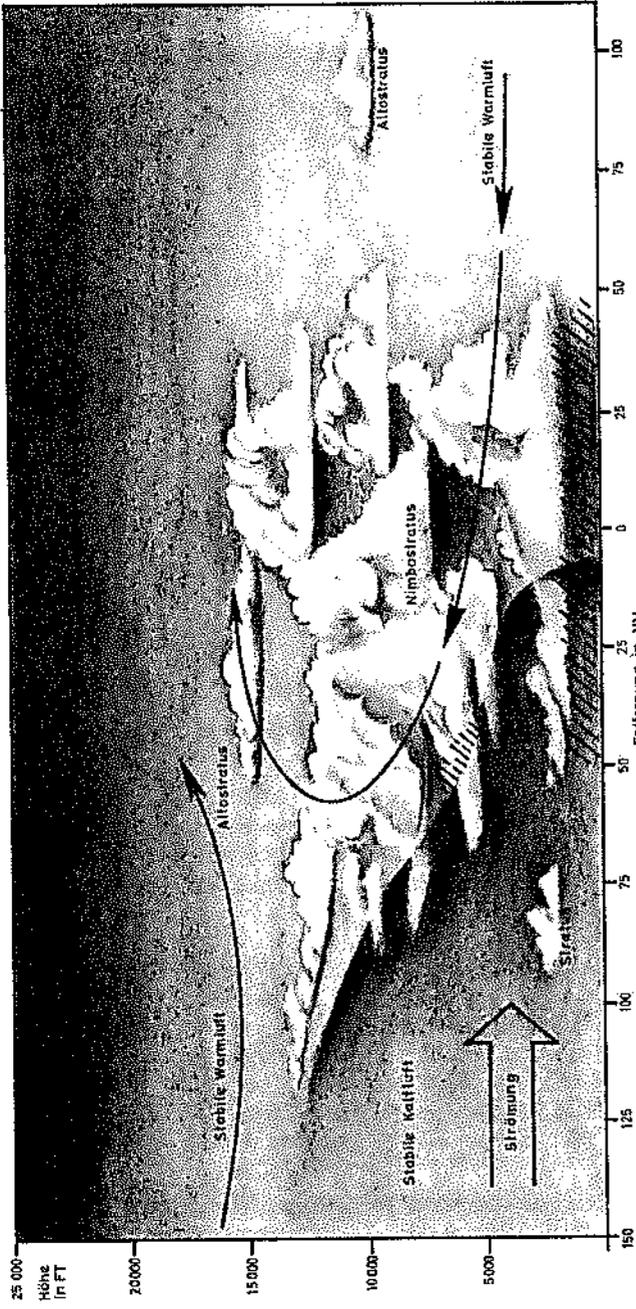


b



Luftströmung an einer Kaltfront
(a: Von oben gesehen — b: Von der Seite gesehen)

Bild 47



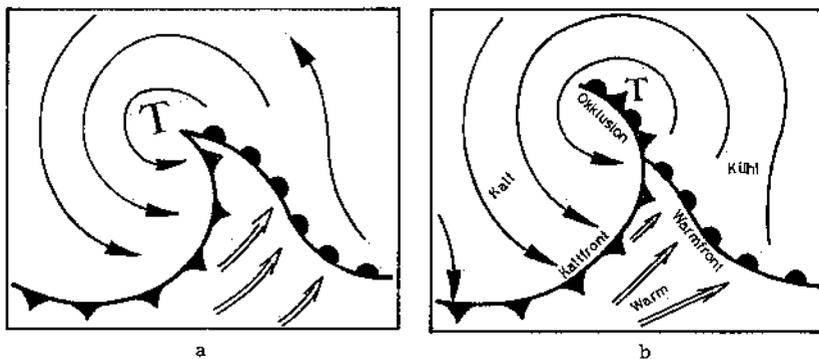
Stabile Kaltluft schiebt sich unter stabile feuchte Warmluft
(1 NM = 1.852 km)

635. Die **Maskierte Kaltfront** ist eine Sonderart der Kaltfront. In der kalten Jahreszeit kann frisch aus NW herangeführte Kaltluft, die längere Zeit über der relativ warmen See gelagert hat, in Bodennähe wärmer als die durch sie auf dem Festland verdrängte Luftmasse sein. Dies ist insbesondere dann der Fall, wenn sich die über dem Festland lagernde Luftmasse während weniger wolkenarmer Wintertage, infolge der dann überwiegenden Ausstrahlung, entsprechend abgekühlt hat.

3. Wetter an Okklusionen

636. Bereits in Nr 621 wurde dargelegt, daß die Warm- und Kaltfronten ihren Lebenslauf als Okklusion beenden. Wenn eine Kaltfront die vorangegangene Warmluft eingeholt hat, so wird im weiteren Verlauf die Warmluft zwischen den Fronten vom Boden abgehoben und befindet sich dann zwischen zwei kühleren Luftmassen. Die sich daraus ergebende neue Front heißt **Okklusion**. Jahreszeit, Lufttemperatur und Feuchtegehalt der drei beteiligten Luftmassen (alte Kaltluft am Boden, die vom Boden abgehobene Warmluft und die neue Kaltluft am Boden) bedingen einen entsprechenden Wassertyp. Die Stabilitätsverhältnisse der beteiligten Luftmassen spielen dabei eine wechselnde Rolle (Bild 48).

Bild 48

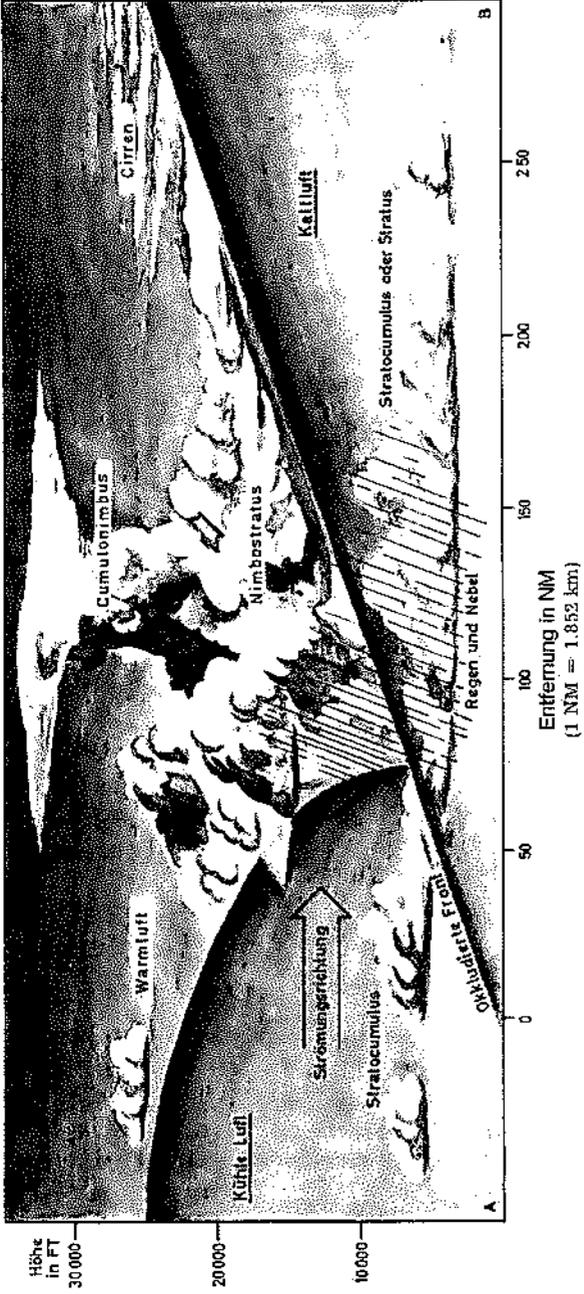


Entstehung einer Okklusion

637. Eine Okklusion mit Warmfrontcharakter entsteht dann, wenn die vor der Warmfront befindliche Luftmasse kälter ist als die Luft, die hinter der rascher vorankommenden Kaltfront liegt (Bild 49).

Wenn im weiteren Verlauf die Warmfront von der Kaltfront überholt wird, gleitet sowohl die präfrontale Warmluftmasse als auch die der Kaltfront nachfolgende kühle Luftmasse auf die vorhandene kalte Bodenluftschicht auf. In diesem Fall ersetzt kühle Luft die bisherige

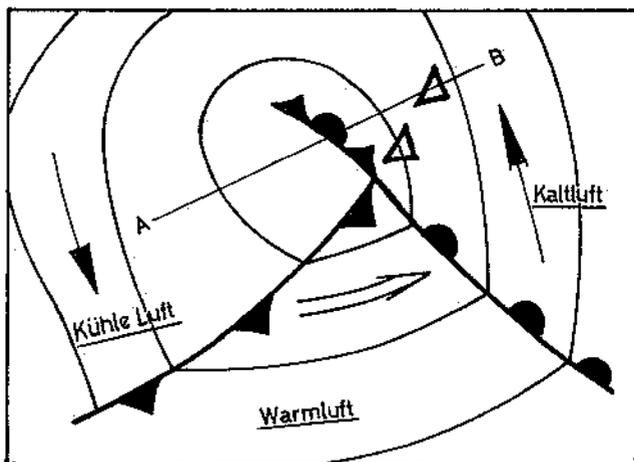
Bild 49



Okklusion mit Warmfrontcharakter

kalte Luft. Eine solche Okklusion mit Warmfrontcharakter zeigt als Wetterform Charakteristika sowohl einer Warmfront als auch einer Kaltfront (Bild 50).

Bild 50



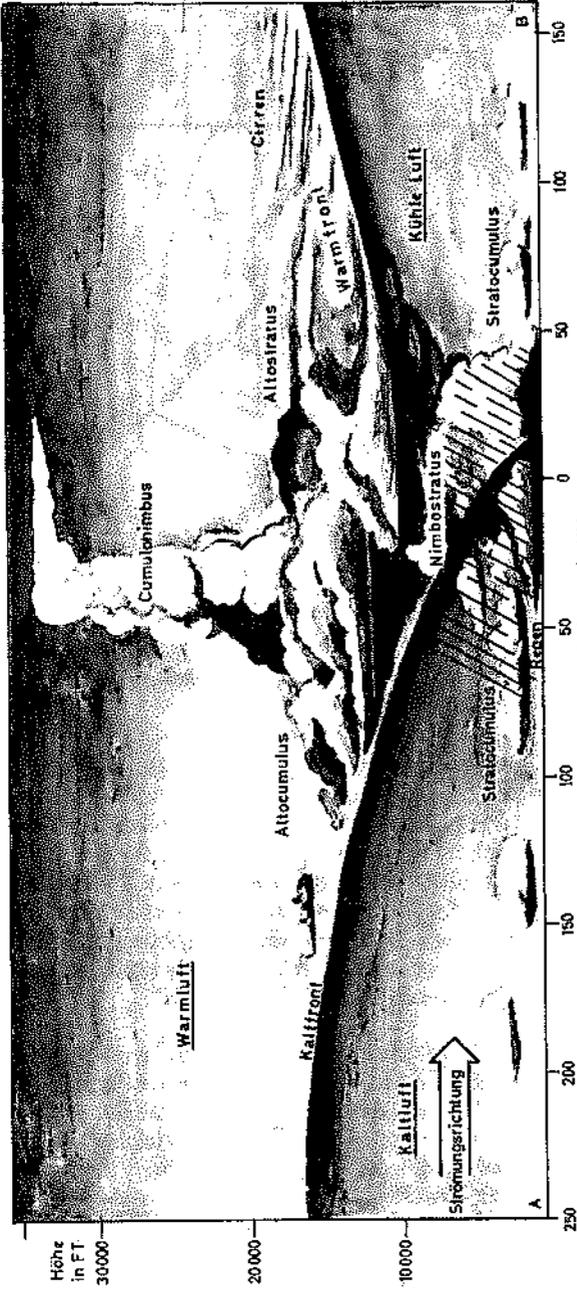
Schematischer Aufriss einer Okklusion mit Warmfrontcharakter

Die Kaltfront hat sich über die Warmfront geschoben und wird dabei zu einer sogenannten Höhenkaltfront.

Das vor der Okklusion herrschende Wetter ähnelt jenem, das vor einer Warmfront beobachtet wird, während an der Höhenkaltfront Kaltfrontwetter in Erscheinung tritt. Schauer und Gewitter können sich entwickeln, sogar wenn weder die warme noch die kühle Luft, die beide gehoben werden, feucht und labil sind. An Okklusionen ändern sich die Wetterbedingungen rasch. Die Intensität der zugehörigen Wettererscheinungen ist am größten im Anfangszustand der Entwicklung, nimmt jedoch in dem Maße ab, wie die Hebung der Wärmeluft zu immer größeren Höhen voranschreitet. Diese Art der Okklusion wird meist nur in der wärmeren Jahreszeit beobachtet.

638. Holt eine Kaltfront eine Warmfront ein und ist die vor der Warmfront liegende Luft wärmer als die hinter der Kaltfront befindliche Luftmasse, werden sowohl die Luftmasse vor der Warmfront als auch hinter der Warmfront von der rascher vordringenden Kaltluft am Boden abgehoben. Ein derartiger Vorgang tritt meist in der kalten Jahreszeit auf, und zwar als **Okklusion mit Kaltfrontcharakter**. Hierbei bleibt nur die ursprüngliche bis zum Boden reichende Warmfront nur noch in der Höhe für einige Zeit als Höhenwarmfront bestehen (Bild 51).

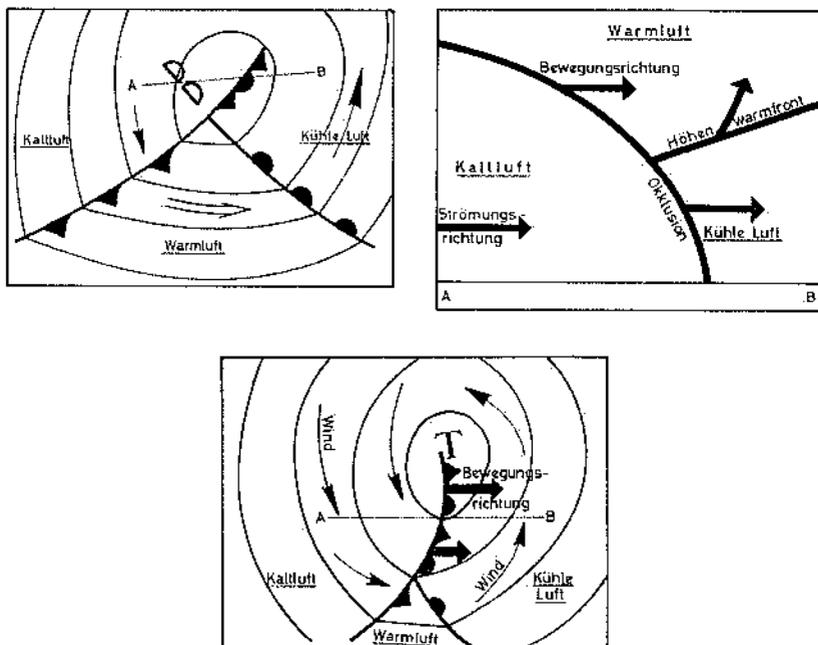
Bild 51



Okklusion mit Kaltfrontcharakter

Am Boden ersetzt kalte Luft die bisherige kühle Luftmasse; die damit einhergehenden Wettererscheinungen ähneln jenen, die beim Durchgang einer Kaltfront auftreten. Im Entwicklungsstadium einer solchen Okklusion ähnelt das Wetter vor der Okklusion zunächst jenem vor einer Warmfront. Im Verlauf der Weiterentwicklung einer solchen Okklusion steigt die Warmluft höher und höher (Bild 52); damit verschwindet allmählich das präfrontale Wolkenystem der Warmfront. Auf diese Weise wandelt sich das Wettergeschehen zu einem solchen, wie es an einer Kaltfront auftritt. Okklusionen mit Kaltfrontcharakter entwickeln sich vornehmlich über dem Festland und sind häufiger als Okklusionen mit Warmfrontcharakter. Bewölkungs- und Niederschlagsfeld einer Okklusion verbreiten und verstärken sich im Winter, je weiter sie in das Binnenland gelangen. Der Niederschlag fällt dabei häufig als unterkühlter Regen. Erreicht die Okklusion das Bergland, kommt es vielfach zu Schauern und sogar zu Gewittern. Stabile und labile Eigenschaften der beteiligten Luftmassen führen dabei vielfach zu wechselndem Wetter.

Bild 52



Schematische Darstellung einer Okklusion mit Kaltfrontcharakter

639. Gelangt die mit dem Okklusionsvorgang abgehobene Warmluft auf die Rückseite der zugehörigen Zyklone, kann es zu neuen Aufgleitvorgängen kommen. Es entsteht eine sekundäre Warmfront. Man bezeichnet dieses Frontstück als **zurückgebogene** oder zurückkehrende **Okklusion**. An ihr bildet sich eine vertikal sehr mächtige stratusförmige Bewölkung, aus der bei meist geringen Temperaturgegensätzen anhaltend Regen fällt.

4. Stationäre Fronten

640. Sowohl Warm- als auch Kaltfronten ändern gelegentlich ihre Geschwindigkeiten oder haben eine gewisse Zeit lang keine merkliche Bewegungstendenz. Sie heißen dann **Stationäre Fronten**. Der Aufgleitvorgang, die Aufeinanderfolge von Bewölkungsvorgängen und das übrige Wettergeschehen an derartigen ortsfest gewordenen Fronten können entweder den Erscheinungen an Warmfronten als auch jenen an Kaltfronten gleichen. Dabei tendiert eine Kaltfront, die gerade stationär ist, häufig dazu, Warmfronteigenschaften anzunehmen.

5. Luftmassengrenzen

641. Andererseits kann es vorkommen, daß Luftmassen verschiedener Herkunft keine markanten Eigenschaften haben und sich auch nicht auf verschiedene Weise verlagern. Eine Trennungslinie ist dann im Kartenbild nur schwer als verwaschene breite Übergangszone ohne klar ausgeprägte Strömungskonvergenzen zu erkennen. Man bezeichnet sie als **Luftmassengrenze**. In den Wetterkarten wird sie meist nicht besonders kenntlich gemacht.

d Frontenähnliche Gebilde

1. Konvergenzlinien — Instabilitätslinien

642. Außer Fronten, deren Charakteristikum darin besteht, daß sich beiderseits der Frontlinie zwei Luftmassen mit verschiedenen markanten Eigenschaften verlagern, gibt es Bereiche, die auf der Wetterkarte lediglich durch einen auffälligen Windsprung entlang einer Linie erkennbar sind. Hierbei beobachtet man, daß Teile einer gleichem Luftmasse gegeneinander geführt werden. Die Linie, entlang welcher dies geschieht, wird als **Konvergenzlinie** bezeichnet. In den Wetterkarten wird sie als gestrichelte Linie dargestellt.

Läßt die Wetterkarte entlang einer Linie eine konvektive Aktivität erkennen, so wird diese Besonderheit **Instabilitätslinie** genannt. In der Wetterkarte ist sie als Strichpunktlinie hervorgehoben.

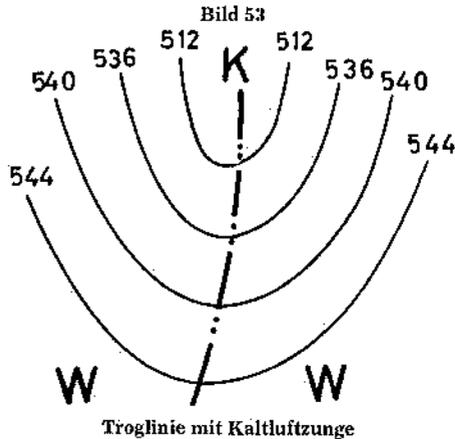
2. Böenlinien (squall lines)

643. **Böenlinien (squall lines)** sind eng begrenzte, langgestreckte Zonen, in denen markante Böen auftreten. Sie werden bevorzugt im Warmsektor einer Zyklone etwa 100 bis 300 Kilometer vor der eigent-

lichen Kaltfront beobachtet, verlaufen zu dieser parallel und bewegen sich mit gleicher Geschwindigkeit wie die Kaltfront. Diese Böenlinien bringen Gewitter, Starkregen, sprunghafte Windrichtungsänderungen, hohe Windgeschwindigkeiten und ungewöhnliche Böigkeit. Ihre Wetteraktivität übertrifft häufig die der später eintreffenden eigentlichen Kaltfront.

3. Troglinien

644. Bei kräftigen Polarluftausbrüchen beobachtet man etwa 100 bis 200 Kilometer hinter der Kaltfront eine besonders starke zyklonale Isobarenkrümmung. Dort ist nach den Höhenwetterkarten die kälteste Luft festzustellen, die zungenförmig nach Süden ausgreift. Das Druckfeld im Bereich dieser Kaltluftzunge wird als Trog bezeichnet, die Verbindungslinie maximaler Isobaren- bzw. Isohypsenkrümmung heißt Troglinie (Bild 53) und wird bei der Wetterkartenanalyse als eine **Instabilitätslinie** gezeichnet (Nr 641).



Der ursprünglich nur in der Höhe vorhandene Trog setzt sich bei Ankunft über einer wärmeren Unterlage bis zum Boden durch.

Die Wettererscheinungen an einer Troglinie gleichen denen an einer Okklusion. Die Troglinie wird daher auch leicht mit einer Okklusion verwechselt. Eindeutige Unterscheidungsmerkmale liefert nur die Höhenwetterkarte. Zeigt sie über dem Wetterband eine Kaltluftzunge, handelt es sich um eine Troglinie; über einer Okklusion muß eine Warmluftzunge liegen. Im Herbst sind Tröge über der noch relativ warmen Nordsee von erheblicher Labilität begleitet; ebenso ist dies der Fall, wenn im Sommer bodennahe Luftmassen über das stark erwärmte Festland strömen. Dann können die intensivsten Schauer und Böen auftreten, die den Trog zu einer für den Flugbetrieb besonders großen Gefahr werden lassen.

III. Luftdrucksysteme

a Tiefdruckgebiet

1. Lebenslauf

645. Ein Tiefdruckgebiet, kurz Tief, Zyklone, Depression oder barometrisches Minimum (low, depression oder cyclone) genannt, ist auf einer Wetterkarte als ein Bereich erkennbar, der sich von seiner Umgebung durch ein von konzentrischen Isobaren erfülltes abgeschlossenes Gebiet tieferen Luftdrucks unterscheidet. Im Zentrum der Isobaren befindet sich der Tiefstwert des Luftdrucks, und die ringförmigen Isobaren weisen in Richtung von außen nach innen fortschreitend niedrigere Wertzahlen auf. Ferner strömt die Luft am Boden im Einklang mit dem Buys-Ballotschen Gesetz spiralförmig entgegen dem Uhrzeigersinn zum Zentrum hin.

Eine vollständige Theorie über den Bildungsmechanismus einer Zyklone besteht noch nicht, jedoch sind „klassische Beschreibungen“ des Lebenslaufs eines Tiefs vorhanden. Hierzu gehören die Arbeiten der „Bergener Schule“ aus Norwegen von Bjerknes-Solberg 1919, die von Bergeron 1937 verfeinert wurden.

646. In der zeitlichen Entwicklung einer Depression kann man vier Phasen unterscheiden. Es sind dies

- die charakteristische Einbuchtung an der Polarfront, an deren Scheitel die „Wellenströmung“, auch „Offene Welle“ oder „Initialwelle“ genannt, auftritt (Bild 40 b);
- der „Wirbel“ oder die „Junge Zyklone“, die einen wohlausgebildeten, aber zunächst noch offenen Warmluftsektor aufweist (Bild 40 c);
- der immer mehr nach Norden ausgreifende Warmsektor, an dessen Scheitel sich das Zentrum der sich weiter vertiefenden Depression befindet (Bild 48 a);
- das „Okkludierte Tief“, dessen in der westlichen Hälfte entstandene Kaltfront rascher entgegen dem Uhrzeigersinn um den sich noch vertiefenden Kern herumschwenkt, als die an der ostwärtigen Hälfte ausgebildete Warmfront es vermag. Das Gebiet des Warmsektors wird dabei immer mehr eingeengt, bis die Kaltfront die Warmfront schließlich überholt hat (Bild 48 b).

647. Eine junge Zyklone bewegt sich erfahrungsgemäß in Richtung der im Warmsektor oberhalb der Bodenreibungsschicht herrschenden Strömung, praktisch also parallel zum Verlauf der Isobaren des Warmsektors. Am Schluß lösen sich die Fronten in Bodennähe gänzlich auf, es bleibt lediglich eine Warmluftzunge in der Höhe übrig. Warm- und Kaltfront haben sich vereinigt, um wieder eine geschlossene Linie, die Polarfront, zu bilden.

Mit dem Herumschwenken der Kaltluft um den Kern der Depression werden folgende Stufen durchlaufen: Vertiefung des Wirbels, Wanderung des Wirbels und Ausweitung des Wirbeldurchmessers von zunächst 100 auf weit über 1000 Kilometer. Die mittlere Wanderungsgeschwindigkeit der Tiefdruckgebiete in der West-Ost-Drift beträgt etwa 25 Knoten.

2. Zyklonenfamilie

648. Die Bildung einer ersten Welle an der Polarfront löst an ihr durch Resonanz weitere Wellen aus. Folglich entsteht eine Zyklone fast nie ganz für sich allein. Gewöhnlich bilden sich mehrere solcher Wellenstörungen nacheinander. Die Polarfront stellt somit eine wellenförmige Linie dar, die meridionale Schwingungen vollführt und dabei im weiteren Verlauf mehr oder weniger ausgedehnte Zungen von Polar- und Tropikluft gegeneinander abgrenzt. Die Ausbuchtungen der Tropikluft bilden die Warmsektoren der jungen Zyklonen, und die dazwischenliegenden Polarluftzungen bauen die Hochdruckrücken zwischen den aufeinanderfolgenden Depressionen auf.

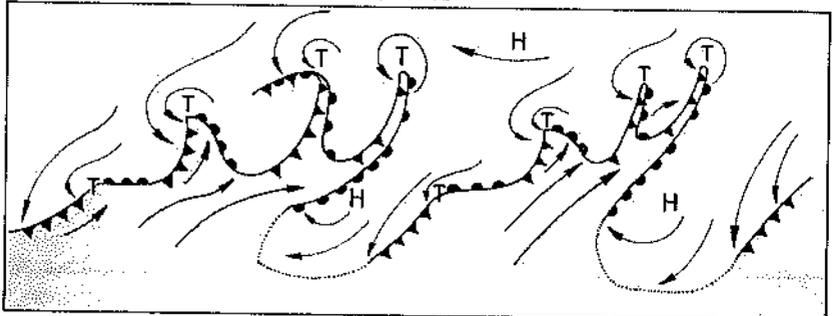
In einer Zyklonenserie bewegt sich jede neue Zyklone auf einer Bahn, die südlich von der vorher gebildeten Depression liegt. Im europäischen Raum herrscht dabei in der gesamten Troposphäre eine starke westliche Strömung (Westlage), mit der die einzelnen Tiefdruckgebiete rasch ostwärts wandern.

Jedes Glied einer Zyklonenfamilie nimmt eine jeweils südlichere Lage ein, weil sich die Polarfront äquatorwärts verlagert, bis schließlich die Kaltluft die Passatströmung erreicht.

Nach der Bildung einer Hochdruckbrücke, die von den Azoren bis weit in den mitteleuropäischen Raum reicht, beginnt hoch im Norden eine neue Zyklonenfamilie sich abzulösen.

Im allgemeinen dauert die Wanderung einer solchen Serie, die aus drei bis fünf Gliedern bestehen kann, durchschnittlich 5,5 Tage. Nach dem Durchgang von vier Serien findet häufig ein abschließender, besonders heftiger Polarluftausbruch statt, der zu ruhigem Hochdruckwetter führt (Bild 54).

Bild 54

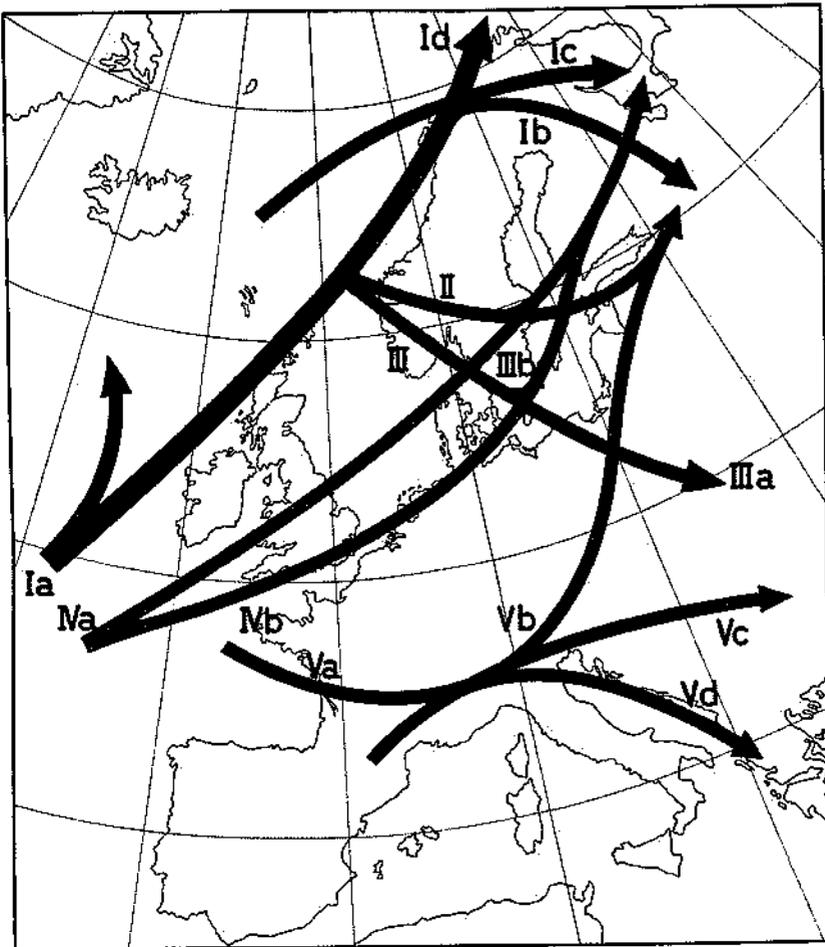


Zyklonenfamilien

3. Zugstraßen und Vb-Lagen

649. Seitdem Wetterelemente gemeldet und synoptische Wetterkarten gezeichnet werden, ist bekannt, daß Tiefdruckgebiete bestimmte Bahnen bevorzugen. Van Bebbber hat 1892 die Bahnen aller europäischen Depressionen eingehend untersucht, den wichtigsten Zugstraßen römische Zahlen zugeordnet und Bahnverzweigungen zusätzlich mit Buchstaben benannt (Bild 55).

Bild 55



Zugstraßen von Tiefdruckgebieten

650. Im praktischen Wetterdienst hat sich davon nur noch der Begriff der Zugstraße Vb erhalten. Während die Vb-Straße relativ gut „eingefahren“ ist, weichen die Tiefdruckgebiete von den übrigen Zugstraßen auf ihren Wanderungen häufig und weit ab. Die Vb-Straße führt von Oberitalien oder von der Adria entlang des Ostrandes der Alpen über Mähren und Westpolen zum Baltikum und zur Ostsee. Relativ häufig werden die Zyklonen auf dieser Wanderung rückläufig, d. h. sie ziehen von Ostpreußen aus westwärts.

Die größte Häufigkeit von Vb-Lagen beobachtet man während der Monate April, Mai, Juli und Oktober. Fast jeden Sommer, zuweilen auch noch bis spät in den Herbst hinein, entwickeln sie sich zu Sturmtiefs.

