

**Physik der Atmosphäre**  
**als Additum in der 11. Jahrgangsstufe**  
**am mathematisch-naturwissenschaftlichen**  
**Gymnasium**

**Schriftliche Hausarbeit zur wissenschaftlichen Prüfung  
für das Lehramt an Gymnasien in Bayern  
LPO I**

**Fachgebiet: Physik (Fachdidaktik)**

**vorgelegt von  
Christian Flemisch**

**Das Thema der Arbeit wurde gestellt von  
Herrn Prof. Dr. Dr. Hartmut Wiesner**

**Abgabetermin: Januar 1997**

# Physik der Atmosphäre als Additum in der 11. Jahrgangsstufe am mathematisch-naturwissenschaftlichen Gymnasium

## Inhaltsverzeichnis:

<b>Vorwort</b> (Intension der Arbeit, Überblick über ihre Gliederung, <u>Grundtenor dabei</u> : Was kann man beobachten, wie kann man es physikalisch erklären und was ist daraus ableitbar ? → Hinführung zur eigenen Erstellung einer Wettervorhersage → Physik soll als nutzbringend und anwendungsorientiert empfunden werden)	<b>4</b>
<b>1. Meteorologische Grundlegung und Hintergrundwissen für den Unterricht</b>	<b>6</b>
1.1. Das Klima in Süddeutschland, die Westwindzone im planetarischen Windsystem in Bezug auf Hoch- und Tiefdruckentstehung sowie die wichtigsten charakteristischen Wetterlagen im süddeutschen Raum	6
1.1.1. Einordnung des Klimas im süddeutschen Raum in die verschiedenen Klimazonen	6
1.1.2. Die wetterwirksame Schicht der Atmosphäre und die in ihr auf Mitteleuropa wirkende Westwindzone im planetarischen Windsystem (hier: genaue Betrachtung der windablenkenden Corioliskraft und der Druckgradientkraft)	15
1.1.3. Hoch- und Tiefdruckgebiete, ihre Entstehung und ihre typischen Merkmale in Bezug auf das Wettergeschehen	34
1.1.4. Charakteristische Wetterlagen im süddeutschen Raum	49
1.2. Die verschiedenen lokal beobachtbaren Wetterphänomene, ihre physikalische Erklärung und ihre Bedeutung für das Wettergeschehen	64
1.2.1. Windsysteme (Land-, See-, Berg-, Talwind, dynamischer Hangauf-, Hangabwind, Konvektion → Thermik)	64
1.2.2. Wolken: Entstehung, Klassifikation und Wetterbedeutung ( a) Konvektionswolken, b) Schichtwolken, c) Orographische (= geländebedingte) Wolken, d) Sonderformen von Wolken )	75
1.2.3. Niederschlagsbildung und Niederschlagsarten ( Regen, Schnee, Graupel, Hagel, Tau, Reif,... )	100
1.2.4. Gewitter: Entstehung und seine Vorhersage	112

1.2.5. Optische Erscheinungen in ihrer Wetterbedeutung	123
<b>2. Möglichkeit einer Unterrichtssequenz zum Additum Physik der Atmosphäre:</b>	<b>138</b>
2.1. Überblick über die Unterrichtseinheit und Vergleich mit dem Vorschlag im Lehrplan	138
2.2. Unterrichtssequenz zum Additum Physik der Atmosphäre ( Inhaltsübersicht hierzu siehe Tabelle 10 auf den Seiten 138/139 )	141
<b>3. Literatur:</b>	<b>285</b>
3.1. Überblick über empfehlenswerte Literatur	285
3.1.1. Literatur über bereits gemachte Erfahrungen von Lehrern bezüglich des Additums Physik der Atmosphäre	285
3.1.2. Literatur über die Lehre der Meteorologie an Gymnasien, in der Schule allgemein	285
3.1.3. Empfehlenswerte Literatur für Schüler und Lehrer	286
3.1.4. Literatur zur Fortbildung des Physiklehrers auf dem Gebiet der Meteorologie	290
3.1.5. Literatur in Bezug auf eine wissenschaftliche Vertiefung auf dem Gebiet der Meteorologie	290
3.2. Quellenangabe und Anmerkungen	292
<b>Erklärung</b>	<b>322</b>

## Vorwort:

Tagtäglich ist jeder von uns, ob Lehrer oder Schüler oder andere Personengruppen, mit dem Wettergeschehen konfrontiert. Dies zeigt sich in den üblichen Fragen: Wie wird das Wetter morgen? Kann ich morgen zum Baden an den See? Es scheint draußen ziemlich düster zu sein: Wird es gleich regnen? Brauche ich jetzt einen Schirm oder nicht?

Meist verläßt man sich dann in solchen Situationen auf den Wetterbericht in Zeitungen, Rundfunk oder Fernsehen. Da sich dieser jedoch meist auf eine größere Region bezieht und oft nur einen groben Gesamtüberblick über das zu erwartende Wetter vorstellt, ist er für den lokalen Bereich und die momentane Situation eines Beobachters oft nicht ausreichend, um die gegenwärtige Wettersituation und die weitere Entwicklung abschätzen zu können. In diesem Zusammenhang ist es natürlich von großem Vorteil, selbst von der Wetterkunde und den Prozessen in der Atmosphäre, also von der Meteorologie als Lehre von den Vorgängen und der Physik der Atmosphäre<sup>1)</sup> genügend bescheid zu wissen.

Speziell an Gymnasien lernt der Schüler zwar viel Wissenswertes in Physik, jedoch von der Physik, die sich in der Natur als Wetter tagtäglich und jederzeit abspielt und die damit für ihn wie für uns alle von großer Bedeutung ist, hört er meist nur am Rande etwas, wenn überhaupt. Es besteht jedoch nach Lehrplan für den Physiklehrer die Möglichkeit, an mathematisch-naturwissenschaftlichen Gymnasien in der 11. Jahrgangsstufe den Schülern die Physik der Atmosphäre nahezubringen. Nach dem Lehrplan sollen nämlich hier in der 11. Jahrgangsstufe nach Behandlung der Mechanik den Schülern in jeweils etwa 14 Unterrichtsstunden 2 Addita (Zusatzthemen) vorgestellt werden. Darunter befindet sich auch das Additum Physik der Atmosphäre (siehe hierzu KWMBL I So.-Nr. 9/1991, S. 1287 !). Die vorliegende Arbeit wendet sich in diesem Sinne vor allem an Physiklehrer an Gymnasien, die dieses Additum behandeln, sich auf diesem Gebiet fachlich bilden bzw. sich fortbilden wollen und sich orientieren möchten, wie man eine dazu passende Unterrichtssequenz aufbauen und dazugehörige Unterrichtsabläufe gestalten könnte. So soll also hiermit auch die eventuell vorhandene Scheu vor der Wahl dieses Additums genommen werden.

**Zum Inhalt:** Zunächst soll im 1. Teil dieser Arbeit (= Kapitel 1) dem Lehrer das wichtigste Wissen über Wetter und Klima in Bezug auf den Unterricht, über Wettervorhersagemöglichkeiten für den einzelnen als Nichtmeteorologe, also das wichtigste Hintergrundwissen für den Unterricht bereitgestellt werden. Anschließend wird darauf basierend im 2. Teil eine von mir selbst entworfene, mögliche Unterrichtssequenz vorgestellt. Diese besteht aus 26 Unterrichtsstunden zu den verschiedensten Themen, die im Additum behandelt werden können. Dabei müssen aber nicht alle Stunden gehalten werden, sondern der Lehrer kann sie selbst frei auswählen, wobei er sich an den vorgegebenen Leitfaden halten kann. 15 dieser Unterrichtsstunden wurden gegen Ende des Schuljahres 1995/96 am Gymnasium Puchheim in der Klasse 11 a gehalten und dadurch erprobt.

Es durchzieht die ganze Arbeit, v. a. viele Unterrichtseinheiten hindurch, der Grundtenor: Was ist beobachtbar, wie ist es physikalisch erklärbar und was ist daraus für das gegenwärtige und weitere Wettergeschehen ableitbar ?

Denn es soll die Physik der Atmosphäre im Unterricht nicht nur rein theoretisch behandelt werden, sondern sie soll vor allem ihre Anwendung finden in Versuchen und in der Wettervorhersage. Das heißt, die Schüler sollen darauf hingeführt werden, eine momentane Wetterlage richtig zu erkennen und eigene Wetterprognosen zu erstellen. Physik soll in diesem Zusammenhang als eine nutzbringende Hilfe für jedermann verstanden und erlebt werden und nicht als eine sinnlose Plage und Rechnerei. Daher dürfen nicht ausschließlich physikalische Tatsachen dargestellt werden, wie dies in einigen Büchern zur Meteorologie der Fall ist, sonst

kommt bald die Frage beim Schüler auf: "Wozu brauche ich das überhaupt?" Außerdem ist ja ohnehin die Meteorologie ohne die Wettervorhersage nicht denkbar, wenn sie nicht reiner Selbstzweck sein soll.

Wie die eigens erprobten Unterrichtsstunden am Gymnasium Puchheim bei den Schülern Anklang fanden, was man besser, anders machen könnte, erläutere ich im 2. Kapitel gleich im Anschluß an den jeweils dargestellten Unterrichtsverlauf.

Am Schluß meiner Arbeit habe ich im 3. Kapitel noch eine ausführliche Literaturliste mit eigener Wertung zusammengestellt, die aufzeigen soll, welche Literatur für Schüler bzw. Lehrer geeignet ist, die in die Wetterkunde einsteigen, sich auf dem Gebiet der Meteorologie fortbilden oder sich gar wissenschaftlich vertiefen wollen.

Besonders bedanken möchte ich mich bei denen, die mir während der Erstellung meiner Zulassungsarbeit in irgendeiner Weise behilflich waren:

- bei Herrn Professor Dr. Dr. Wiesner, der mir das Thema der Zulassungsarbeit zugeteilt hat,
- bei Herrn Berger, der mich als wissenschaftlicher Mitarbeiter im Lehrstuhl für Didaktik der Physik bei der Bearbeitung meines Themas betreut hat,
- bei Herrn Dr. Fröhlich, dem Oberstudiendirektor des Gymnasiums Puchheim, der mein Praktikum begleitend zur Zulassungsarbeit genehmigt hat,
- bei Herrn Dr. Bube, der die Organisation des Praktikums begleitend zur Zulassungsarbeit übernommen hat,
- bei Herrn Bertl, dem Physiklehrer der 11 a in Puchheim, in dessen Klasse ich 7 Unterrichtsstunden halten durfte, und der 8 Stunden meiner entworfenen Sequenz selbst übernommen hat.

Wasserburg am Inn, den

eigenhändige Unterschrift  
Christian Flemisch

# 1. Meteorologische Grundlegung und Hintergrundwissen für den Unterricht

## 1.1. Das Klima in Süddeutschland, die Westwindzone im planetarischen Windsystem in Bezug auf Hoch- und Tiefdruckentstehung sowie die wichtigsten charakteristischen Wetterlagen im süddeutschen Raum

### 1.1.1. Einordnung des Klimas im süddeutschen Raum in die verschiedenen Klimazonen:

Bezogen auf einen Ort oder eine Region versteht man unter *Wetter* den Zustand der Atmosphäre zu einem bestimmten Zeitpunkt und unter *Witterung* den allgemeinen, durchschnittlichen oder auch vorherrschenden Charakter des Wetterablaufs in einem Zeitabschnitt von einigen Tagen bis zu maximal mehrere Wochen.<sup>2)</sup> Dagegen meint man mit dem Begriff *Klima* zum einen "die Gesamtheit der atmosphärischen Zustände und Vorgänge in einem hinreichend langen Zeitraum" (meist mehrere Jahre), "beschrieben durch den mittleren Zustand (Mittelwerte) sowie durch die auftretenden Schwankungen (Streuungen, Häufigkeitsverteilung, Extremwerte usw.)"<sup>3)</sup>, zum anderen aber auch den im Mittel annähernd zu erwartenden Witterungsablauf innerhalb eines Jahres am jeweiligen Ort bzw. Gebiet.<sup>4)</sup> Die das Klima charakterisierenden Elemente (Klimaelemente) sind dabei Temperatur, Niederschlag, Verdunstung, Feuchte, Bewölkungsgrad, Sonnenscheindauer, Wind, Breitengrad des betrachteten Orts, usw. .

Je nachdem, nach welchen Kriterien man die Klimate einteilt, d.h. je nachdem, welche Klimaelemente man betrachtet und wie man die Abgrenzungen festlegt, ergeben sich verschiedene Klimaklassifikationen.<sup>5)</sup>

So besteht die Möglichkeit, nur den geographischen Breitengrad zur Klimaeinteilung zu betrachten. Es ergeben sich dann nach der sogenannten mathematischen Klimaklassifikation 5 Klimazonen, die beiden Polarzonen, die beiden Übergangszonen von den Polarkreisen ( $66,5^\circ$  N/S) bis zu den Wendekreisen ( $23,5^\circ$  N/S) und die zwischen beiden Wendekreisen liegende Tropenzone.<sup>6)</sup> Süddeutschland liegt demnach in der sogenannten Übergangszone. Diese Klassifikation lehnt sich eng an den etymologischen Ursprung des Wortes Klima an, denn dieses "kommt aus dem Griechischen und bedeutet so viel wie Neigung, Schräge. Gemeint ist damit die Sonnenstrahlung, die in den Tropen steil, zu den Polargebieten aber immer flacher auf die Erde einfällt."<sup>7)</sup> Diese Klimaeinteilung ist jedoch völlig unzureichend, wenn man bedenkt, daß auch die Sahara demnach genauso in die Übergangszone gehört wie Süddeutschland, aber das Wüstenklima der Sahara gewiß eine anderes ist, als wir es in Süddeutschland antreffen. Der Einfluß der atmosphärischen Zirkulation und der Land-Meer-Verteilung bleibt hier also vollkommen unberücksichtigt.

Eine weitere Klimaklassifikationsmöglichkeit ist die, eine Einteilung nur nach den hydrologischen Gesichtspunkten vorzunehmen. So unterschied A. Penck (1910) das humide Klima in einem Gebiet, in dem die fallende Niederschlagsmenge größer als die Verdunstung ist, das aride Klima dort, wo mehr Wasser verdunstet als als Niederschlag auftritt und das nivale Klima, wo der Niederschlag als Schnee fällt und diese Niederschlagsmenge größer als die Ablation ist, d.h. als der Schneeschwund durch Verdunstung, Schmelzen und Schneetreiben.<sup>8)</sup> Süddeutschland befindet sich nach dieser Klimaeinteilung im humiden Klimabereich. Daß auch diese Klassifikation unzureichend

ist, zeigt sich sofort, wenn man bedenkt, daß demnach das Klima des Tropischen Regenwaldes ebenso wie unseres in Süddeutschland ein humides, aber beide Klimate gewiß miteinander nicht vergleichbar sind. Es wird also hier v.a. die Temperatur und Niederschlagsmenge unzureichend betrachtet.

Eine effektive Klimaklassifikation, die heute weltweit nach wie vor Gebrauch findet und die gemittelten Niederschlag, gemittelte Temperatur und deren Bezug zur Vegetation miteinschließt, ist "die nach jahrzehntelanger Feilarbeit fertiggestellte Endfassung von 1936 des deutsch-russischen Klimatologen Wladimir Köppen."<sup>9)</sup>

Bei dieser Klimaklassifikation ist von Mittelwerten die Rede. Die Bildung von Mittelwerten ist bei Niederschlägen kein Problem. Es handelt sich hier ausschließlich um arithmetische Mittelwerte. So berechnet sich z.B. der mittlere Jahresniederschlag eines Orts als Summe der Niederschlagshöhen der betrachteten Jahre in cm oder mm gemessen geteilt durch die Anzahl dieser zugrunde gelegten Jahre (zur Niederschlagsmessung siehe auch 19. Unterrichtsstunde in Kapitel 2). Ebenso verfährt man bei der Berechnung des mittleren Monatsniederschlags. Hat man die Niederschlagsmengen eines bestimmten Monats von  $i = 1$  bis  $i = x$  Jahren vorliegen, so ergibt sich als *mittlerer Monatsniederschlag*  $\frac{1}{x} \sum_{i=1}^x$  (Niederschlagshöhe des Monats im Jahre  $i$ ).

Wie verfährt man jedoch bei der Temperatur (zur Temperaturmessung und Meßvorkehrungen siehe Kapitel 2.2., 1.Stunde) ?

Das genaue Tagesmittel der Temperatur bestimmt sich mathematisch exakt durch

$$T_M = \frac{\int_0^{24} T(t) dt}{\int_0^{24} dt} = \frac{1}{24} \int_0^{24} T(t) dt, \text{ wenn } T(t) \text{ die Funktion der Temperatur in Abhängigkeit}$$

von der Tageszeit  $t$  (gemessen in Stunden) gegeben ist. Der Thermograph als meteorologisches Meßinstrument liefert zwar als Registrierkurve den Graphen der Temperatur in Abhängigkeit von der Tageszeit, jedoch ist diese Funktion  $T(t)$  gewiß nicht in einen analytischen mathematischen Ausdruck faßbar, geschweige denn analytisch integrierbar, zumal der Graph dieser Funktion tagtäglich eine andere Gestalt annimmt, auch wenn er in seinem Verlauf in etwa die gleiche Form hat (niedrigste Temperatur kurz vor Sonnenaufgang, höchste Temperatur etwa zwei Stunden nach Sonnenhöchststand<sup>10)</sup>).

Zwei typische Tagestemperaturverläufe zeigt folgende Abbildung:

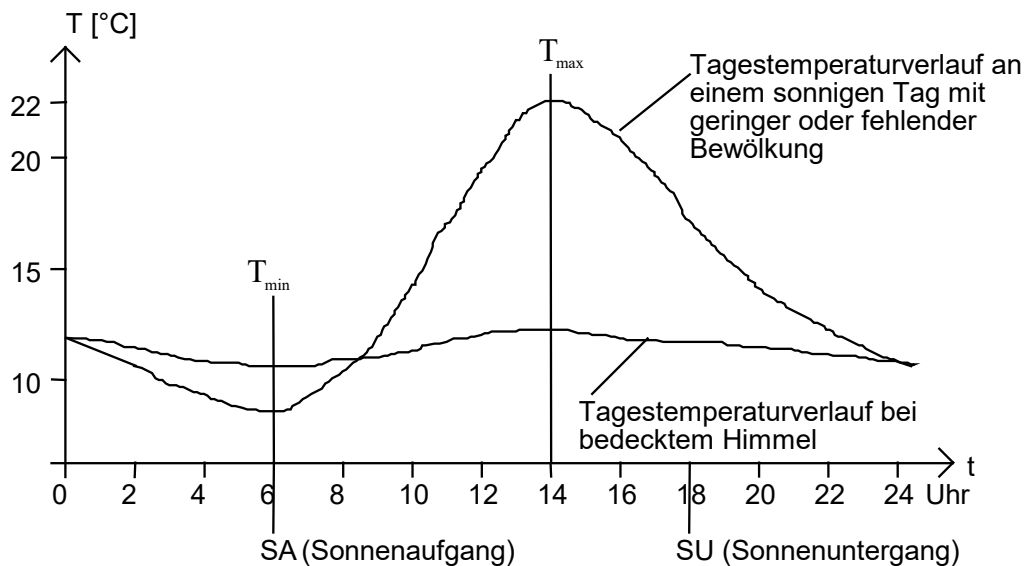


Abb. 1

Ein relativ genaues Tagesstemperaturmittel erhält man nun dennoch, wenn man in soviel zeitlich äquidistanten Schritten wie möglich die Tagesstemperaturen festhält, diese summiert und die Summe durch die Anzahl der aufsummierten Temperaturwerte teilt. Dies entspricht dann der Approximation des obigen Integralausdrucks für  $T_M$ . "Da jedoch für die große Zahl der Beobachtungsstationen keine Meßkurven, sondern nur drei Meßdaten zur Verfügung stehen, berechnet man das Tagesmittel nach einer Näherungsformel, deren Ergebnis vom wahren Mittelwert im Normalfall nur geringfügig abweicht. Man erhält diesen Mittelwert, indem man die Summe der Meßwerte von 7 Uhr, 14 Uhr und des doppelt genommenen Wertes von 21 Uhr bildet und durch 4 dividiert."<sup>11)</sup> Diese Lösung wurde bereits 1790 im ersten großräumigen Beobachtungsnetz, dem der Sozietas Meteorologia Palatina der kurpfälzischen Akademie in Mannheim eingeführt und hat sich in großen Teilen der Welt durchgesetzt. So heißen die eben genannten 3 Beobachtungstermine 7, 14 und 21 Uhr auch Mannheimer Stunden.

Aus den Tagesmitteln kann man nun durch arithmetische Mittelbildung die Repräsentationswerte für längere Zeiträume (Monate  $\rightarrow$  Monatsmitteltemperatur / Jahr  $\rightarrow$  Jahresmitteltemperatur) und weiter durch Mittelbildung gleicher Art über viele Jahre die sogenannten klimatologischen Mittelwerte errechnen ( mittlere Monatstemperatur oder mittlere Monatsmitteltemperatur / mittlere Jahrestemperatur oder mittlere Jahresmitteltemperatur genannt ).<sup>12)</sup>

Nun aber zur **Klimaklassifikation von Wladimir Köppen:**

Er unterscheidet **5 Hauptklimat:**

#### **A) Tropische Regenklimate (A-Klimate)**

Kennzeichen:  $\rightarrow$  Monatsmitteltemperatur in keinem Monat unter  $18^{\circ}\text{C}$ .

#### **B) Trockenklimate (B-Klimate)**

Kennzeichen:  $\rightarrow$  vorherrschendes Verhältnis von hoher Temperatur zu geringem Niederschlag.

$\rightarrow$  Charakterisierung durch das Verhältnis von Temperatur und Jahresniederschlag, wobei die Abgrenzung gegenüber dem A-, C- und D-Klima definiert ist durch die Beziehungen:

$RR = 2(T+14)$  bei Sommerregen

$RR = 2(T+7)$  bei Regen ohne Periode

$RR = 2T$  bei Winterregen

(  $RR$  = Zahl des gemittelten Jahresniederschlags in cm gemessen,

$T$  = Jahresmitteltemperatur ).

→ genauere Unterteilung in Steppenklime (BS) und Wüstenklime (BW)

### **C) Warmgemäßigte Regenklime (C-Klimate)**

Kennzeichen: → Mitteltemperatur des kältesten Monats liegt zwischen  $-3^\circ$  und  $18^\circ\text{C}$ .

### **D) Schnee-Wald-Klimate (D-Klimate)**

Kennzeichen: → Die Monatsmitteltemperatur liegt mindestens in 1 Monat über  $10^\circ\text{C}$ .

→ Die Monatsmitteltemperatur sinkt im kältesten Monat unter  $-3^\circ\text{C}$ .

### **E) Schnee-Eis-Klimate (E-Klimate)**

Kennzeichen: → Monatsmitteltemperatur des wärmsten Monats unter  $10^\circ\text{C}$ .

→ weitere Unterteilung in Tundrenklime (ET), wo noch frostfreie Monate auftreten und Frostklime (EF) in Gebieten des ewigen Frostes.<sup>13)</sup>

"Die Untergliederung dieser Hauptklimate erfolgt nach dem Niederschlag in wintertrocken (w), sommertrocken (s) und immerfeucht ( f ); hinsichtlich der Temperatur wird noch unterschieden beim C-Klima in Maisklime (a): wärmster Monat über  $22^\circ\text{C}$ , und Buchenklime (b): wärmster Monat unter  $22^\circ\text{C}$  und beim D-Klima in Eichenklime ( b ): mindestens 4 Monate über  $10^\circ\text{C}$  sowie Birkenklime (c): 1–3 Monate mit einer Mitteltemperatur über  $10^\circ\text{C}$ ."<sup>14)</sup>

Eine Abbildung (Weltkarte), die die verschiedenen Klimazonen der Erde nach der Klassifikation von W. Köppen zeigt ist zu finden in Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Berlin / Heidelberg 1994<sup>2</sup> (Springer-Verlag), S. 253, ebenso in Meyers Lexikonredaktion: Schülerduden Wetter und Klime. Mannheim / Wien / Zürich 1988 (Duden-Verlag), S. 148f. .

Nach W. Köppens Klimaklassifikation liegt Deutschland sowie das übrige Mitteleuropa, also auch speziell der süddeutsche Raum, auf den wir uns in diesem Kapitel beziehen im Cfb-Klimabereich, es herrscht also das warmgemäßigte, immerfeuchte Regenklime, bzw. genauer, das Buchenklime vor.<sup>15)</sup> Dies läßt sich anhand der folgenden Tabelle insbesondere an 7 süddeutschen Städten auszugsweise nachprüfen.

Die Temperaturverhältnisse und der mittlere Jahresniederschlag in 7 süddeutschen Städten:

	Frankfurt	Würzburg	Stuttgart	Nürnberg	Regensburg	München	Garmisch-Partenkirchen
Seehöhe (m)	103	179	267	320	343	531	715
mittlerer Jahresniederschlag (mm) (die angegebenen Werte beziehen sich auf die Jahre 1881 bis 1930 und erfassen Tage mit mindestens 0.1 mm Niederschlag)	604	560	662	585	591	904	1286
mittlere Jahrestemperatur (°C) in 2 m Höhe über dem Erdboden (Bezugsperiode 1891-1930)	9,6	9,0	10,0	8,7	7,7	7,5	6,7
Mittlere Monats-temperaturen (Bezugsperiode für Frankfurt, Stuttgart, München 1891-1930, sonst 1881-1940)							
JANUAR	0,7	-0,2	1,0	-1,2	-2,5	-2,2	-2,8
FEBRUAR	2,2	1,0	2,4	0,0	-1,0	-0,6	-1,3
MÄRZ	5,3	4,5	5,7	3,4	3,0	2,8	2,4
APRIL	9,3	8,7	9,6	7,6	7,5	7,8	6,5
MAI	14,3	13,5	14,3	12,9	12,8	12,4	11,0
JUNI	17,2	16,6	17,3	16,2	15,8	15,2	13,9
JULI	18,7	18,0	19,1	17,8	17,5	16,9	15,5
AUGUST	17,7	16,9	18,3	17,0	16,5	16,2	15,1
SEPTEMBER	14,4	13,5	14,8	13,0	12,9	12,7	12,2
OKTOBER	9,4	8,5	9,9	7,9	7,4	7,4	7,3
NOVEMBER	4,7	4,3	5,2	3,3	2,4	2,6	2,5
DEZEMBER	1,9	0,9	2,1	-0,1	-1,2	-0,8	-1,8

Tab. 1

[Zu Tab. 1: Zur Zusammenstellung der Tabelle: Werte entnommen aus:

Rocznik Karl: Wetter und Klima in Deutschland. Stuttgart 1995<sup>3</sup> (Hirzel-Verlag), S. 143, 145, 147f.;

Rocznik Karl: Wetter und Klima in Bayern. Nürnberg 1960 (Verlag Hans Carl), S.152 – 163.]

Da in allen Städten die Mitteltemperatur des kältesten Monats (Januar) die Grenze von  $-3^{\circ}\text{C}$  nicht unterschreitet und damit auf alle Fälle im Temperaturintervall von  $-3^{\circ}\text{C}$  bis  $18^{\circ}\text{C}$  liegt, die Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli) sich deutlich unter  $22^{\circ}\text{C}$  befindet und da alle Städte keine Trockenklimate aufweisen (der Niederschlag in cm gemessen befindet sich, wie man anhand obiger Tabelle leicht nachprüfen kann, deutlich über der Grenze  $2 \cdot (\text{Jahresmitteltemperaturwert in } ^{\circ}\text{C} + 7)$ ), sind diese nach der Klassifikation W. Köppens also im Cb-Klima gelegen. Da zusätzlich in allen Städten genügend Niederschläge das ganze Jahr verteilt fallen, so daß weder im Winter noch im Sommer eine Trockenzeit eintritt, kommt die Eigenschaft *immerfeucht* (f) hinzu. Also weisen die 7 vorgestellten Städte im Süddeutschen Raum das Cfb – Klima auf.

Für den Schüler ist es gewiß interessant zu wissen, daß unser Klimatyp (Cfb) nicht nur in Mitteleuropa, sondern auch in anderen Regionen der Erde anzutreffen ist, nämlich in ganz Westeuropa, Neuseeland und Südostaustralien, in Südafrika zwischen Durban und Port Elizabeth sowie in Südchile. All diese Gebiete und damit auch Süddeutschland bzw. allgemeiner alle Gebiete auf der Nord- und Südhalbkugel der Erde, die das warmgemäßigte, immerfeuchte Regenklima (Cf-Klima) aufweisen, liegen im Bereich der Westwindzone der mittleren Breiten (zur Westwindzone siehe Kap. 1.1.2.). Sie stellt gleichzeitig die Zone dar, in der sich ostwärts wandernde Tiefdruckgebiete entwickeln, so daß das ganze Jahr hindurch für einen abwechselnden Einfluß von Hoch- und Tiefdrucksystemen, also für einen das ganze Jahr hindurch zeitlich gleichmäßig verteilten Niederschlag gesorgt ist.<sup>16)</sup>

Wenn man das Klima Süddeutschlands im Unterricht nach W. Köppens Klassifikation behandelt, sollte man als Lehrer, und das erst recht, wenn man sich in einem Gymnasium im Alpenvorland bzw. gar im nördlichen Alpengebiet befindet, nicht vergessen, auf eine Sonderform, nämlich auf das *Gebirgsklima* hinzuweisen: Da im Mittel die Lufttemperatur pro 100 m Höhenzunahme in etwa um  $0,6^\circ\text{C}$  abnimmt<sup>17)</sup>, ändern sich auch die Klimate im Gebirge mit der Höhe. So trifft man in den Alpen kleinräumig vom Tal bis zum Gipfel eines Berges alle Klimatypen vom Cfb- über das Dfb-, Dfc- bis hin zum Frostklima (EF) an. Als Paradebeispiel sei hier die Zugspitze (2963 m) genannt. Während nämlich Garmisch-Partenkirchen im Tal dem Cfb –Klima unterliegt, wie wir bereits festgestellt haben, herrscht am Gipfel nahezu Frostklima. Hierzu die folgende Tabelle, die die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse auf der Zugspitze in 2960 m Höhe über dem Meeresniveau zeigt:<sup>18)</sup>

Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Monatsmittelwert der Temperatur [ $^\circ\text{C}$ ]	-11,7	-11,7	-9,4	-6,7	-2,4	0,7	2,7	2,8	0,7	-3,1	-7,0	-10,0
mittlere tägliche Temperaturschwankung [K]	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4	5	–
Niederschlag [mm]	161	143	129	150	151	171	186	160	127	119	119	123

Tab. 2 : Werte entnommen aus Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Berlin / Heidelberg 1994<sup>2</sup> (Springer-Verlag), S.264.

Am Alpennordrand reicht der Bereich der Nadelhölzer und Birken etwa 1800 m NN hinauf.<sup>19)</sup> "In der Region darüber sinkt die Monatsmitteltemperatur auch des wärmsten Monats unter  $10^\circ\text{C}$  und wir treffen dort jenseits der Baumgrenze das dem Tundrenklima verwandte Almenklima an."<sup>20)</sup> Es reicht auf der Alpennordseite bis etwa in eine Höhe von 2600 m.<sup>21)</sup> "In den höheren Lagen folgt schließlich das Klima des ewigen Frostes. Sämtliche Monatsmitteltemperaturen liegen unter dem Gefrierpunkt und der größte Teil der Niederschläge wird, sofern das Relief nicht zu steil ist, in fester Form als Schnee oder Eis gespeichert."<sup>22)</sup>

Einen weiteren wichtigen Aspekt in der Klimazuordnung stellt die Unterscheidung zwischen maritimem Klima und kontinentalem Klima dar. Denn Ozeane erwärmen sich

durch Sonneneinstrahlung anders und kühlen in anderer Weise ab als weit ausgedehnte Landmassen. Es ist nämlich die spezifische Wärmekapazität von Wasser mit  $4,19 \frac{\text{kJ}}{\text{kg} \cdot \text{K}}$  bei  $20^\circ \text{C}$ <sup>23)</sup> in etwa doppelt so groß wie durchschnittlich von festem Boden, so daß sich das Land durch Wärmeenergiezufuhr bei Sonneneinstrahlung schneller erwärmt wird als das Wasser. Dieser Effekt wird verstärkt dadurch, daß sich die Eindringtiefe der Strahlung beim Land nur auf die oberste Bodenfläche beschränkt, während im Meer die mehrere 10 m tief eindringende Strahlung ein erheblich größeres Volumen zu erwärmen hat.<sup>24)</sup> Hinzu kommt noch die Tatsache, daß sich die Wassermassen im Meer durchmischen und durch ständige Verdunstung an der Wasseroberfläche dem Wasser Wärmeenergie entzogen wird.<sup>25)</sup> Folglich erwärmt sich im Frühjahr und Sommer das Land sehr rasch, das Meer aber nur langsam. Dagegen kühlt sich das Land im Winter rasch ab, während das Meer seine gespeicherte Wärme nur langsam abgibt. Das heißt: Das Meer als Wärmespeicher übt in Bezug auf die Temperatur einen ausgleichenden Einfluß auf das Klima aus, während das Land seine Temperatur unmittelbar den Strahlungsverhältnissen folgen läßt. Das maritime Klima ist also demnach gekennzeichnet durch eine geringe Jahresamplitude der mittlerern Temperatur, wobei dieser Jahres-temperaturverlauf sein Maximum zeitlich verzögert gegenüber der maximalen Sonneneinstrahlung bei Sonnenhöchststand annimmt. Das kontinentale Klima hingegen weist eine hohe Amplitude im Jahresgang der Temperatur auf und hat als weiteres Kennzeichen, daß maximale Sonneneinstrahlung bei Sonnenhöchststand und das Maximum der Temperatur im Jahresverlauf in etwa zusammenfallen.<sup>26)</sup>

In diesem Zusammenhang soll folgende Skizze (siehe nächste Seite oben) helfen zu klären, in welchem der beiden Klimatypen sich nun Süddeutschland befindet.

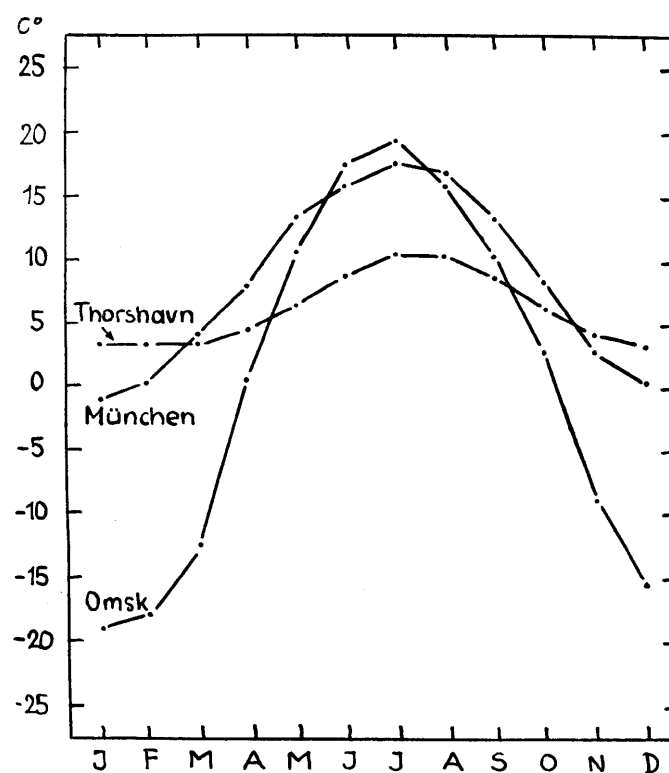


Abb. 2

[Zu Abb. 2: entnommen aus: Rocznik K.: Wetter und Klima in Bayern. Nürnberg 1960 (Verlag Hans Carl Nürnberg), S. 67, Abb. 10.]

Aufgetragen ist hier der Temperaturverlauf im langjährigen Mittel (mittlere Monatstemperaturen aufgetragen und mit Strecken verbunden) von Thorshavn auf den Färöer-Inseln zwischen dem Atlantischen Ozean und dem Europäischen Nordmeer (ca. 62° nördlicher Breite), von Omsk in Westsibirien (ca. 55° nördlicher Breite, 70 m über dem Meeresspiegel) und von der süddeutschen Stadt München (ca. 48,2° nördlicher Breite, ca. 520 m über dem Meeresspiegel).<sup>27)</sup>

Wie man sieht, ändert sich in Thorshavn im Jahr die Monatsmitteltemperatur nur wenig mit einer Schwankung von ca. 7 K und die Temperaturkurve nimmt ihr Maximum zwischen Juli und August an. München unterliegt schon einer größeren Monatsmitteltemperaturschwankung (ca. 19 K) mit Maximalwert der mittleren Temperatur nach obiger Abbildung schätzungsweise gegen Ende Juli. Omsk hingegen weist mit ca. 38 K die größte Jahresschwankung der Monatsmitteltemperatur auf und die mittlere Temperatur scheint nach der gegebenen Kurve etwa Anfang Juli ihr Maximum zu überschreiten.<sup>28)</sup> Nach den vorhin genannten Kriterien unterliegt Omsk demnach dem kontinentalen und Thorshavn dem maritimen Klima. München ist demnach in eine Übergangszone zwischen maritimem und kontinentalem Einfluß einzuordnen. Es liegt also Süddeutschland im Übergangsbereich zwischen maritimem und kontinentalem Klima.<sup>29)</sup>

Daß wir uns in einem Übergangsklima befinden, zeigt aber auch das wesentliche Merkmal auf, daß Süddeutschland unter dem Einfluß der Westwindzone liegt, die gleichzeitig die Grenze zwischen Polar- und Tropikluft darstellt und an der sich aufgrund der dort entstehenden Temperaturunterschiede ostwärts wandernde Tiefdruckgebiete entwickeln (siehe hierzu Kap. 1.1.3.). Es wird also Süddeutschland (bzw. ganz Mitteleuropa) wechselweise beeinflusst von verschiedenen kalten und warmen Luftmassen.<sup>30)</sup> In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß der Autor Karl Rocznik des Buchs "Wetter und Klima in Deutschland" die zwölf Luftmassen, die das Wetter in Deutschland gestalten, genau beschreibt. Aus seinem Buch sei eine tabellarische Übersicht dieser abschließend vorgestellt:<sup>31)</sup>

<b>Luftmassen und ihre Häufigkeit in Mitteleuropa</b>				
Bezeichnung	Ursprungsgebiet	Weg	Eigenschaft	Mittl. Häufigkeit (Tage pro Jahr)
Nordsibirische Polarluft	Nordsibirien	Rußland	extrem kalt, trocken	4
Arktische Polarluft	Arktis	Nordmeer	sehr kalt, feucht	30
Russische Polarluft	Rußland	Osteuropa	kalt, trocken	15
Grönländische Polarluft	Arktis	Grönlandmeere	kalt, feucht	55
Rückkehrende Polarluft	Arktis	Südosteuropa	erwärmt, trocken	2
Erwärmte Polarluft	Arktis	Azorenraum	kühl, feucht	95
Festlandluft	Mitteleuropa	stationär	warm oder kalt, meist trocken	60
Meeresluft	Nordostatlantik	Britische Inseln	mild, feucht	50

Bezeichnung	Ursprungsgebiet	Weg	Eigenschaft	Mittl. Häufigkeit (Tage pro Jahr)
Asiatische Tropikluft	Naher Osten	Südosteuropa	warm, trocken	5
Atlantische Tropikluft	Azorenraum	Westeuropa	warm, feucht	40
Afrikanische Tropikluft	Sahara	Balkan	heiß, trocken	1
Mittelmeer-Tropikluft	Afrika	Mittelmeer	schwül	8

Tab. 3 : übernommen aus Rocznik K.: Wetter und Klima in Deutschland: ein meteorologisches Jahreszeitenbuch mit aktuellen Wetterthemen. Stuttgart 1995<sup>3</sup> (Hirzel-Verlag), S. 68.

Zusammenfassend sei zur Klimabeschreibung Süddeutschlands erwähnt:

Süddeutschland ist mit ca. 47,5° bis ca. 50,5° nördlicher Breite<sup>32)</sup> in den sogenannten mittleren Breiten gelegen (genauer: in den hohen Mittelbreiten)<sup>33)</sup>, unterliegt nach der Klimaklassifikation von A. Plenck dem humiden Klima, nach der von W. Köppen dem Cfb- bzw. dem Buchenklima und stellt einen "Übergang vom westlichen, maritimen zum östlichen kontinentalen Klima einerseits sowie vom nördlichen, subpolaren zum südlichen, subtropischen Klima andererseits dar."<sup>34)</sup> Das Gebirgsklima der Alpen ist dabei eine Art Sonderform, in denen abhängig von der Höhe nach der Klassifikation W. Köppens alle Klimazonen vom Cfb-Klima bis hin zum Frostklima kleinräumig anzutreffen sind.

### 1.1.2. Die wetterwirksame Schicht der Atmosphäre und die in ihr auf Mitteleuropa wirkende Westwindzone im planetarischen Windsystem (hier: genaue Betrachtung der windablenkenden Corioliskraft und der Druckgradientkraft)

Die unterste Schicht der Atmosphäre, in der sich das Wettergeschehen vollzieht, in der sich also Wolken und Niederschläge bilden, ist die sogenannte *Troposphäre*. In ihr nimmt die Temperatur mit der Höhe im Mittel um 0,5 bis 0,6° C pro 100 m ab.<sup>35)</sup> Unter bestimmten Bedingungen treten jedoch in ihr "auch vertikal eng begrenzte Schichten auf, in denen die Temperatur mit wachsender Höhe zu- anstatt abnimmt."<sup>36)</sup> Schichten, in denen die Temperatur mit der Höhe zunimmt, bezeichnet man allgemein als *Temperaturumkehrschichten* oder *Inversionsschichten* oder kurz als *Inversionen*.<sup>37)</sup> Sie sind in der Troposphäre häufig zwischen 1 und 2 km Höhe und am Erdboden morgens nach nächtlicher Ausstrahlung und Abkühlung desselben (→ Bodeninversion) anzutreffen.<sup>38)</sup> Näheres dazu wird in Kapitel 1.2.2., das die Wolken- und Nebelbildung ausführlich behandelt, erläutert.

Oberhalb der Troposphäre befindet sich die Stratosphäre. Sie ist gekennzeichnet dadurch, daß in ihr die Temperatur mit der Höhe zunächst in etwa konstant bleibt (Isothermie mit der Höhe) bzw. nur leicht ansteigt, und dann allmählich immer mehr bis zu einem Temperaturgradienten von etwa 2,5 K/km zunimmt. So herrschen an ihrer Untergrenze Temperaturen von ca. -75 bis -80° C über dem Gebiet des Äquators und ca. -45° C im Sommer über den polnahen Bereichen, während in etwa 50 km Höhe an ihrer Obergrenze, genannt Stratopause etwa 0° C angenommen werden.<sup>39)</sup>

Die Grenzschicht zwischen Tropo- und Stratosphäre, die sogenannte *Tropopause*, stellt aufgrund der unterschiedlichen Temperaturschichtung über und unter ihr (siehe Abb. 3 unten) für das Wettergeschehen eine Sperre nach oben dar, die auf der ganzen Erde besteht. Genauer erklärt, hat dies seinen Grund darin, daß in einer gewissen Höhe der Atmosphäre, in der der Luftdruck in etwa als konstant betrachtet werden kann, wärmere Luft eine geringere Dichte als kältere hat. Denn für ein Luftvolumen  $V$  der Masse  $m$  gilt die allgemeine Gasgleichung  $p \cdot V = n \cdot R \cdot T$

$$\begin{aligned}
 &= \frac{m}{M_{\text{Luft}}} \cdot R \cdot T. \\
 p \cdot V \cdot \frac{1}{m} &= \frac{R}{M_{\text{Luft}}} \cdot T \\
 \text{Definiere } R^* &:= \frac{R}{M_{\text{Luft}}} \Rightarrow p \cdot \frac{1}{\rho} = R^* \cdot T \\
 p \text{ ist nahezu konstant} &\Rightarrow \rho \cdot T = \text{konst. bzw. } \rho \sim \frac{1}{T}
 \end{aligned}$$

$p$  = Luftdruck innerhalb dieses herausgegriffenen Volumens  
 $R$  = allgemeine Gaskonstante  
 $M_{\text{Luft}}$  = Molmasse der Luft  
 $n$  = Stoffmenge an Luft im Volumen  $V$

⇒ Ist  $T_1$  größer als  $T_2$ , so ist  $\rho(T_1) = \rho_1$  kleiner als  $\rho(T_2) = \rho_2$ .

Also ist die wärmere Luft oberhalb der Troposphäre schon allein aus diesem Grund spezifisch leichter (hat geringere Dichte) als die an der Obergrenze der Troposphäre befindliche etwas kältere. Daher liegt diese stabil über der Luft in den obersten Schichten der Troposphäre; es findet also keine Durchmischung von Luft bzw. kein Luftaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre statt. Luftaustausch erfolgt nur innerhalb der Troposphäre, so daß es nur hier zu Wolkenbildung und Niederschlag kommt. So verlieren auch warme Luftpakete, die ähnlich wie Heißluftballone innerhalb der Troposphäre aufsteigen und aufgrund des mit der Höhe abnehmenden Luftdrucks adiabatisch expan-

dieren und nach dem 1. Hauptsatz der Wärmelehre dabei abkühlen, spätestens in der Höhe der Troposphäre ihren Auftrieb, da aufgrund der Temperaturschichtung an und oberhalb der Tropopause die Luft außerhalb der aufsteigenden Warmluft mit der Höhe im Vergleich zur Temperatur innerhalb dieser Warmluftpakete wärmer wird <sup>40)</sup> (genauer hierzu und zur Wolkenbildung siehe Kap. 1.2.2 ).

Nun noch kurz einige Worte zur Tropopause:

Die Tropopause liegt im Mittel "nahe dem Äquator in Höhen von 16–17 km, in den Mittelbreiten 12–13 km und am Pol in ungefähr 8–9 km."<sup>41)</sup> Daraus erklärt sich auch, daß die Temperatur an der unteren Stratosphärenschicht mit ca  $-45^{\circ}\text{C}$  an den Polen bedeutend höher ist als über äquatornahen Gebieten mit  $-75^{\circ}$  bis  $-80^{\circ}\text{C}$ .<sup>42)</sup>

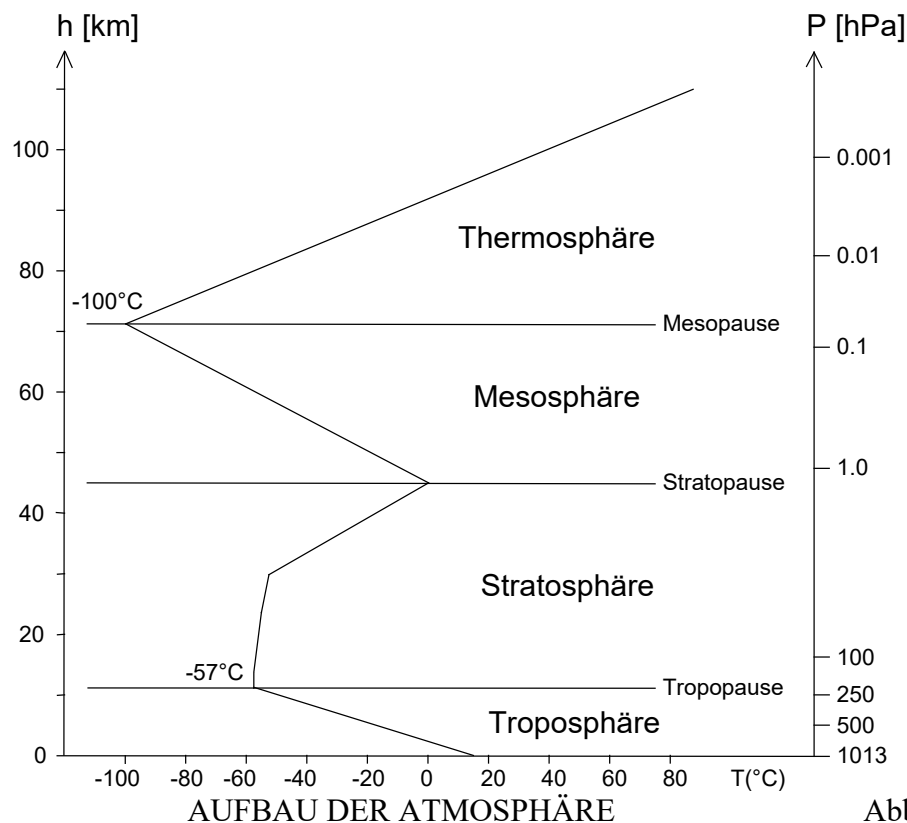


Abb. 3

[Zu Abb. 3: abgezeichnet aus: Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Berlin/Heidelberg 1994<sup>2</sup> (Springer-Verlag), S. 20, Abb. 13.]

Die Troposphäre als die wetterwirksame Schicht wird über Mitteleuropa vorwiegend durch die sogenannte Westwindzone bestimmt.<sup>43)</sup>

Warum die Westwindzone unsere Breiten beeinflusst und wie sie entsteht, dies soll nun im folgenden durch die Erläuterung des planetarischen Windsystems geklärt werden:

Da in den äquatornahen Bereichen die Sonnenstrahlen vielfach senkrecht einfallen, dagegen flach oder im Winter gar nicht in den Polbereichen, herrscht in den Tropenbereichen um den Äquator eine hohe Einstrahlung an Sonnenlicht, jedoch an den Polen demgegenüber ein Einstrahlungsdefizit.

Das bedeutet: Über den Äquatorbreiten wird der Untergrund (Land, Meer) sehr stark aufgeheizt und gibt viel Wärme an die dort befindliche Luft und die Troposphäre ab. Über den Polen dagegen findet kaum Sonneneinstrahlung statt, so daß Land und Meer dort kaum Wärmeenergie aufnehmen, geschweige denn an die umgebende Luft abgeben können. Die Folge ist, daß die Luft bzw. die Troposphäre an den Polen kalt ist, bzw. sich abkühlt.<sup>44)</sup>

Nun verhält es sich so, wie vorhin besprochen, daß wärmere Luft eine geringere Dichte hat als relativ zu ihr kältere. Geringere Dichte bedeutet aber ein größeres Volumen einer bestimmten Luftmenge. In niedrigen geographischen Breiten resultiert also nun aufgrund der starken Erwärmung eine Vergrößerung des Volumens der dem Boden auflagernden Luft und damit eine Anhebung der isobaren Flächen (= Flächen gleichen Luftdrucks). An den Polen ergibt sich dagegen eine Verkleinerung des Volumens der dem Boden aufliegenden Luftsäule. Zur Veranschaulichung dieser Situation siehe folgende Skizze:<sup>45)</sup>

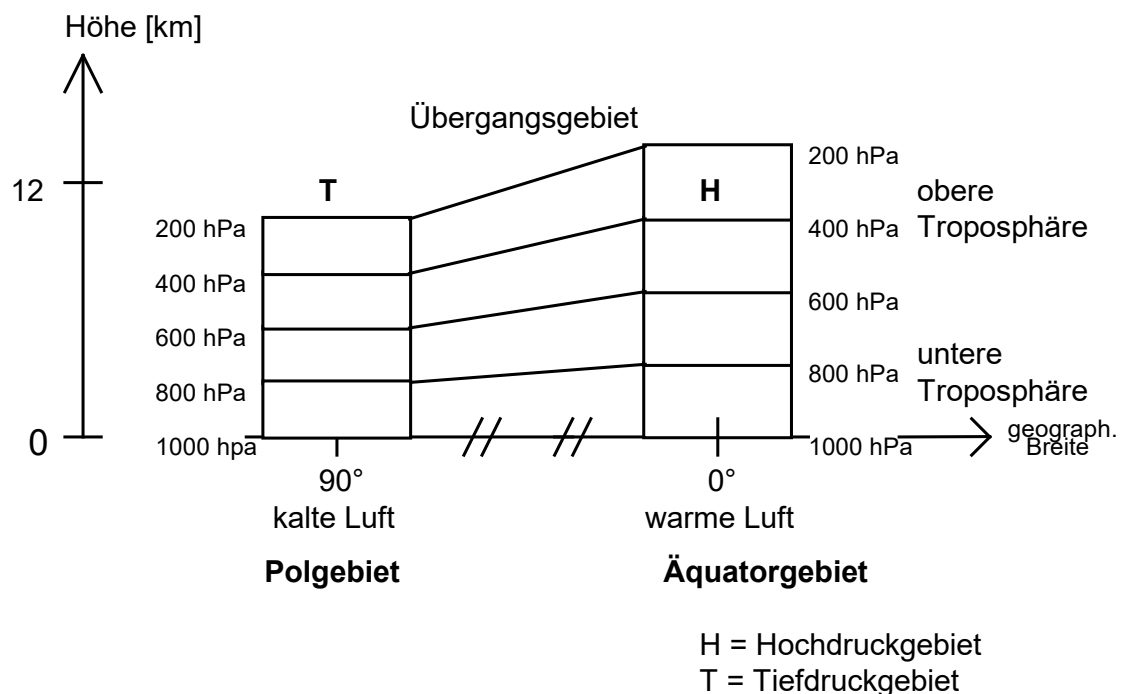


Abb. 4 : Schematisch grobe Darstellung der Luftdruckverhältnisse über Pol- und Äquatorgebiet.