An der Vorderseite der Vb-Zyklonen werden feuchte Warmluftmassen aus dem Mittelmeergebiet angesaugt, die bei ihrem Zug über dem Festland noch weiter erwärmt werden. Dabei bildet sich ein breiter, gegen den Südostteil der Alpen und des dalmatinischen Berglandes gerichteter Aufgleitschirm. Durch den Einfluß der Gebirge wird diese Aufgleitbewölkung noch weiter angehoben und in sich labilisiert, so daß sie mit Quellwolken durchsetzt ist. Der Wolkenschirm erstreckt sich häufig west- oder nordwärts bis zur Linie Bodensee—Kassel—Lübeck.

Im weiteren Verlauf entwickeln sich starke Schauer und Gewitter, welche meist in den späten Abendstunden einsetzen, die ganze Nacht über anhalten und erst aufhören, wenn die Vb-Depression nach Norden abgezogen ist.

Auf der Rückseite der Vb-Zyklonen entsteht langanhaltender Nordstau an den Mittelgebirgen mit schlechter Sicht und starken Niederschlägen.

b Tropische Zyklonen

651. Tropische Zyklonen heißen allgemein die relativ kleinen Tiefdruckgebiete (Durchmesser von 120 bis 1000 Kilometer), welche ihren Ursprung über tropischen Ozeanen haben. Da sie keine festumgrenzten Luftmassen aufweisen, sind sie von nahezu kreisförmigen oder elliptischen Isobaren umschlossen. In südlicher gelegenen mittleren Breiten bewegen sich die tropischen Zyklonen anfänglich westwärts.

Gelangen sie in etwas höhere mittlere Breiten, folgen sie einer nach Osten gerichteten Bahn. Sie schmiegen sich dabei an das Hochdruckgebiet an, das zur Zeit des Spätsommers in den subtropischen Breiten über den Ozeanen liegt. Die Zuggeschwindigkeit ist meist gering. Sie kann gelegentlich aber 30 Knoten oder mehr erreichen. Die Hauptmonate der Zyklonenentstehung sind auf der Nordhemisphäre Juli, August und September. Tropische Zyklonen bewirken die am meisten

gefürchteten Stürme der Erde. Sie erreichen Windstärken, zu deren Schätzung die Beaufortskala nicht im entferntesten ausreicht. Deren höchste Zahl 12 wird schon für 60 Knoten gegeben, während in tropischen Zyklonen Windgeschwindigkeiten bis 175 Knoten gemessen wurden.

652. Die Bodenwinde tropischer Zyklonen nähern sich spiralförmig dem Zyklonenzentrum bis zu einem Kreis, der das „Auge“ des Wirbels begrenzt. Gleichzeitig wechseln sich spiralförmige Linien von Cumulus- und Cumulonimbuswolken mit relativ wolkenarmen Schneisen ab. Die spiralförmigen Wolkenbanden hüllen das „Auge“ ein, das selber wolkenlos ist. Um den windstillen Raum des „Auges“ wirbelt die heranströmende Luft in die Höhe und wird oben in auswärtsgerichteten Spiralen wieder hinausgeworfen. Die tropischen Zyklonen treten im südlichen und südöstlichen Nordatlantik, einschließlich der Karibischen See und des Golfs von Mexiko auf, ferner im westlichen Nordpazifik einschließlich der Philippinen und des Chinesischen Meeres sowie in anderen tropischen Gewässern.

653. Die tropischen Zyklonen werden in drei Klassen eingeteilt: Tropische Depressionen mit Winden bis zu 34 Knoten, tropische Stürme mit 35 bis 64 Knoten und Hurrikane oder Taifune mit 65 und mehr Knoten Windgeschwindigkeit. Je nach dem Entstehungsgebiet wurden den Orkanen verschiedene Namen gegeben: „Hurricane“ (Nordatlantik, Karibische See und Golf von Mexiko), „Taino“ (Haiti), „Cordonazo“ (Westküste von Mexiko), „Baguio“ (Philippinen), „Cyclone“ (Indischer Ozean), „Taifun“ (westlicher Nordpazifik), „Willy-Willy“ (Australien). Tropische Wirbelstürme werden nach dem Zeitpunkt ihres Auftretens in jeder Saison mit weiblichen Vornamen in alphabetischer Reihenfolge bezeichnet.

c Kaltlufttropfen (Höhentief)

654. Die in Nr 644 beschriebenen Tröge können besonders im Frühjahr und zu Beginn des Sommers durch Warmluftzufuhr an ihren Flanken in zwei Teile aufgespalten werden. Hierbei schnürt sich der südliche Teil der damit gekoppelten Kaltluft von der polaren Kaltluftkalotte ab und beginnt bei einem Durchmesser von 300 bis 1000 Kilometer als isolierter Kaltlufttropfen ein Eigenleben. Auf der Bodenwetterkarte beobachtet man nur eine flache Druckverteilung; auf den Höhenwetterkarten erscheint jedoch ein markantes Höhentief.

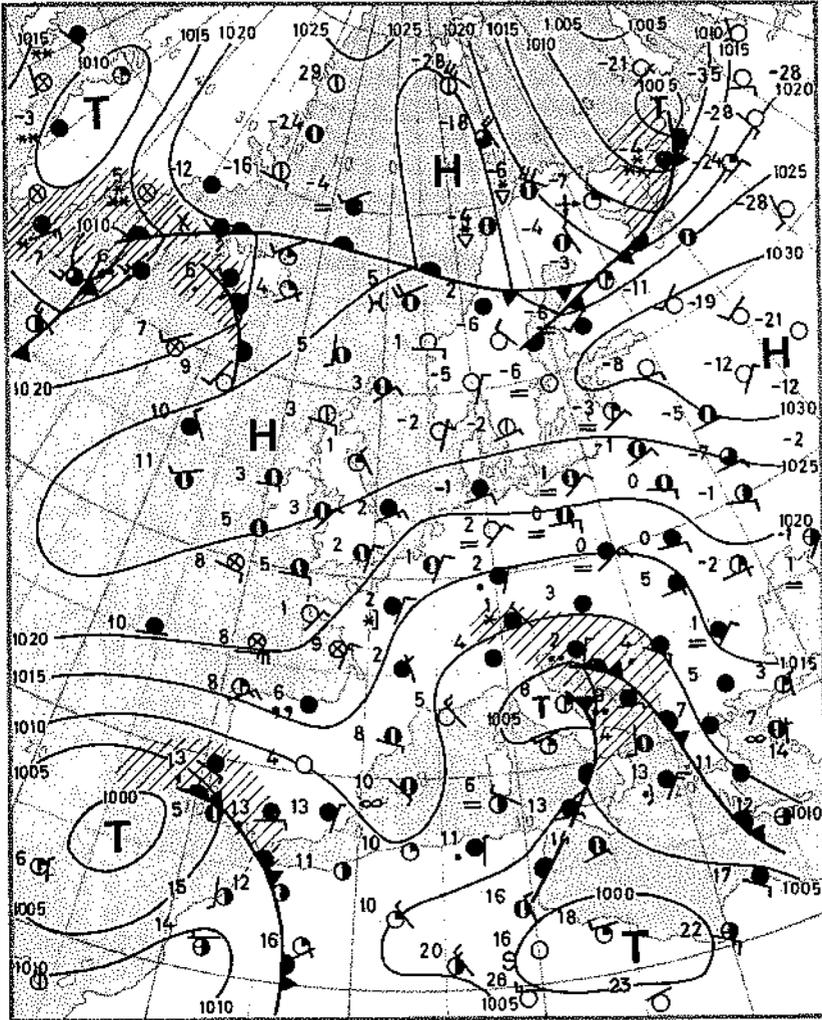
Im Sommer ist das Innere eines Kaltlufttropfens, da in der Höhe niedrige Temperaturen herrschen, häufig sehr labil; es kommt nachmittags und abends zu starken Schauern, gelegentlich mit Gewittern durchsetzt. Während der Nacht und am Vormittag ist es wechselnd bewölkt,

zeitweilig fällt Regen. Die Vorderseite des Kaltlufttropfens ist durch die herangeführte Kaltluft heiter bis wolkenarm. Darum ist von einem sich nähernden Kaltlufttropfen kein großer Einfluß auf das Wetter zu erwarten. Auf der Rückseite des Kaltlufttropfens entsteht durch die vorgenannte Warmluftzufuhr eine ausgedehnte Schichtbewölkung mit anhaltenden und meist starken Niederschlägen.

Im Winter sind Kaltlufttropfen räumlich ausgedehnter und beeinflussen das Wettergeschehen meist längere Zeit. Die starke Ausstrahlung, die im Bereich des Höhentiefs stattfindet, bewirkt Stabilisierung. Damit können sich im Inneren des Kaltlufttropfens keine Schauer mehr entwickeln. Die Aufgleitniederschläge auf seiner Rückseite bleiben aber bestehen.

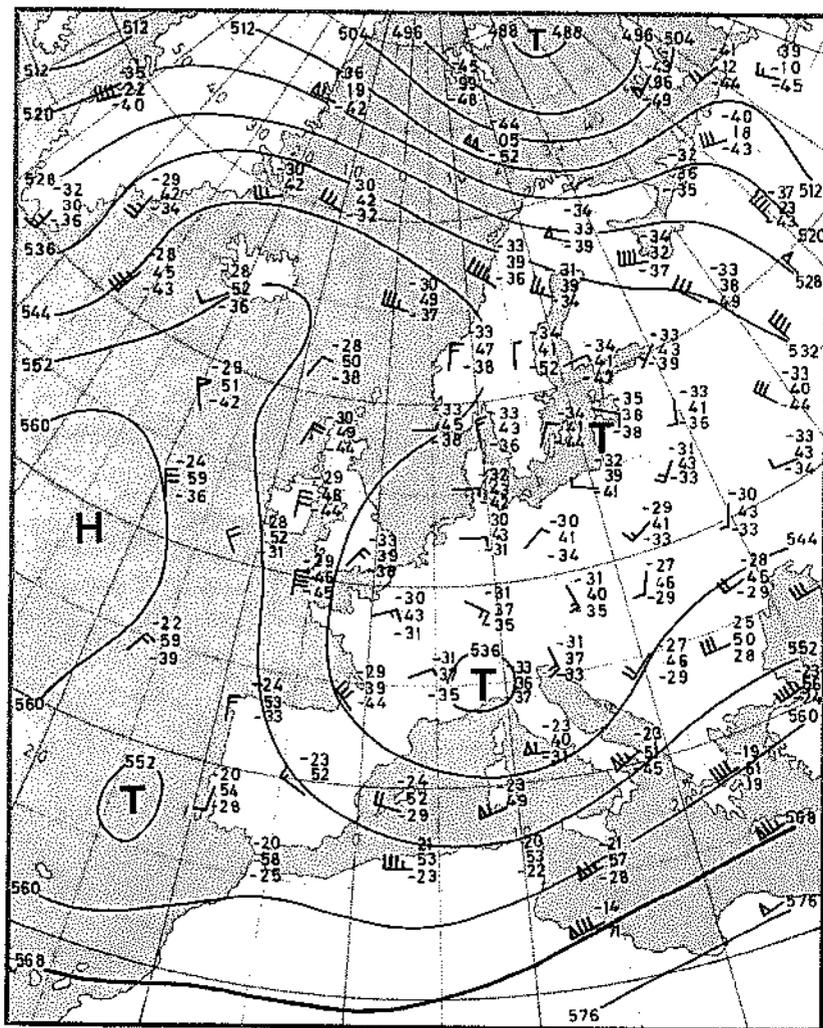
Das Beispiel eines Kaltlufttropfens bringen die Bilder 56—58.

Bild 56



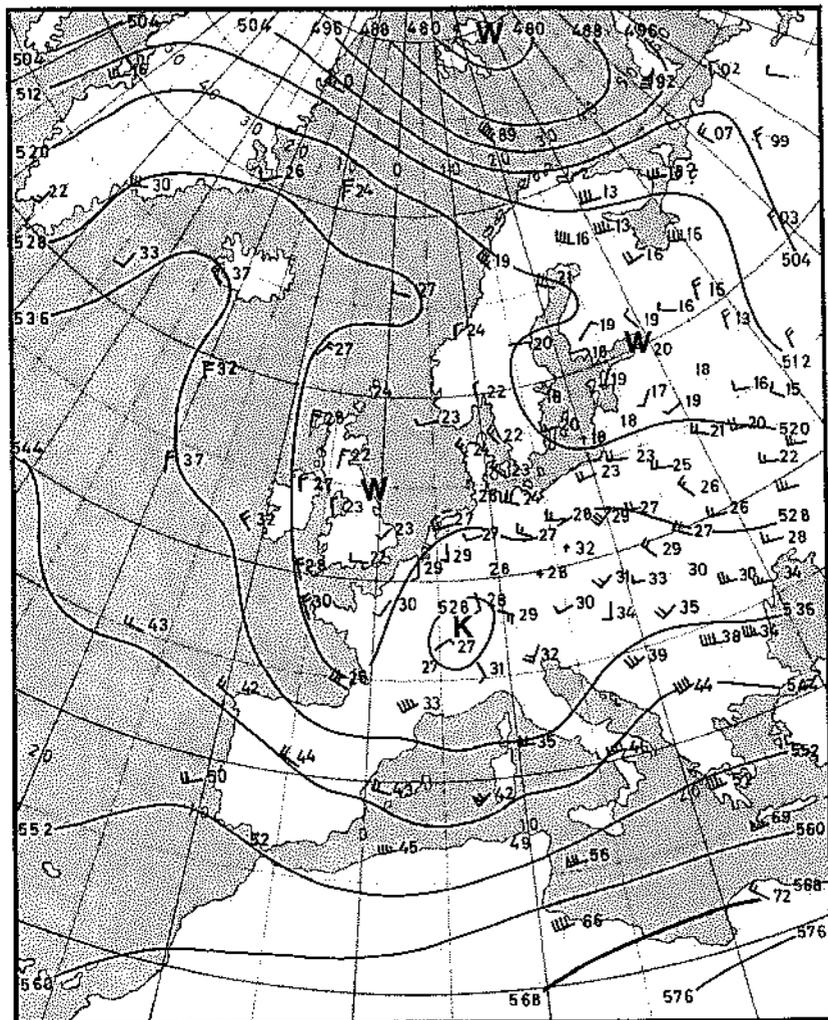
Beispiel eines Kaltlufttropfens
(Bodenwetterkarte vom 26. März 1969, 00 GMT)

Bild 57



Beispiel eines Kaltlufttropfens
 (Absolute Topographie 500 mb vom 26. März 1969, 00 GMT
 mit Höhenwind-, Lufttemperatur-, Höhen- und Taupunktwerten)

Bild 58



Beispiel eines Kaltlufttropfens

(Relative Topographie 500/1000 mb vom 26. März 1969, 00 GMT mit Scherwind (Nr.248) und Höhenwerten)

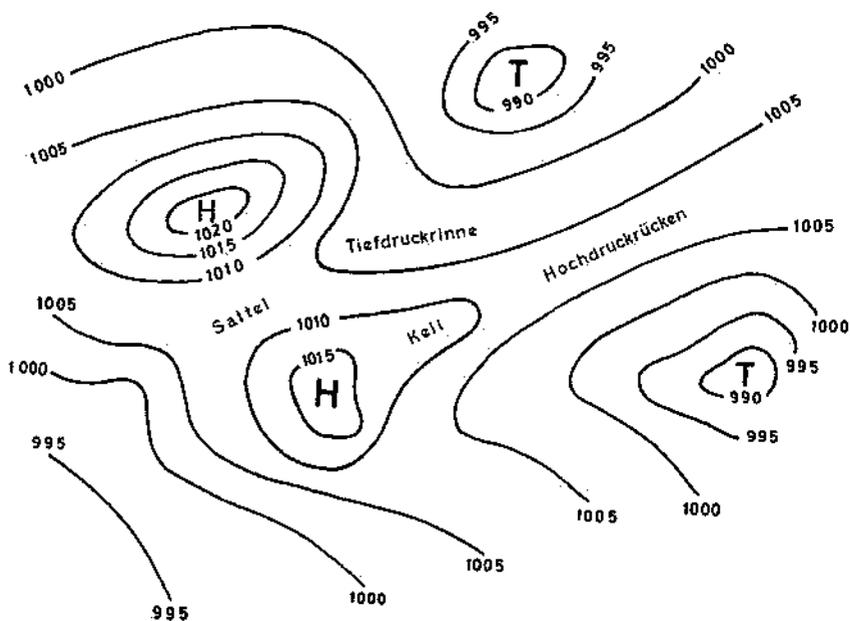
d Hochdruckgebiete

655. Ein Hochdruckgebiet, Antizyklone oder Barometrisches Maximum, kurz „Hoch“ (high oder anticyclone) genannt, ist ein Bereich, in dem der Luftdruck höher als in der Umgebung ist. Das Zentrum ist in einer Wetterkarte von geschlossenen, kreisförmig oder elliptisch gekrümmten Isobaren umgeben, wobei der Wind entsprechend dem Buys-Ballotschen Gesetz aus dem Kern spiralförmig im Sinne des Uhrzeigers hinausweht.

Ein Hoch kann einen **Hochdruckkeil** oder einen **Hochdruckrücken** ausenden. Letzterer wird von zwei Tiefdruckgebieten flankiert. Zwischen zwei Hochdruckgebieten kann sich eine Zunge oder eine Rinne tiefen Luftdrucks einschieben, die ihren Ursprung in einem „Tief“ haben (Bild 59).

Wenn in einer Wetterkarte von einem Punkte aus der Luftdruck nach zwei entgegengesetzten Richtungen ansteigt und nach zwei dazwischenliegenden Richtungen abfällt, bildet eine derartige Luftdruckverteilung einen „Sattel“. Einen Sattel findet man stets in der Mitte eines „Vierdruckfeldes“, bei dem sich zwei Hochdruckgebiete und dazwischen zwei Tiefdruckgebiete diametral gegenüberstehen.

Bild 59



Isobarenkarte

Da der Bodenwind aus dem Inneren einer Antizyklone herausweht, muß dort Luft aus der Höhe nachfolgen, d. h. absinken. Das Absinken führt durch adiabatische Erwärmung zu geringen relativen Feuchten und damit auch zur Wolkenauflösung. In einem Hoch gibt es folglich keine wetterwirksamen Fronten.

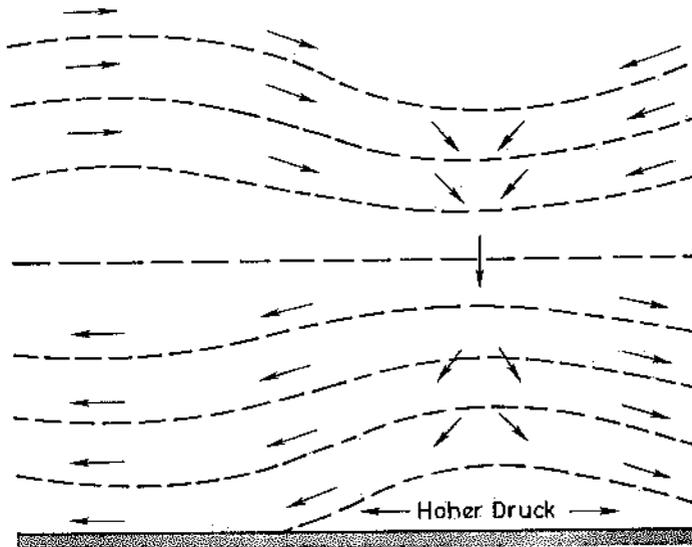
Hochdruckgebiete werden je nach ihrer Entstehungsgeschichte in verschiedene Arten eingeteilt.

1. Thermisches Hoch

656. Thermische oder kalte Hochdruckgebiete entstehen, wenn hinter einer Kaltfront ein Schwall kälterer und schwererer Luft vorstößt und damit in den unteren Schichten der Troposphäre Druckanstieg verursacht. Ein solches thermisches Hoch ist also eng verknüpft mit den Vorgängen, die sich an der Polarfront abspielen.

657. Mit wachsender Höhe nimmt der Luftdruck in der dichten Kaltluft rascher ab als in der weniger dichten Warmluft. Darum verschwindet das thermische Bodenhoch auf den Höhenkarten. Von der 700-mb-Karte ab zeigen die Isohypsen häufig schon trogartige Ausbuchtungen, d. h. über dem Bodenhoch befindet sich eine Zunge tiefen Luftdrucks (Bild 60). Dann kann sich im thermischen Hoch zyklonales Wettergeschehen abspielen. Eine Wetterbesserung erfolgt erst, wenn der Bodendruck wieder gefallen ist.

Bild 60



Verlauf der Flächen gleichen Luftdrucks

658. Nur wenige kalte Hochdruckgebiete stellen den beschriebenen Typ rein dar, weil jedes Hochdruckgebiet durch antizyklonales Absinken der Luft zur Erwärmung neigt. Im Sommer bilden sich meist Quellwolken aus, deren Köpfe sich an der Absinkinversion flach ausbreiten. Im Winter überwiegt die ungehinderte nächtliche Wärmeausstrahlung die positive Strahlungsbilanz während der kurzen Tage. Die damit verbundene Abkühlung bewirkt schon von der zweiten klaren Nacht an eine Feuchtesättigung in den bodennahen Schichten. Je nach Windgeschwindigkeit entstehen dann Nebel oder Hochnebel. Die Obergrenze des Nebels bildet die Absinkinversion, welche sich in etwa 4000 Fuß über dem Boden entwickelt. Oberhalb der Inversion herrschen bei absinkender Luftbewegung (Nr 655) wolkenloses Wetter und gute Sicht.

659. Kommt eine Polarluftantizyklone nach anfänglich rascher Wanderung in den Subtropen zum Stillstand und strömt ihr in der Höhe Warmluft zu, dann wird das Azorenhoch unter Schrumpfung nach Süden abgedrängt. Nun dehnt sich die Polarantizyklone flächenmäßig immer mehr aus, verändert die Eigenschaften ihrer Luftmassen und nimmt dadurch schließlich den Charakter eines Tropiklufthochs an, womit der Erneuerungsprozeß des Azorenhochs abgeschlossen ist.

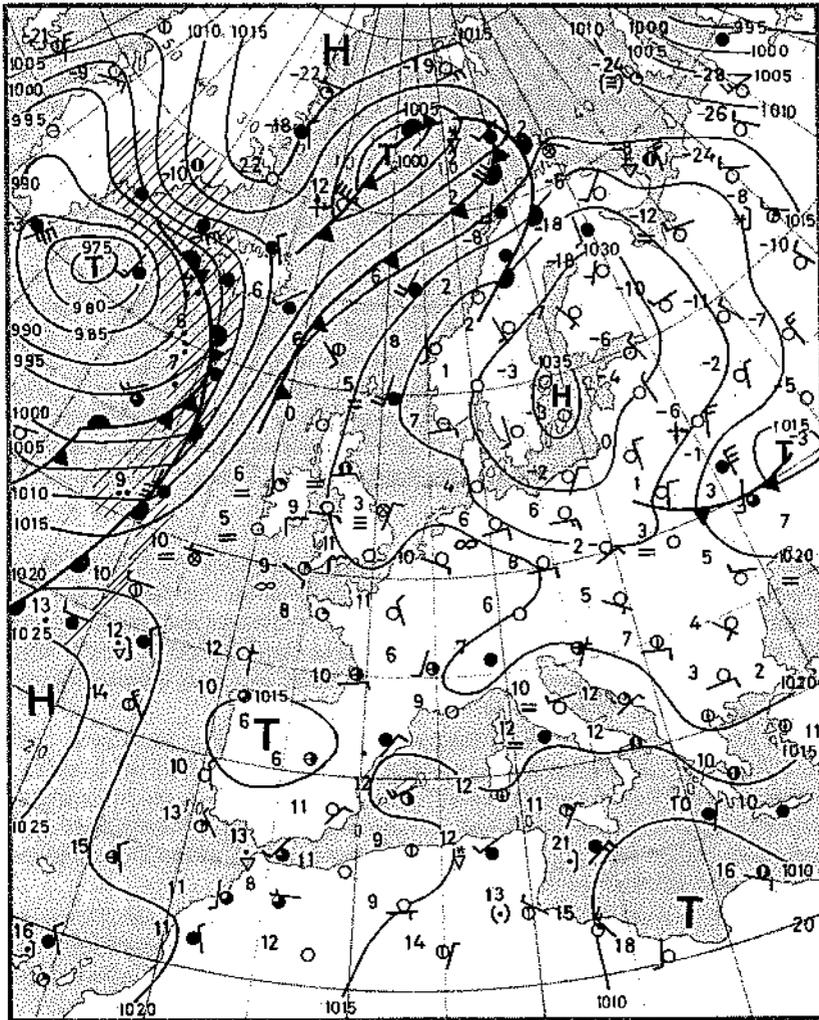
2. Dynamisches Hoch

660. Der Begriff des dynamischen Hochs bezeichnet die beständigen und überwiegend gebietsgebundenen Antizyklonen der subtropischen Zonen, unter denen das Azorenhoch für den mitteleuropäischen Raum die maßgebende Rolle spielt (Nr 514). Diese Antizyklonen sind völlig aus Warmluft aufgebaut und sind daher auch auf den Höhenwetterkarten eindeutig erkennbar (Bild 61—63).

Auch die Warmluftzyklonen besitzen fast immer eine markante Absinkinversion. An ihren Ost- und Südflanken findet man im Sommer aufgelockerte Felder mit kleinen Cumulus- und Stratocumuluswolken, darüber herrscht gute Flugsicht. An der Nord- und der Westflanke treten im Sommer örtliche Cumulonimbuswolken auf, außerdem Altocumulus- und Cirrusfelder.

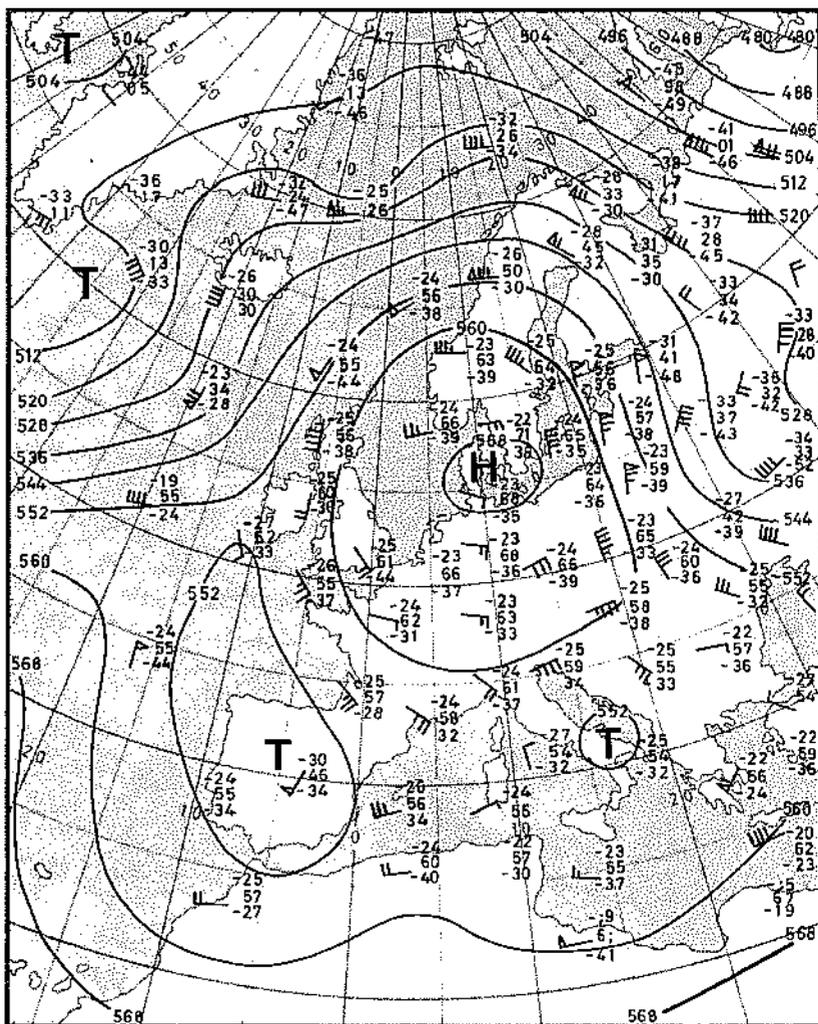
Im Winter herrschen überall ausgedehnte Stratuswolken vor. Der zentrale Bereich ist im Sommer wolkenarm, im Winter beobachtet man häufig verbreitet Nebel oder Hochnebel als Folge der nächtlichen Ausstrahlung.

Bild 61



Beispiel einer Hochdrucklage
(Bodenwetterkarte vom 8. April 1969, 00 GMT)

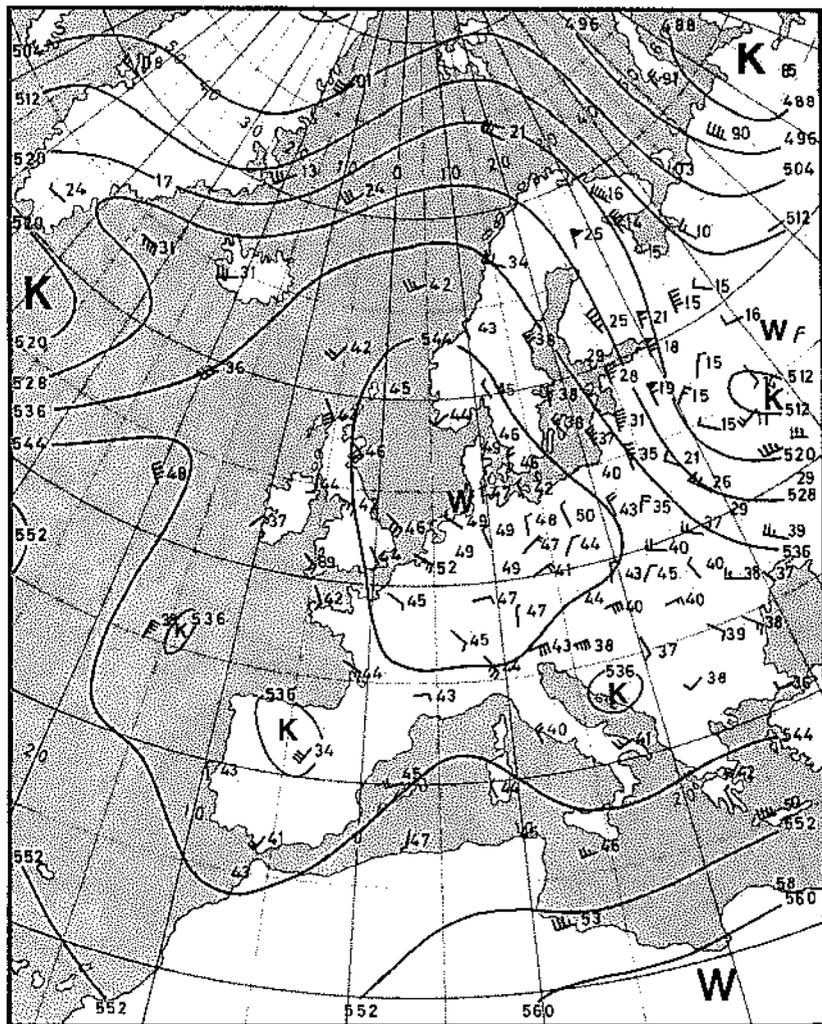
Bild 62



Beispiel einer Hochdrucklage

(Absolute Topographie 500 mb vom 8. April 1989, 00 GMT mit Höhenwind-, Lufttemperatur-, Höhen- und Taupunktwerten)

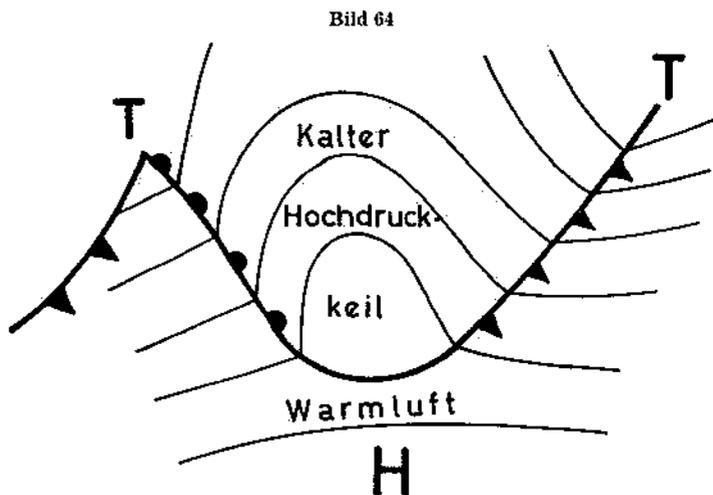
Bild 63



Beispiel einer Hochdrucklage
 (Relative Topographic 500/1000 mb vom 8. April 1969, 00 GMT mit Scherwind- (Nr 248)
 und Höhenwerten)

3. Zwischenhoch

661. Zwischen zwei Tiefdruckgebieten derselben Zyklonenfamilie sind Hochdruckkeile eingelagert und wandern mit den Zyklonen (Bild 64).