[Zu Abb. 4 : eigener Entwurf in Anlehnung an Krüger L.: Wetter und Klima: Beobachten und verstehen. Berlin / Heidelberg 1994 (Springer-Verlag), S. 70, Abb. 22].

Wie man an Abb. 4 erkennt, herrscht eine mit der Höhe der Troposphäre immer größer werdende horizontale Luftdruckdifferenz zwischen der erwärmten und der ausgekühlten Region. So ist in einer festen Höhe (z.B. 7 km) der Luftdruck über dem kalten Polargebiet niedriger als in der selben Höhe über der warmen Äquatorregion. Es wird deshalb eine Ausgleichsströmung von dem in der Höhe entstandenen Hochdruckgebiet (= Überdruckgebiet) über dem Äquator in das in der Höhe bestehende Tiefdruckgebiet über der Polregion fließen.<sup>46)</sup> "Dieser Massenverlust in tropischen Breiten läßt dort am Boden das Barometer fallen, der Massenzuwachs in der Höhe in polaren Breiten wird dort ein

Bodenhochdruckgebiet entstehen lassen."<sup>47</sup>) Die Folge wäre also wiederum eine Strömung, aber nun am Boden von den Polen zum Äquator (siehe hierzu folgende Skizze (Abb. 5)!).

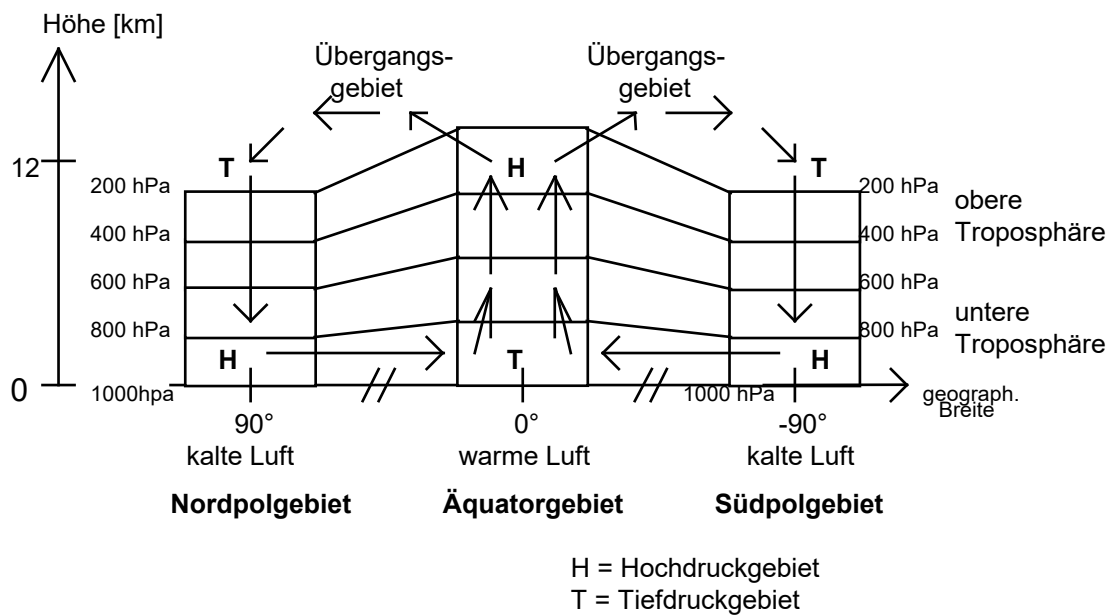


Abb. 5

[Zu Abb. 5 : eigener Entwurf in Anlehnung an Krüger L.: Wetter und Klima: Beobachten und verstehen. Berlin / Heidelberg 1994 (Springer-Verlag), S. 71, Abb. 23.]

Nach diesen Überlegungen würden sich auf der Erde "zwei große Zirkulationswalzen ausbilden, die in der Höhe warme Luft vom Äquator zu den Polen und in tieferen Schichten Kaltluft von dort wieder zum Äquator transportieren würden"<sup>48</sup>) (siehe Abb. 6):

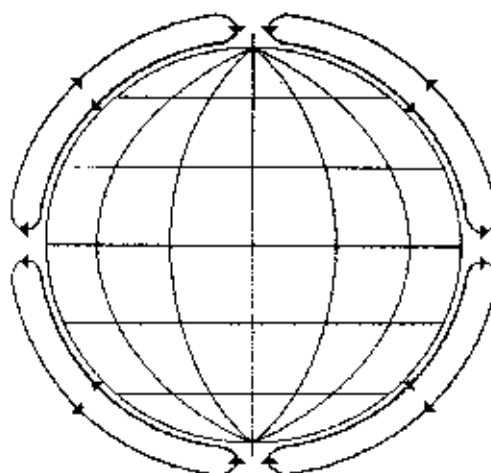


Abb. 6 : Globale Zirkulation auf einer nichtrotierenden Erde

[Bild mit Text zu Abb. 6 übernommen aus: Krüger L.: Wetter und Klima: Beobachten und verstehen. Berlin / Heidelberg 1994, S. 92, Abb. 36.]

So einfach jedoch ist es in Realität nicht, wie es Abb. 6 zeigt. Es kommt nämlich ein entscheidender Faktor hinzu und das ist der der Erdrotation.<sup>49)</sup>

In einem rotierenden System wird nämlich eine bezüglich diesem bewegte Masse durch die sogenannte Corioliskraft abgelenkt. Dies geschieht auch mit bewegter Luft auf der Erde. Die Coriolisbeschleunigung wirkt immer senkrecht zur Bewegungsrichtung der Erde und beträgt vektoriell  $\dot{a}_C = 2 \cdot \dot{v} \times \dot{\omega}$  ( $\dot{a}_C$  = Coriolisbeschleunigungsvektor,

$\dot{v}$  = Geschwindigkeitsvektor der bewegten Masse bezüglich der Erdoberfläche,

$\dot{\omega}$  = Vektor der Winkelgeschwindigkeit des rotierenden Systems bezüglich eines

außen befindlichen Inertialsystems) und

dem Betrage nach  $a_C = 2 \cdot v \cdot \omega \cdot \sin \gamma$  mit  $\gamma = \angle(\dot{v}, \dot{\omega})$  (= Winkel zwischen  $\dot{v}$  und  $\dot{\omega}$ ).<sup>50)</sup>

Zum besseren Verständnis dieser Formel(n) und des Sachverhalts der Windablenkung durch die Erdrotation wird nun zunächst eine kurze theoretische physikalische Herleitung für den Physiklehrer als Leser und dann eine einfache schülergemäße Ableitung, die der Lehrer in der 11. Klasse im Rahmen der Unterrichtssequenz zum Additum Physik der Atmosphäre anwenden kann, vorgestellt:

### 1. Theoretische Herleitung:

Wir betrachten den Fixsternhimmel als außenstehendes Inertialsystem S und die Erde als ein rotierendes System S' mit der Winkelgeschwindigkeit

$$\omega = \frac{2\pi}{\text{Dauer eines Sterntages} = 23\text{h } 56\text{ min } 4\text{s } ^{51)}}.$$
 Dabei vernachlässigen wir die Rotation der Erde um die Sonne.

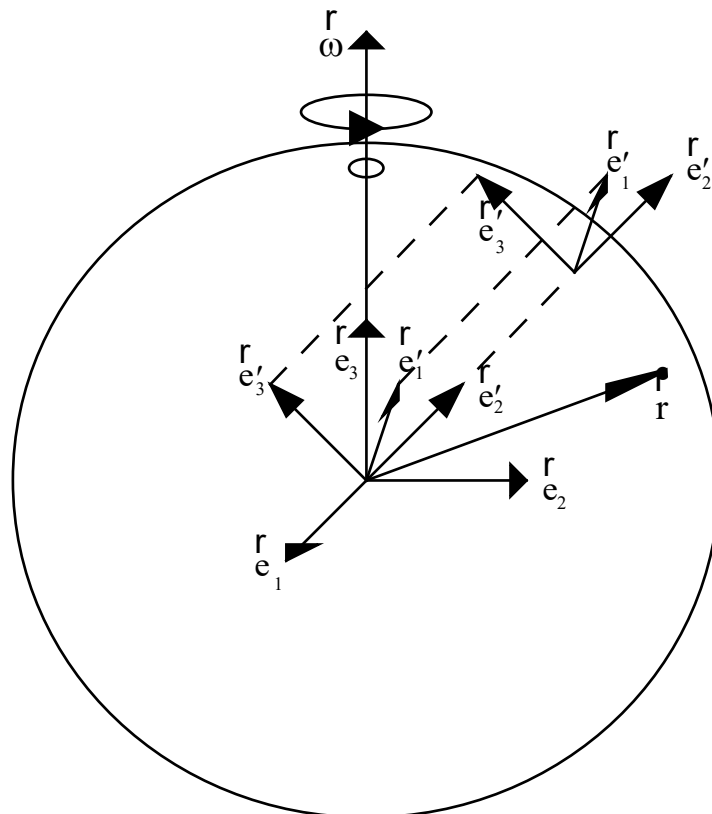


Abb. 7

Es wird genauer das zeitlich konstante Koordinatensystem des außenstehenden Inertialsystems mit Ursprung im Erdmittelpunkt und den Achsen- bzw. Koordinateneinheitsvektoren  $\dot{e}_1, \dot{e}_2, \dot{e}_3$  betrachtet, ebenso das mit der Erde um die  $\dot{\omega}$ -Achse mitrotierende Koordinatensystem mit den Achseneinheitsvektoren  $\dot{e}'_1, \dot{e}'_2, \dot{e}'_3$  (siehe Abb. 7). Während  $\dot{e}_1, \dot{e}_2, \dot{e}_3$  zeitlich konstante Vektoren sind, also von der Zeit nicht abhängen, sind  $\dot{e}'_1, \dot{e}'_2, \dot{e}'_3$  aufgrund der Rotation um  $\dot{\omega}$  von der Zeit abhängig.

Zur Erinnerung: Es gilt folgende Vereinbarung: Der Vektor der Winkelgeschwindigkeit eines rotierenden Körpers ist immer parallel zur Drehachse gerichtet und zeigt in die Richtung, in die man blicken muß, so daß man den Körper rechts herum rotieren sieht; also in obiger Skizze (Abb. 7) liegt speziell  $\dot{e}_3$  parallel zur Rotationsachse der Erde, so daß gilt  $\dot{\omega} = \omega \dot{e}_3$ .<sup>52)</sup>

Wir betrachten nun einen Ort(svektor)  $\dot{r}$  auf der Erde. Dieser wird bezüglich der beiden Koordinatensysteme S und S' beschrieben durch:

$$\dot{r} = \sum_{i=1}^3 x_i \dot{e}_i = \sum_{i=1}^3 x'_i \dot{e}'_i$$

in S                      in S'

Differenzieren dieser Gleichung ergibt (Kettenregel):

$$\begin{aligned} \frac{d\dot{r}}{dt} &= \sum_i \dot{x}_i \dot{e}_i + \sum_{i,j,k} x_i \dot{e}_j \dot{e}_k = \sum_i \dot{x}_i \dot{e}'_i + \sum_i x'_i \dot{\dot{e}}_i \\ &= 0, \text{ da } \dot{e}_i \text{ konstante Vektoren} \\ \frac{d^2\dot{r}}{dt^2} &= \sum_i \ddot{x}_i \dot{e}_i + \sum_{i,j,k} \dot{x}_i \dot{e}_j \dot{e}_k = \sum_i \ddot{x}_i \dot{e}'_i + \sum_i \dot{x}'_i \dot{\dot{e}}_i + \sum_i \dot{x}'_i \dot{\dot{e}}_i + \sum_i x'_i \frac{d}{dt} \dot{\dot{e}}_i \\ &= 0 \\ \Rightarrow \frac{d^2\dot{r}}{dt^2} &= \sum_i \ddot{x}_i \dot{e}_i = \sum_i \ddot{x}'_i \dot{e}'_i + 2 \cdot \sum_i \dot{x}'_i \dot{\dot{e}}_i + \sum_i x'_i \frac{d}{dt} \dot{\dot{e}}_i \quad (*) \end{aligned}$$

Wir versuchen nun die  $\dot{\dot{e}}_i$  geschickt auszudrücken:

Dazu betrachten wir anhand nebenstehender Abb. 8 einen ruhenden Punkt A', beschrieben durch den Ortsvektor  $\dot{a}'$ , der mit der Winkelgeschwindigkeit der Erde rotiert, aber in S' ruht. Durch die Erdrotation erfährt er bzgl. des außenstehenden Inertialsystems eine Geschwindigkeit vom Betrag  $v = \omega R = \omega \cdot a' \cdot \sin \alpha$  und damit vektoriell:  $\dot{v} = \dot{\omega} \times \dot{a}'$  bzw.  $\dot{\dot{a}} = \dot{\omega} \times \dot{a}'$ . Da auch die  $\dot{e}'_i$  solche Vektoren sind wie der Vektor  $\dot{a}'$ , die wie  $\dot{a}'$  um die  $\dot{\omega}$ -Achse der Erde rotieren und in S' ruhen, können wir anstelle des Vektors  $\dot{a}'$  die  $\dot{e}'_i$ -Vektoren setzen und erhalten  $\dot{\dot{e}}_i = \dot{\omega} \times \dot{e}'_i$  für  $i = 1, 2, 3$  (\*\*).

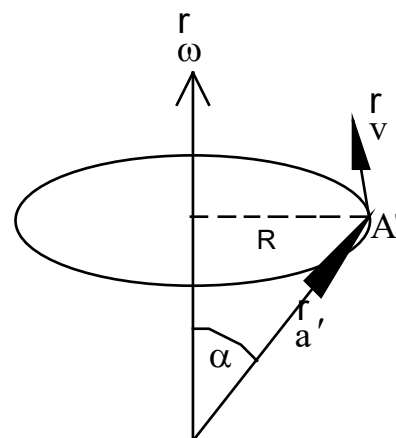


Abb. 8

Einsetzen von (\*\*) in (\*):

$$\begin{aligned} \frac{d^2 \mathbf{r}}{dt^2} &= \sum_i \ddot{\mathbf{r}}_i = \sum_i \ddot{\mathbf{r}}_i' + 2 \cdot \sum_i \dot{\boldsymbol{\omega}} \times (\mathbf{r}_i \times \mathbf{e}_i') + \sum_i x_i' \frac{d}{dt} (\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{e}_i') = \\ &= \sum_i \ddot{\mathbf{r}}_i' + 2 \boldsymbol{\omega} \times \sum_i \dot{\mathbf{r}}_i' + \sum_i x_i' \left( \frac{d}{dt} \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{e}_i' + \boldsymbol{\omega} \times \dot{\mathbf{e}}_i' \right) = \\ &= \mathbf{F}' + 2 \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v}' + \sum_i x_i' (\dot{\boldsymbol{\omega}} \times \mathbf{e}_i') = \mathbf{F}' + 2 \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v}' + \dot{\boldsymbol{\omega}} \times \sum_i x_i' \mathbf{e}_i' = \\ &= \mathbf{F}' + 2 \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v}' + \dot{\boldsymbol{\omega}} \times \sum_i x_i' (\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{e}_i') = \mathbf{F}' + 2 \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v}' + \dot{\boldsymbol{\omega}} \times (\boldsymbol{\omega} \times \sum_i x_i' \mathbf{e}_i'), \end{aligned}$$

also:  $\mathbf{F} = \mathbf{F}' + 2 \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v}' + \dot{\boldsymbol{\omega}} \times (\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r})$ .

⇒ Für eine Masse m auf der Erde gilt somit  $m \mathbf{F} = m \mathbf{F}' - 2m \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v}' - m \dot{\boldsymbol{\omega}} \times (\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r})$

bzw. mit  $m \mathbf{F}' = \mathbf{F}' =$  Kraft, die auf der Erde auf m wirkt und

$$m \mathbf{F} = \mathbf{F} = \text{Kraft auf m im Inertialsystem} = \underbrace{m \mathbf{g}}_{\text{Schwerkraft}} + \underbrace{\mathbf{K}}_{\text{äußere Kraft}} :$$

$\mathbf{F}' = \underbrace{m \mathbf{g}}_{\text{Schwerkraft}} + \underbrace{\mathbf{K}}_{\text{äußere Kraft}} + \underbrace{2m \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v}'}_{\text{Corioliskraft}} + \underbrace{m \dot{\boldsymbol{\omega}} \times (\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r})}_{\text{Zentrifugalkraft}}$
--

Dabei ist  $\mathbf{r} = \mathbf{r}'$  der Ort der betrachteten Masse auf der Erde,  $\mathbf{v} = \mathbf{v}'$  die Geschwindigkeit dieser bezüglich des Erdsystems S' und  $\boldsymbol{\omega}$  der Winkelgeschwindigkeitsvektor der Erde.

Betrachten wir näher den Ausdruck  $m \dot{\boldsymbol{\omega}} \times (\mathbf{r} \times \boldsymbol{\omega})$ , so sehen wir gemäß Abb. 13, daß  $\dot{\boldsymbol{\omega}} \times (\mathbf{r} \times \boldsymbol{\omega})$ , also auch  $m \dot{\boldsymbol{\omega}} \times (\mathbf{r} \times \boldsymbol{\omega})$  ein Vektor ist, der senkrecht zur Drehachse der Erde radial nach außen weist. Es ist außerdem

$$\begin{aligned} |m \dot{\boldsymbol{\omega}} \times (\mathbf{r} \times \boldsymbol{\omega})| &= \\ &= m \omega |\mathbf{r} \times \boldsymbol{\omega}| \cdot \sin(\angle(\dot{\boldsymbol{\omega}}, \mathbf{r} \times \boldsymbol{\omega})) = \\ &= m \omega |\mathbf{r} \times \boldsymbol{\omega}| \cdot \sin(90^\circ) = \\ &= m \omega |\mathbf{r} \times \boldsymbol{\omega}| = m r \omega^2 \cdot \sin(\angle(\mathbf{r}, \boldsymbol{\omega})) = \\ &= \underbrace{m r \sin(\delta)}_{\delta := \angle(\mathbf{r}, \boldsymbol{\omega})} \cdot \underbrace{\omega^2}_{R := r \cdot \sin \delta} = m R \omega^2. \end{aligned}$$

Es handelt sich hierbei um die Zentrifugalkraft  $\mathbf{F}_z = m \dot{\boldsymbol{\omega}} \times (\mathbf{r} \times \boldsymbol{\omega})$ , die eine Masse m auf der Erde als eine sogenannte Scheinkraft aufgrund der Erdrotation erfährt.  $\mathbf{a}_z = \dot{\boldsymbol{\omega}} \times (\mathbf{r} \times \boldsymbol{\omega})$  ist also der Vektor der Zentrifugalbeschleunigung (siehe Abb. 9).

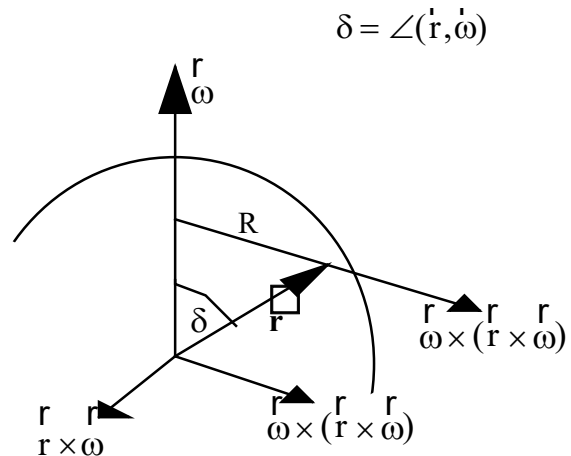


Abb. 9

Die verbleibende Komponente  $\mathbf{F}_c := 2m(\mathbf{v}' \times \boldsymbol{\omega})$  [ $\mathbf{a}_c := 2(\mathbf{v}' \times \boldsymbol{\omega})$ ] wird Corioliskraft [Coriolisbeschleunigung] genannt nach ihrem Entdecker, dem französischen Ingenieur G.G. de Coriolis (1792–1843).<sup>53)</sup>

Die Corioliskraft wirkt nach obiger Formel nur auf eine Masse (z.B. Luftmasse), falls sie sich bezüglich des rotierenden Systems S' mit einer Geschwindigkeit  $\vec{v}' \neq 0$  bewegt, d.h., falls sie sich auf der Erde bewegt. Aufgrund des Vektorprodukts läßt sich weiter folgern, daß sie auf der Erde senkrecht zur momentanen Bewegungsrichtung der Masse an dieser angreift und daher eine Richtungsänderung hervorrufen wird.<sup>54)</sup>

## 2. Herleitung für Schüler der 11. Jahrgangsstufe in Bezug auf ihre Mechanikkenntnisse:

Eine Kanone möge sich auf einer mit der konstanten Winkelgeschwindigkeit  $\omega$  gegen den Uhrzeigersinn rotierenden Scheibe am Ort A befinden (siehe Abb. 10). Sie sei so plaziert, daß ihr Rohr radial nach außen zeige und bei stillstehender Scheibe ein Geschöß der Geschwindigkeit  $\vec{v}$  den Ort B am Scheibenrand erreichen würde. Da aber nun Rotation vorherrscht, dreht sich die Scheibe unter der Flugbahn des Geschößes weg, so daß dieses nun den Rand im Punkte B' trifft.

Der Betrag der Geschwindigkeit der Kanone infolge der Scheibenrotation beträgt

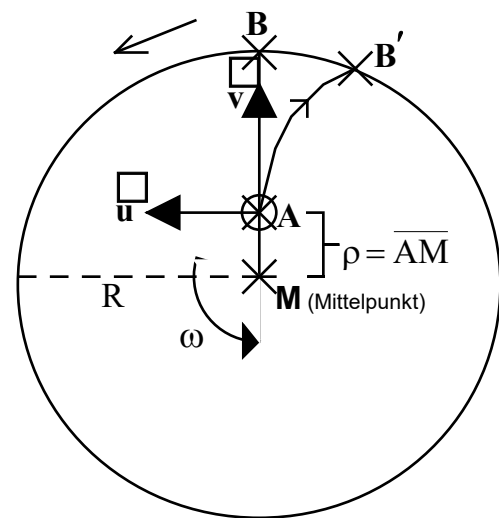
$u = \omega \cdot \rho$ . Weiter ist  $\Delta t = \frac{\overline{AB}}{v}$  die Zeit, die das Geschöß von A nach B bei Stillstand der Scheibe bräuchte bzw. von A nach B' braucht. Die Länge der Strecke BB' folgt nun aus der Differenz der Strecken, die die Punkte auf dem Scheibenrand ( $R \cdot \omega \cdot \Delta t$ ) und die das Geschöß aufgrund der Geschwindigkeitskomponente  $u$  ( $u \cdot \Delta t = \omega \cdot \rho \cdot \Delta t$ ) in der Zeit  $\Delta t$  zurückgelegt haben:

$$\overline{BB'} = R\omega\Delta t - u\Delta t = R\omega\Delta t - \rho\omega\Delta t = (R - \rho)\omega\Delta t = \overline{AB} \cdot \omega \cdot \Delta t \quad (*)$$

$$\text{Es ist} \quad \overline{AB} = \Delta t \cdot v \quad (**)$$

(\*\*) in (\*) einsetzen:

$$\Rightarrow \overline{BB'} = v \cdot \omega \cdot \Delta t^2 \quad (***)$$



Rotierende Scheibe

Abb. 10

Ein Beobachter, der am Ort B mitrotiert, steht zwar auf der Linie, die die Verlängerung des Kanonenrohrs darstellt, und meint, die Kugel werde auf ihn abgefeuert. Jedoch wird die Kugel abgelenkt, woraus er schließen muß, daß wegen dieser Geschwindigkeitsänderung in Bezug auf die Flugrichtung auf das Geschöß eine Kraft  $F_c$  wirkt. Nimmt man diese Kraft als konstant an, so ist natürlich auch die Beschleunigung  $a_c$  des Geschößes konstant und es gilt

$$\overline{BB'} = \frac{a_c}{2} \cdot \Delta t^2 \quad (****). \quad \text{Aus (***) und (****) folgt } \frac{a_c}{2} = v \cdot \omega \text{ bzw. } \boxed{a_c = 2 \cdot v \cdot \omega}$$

als die Coriolisbeschleunigung.

Als Lehrer wäre man im Grunde mit der Herleitung der Coriolisbeschleunigung hier schon fertig, jedoch für gute Klassen und der Vollständigkeit halber sein das weitere Vorgehen vorgestellt:

Im folgenden ordnen wir der Winkelgeschwindigkeit  $\omega$  einen Vektor  $\dot{\omega}$  zu, der parallel zur Drehachse in die Richtung zeigt, in die man blicken muß, so daß man die Scheibe als einen rechts herum rotierenden Körper sieht. Dann schaut in unserem Fall (in Abb. 10)  $\dot{\omega}$  aus der Zeichenebene heraus und steht senkrecht zur Tafel- bzw. Papierebene, also auch senkrecht zu  $\dot{v}$ . Steht jedoch  $\dot{v}$  nicht senkrecht zur Achse (zu  $\dot{\omega}$ ), so trägt die senkrecht zu  $\dot{\omega}$  stehende Vektorkomponente  $\dot{v}_\perp$  von  $\dot{v}$  zur Coriolisbeschleunigung bei und anhand Abb. 11 läßt sich damit ableiten  $a_c = 2 \cdot v_\perp \cdot \omega = 2v\omega \sin \gamma$ , wobei  $\gamma$  der Winkel zwischen  $\dot{\omega}$  und  $\dot{v}$  ist.<sup>55)</sup>

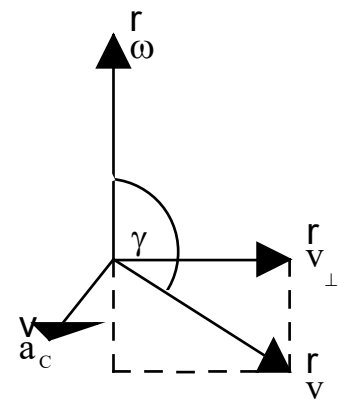


Abb. 11

Die Coriolisbeschleunigung wirkt dabei senkrecht zur Drehachse und zur Bewegungsrichtung der Masse, sie lenkt diese geradlinig von der Bahn ab und dies zu jedem Zeitpunkt und zu jeder Bewegungslage, außer die Geschwindigkeit der Masse ist gleich Null oder  $\dot{v}$  ist parallel zur Drehachse gerichtet. Dabei ist anschaulich klar, daß die Coriolisbeschleunigung  $\dot{a}_c$  als eine scheinbare Beschleunigung senkrecht zu  $\dot{\omega}$  liegt, da sich der Untergrund des rotierenden Körpers senkrecht zu seiner Drehachse unter der Masse, die sich auf ihm für einen außenstehenden, d.h. nicht mitrotierenden Beobachter geradlinig fortbewegt, wegdreht bzw. wegbewegt.

Anschaulich kann also die Corioliswirkung durch das Modell einer mit konstanter Winkelgeschwindigkeit rotierenden Scheibe, auf der sich eine Kugel von innen radial nach außen bewegt, erklärt werden, indem man plausibel macht, daß sich die Scheibe unter der bewegten Masse (=Kugel) wegdreht, so daß diese in Bezug auf das rotierende System abgelenkt wird.

Demnach wird auf einer in der Draufsicht sich entgegen dem Uhrzeigersinn drehenden Scheibe eine hierauf befindliche von innen radial nach außen bewegte Masse, auf die sonst keine äußeren Kräfte wirken, nach rechts abgelenkt (siehe Abb. 10).

Ebenso kann auch in Worten erklärt werden, warum bei einer Geschwindigkeit der Kugel bzw. Masse, die nun im rotierenden System außen am Scheibenrand radial zum Mittelpunkt der Scheibe gerichtet sei, ebenfalls eine Krümmung der Laufbahn auftritt: Vor dem Start befindet sich die Kugel am Scheibenrand und rotiert mit einer gewissen Umlaufgeschwindigkeit  $u = \text{Scheibenradius } R \cdot \text{Winkelgeschwindigkeit } \omega$ . Ihr werde nun im rotierenden System betrachtet z.B. durch einen kurzen Stoß hierin eine Geschwindigkeit verliehen, die radial nach innen zeigt. Je mehr sich nun die Kugel zur Scheibenmitte bewegt, umso geringer ist ihr Abstand  $\rho$  zum Drehpunkt und daher die an diesem Ort vorherrschende Rotationsgeschwindigkeit  $u' = \rho \cdot \omega$ . Da aber die Kugel am äußeren Rand einen höheren Impuls in Rotationsrichtung hatte, dieser aber auch bei der Bewegung der Kugel nach innen erhalten bleibt (Impulserhaltung), schießt die Kugel bei ihrer Bewegung nach innen zusätzlich noch in die Drehrichtung der Scheibe vor, so daß also diese zur Drehrichtung hin abgelenkt wird.<sup>56)</sup> Rotiert in diesem Zusammenhang nun die Scheibe entgegen dem Uhrzeigersinn, so wird die Kugel daher nach rechts abge-

lenkt, rotiert sie andersherum (im Uhrzeigersinn), so erfolgt demnach eine Linksablenkung.

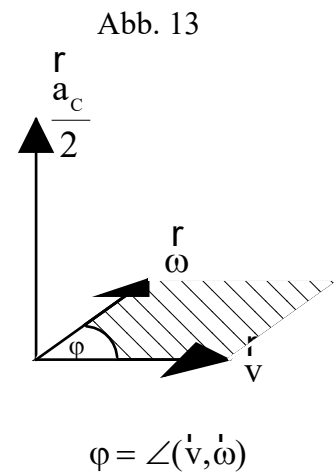
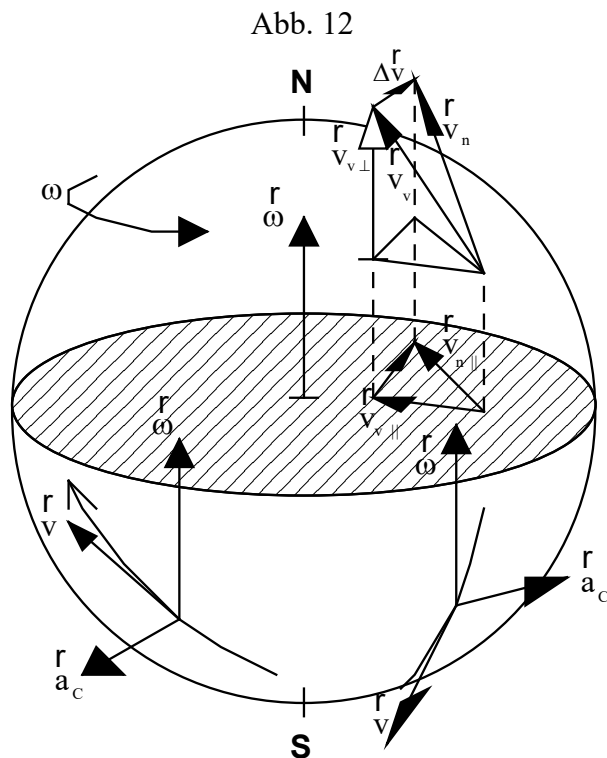
Man kann nun auf diese Weise verschiedene Geschwindigkeitsrichtungen der Kugel auf der rotierenden Scheibe diskutieren und kommt dabei immer auf das Ergebnis, daß auf einer entgegen dem Uhrzeigersinn rotierenden Scheibe vom rotierenden System aus betrachtet bewegte Massen nach rechts abgelenkt werden und bewegte Massen auf einer im Uhrzeigersinn rotierenden Scheibe eine Ablenkung nach links erfahren. Diese Richtungsänderungen können natürlich auch anhand der Formel  $\dot{a}_c = 2\dot{v} \times \dot{\omega}$  überprüft werden unter Zuhilfenahme der Regeln des Kreuzprodukts in Bezug auf die Richtung der beitragenden Vektoren.

#### Übertragen wir nun die gewonnenen Ergebnisse auf das System Erde:

Die Erde ist zwar keine Scheibe, sondern annähernd eine Kugel. Betrachten wir jedoch bewegte Luftmassen auf der Nord- bzw. Südhalbkugel, so haben diese dort jeweils eine vektorielle Geschwindigkeitskomponente, die parallel zur der Scheibe liegt, die durch den Äquatorkreis um unseren Planeten berandet ist und sich um den Erdmittelpunkt als ihren Mittelpunkt mit der Winkelgeschwindigkeit der Erde mit dieser mitbewegt. Also erfährt durch die Coriolisbeschleunigung diese Komponente eine Ablenkung und daher auch die resultierende Geschwindigkeit auf der Erde (siehe Abb. 12).

Die Coriolis-Ablenkung eines Windes erfolgt damit gemäß den vorhin herausgearbeiteten Ergebnissen über eine bewegte Masse auf einer rotierenden Scheibe auf der Nordhalbkugel der Erde nach rechts und auf der Südhalbkugel nach links.<sup>57)</sup>

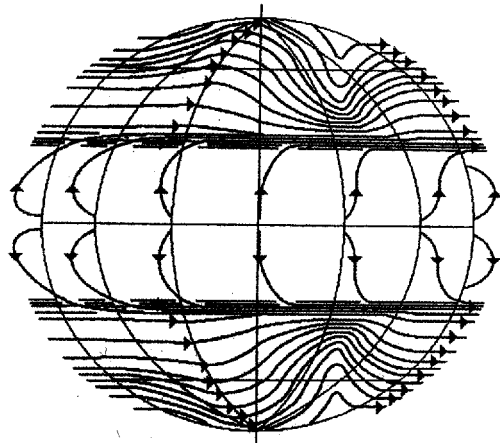
Natürlich sind auch mithilfe der Formel  $\dot{a}_c = 2\dot{v} \times \dot{\omega}$  mit  $\dot{v}$  als Vektor der Windgeschwindigkeit bezüglich des rotierenden Systems Erde und  $\dot{\omega}$  als der Vektor der Winkelgeschwindigkeit der Erddrehung diese Ablenkungsgesetze anschaulich ableitbar. Das Kreuzprodukt  $2\dot{v} \times \dot{\omega}$  liefert nämlich einen Vektor, der senkrecht zu der von  $\dot{v}$  und  $\dot{\omega}$  aufgespannten Ebene steht und der nach der Geometrie des Vektorprodukts in die Richtung zeigt, in die sich eine Rechtsschraube bewegen würde, wenn man  $\dot{v}$  auf kürzestem Wege nach  $\dot{\omega}$  dreht.<sup>58)</sup> (siehe Abb. 13).



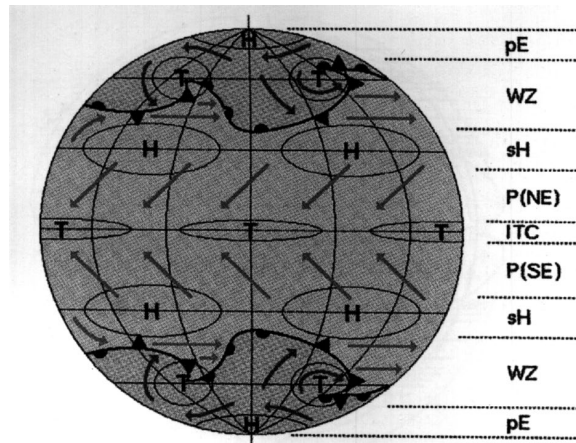
- $\dot{v}_v$  = Geschwindigkeit des Windes vor der Coriolisablenkung
- $\dot{v}_n$  = Geschwindigkeit des Windes nach einer gewissen Zeit  $\Delta t$
- Index ||: Komponente des jeweiligen Vektors in der Kreisebene liegend, die durch den Äquator berandet ist.
- Index  $\perp$ : senkrechte Vektorkomponente

Wir haben jetzt die Corioliswirkung auf der Erde ausführlich hergeleitet und behandelt und kehren zurück zu der Situation, wie sie Abb. 6 zeigt und die wir nun aufgrund dem Wissen über die Coriolisablenkung von großräumigen Luftströmungen in Frage stellen müssen.

Die Vorstellung von der Zirkulationswalze auf der Nordhalbkugel und derjenigen auf der Südhalbkugel, die beide auf kürzestem Wege der oberen Schicht der Troposphäre warme Luft vom Äquator zu den Polen und in tieferen Schichten von dort wieder zum Äquator transportieren, ist nur richtig, falls die Erde nicht rotieren bzw. ein Inertialsystem darstellen würde. Da sie aber nun bezüglich des Fixsternhimmels als Inertialsystem sich die Erde als rotierendes System in der Zeit eines Sterntages (23 h 56 min 4 s) einmal um sich selbst dreht (mit konstanter Winkelgeschwindigkeit  $\frac{2\pi}{1 \text{ Sterntag}}$ ), wirkt auf diese Luftströmungen die Coriolisbeschleunigung. Also wird der Höhenwind vom Äquator zu den Polen auf der Nordhalbkugel nach rechts abgelenkt, auf der Südhalbkugel nach links.<sup>59)</sup> Aus den ursprünglichen Süd- bzw. Nordwinden in der Höhe werden daher "allmählich nach rechts (Nordhalbkugel) bzw. nach links (Südhalbkugel) abdrehende Luftströmungen, bis sie in jeweils ca. 30° bis 35° geographischer Breite dann zu Westwinden geworden sind"<sup>60)</sup> (siehe Abb. 14).



Das planetar. Windsystem in der Höhe



Das planetar. Windsystem am Boden  
 pE = Bereich der polaren Ostwinde  
 WZ = Westwindzone  
 sH = Subtropischer Hochdruckgürtel  
 P(NE)= Bereich des Nordostpassats  
 P(SE)= Bereich des Südostpassats  
 ITC= Innertropische Konvergenzzone

Abb. 14

Abb. 15

[Abb. 14 entnommen aus: Krüger L.: Wetter und Klima: Beobachten und verstehen. Berlin / Heidelberg 1994 (Springer-Verlag), S. 93; Abb. 15 entnommen aus Krüger L.: Wetter und Klima: Beobachten und verstehen. Berlin / Heidelberg 1994, S. 94.]

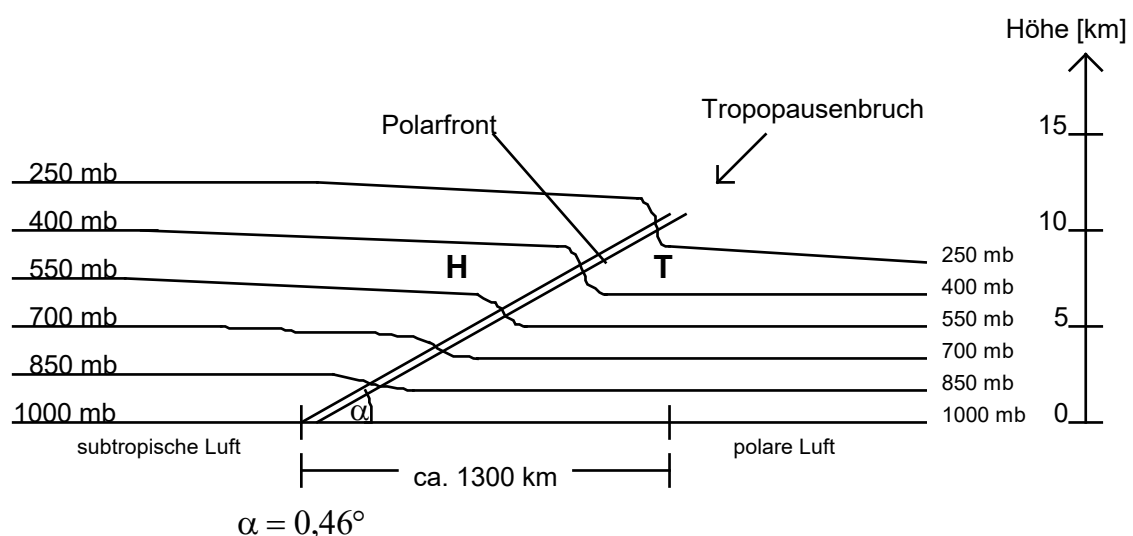
"In Höhen von etwa 7 bis 15 km (je nach geographischer Breite) über dem Erdboden bildet sich damit eine Zone außerordentlich starker Westwinde aus. Dies ist der *subtropische Strahlstrom* oder *Subtropenjet* (engl.: *Jetstream* = Strahlstrom) mit Windgeschwindigkeiten von ca. 100 bis 200 km/h (siehe in" Abb. 14 die durch dicht gedrängte "Stromlinien gekennzeichneten Westwindbänder in etwa 30° geographischer Breite beiderseits des Äquators)."<sup>61)</sup>

Betrachten wir nun die Luftdruckverhältnisse am Boden: Über den Äquatorbreiten wird Luft in der Höhe nach Norden und Süden weggeführt. Dieser Massenverlust der am Boden auflastenden Luft bewirkt in den Äquatorbreiten einen Luftdruckabfall. So entsteht hier die sogenannte äquatoriale Tiefdruckrinne, die in Abb. 15 durch die langgestreckten schmalen Tiefdruckgebiete angedeutet ist.<sup>62)</sup> Sie wird auch innertropische Konvergenzzone genannt (kuz: ITC).<sup>63)</sup> Der polwärts strömende Höhenwind, der schon in 30° geographischer Breite zu einem Westwind abgelenkt wird und nicht weiter in höhere Breiten reicht, führt daher zu einem Luftzuwachs in der Höhe und damit hier zu einem Luftdruckanstieg an der Erdoberfläche. Die Folge ist, daß sich in etwa 30° nördlicher und südlicher Breite jeweils der sogenannte subtropische Hochdruckgürtel ausbildet. Er stellt in Wirklichkeit kein die Erde umspannendes Band dar, sondern ist in mehrere Hochdruckzellen aufgespalten. Eine dieser Zellen ist das Azorenhoch (= Hoch über dem Gebiet der Azoreninseln im atlantischen Ozean westlich von Portugal). Ebenso über der Sahara befindet sich ganzjährig ein derartiges Hochdruckgebiet.<sup>64)</sup> In diesem Hochdruckgürtel bzw. in seinen Zellen sinkt die in der Höhe aufgestaute Luft ab und fließt in der unteren Troposphäre als Bodenwind wieder in Richtung Äquator. Dabei wird durch die Corioliswirkung diese Strömung wiederum abgelenkt, so daß von der

Seite der Nordhalbkugel her der Wind am Boden als Nordostpassat und von der Seite der Südhalbkugel her als Südostpassat in die innertropische Konvergenzzone hineinweht, um dort wieder aufzusteigen.<sup>65)</sup> Somit ist der Kreis der tropischen Zirkulation geschlossen. "Sie wird nach ihrem Entdecker, dem Engländer George Hadley (1685–1768), auch *Hadley-Zirkulation* genannt."<sup>66)</sup>

Beschränken wir uns nun im folgenden bei der Betrachtung der außertropischen Zirkulation auf die Nordhalbkugel der Erde. Auf der Südhemisphäre läuft dann diese analog zu der der Nordhemisphäre ab, jedoch am Äquator sozusagen *in Gedanken gespiegelt*<sup>67)</sup> (vgl. dazu Abb. 14, 15).

"Durch die Riesenluftwalze der tropischen Zirkulation ist" nur der "Wärmeaustausch zwischen Äquator und Subtropen gewährleistet. So sind die Temperaturen der Luft in der Höhenschicht zwischen 5 und 15 km im gesamten Bereich Äquator bis ca. 35° Nord ziemlich gleich. Erst von hier ab beginnt der in Richtung Nordpol zu erwartende Temperaturabfall, der nun um so steiler" verläuft. "Das bedeutet für die Wettersphäre, daß sie sich südlich dieser Breite wegen der wärmebedingten Volumenvergrößerung nach oben ausdehnen wird. Nördlich dieser Zone wird aus umgekehrten Gründen die Troposphäre geschrumpft sein."<sup>68)</sup> An der Linie, wo also subtropische Luftmassen im Süden und polare Luftmassen im Norden aneinandergrenzen, geht die subtropische Tropopause nicht kontinuierlich in die polare Tropopause über, sondern macht gleichsam einen Sprung. Diese Grenze zwischen warmen und kalten Luftmassen nennt man Polarfront.<sup>69)</sup> Sie ist immer zur kälteren Luftmasse, also auf der Nordhalbkugel nach Norden geneigt. Den Neigungswinkel zum Boden einer Front, also einer Grenzfläche, an der verschieden temperierte Luftmassen aneinanderliegen, kann man berechnen. So beträgt er im Mittel nach einem Beispiel in Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Berlin / Heidelberg 1994<sup>2</sup>, S. 116, 117 für die Polarfront 0,46°.<sup>70)</sup> "Die Neigung der Front gegen die Horizontale ist somit sehr gering. Der Wert von 0,46° entspricht einem Anstieg von 8 km auf 1000 km Horizontaldistanz, d.h. einem Verhältnis von 1:125."<sup>71)</sup> Die Polarfront reicht nun in Richtung ihrer Neigung bis zu der Stelle in die Höhe, an der dann der Tropopausenbruch auftritt.<sup>72)</sup> In der folgenden Skizze sei nun die Druckverteilung an ihr zum Verständnis schematisch aufgezeichnet:



Druckverteilung an der Polarfront

Abb. 16

[Zu Abb. 16 : eigener Entwurf in Anlehnung an Abb. 4 und an Krüger L.: Wetter und Klima: Beobachten und verstehen. Berlin/Heidelberg 1994 (Springer-Verlag), S. 97.]

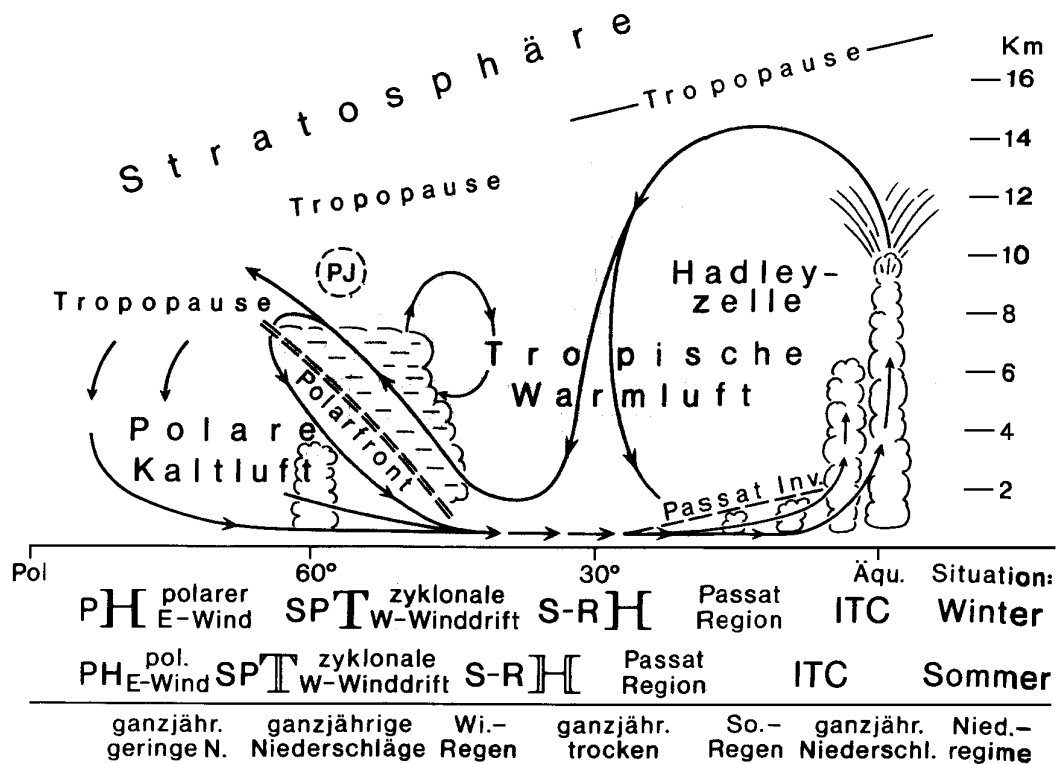
Analog zu Abb. 8 herrscht an der Front eine mit der Höhe der Troposphäre immer größer werdende Luftdruckdifferenz, die in der Höhe im Bereich der subtropischen Luft ein Höhenhoch und in der selben Höhe im Bereich der polaren Luftmasse ein Höhentief entstehen läßt, siehe Abb. 20. Dieser Druckgradient an der Front ist sehr groß und versucht sich auszugleichen, indem Luft in der Höhe bestrebt ist, von Süd nach Nord zu fließen. Dieser Wind jedoch wird durch die Corioliswirkung auf der Nordhalbkugel nach rechts zu einem Westwind umgelenkt, so daß sich in der oberen Troposphäre am Tropopausenbruch in ca. 10 km Höhe ein ca. 200 km breites Weststurmband ausbildet mit teilweise Windgeschwindigkeiten bis 300 km/h. Dieses und damit verbunden die Zone der Polarfront mäandriert dabei um die Nordhalbkugel, wobei die maximalen Ausschläge dieser Windungen zwischen etwa 40° und 70° nördlicher Breite pendeln je nach der momentanen Lage der Luftmassengrenze und je nach der Gestaltung der Erdoberfläche. Das Starkwindband in der Höhe wird auch *polarer Strahlstrom* genannt (engl. *Jetstream*) und sein Gebiet, das er überdeckt, hat die Bezeichnung *Polarfrontalzone*<sup>73)</sup>, weil sich in ihm "die bedeutenden Wettervorgänge abspielen, die ihre Existenz dem Temperaturgegensatz zwischen subtropischen und polaren Luftmassen verdanken. Die geographische Zone, in der sich diese Vorgänge abspielen, wird *Westwindzone* oder auch *Westwind-drift* genannt."<sup>74)</sup>

An der Polarfront bilden sich die ostwärts wandernden Tiefdruckgebiete aus, die für das wechselhafte Wetter im Bereich der Westwindzone und damit auch in Süddeutschland verantwortlich sind. Deren Entstehung und deren charakteristische Merkmale in Bezug auf das Wettergeschehen sollen dann im nächsten Kapitel 1.1.3 vorgestellt und behandelt werden.

Um das planetarische Windsystem zu vervollständigen, sei noch die Zirkulation im Bereich von der Westwindzone bis zu den Polen erläutert:

Die Polgebiete sind aufgrund mangelnder ausreichender Sonneneinstrahlung sehr stark ausgekühlt, ebenso wie die darüber befindliche wetterwirksame Atmosphärenschicht, so daß sich analog zu Abb. 4 zwischen der Westwindzone und den Polen ein mit der Höhe immer stärkeres Druckgefälle ausbildet. Dieses ist bestrebt, sich so auszugleichen, daß Luft, die in den Tiefdruckgebieten der Westwinddrift vom Boden in die obere Troposphäre aufsteigt, zu den Polen strömt und sich über den Polen anstaut, so daß sich durch den Massenzuwachs an Luft hier die sogenannten Polarhochdruckgebiete ausbilden.<sup>75)</sup> Die Luft sinkt hier ab und fließt am Boden wieder zur Westwindzone, wobei sie durch die Corioliskraft nach rechts abgelenkt wird, so daß auf beiden Erdhalbkugeln am Boden zwischen 70° und 90° geographischer Breite der polare Nordostwind (Nordhalbkugel) bzw. Südostwind (Südhalbkugel) weht, der zu niedrigeren Breiten (ca. bei 70° geographischer Breite) immer mehr zum Ostwind wird (vgl. mit Abb. 15 an den Polen).

Zusammenfassend sei nun der planetarische Strömungsmechanismus in Abb. 17 anschaulich wiedergegeben:



QUERSCHNITT DURCH DAS PLANETARISCHE WINDSYSTEM Abb. 17

[Zu Abb. 17: entnommen aus: Weisheit W.: Einführung in die allgemeine Klimatologie. Stuttgart 19956 (Teubner-Verlag), S. 255.]

Abb. 17 zeigt ebenso, daß bezüglich der Nordhalbkugel im Winter das gesamte planetarische Windsystem nach Süden und im Sommer nach Norden verschoben ist. Dies rührt daher, daß der Zenitstand der Sonne zwischen  $23,5^\circ$  N (nördlicher Wendekreis) am 21. Juni und  $23,5^\circ$  S (südlicher Wendekreis) am 21. Dezember pendelt.<sup>76)</sup> "Dieser Pendelbewegung folgen die Windgürtel nach, allerdings mit gedämpftem meridionalen Ausschlag und einem zeitlichen Nachhinken um etwa ein bis zwei Monate."<sup>77)</sup> Deshalb liegt nicht schon im Juni, sondern erst im Juli, August die Westwindzone in ihrer maximalen nördlichen Auslenkung. Süddeutschland befindet sich dabei zu dieser Zeit im südlichen Gebiet der Westwindzone. Sie ist dann hier oft nicht mehr so wirksam auf unseren Raum, so daß vor allem im Juli, August weniger wechselhaftes, sondern vermehrt beständiges, schönes, sommerliches Hochdruckwetter Einfluß hat.