Ein solches Zwischenhoch liegt fast völlig innerhalb der bodennahen Kaltluft und ist deshalb auf den Höhenwetterkarten meist nicht nachweisbar. Es ist kurzlebig und bringt seinem Einzugsgebiet eine Wetterbesserung von nur 18 bis 24 Stunden Dauer. An seiner Ostseite herrschen böige Nordwestwinde mit aufgelockerter hochreichender Quellbewölkung und Schauern. Im Kerngebiet selbst ist das Wetter heiter, der Bodenwind flaut ab. Westlich davon macht sich die Aufzugsbewölkung der anschließenden Warmfront bemerkbar.

1

2

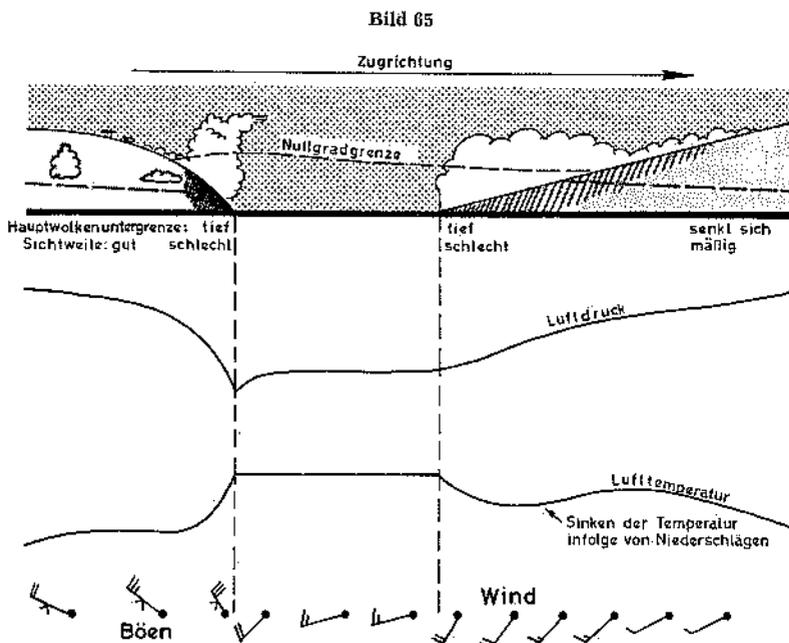
Kapitel 7

Großräumige Einflüsse der Wetterlage auf das Flugwetter

I. Zyklonales Wettergeschehen

701. In Mitteleuropa werden die Wettererscheinungen und ihre Aufeinanderfolge überwiegend durch die West-Ost-Bewegung des Windfeldes mit den eingelagerten Tiefdruckgebieten und deren Fronten bestimmt. Die Flugwetterbedingungen sind somit weitgehend von dieser Bewegung abhängig, und es ist zu beachten, daß die Front, wie bereits erwähnt (Nr 601), eine Übergangszone von bisweilen beachtlicher horizontaler Ausdehnung und von 3000 bis 9000 Fuß vertikaler Mächtigkeit darstellt.

702. Ausgeprägte Tiefdrucksysteme haben nachfolgend aufgeführte typische Eigenschaften frontalen Wetters (Bild 65).



Zusammenfassung der charakteristischen Erscheinungen beim Durchzug eines Tiefdruckgebietes mit Fronten

(nach W. Eichenberger, G. Gensler u. a.: „Flugwetterkunde“ 4. Aufl. 1969)

a Warmfront

703.

Vor der Front	Bei Frontdurchgang	Hinter der Front
Luftdruck: stetig abnehmend	gleichbleibend oder Abnahme nachlassend	kaum Änderung
Lufttemperatur: langsam ansteigend, dann sinkend infolge von Niederschlägen	weiter ansteigend	geringe oder keine Änderung
Wind: rückdrehend und stärker werdend	Windsprung nach rechts, Windge- schwindigkeit häufig noch etwas zunehmend	Richtung und Geschwindigkeit unverändert
Bewölkung: bis 500 Seemeilen Ci, bis 300 Seemeilen As abnehmender Cu, bis 200 Seemeilen Ns, darunter Fs	Ns, darunter Fs	Sommer: Sc und Cu Winter: St oder Sc
Wetter: gleichförmiger Regen oder Schneefall	Aufhören von Regen oder Schneefall	Sommer: stark bewölkt, gelegentlich Sprühregen mit Unter- brechungen, selten Gewitter, Winter: Sprühregen
Sicht: gut bis zum Einsetzen des Niederschlags	Sichtrückgang	mäßig, im Winter stark dunstig bis neblig

704. Flugwetter:

Beim Durchfliegen der Front ändert sich die Richtung des Höhenwindes in den unteren Schichten.

Mit Annäherung an die Front sinkt die Hauptwolkenuntergrenze ab. Die Flugsicht geht zurück. Jahreszeitliche Verhältnisse und Bodenformen bewirken häufig Absinken der Wolkenuntergrenze bis zum Boden und Sichtrückgang auf Null. Der erste Niederschlag fällt aus As in 8000

bis 12 000 Fuß über Grund. Durchflug durch die unteren Schichten des Ns erfolgt bei leichter bis mäßiger Turbulenz.

Bei Aufgleiten labiler Warmluft kann es zu eingebetteten Cb und Gewittern, verbunden mit starken Niederschlägen und starker Turbulenz kommen. Die Hauptwolkenuntergrenze ist hierbei relativ hoch.

Herrschen im Winter Lufttemperaturen von 0°C bis minus 8°C, dann kommt es in der aufgleitenden Warmluft zu starker Vereisung in Form von Rauheisbildung. Wenn der Niederschlag aus der Warmluft in die darunterliegende Kaltluft, mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt fällt, so kann er dort als unterkühlter Regen rasch Klareisbildung verursachen.

b Kaltfront

705.

Vor der Front	Bei Frontdurchgang	Hinter der Front
Luftdruck: schwach abnehmend	deutlich ansteigend	langsam ansteigend
Lufttemperatur: ziemlich gleichbleibend	deutlich abnehmend	wenig geändert
Wind: rückdrehend und auffrischend, böig werdend	Windsprung nach rechts, verbunden mit heftiger Böigkeit	ein wenig rückdrehend und dann gleichförmig werdend, in Böen jedoch Richtungsänderung
Bewölkung: überwiegend As und AC, Bildung einer markanten Wolkenwand	dichte und niedrige Bewölkung mit eingebettetem Cb	rasche Hebung der Wolkenuntergrenze, Übergang zu aufgelockerter Cu-Bewölkung
Wetter: Niederschlag mit Unterbrechungen, gelegentlich Gewitter	starker Regen, öfter mit Gewitter und Hagel	anfangs Schauer, nach Auflockerung der Bewölkung nur noch örtlich auftretend
Sicht: mäßige	mäßig bis schlecht	außerhalb des Schauerbereichs gut

706. Flugwetter:

Die Tiefe der wetterwirksamen Kaltfront mit niedriger Hauptwolkenuntergrenze und geringer Sicht beträgt weniger als 100 Kilometer.

Der schmale frontale Niederschlagsbereich besteht aus Regen- oder Schneeschauern.

Die Wolkenuntergrenze der Schauerbewölkung liegt über See besonders niedrig.

Gewitter, die meist mit erheblicher Turbulenz verbunden sind, sind erkennbar und häufig umfliegbar.

In Cb bildet sich bei Temperaturen von 0°C bis minus 18°C starker Eisansatz als Klareis.

c Okklusion

707. Wird eine Okklusion von Osten nach Westen durchquert, gleicht das angetroffene Flugwetter zunächst dem einer Warmfrontvorderseite. Dann geht sein Erscheinungsbild unmittelbar in das einer Kaltfrontrückseite über. Im Frontbereich ist in die Nimbostratusdecke meist hochreichende Quellbewölkung eingebettet. Längs einer Strecke von 100 bis 200 Kilometer, vom Okklusionspunkt aus gerechnet, beeinflusst die Okklusion das Wetter in besonderem Maße. Dort sind niedrigere Wolkenuntergrenzen, schlechte Sicht, vermehrte Turbulenz und erhebliche Vereisungsgefahr anzutreffen.

II. Antizyklonales Wettergeschehen**a Hochdruckgebiet**

708. Da in einem Hochdruckgebiet der Druckgradient überwiegend gering ist, herrschen dort allgemein schwache bis mäßige Winde, die zum Kern hin bis zur Windstille abnehmen. Die Windrichtung (Nr 655) schwankt zum Kern hin oft beträchtlich und ist über bergigem Gelände zumeist durch Bodenerhebungen beeinflusst.

Der Absinkprozeß bewirkt Erwärmung und Feuchterückgang und damit wolkenarmes Wetter. Markante Absinkinversionen sind in der Höhe und in der bodennahen Luftschicht anzutreffen.

Fronten, welche in ein Hochdruckgebiet driften, zerfallen infolge der Absinkbewegung und der Divergenz.

Typische Anzeichen des Hochdruckwetters sind: in der Höhe Dunstschichten an Inversionen, Bodendunst infolge nächtlicher Ausstrahlung, schwache gleichbleibende Höhenwinde.

709. Der Witterungscharakter kann jedoch während des Tages und im Wechsel der Jahreszeiten in weiten Gebieten schwanken.

Im Sommer:

Geringe Konvektionsbewölkung, Verminderung der Sicht durch Dunst.

Im Winter:

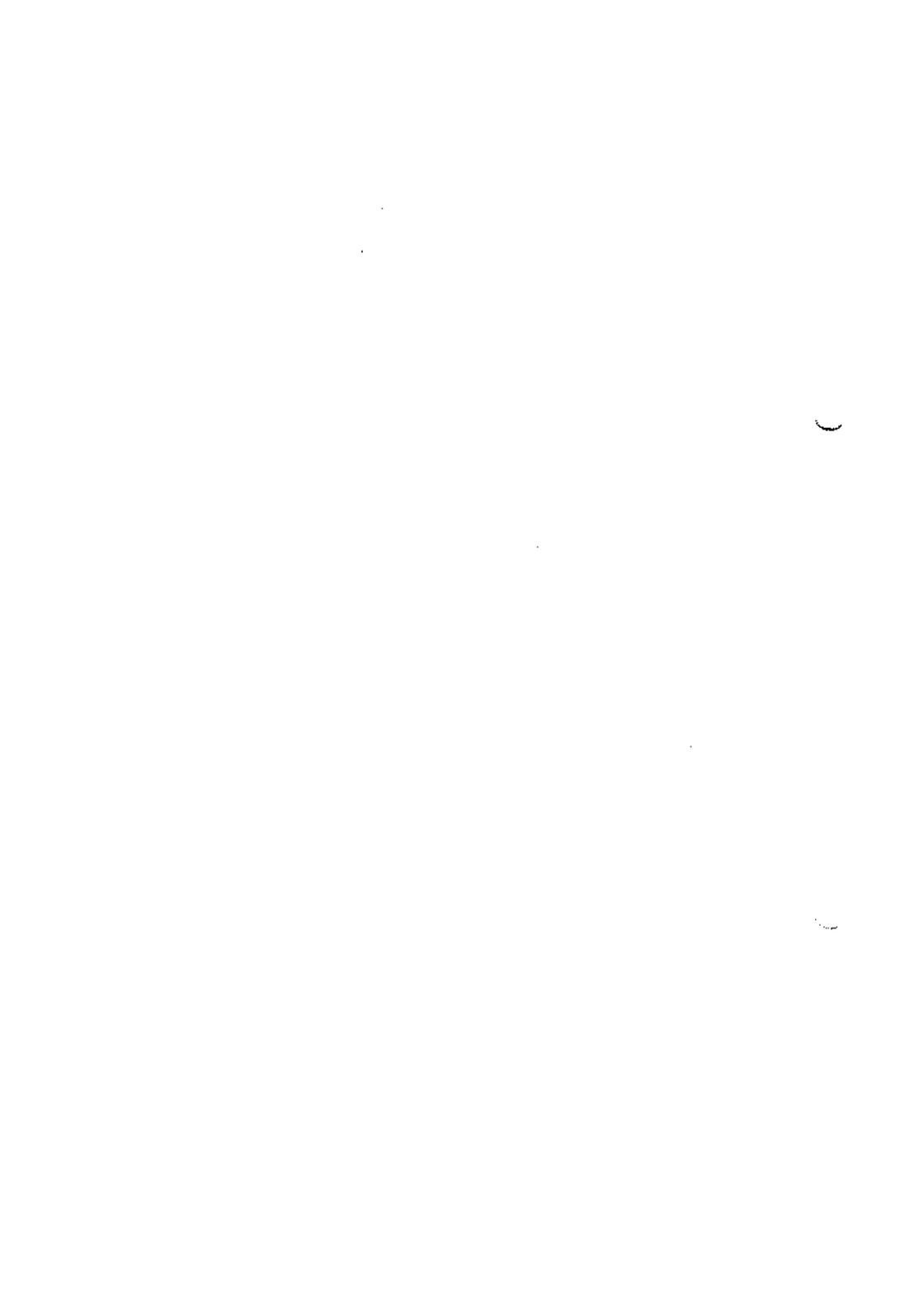
Infolge Ausstrahlung am Boden bzw. an bodennahen Inversionen Nebel- und Hochnebelbildung.

Im Frühling und Herbst:

Frühdunst unterschiedlicher Dichte, Hochnebel mit verzögerter Auflösung, dann wolkenlos bis wolkig.

b Hochdruckrücken

710. Bei raschem Durchzug eines Hochdruckrückens treten zunächst Schauer und nordwestliche Bodenwinde auf (Rückseitenwetter des vorauslaufenden Tiefs). Danach folgt verhältnismäßig rascher Durchzug einer schwachwindigen Aufheiterungszone (Hochdruckwetter). Diese wird durch hohe Aufzugsbewölkung mit auffrischenden Winden aus S oder SW abgelöst (Vorderseitenwetter des nachfolgenden Tiefs).



Kapitel 8

Landschaftsgebundene Einflüsse auf das Flugwetter

I. Eigenarten des Wetters über See

801. Infolge des von den Verhältnissen über dem Festland grundlegend abweichenden Einflusses der Unterlage auf die Atmosphäre (Nr 215) sind über See die Tages- und Jahresschwankungen der Temperatur und des Wasserdampfgehaltes geringer als auf dem Festland. Zudem verspäten sich die Eintrittszeiten der Extreme der Lufttemperatur über See gegenüber jenen auf dem Festland. Hieraus erklären sich die besonderen Merkmale des Wetters über See.

802. Nebel bildet sich im Bereich der deutschen küstennahen Gewässer am häufigsten im Mai und Juni. Er entsteht dadurch, daß der von Land nach See wehende Wind verhältnismäßig warme Luft über die relativ kühle Wasseroberfläche führt, wodurch die Luft abgekühlt wird. Der Landwind treibt dabei das Oberflächenwasser von der Küste weg, und es dringt in Küstennähe dafür kälteres Wasser aus der Tiefe an die Oberfläche. Die Folge ist eine weitere Abkühlung des küstennahen Gewässers und eine Verstärkung der Inversion in der bodennahen Luftschicht. Einige Kilometer vom Lande entfernt ist die Temperatur der Wasseroberfläche etwas höher als unmittelbar in Küstennähe. Hierdurch wird die Inversion etwas angehoben. Unterhalb der Inversion findet dann eine vertikale Zirkulation mit Durchmischung statt. Sie führt ständig feuchte Luft bis an die Inversionsgrenze heran. Dadurch bildet sich eine hochnebelartige Bewölkung, welche auf der Wasseroberfläche nahezu aufliegen kann.

803. Die Ostsee hat ihr Nebelmaximum im März mit dem Schwerpunkt Bornholm in der Mitte der Ostsee. Der Nebel beginnt im äußersten Westen der Ostsee bereits im Februar aufzutreten. Die Nebelbänke verlagern sich dann zum April hin allmählich gegen Gotland und Stockholm, gegen Mai vor die Südseite der Aalandinsel, zum Juni noch bis in die Rigabucht und in den Finnischen Meerbusen und zum Juli in den nördlichsten Teil des Bottenbusens und in das nördliche Finnland.

804. Die Böigkeit über See hängt von der Temperaturdifferenz Luft — Wasser ab. Bei warmer Luft über kälterem Wasser ist die Schichtung stabil, bei kalter Luft über wärmerem Wasser dagegen labil. Labile Schichtung kommt am häufigsten im Herbst und zu Beginn des

Winters vor, weil in dieser Zeit das Meerwasser relativ warm ist. Daher sind Quellwolken über dem Meer in mittleren Breiten ein Merkmal des Herbstes und des Winters.

805. Gewitter über See infolge hochreichender Konvektion treten vorzugsweise bei Nacht auf, wobei die Umlagerung von oben her durch fortgesetzte Ausstrahlung an der Wolkenobergrenze hervorgerufen wird. Da die labile Schichtung an der Wolkenobergrenze beginnt, entstehen Gewitter in sehr großer Höhe. Am häufigsten pflegen sie kurz vor Sonnenaufgang aufzutreten. Sie sind dann meist besonders heftig. Nachts weist zudem die Wasseroberfläche (beispielsweise die des Wattenmeeres der Nordsee) relativ zum umgebenden Land höhere Temperaturen auf; durch sie wird die Labilisierung der tieferen Luftschichten gefördert. Im Jahresgang treten Seegewitter am häufigsten im Herbst und Winter auf (Nr 804). Sie sind beispielsweise an der Westküste der Britischen Inseln am häufigsten im Januar anzutreffen.

II. Eigenarten des Wetters über Land

a Das Wetter an Gebirgen

1. Stau

806. Überströmt Luft eine Bergkette, so ist sie luvwärts gezwungen, dieses Hindernis dadurch zu überwinden, daß sie nach oben ausweicht. Es kommt dabei zu einer Hebung der Stromlinien (Bild 68 Seite 807). Diese verursacht zunächst eine trockenadiabatische Abkühlung der anströmenden Luftmassen. Wird dabei der Taupunkt unterschritten, so kühlt sich die Luft bei weiterem Emporsteigen nur noch feuchtadiabatisch ab. Im Gefolge der dann einsetzenden Kondensation entstehen Wolken von unterschiedlicher Mächtigkeit, aus denen anhaltende Niederschläge fallen können. Diese Erscheinung ist als **Stau** bekannt (Bild 66).

807. Besondere Merkmale: Anströmende Luft aus nördlicher Richtung verursacht am Alpenrand den Nordstau. Der Stau kann tagelang andauern, und seine Niederschläge sind sehr ergiebig (z. B. „Salzburger Schnürlregen“). Die Wolkenuntergrenze der Staubewölkung liegt an den Hängen auf und befindet sich über den Talsohlen in 300 bis 1500 Fuß Höhe, während die Sicht mäßig bis schlecht ist. Die Staubeewölkung kann sich je nach dem Gleichgewichtszustand der Luftmasse bis zur Kammhöhe oder weit darüber hinaus erstrecken. Sie reicht auch meist weit in das Alpenvorland hinein.

Stauerscheinungen treten nicht nur am Alpenrand, sondern auch an den Mittelgebirgen auf.

Bild 66



Stau und Föhn

2. Föhn

808. Im Lee der Berge strömt die Luft zunächst abwärts und erwärmt sich dabei trockenadiabatisch. Wolken, die über den Kamm hinwegreichen, lösen sich im absinkenden Luftstrom sofort auf. Diesen Absinkvorgang im Lee bezeichnet man als **Föhn**. Am bekanntesten ist der Föhn der Alpennordseite, der bei Südströmung über den Alpen entsteht und mit Stauerscheinungen auf der Alpensüdseite verbunden ist. Er bildet sich meist dann, wenn ein Gebiet tiefen Druckes von Westen her nach den Alpen zieht.

809. **Besondere Merkmale:** **Südföhn** kann bis zu 200 Kilometer in das Alpenvorland hineinreichen. Er entfaltet häufig hohe Windgeschwindigkeiten und starke Böigkeit. Da bei Südföhn verhältnismäßig warme Luftmassen des Mittelmeergebietes die Alpen überströmen, erweist er sich als recht warmer Wind, zumal wenn er sich bis zum Boden durchsetzt. Hinzu kommt noch die trockenadiabatische Erwärmung, die bereits in Kammhöhe einsetzt, während die Abkühlung im Luv des Gebirges mit Erreichen des Konvektionskondensationsniveaus nur

feuchtadiabatisch erfolgt. In den Tälern nördlich des Kammes herrscht daher Südföhn mit weit höherer Lufttemperatur als in gleich hoch gelegenen Orten an den zugestauten Südhängen beobachtet. Das Ausregnen der Luftverunreinigungen auf der Alpensüdseite sowie die geringe Luftfeuchte auf der Alpennordseite bewirken, daß im Föhnbereich sehr gute Sicht herrscht.

810. Die **Föhnmauer** trennt das Staugebiet vom Föhngebiet. Sie ist eine auf dem Gebirgskamm festliegende, bisweilen hochgetürmte Wolkenmauer, die, vom Lee des Gebirges her gesehen, wie eine senkrechte Mauer erscheint (Bild 66). Häufig reicht aber ein Cirrus- oder ein Altostratusschirm bis in das Alpenvorland hinein. Von der Föhnmauer reißen sich Wolkenballen los, die sich dann von den Rändern her auflösen. Unterhalb des Gebirgskammes ist der Luftraum wolkenfrei.

811. Eine Sonderstellung nimmt der **Antizyklonalföhn** ein. Er tritt dann auf, wenn die Luft unter dem Einfluß hohen Luftdrucks im Alpenraum auf beiden Seiten der Alpen kräftig absinkt. Dieser Antizyklonalföhn ist meist mit völlig klarem Himmel verbunden; die Luftbewegung ist schwächer als bei dem beschriebenen Zyklonalföhn. Der Antizyklonalföhn beseitigt die Grundsicht am Gebirgsrand meist nur bis zu einer Tiefe von 20 Kilometern, so daß in größerer Entfernung vom Gebirge trotz föhnig heiteren Wetters nur mäßige Sicht herrscht.

3. Föhnwellen

812. Beim Überströmen einer Bergkette führt die Luft eine erzwungene Wellenbewegung durch. Ob sich diese Welle nun weiter leewärts fortpflanzt und auch bis in die großen Höhen reicht, hängt von der Temperaturschichtung in der freien Atmosphäre ab.

Bei allgemein gleichmäßiger stabiler Schichtung der freien Atmosphäre erlischt die erzwungene Welle in einiger Entfernung vom Gebirge wieder.

Je mehr sich die Temperaturschichtung in der freien Atmosphäre dem indifferenten Gleichgewichtszustand (Nr 223) nähert, um so leichter kann die zu einer Wellenbewegung angeregte Luft im Lee des Gebirges bis weit ins Vorland hinein weiterschwingen, wobei sich die Wellen auch bis in große Höhen, unter Umständen bis zur Tropopause hinauf, ausbreiten können. Solche ortsgebundenen, feststehenden Wellen sind als **Leewellen** oder auch Föhnwellen bekannt. Befindet sich eine Welle in der oberen Troposphäre, an der Tropopause oder in der unteren Stratosphäre, bezeichnet man sie als „Hohe Welle“.

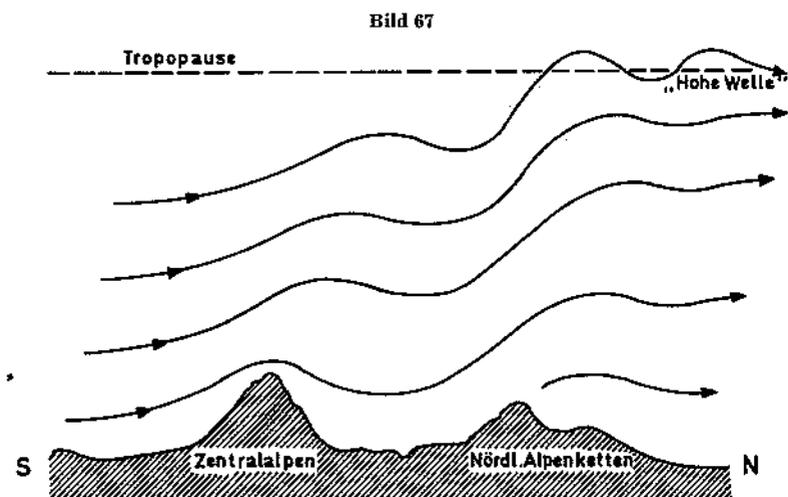
813. Eine „Hohe Welle“ entsteht, wenn der Höhenwind gerade so stark und das Gebirge so geformt sind, daß die entstehenden Leewel-

len gleiche Wellenlänge und -phase zeigen, wie die darunter liegenden Gebirgszüge und Täler. Bei günstiger Temperaturschichtung vergrößert sich dann die Wellenamplitude, und die Wellenbewegung setzt sich bis zur Tropopause und zur unteren Stratosphäre durch.

Ist die Temperaturschichtung der Atmosphäre völlig labil (Nr 233), bildet sich primär keine Welle mehr, sondern es entstehen Umlagerungen, die zu Gewitter führen können. Die hoch aufquellenden Gewittertürme können jedoch die Tropopause ausbeulen (Bild 67) und sie zum Schwingen veranlassen, so daß sekundär eine „Hohe Welle“ an der Tropopause und in der unteren Stratosphäre entsteht.

Über den Alpen und dem nördlichen Alpenvorland kann sich auf beide Arten eine „Hohe Welle“ bilden (Bild 67).

Wenn im Alpenvorland und am Alpenrand ziehende Gewitter mit ihrem Oberteil zufällig in einen dort vorhandenen aufsteigenden Teil der „Hohen Welle“ geraten, erhalten sie plötzlich einen zusätzlichen Auftrieb. Die Quelltürme steigen bis in die untere Stratosphäre, die in ihnen enthaltenen Hagelschloßen werden von dem Aufwind weit emporgerissen und nehmen ungewöhnliche Größen an (Nr 920).



b Wind und Wolken im Lee von Bergen

814. Die Strömungs- und Bewölkungsverhältnisse im Lee von Bergen sind in Bild 68 schematisch dargestellt. Auf den Einzelbildern ist jeweils am linken Rand das zugehörige Windgeschwindigkeitsprofil eingezeichnet.

Folgende Erläuterungen dienen dem Verständnis der Einzelbilder:

Zu Bild 68a: Bei leichtem, gleichmäßigem Wind paßt sich die Strömung ziemlich dem Gelände an. Es sind nur unbedeutende Vertikalbewegungen über der Bergkette vorhanden. Leewellen treten nicht auf. Es herrscht eine weitgehende **laminare Strömung**, d. h. die Luftteilchen bewegen sich entlang einander paralleler Bahnen.

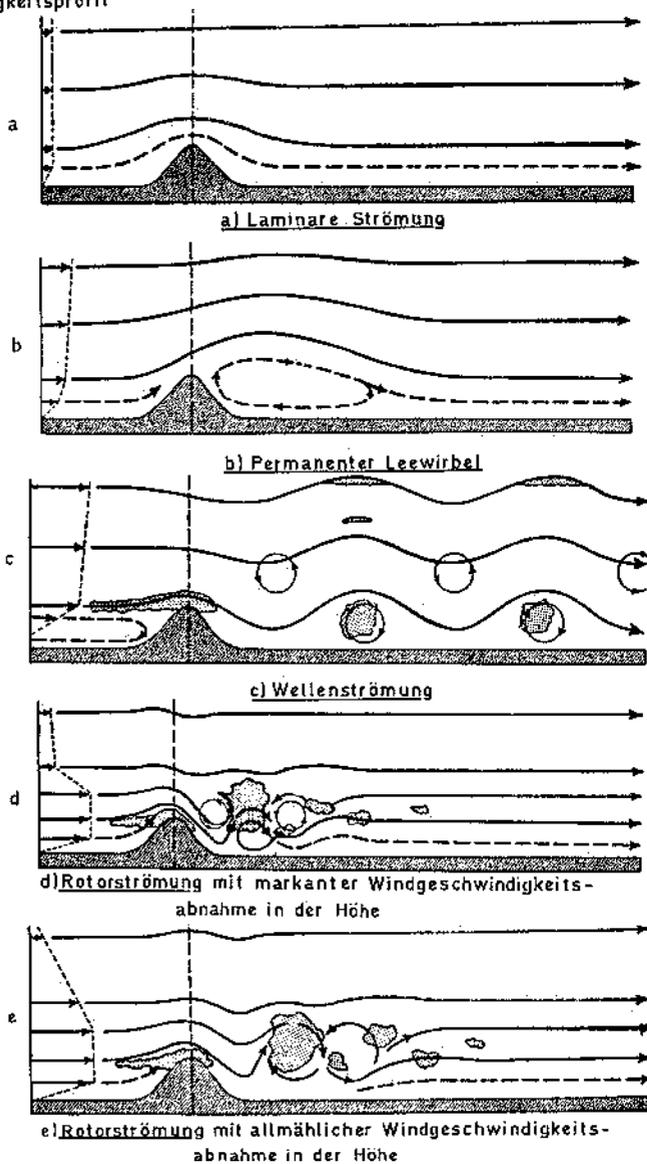
Zu Bild 68b: Ist der Wind etwas stärker, so bildet sich im Lee der Bergketten oder der Gebirge oft ein ausgedehnter **permanenter Wirbel** mit in Bodennähe zurückströmender Luft und aufsteigender Luftbewegung am Leehang. Die Form und die Größe des Wirbels hängen außer von der Windgeschwindigkeit wahrscheinlich auch noch von der Form des Leehanges und von Temperaturen im Lee ab. Über dem Wirbel strömt die Luft in einer großen flachen Welle, die in den Schichten oberhalb der Gebirgskette — bedingt durch die Form und die Größe des Wirbels — bereits stark von dem Querschnittsprofil der Gebirgskette abweichen kann.

Zu Bild 68c: Diese Darstellung gibt die eigentliche **Wellenströmung** wieder. Eine solche Strömung tritt auf, wenn ein starker, mit der Höhe zunehmender Wind weht, der seine Richtung nicht verändert. Im aufsteigenden Teil der Welle entstehen bei genügend großer Feuchtigkeit der Luft infolge adiabatischer Abkühlung dünne scheinbar stationäre oder fast stationäre Wolken, die sich im absteigenden Teil sofort wieder auflösen (Ac-lent, Föhnwolke).

In tieferen Schichten bilden sich unter den Wellenkämmen zeitweise **Rotorwolken**. Es sind Cumuluswolken in Walzenform, die oftmals in langer, ortsfester Reihe parallel zum Gebirgskamm angeordnet sind. Die Rotoren stellen Zonen einer ungewöhnlich heftigen Böigkeit dar, die an Stärke noch die Gewitterböigkeit übertreffen kann. Sie werden daher für die Luftfahrzeuge zu einer direkten Gefahrenzone.

Zu Bild 68d und e: Bei den anderen Windverteilungen tritt keine Wellenbildung mehr auf. Vielmehr reißt hier die laminare Strömung im Lee ab und geht schlagartig in eine mehr oder weniger unregelmäßige Wirbelströmung, Rotorturbulenz genannt, über. Die **Rotorturbulenz** kann bis in die zwei- bis dreifache Höhe der Gebirgsketten hinaufreichen. Diese Fälle findet man sehr häufig bei hohem Druck über Nord- und Mitteldeutschland bis England hin, wenn in einer verhältnismäßig kalten Unterschicht ein kräftiger Ostwind weht, der oberhalb 5000 Fuß (1500 m) abnimmt und dabei langsam über Nord auf West (etwa in 18 000 Fuß) dreht. Zwischen 2000 und 7000 Fuß liegt dann meist eine ausgeprägte isotherme Schicht.

Bild 68

Windgeschwin-
digkeitsprofil

Schema der Luftströmung über Bergketten (nach Förchtgott)

c Windverhältnisse an Bodenerhebungen

1. Leitwirkung

815. Bodenerhebungen lenken den Wind nicht nur in der Höhe ab. Die Luft kann Strömungshindernissen auch seitlich ausweichen. Im Bergland gibt es für die strömende Luft eine Art Kanalisation: Bergkuppen werden seitlich umströmt, sofern Windrichtung und Kammlinie miteinander einen spitzen Winkel von höchstens 15° bilden. Ist der Winkel größer, wird der Kamm überströmt. Täler leiten den Wind ebenfalls. Der Winkel zwischen der allgemeinen Windrichtung und der Tallängsachse darf — falls die Täler eng und tief sind — höchstens 15° , — falls sie weit sind — maximal 35° betragen, wenn der Wind voll in das Tal einbrechen und sich dessen Längsachse anpassen soll. Bei größeren Anströmwinkeln wird das Tal überweht oder der Wind bricht als Fallwind senkrecht zur Talrichtung in das Tal ein.

2. Turbulenzeinfluß

816. Wie die Kuppen und Berge, so zwingt auch jedes andere undurchlässige Hindernis wie Hecken, Baumreihen, Wälder und Bäume die Luft zum Überströmen. Im Lee dieser Hindernisse entsteht zunächst eine fast windstille Zone, deren Breite etwa der Höhe des Hindernisses entspricht. Darauf folgt eine **Turbulenzzone**, die sich bis zur fünffachen Hindernishöhe erstreckt. Ein durchlässiges Hindernis bremst die Strömung stärker. Die Ausdehnung der allgemeinen Windabschwächung im Lee entspricht hier etwa der 20fachen Hindernishöhe. Eine Verwirbelung der Luft wird weitgehend vermieden. Durchlässige Hindernisse, wie sie z. B. durch lockere Baum- oder Heckenstreifen dargestellt werden, bieten daher einen guten Windschutz.

3. Düsen- und Eckeneffekt

817. Über den Hindernissen werden die Stromlinien zusammengedrängt. Dies bedeutet ein Anwachsen der Windgeschwindigkeit. Aber auch wenn der Wind in einen Taleinschnitt oder in ein zwischen zwei Bergen befindliches Joch hineinweht, wird der Strömungsquerschnitt der Luft verkleinert und die Windstärke vermehrt. Dieser „**Düseneffekt**“ wird ferner beobachtet, wenn sich der Wind durch Waldschneisen hindurchpressen muß.

Düsenwirkung kann Windzunahme um 50 bis 100 % verursachen, in hügeligem und bergigem Gelände kommt es zusätzlich zur Wirbelbildung.

Eine dem Düseneffekt ähnliche Erscheinung ist die Zusammendrängung der Stromlinien an Waldrändern, Bergrücken oder an Inseln, die höher aus dem Meer aufragen. Die Stromlinien drängen sich an den Ecken zusammen, wodurch die Windstärke dort zunimmt. Auch der **Eckeneffekt** ist mit Wirbelbildung verbunden.

III. Landschaftsgebundene Winde

a Bora

818. Die hauptsächlich an der Küste Dalmatiens auftretende Bora ist im noch strengeren Sinne ein **Fallwind** als der Föhn. Ihr Ursprung geht auf Kaltluft zurück, die sich oft im pannonischen Becken ansammelt, dann über die Einsattelungen der dalmatinischen Küste fließt und schließlich zur Adria hinabstürzt. Obwohl sich diese Luft bei der Abwärtsbewegung adiabatisch erwärmt, ist sie in Meershöhe noch wesentlich kälter als die von ihr verdrängte warme Mittelmeerluft.

b Mistral

819. Der über Südfrankreich entlang dem Rhônetal zum Mittelmeer wehende **Mistral** ist kalt und stürmisch. Er entsteht, wenn auf der Rückseite eines nach Mitteleuropa ziehenden Tiefdruckgebietes sehr kalte Luftmassen nach Frankreich gelangen. Der Mistral kann in dem engen Rhônetal zwischen Lyon und Montélimar durch Düseneffekt erhebliche Zerstörungen anrichten.

c Scirocco

820. Eine warme südliche Luftströmung über den Mittelmeerländern nennt man **Scirocco**. Dieser Wind kommt von Afrika und gelangt weit bis nach Südeuropa hinein. Er entsteht häufig an der Vorderseite eines Tiefdruckgebietes, das über die nördlichen Mittelmeerrandstaaten hinwegzieht. Wird der Wind in den Störungsbereich dieses Tiefs mit einbezogen, kann eine Vertiefung der Zyklone und damit eine Verstärkung ihrer Wettererscheinungen die Folge sein.

d Gibli

821. In der Sahara treten vor allem im April und im Mai Sandstürme auf. Diese führen hier den Namen **Gibli** (arabisch Ghibli). Sie entstehen, wenn bei Kaltlufteinbrüchen nach Mitteleuropa die Kaltluft aus dem Rhônetal über dem Mittelmeer an das Atlasgebirge gelangt, dieses übersteigt und bis in das Innere der Sahara vordringt.

e Kamsin

822. Gleichen Ursprung wie die Gibli haben die bis zum Irak wehenden Winde der östlichen Sahara. Diese tragen dort den Namen **Kamsin**.

f Harmattan

823. Die afrikanische kontinentale Tropikluft erreicht in den Frühling- und Herbstmonaten, wenn sich das Auftreten von Zyklonen über dem Mittelmeer häuft und die passatähnliche Nordströmung unterbrochen wird, öfter die afrikanische Westküste und wird dann mit dem Nordostpassat weit auf den Atlantik bis zu den Kanarischen Inseln hinausgetrieben. Dieser staubhaltige Wind wird dort als **Harmattan** bezeichnet.

g Samum

824. In allen Wüstengebieten Afrikas und Arabiens tritt ein heißer trockener Wüstenwind auf, der gewöhnlich, aber nicht immer, eine große Menge Sand mit sich führt. Er ist an keine besondere Wetterlage gebunden. Am häufigsten wird er im Frühjahr und Sommer angetroffen. Er hält im allgemeinen nicht länger als 20 Minuten an. Dieser Wind ist unter dem Namen **Samum** bekannt.

IV. Lokale Windsysteme

825. Bei flacher Druckverteilung, schwachem Wind und geringer Bewölkung, also bei Wetterbedingungen, die besonders häufig in Hochdrucklagen zu finden sind, kommt es infolge kräftiger Ein- und Ausstrahlung leicht zu größeren örtlichen Temperaturunterschieden. Hierdurch entstehen auf **kleinen Raum beschränkte Windzirkulationen**, die aus der in der Wetterkarte dargestellten Druckverteilung nicht zu ersehen sind. Derartige thermisch bedingte und örtlich gebundene Luftströmungen reichen kaum 30 Kilometer weit. Ihre vertikale Mächtigkeit beträgt meist nur 1000 bis 2000 Fuß. Dennoch können die lokalen Windsysteme das Wettergeschehen in Bodennähe manchmal erheblich beeinflussen.

a Land- und Seewind

826. Entlang der Küste und an den Ufern größerer Seen treten infolge der zwischen den Land- und Wassertemperaturen besonders in der warmen Jahreszeit bestehenden Unterschiede in 24stündigem Rhythmus lokale Luftströmungen auf. Tagsüber herrscht auflandiger Wind: **Seewind**, welcher durch die rasche Erwärmung der Luft über Land verursacht wird. Die warme Luft steigt auf und setzt dadurch einen Strömungskreislauf in Gang, der am Boden vom Wasser zum Land hinführt. In der Nacht bleibt die Temperatur des Wassers nahezu unverändert, während sich das Festland abkühlt. Die Temperatur des

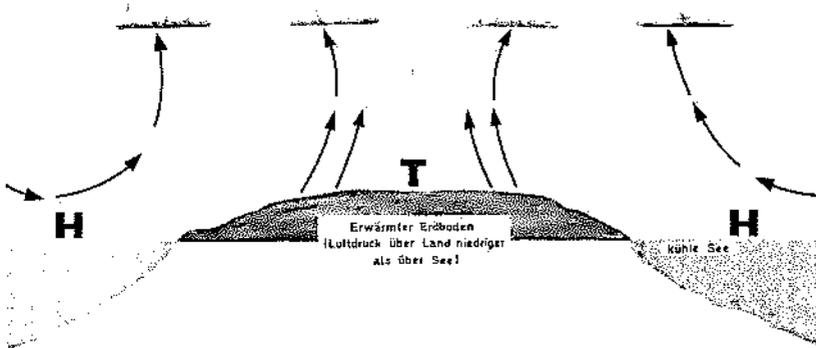
Erbodens wird niedriger als die des Wassers, und die Strömungsverhältnisse kehren sich um: ablandiger Wind, **Landwind**, stellt sich ein (Bild 69, 70).

827. Besondere Merkmale:

Seewind reicht etwa 1500 Fuß hoch und dringt landeinwärts bis etwa 15 Kilometer vor. Er setzt im Laufe des Vormittags ein und dauert bis zum Nachmittag. Er bewirkt, daß über Land die Lufttemperatur merklich absinkt, und daß sich im nahen Küstenbereich Cumuluswolken bilden. Die größte Intensität des Seewindes wird am frühen Nachmittag erreicht.

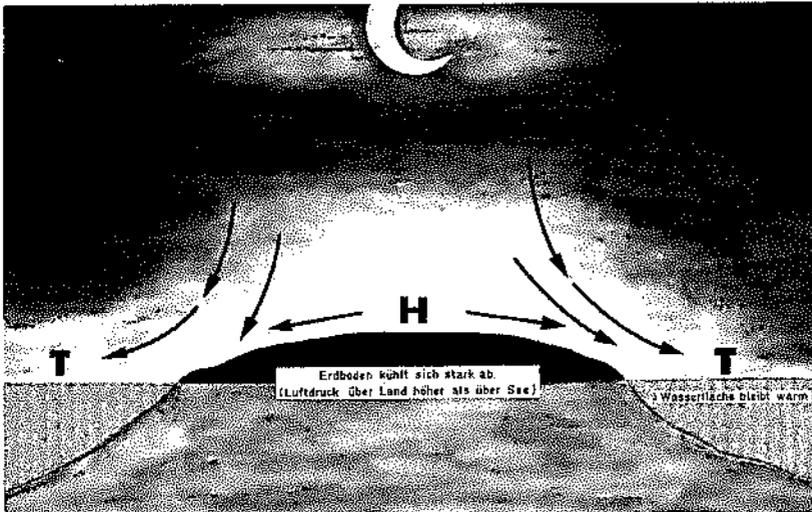
Landwind ist schwächer ausgebildet und reicht weniger hoch als Seewind.

Bild 69



Seewind am Tage

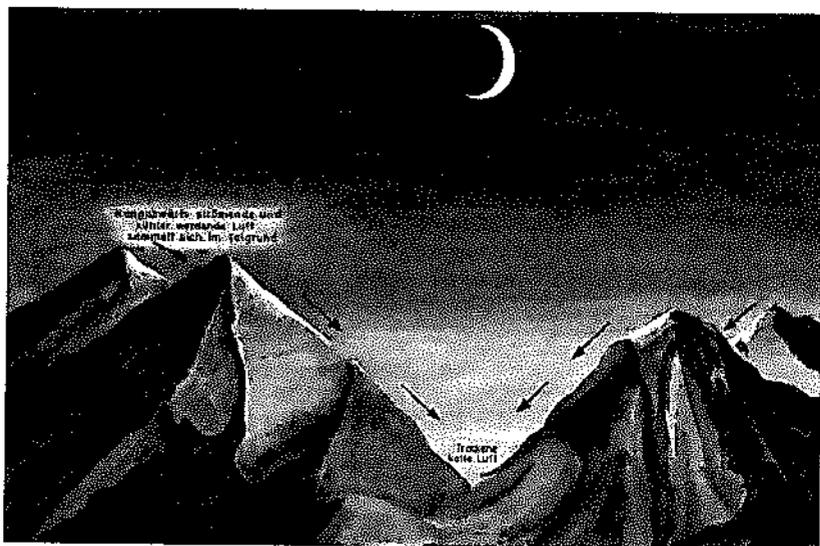
Bild 70



Landwind während der Nacht

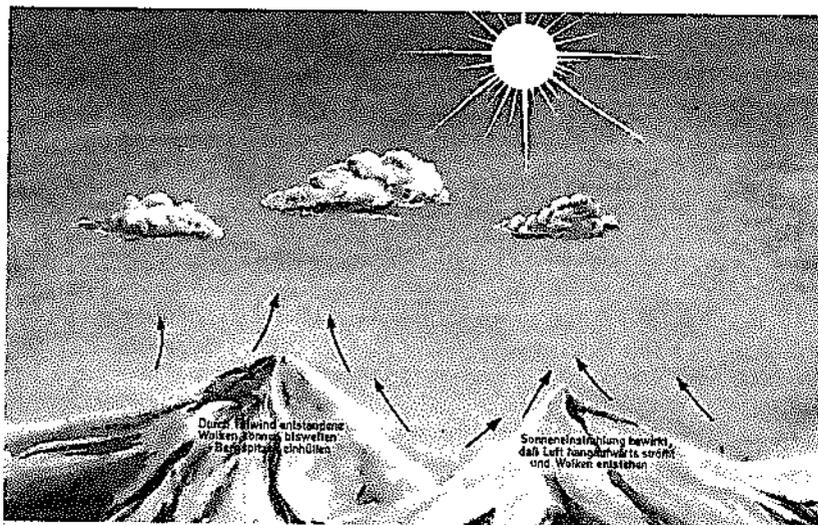
Anmerkung: Unter Luftdruck ist hier der in Meereshöhe herrschende Luftdruck zu verstehen

Bild 71



Bergwind

Bild 72



Talwind

b Berg- und Talwind

828. Während der nächtlichen Ausstrahlungsperiode kühlt sich an den Hängen und im Tal die bodennahe Luftschicht ab. Sie wird dadurch schwerer als die in der freien Atmosphäre in gleicher Höhe befindliche Luft. Als Folge setzt eine leichte talwärts führende Strömung ein, welche als **Bergwind** bezeichnet wird. Tagsüber werden die von der Sonne beschienenen Hänge besonders kräftig aufgeheizt, und die Windrichtung kehrt sich um: es weht **Talwind** (Bild 71, 72).

829. **Besondere Merkmale:** Der Bergwind verursacht in Talkesseln oder in von Bergen umgebenen Tälern, wo die Kaltluft am Abfließen gehindert wird, einen Kaltluftsee, in dem die Temperatur infolge der weiter anhaltenden Ausstrahlung noch tiefer absinkt; dies führt häufig zu Nebel. Kann die Kaltluft dagegen frei in das Vorland abfließen, verzögert oder verhindert der Bergwind die Nebelbildung.

Der tagsüber wehende **Talwind** bewirkt, daß sich über den besonnten Hängen Cumuluswolken bilden. Der Wind ist an der Südseite größerer Gebirge und in ausgedehnten Tälern (Inntal, Rhônetal) oft recht heftig und böig.

Der Einfluß des **Berg- und Talwindes** ist im Bereich der Alpen so stark, daß selbst auf ihrer Nordseite (z. B. bei Neubiberg und Landsberg) die Windrichtung am Vormittag deutlich Nordkomponenten aufweist, während sie nach Einbruch der Dunkelheit auf Südkomponenten überwechselt.

c Flurwind

830. Im allgemeinen wird die Stadtluft stärker erwärmt als die Luft über dem freien Land der Umgebung. Diese Erwärmung ist die Ursache für das Aufsteigen der Luft über den am dichtesten bebauten Stadtteilen und somit auch für das Nachströmen der kühleren Umgebungsluft in die Stadt hinein. Dieses Windsystem wird als **Flurwind** bezeichnet. Es bildet sich am reinsten bei sommerlichen Hochdrucklagen aus.

Die Staubteilchen und Verbrennungsrückstände, die im Luftstrom, der über der Stadt aufsteigt, mitgeführt werden, bilden insbesondere über Großstädten und Industriorten eine dunkelgraue, bisweilen farbige, meist glockenförmige Dunsthaube, in der die Sicht gemindert ist. Bei ungünstigen Windverhältnissen kann die Sichtminderung auch auf Flugplätze übergreifen, die unmittelbar an der Stadtperipherie liegen.

Kapitel 9

Besonderheiten des Flugwetters

I. Gewitter

901. Gewitter (Nr 428) treten stets in Verbindung mit konvektiven Wolken auf und stellen den Höhepunkt mächtiger vertikaler Umlagerungen der labil geschichteten Atmosphäre dar. Die im Zusammenhang mit den Gewittern beobachteten Niederschläge fallen in Form von Schauern.

902. Ähnliche atmosphärische Erscheinungen, bei denen aber die wesentlichen Merkmale für Gewitter (Blitze und Donner) fehlen, sind **vorgewittrige Schauer**. Die in diesen Wolken ebenfalls ablaufenden elektrischen Vorgänge machen sich durch Funkstörungen in Form von Prassel- und Knackgeräuschen bemerkbar.

903. Entfernte Gewitter kündigen sich durch **Wetterleuchten** an. Man versteht darunter Blitzentladungen von Ferngewittern, deren Bahn nicht mehr zu erkennen und deren Donner nicht mehr zu hören ist. Wetterleuchten kann etwa 140 Kilometer weit wahrgenommen werden, während Donner kaum über 10 Kilometer hinaus hörbar ist.

a Entwicklungsvoraussetzungen

904. Der Entstehung von Gewittern können alle Faktoren zugrunde liegen, die zur Bildung von Cumulonimbuswolken führen.

Hierzu gehören

- eine thermodynamisch labil oder feucht labil geschichtete Atmosphäre (Nr 223, 235). In jedem Falle muß der Temperaturgradient in wolkenfreier Luft größer sein als der feuchtadiabatische. Die Schicht, in der diese latente Labilität besteht, muß mindestens 10.000 Fuß stark sein. Nur in einem solchen Falle kann sich die Gewitterwolke genügend weit in Gebiete mit Temperaturen unter 0°C hinein entwickeln. Beobachtungen ergaben, daß Blitze nämlich erst bei Temperaturen der Wolkengipfel von mindestens -10° bis -14°C ausgelöst werden;
- ein ausreichender Feuchtigkeitsnachschub von unten;
- ein Vorgang, der die Sättigung der Luft mit Wasserdampf verursacht; das ist meist ein Hebungsvorgang. Hebungsvorgänge werden vor allem ausgelöst durch Erhitzung einer Luftschicht an ihrer Untergrenze (z. B. durch Erwärmung des Landes infolge kräftiger

Einstrahlung), durch Abkühlung der Luft an Wolkenobergrenzen (z. B. als Folge eines dort in den Abendstunden einsetzenden Übergewichts der Ausstrahlung), durch Kaltluftadvektion in der Höhe oder Warmluftadvektion in tieferen Schichten sowie durch orographische, frontale und strömungsbedingte Effekte.

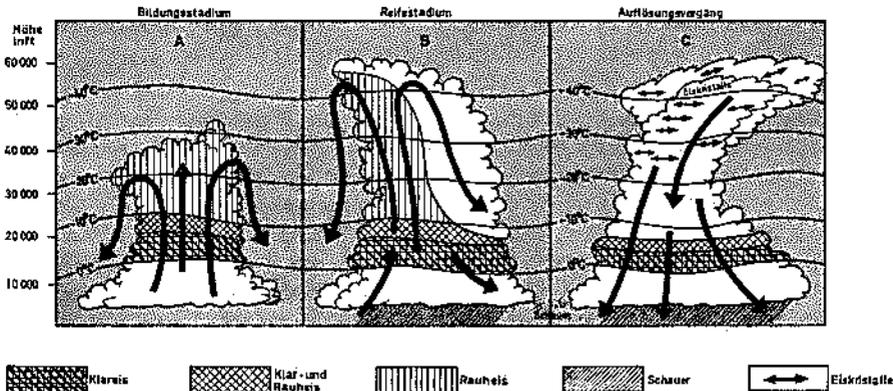
905. Erst das Zusammenwirken der drei genannten Faktoren führt zur Bildung von Gewittern. In der warmen Jahreszeit sind besonders günstige Voraussetzungen für dieses Zusammenwirken gegeben. Daher sind Gewitter in dieser Jahreszeit über dem Festland besonders häufig.

906. Gewitter der gemäßigten Zone sind aus einzelnen, etwa gleich großen Zellen von ungefähr 2 bis 8 km Durchmesser aufgebaut. Der Gesamtdurchmesser beträgt dabei 20—50 Kilometer. Gewitter in den Tropen bestehen aus maximal 7 bis 8 Zellen und erreichen Durchmesser bis rund 170 Kilometer. Die einzelnen Zellen verteilen sich unregelmäßig über das Gewittergebiet, weisen unterschiedliche Entwicklungszustände auf und sind voneinander durch bis zu 2,5 Kilometer breite mit Wolken ausgefüllte Zonen getrennt.

b Entwicklungsstadien

907. Im Lebenslauf einer Gewitterwolke lassen sich drei Stadien unterscheiden: 1. Bildungsstadium, 2. Reifestadium, 3. Auflösungsstadium.

Bild 73



(Die angegebenen Höhen der Wolkenuntergrenzen treten in den Tropen auf.
In Europa erreichen sie höchstens 45 000 Fuß)

Lebenslauf einer Gewitterwolke

908. Im **Bildungsstadium** herrscht im gesamten Inneren einer Cumuluswolke nur Aufwind, der vom Wolkenrand zur Mitte hin und von der Basis zum Gipfel hin zunimmt. Die Luft sprudelt häufig mit einer Geschwindigkeit von 15 bis 17 Metern pro Sekunde hoch empor. Dann dauert es oft nur 10 bis 12 Minuten, bis der Zustand, wie er in einer Cumulonimbuswolke herrscht, erreicht ist.

909. Die Luft wird nicht nur durch die Basis der Wolkenzellen angesaugt, sondern auch durch die seitlichen Begrenzungen des sich zu einer Cumulonimbuswolke entwickelnden Cumulus.

Wird relativ trockene Umgebungsluft angesaugt, verdunsten an den Wolkenrändern die Tröpfchen, das heißt, der Wolkenzelle wird Energie entzogen. Sind in der Umgebungsluft weitere Zellen vorhanden, dringt in die Wolke wasserdampfgesättigte Luft ein, was Energiezufuhr bedeutet. Eine Einzelzelle mit ihrer trocknen Umgebungsluft braucht daher bis zur Reife eine längere Zeitspanne. Jede daran anwachsende weitere Zelle entwickelt sich bedeutend rascher und ist die Ursache für höhere Wolkenobergrenzen.

910. Die im Entwicklungsstadium befindlichen jungen Zellen haben in Europa Durchmesser von 5 bis 7 Kilometer. Ihre Obergrenzen liegen im Sommer bei 20 000 Fuß. Aus den Wolken fällt noch kein Niederschlag. Dieses Stadium dauert etwa 10 bis 15 Minuten.

911. Das **Reifestadium der Gewitterzelle** ist erreicht, sobald aus ihr Niederschlag ausfällt. Die Aufwinde haben dann ihre bis zu 25 Meter pro Sekunde betragende Höchstgeschwindigkeit erreicht und den Wolkegipfel manchmal bis über 45 000 Fuß, in den Tropen sogar bis etwa 60 000 Fuß Höhe anwachsen lassen. Die rasch an Zahl und Größe zunehmenden Niederschlagsselemente, die bisher noch vom Aufwind getragen wurden, beginnen jetzt auszufallen. Auf diese Weise wird der Aufwind gebremst und schließlich in einen Abwind umgewandelt. Abwindgeschwindigkeiten von 10 Meter pro Sekunde sind dabei nicht ungewöhnlich und Ursache für fluggefährdende Fallböen (in der Höhe und in Bodennähe). Während des Reifezustandes werden Regen in der unteren Schicht des Cumulonimbus, Regen und Schnee in der mittleren, Schnee und Eiskristalle in der oberen Schicht angetroffen. Werden Regentropfen besonders hoch aufwärtsgetragen, ist mit Hagel zu rechnen. Das Reifestadium dauert etwa 30 Minuten.

912. Das **Auflösungsstadium** ist dann erreicht, wenn die von unten nach oben sich ausbreitenden Abwinde praktisch die gesamte Gewitterwolke erfaßt haben. Damit geht der schauerartige Starkniederschlag in einen gleichmäßigen Niederschlag über.

c Gewitterarten

913. Die Gewitter sind um so heftiger, je ausgeprägter die atmosphärische Labilität ist, welche zur Bildung der Cumulonimbuswolken führt. Da die Cumulonimbuswolken durch Hebung von Luftmassen entstehen, ergeben sich zwei Hauptarten von Gewittern.

1. Frontgewitter

914. Diese Gewitter bewegen sich mit der Front, können eine Tiefe von 20 Kilometer und mehr aufweisen und sich in der Breite über mehrere 100 Kilometer erstrecken. Sie entstehen zu jeder Tageszeit, weil die frontalen Hebungsvorgänge, die ihre Entstehung verursachen, vom Tagesgang der Lufttemperatur weniger abhängig sind.

Während es häufig möglich ist, anderen Gewitterarten auszuweichen, lassen sich Frontgewitter wegen ihrer Ausdehnung und räumlichen Verteilung kaum umfliegen.

915. Warmfrontgewitter entstehen, wenn an der Frontfläche warme und feuchtlabile Luft an kalter Luft aufströmt. Die sich bildenden Cb haben verhältnismäßig hohe Untergrenzen und liegen weit auseinander; die in ihnen herrschenden Aufwinde sind mäßig stark. Die Cb sind überwiegend in Schichtwolkenformen eingebettet und können daher nicht unmittelbar erkannt werden. Niederschläge fallen in Form von Schauern aus (Bild 43).

916. Kaltfrontgewitter entwickeln sich an der Grenzfläche rasch vordringender Kaltluft, wenn diese auf labile und feuchte Warmluft trifft und sie zu kräftiger Aufwärtsbewegung zwingt. An Kaltfronten sind die Gewitter weit häufiger als an Warmfronten, weil die Frontfläche wesentlich steiler geneigt ist und sich damit Aufwinde auf ein kleineres Gebiet konzentrieren. Kaltfrontgewitter sind leicht erkennbar; es bilden sich in ihnen besonders dichte und geschlossene Zellen, die ihre größte Intensität in der zweiten Tageshälfte erreichen (Bild 46).

917. Andere frontgebundene Gewitter entwickeln sich an Okklusionen und Höhenkaltfronten. Die Untergrenzen der Cumulonimbuswolken liegen hier höher als jene, die bei Warm- oder Kaltfrontgewittern beobachtet werden (Bild 49 und 51).

2. Luftmassengewitter

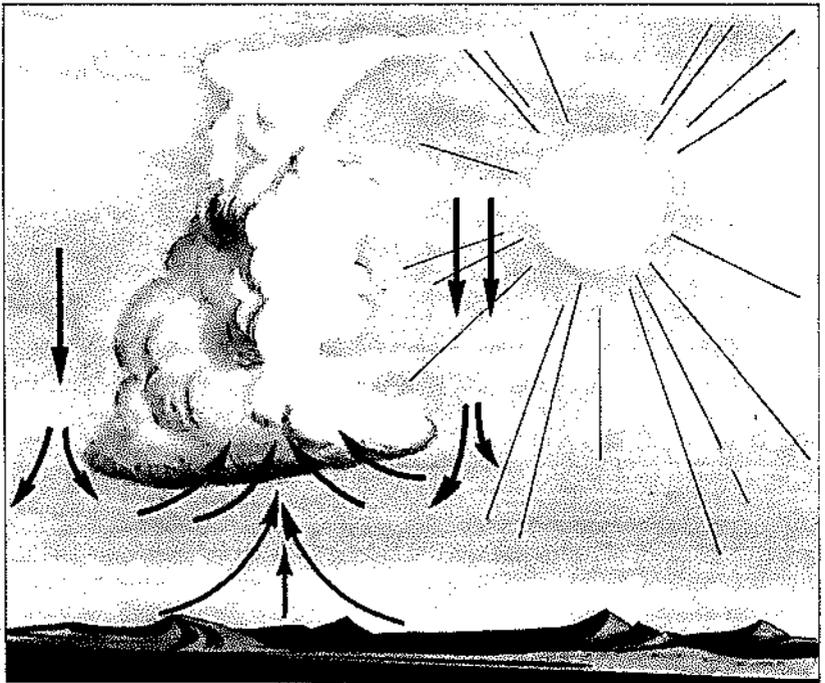
918. Gewitter können sich auch innerhalb einheitlicher Luftmassen entwickeln. Die Gewitterzellen stehen dann vereinzelt in aufgelockelter Bewölkung und erreichen nicht die Ausdehnung der Frontgewitter.

919. Konvektions- oder Wärmegewitter bilden sich über dem Festland, wenn kräftige Sonneneinstrahlung die Luft bei labiler Schich-

tung zum Aufsteigen bringt (Bild 74). Nachts sind Wärmegewitter im Sommer und Herbst über der warmen See häufig anzutreffen; meist wird ihre Entstehung dadurch gefördert, daß Labilisierung von oben durch die überwiegende Ausstrahlung an den Obergrenzen bereits vorhandener Wolken oder an der Dunstobergrenze von Inversionen stattfindet. Im Mittelmeergebiet sind nächtliche Gewitter auch im Winter häufig.

Ideale Voraussetzungen für die Entstehung von Wärmegewittern sind feuchtwarme Luftmassen, geringer horizontaler Luftdruckgradient und zyklonal gekrümmte Isobaren bzw. Isohypsen.

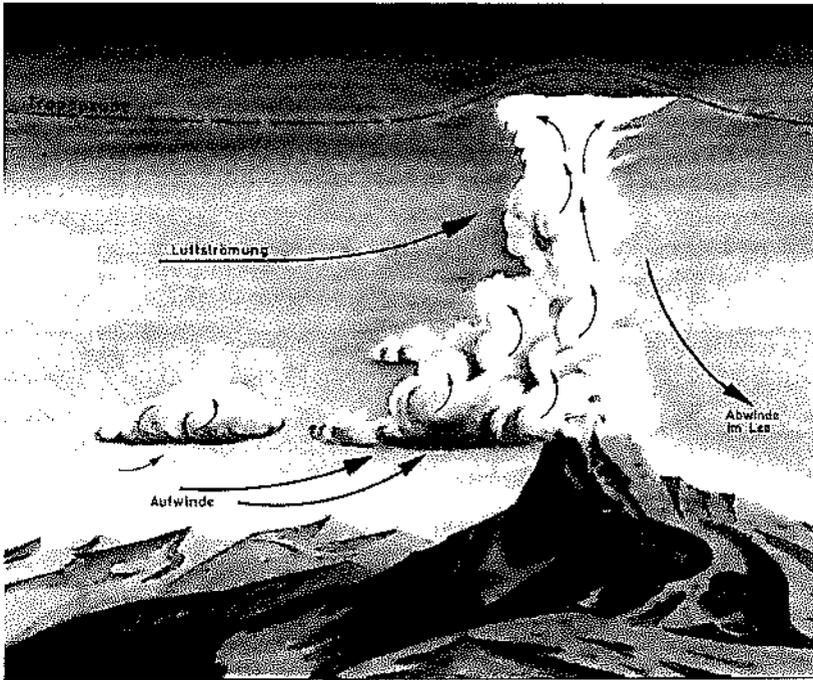
Bild 74



Gewitterbildung durch Konvektion

920. Orographische Gewitter entstehen, wenn feuchte und labil geschichtete Luft an Berghängen durch erzwungene Hebung zum Emporsprudeln gebracht wird. Solche Gewitter bleiben vielfach ortsfest, auch können sie in Schichtwolkenfeldern eingebettet sein. Sie sind daher am besten von der Leeseite des Berglandes aus zu erkennen (Bild 75).