Abschließend zu diesem Kapitel wird nun noch ergänzend etwas näher auf die beiden Westwindbänder in der Höhe, also auf den subtropischen und tropischen Strahlstrom der Nordhalbkugel der Erde eingegangen:

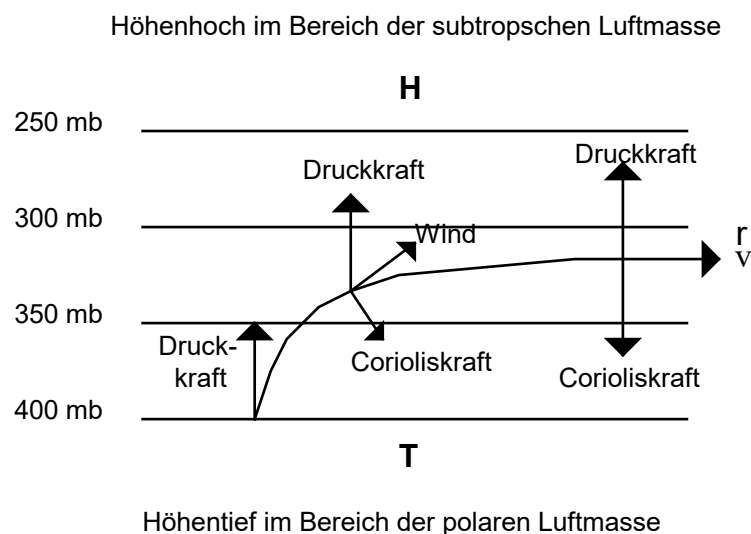
Diese beiden Weststürmbänder in der Höhe werden im Deutschen "Strahlströme", im Englischen auch "jetstreams" genannt. Die hohe Windgeschwindigkeit in ihnen macht sich interessanterweise die Luftfahrt zu Nutze, denn Flugzeuge, die in den Strahlströmen in Richtung der Windgeschwindigkeit fliegen, kommen schneller voran, denn ihre Gesamtgeschwindigkeit wird um diejenige des Weststurms in der Höhe erhöht. Auf diese Weise können Flugzeiten eingespart werden.<sup>78)</sup>

Als Leser werden Sie sich nun in diesem Kapitel in Bezug auf die Strahlströme vielleicht schon die Fragen gestellt haben: Warum wird eigentlich der durch die Corioliswirkung entstandene Westwind durch diese in diesen Sturmbändern in der Höhe nicht weiter abgelenkt, so daß es beim Höhenwind aus westlicher Richtung bleibt? Und warum ist die Windgeschwindigkeit in ihnen so groß?

Beide Fragen sollen nun physikalisch beantwortet werden:

Beschränken wir uns bei der Erklärung auf den polaren Jetstream der Nordhalbkugel, beim subpolaren Jetstream verhält es sich dann im Prinzip letztendlich genauso.

Der polare Strahlstrom entsteht dadurch, daß eine mit der Höhe immer größer werdende horizontale Druckdifferenz zwischen kalter und warmer Luftmasse vorliegt (siehe Abb. 16). Daher wirkt aufgrund dieses vorherrschenden Druckgradienten in der Höhe auf ein Luftteilchen (bzw. kleines Luftpaket) der Masse  $m$  eine Kraft, die in Richtung des niedrigeren Drucks weist und die es dorthin beschleunigt. Diese Kraft heißt *Druckgradientkraft* <sup>79)</sup> oder kurz *Druckkraft* <sup>80)</sup> ( $\vec{F}_D$ ). Da durch sie die Geschwindigkeit des Teilchens (bzw. Luftpäckchens) aufgrund seiner Beschleunigung wächst, nimmt – wir befinden uns auf dem rotierenden System Erde – die Corioliskraft  $\vec{F}_C$  zu, die senkrecht zur Bewegungsrichtung wirkt. Also wird das Teilchen durch die Druckgradientkraft weiter beschleunigt und durch die dabei wachsende Corioliskraft immer mehr abgelenkt, bis es sich parallel zu den Linien gleichen Luftdrucks (= Isobaren) bewegt und hier Druckkraft und Corioliskraft gleichen Betrag haben, beide Kräfte entgegengesetzt gerichtet sind, sich also gleichsam die Waage halten<sup>81)</sup> (siehe Abb. 18).



Wirkung von Druck- und Corioliskraft (geostrophischer Wind)

Abb. 18

[Zu Abb. 18: eigener Entwurf in Anlehnung an Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Berlin/Heidelberg 1994<sup>2</sup> (Springer-Verlag), S. 60, Abb. 39.]

"Diesen Wind, bei dem die Luftbewegung gekennzeichnet ist durch das Gleichgewicht von Druckkraft und Corioliskraft und bei der die Bewegung längs geradliniger, paralleler Isobaren beschleunigungsfrei erfolgt, bezeichnen wir als *geostrophischen Wind*. Er ist in der Atmosphäre oberhalb der etwa 1000 m hohen Reibungsschicht grundsätzlich anzutreffen."<sup>82)</sup> Dieses Kräftegleichgewicht ist nun der Grund dafür, daß der Höhen-

wind aus westlicher Richtung in den Strahlströmen nicht weiter abgelenkt wird, sondern daß er diese beibehält.

Zur Ableitung der Druckgradientkraft  $\dot{F}_D$  betrachten wir ein kleines quaderförmiges Luftvolumen  $\delta V$  der Dichte  $\rho$  mit den Kanten  $\delta n$ ,  $\delta y$ ,  $\delta z$ , wobei dieses so gelegen sei, daß die Kante  $\delta n$  in Druckgefällerrichtung liegt, siehe folgende Abbildung:

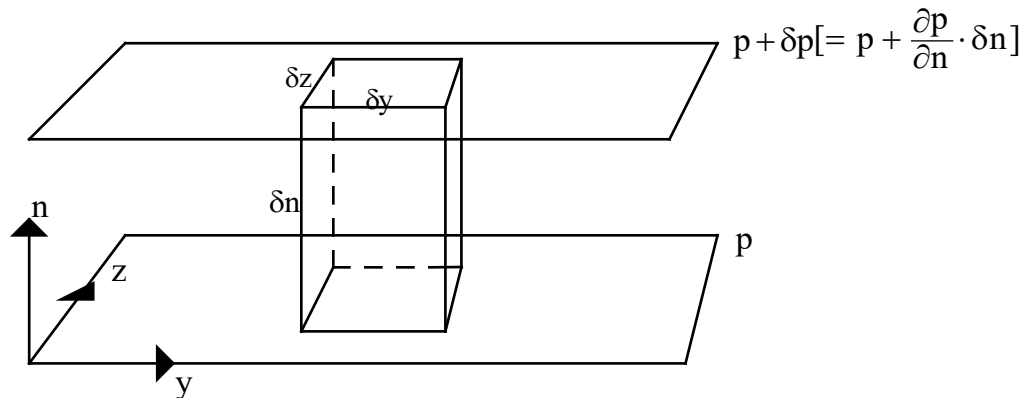


Abb. 19

[Zu Abb. 19 vgl. Liljequist G.H., Cihak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig / Wiesbaden 1984<sup>3</sup> (Vieweg-Verlag), S. 220, Bild 16-3.]

Nach Abb. 19 folgt dann gemäß Kraft = Druck · Fläche ( $F = p \cdot A$ ) für die resultierende Kraft auf das Luftvolumen in n-Richtung mit  $A = \delta y \cdot \delta z$

$$\delta F = p \cdot \delta y \cdot \delta z - (p + \delta p) \cdot \delta y \cdot \delta z = -\delta p \cdot \delta y \cdot \delta z = -\delta y \cdot \delta z \cdot \delta n \cdot \frac{\delta p}{\delta n} = -\delta V \cdot \frac{\delta p}{\delta n} =$$

$$= -\delta m \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta n} .$$

$\delta m = \delta V \cdot \rho$   
(Masse des Luftvolumens)

Also beträgt die Druckkraft für ein kleines Luftvolumen  $V$  der Dichte  $\rho$  und Masse  $m$

$$F_D = -m \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta n} \text{ bzw. vektoriell } \dot{F}_D = -m \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta n} \cdot \mathbf{e}_n \text{ (} \mathbf{e}_n = \text{Einheitsvektor in n-Richtung).}$$

Für die Druckbeschleunigung folgt daraus  $a_D = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta n}$  bzw.  $\mathbf{a}_D = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta n} \cdot \mathbf{e}_n$ . 83)

Dies ist eine Herleitung der Druckgradientenkraft bzw. -beschleunigung, wie sie im Unterricht der 11. Jahrgangsstufe im Additum Physik der Atmosphäre vorgestellt werden kann.

[ Die genaue Herleitung, die jedoch für den Unterricht im Gymnasium ungeeignet ist, da bis einschließlich der Jahrgangsstufe 13 im Fach Mathematik weder die partielle Differentiation, noch das totale Differential behandelt wird, verläuft unter Zuhilfenahme der Situation in Abb. 23 fast genauso:

Resultierende Kraft auf das Luftvolumen  $\delta V$ :

$$\delta F = p \cdot \delta y \cdot \delta z - \left( p + \frac{\partial p}{\partial n} \delta n \right) \cdot \delta y \cdot \delta z = -\frac{\partial p}{\partial n} \cdot \delta n \cdot \delta y \cdot \delta z = -\frac{\partial p}{\partial n} \cdot \delta V .$$

Mit  $\delta m = \delta V \cdot \rho$  als Masse des Luftvolumens  $\delta V$  der Dichte  $\rho$  folgt:  $\delta F = -\delta m \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}$ ,

also gilt für ein Luftvolumen  $V$  der Masse  $m$  und Dichte  $\rho$

für die Druckkraft  $F_D = -m \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}$  bzw.  $\vec{F}_D = -m \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} \cdot \vec{e}_n$

und für die Druckbeschleunigung  $a_D = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}$  bzw.  $\vec{a}_D = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} \cdot \vec{e}_n$ .<sup>84)</sup>

Für den geostrophischen Wind in den Strahlströmen gilt nun (in Bezug auf ein hier befindliches kleines Luftvolumen der Dichte  $\rho$  und Masse  $m$ ) dem Betrage nach die Gleichheit der Druckkraft und Corioliskraft. Daraus läßt sich die Geschwindigkeit des geostrophischen Windes entlang der Isobaren leicht ableiten:

$|F_C| = |F_D|$  (betragsmäßige Kräftegleichheit auf ein kleines Luftvolumen der Masse  $m$ )

Da die Windgeschwindigkeit von West nach Ost gerichtet ist, betrachten wir zur Bestimmung der Corioliskraft folgende Skizze:

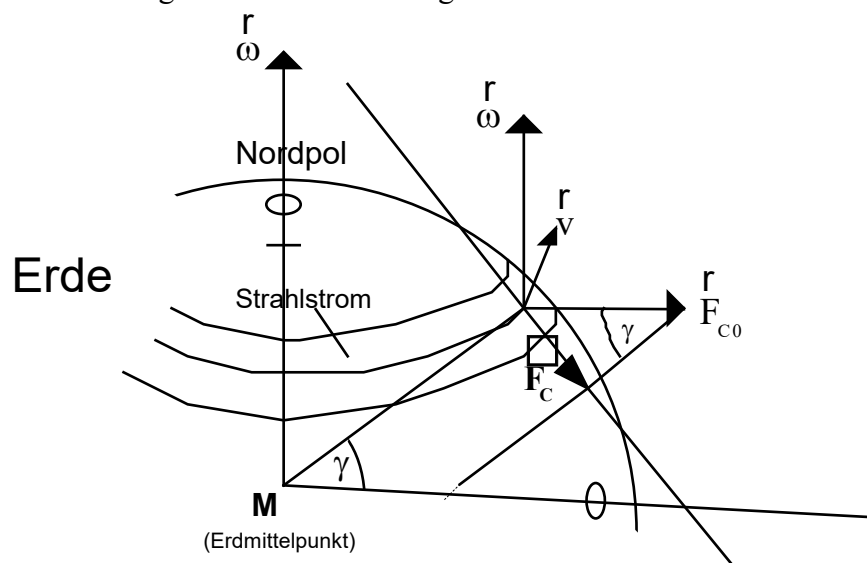


Abb. 20

Es ist  $\vec{F}_{C0} = 2m(\vec{v} \times \vec{\omega})$  und wegen  $\vec{v} \perp \vec{\omega}$  ist  $F_{C0} = 2mv\omega$ . Die horizontal zur Erdoberfläche wirkende Corioliskraft  $F_C$  beträgt nach obiger Skizze  $F_C = F_{C0} \cdot \sin \gamma = 2 \cdot m \cdot v \cdot \omega \cdot \sin \gamma$ , wobei  $\gamma$  der Breitengrad ist, in dem sich das Luftteilchen (Luftquantum) im Jetstream bewegt.

Also folgt aus der Gleichheit  $|F_C| = |F_D|$  die Gleichung:

$$2mv\omega \cdot \sin \gamma = \left| -m \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta n} \right| \quad \left[ = \left| -m \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} \right| \right]$$

$$\Leftrightarrow 2mv\omega \cdot \sin \gamma = m \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta n} \quad \left[ = m \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} \right]$$

$$\Rightarrow v = \frac{1}{2\omega \cdot \sin \gamma} \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta n} \quad \left[ = \frac{1}{2\omega \cdot \sin \gamma} \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} \right]$$

Geometriefaktor

als Formel für die Windgeschwindigkeit eines geostrophischen Windes.<sup>85)</sup>

Wir sehen an ihr, daß die Strömungsgeschwindigkeit entlang der Isobaren direkt proportional zum senkrecht dazu herrschenden Druckgefälle  $\frac{\delta p}{\delta n}$  [bzw.  $\frac{\partial p}{\partial n}$ ] ist.

In Bezug auf den Strahlstrom bedeutet dies folgendes:

Der Wind aus westlicher Richtung in der Höhe wird in ihm aufgrund des besprochenen Kräftegleichgewichts nicht weiter abgelenkt; er behält also seine Richtung bei. So findet zwischen den polaren Luftmassen im Norden und den subtropischen Luftmassen im Süden kein Luftaustausch und keine Durchmischung statt, da dieser entlang der Isobaren, also entlang der Grenze zwischen subtropischen und polaren Luftmassen (=Polarfront) strömt. So können sich im weiteren Verlauf die warmen subtropischen Luftmassen weiter erwärmen (→ durch vermehrte Sonneneinstrahlung) und die polaren kühlen weiter aus (→ fehlende Sonneneinstrahlung). Dies führt zu einer weiteren Anhebung der wetterwirksamen Atmosphärenschicht in die Höhe im Bereich der subtropischen Luftmassen und zu einem weiteren Absinken der Troposphäre im Bereich der polaren Luftmassen, so daß sich in der Höhe an der Polarfront als markante Luftmassengrenze das Druckgefälle in horizontaler Richtung von Nord nach Süd  $\left(\frac{\delta p}{\delta n}\right)$  weiter erhöht<sup>86)</sup> (vgl.

Situation in Abb. 16). Daher verstärkt sich nach der eben hergeleiteten Beziehung für die Strömungsgeschwindigkeit der Höhenwind in der oberen Troposphäre und kann hier in diesem Windband (= Strahlstrom) in ca. 10 km Höhe, wie bereits erwähnt, Geschwindigkeiten bis zu 300 km/h annehmen.

Ebenso erhält man als Ergebnis aus der Formel für die geostrophische Strömungsgeschwindigkeit: Mit der Höhe nimmt die Strömungsgeschwindigkeit zu, denn mit der Höhe vergrößert sich auch die Druckdifferenz  $\left(\frac{\delta p}{\delta n}\right)$  zwischen warmer und kalter Luftmasse (siehe Abb. 16). Daher können maximale Windgeschwindigkeiten nur an der oberen Troposphäre auftreten.<sup>87)</sup>

Ergänzend sei noch erwähnt: Die Formel für die geostrophische Windgeschwindigkeit, die wir nun zu Erklärungszwecken verwendet haben, ist zwar für Abschätzungen, jedoch leider nicht geeignet dafür, im Strahlstrom die Windgeschwindigkeit genau zu berechnen, denn in einer gewissen Höhe ist ja die Luft südlich der Polarfront wärmer als nördlich dieser. Dies bedeutet, daß die Luftdichte, die temperaturabhängig ist, in dieser Höhe nicht eindeutig festgelegt ist. So ist der Höhenwind von der Temperaturverteilung in horizontaler Richtung also abhängig.<sup>88)</sup> Zu einer genaueren Betrachtung des Höhenwindes in diesem Zusammenhang sei für Interessenten verwiesen auf Liljequist G.H., Cehak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig / Wiesbaden 1984<sup>3</sup>, Kapitel 16.7. S. 232ff. .

Als grundlegendes Fazit halten wir nun abschließend fest:

Ein Luftaustausch an der Polarfront findet also nicht statt.

Er geschieht nur durch Tiefdruckgebiete, die sich an der Polarfront entwickeln. Dieser Entwicklungsvorgang wird im nun folgenden Kapitel erläutert.

### 1.1.3. Hoch und Tiefdruckgebiete, ihre Entstehung und ihre typischen Merkmale in Bezug auf das Wettergeschehen

Unter einem Tiefdruckgebiet oder einer Zyklone "versteht man ein Gebiet tiefen Luftdrucks, in dem der Luftdruck allseitig zum Zentrum hin abnimmt;" ein Hochdruckgebiet oder eine Antizyklone "ist entsprechend ein Gebiet, in dem der Luftdruck allseitig zum Zentrum hin zunimmt."<sup>89)</sup> Es ist dabei der Luftdruck in einer gewissen Höhe in oder über Meeresspiegelniveau gemeint. Meint man den Luftdruck reduziert auf Meeresspiegelniveau (siehe dazu 5. Unterrichtsstunde in Kap. 2.2.), so spricht man bei diesen Druckgebilden von einem Bodentief bzw. von einem Bodenhochdruckgebiet oder einfach von einem Tief- bzw. Hochdruckgebiet. Vor allem in den Wetterkarten der Zeitungen sind die Linien gleichen Luftdrucks (= Isobaren) auf Meeresspiegelniveau bezogen. Es handelt sich also hier um die sogenannten *Bodenwetterkarten*. In ihnen werden dann auch oft die Wetterwerte am Boden (Temperatur, Windrichtung, -stärke, Bedeckungsgrad,...) eingetragen.<sup>90)</sup> Ein für eine genauere Abschätzung des weiteren Wettergeschehens sehr wichtiges Hilfsmittel stellt die sogenannte *Höhenwetterkarte* dar. Im Gegensatz zur Bodenwetterkarte, die den Luftdruck durch Linien gleichen Luftdrucks (Isobaren) markiert, bezieht sich die Höhenwetterkarte auf eine bestimmte Luftdruckfläche in der Höhe. Es wird hier die Höhe eines ganz bestimmten Luftdrucks an den verschiedensten Orten des zugrundeliegenden Gebiets betrachtet und wie auf einer Landkarte sind die Punkte gleicher Höhe verbunden, so daß also in der Höhenwetterkarte gleichsam die Höhenlinien dieser Luftdruckfläche eingezeichnet sind. Diese Höhenlinien bezeichnet man als *Isohypsen*. In der Meteorologie betrachtet man in diesem Zusammenhang häufig die 500 hPa - Fläche, die in einer Höhe von etwa 5500 m über dem Meeresspiegel gelegen ist.<sup>91)</sup> Aber ebenso finden auch die 700, 300, 100 und 50 hPa - Flächen, die etwa der Höhe von 3, 10, 15 und 20 km entsprechen, Verwendung.<sup>92)</sup> Eine Höhenwetterkarte der 500 hPa - Fläche zeigt Abb. 33 b. Hier sind die Höhenangaben an den Isohypsen in Dekametern angegeben. Es entspricht nun dem Hochdruckgebiet in der Höhe der Bereich, in dem die betrachtete Luftdruckfläche relativ hoch gelegen ist und im Gegensatz dazu dem Höhentief das Gebiet, in dem diese vergleichsmäßig niedrig liegt. Denkt man sich nämlich in der Höhe, in der sich bei normalem, mittlerem Luftdruck die entsprechende Luftdruckfläche (z.B. 500 hPa) befinden würde, die dazugehörige horizontale Ebene (bei 500 hPa in etwa 5500 m Höhe), so liegt im Gebiet eines Höhenhochs diese Luftdruckfläche über dieser Niveaufläche, so daß das Gewicht der Luftschicht zwischen beiden Flächen zu einem zusätzlichen Luftdruck in dieser horizontalen Ebene führt, also zu einem Hochdruckgebiet in ihrer Höhe. Umgekehrt liegt im Bereich eines Höhentiefs die betrachtete Luftdruckfläche ( 500 hPa ) unterhalb der gedachten Horizontalebene. Also liegt letztere höher als die Fläche des Luftdrucks, auf den man sich bezieht und da der Luftdruck mit der Höhe abnimmt, herrscht in der Höhe der horizontalen Ebene ein tieferer Luftdruck als im Normalzustand, also ein Tief in dieser Höhe vor. Zu dieser Erläuterung siehe Abb. 21 auf folgender Seite oben.

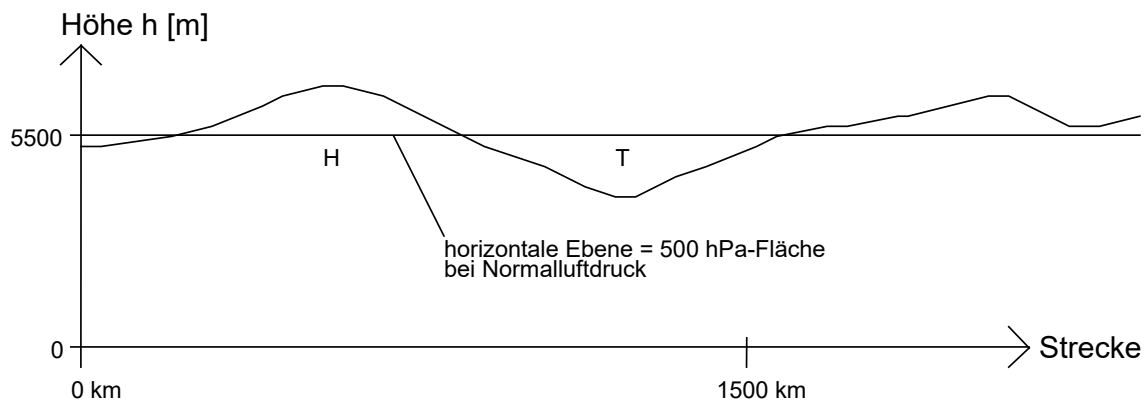
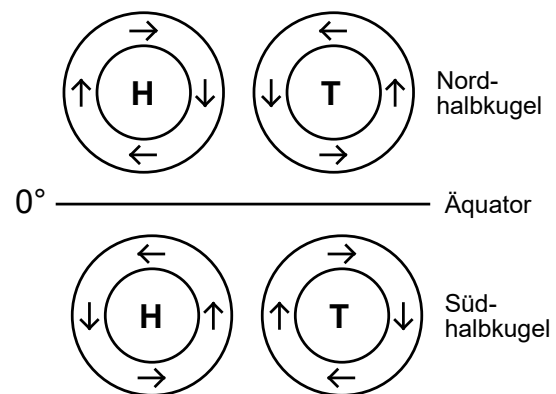


Abb. 21

Wie man z.B. auch an Abb. 33 erkennen kann, sind Hoch- und Tiefdruckgebiete von der Form her gesehen sowohl in der Boden- als auch in der Höhenwetterkarte "durch geschlossene, meist durch kreisförmige bis elliptische Isobaren" <sup>93)</sup> bzw. Isohypsen gekennzeichnet. In den Wetterkarten wird ein Hochdruckgebiet in seinem Zentrum, d.h. genauer an der Stelle, wo der Bodenluftdruck (Bodenwetterkarte) bzw. die Höhe einer bestimmten Luftdruckfläche (Höhenwetterkarte) am größten ist mit einem **H** versehen. Ein Tiefdruckgebiet wird an der Stelle seines Kerns, also an dem Ort, wo der Bodenluftdruck niedrig ist und nach allen Seiten wieder zunimmt (Bodenwetterkarte) bzw. wo die Höhe einer gewissen Luftdruckfläche im Bereich des Tiefs am niedrigsten ist (Höhenwetterkarte) mit einem **T** gekennzeichnet <sup>94)</sup> (siehe dazu Abb. 33 a und 33 b).

Beschränken wir uns nun im folgenden auf das Bodenniveau, also auf Bodenwetterkarten:

Der Kerndruck eines Bodentiefs liegt in Mitteleuropa "im allgemeinen bei 990 – 1000 hPa, in Orkantiefs bei 950 – 970 hPa während im Zentrum der Hochs in der Regel 1025 – 1030 hPa gemessen werden, gelegentlich aber auch bis 1050 hPa." <sup>95)</sup> Auf der Nordhalbkugel wird der Kern einer Zyklone vom Wind im Gegenuhreigersinn, das Zentrum einer Antizyklone im Uhrzeigersinn umweht; auf der Südhalbkugel verhält es sich mit der Umströmungsrichtung umgekehrt <sup>96)</sup> (siehe dazu Abbildung rechts).



Grundsätzliche Luftströmung um Hochs und Tiefs

Abb. 22

[Zu Abb. 22: abgezeichnet aus: Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Eine Einführung. Berlin / Heidelberg 1995<sup>2</sup> (Springer-Verlag), S.122.]

Physikalisch können wir dies wieder durch eine Betrachtung der Kräfte, die auf ein Luftteilchen wirken, erklären bzw. nun durch die Betrachtung der zugehörigen Beschleunigungen. Dazu beschränken wir uns nun jedoch auf die Nordhalbkugel, die Um-

strömungsrichtungen der Druckgebilde auf der Südhalbkugel lassen sich dann analog beschreiben:

Betrachten wir im folgenden Abb. 23, so gilt für einen Wind um ein Tief, also bei einer zyklonalen Bewegung folgende Gleichheit für die dabei auftretenden Beschleunigungen, die ein Luftteilchen bzw die Luft an diesem Ort erfährt :  $\dot{a}_C + \dot{a}_F = -\dot{a}_D$ .

Dabei ist  $\dot{a}_C$  der Vektor der Coriolisbeschleunigung, der senkrecht zur Bewegungsrichtung des betrachteten Luftteilchens liegt und der in Blickrichtung der Windgeschwindigkeit nach rechts (Nordhalbkugel) zeigt,  $\dot{a}_D$  der Vektor der Druckbeschleunigung, der am Ort des Luftteilchens in die Richtung des stärksten Druckgefälles weist und  $\dot{a}_F$  ist die Beschleunigung der Zentrifugalkraft. Letztere tritt hinzu, da bei den Druckgebilden in der Regel gekrümmte Isobaren auftreten und der Wind längs dieser Krümmung weht. Die bewegten Luftmassen erfahren durch die Zentrifugalkraft also eine zusätzliche Beschleunigung in Richtung des Krümmungsradius  $r$  nach außen.<sup>97)</sup> Der Betrag von  $\dot{a}_F$  berechnet sich zu  $a_F = \frac{v^2}{r}$  <sup>98)</sup> ( $r$  = Krümmungsradius,  $v$  = Windgeschwindigkeit).