Bild 75



Gewitterbildung durch Bodenerhebungen

II. Turbulenz

921. Die Turbulenz (Nr 239) ist ein Bewegungszustand der Atmosphäre, bei dem Windrichtung und Windgeschwindigkeit unregelmäßig und anscheinend zufällig schwanken. Es gibt reibungsbedingte dynamische und temperaturbedingte thermische Turbulenz. Dynamische Turbulenz tritt hauptsächlich in Bodennähe auf und wird durch Unebenheiten des Bodens, d. h. durch die Bodenrauigkeit oder durch Bodenerhebungen hervorgerufen. Thermische Turbulenz entsteht, wenn es in einer labil geschichteten Atmosphäre zu vertikalen Umlagerungen kommt. Sie kann sich in allen Schichten der Troposphäre entwickeln.

a Dynamische Turbulenz

922. Die **Bodenreibung** verursacht in den unteren Luftschichten die Bildung von Wirbeln und damit Turbulenz (Bild 76). Die Turbulenz-

stärke hängt von der Geschwindigkeit des bodennahen Windes, der Beschaffenheit der Erdoberfläche und von dem Labilitätsgrad der strömenden Luftmasse ab.

Turbulenz durch Bodenreibung kann bei jeder Windgeschwindigkeit entstehen und sich bis in Höhen von 3000 Fuß über Land und 1500 Fuß über See erstrecken.

Bild 76



Wirbelbildung durch Bodenreibung

923. Die Turbulenz des Bodenwindes wird durch den Begriff der „Böe“ gekennzeichnet. Man unterscheidet:

- Böen (gusts), d. s. Windstöße, deren Geschwindigkeit die herrschende mittlere Windgeschwindigkeit um 10 Knoten oder mehr überschreitet (Nr 239).
- Markante Böen (squalls), d. s. kräftige Windstöße, deren Geschwindigkeit plötzlich um mindestens 16 Knoten zunimmt, den Wert 22 Knoten oder mehr erreicht und diese höhere Geschwindigkeit für wenigstens eine Minute behält.

Derartige Böen treten häufig linienhaft auf (Linienbö, line squall; Nr 643) und sind oft von einer walzenförmigen Wolke mit horizontaler Achse begleitet.

924. Neben der Bodenreibung kann auch Windscherung dynamische Turbulenz hervorrufen. Windscherung ist vorhanden, wenn sich die Luftströmung senkrecht zur Strömungsrichtung ändert. In der Atmosphäre können besondere vertikale Windscherungen, also Änderungen des (horizontalen) Windes mit der Höhe, Turbulenzzonen erzeugen. **Scherungsturbulenz** tritt häufig an Inversionsschichten auf, besonders im Winter, wenn Warmluft über ruhende, bodennahe Kaltluft hinwegströmt. Sie ist dabei oft an bestimmte Wolkenarten gebunden, z. B. an Stratocumulus, Altocumulus und Cirrocumulus. Scherungsturbulenz findet man auch im Bereich der das Windfeld beeinflussenden Bodenhebungen (Nr 816, 817).

b Thermische Turbulenz

925. Thermische Turbulenz bzw. Konvektion werden ausgelöst durch Labilisierung der thermischen Schichtung der Atmosphäre.

Letztere kann durch folgende Prozesse erfolgen:

- starke Erwärmung der bodennahen Luftschicht durch Einstrahlung,
- Erwärmung der bodennahen Luftschicht durch Heranführung (Advektion) warmer Luftmassen,
- Erwärmung herangeführter kühler Luft von unten durch eine wärmere Meeresoberfläche,
- Abkühlung von hohen Dunstschichten und Wolkenobergrenzen durch Ausstrahlung,
- Heranführung (Advektion) kühler Luftmassen in der Höhe über einer warmen Grundsicht,
- Hebung von Luft, z. B. an Konvergenzlinien, Fronten, Bergen.

Die thermische Turbulenz ist in erster Linie eine Vertikalturbulenz, bei der die Luft in engen **Thermikschläuchen** rasch aufsteigt und dann großräumig langsam absinkt. Die Aufwindgeschwindigkeit kann 8—17 Meter pro Sekunde erreichen.

Die stärkste Turbulenz tritt bei feuchtlabiler Luftschichtung im Cumulonimbus von Gewittern auf. Der höchste Turbulenzgrad wird in der oberen Hälfte des Cumulonimbus an den Grenzschichten zwischen auf- und absteigender Luft zumeist im Höhenbereich zwischen 8000 und 15 000 Fuß über Grund erreicht. Er ist eng mit dem Gebiet des stärksten Niederschlags verbunden. Daher treten kurz vor dem Einsetzen des Starkregens am Boden Horizontalböen auf, die vereinzelt 60—70 Knoten erreichen können; 40—45 Knoten sind in Mitteleuropa häufig.

Die Aufwinde in einem Cumulonimbus bestehen aus einer unregelmäßigen Folge von nacheinander emporschießenden Blasen warmer Luft. Dazwischen wird die Atmosphäre von wirbelartigen Strömungen und Abwinden aufgewühlt, was an den charakteristisch aufgequollenen Umrissen der Gewitterzellen erkennbar ist.

c Besondere Merkmale

926. Die Turbulenz (Nr 239) wird je nach ihrem Grad als leicht, mäßig, stark oder extrem bezeichnet. Allgemein gilt folgendes:

Leichte Turbulenz tritt bei Windgeschwindigkeiten von weniger als 25 Knoten in kleinen Cumuluswolken, in Bodennähe über rauhem Untergrund, ferner über ungleich erwärmten Bodenfeldern sowie bei Nacht über ungleich warmen Land- und Wasserflächen auf. Sie ist mit Böen verbunden, deren kurzzeitige Geschwindigkeitsänderungen weniger als 6 Knoten betragen.

Mäßige Turbulenz mit Böen von 6 bis 14 Knoten kann auftreten in Bodenwinden mit über 25 Knoten Geschwindigkeit, innerhalb einer labilen Luftmasse vor dem Entstehen von Gewittern, bei stark quellenden Cumuluswolken, in der Nähe absterbender Gewitter und in Gipfelhöhe von Cirruswolken. Ferner findet manmäßige Turbulenz meist bei Leewellen (Nr 812) mit Windgeschwindigkeiten um 50 Knoten im Lee der Gebirge vom Erdboden bis zu einer Höhe von 10 000 Fuß. Im Bereich der „Hohen Welle“ (Nr 813) istmäßige Turbulenz bis zu 500 km leewärts des Gebirgskammes möglich.

Zu **starker Turbulenz** mit Böen von 14 bis 22 Knoten kommt es in Verbindung mit Leewellen, sofern in ihnen Windgeschwindigkeiten von über 50 Knoten auftreten. Der Turbulenzbereich kann sich zwischen Boden und Tropopause erstrecken und sich von einem Berggipfel aus leewärts 300 Kilometer weit ausdehnen. Starke Turbulenz tritt ferner in Gewittern sowie in Abwinden an Berghängen mit Windgeschwindigkeiten von 20 bis 25 Knoten auf dem Kamm auf.

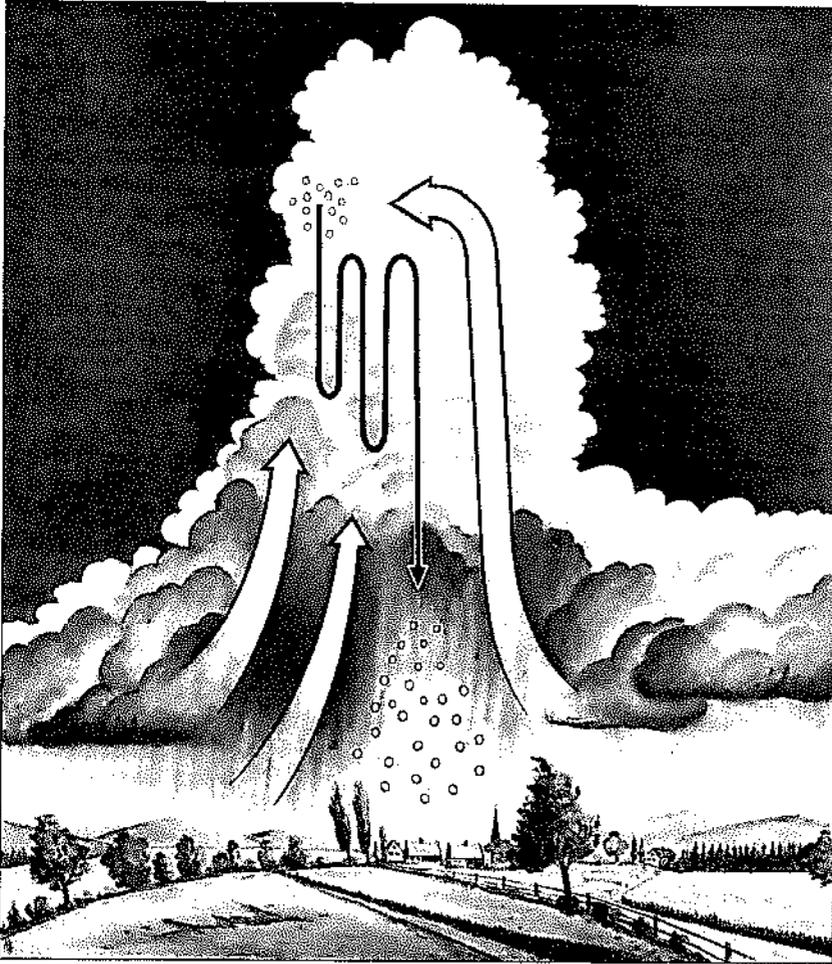
Extreme Turbulenz mit Böen von mehr als 22 Knoten wird in stehenden Wellen mit Windgeschwindigkeiten von 50 Knoten und mehr, und zwar in Kammhöhe im Lee des Gebirges, ferner in der Nähe von Rotorwolken sowie in Gewittern mit Hagel oder in schweren Gewittern mit Regen beobachtet.

III. Hagel

927. Hagel kommt in Schauern nur gelegentlich vor. Am ehesten tritt er in Verbindung mit Gewittern auf. Die für ihn charakteristische Wolkenform ist der Cumulonimbus. Dieser enthält neben unterkühlten Wassertröpfchen sogenannte Graupeln, eine Zusammenballung vieler kleiner nadelförmiger Kristalle, die sich im oberen Teil der Wolke bilden. Fallen die Graupeln durch eine Schicht mit unterkühlten Wassertröpfchen, dann lagern sich letztere an die Graupeln an und bilden dort eine glasige gefrorene Außenschicht (Frostgraupeln). Da in einer Schauerwolke unmittelbar nebeneinander sehr große Auf- und Abwärtsbewegungen vorkommen, werden diese Graupelkörner häufig in große Höhen gerissen, und das Spiel von der Bildung von Eiskristallen und der Anlagerung unterkühlter Wassertröpfchen in einer glasigen Schicht auf der Außenhaut der Graupeln beginnt von neuem. So kommt es zu einem eigenartigen zwiebelschaligen Aufbau des echten **Hagelkorns**. Hagelkörner können in gemäßigten Breiten Durchmesser bis zu 5 cm erreichen.

928. Hagelfälle konzentrieren sich im allgemeinen auf das Zentrum einer Gewitterwolke — den Hagelturm — und haben infolgedessen nur einen Durchmesser von der Größenordnung eines Kilometers (Bild 77).

Bild 77



Luftströmung im Cb und Entstehung von Hagel

Der Höhenbereich, in welchem sich Hagel vorzugsweise bildet, liegt erfahrungsgemäß zwischen 10 000 und 15 000 Fuß über Grund. Bei 272 in den Jahren 1951 bis 1959 von der US Air Force unternommenen Flügen wurde festgestellt, daß 40 000 Fuß die größte Höhe war, in der Flugzeuge Hagelschäden erlitten.

Am häufigsten wird Hagel in den Schichten, die sich von 3500 bis 10 000 Fuß und von 17 000 bis 28 000 Fuß Höhe erstrecken, angetrof-

fen. Die Wahrscheinlichkeit, daß in Gewittern Hagel auftritt, kann mit 80 % angenommen werden. Nur in 8 % aller Fälle, in denen Hagelkörner festgestellt wurden, erreichten diese den Erdboden.

929. Örtlich dichtes Nebeneinander von Gebieten mit wechselnden Konvektionsbedingungen, z. B. überhitzter Boden gepaart mit benachbarten Wasserläufen, wirkt hagelfördernd (Hagelstreifen im Alpenvorland).

IV. Vereisung

930. Unter Vereisung soll hier nur der Eisansatz verstanden werden, der sich an einem Luftfahrzeug während des Flugs bildet. Gegenwärtig ist eine Vorhersage der Vereisung noch unsicher. Dies hat seinen Grund darin, daß das Erscheinungsbild der Vereisung sehr vielfältig ist. Zwei Voraussetzungen für die Vereisung müssen jedoch stets erfüllt sein:

- die Außenflächen des Luftfahrzeugs müssen eine Temperatur von weniger als 0°C aufweisen,
- entlang der Flugstrecke müssen unterkühlte Wassertröpfchen als Wolke oder Niederschlag auftreten (Bild 78).

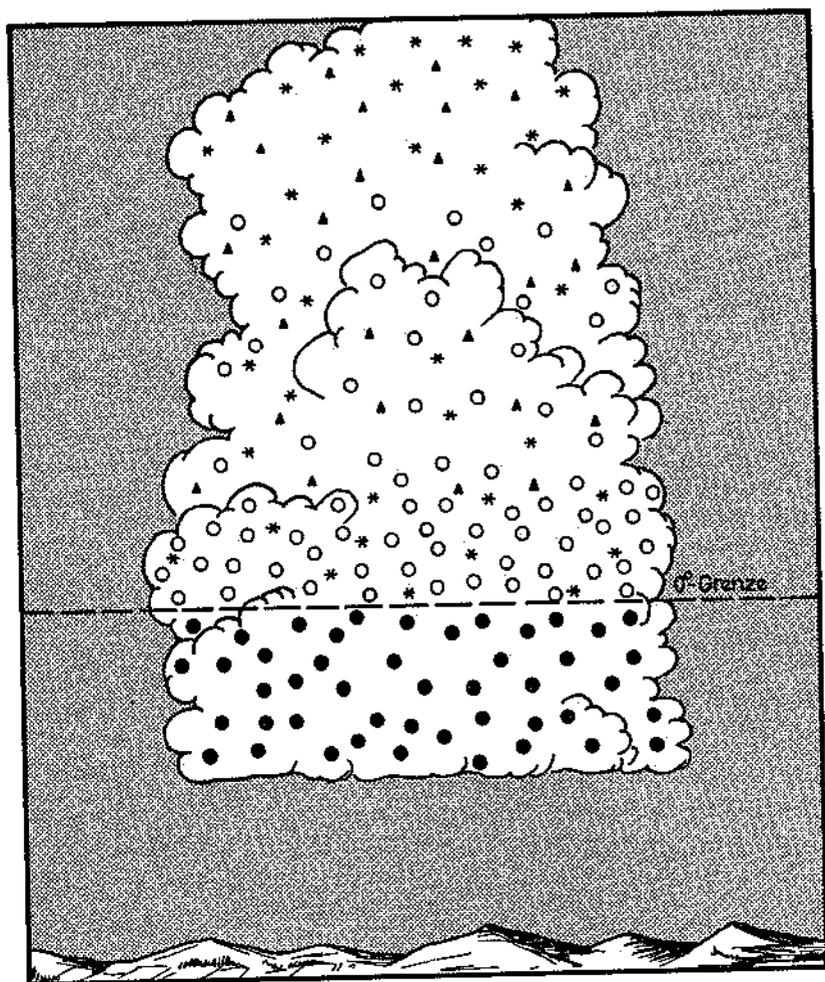
Wolken können aus Wassertröpfchen oder aus einer Mischung von Wassertröpfchen und Eisteilchen sowie nur aus Eisteilchen bestehen. Bei mehr als etwa plus 2°C wird man im allgemeinen nur Wassertröpfchen und bei weniger als ungefähr minus 20°C nur Eisteilchen antreffen. In dem dazwischenliegenden Temperaturbereich können Wassertröpfchen und Eisteilchen nebeneinander vorhanden sein, wobei die Wassertröpfchen in unterkühlter Form auftreten können. Unterkühlte Wassertröpfchen verwandeln sich schon bei einer geringen Erschütterung plötzlich in Eis. Durchquert das Luftfahrzeug eine Zone mit unterkühlten Wassertröpfchen, so schlagen sich bei entsprechender Oberflächentemperatur die aufprallenden Wassertropfen an der Berührungsfläche nieder und verwandeln sich sofort in Eis. Der Eisansatz ist dabei abhängig vom Muster des Luftfahrzeugs.

931. Es gibt drei Grundformen des Eisansatzes an einem Luftfahrzeug: Rauheis, Klareis und Reif. Dabei kommen auch Mischungen von Rauheis und Klareis vor.

Rauheis erscheint an seiner Oberfläche rauh und körnig. Im Inneren ist es milchig und kristallinisch-splittrig zusammengefügt. Bricht es ab, hat es fedrige Struktur.

Rauheis entsteht aus kleinen unterkühlten Tröpfchen, die beim Aufprall sofort gefrieren. Weil die Tröpfchen beim Gefrieren fast kugelförmig bleiben und daher Lufteinschlüsse entstehen, ist Rauheis porös

Bild 78



● Wassertröpfchen
✱ Schnee

○ unterkühlte Tröpfchen
▲ Eisnadeln

Aufbau einer Wolke beiderseits der 0°-Grenze

und spröde und bekommt ein undurchsichtiges Aussehen. Es läßt sich von allen Arten des Eisansatzes am leichtesten ablösen.

Klareis ist die gefährlichere Art des Eisansatzes. Die vereiste Oberfläche wirkt glasig, fast undurchsichtig und bleibt glatt. Das abgesetzte Eis ist mächtiger, hat eine größere Dichte und widersteht meist den Enteisungsmaßnahmen infolge seines großen Haftvermögens. Klareis entsteht bei dem relativ langsamen Gefrieren großer, unterkühlter Tröpfchen, die an der Oberfläche des Luftfahrzeugs noch zu einer Schicht zusammenfließen können, bevor sie vollständig gefroren sind. Es genügen manchmal nur wenige Minuten, um ein Luftfahrzeug durch Klareisansatz fluguntüchtig werden zu lassen.

Reif ist eine leichte, lockere Anlagerung von Eiskristallen, die sich gewöhnlich an abgestellten Luftfahrzeugen durch Sublimation bildet, wenn Strahlungsfrost auftritt. Einen gleichartigen Ansatz gibt es, wenn ein Luftfahrzeug aus kalten, wolkenfreien Schichten unterhalb des Gefrierpunktes in wärmere und feuchtere eintaucht. Diese Form der Vereisung ist in der Regel ungefährlich.

932. Bezüglich des Intensitätsgrades der Vereisung werden folgende Stufen unterschieden:

- **Spuren von Vereisung (trace of icing):** Eisansatz an der Zelle kann festgestellt werden. Spuren von Vereisung sind, auch wenn die Enteisungs- bzw. Vereisungsschutzanlage nicht eingeschaltet wird, nur dann eine Gefahr, wenn die Vereisung sich über einen längeren Zeitraum erstreckt (über 1 Stunde).
- **Leichte Vereisung (light icing):** Die Vereisung kann problematisch werden, wenn der Flug unter diesen Bedingungen sich über einen längeren Zeitraum erstreckt (über 1 Stunde). Gelegentliches Einschalten der Enteisungsanlage beseitigt bzw. verhindert den Eisansatz. Leichte Vereisung ist also kein Problem, wenn die Anlage benutzt wird.
- **Mäßige Vereisung (moderate icing):** Die Vereisung ist so stark, daß sie schon bei kurzen Flügen gefährlich werden kann und das Einschalten der Enteisungs- bzw. Vereisungsschutzanlage oder eine Flugwegänderung unbedingt erforderlich sind.
- **Starke Vereisung (severe icing):** Die Vereisung erreicht eine derartige Stärke, daß durch Einschalten der Enteisungs- bzw. Vereisungsschutzanlage die Gefahr weder verringert noch unter Kontrolle gebracht werden kann. Sofortige Flugwegänderung ist unumgänglich.

933. Die Verteilung der Vereisungszonen in der Atmosphäre hängt von der Temperatur und der Wolkenstruktur ab. Diese Faktoren unterliegen Änderungen je nach Höhe, Wetterlage, orographischen Bedingungen und Jahreszeit. Die allgemeine Temperaturverteilung

läßt die Feststellung zu, daß die Vereisung auf die unteren 30 000 Fuß der Troposphäre beschränkt ist.

Vereisung kann sowohl in Schichtwolken als auch in Quellwolken vorkommen. Die Gefährdung eines Luftfahrzeugs durch Vereisung ist in den verschiedenen Wolkenarten verschieden groß.

a Wolken und Vereisung

934. In Eiswolken, also in Cirrus, Cirrostratus, Cirrocumulus und in den Amboßformen vom Cumulonimbus besteht keine Vereisungsgefahr. In Altostratus tritt nur selten Vereisung auf, sofern er nicht von Quellungen durchsetzt ist.

In allen anderen Wolkenarten ist je nach den meteorologischen Verhältnissen mehr oder weniger starke Vereisung möglich. Besonders starke Vereisung wird in solchen Wolken angetroffen, wo durch kräftige Hebungsvorgänge ein ausreichender Feuchtigkeitsnachschub erfolgt, also z. B. in Cumulonimbuswolken, an Fronten und bei **Hebungsvorgängen an Gebirgen.**

Tabelle 6 enthält eine Übersicht über die bei bestimmten Wolkengattungen zu erwartenden Arten des Eisansatzes.

Tabelle 6

Wolkengattung und Vereisung

Wolkengattung	Struktur und Bewegung	Art des Eisansatzes	Ungefährer Temperaturbereich u. Bemerkungen
Cumulus	großtropfig, vertikal, labil	Klareis (clear ice), durchsichtig	-1° C bis -8° C Vereisung stärker in Wolkenmitte als am Rand
		Klareis und Rauheis	-9° C bis -15° C
Stratocumulus	Turbulenzwolke bis zu 3000 Fuß mächtig, kleintropfig	vorwiegend Rauheis (rime ice), undurchsichtig	-1° C bis -15° C Vereisung an der Obergrenze am stärksten
Alto cumulus	Turbulenzwolke, sehr kleine Tropfen	Klareis und Rauheis	-5° C bis -20° C geringe Vereisung

Cumulonimbus	Turbulenz- wolke, z. T. anfangs sehr groß- tropfig	vorwiegend Klareis z. T. sehr stark; Klareis und Rauheis vorwiegend Rauheis	-1° C bis -10° C -10° C bis -15° C -15° C bis -25° C
Stratus Nimbostratus	kleintropfig, horizontal stabil	vorwiegend Rauheis kristallin, körnig, milchig	0° C bis -25° C

1. Vereisung in Schichtwolken

935. Die Vereisung in Schichtwolken im tiefen (Null bis 7500 Fuß hohen) oder mittleren (8000 bis 23 000 Fuß hohen) Stockwerk ist im Durchschnitt auf eine Schichtdicke von 3000 bis 4000 Fuß beschränkt. Die Intensität der Vereisung reicht normalerweise von leicht bis mäßig; am stärksten tritt sie im oberen Teil der Wolken auf. Es kommt Rauheis und Rauheis mit Klareis gemischt vor. Die Gefährlichkeit der Vereisung in Schichtwolken ist durch die ausgedehnte horizontale Erstreckung dieser Wolkendecke begründet. Schichtwolken im hohen Stockwerk bestehen meist aus Eiskristallen und verursachen nur geringe Vereisung.

2. Vereisung in Quellwolken

936. In cumulusförmigen Wolken hängt die Vereisung in hohem Maße von dem Entwicklungsstadium der Wolke ab. Die horizontale Erstreckung der Vereisungszonen ist geringer als in schichtförmigen Wolken, wogegen die vertikale bis in erheblich größere Höhen hinaufreicht. Die Intensität der Vereisung kann zwischen leicht (in kleinen Cumuluswolken) und stark (in Cumulonimbuswolken) schwanken. Als Vereisungsform sind in Quellwolken Klareis oder Mischung aus Klar- und Rauheis zu erwarten. Vereisung kommt in allen Schichten oberhalb der Nullgradgrenze in einem sich auftürmenden Cumulus vor und ist am stärksten in seiner oberen Hälfte kurz vor seiner Umwandlung in Cumulonimbus. In einem voll ausgebildeten Cumulonimbus ist die Vereisung auf die Gebiete mit starken Aufwärtsbewegungen beschränkt. In einem alternden Gewitter tritt die Vereisung in einer langgestreckten Schicht nahe der Nullgradgrenze auf.

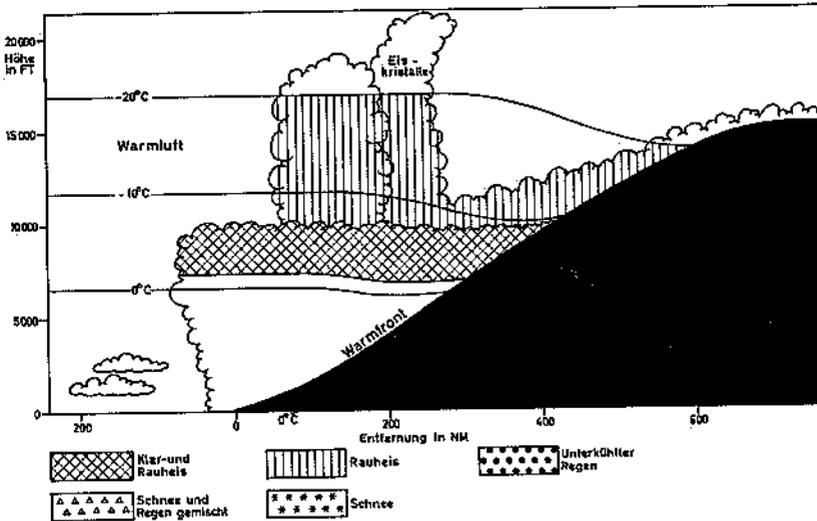
b Wetterlage und Vereisung

1. Vereisung an Warmfronten

937. Unterhalb der Warmfrontfläche tritt sehr starke Vereisung auf, wenn gefrierender Regen oder Sprühregen durch Kaltluft mit Temperaturen unter 0°C fällt, d. h. wenn die Temperatur oberhalb der an der Warmfrontfläche befindlichen Inversion höher als 0°C und unterhalb derselben niedriger als 0°C ist.

Über der Frontfläche ist die Vereisungsschicht oberhalb der Nullgradgrenze meist nicht dicker als 3000 Fuß. Bei besonders aktiven, rasch voraneilenden Warmfronten kann starke Vereisung bereits 200 bis 400 Kilometer vor der Bodenlinie der Front auftreten, mäßige Vereisung durch Rauheis auch schon 600 Kilometer davor (Bild 79).

Bild 79



Vereisungszone an einer Warmfront

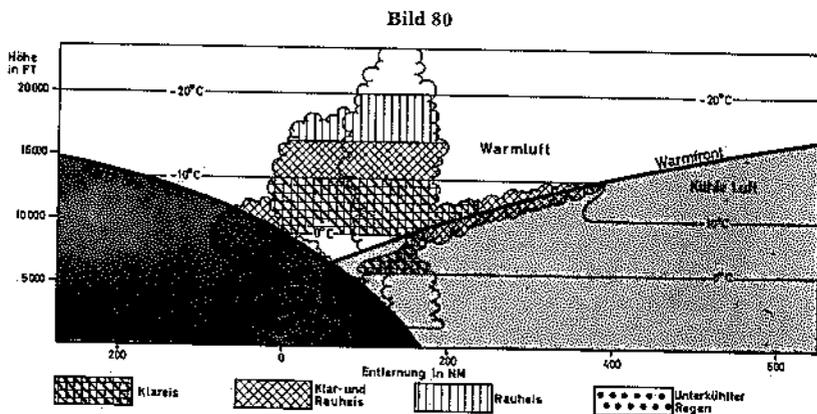
2. Vereisung an Kaltfronten

938. Vereisung an Kaltfronten tritt überwiegend örtlich auf. Die horizontale Erstreckung ist gering, stärkere Vereisung räumlich begrenzt. In den labil geschichteten Wolken, die zu Kaltfronten gehören, findet sich Klareis häufiger als Rauheis. Starke Vereisung tritt unmittelbar über der Kaltfront und hier oberhalb 0°C auf. Auf der Rückseite der Kaltfront erstreckt sich die Vereisung in unterkühlten Quellwolken bis zu 200 Kilometer weit. Mäßige Vereisung wird oft in

ausgedehnten unterkühlten Stratocumuluswolken angetroffen, die auch häufig hinter Kaltfronten auftreten.

3. Vereisung an Okklusionen und stationären Fronten

939. Die Vereisungsbedingungen an **Okklusionen** und „stationären Fronten“ entsprechen je nach ihrem Charakter denjenigen an Warm- oder Kaltfronten (Bild 80).



Vereisungszone an einer Okklusion

4. Vereisung in Luftmassen

940. In maritimen Luftmassen ist Vereisung häufiger als in kontinentalen Luftmassen anzutreffen. In Luftmassen hoher Labilität ist die Vereisungsintensität besonders ausgeprägt.

V. Dunst und Nebel

941. Als **Dunst** wird eine Trübung der Atmosphäre bezeichnet, die von äußerst kleinen, schwebenden Teilchen hervorgerufen wird und eine Verminderung der Sichtweite bewirkt. Als untere Grenze ist eine Horizontalsicht von 1,0 Kilometer festgelegt. Eine feste obere Grenze besteht im allgemeinen nicht, jedoch ist in Deutschland dafür die Sichtweite von 8 Kilometern eingeführt.

Nebel besteht aus in der Luft schwebenden, sehr kleinen Wassertröpfchen, durch die die Horizontalsicht auf weniger als 1,0 Kilometer herabgesetzt wird. Er entsteht durch Kondensation von Wasserdampf an in der Luft schwebenden hygroskopischen Kondensationskernen.

a Dunst

942. Man unterscheidet zwei Arten, nämlich trockenen Dunst (haze) und feuchten Dunst (mist).

Trockener Dunst: Die Lufttrübung wird durch in der Luft schwebende äußerst kleine trockene Teilchen bewirkt, die mit bloßem Auge nicht sichtbar und so zahlreich sind, daß die Luft wie ein Opal zu schillern scheint. Trockener Dunst verleiht entfernten hellen Gegenständen oder Lichtern, die durch ihn hindurch gesehen werden, eine gelbliche oder rötliche Farbe, während dunkle Gegenstände bläulich erscheinen. Diese Erscheinung ist hauptsächlich die Folge einer Streuung des Lichtes durch die Staubteilchen.

Feuchter Dunst: Die Lufttrübung wird durch in der Luft schwebende, mikroskopisch kleine Wassertröpfchen oder feuchte, Wasser anziehende (hygroskopische) Teilchen bewirkt. Die Luft im feuchten Dunst wird meist nicht als rau oder naßkalt empfunden. Der feuchte Dunst bildet gewöhnlich einen ziemlich dünnen, gräulichen Schleier, der die Landschaft bedeckt.

Als Unterscheidungswert für die beiden Arten des Dunstes sind 80 % relative Feuchtigkeit festgelegt. Bei einer relativen Feuchte unter 80 % spricht man von trockenem Dunst und bei 80 % und darüber von feuchtem Dunst. Im Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr verwendet man statt dessen die Temperatur-Taupunktdifferenz von 3°C, die diesem Grenzwert von 80 % etwa entspricht. Ist diese Differenz größer als 3°C, so wird trockener Dunst, ist dagegen die Differenz gleich oder kleiner als 3°C, so wird feuchter Dunst gemeldet.

b Nebel

943. Bei ausreichendem Licht sind die einzelnen Nebeltröpfchen mit bloßem Auge sichtbar; ihre Bewegung erscheint dann oft etwas unruhig. Die Luft im Nebel wird vielfach als rau, feuchtkalt oder naß empfunden. Die relative Feuchte im Nebel ist im allgemeinen um 100 %. Der Nebel bildet einen weißlichen Schleier, der die Landschaft bedeckt; ist er mit Staub oder Rauch vermischt, kann er eine schwache oft gelbliche Färbung annehmen. Im letzten Falle ist er im allgemeinen viel beständiger, als wenn er nur aus Wassertröpfchen besteht.

Durch Zusammenwirken von Nebel mit Staub und Rauch kann besonders in dicht besiedelten Industriegebieten ein mit Kohlendioxyd, Schwefeldioxyd, Fluor, Chlor und anderen schädlichen bzw. giftigen Spurengasen angereichertes Gemisch auftreten, das als „smog“ (smoke + fog) bezeichnet wird.

1. Strahlungsnebel

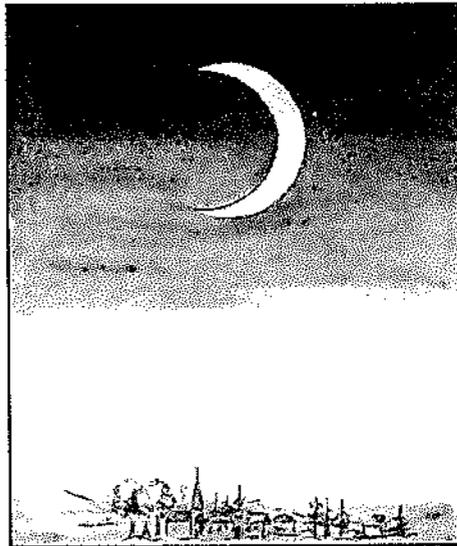
944. Wenn während der Nacht bei fehlender Wolkendecke oder sehr dünnen hohen Wolkenschichten wie Cirrostratus und Altostratus die

Ausstrahlung an der Erdoberfläche überwiegt und gleichzeitig die Luftbewegung gering ist, kühlt sich die oberflächennahe Luftschicht vom Boden her ab. Es bildet sich dadurch in Bodennähe eine Inversionsschicht aus, innerhalb welcher sich die Luft mit Wasserdampf bis zur Sättigung anreichert. Schließlich setzt Kondensation ein, und es entsteht **Strahlungsnebel**. Die Mächtigkeit des Strahlungsnebels hängt von der Stärke der bodennahen Luftströmung ab.

Bei Windgeschwindigkeiten von weniger als 5 Knoten ist die Bildung von Strahlungsnebel am wahrscheinlichsten.

Bei Windgeschwindigkeiten zwischen 2 und 7 Knoten bewirkt die Reibungsturbulenz, daß die am Boden abgekühlte Luft emporgehoben wird, wobei sie eine zusätzliche Abkühlung durch adiabatische Ausdehnung erfährt. Gleichzeitig sinken andere Luftteilchen ab, geraten mit dem ausgekühlten Boden in Kontakt und werden gleichfalls abgekühlt. Beide Prozesse können im Endzustand eine mehrere hundert Fuß dicke Schicht erfassen. Hierbei fällt die Lufttemperatur bisweilen unter den Taupunkt ab, d. h. es kommt nur gelegentlich zur Bildung von Strahlungsnebel (Bild 81).

Bild 81



Strahlungsnebel

945. Bei Windgeschwindigkeiten von über 7 Knoten erfährt die Durchmischung der bodennahen Luft eine so ausgedehnte Schicht, daß am Boden der Taupunkt von der Lufttemperatur nicht mehr unterschritten wird. Durch die adiabatische Abkühlung der aufstei-

genden Teile in der Mischungsschicht bildet sich jetzt aber eine Stratusdecke mit sehr tiefer Untergrenze aus, die allgemein als „**Hochnebel**“ bezeichnet wird. Hügeliges Gelände fördert diesen Vorgang, dort sind Hochnebefelder besonders häufig (Bild 82).

Bild 82

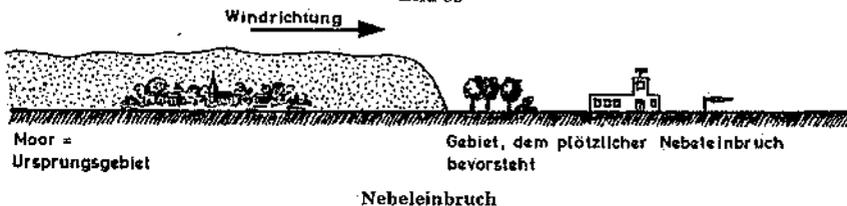


Hochnebelbildung durch Turbulenz

946. Eine zweite Art von Hochnebel, der **Strahlungshochnebel** oder **Inversionsnebel**, entsteht durch Ausstrahlung an einer Dunstobergrenze. In diesem Fall beginnt die Nebelbildung an dieser Schicht und setzt sich von dort zum Boden hin fort.

Nebel oder Hochnebel können durch Wind in Bewegung geraten und von ihrem Entstehungsort in Gegenden wandern, die vorher nebelfrei waren, so daß hier binnen kürzester Frist gute Wetterverhältnisse beendet werden. Dieser Fall ist besonders markant in Küstengebieten der Nord- und Ostsee, wo von See her solche Nebelbrüche stattfinden. Wegen ihres plötzlichen Auftretens sind derartige Erscheinungen besonders gefürchtet (Bild 83).

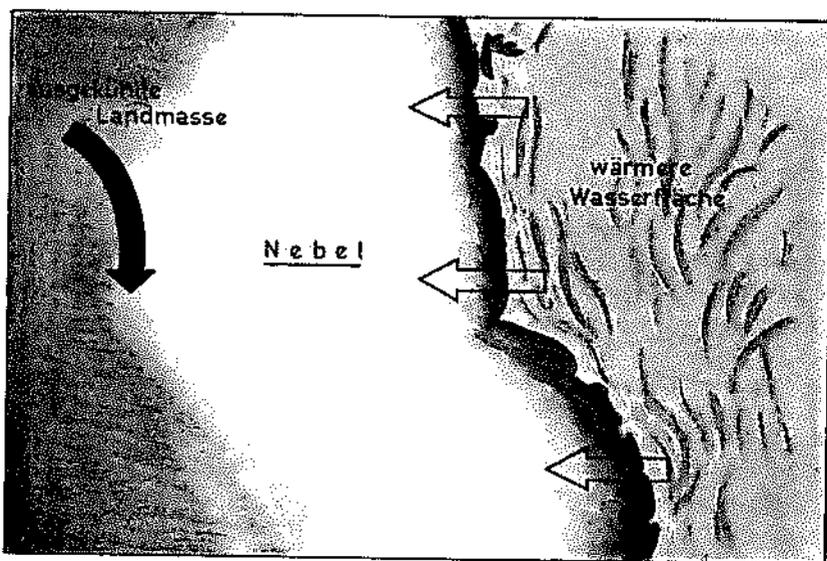
Bild 83



2. Advektionsnebel

947. **Advektionsnebel** entsteht, wenn warme und feuchte Luft durch horizontale Verlagerung mit einer kälteren Unterlage in Berührung kommt. Zu seiner Bildung ist es notwendig, daß sich die Temperatur der herangeführten Luftmasse um 2—3 Grad unter ihren ursprünglichen Taupunkt abkühlt. Zu den Advektionsnebeln gehören **Seenebel** und **Küstennebel**. Bei Seenebel gelangt die Luft von einem warmen zu einem kalten Teil der See. Beispiele hierfür sind die Nebelbank vor Neufundland sowie die Nebel im Ärmelkanal und über der Nordsee. Küstennebel entsteht, wenn relativ warme maritime Luft mit der kühlen Oberfläche des Festlandes in Berührung kommt. Beispiele dafür sind die über den Küsten Westeuropas und Großbritanniens auftretenden Nebeldecken sowie in kleinerem Maßstab die Nebelnester am Rande von Wasserflächen.

Bild 84



Advektionsnebel

3. Hangnebel

948. Gleiten feuchte Luftmassen an einem Hang auf und kühlen sie sich dabei adiabatisch bis zum Taupunkt ab, dann kann sich dadurch eine Wolkenschicht bilden, die in höheren Hanglagen am Boden aufliegt. Diese Nebelart heißt **Hangnebel**.

4. Frontnebel

949. Zu den **Frontnebeln** gehört vor allem der Nebel an einer Warmfront. Die vor dieser Front in eine kalte Bodenluftschicht fallenden Niederschläge können zuweilen infolge rascher Verdunstung zur Übersättigung der Kaltluft mit Wasserdampf und damit zur Nebelbildung führen. Die Entstehung des Frontnebels wird durch ein erzwungenes Aufsteigen der Luft an Geländeerhebungen oder über Wäldern erleichtert.

5. Seerauch

950. **Seerauch**, auch Dampfnebel genannt, entsteht, wenn sehr kalte Luft über eine offene, warme Wasserfläche weht, und der Unterschied zwischen Luft- und Wassertemperatur 15°C und mehr beträgt. Dann verdunstet Meerwasser so rasch in die kalte Luft hinein, daß es dort sofort wieder kondensiert (raucht). Am bekanntesten ist der arktische Seerauch.

6. Mischungsnebel

951. **Mischungsnebel** entsteht durch Mischung zweier genügend feuchter und verschieden temperierter Luftmassen. Vor dem Zusammentreffen braucht keine der beiden Luftmassen den Taupunkt erreicht zu haben. Mischungsnebel erscheint oft nur kurzfristig als dünner Nebelschleier.

7. Nebel über Schneedecken

952. Das Vorhandensein einer Schneedecke übt einen starken Einfluß auf die Nebelbildung aus. Wird eine Schneedecke von einer warmen Luftmasse überströmt, deren Taupunkttemperatur höher als 0°C ist, beginnt die Schneedecke zu tauen und kühlt dabei die herangeführte Luft rasch auf 0°C ab. Es bildet sich sehr dichter Nebel, der so lange anhält, bis der größte Teil des Schnees geschmolzen ist. Bei Lufttemperaturen unter 0°C wirkt dagegen eine Schneedecke nebelauflösend, weil in diesem Fall die Nebeltröpfchen am Schnee gefrieren.

Tabelle 7 enthält eine Übersicht über die Arten des Nebels, die Bedingungen für ihre Bildung und die geographischen Gebiete ihres Vorkommens.

Tabelle 7

**Arten des Nebels, Bedingungen für die Bildung und
geographisches Vorkommen**

Bezeichnung	Bedingungen für die Bildung	Geographisches Vorkommen
Strahlungs- nebel (radiation fog)	<ul style="list-style-type: none"> — wolkenlos (clear sky) — stabile Luftschichtung (stable air) — geeignete Windgeschwindigkeit (proper wind) — Kondensationskerne (condensation nuclei) — Lufttemperatur in Taupunktnähe (dewpoint spread narrowing) 	in Europa sehr häufig und länger anhaltend im Herbst und Winter im Bereich des kontinentalen Hochdruckrückens
Advektions- nebel (advection fog),	feuchtwarme Luft in mäßiger Bewegung (bis 25 Knoten) über kalter Unterlage, Wasser oder Land	Neufundland, Aleuten, auch über Land
Hangnebel (upslope fog)	adiabatische Expansion orographisch gehobener Luft	auf der Windseite aller Gebirgsketten
Frontnebel (frontal fog)	Regen vor Warmfront fällt in kalte Bodenschicht	überall
Seerauch Dampfnebel (steam fog)	kalte Luft über noch warmem Wasser	häufig in der Arktis
Mischungs- nebel (mixing fog)	Mischung zweier verschieden temperierter, genügend feuchter Luftmassen	überall

VI. Strahlströme, Turbulenz in wolkenfreier Luft, Kondensstreifen, Auflösungsstreifen

a. Strahlstrom (jet stream)

953. Ein Strahlstrom (jet stream) ist eine kräftige Strömung in der oberen Troposphäre mit angenähert horizontaler Achse. Neben hohen Strömungsgeschwindigkeiten sind für ihn auch starke seitliche und vertikale Windscherungen charakteristisch. In einem Strahlstrom erreicht der Wind die Höchstgeschwindigkeit entlang seiner Achse. Seitlich der Achse nimmt die Windgeschwindigkeit rasch ab, und zwar schneller auf der Seite der troposphärischen Kaltluft als auf jener der Warmluft. In der Vertikalen vermindert sich die Windgeschwindigkeit unterhalb und oberhalb der Achse. Diese strukturellen Zusammenhänge sind typisch für vollentwickelte Strahlströme. Letztere sind auch gewöhnlich einige tausend Kilometer lang und mehrere hundert Kilometer breit und besitzen in ihrem Verlauf mehrere Geschwindigkeitsmaxima.

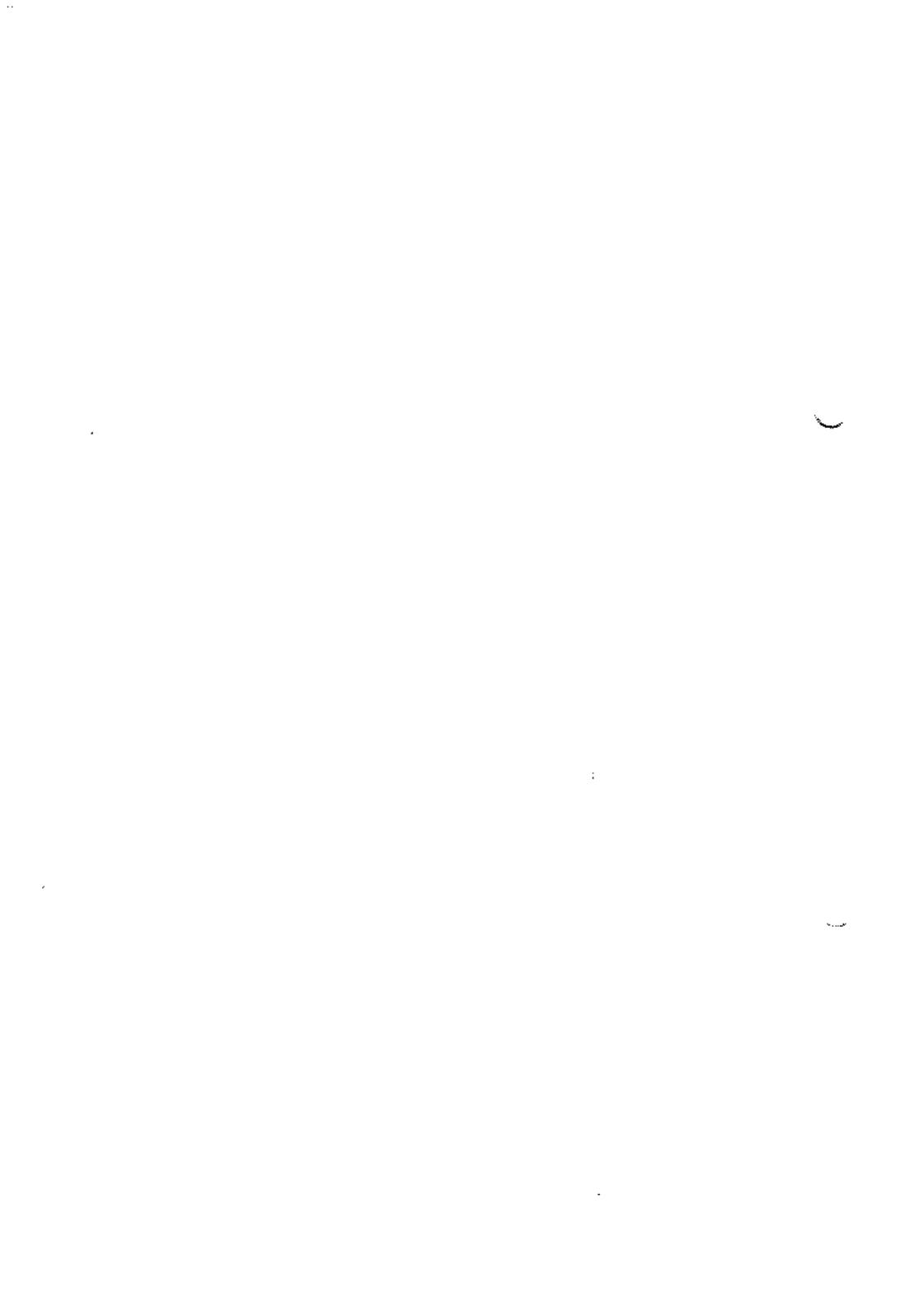
954. Ein Luftstrom wird nach internationaler Übereinkunft dann als Strahlstrom bezeichnet, wenn seine Geschwindigkeit mindestens 60 Knoten (≈ 30 m/sec) erreicht.

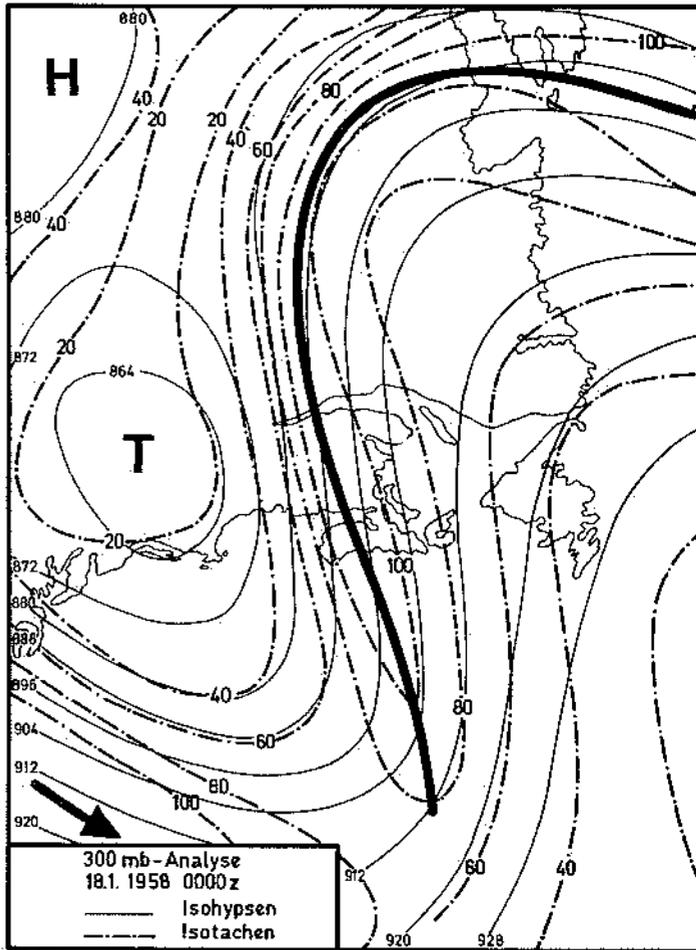
Die horizontale Windscherung beträgt etwa 10 Knoten (≈ 5 m/sec) auf 100 Kilometer, die vertikale Windscherung weist eine Größenordnung von 10—20 Knoten (≈ 5 —10 m/sec) auf 1 Kilometer auf.

955. Zu jedem Frontenzug in der Bodenwetterkarte, der mit einem ausgeprägten, etwa 3000 bis 5000 Fuß hoch reichenden horizontalen Temperaturgegensatz verbunden ist, gehört ein Strahlstrom in den höheren Schichten der Atmosphäre. Jedoch kann umgekehrt nicht von dem Vorhandensein eines Strahlstroms auf die Lage einer Bodenfront geschlossen werden.

956. Der Strahlstrom befindet sich stets auf der kalten Seite der Bodenfront. Seine Achse verläuft etwa parallel zu den Fronten auf der Bodenwetterkarte. Der horizontale Abstand zwischen Strahlstromachse und Bodenfronten beträgt meist 700 bis 900 Kilometer, ist jedoch bei ausgeprägten Fronten rasch wandernder Zyklonen geringer. Bei Tiefdruckgebieten mit Warmsektor geht die Strahlstromachse durch den Tiefkern hindurch oder verläuft knapp nördlich davon. Bei weiter entwickelten Tiefs schneidet sie das Frontensystem im Okklusionspunkt. Das Auflösungsstadium des Tiefs zeigt mehrfache Verzweigungen der Strahlstromachse und schließlich Ausgleich der ursprünglichen Wind- und Temperaturgegensätze.

957. Auf den Höhenwetterkarten (Bild 85) verläuft die Jet-Achse weitgehend parallel zu den Isohypsen, sofern diese zonal gerichtet sind. An den Flanken von meridionalen Trögen oder Keilen jedoch treten Überschneidungen zwischen Jet-Achse und Isohypsen auf (Bild 86). Hierbei nimmt die Strahlstromgeschwindigkeit zu, wenn sich die Achse dem tiefen Druck nähert und umgekehrt. Das Windmaximum eines Strahlstromes liegt damit dem tiefen Druck am nächsten. Der Schnittwinkel zwischen Strahlstromachse und Isohypsen ist selten größer als 30° .





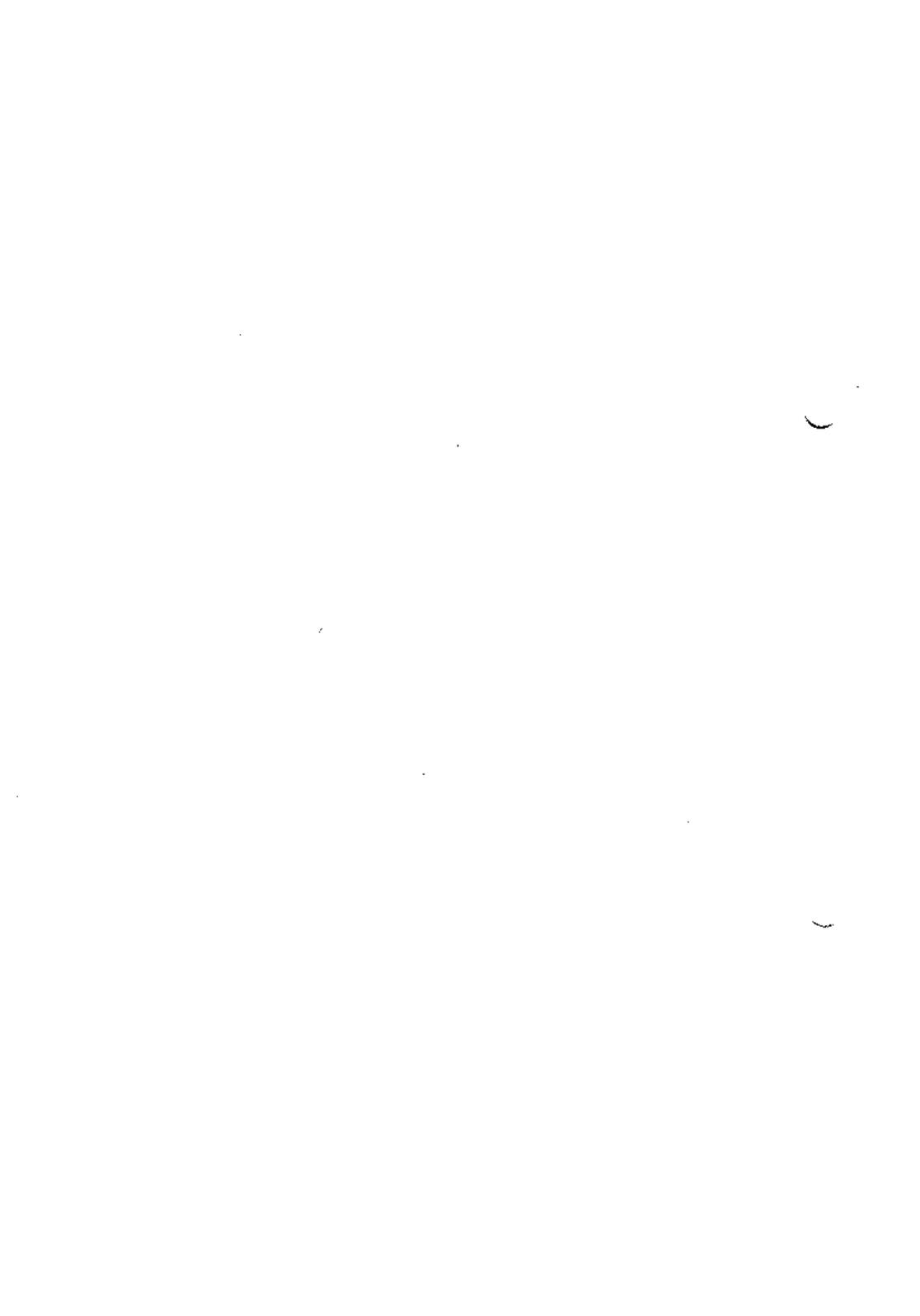
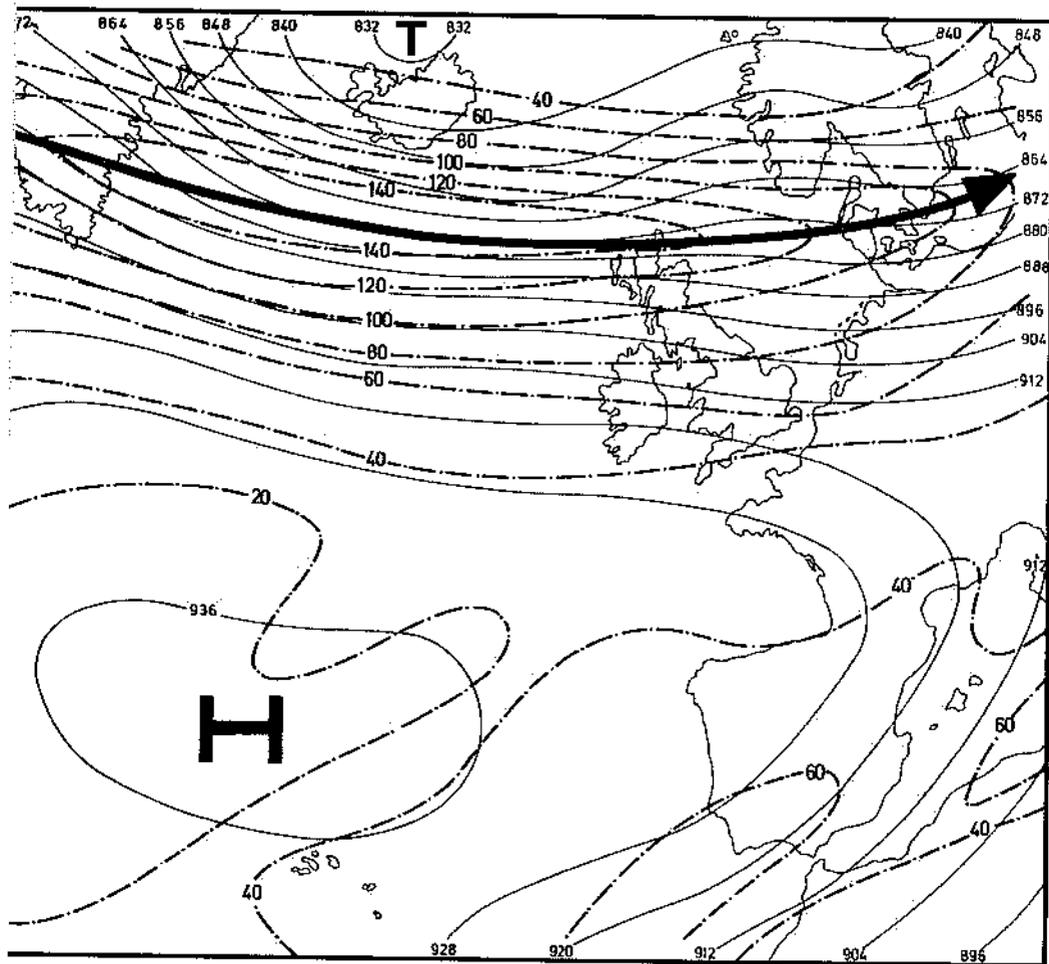
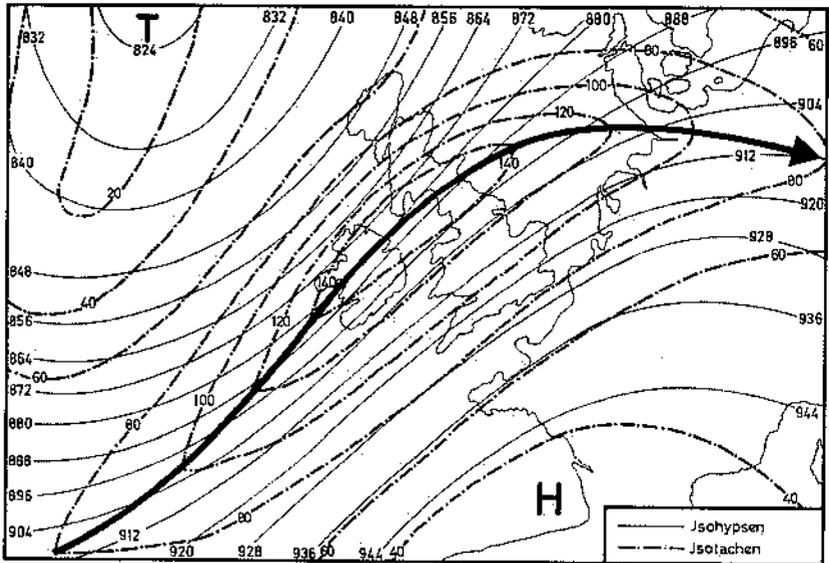


Bild 85



Graphie 300 mb: Verlauf der Strahlstromachse

Bild 86



Überschneidung von Strahlströmachse und Isobaryen

b Bodennaher Strahlstrom (Low-Level Jet)

958. Neben den hochtroposphärischen Strahlströmen beobachtet man auch häufig niedertroposphärische Strahlströme, die sogenannten Low-Level Jets (LLJ). Sie treten in der bodennahen Grenzschicht der Atmosphäre, d. h. in Höhen bis zu 6000 Fuß über Grund auf, wo sie durch ein signifikantes Maximum der Windgeschwindigkeit gekennzeichnet sind.

Der Low-Level Jet liegt im Mittel in einer Höhe von 2500—3000 Fuß über Grund, hat eine Breite von mehreren hundert Kilometern und kann in seinem Kern maximale Windgeschwindigkeiten bis zu 60 Knoten entwickeln. Unterhalb des Kerns treten vertikale Windscherungen bis über 10 Knoten pro 1000 Fuß auf.

959. Die Entstehung des Low-Level Jets wird dadurch erklärt, daß im oberen Teil der bodennahen Grenzschicht der horizontale Wind über den geostrophischen Wind hinauschießt. Dieser Effekt wächst in starkem Maße mit der Stabilität der thermischen Schichtung. Daher findet man den Low-Level Jet gehäuft nachts an der Obergrenze von Strahlungsinversionen. In den mittleren Breiten tritt der Low-Level Jet auch verbreitet vor Kaltfronten und seltener vor Warmfronten auf.