Nach Abb. 24 ergibt sich bei einer antizyklonalen Bewegung, also bei einem Wind um ein Hoch:  $\dot{a}_C = -(\dot{a}_D + \dot{a}_F)$ . <sup>99)</sup>

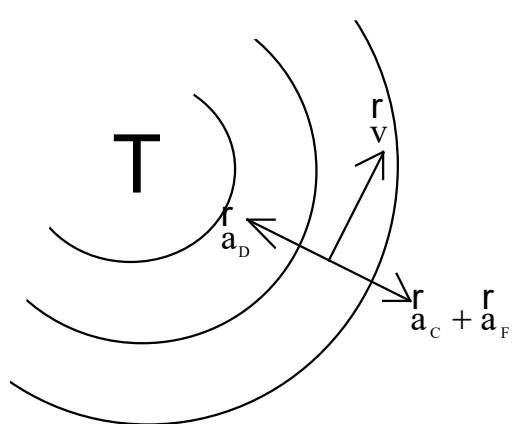


Abb. 23: Winde um ein Tief

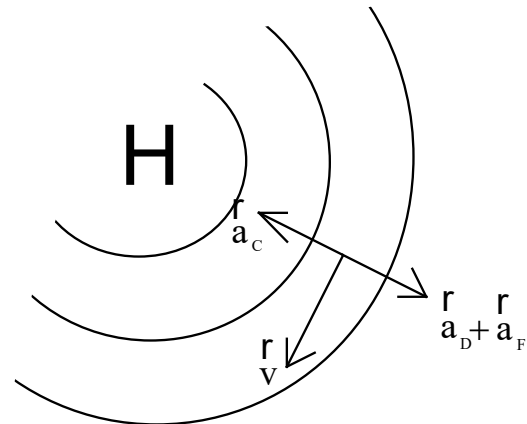


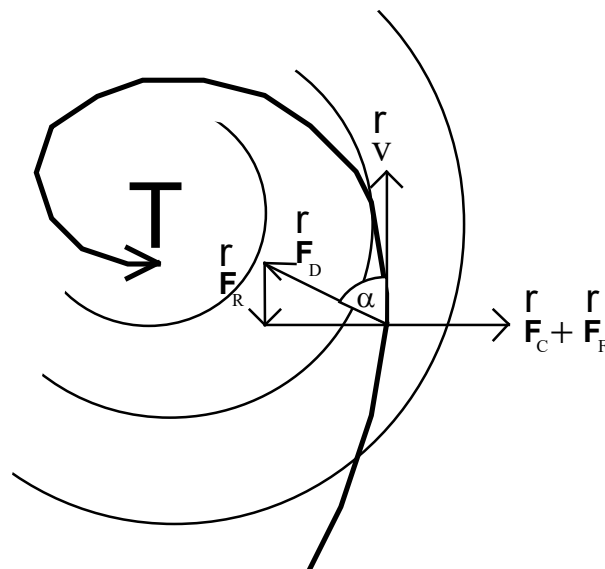
Abb. 24: Winde um ein Hoch

[ Zu Abb. 23 und Abb. 24 : abgezeichnet aus: Pohlmann D.: Wetterkunde. Ein Lehrgang für Arbeitsgemeinschaften in der Sekundarstufe II. Köln 1974 (Aulis-Verlag), S. 69 (hier Abb. 46 und Abb. 47).]

Aus jeder dieser Beschleunigungsgleichungen läßt sich nun an jedem Ort die lokale Windgeschwindigkeit der Bodenströmung um das dazugehörige Druckgebilde formelmäßig ableiten und berechnen. Die Formel für die Windgeschwindigkeit erhält man ähnlich wie bei der Herleitung der Windgeschwindigkeit des geostrophischen Windes (vgl. Kap. 1.1.2.) durch Einsetzen der entsprechenden Ausdrücke für die Beschleunigungen und Auflösen nach der Geschwindigkeit  $v$ .<sup>100)</sup> Dies wollen wir hier nicht durchführen. Für Interessenten sei in diesem Zusammenhang verwiesen auf Gösta H.Liljequist, Konrad Cehak: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig / Wiesbaden 1984<sup>3</sup> (Vieweg-Verlag), S. 228 ff., Kap. 16.5..

Die obige Theorie samt beider Vektorgleichungen wäre vollkommen richtig, falls die Reibung des Windes an der Erdoberfläche, die in der bisherigen Diskussion noch nicht

mit in Betracht gezogen wurde, keinen Einfluß hätte. Da oberhalb einer Höhe von etwa 500 bis 1000 m über dem Erdboden ja auch vernachlässigt werden kann, stimmt es, daß in diesen Höhen die Stömung den Isobaren bzw. den in Höhenwetterkarten eingezeichneten Isohypsen folgt. Daher ist oberhalb dieser Reibungsschicht, also auf alle Fälle oberhalb von 1000 m über dem Boden, unsere bisherige Betrachtung richtig <sup>101)</sup> und damit sind auch hier die beiden obigen Vektorgleichungen ebenso wie die aus ihnen herleitbaren Formeln für die Windgeschwindigkeit am jeweiligen Druckgebilde gültig. Betrachtet man jedoch den Wind um ein Druckgebilde direkt am Boden, so zeigt sich, wenn man sich z.B. mehrere Bodenwetterkarten ansieht, daß dieser nicht genau in Richtung der Isobaren weht, sondern daß seine Richtung einen Ablenkungswinkel  $\alpha$  zum Gradienten der Isobaren einschließt, der nicht  $90^\circ$  beträgt (isobarenparalleler Wind), sondern meist kleiner als  $90^\circ$  ist <sup>102)</sup> ( siehe dazu Abb. 25, die schematisch die Ablenkung des Bodenwindes an einem Tiefdruckgebiet aufzeigt ).



Der Ablenkungswinkel  $\alpha$  unter dem Einfluß der Bodenreibung an einem Tiefdruckgebiet (Ausschnitt einer Bodenwetterkarte schematisch).

Abb. 25

[Zu Abb. 25 vgl. Pohlmann D.: Wetterkunde. Ein Lehrgang für Arbeitsgemeinschaften in der Sekundarstufe II. Köln 1974 (Aulis-Verlag), S. 69 , Abb. 48.]

Den Grund für diese Abweichung stellt die bisher nicht betrachtete Bodenreibung dar. Es wirkt also eine entgegen der Strömungsgeschwindigkeit  $\dot{v}$  gerichtete Reibungskraft  $\dot{R}$ , für die wir wie üblich den Ansatz machen können  $\dot{R} = -k \cdot \dot{v}$ ,

$$\text{bzw. für die Bremsverzögerung: } \dot{a}_R = -\tilde{k} \cdot \dot{v},$$

wobei nun  $\tilde{k}$  eine Konstante ist, die mit dem Ablenkungswinkel  $\alpha$  folgendermaßen zusammenhängt:

$$\text{Aus Abb. 25 können wir ableiten: } \sin \alpha = \frac{F_C + F_F}{F_D} = \frac{a_C + a_F}{a_D} \text{ und}$$

$$\cos \alpha = \frac{R}{F_D} = \frac{a_R}{a_D} = \frac{\tilde{k} \cdot v}{a_D}$$

$$\Rightarrow \tan \alpha = \frac{a_C + a_F}{\tilde{k} \cdot v} \quad \text{bzw.} \quad \tilde{k} = \frac{a_C + a_F}{v \cdot \tan \alpha}. \quad 103)$$

Wir haben also damit einen Zusammenhang zwischen dem Bremsverzögerungskoeffizienten  $\tilde{k}$  und dem Winkel  $\alpha$  hergestellt. An der letzten Formel läßt sich dieser gut diskutieren: Geht  $\alpha$  gegen  $90^\circ$ , d.h. weht der Wind fast isobarenparallel, so läuft  $\tan\alpha$  gegen unendlich und damit  $\tilde{k}$  gegen Null, d.h. in diesem Fall tritt keine Reibung auf. Läßt man nun ausgehend von  $90^\circ$   $\alpha$  immer kleiner werden, so nimmt auch  $\tan\alpha$  ab, denn der Tangens ist im Bereich zwischen  $0^\circ$  und  $90^\circ$  streng monoton steigend, und damit wird bei einer festen Windgeschwindigkeit  $v$  ungleich Null  $\tilde{k}$  ausgehend von Null immer größer, d.h. bei einem auftretenden kleineren Winkel  $\alpha$  ist die Reibung größer als bei größerem  $\alpha$ .

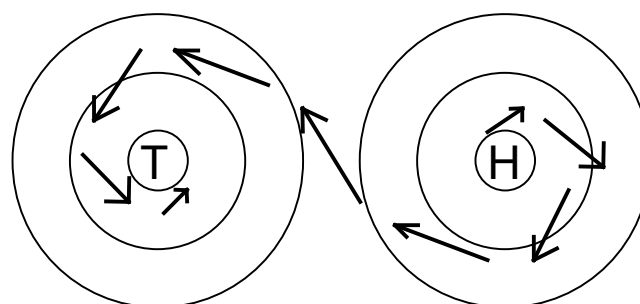
Wir haben nun den Einfluß der Reibung auf den Wind an einem Tiefdruckgebiet näher betrachtet, für ein Hochdruckgebiet läßt sich natürlich eine analoge Überlegung anstellen.

Bezüglich der Tief - und Hochdruckgebiete wirkt sich also nun die Bodenreibung des Windes folgendermaßen aus:

In ein Tiefdruckgebiet bzw. in das Zentrum eines Tiefs weht der Bodenwind auf spiraligem Wege hinein und aus einem Hochdruckgebiet bzw. aus dem Kern eines Hochs spiralförmig heraus. <sup>104)</sup>

Da wir uns auf der Nordhalbkugel der Erde befinden, können wir als Regel festhalten: In das Zentrum eines Tiefs weht der Bodenwind im Gegenuhrzeigersinn spiralförmig hinein, in das Zentrum eines Hochs im Uhrzeigersinn spiralförmig heraus (siehe Abb. 26).

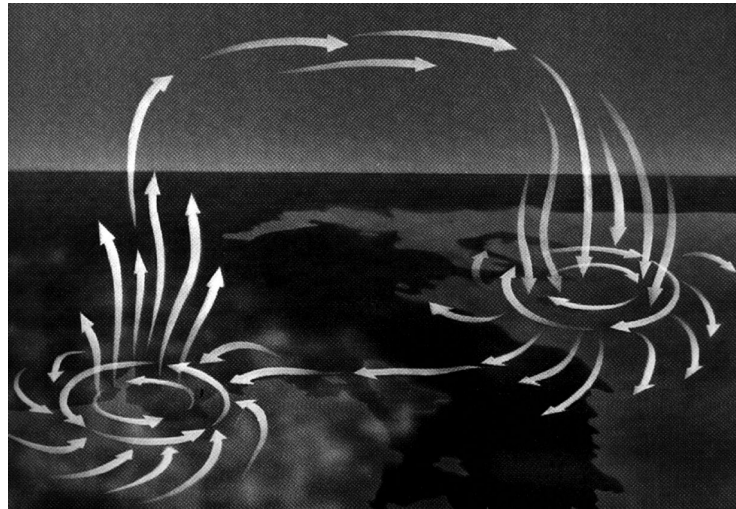
Die in das Tief einströmende Luft steigt nun dort auf und fließt als Höhenwind meist zum benachbarten Hochdruckgebiet, um dort von oben her wieder abzusinken. Am Boden fließt dann die aus dem Hochdruckgebiet ausströmende Luft in das benachbarte Tief wieder ein. Dieser Vorgang ist in Abb. 27 anschaulich dargestellt. <sup>105)</sup>



Der Bodenwind vom Zentrum der Antizyklone  
zu dem einer benachbarten Zyklone

Abb. 26

[Abb. 26 abgezeichnet aus: Pohlmann D.: Wetterkunde. Ein Lehrgang für Arbeitsgemeinschaften in der Sekundarstufe II. Köln 1974, S. 77.]



Großräumige Luftströmung zwischen Hoch- und Tiefdruckgebiet Abb. 27

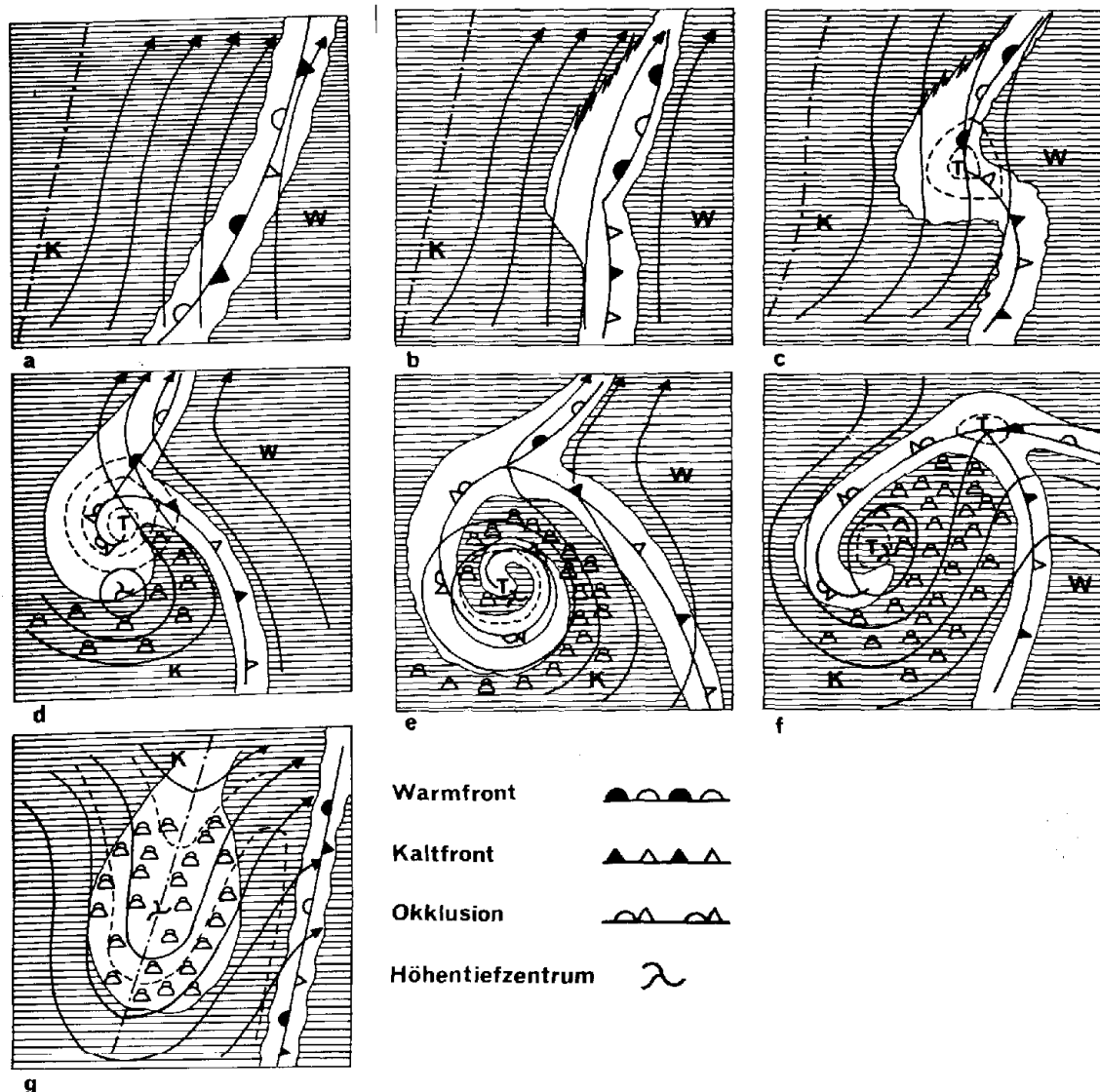
[Zu Abb. 27: entnommen aus: Günter D. Roth: Wetterkunde für alle. Was man über unser Wetter wissen muß. München/Wien /Zürich 1989 (Sonderausgabe, BLV-Verlag), S.174.]

Die aufsteigende Luft im Bereich des Tiefs expandiert wegen des mit der Höhe abnehmenden Luftdrucks und kühlt damit adiabatisch unter ihren Taupunkt ab und führt dort zu Wolkenbildung und Niederschlägen. Die in einer Hochdruckzelle von der Höhe her absinkende Luft hingegen wird durch den zum Boden hin immer höher werdenden Luftdruck kontinuierlich komprimiert, so daß sich diese auf dem Wege nach unten adiabatisch erwärmt. Da nun wärmere Luft mehr gasförmigen Wasserdampf aufnehmen kann als im Vergleich zu ihrer kälteren, führt die Absinkbewegung der Luft im Bereich des Hochs demnach auch hier meist zur Wolkenauflösung und schönem Wetter. Adiabatisch erfolgen die genannten Zustandsänderungen deshalb, da unter diesen großen Luftmassen, die sich hier bewegen und nicht durchmischen, kein Austausch von Wärme stattfindet.<sup>106)</sup> Die Wärmeänderung  $\delta Q$  eines hier betrachteten Luftpakets ist also gleich Null, so daß nach dem ersten Hauptsatz der Wärmelehre  $dU = \delta W + \delta Q$ <sup>107)</sup> gilt  $dU = \delta W$  bzw.  $\Delta U = \Delta W$ , d.h. die Änderung der inneren Energie des Luftpakets ist gleich der an diesem verrichteten Arbeit. Das bedeutet: Ein in einem Hochdruckgebiet absinkendes Luftvolumen wird durch den außen immer größer werdenden Luftdruck komprimiert, an ihm wird also Arbeit verrichtet, d.h.  $\Delta W$  ist positiv und wegen  $\Delta U = \Delta W$  ebenso die Änderung der inneren Energie in diesem Luftpaket. Also nimmt die Temperatur der absinkenden Luft zu. Demgegenüber weitet sich ein Luftpaket, das im Tiefdruckgebiet aufsteigt, immer mehr aus, da der Luftdruck mit der Höhe abnimmt und das betrachtete Luftvolumen den Luftdruck in seinem Inneren dem äußeren angleicht, was durch die Expansion der Luftblase geschieht. Also verrichtet in diesem Fall die Luft Arbeit. Es ist demnach  $\Delta W$  negativ, was nach der Beziehung  $\Delta U = \Delta W$  bedeutet, daß  $\Delta U$  negativ ist; also nimmt die Temperatur eines aufsteigenden Luftpakets bzw. der aufsteigenden Luft ab.<sup>108)</sup> Genaueres hierzu, zur Wolkenbildung bzw. Wolkenauflösung siehe Kap. 1.2.2., genaueres zur Niederschlagsbildung siehe später in Kapitel 1.2.3..

Im folgenden wird getrennt auf Hoch- und Tiefdruckgebiete, deren Entstehung und grundlegende Charakteristika in Bezug auf das Wettergeschehen näher eingegangen:

**Tiefdruckgebiete:**

Man weiß heute, daß die Tiefdruckgebiete, die im Bereich der Westwindzone auftreten, sich hauptsächlich an der Polarfront entwickeln, welche, wie bereits in Kapitel 1.1.2. besprochen, die Grenze zwischen subtropischen und polaren Luftmassen darstellt.<sup>109)</sup> Es gibt zwar auch noch andere Prozesse in der Atmosphäre, "die zur Entwicklung von Tiefdruckgebieten führen, jedoch stellt die Polarfrontzyklone den häufigsten Zyklontyp der mittleren und höheren Breiten dar."<sup>110)</sup> Die Entwicklung der Polarfrontzyklonen von ihrer Entstehung bis hin zur Auflösung wurde zuerst 1922 von den norwegischen Meteorologen Jakob Bjerkens (1897–1975) und Halvor Solberg (1895–1974) schematisch beschrieben.<sup>111)</sup> Ab etwa 1930 konnten nach der Entwicklung der Radiosonden auch die mit einem Bodentief verbundenen Vorgänge in der Höhe untersucht werden. Schließlich konnte mit dem Einsatz von Wettersatelliten ab den 60er Jahren eine anschauliche Vorstellung über die großräumige Wolkenverteilung im Zusammenhang mit dem Lebenslauf einer Zyklone gewonnen werden.<sup>112)</sup> Die wichtigsten all dieser Erfahrungen, die bis heute gemacht wurden, sind in dem folgenden Schema zum Lebenslauf einer Polarfrontzyklone, der im Mittel etwa fünf Tage dauert <sup>113)</sup>, verankert ( siehe Abb. 28 a–g ) :



Lebenslauf einer Polarfrontzyklone

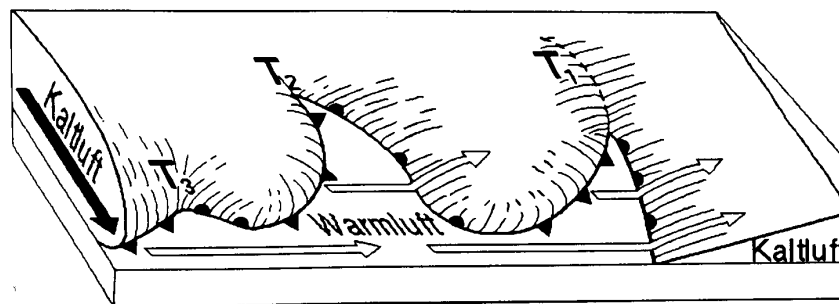
Abb. 28

[Zu Abb. 28: entnommen aus: Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Eine Einführung. Berlin/Heidelberg 1994<sup>2</sup>, S. 125, Abb. 68 a–g.]

- a) Ausgangsstadium ist die Polarfront, die kalte und warme Luftmassen trennt. Sie ist gekennzeichnet durch ein schmales Wolkenband (weiße Fläche). Ihre häufigste Orientierung ist von West nach Ost. Es kommt aber auch vor, daß sie von Südwest nach Nordost oder auch seltener von Süd nach Nord verläuft, wie in Abb. 28 a eingezeichnet. Der Höhenwind ist durch die durchgezogenen Pfeile gekennzeichnet.
- b) In einem Gebiet an der Polarfront beginnt nun der Luftdruck zu fallen. Die bodennahe Luft strömt in dieses ein und deformiert dabei die Polarfront, d.h. dem Erscheinungsbild nach entsteht eine wellenförmige Ausbuchtung, eine sogenannte *Welle*. Am Satellitenbild erkennt man dieses Wellenstadium des Tiefs an der Verdickung oder Ausbuchtung des Wolkenbands (siehe Abb. 28 b).
- c) Meistens intensiviert sich der Luftdruckabfall, so daß sich aus der Welle ein Bodentiefdruckgebiet entwickelt mit geschlossenen Isobaren (gestrichelte Linien) und mit der für ein Tiefdruckgebiet typischen Zirkulation der Bodenströmung. Die durchgezogenen Linien stellen die Isohypsen (z.B. in der Höhe der 500 hPa-Luftdruckfläche) dar bzw., da in ihrer Höhe die Bodenreibung des Windes vernachlässigt werden kann, die Richtung der hier isohypsenparallelen Höhenströmung. Das Bodentief verstärkt sich immer mehr, auf der Rückseite des Tiefs (meist die Westseite) stößt zungenförmig die Kaltluft (K) vor, auf der Vorderseite (meist die Ostseite) die Warmluft (W). Aus der ursprünglichen Polarfront entstehen also zwei Fronten, die Warmfront, hinter der die Warmluft (W) vordringt, und die Kaltfront, hinter der die Kaltluft (K) vorstößt.<sup>114)</sup> Die Warmfront ist in Wetterkarten eingezeichnet durch eine Linie mit Halbkreisen, deren Rundung in die Richtung zeigt, in die diese zieht. Entsprechend wird in den Wetterkarten die Kaltfront durch eine Linie mit Dreieckspfeilen dargestellt, deren Spitzen in die Zugrichtung dieser weisen <sup>115)</sup> (siehe Abb. 28 c). "Kalt- und Warmfront sind durch ein Wolkenband, das Tiefzentrum durch einen ausgedehnten Schichtwolkenkomplex gekennzeichnet."<sup>116)</sup> Den Bereich zwischen Warm- und Kaltfront, der mit Warmluft gefüllt ist, nennt man *Warmsektor*, der in dem nun besprochenen Stadium des Tiefs sehr groß ist.
- d) Im weiteren Verlauf wird der Warmsektor zunehmend eingeengt und verkleinert, denn die Kaltfront zieht rascher als die Warmfront (auf den Grund dafür wird später noch eingegangen). So holt die Kaltfront die Warmfront zuerst im zentralen Tiefbereich ein, wo sich beide Fronten zu einer gemeinsamen vereinigen, die *Okklusionsfront* oder kurz *Okklusion* genannt wird. Man sagt auch, das Tief beginnt zu okkludieren. In diesem Entwicklungsstadium ist auch erstmals ein Tief in der Höhe (z.B. in 500 hPa) entstanden, dessen Zentrum in Abb. 28 d mit einem  $\lambda$  gekennzeichnet ist. Dieses liegt im Bereich der Kaltluft mehrere hundert Kilometer vom Bodentiefzentrum entfernt. Während nun das Bodentief in dieser Phase beginnt, seine größte Intensität zu erreichen, ist das Höhentief noch schwach entwickelt. Zungenförmig schiebt sich die Kaltluft in den zentralen Tiefbereich mit seiner Schichtbewölkung. Den Bereich der Kaltluft erkennt man an der dort auftretenden, hochreichenden Haufenwolkenbildung (Bereich der Haufenwolken gekennzeichnet durch " $\Delta$ ").

- e) Gemäß dem Reißverschlußprinzip schreitet der Okklusionsprozeß vom Bodentiefzentrum nach außen fort. Der Kern des Höhentiefs ist näher an den des Bodentiefs herangerückt und hat sich weiter verstärkt (siehe Abb. 28 e).
- f) Im Auflösungsstadium ist das Tiefzentrum weitgehend von Kaltluft aufgefüllt, so daß hier die Bewölkung hauptsächlich aus Haufenwolken (= Cumuluswolken) besteht <sup>117)</sup> (zur Art und Entstehung dieser Wolken siehe Kapitel 1.2.2.). "Am *Okklusionspunkt*, also dort, wo die Kalt- und Warmfront abzweigen kann sich ein kleines *Randtief* bilden. Dieses ist aber nur bei stärkerem Luftdruckabfall am Okklusionspunkt der Fall. Boden- und Höhentief liegen nahezu senkrecht übereinander, wobei das Bodentief nur schwach, das Höhentief dagegen stark entwickelt ist."<sup>118)</sup>
- g) Im Endzustand ist das Tief am Boden aus der Bodenwetterkarte verschwunden. Das Höhentief jedoch ist noch vorhanden, in dessen Bereich noch die Haufenwolken das Erscheinungsbild des Wetters bestimmen. Die Polarfront hat sich nun in Richtung der wärmeren Luftmassen verlagert; an ihr kann sich nun durch eine erneute Wellenstörung wieder ein Tiefdruckgebiet entwickeln.<sup>119)</sup>

Oft verhält es sich auch so, daß an der Kaltfront des entwickelten Tiefs sich erneut eine Welle ausbildet, die sozusagen die Geburt eines neuen Tiefdruckgebiets an dieser Stelle bedeutet. Diese sogenannte Tochterzyklone  $T_2$  entwickelt sich nun weiter, während die ursprüngliche Zyklone  $T_1$  (=Mutterzyklone) schon okkludiert und damit beginnt, sich aufzulösen. An der Kaltfront der Tochterzyklone kann sich nun wieder auf diese Weise ein neues Tief  $T_3$  entwickeln usw., bis eine ganze Generationenfolge von Tiefdruckgebieten entsteht, welche man als eine *Zyklonenfamilie* bezeichnet <sup>120)</sup> (siehe Abb. 29).



Räumliche Darstellung einer Zyklonenfamilie mit Warm-, Kaltluftmassen und Fronten

Abb. 29

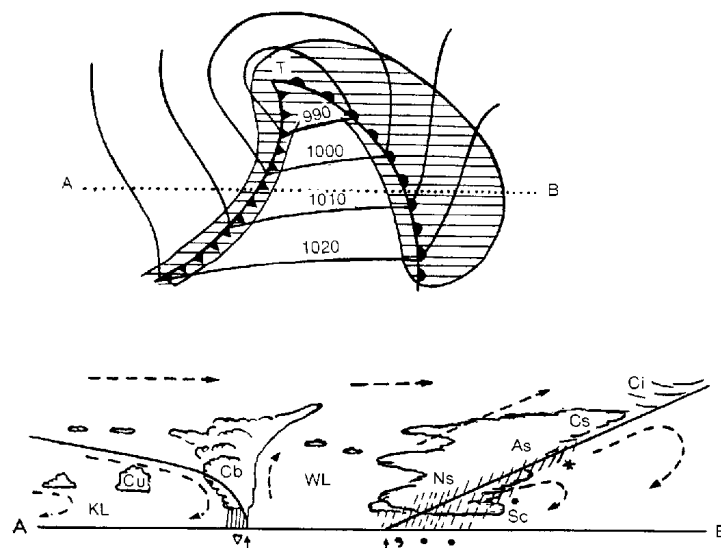
[Zu Abb. 29: weitgehend übernommen aus: Krüger L.: Wetter und Klima. Beobachten und verstehen. Berlin/Heidelberg 1994, S.122 (Abb. 47).]

Bei uns in Süddeutschland kommt es weniger vor, daß die Zentren von Tiefdruckgebieten unser Gebiet überqueren, sondern es nehmen hier vor allem die oft einige 1000 km langen Fronten, die an ein Tiefdruckgebiet gekoppelt sind, Einfluß und gestalten das Wetter wechselhaft<sup>121)</sup>:

Die Warmfront: Da warme Luft spezifisch leichter als kalte ist, gleitet die warme Luft in ihrer Zugrichtung über der kalten auf und zwar mit einer Neigung von 1 : 150, also

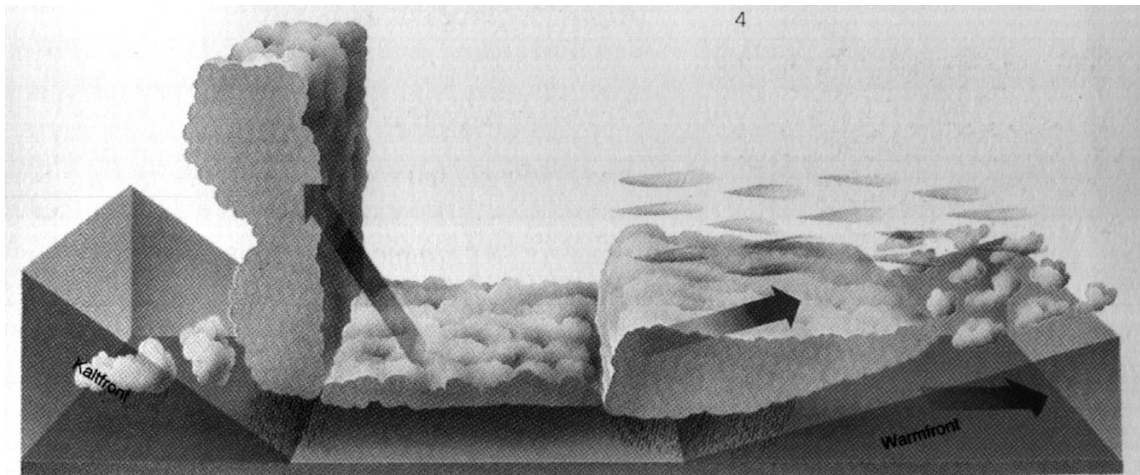
einem Anstieg von nur 1 km auf 150 km Entfernung. Die Warmluft liegt damit ziemlich stabil über der kalten Luft, so daß demnach Warmfronten im Vergleich zu Kaltfronten langsamere Zuggeschwindigkeiten aufweisen. Da die Warmfront zur Erde sehr flach geneigt ist, beginnt an der Grenze zwischen warmer und kalter Luft bereits 500 bis 800 km vor der Bodenlage der Front die Schichtbewölkung, die dort noch recht schwach, aber in Richtung zur Bodenlage sich immer mehr bis hin zur Regenbewölkung verdichtet. Der Regen beginnt also oft schon weit vor dem Eintreffen der Bodenwarmfront. Mit dem Durchzug dieser steigt die Temperatur an, es kommt zu einer Auflockerung der Bewölkung und der Dauerregen hört auf <sup>122)</sup> (vgl. mit Abb. 30 a und b).

Die Kaltfront: "Sie bildet die Grenze zwischen der rückseitigen Kaltluft des Tiefs und der vorgelagerten Warmluft des Warmsektors. Mit ihrem Durchgang an einem Ort setzt der Temperaturrückgang ein, der sich fortsetzt, bis das Zentrum der Polarluft den Ort überquert hat. In der Bodenwetterkarte liegt daher die Kaltfront dort, wo die Abkühlung beginnt."<sup>123)</sup> Keilförmig schiebt sich die kalte Luft, die spezifisch schwerer als die vor ihr liegende warme ist, unter diese Warmluft und zwingt sie an der Front zum Aufsteigen.<sup>124)</sup> "Wenn sich der Kaltluftkeil vorwärts bewegt, wird die kalte Luft in den unteren Luftschichten durch Reibung gebremst. Der Kaltluftkeil erhält daher an der Erdoberfläche eine steilere Neigung als eine stationäre Front oder eine Warmfront. Da die Kaltluftfläche nahe dem Boden so steil ist, erfährt die Warmluft hier eine kräftige und relativ schnelle Hebung beim Fortschreiten der Front."<sup>125)</sup> Durch diesen Hebungsprozeß an der Front kühlt die rasch aufsteigende, oft feuchtwarme Luft mit der Höhe adiabatisch bis unter ihren Taupunkt ab, so daß oft bis an die Obergrenze der Troposphäre hinaufreichende Schauer- und Gewitterwolken entstehen, die oft heftigen Niederschlag mit sich bringen <sup>126)</sup> (vgl. mit Abb. 30 a und b). Aber nicht nur das keilförmige Hineinschieben der Kaltluft unter die Warmluft, sondern auch das Vorschießen von Kaltluft in der Höhe ist mit der Grund für eine schnellere Fortbewegung der Kaltfront im Vergleich zur Warmfront.<sup>127)</sup>



Vertikalschnitt an einer Warm- und Kaltfront  
eines zugehörigen Tiefdruckgebirgts

Abb. 30 a



Kaltfront

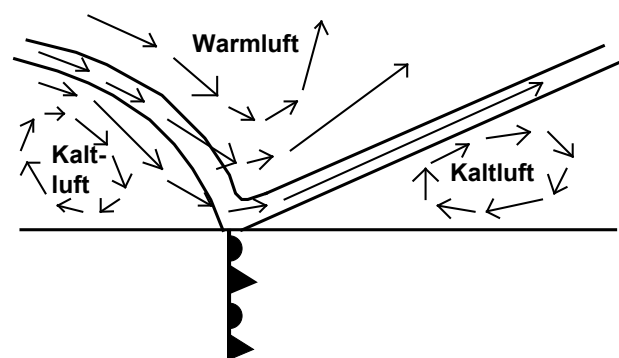
Warmfront

Blockschema zu Warm- und Kaltfront

Abb. 30 b

[Zu Abb. 30: Abb. 30 a übernommen aus Frick M.: Wetterkunde. Einführung in die Meteorologie. Stuttgart 1992<sup>14</sup> (Parkland-Verlag), S.24, Abb. 30 b aus: Hardy R./ Wright P./ Gribbin J./ Kington J.:Einführung in die Wetterkunde. München 1982 (Pawlak-Verlag, Herrsching), S. 31, Blockschema zu Warm- und Kaltfront unten.]

Die Okklusion: Sie stellt die Vereinigung der schneller ziehenden Kaltfront mit der Warmfront zu einer einzigen Front, der sogenannten *Okklusionsfront* dar. Durch die Frontenvereinigung wird der Warmsektor in die Höhe angehoben (siehe Abb. 31, Abb. 32 a und b ). Haben die Kaltluftmassen beiderseits der entstandenen Front nahezu die gleiche Temperatur , so spricht man kurz von einer *Okklusion* (siehe Abb. 31). Erfolgt jedoch mit dem Durchgang der Okklusionsfront ein Temperaturrückgang, so spricht man von einer *Kaltfrontokklusion*. Hier trifft kalte Luft, die vor der ursprünglichen Warmfront gelegen ist, und im Vergleich zu ihr noch kältere Kaltluft, die der ursprünglichen Kaltfront gefolgt ist, zusammen (siehe Abb. 32 a). Wie bei einer Kaltfront wird an der Front die wärmere Kaltluft vor der kälteren in die Höhe gezwungen. Bei einer *Warmfrontokklusion* dagegen weist die nachfolgende Kaltluft etwas höhere Temperaturen auf als die vorlaufende (siehe Abb. 33). Hier gleitet wie bei einer Warmfront die wärmere Kaltluft über der kälteren auf. Nach dem Frontdurchzug wird es also in diesem Fall wärmer.<sup>128)</sup>



Strömungsverhältnisse an einer Okklusion

Abb. 31

[Zu Abb. 31 vgl Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Eine Einführung. Berlin / Heidelberg 1994<sup>2</sup> (Springer-Verlag), S.131, Abb.72 a.]

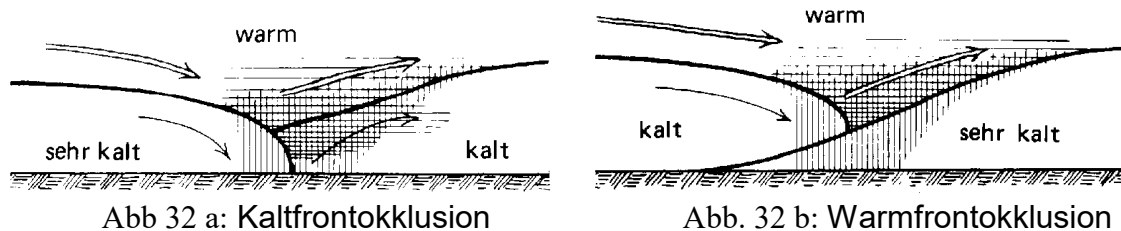


Abb 32 a: Kaltfrontokklusion

Abb. 32 b: Warmfrontokklusion

[Zu Abb. 32: Abb. 32 a und Abb. 32 b entnommen aus: Liljequist G.H., Cehak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig/Wiesbaden 1984<sup>3</sup> (Vieweg-Verlag), S. 277, (Abb. 32 a entspricht dort Bild 20-3, Abb. 32 b entspricht dort Bild 20-2).]

Daß sich Tiefdrucksysteme, die unseren Raum beeinflussen vor allem an der Polarfront entstehen, verdeutlicht Abb. 33. In Abb. 33 a ist die Bodenwetterkarte vom 17. 10. 1967 zu sehen. Sie zeigt eine riesige Zyklonenfamilie, die vom Westrand Sibiriens über Dänemark und weiter zu den Azoreninseln läuft. An der 500 hPa – Karte (Höhenwetterkarte in Abb. 33 b) erkennt man die Polarfrontalzone an dem Band von dicht aneinander liegenden Isohypsen, das sich mäanderförmig von Ost nach West erstreckt. Hier fällt in der Höhe der Luftdruck von Süd nach Nord gemäß der Situation in Abb. 16 in Kap. 1.1.2.. Dieses Band, welches also die Polarfront darstellt, teilt sich allerdings ungefähr westlich von Frankreich auf, so daß zwei Frontalzone das auch noch in der Höhe stark entwickelte Tief über dem atlantischen Ozean umgeben.<sup>129)</sup> Die große Zyklonenfamilie liegt dabei immer in der Höhe der Polarfront und läuft in er Höhe der südlichen Frontalzone über dem Atlantik weiter. Auch an der nördlichen Frontalzone entwickeln sich jeweils Tiefdrucksysteme, wie man beispielsweise im Vergleich von Abb. 33 a und b feststellen kann.

Als Fazit läßt sich also festhalten: Die Tiefdruckgebiete der Westwindzone entwickeln sich an der Polarfront und an den ihr gleichwertigen Frontalzone.

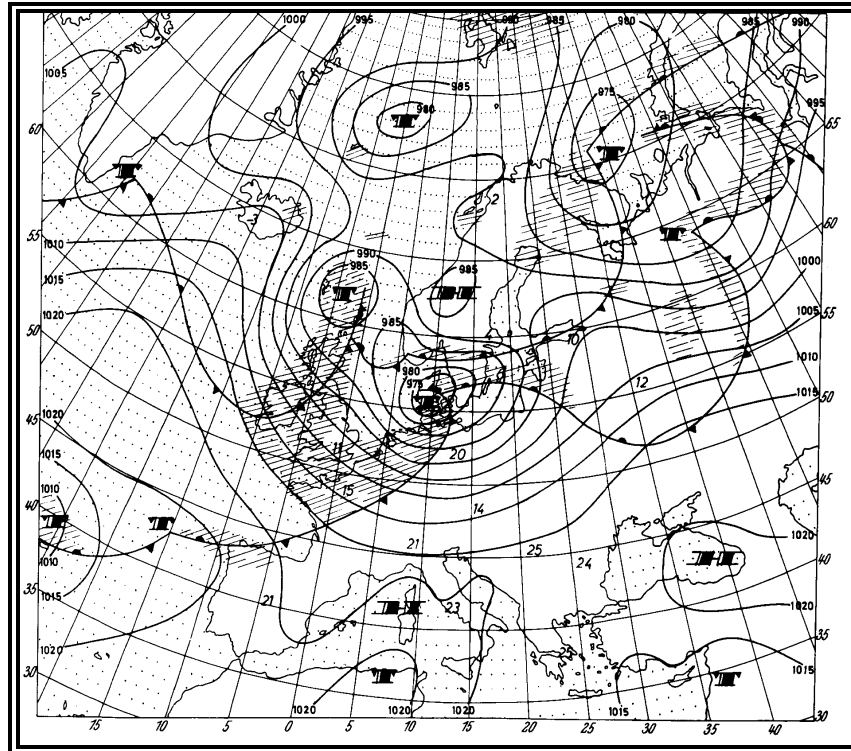


Abb. 33 a : Bodenwetterkarte vom 17.10.1967

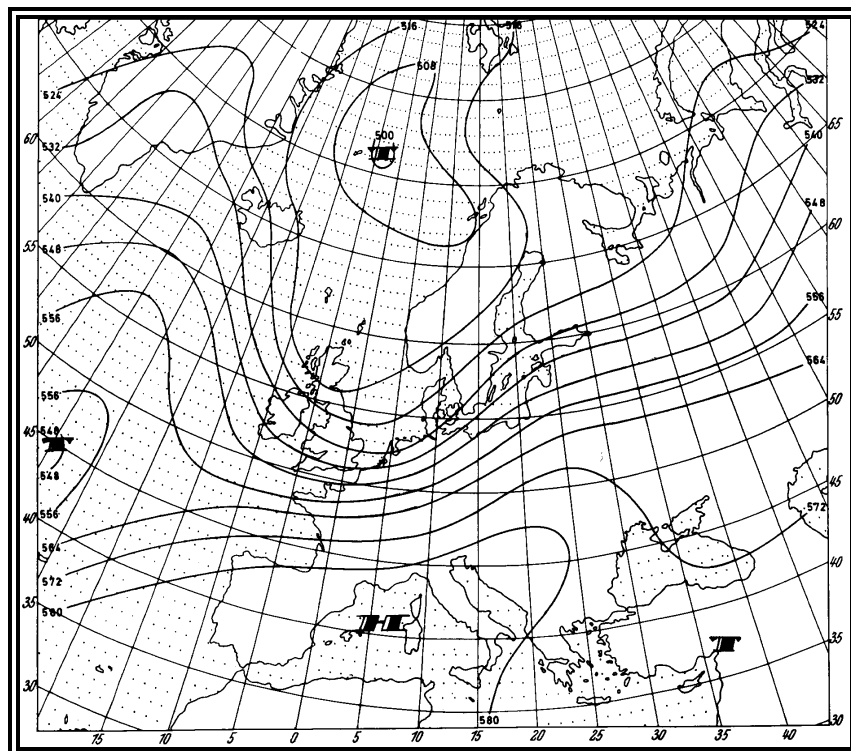
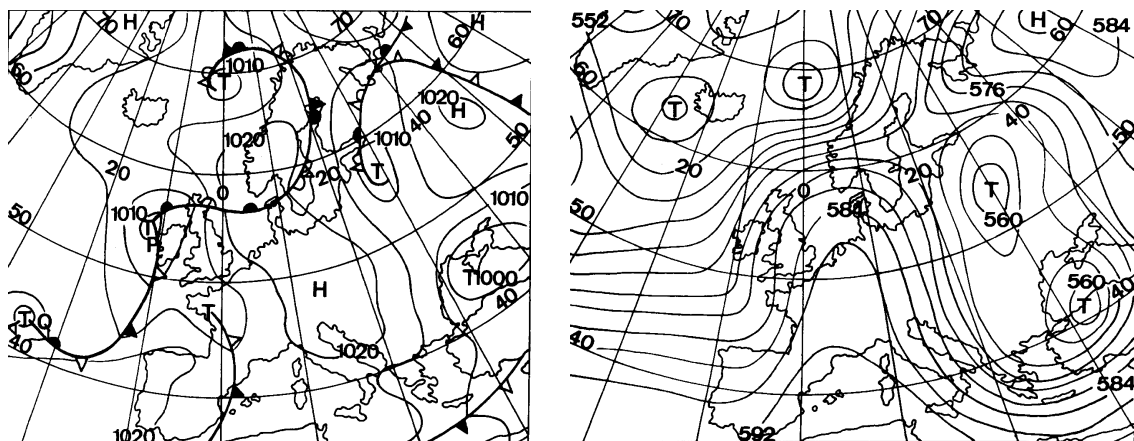


Abb. 33 b : Höhenwetterkarte (500 hPa) vom 17.10. 1967

[Zu Abb. 33: Abb. 33 a und b entnommen aus: Liljequist G. H., Cehak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig/Wiesbaden 1984<sup>3</sup> (Vieweg-Verlag), S. 325.]

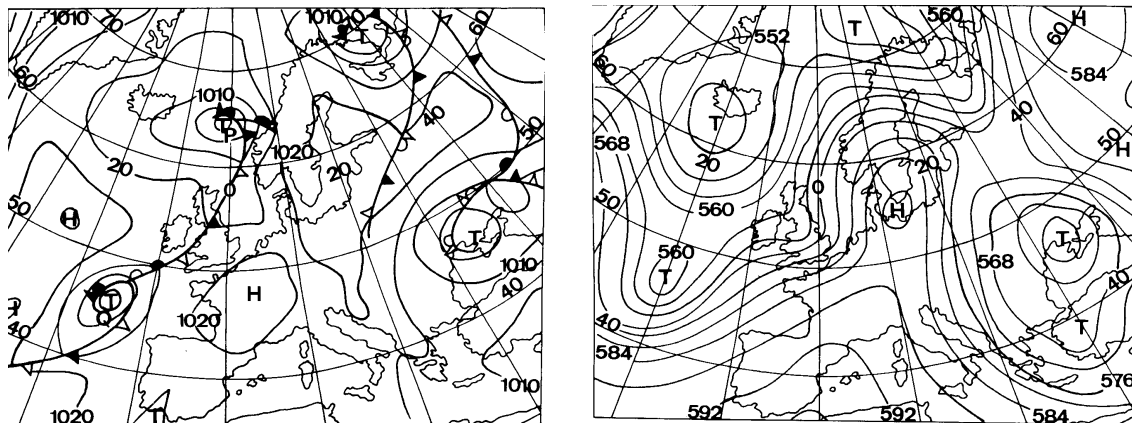
### Hochdruckgebiete:

Hochdruckgebiete bilden sich z.B., wie bereits in Kapitel 1.1.2. bei der Erläuterung des planetarischen Windsystems besprochen, in etwa  $30^\circ$  geographischer Breite, also im Gebiet der Subtropen aus. Ein derartiges stellt das Azorenhoch dar, das meist über den Azoreninseln gelegen auch auf Mitteleuropa teilweise Einfluß nimmt. Subtropenhochs befinden sich ganzjährig auch über Nordafrika im Bereich der Sahara.<sup>130)</sup> Alle anderen Hochdruckgebiete, die unser Wetter in Süddeutschland beeinflussen, entwickeln sich meist im Bereich der Westwindzone aus dynamischen Gründen.<sup>131)</sup> Sie bilden sich dort, wo die Luft des Westwindes in der Höhe an der Polarfrontalzone, der die Erde mäanderförmig umrundet, gezwungen wird, sich in der Höhe zu stauen und nach unten hin abzusenken.<sup>132)</sup> Bei stark entwickelten Hochdruckgebieten tritt meist eine mehrtägige Schönwetterperiode von etwa 4 bis 10 Tagen auf. Meist ist dann im Bereich des Gebiets, das sie beeinflussen, auch in der Höhenwetterkarte ein Hoch festzustellen. Da auf der Nordhalbkugel der Wind, d.h. auch der Höhenwind, um das Zentrum eines solchen Hochs rechts herum zirkuliert, werden die Tiefdruckgebiete, die sich entlang der Höhenströmung fortbewegen, um dieses rechts herum abgelenkt. Man spricht dann von einem blockierenden Hoch, das die Tiefdruckgebiete um sich herumsteuert. Ein derartiges entsteht in unseren Breiten vor allem dadurch, daß sich in der Höhe ein Keil der Subtropenhochs, z.B. des Azorenhochs, in die mittleren Breiten vordringt, so daß es zu einem eigenständigen Hochdruckzentrum über Mitteleuropa kommt. Eine derartige Entwicklung zeigen Abb. 34 a und 34 b. Man sieht in Abb. 34 a an der Höhenwetterkarte rechts, daß sich am 9. Juli 1982 ein Höhenhochdruckkeil vom südlichen Mittelmeerraum her kommend über Frankreich aufbaut. In diesem entsteht am 9. Juli über Dänemark das blockierende, auf Tage wetterbestimmende Hochzentrum (siehe Höhenwetterkarte in Abb. 34 b). Das ursprünglich ostwärts wandernde Tief P wird durch diese Blockierungssituation nach Norden abgelenkt,<sup>133)</sup> "während das Tief Q mit Annäherung an das blockierende Hoch immer langsamer und schließlich im Seegebiet vor Frankreich ortsfest wird. Da die Fronten der Tiefs ebenfalls kaum nach Osten vorankommen, bleibt das Wetter bei uns auf Tage ungestört"<sup>134)</sup> (vergleiche dazu die Bodenwetterkarten von Abb. 34 a und 34 b).



Entwicklung eines blockierenden Hochs, links in der Bodenwetterkarte, rechts in der 500-hPa-Höhenwetterkarte (9. Juli 1982)

Abb. 34 a



Blockierungssituation in der Bodenwetterkarte links, in der Höhenwetterkarte rechts (10. Juli 1982)

Abb. 34 b

[Abb. 34 a und b entnommen aus: Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Eine Einführung. Berlin/Heidelberg 1994<sup>2</sup>, S.145 f. (Abb. 34 a entspricht dort Abb. 83 a, b auf Seite 145, Abb. 34 b entspricht dort Abb. 84 a, b auf Seite 146).]

Eine andere Form eines Hochdruckgebiets stellt das Zwischenhoch (geschlossene Isobaren) oder der Zwischenhochkeil (offene Isobaren) dar. Es handelt sich hier um ein Gebiet relativ höheren Luftdrucks zwischen zwei Zyklonen. Der Luftdruckanstieg kommt meist daher zustande, daß hinter der Kaltfront eines in Richtung Osten abziehenden Tiefs die Kaltluft aufgrund ihrer hohen Dichte einen hohen Luftdruck erzeugt.

Auf diese Weise entsteht auch oft ein eigenständiges Hochdruckgebiet größeren Ausmaßes hinter einer Kaltfront, das sich aber mit der Kaltluft meist recht rasch weiterverlagert und dessen Schönwetterphase daher nur von kurzer Dauer (ein bis zwei Tage) ist. Ein derartiges, ausgedehntes Hochdruckgebiet, das durch Kaltluft entsteht, nennt man *kaltes Hoch*.<sup>135)</sup> "Da in einer kalten Luftsäule der Luftdruck mit der Höhe rasch abnimmt, wird verständlich, daß kalte Hochs mit der Höhe rasch an Intensität verlieren. Selbst das kräftige sibirische Festlandshoch ist bereits in wenigen Kilometern Höhe aus dem Bild der Wetterkarten vollständig verschwunden. So tritt in den Mittelkarten schon ab 700 hPa, also ab rund 3 km Höhe, an die Stelle des antizyklonalen Wirbels eine durchgehende westliche Luftströmung"<sup>136)</sup>. Ein sogenanntes *warmes Hoch* dagegen ist ein Hochdruckgebiet, in dessen Bereich der Luftdruck einer hier befindlichen Luftsäule mit der Höhe so langsam abnimmt, daß das Hoch vom Boden bis in die obere Troposphäre ausgeprägt ist, also auch noch in der Höhenwetterkarte zu erkennen ist. Eine derartige, langsame Druckabnahme mit der Höhe tritt in der Regel in einem Gebiet auf, in dem die Atmosphäre warm ist und daher ihre Luft eine geringere Dichte als im Vergleich zu ihr kältere hat. So gehören zu den warmen Hochs vor allem die Subtropenhochs wie z.B. das Azorenhoch. Auch das Hoch über Mitteleuropa vom 9. und 10. Juli 1982 (siehe Abb. 34 a und b) gehört in diesem Zusammenhang zu ihnen. Genauer gesagt: Blockierende Hochs, die weit in die Höhe reichen und die daher Tiefdruckgebiete um sich herumsteuern können, sind klarerweise fast ausschließlich warme Hochs. Über dem Festland herrscht im Sommer in ihnen normalerweise heiteres und sehr warmes Wetter. Tagsüber können sich flache Haufenwolken (zu den Haufenwolken siehe Kap. 1.2.2.) bilden, die sich aber gegen Abend wieder auflösen. Im Winter dagegen entstehen in solchen warmen Hochs, also in Hochs, die bis in die obere Troposphäre reichen, teilweise ausgedehnte Nebel- und Hochnebelfelder<sup>137)</sup> (zur Nebel- und Hochnebelbildung siehe Kapitel 1.2.2.).