In allen Fällen kann er durch topographische Effekte modifiziert und sogar verstärkt werden. Im Alpenvorland z. B. erscheint er meist in westöstlicher Richtung oder umgekehrt.

960. Das vom Low-Level Jet dargestellte niedertroposphärische Windmaximum darf in der Wetterberatung nicht vernachlässigt werden. So stellt es für Luftfahrzeuge aller Art ein aeronautisches Problem dar. Es kann besonders in der Start- und Landephase und hier speziell für Luftfahrzeuge mit Strahltriebwerken zu einer ernstesten Gefahr werden, wenn die mit ihm verbundenen vertikalen Windscherungen bei der Höhenänderung der Luftfahrzeuge zu einer Abnahme der Gegenwindkomponente und damit zu einem Verlust an Auftrieb führen. Auch beim Fallschirmsprung muß einem derartigen Windmaximum zur Vermeidung unerwünschter Abdriften Beachtung geschenkt werden.

Noch nicht geklärt ist die Frage, inwieweit der Low-Level Jet selbst das Wetter beeinflusst, z. B. durch die Bildung von Böenlinien oder die Erhöhung der Gewittertätigkeit.

c Turbulenz in wolkenfreier Luft

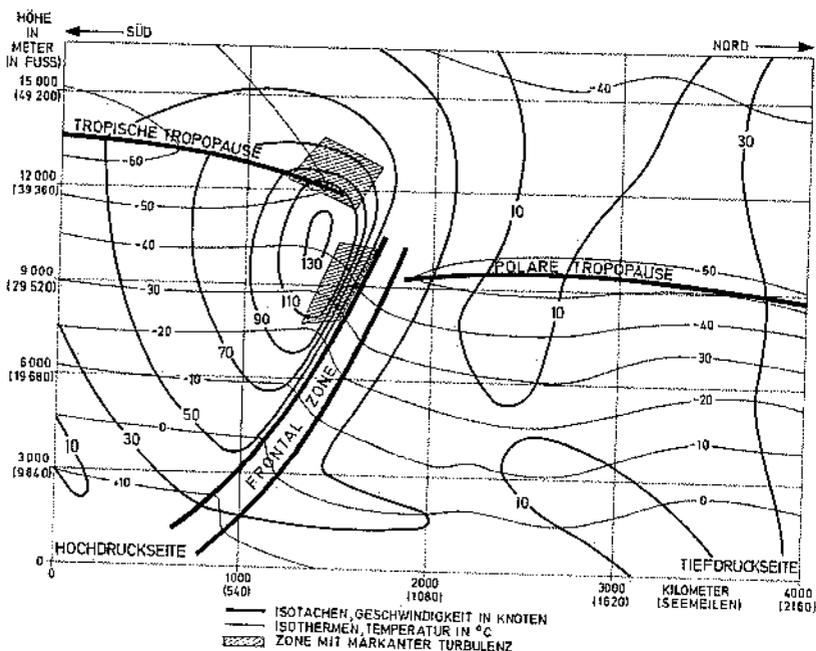
961. In der unteren und der mittleren Troposphäre wird häufig Turbulenz bzw. Flugunruhe beobachtet, deren Ursprung eindeutig konvektiver Natur ist: Es herrschen trocken- oder feuchtlabile Temperaturgradienten; die zugehörigen Wolken weisen Cumulusformen auf.

In Höhen oberhalb 15 000 Fuß mit Schwerpunkt bei 30 000 Fuß tritt noch eine besondere Art von Turbulenz auf, die nicht mit konvektivem Geschehen verknüpft ist. Man nennt sie Turbulenz in wolkenfreier Luft (**Clear Air Turbulence**, abgekürzt **CAT**), weil sie auch ohne sichtbare Anzeichen unvermittelt auftreten kann.

962. Clear Air Turbulence wird besonders häufig im Bereich von Strahlströmen beobachtet, in deren Kern Windgeschwindigkeiten von mehr als 110 Knoten herrschen. Die Atmosphäre ist dort wolkenfrei, Dunst kann aber vorhanden sein. Clear Air Turbulence scheint am häufigsten etwas unterhalb der Achse des Strahlstroms auf seiner zyklonalen Seite im Kaltluftbereich aufzutreten. Ein zweites CAT-Häufigkeitsmaximum befindet sich oberhalb der Strahlstromachse in der Nähe der geneigten Tropopause im Warmluftbereich. Diese Gebiete sind gewöhnlich Räume mit besonders starken Windscherungen (Bild 87).

963. Die Turbulenzzonen im Strahlstrombereich treten zeitlich und räumlich sehr ungleichmäßig auf und sind ferner starken Änderungen unterworfen. Sie kommen in der Troposphäre weit häufiger vor als in

Bild 87



Querschnitt durch den Strahlstrom in Verbindung mit der Tropopause
und Gebieten mit CAT

der Stratosphäre. Die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Clear Air Turbulence im Strahlstrombereich ist 75 % auf seiner zyklonalen (kalten) Seite und 10 % auf seiner antizyklonalen (warmen) Seite, während die restlichen Prozente auf den Achsenbereich entfallen. Die Intensität der Clear Air Turbulence ist in 75 % aller Fälle als leicht, in 15—20 % als mäßig und in 5—10 % als schwer zu bezeichnen.

Im Mittel sind CAT-Gebiete etwa 100 Kilometer lang, 40 Kilometer breit und erstrecken sich vertikal über etwa 2000 Fuß. Es sind jedoch auch Gebiete der Größenordnung 2000 Kilometer Länge, 1000 Kilometer Breite und 1000—2000 Fuß Dicke festgestellt worden.

964. Mit Strahlströmen verbundene Turbulenzen werden im Lee von Gebirgszügen verstärkt.

965. Fälle von Clear Air Turbulence können bei allen Strömungsverhältnissen bis in sehr großen Höhen vorkommen.

966. Trotz zahlreicher und umfangreicher Forschungen ist über das Zustandekommen und über die Ursache der Clear Air Turbulence

noch wenig bekannt. Infolgedessen besteht auch noch keine brauchbare und allgemeingültige Regel für die Vorhersage des Auftretens der Clear Air Turbulence. Als Hinweis für ein mögliches Auftreten von Clear Air Turbulence können vor allem folgende Merkmale dienen:

- Liegen die 20-Knoten-Isotachen der 300-mb-Fläche auf der antizyklonalen (wärmen) Strahlstromseite enger als 110 Kilometer zusammen, so ist eine ausreichende horizontale Windscherung für CAT vorhanden.
- Ist die nach Höhenwindkarten oder -meldungen berechnete vertikale Windscherung größer als 5 Knoten pro 1000 Fuß, kann man mit CAT rechnen.

Die vertikale Windscherung hängt auch vom horizontalen Gradienten der Lufttemperatur ab. Wenn der Abstand zweier benachbarter 5°C-Isothermen geringer als 220 Kilometer ist, reicht dies für eine vertikale Windscherung aus, in der Turbulenz auftreten kann.

- Gekrümmte Strahlströme sind gewöhnlich mit stärkerer Turbulenz verbunden als geradlinige. Im Gefolge von Strahlströmen, die um einen Höhentrog verlaufen, kann starke Turbulenz auftreten. Markante Turbulenzen findet man aber auch in den Starkwindzonen von Höhenkeilen.

d Kondensstreifen

967. Kondensstreifen (Abkürzung contrail für **condensation trail**) sind künstlich erzeugte Wolken, die in der Kiellinie eines Luftfahrzeugs entstehen, wenn im Flugniveau die Atmosphäre ausreichend kalt und feucht ist.

Kondensstreifen werden am häufigsten im Cirrenniveau beobachtet. Hier bilden sie ein wolkengleiches, schwebendes Band von Eiskristallen, das den Flugweg eines Luftfahrzeugs in überwiegend klarer Luft verrät. Die Ursache ihrer Bildung ist auf folgende Vorgänge zurückzuführen:

- Die Auspuffgase eines Luftfahrzeugs reichern die Umgebungsluft erheblich mit Wasserdampf an, da der Kraftstoff bei der Verbrennung große Wassermengen erzeugt.
- Die Abgase der Triebwerke führen der Umgebungsluft erhebliche Mengen an Kondensationskernen zu.

968. Ob der Wasserdampf der Auspuffgase als Kondensstreifen sichtbar wird, hängt von dem Feuchtigkeitsgehalt der nachgeführten Mischluft und der in der durchflogenen Schicht der Atmosphäre herrschenden Temperatur ab.

Entspricht der relative Feuchtigkeitsgehalt der Luft in der Schicht von 30 000 bis 40 000 Fuß Höhe einem Wert von etwa 15% und weniger, dann

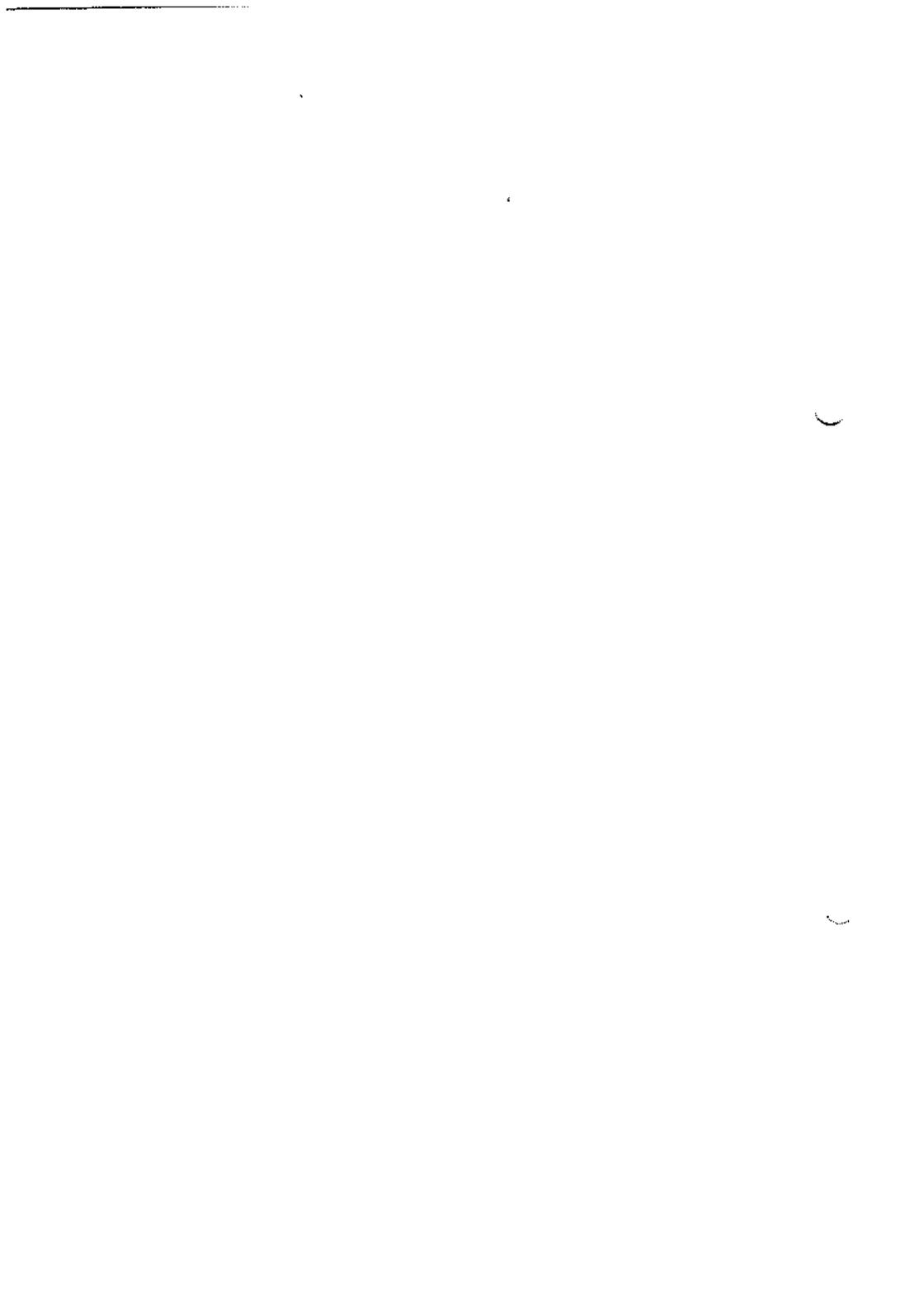
wird bei den hier vorherrschenden Temperaturen die Luft hinter dem Luftfahrzeug höchstens kurzzeitig mit Wasserdampf bis zur Sättigung angereichert. Entstehende Kondensstreifen lösen sich durch die Wärme der Auspuffgase rasch wieder auf. Im allgemeinen bilden sich aber keine Kondensstreifen.

Beträgt die relative Feuchte in der durchflogenen Schicht mehr als 15 %, dann wird in der dem Luftfahrzeug nachgeführten Luft stets der Taupunkt erreicht und zumeist überschritten. Es entstehen in der Regel Kondensstreifen, die erst nach längerer Zeit allmählich verschwinden.

In der Umgebung eines Luftfahrzeugs können Feuchtesättigung und Kondensation auch noch eintreten, wenn bei mit Wasserdampf nahezu gesättigter Luft infolge der Druckminderung an Propeller- und Tragflächenenden die Temperatur den Taupunkt unterschreitet. Die durch diesen Vorgang gebildeten Kondensstreifen sind weniger dicht und nicht beständig.

e Auflösungsstreifen

969. Wird die Flurspur eines Luftfahrzeugs infolge Auflösung der durchflogenen Wolkenschicht sichtbar, nennt man diesen wolkenfreien Streifen „Auflösungsstreifen“ (distrail, Abkürzung für *dissipation trail*). Derartige Streifen werden primär durch die Wärmewirkung der Auspuffgase verursacht. Letztere führt zu einer Aufheizung der Spurluft über die Taupunkttemperatur. Auflösungsstreifen treten nur selten in Erscheinung und sind meist auf dünne Altostratusschichten beschränkt.



ZDv 99/1

Anhang



Verzeichnis der Bilder

		Seite
Bild 1	Prinzip des Quecksilberbarometers	202
Bild 2	Aneroidbarometer und Barograph	204
Bild 3	Höhenmeßgerät (inch und Fuß)	205
Bild 4	Druckflächen (stark überhöht und Isobaren in einem Hochdruckgebiet)	206
Bild 5	Druckgradient	207
Bild 6	Erläuterungen der barometrischen Höhenstufe	209
Bild 7	Sättigungsdampfdruck E (in Millibar) als Funktion der Temperatur	222
Bild 8	Mischungsverhältnis m (in g pro kg) bei Sättigung als Funktion der Temperatur	223
Bild 9	Rechtsablenkung auf der Nordhalbkugel	231
Bild 10	Der Einfluß der Corioliskraft bei West-Ost- Bewegung	233
Bild 11	Entstehung des geostrophischen Windes	234
Bild 12	Gradientwind und geostrophischer Wind	234
Bild 13	Einfluß der Reibung auf Windgeschwindigkeit und Windrichtung	236
Bild 14	Windsysteme in Bodennähe und Luftdrucksysteme (Nordhemisphäre)	237
Bild 15	Chemische Zusammensetzung der Atmosphäre (Logarithmisch geteilte Höhenskala)	302
Bild 16	Aufbau der Atmosphäre	305
Bild 17	Schichtung der Atmosphäre nach Kenngrößen (Logarithmisch geteilte Höhenskala)	306
Bild 18	Schema der Tropopausenlage und der mittleren meridionalen Temperaturverteilung über der Nordhalbkugel	308
Bild 19	Einfallswinkel und Strahlungsintensität $I_1 = I_0 \cdot \sin \alpha$	314
Bild 20	Die Erdachse ist um $23\frac{1}{2}$ Grad zur Senkrechten auf der Erdbahnebene geneigt und bleibt zu dieser Stellung immer parallel	315
Bild 21	Einfall der Sonnenstrahlen zur Winter- und Sommersonnenwende	316
Bild 22	Neigung der Erdachse und Wechsel der Jahreszeiten	317

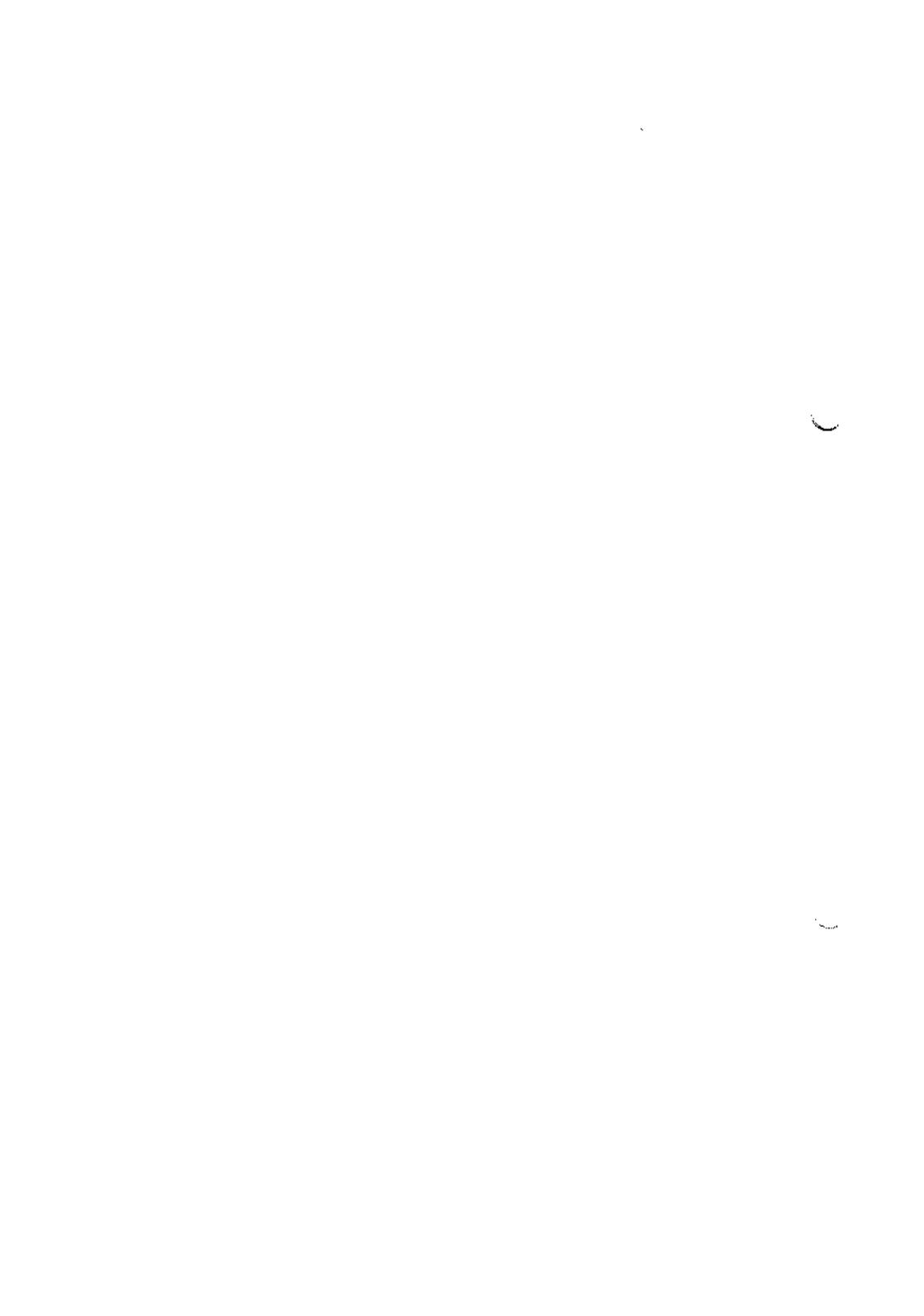
	Seite	
Bild 23	Konvektion	322
Bild 24	Aerologisches Diagrammpapier T, log p (verkleinert)	403
Bild 25	Durch Bodenerhebungen bedingte Entwicklung von Cumulus und Cumulonimbus	406
Bild 26	Quellwolkenbildung an einer Inversion	407
Bild 27	Stockwerke und schematische Wolkendarstellung	409
Bild 28a	Schema der atmosphärischen Zirkulation in 13 000—30 000 Fuß Höhe	502
Bild 28b	Schema der atmosphärischen Zirkulation in 0—7000 Fuß Höhe	503
Bild 29	Konvergenz und Divergenz der Höhenströmung	505
Bild 30	Ausscheren der Zyklonen und Antizyklonen aus der Westdrift (Nordhalbkugel)	506
Bild 31	Satellitenbildmontage	508
Bild 32	Passatkreislauf	509
Bild 33	Stromlinien der Passatzirkulation	509
Bild 34	Schema der Wind-, Wolken- und Niederschlagsgürtel und ihrer jahreszeitlichen Verlagerung (nördlich 45°S unter kontinentalem Einfluß)	510
Bild 35	Mittlere Winde auf dem Weltmeer Juli/August	513
Bild 36	Mittlere Winde auf dem Weltmeer Januar/Februar	515
Bild 37	Schema der atmosphärischen Druck- und Strömungsverhältnisse in 0—7000 Fuß Höhe	517
Bild 38	Typen der tropischen Zirkulation in Bodennähe	519
Bild 39	Höhenströmung und Gebirge	520
Bild 40	Phasen einer Wellenbildung an der Polarfront	611
Bild 41	Luftströmung an einer Warmfront	612
Bild 42	Stabile feuchte Warmluft gleitet auf Kaltluft auf	614
Bild 43	Labile feuchte Warmluft gleitet auf Kaltluft auf	615
Bild 44	Trockene Warmluft gleitet auf Kaltluft auf	616
Bild 45	Luftströmung an einer Kaltfront	618
Bild 46	Vordringen labiler Kaltluft	619
Bild 47	Vordringen stabiler Kaltluft	620
Bild 48	Entstehung einer Okklusion	621
Bild 49	Okklusion mit Warmfrontcharakter	622

	Seite	
Bild 50	Schematischer Aufriß einer Okklusion mit Warmfrontcharakter	623
Bild 51	Okklusion mit Kaltfrontcharakter	624
Bild 52	Schematische Darstellung einer Okklusion mit Kaltfrontcharakter	625
Bild 53	Troglinie mit Kaltluftzunge	627
Bild 54	Zyklonenfamilien	629
Bild 55	Zugstraßen von Tiefdruckgebieten	630
Bild 56	Beispiel eines Kaltlufttropfens (Bodenwetterkarte)	634
Bild 57	Beispiel eines Kaltlufttropfens (Absolute Topographie 500 mb)	635
Bild 58	Beispiel eines Kaltlufttropfens (Relative Topographie 500/1000 mb)	636
Bild 59	Isobarenkarte	637
Bild 60	Verlauf der Flächen gleichen Luftdrucks in einem thermischen Hoch	638
Bild 61	Beispiel einer Hochdrucklage (Bodenwetterkarte)	640
Bild 62	Beispiel einer Hochdrucklage (Absolute Topographie 500 mb)	641
Bild 63	Beispiel einer Hochdrucklage (Relative Topographie 500/1000 mb)	642
Bild 64	Zwischenhoch	643
Bild 65	Zusammenfassung der charakteristischen Erscheinungen beim Durchzug eines Tiefdruckgebietes mit Fronten	701
Bild 66	Stau und Föhn	803
Bild 67	Schematische Darstellung des Hinauftragens des Wellenvorgangs zur „Hohen Welle“	805
Bild 68	Schema der Luftströmung über Bergketten (nach Förchtgott)	807
Bild 69	Seewind am Tage	812
Bild 70	Landwind während der Nacht	812
Bild 71	Bergwind	813
Bild 72	Talwind	813
Bild 73	Lebenslauf einer Gewitterwolke	902
Bild 74	Gewitterbildung durch Konvektion	905

	Seite
Bild 75	Gewitterbildung durch Bodenerhebungen 906
Bild 76	Wirbelbildung durch Bodenreibung 907
Bild 77	Luftströmungen im Cb und Entstehung von Hagel 910
Bild 78	Aufbau einer Wolke beiderseits der 0°-Grenze 912
Bild 79	Vereisungszone an einer Warmfront 916
Bild 80	Vereisungszone an einer Okklusion 917
Bild 81	Strahlungsnebel 919
Bild 82	Hochnebelbildung durch Turbulenz 920
Bild 83	Nebeleinbruch 920
Bild 84	Nebelbildung durch Kontaktabkühlung 921
Bild 85	Absolute Topographie 300 mb: Verlauf der Strahlstromachse 927
Bild 86	Überschneidung von Strahlstromachse und Isohypsen 929
Bild 87	Querschnitt durch Strahlstrom in Verbindung mit der Tropopause und Gebieten mit CAT 931

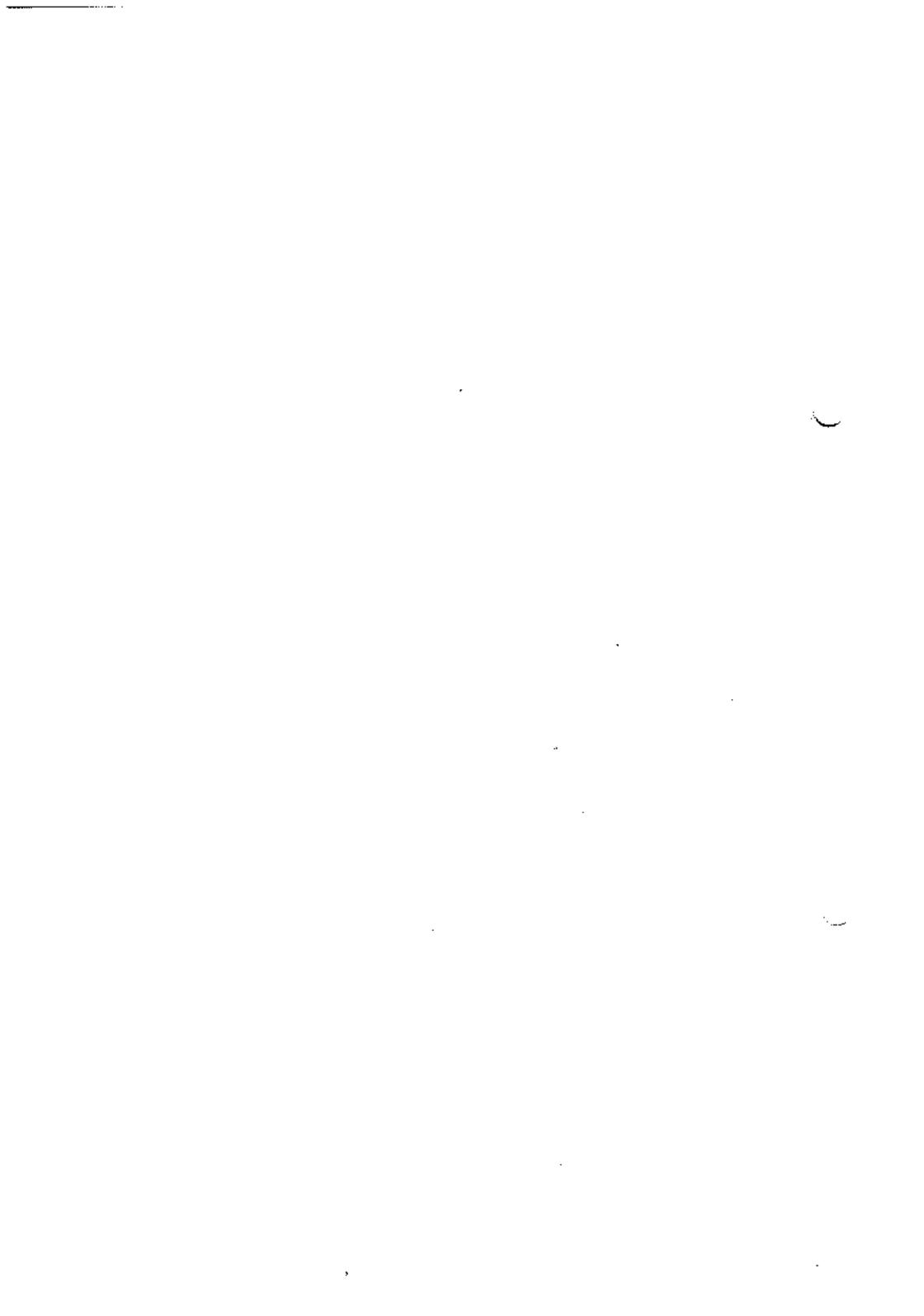
Verzeichnis der Tabellen

		Seite
Tabelle 1	Adiabatische Zustandsänderungen	217
Tabelle 2	Potentielle Temperatur als Funktion von Druck und Temperatur	218
Tabelle 3	Beaufortskala, Windstärke und Seegang	238
Tabelle 4	Übersicht über die Hauptluftmassen Europas (Nach R. Scherhag)	603
Tabelle 5	Übersicht der Eigenschaften warmer und kalter Luftmassen	608
Tabelle 6	Wolkengattung und Vereisung	914
Tabelle 7	Arten des Nebels, Bedingungen für die Bildung und geographisches Vorkommen	923



Verzeichnis der ergänzenden Dienstvorschriften, Anweisungen und Unterlagen

ZDv 19/2 VS-NfD	Flugbetriebsordnung für die Bundeswehr
ZDv 57/1	Militärische Flugsicherung
ZDv 89/10	Navigatorische Vorbereitung von Flügen mit Transportflugzeugen, Seefernaufklärungsflugzeugen (MPA), Hubschraubern und Verbindungsflugzeugen
ZDv 99/11	Flugzeugwettermeldung
ZDv 99/30	Ausarbeitung von Wetterkarten
ZDv 99/40	Geophysikalische Beratung — Flugwetterberatung
ZDv 99/80	Einführung in den Gebrauch des aerologischen Diagrammpapiers Skew T, log p bei den Wetterberatungseinheiten der Bundeswehr
LDv 308/5	Navigatorische Vorbereitung von Flügen mit Strahlflugzeugen
BAAWGeophys Nr 102	Wetterberatung für den Flugbetrieb der Bundeswehr
BAAWGeophys Nr 111	Sonderwettermeldungen
BAAWGeophys Nr 114	Warndienst des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr
Deutscher Wetterdienst Vorschriften und Betriebsunterlagen	
Nr 2	Wetterschlüssel
Nr 7	Betriebshandbuch Flugwetterdienst Internationaler Wolkenatlas Band I und II



Stichwortverzeichnis

	Nummer
Abkühlung, trockenadiabatische	408
Ablenkende Kraft der Erdrotation	241, 242, 504
Ablenkung durch Erdrotation	241, 242, 504
Absinken	655
Absinkinversion	708
Absolute Feuchtigkeit	226
Absolute Temperaturskala	212
Absolute Topographie	112
Adaptation	249
Adiabatischer Temperaturgradient	223
Adiabatische Zustandsänderungen	221, 401
Adiabatische Zustandsänderungen feuchter Luft	233
Adiabatische Zustandsänderungen trockener Luft	220-222
Advektion	404, 925
Advektionsnebel	947
Aeropause	320
Afrikanische Tropikluft	610
Alpenrand, Nordstau am	807
Alto cumulus	417
Altostratus	417
Amboß	408
Ammoniak	302
Analysenzentralen	111
Anemometer, Schalenkreuz-	238
Aneroidbarometer	204
Anflugsicht	252
Anteil des Sonnenlichts, ultravioletter	312
Antizyklonale Strömung	608
Antizyklonales Wettergeschehen	708-710
Antizyklonalföhn	811
Antizyklone	655
Aphel	325
Äquator, meteorologischer	515, 516
Äquatoriale Tiefdruckrinne	502
Äquinoktien	328
Argon	302
Arktische Front	619
Arktische Polarluft	615
Arktischer Seerauch	950

	Nummer
Aspirationspsychrometer	229
Atmosphäre	
— Gegenstrahlung der	336
— Schichtung der	305
— Vereisungszonen in der	933
— Vertikalaufbau der	305
— Wärmehaushalt der	321
— Wärmetransport in die	331–341
— Wärmetransport innerhalb der	331–341
— Wolkenbildung in labiler	407–411
— Wolkenbildung in stabiler	403–406
— Zirkulation der	501–528
— Zusammensetzung der	301–304
Auflösungsstadium der Gewitterzelle	912
Auflösungsstreifen	969
Auge des Wirbels	652
Auslösetemperatur	408
Ausstrahlung	218, 255, 322–330, 334, 335
Ausstrahlung der Erde	334, 335
Azorenhoch	514, 659, 660
Baguio	653
Barograph	204
Barometer, Aneroid	204
Barometer, Quecksilber	204
Barometrische Bestimmung der Flughöhe	210
Barometrische Höhenformel	208
Barometrische Höhenstufe	207
Barometrisches Höhenmeßgerät	205, 210
Barometrisches Maximum	655
Barometrisches Minimum	645
Beaufortskala	238, 248
Bedingte Labilität	235
Beobachtungsnetz	102
Beobachtung, Wetter zur Zeit der	260
Bergwind	828, 829
Berührungsbogen, oberer	426
Berührungsbogen, unterer	426
Bestimmung der Flughöhe, barometrische	210
Beugung	425
Bildungsstadium der Gewitterzelle	908–910
Blitz	428
Blitzschlag	428
Bockigkeit	338

	Nummer
Bodenerhebungen, Windverhältnisse an	815-817
Bodeninversion	306
Bodennaher Strahlstrom	958-960
Bodenreibung	245, 505, 921, 922
Bodenwetterkarte	111
Bodenwind, divergierender	507
Bodenwind, konvergierender	506
Böe(n)	239, 923
Böenlinien	643, 923
Böen, markante	923
Böigkeit über See	804
Bora	818
Brandung	248
Brechung	425
Brockengespenst	426
CAT	961-966
Ceiling	259
Ceilometer	258
Celsius	212
Celsiuskala	212
Cirrocumulus	417
Cirrostratus	417
Cirrus	417
Clear Air Turbulenz	961-966
Condensation Trail	967, 968
Contrail	967, 968
Cordonazo	653
Corioliskraft	241, 242, 504
Cumulonimbus	417
Cumulonimbuswolken	408
Cumulus	407, 417
Cyclone	653
Dampfdruck	226
Delta der Frontalzone	512
Depression	645
Depressionen, tropische	653
Diagrammpapier, thermodynamisches	401
Diagramm, T, log p —	401
Diffraktion	425
Diffusionsgleichgewicht	302
Dissipation Trail	969
Distrail	969

	Nummer
Divergenz (-linie)	247
Divergierender Bodenwind	507
Doldrums	516
Donner	428
Dosenbarometer	204
Druckfläche	206
Druckgefälle	206
Druckgradient, horizontaler	206
Druckgürtel der Erde	502
Dunst	941, 942
Dunst, feuchter	422, 942
Dunst, trockner	424, 942
Dünung	248
Düseneffekt (Wind)	817
Durchgang einer Front	622
Durchgang einer Warmfront	629
Dyn	203
Dynamisches Hoch	660
Dynamische Turbulenz	403, 922
Eckeneffekt (Wind)	817
Einfluß der Erdstellung	326-328
Einfluß der Hochgebirge auf die Zirkulation	526-528
Einflüsse von Bodenerhebungen	815-817
Einstrahlung	218, 255, 322-330
Einzugsgebiet	512
Eisglätte	422
Eiskörner	422
Eisnebel	422
Eisprismen	422
Elektrochemische Luftfeuchtigkeitsmessung	229
Elektrometeore	427, 428
Energie, kinetische	211
Entstehung der Wolken	254
Entwicklungsstadien eines Gewitters	907-912
Entwicklungsvoraussetzungen für Gewitter	904-906
Erde, Ausstrahlung der	334, 335
Erde, Druckgürtel der	502
Erdentladung	428
Erde, Windgürtel der	502
Erdrotation, ablenkende Kraft der	241, 242, 504
Erdstellung, Einfluß der	326-328
Erzwungene Hebung	405
Europäischer Monsun	524, 525

	Nummer
Exosphäre	305, 320
Extreme Turbulenz	926
Fahrenheitskala	212
Fallwind	818
Fernanemometer	238
Feuchtadiabate	234
Feuchtadiabatischer Gradient	233, 234
Feuchtadiabatische Temperaturabnahme	234
Feuchter Dunst	422, 942
Feuchte Warmluft	626, 627, 631, 634
Feuchtigkeit, absolute	226
Feuchtigkeit, relative	227
Feuchtlabilität	235
Feuchtstabilität	235
Feuersicht	251
Filter, Lufthülle als	329, 330
Flächenblitz	428
Flughöhe, barometrische Bestimmung der	210
Flugsicht	252
Flugwetter an einer Kaltfront	706
Flugwetter an einer Okklusion	707
Flugwetter an einer Warmfront	704
Flugzeugwettermeldungen	106
Flurwind	830
Föhn	808-814
Föhnmauer	810
Föhnwellen	812, 813
Front	618-623
Frontal Passage	622
Frontalzone	510
Frontalzone, Delta der	512
Front, arktische	619
Front, Durchgang einer	622
Fronten, stationäre	640
Fronten, Wettererscheinungen an	624-641
Frontgewitter	914-917
Front, Kennzeichen einer	622, 623
Frontnebel	949
Front, Passage einer	622
FROPA	622
Frostgraupeln	422, 927
Gealterte kontinentale Polarluft	613
Gealterte maritime Polarluft	617

	Nummer
Gefrierender Regen	422
Gefrierender Sprühregen	422
Gegenmond	426
Gegensonne	426
Gegenstrahlung der Atmosphäre	336
Gegenwärtiges Wetter	260
Gemäßigte kontinentale Tropikluft	612
Gemäßigte maritime Tropikluft	609
Gemäßigte Zonen	328
Geostrophischer Wind	243
Gewitter	428, 901–920
Gewitterarten	913–920
Gewitterentwicklung	904–906
Gewitter, Entwicklungsvoraussetzungen für	904–906
Gewitter, orographische	920
Gewitters, Entwicklungsstadien eines	907–912
Gewitter über See	805
Gewitterwolke, Lebenslauf einer	907
Gewitterzelle, Auflösungsstadium der	912
Gewitterzelle, Bildungsstadium der	908–910
Gewitterzelle, Reifestadium der	911
Ghibli	821
Gibli	821
Gischt	422
Glashauswirkung	335
Glatteis	422
Gleichgewicht, indifferentes	223
Gleichgewicht, labiles	223
Gleichgewicht, stabiles	223
Gleichgewicht trockener Luft, indifferentes	223
Gleichgewicht trockener Luft, labiles	223
Gleichgewicht trockener Luft, stabiles	223
Glorie	426
Grad der Himmelsbedeckung	257
Gradient, feuchtadiabatischer	233, 234
Gradientkraft	240
Gradient, trockenadiabatischer	221
Gradientwind	244
Graupel	927
Großer Halo	426
Grundsicht	403
Gust	923
Haarhygrometer	229
Hagel	422, 927–929

	Nummer
Halo (-Erscheinungen)	426
Halo, großer	426
Halo, kleiner	426
Handanemometer	238
Hangnebel	948
Harmattan	823
Hauptdruckfläche	112
Hauptluftmassen	602
Hauptregenbogen	426
Hauptwolkenuntergrenze	259
Haze	942
Hebung, erzwungene	405
Helium	302
Herlofson	401
Heterosphäre	302
Hildebrandsson	414
Himmelsbedeckung, Grad der	257
Hoch	655
Hochdruckgebiet	655—661
Hochdruckgürtel, subtropischer	502, 514
Hochdruckkeil	655
Hochdruckrücken	655
Hochdruckwetter	708, 710
Hochdruckzelle	508
Hoch, dynamisches	660
Hochnebel	945
Hoch, thermisches	656—659
Höhe der Wolkenuntergrenze	258
Höhenformel, barometrische	208
Höhenkaltfront	637
Höhenlage der Tropopause	307
Höhenmeßgerät, barometrisches	205, 210
Höhenmeßgerät in Luftfahrzeugen	205
Höhenstufe, barometrische	207
Höhentief	654
Höhenwarmfront	638
Höhenwetterkarte	112
Hohe Welle	812, 813
Homosphäre	302
Horizontale Luftdruckverteilung	206
Horizontaler Druckgradient	206
Horizontalkreis	426
Horizontalsicht	250
Howard	414

	Nummer
Hurricane	653
Hurrikan	653
Hydrometeore	420–422
Hygrometrie	229
ICAO	113
ICAO-Normatmosphäre	209
ICAO-Standardatmosphäre	209
Indifferentes Gleichgewicht	223
Indifferentes Gleichgewicht trockener Luft	223
Indischer Monsun	519–523
Initialwelle	646
Innertropische Konvergenz	502, 516
Innertropische Konvergenzzone	502, 516
Instabilitätslinie	642
Interferenz	425
International Civil Aviation Organization	113
Internationale Zivilluftfahrtorganisation	113
Interplanetärer Raum	305
Intertropical Convergence Zone (ITC)	516
Inversion	219, 411
Inversionsnebel	946
Ionosphäre	305, 315–319
Irisieren	426
Islandtief	514
Isobare	206
Isohypse	512
Isotherme	214, 510
Isothermie	219
ITC	516
Jahresgang der Lufttemperatur	218
Jet Stream	510, 953–957
Jod	302
Joule	325
Junge Zyklone	646, 647
Kabelung	248
Kalorie	325
Kaltfront	621, 630–635
Kaltfrontcharakter, Okklusion mit	638
Kaltfronten, Vereisung an	938
Kaltfronten, Wetter an	630–635
Kaltfront, Flugwetter an einer	706

	Nummer
Kaltfrontgewitter	916
Kaltfront, maskierte	635
Kaltluft	632, 633
Kaltlufthoch, polares	502
Kaltlufthoch, sibirisches	520
Kaltlufttropfen	511, 654
Kaltlufttropfen, Wetter an	654
Kamsin	822
Kämtz	414
Katalysatoren	302
Kelvin (-skala)	212
Kennzeichen einer Front	622, 623
Kinetische Energie	211
Klareis	931
Kleiner Halo	426
Klima, solares	214, 328
Kohlendioxyd	302
Kohlenmonoxyd	302
Kondensation	231, 233, 254, 341
Kondensationskerne	254, 304
Kondensationsniveau	233
Kondensationswärme	233, 341
Kondensstreifen	967, 968
Kontinentale Polarluft	614
Kontinentale Polarluft, gealterte	613
Kontinentale Tropikluft	611
Kontinentale Tropikluft, gemäßigte	612
Konvektion	338, 407, 925
Konvektionsgewitter	611, 919
Konvektionskondensationsniveau	401, 408
Konvektionsströme	223
Konvergenz	247
Konvergenzlinie	247, 642
Konvergenz, innertropische	502, 516
Konvergenzzone, innertropische	502, 516
Konvergierender Bodenwind	506
Korona	426
Kraft der Erdrotation, ablenkende	241, 242, 504
Krypton	302
Küstennebel	947
Labiler Luftmasse, Wolkenbildung in	407-411
Labiles Gleichgewicht	223
Labiles Gleichgewicht trockener Luft	223

	Nummer
Labilisierung der Luftschichtung	223
Labilität	223, 235, 410
Labilität, bedingte	235
Labilität der unteren Luftschichten	409
Labilitätsenergie	401
Lamarck	413
Laminare Strömung	814
Landschaftsgebundene Winde	818–824
Landwind	826, 827
Latente Wärme	231
Lebenslauf einer Gewitterwolke	907
Lebenslauf von Tiefdruckgebieten	645–647
Lee	237
Leewellen	812, 926
Leichte Turbulenz	926
Leichte Vereisung	932
Leuchtende Nachtwolken	314
Lichtsäule, weiße	426
Light Icing	932
Line Squall	643, 923
Linienbö	643, 923
Lithometeore	423, 424
Lokale Windsysteme	825–830
Low-Level Jet	958–960
Luftdichte	207
Luftdruck (Begriff)	202
Luftdruck (Meßgröße)	203
Luftdruckgradient	206, 240
Luftdruckgürtel	502
Luftdruckmessung	204
Luftdrucktendenz	206
Luftdruckverteilung, horizontale	206
Luftentladung	428
Luftfahrzeugen, Höhenmeßgeräte in	205
Luftfeuchtigkeit	224
Luftfeuchtigkeit, Arten der Messung der	229
Luftfeuchtigkeitsmessung, elektrochemische	229
Luftkapsel als Filter	329, 330
Luftmasse, labile	407
Luftmassen	601–617
Luftmassengewitter	918–920
Luftmassengrenze	641
Luftmassen, Mischung von	406
Luftmassen, Vereisung in	940

	Nummer
Luftschichten, Labilität der unteren	409
Luftschichtung, Labilisierung der	223
Luftschichtung, Stabilisierung der	223
Lufttemperatur auf der Erde, Verteilung der	214-217
Lufttemperatur, Jahresgang der	218
Lufttemperatur, jährliche Schwankung der	218
Lufttemperatur, Messung der	213
Lufttemperatur, tägliche Schwankung der	218
Lufttemperatur und Höhe	219
Luft, Wasserdampfgehalt der	224-228, 303
Luv	237
Magnetische Stürme	317
Magnetosphäre	305, 320
Mallungen	516
Maritime Polarluft	616
Maritime Polarluft, gealterte	617
Maritime Tropikluft	607, 608
Maritime Tropikluft, gemäßigte	609
Markante Böen	923
Maskierte Kaltfront	635
Massenaustausch	340
Mäßige Turbulenz	926
Mäßige Vereisung	932
Maximum, barometrisches	655
Mesosphäre	305, 313
Messung der Lufttemperatur	213
Meteore	260, 420-428
Meteorologie, synoptische	102, 104
Meteorologischer Äquator	515, 516
Meteorologische Sicht	250
Methan	302
Millibar	203
Millimeter	203
Minimum, barometrisches	645
Mischungsnebel	951
Mischungsverhältnis	226
Mischung von Luftmassen	406
Mist	422
Mistral	819
Moderate Icing	932
Monsun	518-525
Monsun, Europäischer	524, 525
Monsun, Indischer	519-523

	Nummer
Nachtwolken, leuchtende	314
Nebel	422, 802, 803, 941, 943-952
Nebelbogen	426
Nebel über Schneedecken	952
Nebengegenmond	426
Nebengegensonne	426
Nebenmond	426
Nebenmondkreis	426
Nebenregenbogen	426
Nebensonne	426
Nebensonnenkreis	426
Neon	302
Neutrosphäre	305
Niederschlag	255
Nieseln	422
Nimbostratus	417
Nordost-Passat	515
Nordstau am Alpenrand	807
Normatmosphäre, ICAO-	209
Numerische Verfahren	115
Oberer Berührungsbogen	426
Oberer Zirkumzenitalbogen	426
Offene Welle	646
Okkludiertes Tief	646
Okklusion	621, 636-639, 707, 939
Okklusionen, Vereisung an	939
Okklusionen, Wetter an	636-639
Okklusion, Flugwetter an einer	707
Okklusion mit Kaltfrontcharakter	638
Okklusion mit Warmfrontcharakter	637
Okklusion, zurückgebogene (zurückkehrende)	639
Orographische Gewitter	920
Ozon	302, 312
Passage einer Front	622
Passate	515, 520, 521
Passatinversion	515
Passatkreislauf	515
Passatzirkulation	515
Perihel	325
Permanenter Wirbel	814
Photometeore	425, 426
Pistensichtbereich	253

	Nummer
Polares Kaltlufthoch	502
Polarfront	619, 647
Polarkalotten	328
Polarlicht	317, 428
Polarluft	602-604
Polarluft, arktische	615
Polarluft, gealterte kontinentale	613
Polarluft, gealterte maritime	617
Polarluft, kontinentale	614
Polarluft, maritime	616
Potentielle Temperatur	222
Protonosphäre	305, 315
Psychrometer, Aspirations-	229
Psychrometrie	229
Quecksilberbarometer	204
Quellwolken, Vereisung in	936
Radiosonde	103
Rauch	424
Rauheis	931
Rauhrost	422
Rauhreif	422
Raum, interplanetarer	305
Reflexion	255, 329, 425
Refraktion	425
Regen	422
Regenbogen	426
Regen, gefrierender	422
Reibung	245, 505, 921, 922
Reif	422, 931
Reifestadium der Gewitterzelle	911
Reifgraupel(n)	422
Relative Feuchtigkeit	227
Renou	414
Rotorturbulenz	814
Rotorwolken	814
Runway Visual Range	253
Samum	824
Sandfegen	424
Sandsturm	424
Sandtreiben	424
Sandwirbel	424

	Nummer
Sankt Elmsfeuer	428
Sattel	655
Sättigungsdampfdruck	226
Sauerstoff	302
Schalenkreuzanemometer	238
Schauer, vorgewittrige	902
Scherhag	605, 606
Scherungsturbulenz	924
Scherwind	243
Schichtung der Atmosphäre	305
Schichtwolken, Vereisung in	935
Schmelzwärme	230
Schnee	422
Schneefegen	422
Schneeglätte	422
Schneegriesel	422
Schneetreiben	422
Schönwettercumuluswolken	408
Schrägsicht	252
Schwefeldioxyd	302
Schwefelsäure	302
Schwefeltrioxyd	302
Scirocco	820
See, Bögigkeit über	804
Seegang	248
See, Gewitter über	805
Seenebel	802, 803, 947
Seerauch (arktischer)	950
See, Wetter über	801–805
Seewind	826, 827
Sekundäre Warmfront	639
Severe Icing	932
Sibirisches Kaltlufthoch	520
Sicht	249–253
Sichtbare Strahlung	332
Sicht, meteorologische	250
Smog	943
Solares Klima	214, 328
Solarkonstante	325
Sommeranfang	328
Sommermonsun	519
Sommersolstitium	328
Sommersonnenwende	328
Sonnenflecken	317

	Nummer
Sonneneruptionen	317
Sonnenlichts, ultravioletter Anteil des	312
Sonnenstrahlung	325, 332, 333
Spezifische Wärme	215
Spiegelung	425
Sprühregen	422
Sprühregen, gefrierender	422
Spuren von Vereisung	932
Squall	923
Squall Lines	643, 923
Stabiler Atmosphäre, Wolkenbildung in	403-406
Stabiles Gleichgewicht	223
Stabiles Gleichgewicht trockener Luft	223
Stabilisierung der Luftschichtung	223
Stabilität	223, 235, 410
Stabilitätsenergie	401
Standardatmosphäre, ICAO-	209
Starke Turbulenz	926
Starke Vereisung	932
Stationäre Fronten	640
Stationäre Fronten, Vereisung an	939
Stau	806, 807
Staubdunst	424
Staubfegen	424
Staubsturm	424
Staubtreiben	424
Staubwirbel	424
Stickdioxyd	302
Stickoxyd	302
Stickstoff	302
Strahlstrom	510, 953-957
Strahlstrom, bodennaher	958-960
Strahlung	322-336
Strahlungshochnebel	946
Strahlung, sichtbare	332
Strahlungsnebel	944
Strahlungsschutzgehäuse	213
Strahlung, unsichtbare	332
Stratocumulus	403, 417
Stratosphäre	305, 311, 312
Stratus	417
Stratusbewölkung	403
Strömung, antizyklonale	608
Strömung, zyklonale	607

	Nummer
Stürme, magnetische	317
Stürme, tropische	653
Sublimation	230, 254
Subpolare Tiefdruckrinne	502, 514
Subtropischer Hochdruckgürtel	502, 514
Südföhn	809
Südostpassat	515
Synoptische Meteorologie	102, 104
Tagundnachtgleichen	328
Taifun	653
Taino	653
Talwind	828, 829
Tau	422
Taupunkt	228
Taupunktdifferenz	228
Tau, weißer	422
Temperatur	211
Temperaturabnahme, feuchtadiabatische	234
Temperaturgefälle, trockenadiabatisches	221
Temperaturgradient	219
Temperaturgradient, adiabatischer	223
Temperaturgradient, feuchtadiabatischer	234
Temperaturgradient, trockenadiabatischer	221
Temperatur, potentielle	222
Temperaturskala, absolute	212
Temperaturskalen	212
Temperaturumkehrschicht	306
Temperatur, virtuelle	232
Temperatur, wahre	213
Tetalux	213, 229
Thermik	338
Thermikschläuche	338, 925
Thermischer Wind	243
Thermisches Hoch	656-659
Thermische Turbulenz	925
Thermodynamisches Diagrammpapier	401
Thermometer	213
Thermosphäre	305
Tief	645
Tiefdruckgebiet	645-657
Tiefdruckgebieten, Lebenslauf von	645-647
Tiefdruckgebieten, Zugstraßen von	649
Tiefdruckrinne, äquatoriale	502

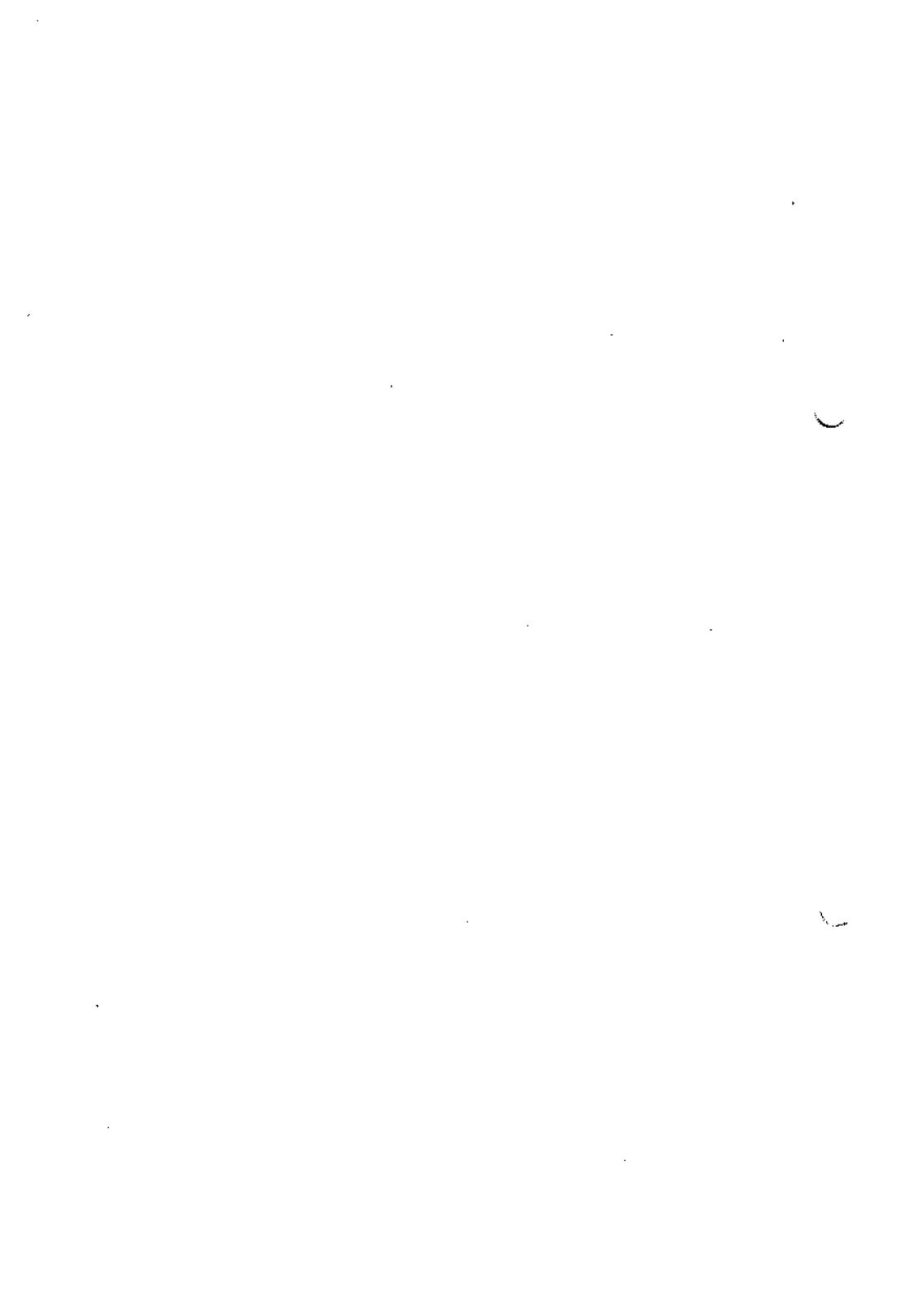
	Nummer
Tiefdruckrinne, subpolare	502, 514
Tief, okkludiertes	646
T, log p-Diagramm	401
Torr	203, 230
Trace of Icing	932
Trockenadiabatische Abkühlung	408
Trockenadiabatischer Gradient	221
Trockenadiabatisches Temperaturgefälle	221
Trockenadiabatischer Temperaturgradient	221
Trockener Dunst	424, 942
Troglinien	644
Trombe	422
Tropenzone	328
Tropikluft	603, 605
Tropikluft, afrikanische	610
Tropikluft, gemäßigte kontinentale	612
Tropikluft, gemäßigte maritime	609
Tropikluft, kontinentale	611
Tropikluft, maritime	607, 608
Tropische Depressionen	653
Tropische Stürme	653
Tropische Zyklonen	651-653
Tropopause	306-310
Tropopause, Höhenlage der	307
Tropopausentemperatur	307, 308
Troposphäre	305-310
Troposphäre, Wasserdampfgehalt der	308, 311, 312
Turbulenz	239, 339, 340, 921-926, 961-966
Turbulenz, dynamische	403, 922
Turbulenz, extreme	926
Turbulenz in wolkenfreier Luft	961-966
Turbulenz, leichte	926
Turbulenz, mäßige	926
Turbulenz, starke	926
Turbulenz, thermische	925
Turbulenz, vertikale	925
Überlagerung	425
Ultrastrahlung	317
Ultravioletter Anteil des Sonnenlichts	312
Unsichtbare Strahlung	332
Unterer Berührungsbogen	426
Unterer Zirkumzenitalbogen	426.

	Nummer
Untersonne	426
Ursachen der Zirkulation	503–517
Van Bebbler	649
Verdampfungswärme	230
Verdunstung	230, 341
Verdunstungsvorgang	230
Vereisung	930–940
Vereisung an Kaltfronten	938
Vereisung an Okklusionen und stationären Fronten	939
Vereisung an Warmfronten	937
Vereisung in Luftmassen	940
Vereisung in Quellwolken	936
Vereisung in Schichtwolken	935
Vereisung, leichte	932
Vereisung, mäßige	932
Vereisung, Spuren von	932
Vereisung, starke	932
Vereisungszonen in der Atmosphäre	933
Vereisung, Wetterlage und	937–940
Vereisung, Wolken und	934–936
Vergangenes Wetter	260
Verteilung der Lufttemperatur auf der Erde	214–217
Vertikalaufbau der Atmosphäre	305
Vertikale Turbulenz	925
Vertikalsicht	252
Virtuelle Temperatur	232
Vorgewittrige Schauer	902
Wahre Temperatur	213
Wärme	211
Wärmegewitter	919
Wärmehaushalt der Atmosphäre	321
Wärme, latente	231
Wärmeleitung	337
Wärmemenge	211
Wärme, spezifische	215
Wärmetransport in die Atmosphäre	331–341
Wärmeübertragung innerhalb der Atmosphäre	331–341
Warmfront	621, 624–629, 703
Warmfrontcharakter, Okklusion mit	637
Warmfront, Durchgang einer	629
Warmfronten, Vereisung an	937

	Nummer
Warmfronten, Wetter an	624-629
Warmfront, Flugwetter an einer	704
Warmfrontgewitter	915
Warmfront, sekundäre	639
Warmluft,	626-631, 634, 636
Warmluft, feuchte	626, 627, 631, 634
Warmluft, labile	627
Warmluft, stabil geschichtete	626, 631, 634
Warmluft, trockene	628
Warmsektor	621
Wasserdampf	225
Wasserdampfgehalt der Luft	224-228, 303
Wasserdampfgehalt der Troposphäre	308, 311, 312
Wasserdampf, Meßgröße	226
Wasserstoff	302
Weißer Lichtsäule	426
Weißer Tau	422
Welle, hohe	812, 813
Wellen an der Front	620
Wellenströmung	646, 814
Welle, offene	646
Weltorganisation für Meteorologie	113
Westdrift, zonale	510
Wetter	201
Wetter an Gebirgen	806-817
Wetter an Kaltfronten	630-635
Wetter an Kaltlufttropfen	654
Wetter an Okklusionen	636-639
Wetter an Warmfronten	624-629
Wetterbeobachtungen	103
Wetterelemente	117, 201
Wettererscheinungen an Fronten	624-641
Wetter, gegenwärtiges	260
Wettergeschehen, antizyklonales	708-710
Wettergeschehen, zyklonales	701-707
Wetterkarten	111
Wetterlage und Vereisung	937-940
Wetterleuchten	903
Weterradargerät	105
Weterrakete	107
Wettersatelliten	108
Wetterschlüssel	109
Wetter über See	801-805
Wetterverlauf	260

	Nummer
Wetter zur Zeit der Beobachtung	260
Willy-Willy	653
Wind	236-248
Winddrehung mit der Höhe	246
Winde, landschaftsgebundene	818-824
Windfahne	237
Wind, geostrophischer	243
Windgeschwindigkeit	238
Windgürtel der Erde	502
Windrichtung	237
Windrichtungsscherung	236
Windsack	237
Windscherung	236, 924
Windsee	248
Windstärke	238
Windsysteme, lokale	825-830
Wind, thermischer	243
Windvektor	236
Windverhältnisse an Bodenerhebungen	815-817
Windweg	238
Winteranfang	328
Wintermonsun	520
Wintersolstitium	328
Wintersonnenwende	328
Wirbel	646, 647
Wirbel, Auge des	652
WMO	113
Wolken	254-259, 413, 414
Wolkenarten	415
Wolkenatlas	414
Wolkenauflösung	412
Wolkenbildung in labiler Atmosphäre	407-411
Wolkenbildung in stabiler Atmosphäre	403-406
Wolkenblitz	428
Wolkenentladung	428
Wolken, Entstehung der	254
Wolkenformen	256
Wolkenfreier Luft, Turbulenz in	961-966
Wolkengattungen	415, 417
Wolkenhöhe	258, 419
Wolkenklassifikation	413, 415-418
Wolkenstockwerke	419
Wolken und Vereisung	934-936
Wolkenuntergrenze, Höhe der	258

	Nummer
World Meteorological Organization	113
Xenon	302
Zeit der Beobachtung, Wetter zur	260
Zirkulation der Atmosphäre	501-528
Zirkulation, Einfluß der Hochgebirge auf die	526-528
Zirkulation, Ursachen der	503-517
Zirkumzenitalbogen, oberer	426
Zirkumzenitalbogen, unterer	426
Zonale Westdrift	510
Zonen, gemäßigte	328
Zugstraße Vb	650
Zugstraßen von Tiefdruckgebieten	649
Zurückgebogene (Zurückkehrende) Okklusion	639
Zusammensetzung der Atmosphäre	301-304
Zustandsänderungen, adiabatische	221, 401
Zustandsänderungen feuchter Luft, adiabatische	233
Zustandsänderungen trockener Luft, adiabatische	220-222
Zwischenhoch	661
Zyklonale Strömung	607
Zyklonales Wettergeschehen	701-707
Zyklone	645
Zyklone, junge	646, 647
Zyklonenfamilie	648
Zyklonen, tropische	651-653



Änderungsnachweis

Änderungsanweisung		durchgeführt		Bemerkungen
Nr	Datum	von (Dienststelle und Namenszeichen)	am	

Änderungsnachweis

Änderungsanweisung		durchgeführt		Bemerkungen
Nr	Datum	von (Dienststelle und Namenszeichen)	am	