#### 1.1.4. Charakteristische Wetterlagen im Süddeutschen Raum

Unter dem Begriff Wetterlage verstehen wir die aktuelle, augenblickliche, großräumige Verteilung der Hoch und Tiefdruckgebiete sowie der Luftmassen und Strömungsverhältnisse in Bezug auf ein Gebiet.<sup>138)</sup> Sie wird in den Wetterkarten der Medien (Rundfunk, Fernsehen, Zeitungen) häufig der eigentlichen Wettervorhersage vorangestellt, um einen detaillierteren Überblick über das Gesamtwettergeschehen zu vermitteln.<sup>139)</sup> Unter dem Begriff Großwetterlage versteht man dagegen eine "stabile Wetterlage (Anordnung von Hoch- und Tiefdruckgebieten) über einem großräumigen Gebiet, die über mehrere Tage hinweg einen wenig veränderlichen Wetterablauf garantiert, wie z.B. beständiges Hochdruckwetter oder unbeständiges Westwindwetter. Wird im Wetterbericht von einer Umstellung der Großwetterlage gesprochen, so bedeutet dies in der Regel ein neues Witterungsgepräge über mehrere Tage"<sup>140)</sup> (Begriff Witterung siehe Kap. 1.1.1.).

In diesem Kapitel sollen nun häufig wiederkehrende und damit die wichtigsten Wetterlagen und Großwetterlagen über Europa, die Süddeutschland bestimmen vorgestellt werden. Dabei wird jeweils der momentan anzutreffende, aber auch der weiterhin zu erwartende Wetter- bzw. Witterungsablauf geschildert.

Damit nun die Lehre der Meteorologie speziell bei der Behandlung der wichtigsten Wetterlagen im Unterricht zu keiner trockenen Theorie ausartet, kann man als Lehrer z.B. den Schülern zu jedem Wetterlagentyp die Kopie einer Wetterkarte (aus Zeitungen, Büchern o.ä.) in die Hand geben und sie jeweils nach der Verteilung der Hoch- und Tiefdruckgebiete, der Luftmassen und Fronten (Kaltfront, Warmfront, Okklusion) fragen. Erst nach Festhalten der charakteristischen Merkmale der auf der Wetterkarte dargestellten Wetterlage und nachdem man mit den Schülern über den weiteren Verlauf des gesamten Wettergeschehens diskutiert hat, also mit ihnen eine kurzfristige Prognose erstellt hat, wird die entsprechende Wetterlage in Bezug auf den süddeutschen Raum als eine solche spezielle herausgestellt und ihr eine Bezeichnung bzw. Typisierung verliehen. Auf diese Weise wird den Schülern die Fähigkeit vermittelt, eine Wetterkarte zu lesen, anhand ihrer die Wetterlage zu erkennen, die das Gebiet beeinflusst, in dem sie sich befinden, und daraus eine eigene Wettervorhersage zu erstellen. Ja und die Lehre der Meteorologie wird nun so vom Schüler eher als nutzbringend und anwendungsorientiert empfunden werden, als wenn der Lehrer alle wichtigen Wetterlagen der Reihe nach nur benennt und selbst erklärt.

Natürlich gibt es, je nachdem welche Merkmale man in Betracht zieht, ebenso wie wir es beim Klima gesehen haben, verschiedene Möglichkeiten, Wetterlagen zu typisieren bzw. zu klassifizieren. Eine Klassifikation kann sich nach der Art und Lage der wetterbestimmenden Druckgebilde richten (→ Hoch-, Tiefdruckwetterlagen), eine weitere z.B. nach der vorherrschenden Strömung des Bodenwindes im zugrundeliegenden Gebiet, von dem aus man die jeweilige Wetterlage betrachtet (→ Nord-, Ost-, Süd-, West-, Nordwest-.....wetterlage); eine weitere richtet sich z.B. nach dem Wärmegehalt der Luftmasse (→ Frostwetterlage). Es ist auch eine Klassifikation nach besonderen Wettererscheinungen möglich<sup>141)</sup> (→ Inversionswetterlage siehe Kap. 1.2.2., → Föhnwetterlage im Alpenvorlandgebiet und in der nördlichen Alpenregion, → Stauwetterlage im Alpenvorlandgebiet und am Alpennordrand).

In diesem Kapitel wird folgende Einteilung der Wetterlagen vorgenommen:

Die Süd- bzw. Föhnwetterlage und weitere Wetterlagen, die im süddeutschen Raum schlechtes oder unbeständiges, wechselhaftes Wetter verursachen, sind mit Tiefdruckgebieten gekoppelt, die oder deren Fronten sich auf Süddeutschland entsprechend auswirken, und fallen hier in diesem Kapitel unter den Oberbegriff *Tiefdruckwetterlagen*. Hochdruckgebiete, die in Süddeutschland schönes Wetter auslösen mit aufgelockerter Bewölkung oder gar wolkenlosem Himmel, bestimmen dann die sogenannten *Hochdruckwetterlagen* über Süddeutschland.

### 1. Tiefdruckwetterlagen:

a) Süddeutschland an der Ostseite (Vorderseite) eines heranrückenden Tiefs:

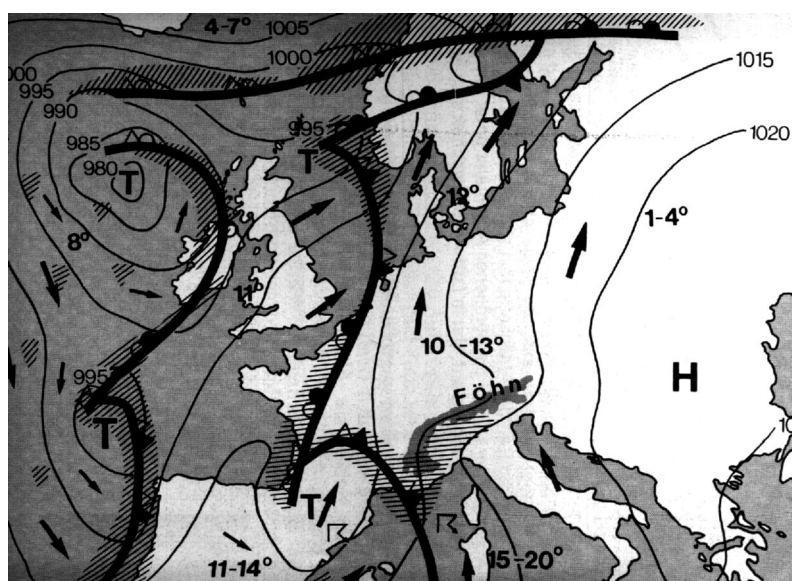


Abb. 35

[Zu Abb. 35: entnommen aus: Schneider A.: Wetter und Bergsteigen. Tatsachen. Erfahrungen. Beobachtung München 1981<sup>4</sup> (Bergverlag Rudolf Rother), S. 139.]

An der Vorderseite eines ostwärts wandernden Tiefs, das sich bereits über Westeuropa befindet, kommt in Süddeutschland der Bodenwind, der auf der Nordhalbkugel der Erde entgegen dem Uhrzeigersinn in ein Tiefdruckgebiet hineinweht, aufgrund der Lage des Tiefs bzw. des Tiefdruckkomplexes aus südlicher Richtung (vgl. mit Abb. 35). Dieser bringt meistens ziemlich warme Luft aus dem Mittelmeerraum zu uns nach Norden. Der damit verbundene Temperaturanstieg wird vor allem am Alpennordrand und im Alpenvorlandgebiet verstärkt durch den bei südlicher Stömung oft auftretenden **Föhn**<sup>142)</sup>:

Da nämlich Südströmung herrscht, ist die Luft gezwungen, über das Hindernis der Alpen zu fließen. Also muß die feuchtwarme Mittelmeerluft in Norditalien in Höhe der Po-Ebene dem Gebirgshindernis nach oben ausweichen und steigt daher auf. Das Aufsteigen der Luft jedoch ist mit einer adiabatischen Abkühlung um  $0,98\text{ °C pro }100\text{ m}$  Höhenzunahme verbunden (vgl. Kapitel 1.1.3.). Man spricht auch von einer trockenadiabatischen Zustandsänderung.<sup>143)</sup> Es ist eine physikalische Tatsache, daß kältere Luft weniger gasförmigen Wasserdampf aufnehmen kann als im Vergleich zu ihrer wärmeren.<sup>144)</sup> Wird also bei fortschreitender Temperaturabnahme der nach oben fließenden Luft mit der Höhe diese Aufnahmekapazität überschritten, wird der Rest des Wassers in Form von Wolkentropfchen ausgeschieden. Es bilden sich also Wolken. Die Tempera-

tur, bei der diese Kondensation eintritt, nennt man Taupunkt.<sup>145)</sup> Bei weiterem Aufsteigen kühlt die Luft weiter ab. Da aber nun die Luft ständig überschüssigen Wasserdampf, den sie nicht mehr enthalten kann, kondensiert und das Zusammenlagern von Wassermolekülen zu Tröpfchen mit dem ständigen Freiwerden von Umwandlungswärme (gasförmig → flüssig) verbunden ist, ergibt sich nun aufgrund dieser dauernden Freisetzung von *latenter Wärme* <sup>146)</sup> eine verminderte Temperaturabnahme von nur mehr 0.5 bis 0.7 °C pro 100 m Höhenzunahme. Man spricht in diesem Zusammenhang nun von einer *feuchtadiabatischen Zustandsänderung*.<sup>147)</sup> Es bilden sich also über Süditalien an der Alpensüdseite Wolken und meist setzt dort auch Niederschlag ein. Auch in Abb. 35, die die Föhnlage vom 11.10.1979 wiedergibt, ist hier das Niederschlagsgebiet, gekennzeichnet durch den gestrichelt schraffierten Bereich, deutlich zu erkennen. Die Luft, die mit Wasserdampf gesättigt ist, d.h. eine Luftfeuchtigkeit von 100 % aufweist, und die mit Wolkenröpfchen druchsetzt ist, beginnt nun nach Erreichen des Alpenhauptkamms wieder abzustiegen. Durch den mit abnehmender Höhe zunehmenden Luftdruck wird die Luft wieder komprimiert, wodurch die Lufttemperatur wieder zu steigen beginnt, die relative Feuchte unter 100 % sinkt und die Wolkenröpfchen verdunsten. Schon unmittelbar nach Überschreiten des Alpenhauptkamms hört die weitere Kondensation von Wassertröpfchen auf und setzt dieser Verdunstungsprozeß ein, so daß die Temperaturzunahme beim Abstieg der Luft auf der Alpennordseite somit von Gipfelhöhe an gerechnet trockenadiabatisch mit der Rate von 0.98 °C pro 100 m Höhenverlust erfolgt.<sup>148)</sup> Als Fazit ergibt sich: Die südlich des Alpenhauptkamms aufsteigende Luft kühlt sich nach Erreichen der Kondensationshöhe (=Kondensationsniveau) mit ca. 0.6 °C pro 100 m weniger ab als sie beim Absteigen durch ausschließliche trockenadiabatische Erwärmung an Temperatur zunehmen kann. Daher kommt die Luft an der Alpennordseite wärmer an. Aber nicht nur wärmer, sondern auch trockener erreicht die Luft bei Föhn unser Gebiet, denn die trockenadiabatische Erwärmung dieser beginnt ja bereits in etwa 3200 m unmittelbar nach Überschreiten der Alpenhauptkammhöhe, nachdem 100 % Luftfeuchte bereits hier unterschritten sind <sup>149)</sup>, so daß mit der steigenden Temperatur die in das Alpenvorlandgebiet fallende Luft immer mehr gasförmigen Wasserdampf aufnehmen könnte, der ihr aber von außen nicht zugeführt wird. Es fällt also die relative Luftfeuchtigkeit

$$r = \frac{\text{in der Luft enthaltene Wasserdampfmenge pro Volumeneinheit}}{\text{Sättigungsmenge an Wasserdampf pro Volumeneinheit}} \cdot 100\% \quad 150)$$

bis zum Alpenvorlandgebiet sehr stark ab, so daß die Luft im Vergleich zu ihrem Zustand südlich der Alpen um einiges trockener bei uns ankommt. Eine derartige Situation zeigen die Abbildungen 36 a und b:

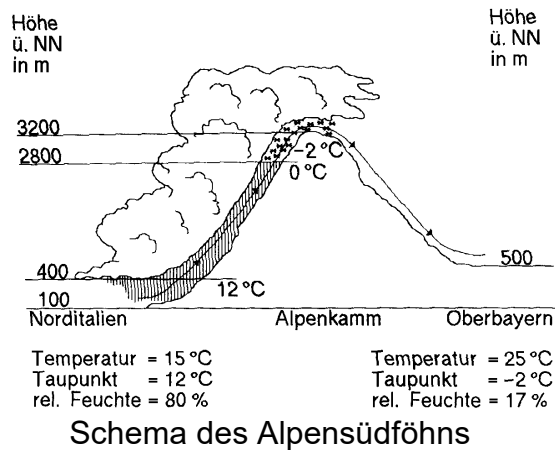


Abb. 36 a

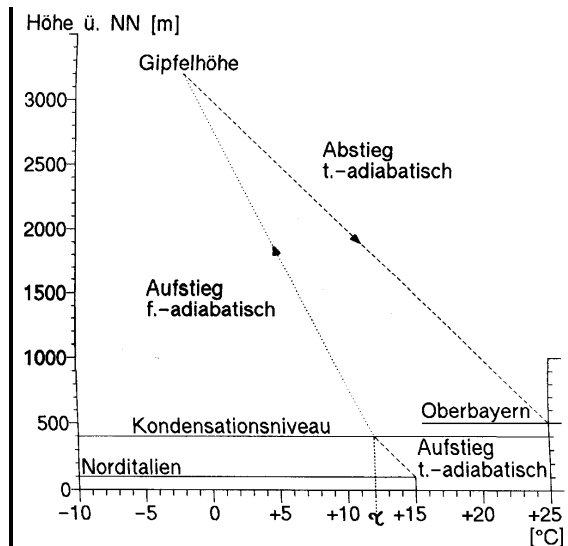


Abb. 36 b

[Zu Abb. 36: Abb. 36 a entnommen aus: Krüger L.: Wetter und Klima. Beobachten und verstehen. Berlin/Heidelberg 1994, S. 24 (entspricht dort Abb.5), Abb. 36 b entnommen aus: Krüger L.: Wetter und Klima. Beobachten und verstehen. Berlin/Heidelberg 1994, S. 26 (entspricht dort Abb. 6).]

Der Föhn bewirkt in Süddeutschland vor allem in Alpennähe, daß sich die Wetterverschlechterung durch das von Westen heranrückende Tief oft lange hinauszögert. Während es im nördlichen Süddeutschland schon regnet, verbleibt der südliche Teil durch den Föhneinfluß noch unter heiterem, trockenwarmem Wetter. Erst durch das Heranrücken einer Kaltfront, hinter der die Winde aus West bis Nord wehen, wird eine derartige *Föhnwetterlage* im Alpenvorlandgebiet beendet, da die Südströmung durch sie aufgehoben und die Luft nicht mehr über die Alpen gezwungen wird.<sup>151)</sup>

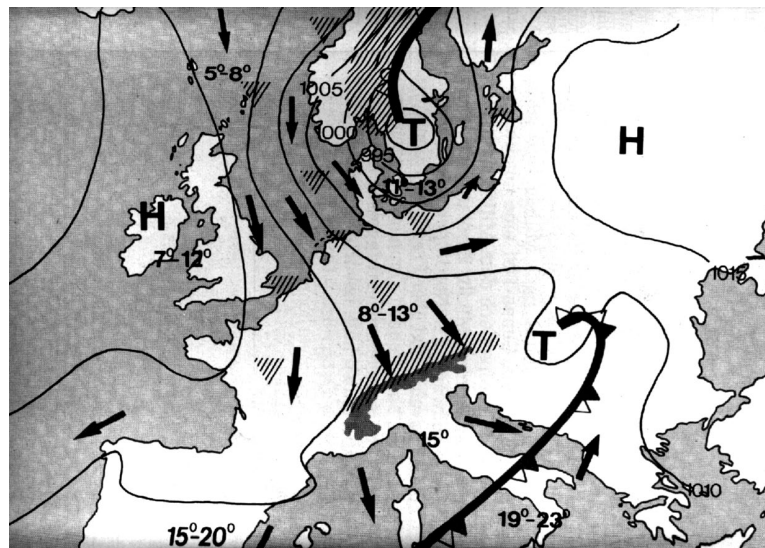
Man bezeichnet die nun besprochene Wetterlage auch als *Südwetterlage*.<sup>152)</sup>

Als Regel läßt sich in diesem Zusammenhang festhalten: Herrscht eine solche Wetterlage vor, so ist in den nächsten Stunden oder auch erst in den nächsten Tagen mit dem Eintreffen eines Tiefdruckgebiets mit einer seiner Schlechtwetterfronten zu rechnen.<sup>153)</sup> Man sollte in diesen Tagen vor allem bei auftretendem Föhn die Wetterentwicklung gut beobachten, da der Zusammenbruch der Föhnlage vor allem durch eine heranziehende Kaltfront oft sehr rasch vor sich geht.<sup>154)</sup>

#### b) Nordwest- und Nordwetterlage:

Nordwest bzw. Nordwetterlagen entstehen, wenn sich das Azorenhoch vom Gebiet der Azoren nach Norden verlagert, so daß an der Ostflanke dieses atlantischen Hochs kalte Luft aus dem Norden nach Mitteleuropa gelangt. Man spricht dabei von einer Nordwestwetterlage, wenn das Azorenhoch nach Norden ausgeweitet ist, so daß über einen Nordwestwind kalte Meeresluft (maritime Polarluft) aus dem Bereich von Grönland zu uns strömt. Bei der Nordwetterlage reicht das Azorenhoch weit hinauf mit einem Ausläufer

bis in den Raum Island, so daß dadurch arktische Polarluft nach Süden in unser Gebiet gelangt (siehe Abb. 37).



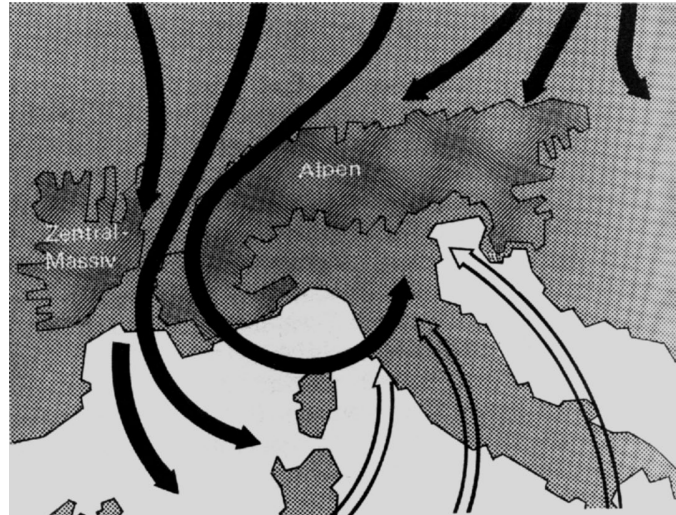
Nordwestwetterlage vom 27.8.1979

Abb. 37

[Zu Abb. 37: entnommen aus: Schneider A.: Wetter und Bergsteigen. Tatsachen. Erfahrungen. Beobachtung. Vorhersage München 1981<sup>4</sup> (Bergverlag Rudolf Rother), S. 149.] Eingeleitet werden beide Wetterlagen fast ausschließlich mit dem Durchzug einer Kaltfront, die meist zu einem Tiefdruckgebiet bzw. -komplex gehört, das bzw. der nordöstlich von Süddeutschland gelegen ist.<sup>155</sup> Die Kaltfront bewegt sich von Nord nach Süd, sie ist häufig begleitet mit einem starken Gewitter an der Front (=Frontgewitter) und einem kräftigen Temperatursturz. Nach Durchzug der Front, der oft durch Gewitter und vor allem durch kräftigen Regen bzw. Schneefall gekennzeichnet ist<sup>156</sup>, treten noch häufig Schauer auf. Ist eine Kaltfront vorübergezogen, ist also im folgenden meist noch mit Schauern zu rechnen. Besonders bei der Nordwetterlage dauern diese ziemlich lange an und sind in der Regel ziemlich stark ausgeprägt.<sup>157</sup> Da wir uns nun auf der Rückseite der Kaltfront befinden, spricht man hier nun vom sogenannten *Rückseitenwetter* der Kaltfront (= Schauerwetter).<sup>158</sup> Die südwärts ziehende Kaltfront bleibt oft am Nordrand der Alpen hängen, so daß hier (manchmal sogar im ganzen Voralpenland) Wolkenstau und sehr intensive Niederschläge auftreten. Auch wenn bereits die Kaltfront die Alpen überquert hat, wird dennoch durch die ihr folgende Nordwest- bzw. Nordströmung die Luft am Alpennordrand, um über die Alpen zu fließen, in die Höhe angehoben. Dadurch kühlt sie unter ihren Taupunkt adiabatisch ab, so daß es durch diesen Effekt zusätzlich zu starker Wolken- und Niederschlagsbildung kommt. Es bleibt also, obwohl die Kaltfront schon weiter gezogen ist, diese sogenannte *Stauwetterlage* am Nordrand der Alpen und im Alpenvorlandgebiet oft noch lange erhalten.<sup>159</sup> "Eine Nordstaulage dauert ein bis zwei, manchmal auch mehrere Tage, oft trotz anhaltendem Luftdruckanstieg. Ein Ende der Staulage ist erst bei nachlassender Nordwestströmung bzw. Drehung der Strömung auf West bis Süd zu erwarten."<sup>160</sup> In Abb. 37 ist die Stauwetterlage an dem gestrichelten Bereich nördlich der Alpen zu erkennen, der das Niederschlagsgebiet kennzeichnet.

c) Genuatief:

Verursacht wird das Genuatief durch kalte Luft, die von den Britischen Inseln und der Nordsee von dort aus durch das Rhôneetal ins westliche Mittelmeer vorstößt.<sup>161)</sup> Die Nordalpen befinden sich bereits in dieser Kaltluft <sup>162)</sup>, die nun durch die Engstelle des Rhôneetals die Alpen passiert. Diesen Kaltluftwind durch das Rhôneetal nennt man *Mistral*.<sup>163)</sup> Er trifft nun im Mittelmeergebiet angelangt auf relativ warmes Wasser und auf feuchtwarme Luftmassen (siehe Abb. 38).

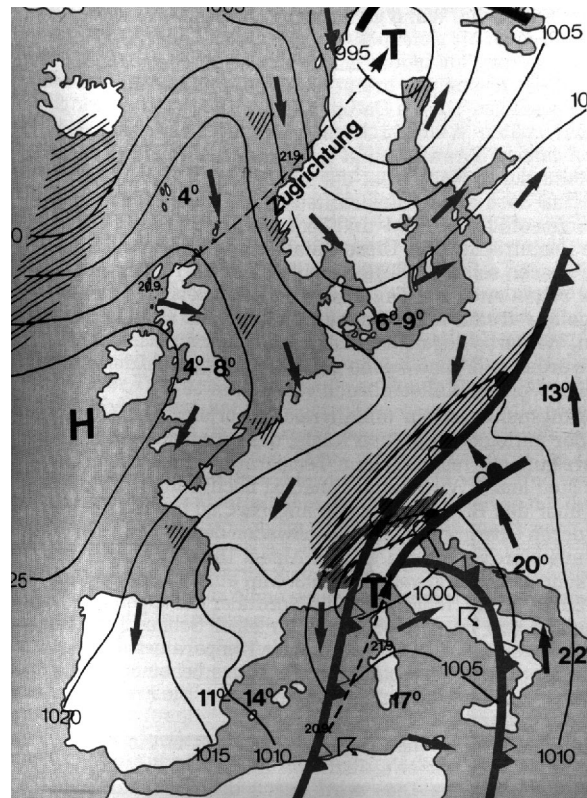


Luftströmungen bei der Entstehung eines Tiefs über Oberitalien  
(schwarze Pfeile = Kaltluft, nicht ausgefüllte Pfeile = Warmluft)

Abb. 38

[Zu Abb. 38: entnommen aus: Walch Dieter: Wetterkunde. Alles, was man über das Wetter wissen sollte. Düsseldorf 1986 (ECON Taschenbuch-Verlag), S. 90.]

Ganz egal, zu welcher Jahreszeit ein derartiger Vorgang geschieht: Das Mittelmeer wird immer wärmer sein als die über das Rhôneetal vorstoßende Kaltluft. Da sich nun über dem warmen Wasser Warmluft befindet und weiterhin bildet, die im Vergleich zur eingeströmten Kaltluft eine geringere Dichte hat, steigt die in Form von Warmluftpaketen auf. Sie kühlt durch diesen Hebensprozess adiabatisch bis unter ihren Taupunkt ab. Dies geschieht sehr rasch, da die Mittelmeerluft ohnehin feucht ist, d.h. viel Wasserdampf enthält. So bilden sich Wolkentürme, Regenschauer und Gewitter. Da dieses Aufsteigen von Warmluft über einem großen Meeresgebiet vor sich geht, entsteht ein richtiges Tiefdruckgebiet.<sup>164)</sup> "Die Luft aus der Umgebung versucht nun, diesen tiefen Druck auszugleichen."<sup>165)</sup> Von Norden her ist jedoch durch die Alpen als Barriere ein ausreichender Nachschub an Luft unterbunden.<sup>166)</sup> "Das Tief saugt also den Ersatz hauptsächlich von Süden heran. Der Zustrom warmer Luft verstärkt sich. Da die heranfließende warme Luft leichter ist als die kalte, fällt der Druck weiter; das Tief intensiviert sich. Außerdem muß die warme Luft wegen ihrer geringeren Dichte über die Kaltluft steigen. Dieses Steigen ist ebenfalls mit Druckfall verbunden. Somit setzt ein selbstverstärkender Effekt ein, der über Oberitalien sehr rasch ein kräftiges Tief entstehen läßt."<sup>167)</sup> Da hier zwei verschieden temperierte Luftmassen aufeinandertreffen, ist letztendlich, wie in Kapitel 1.1.3. erläutert, das dazugehörige Frontensystem (Kalt- und Warmfront) entstanden. Es hat sich also ein vollständiges Tiefdruckgebiet mit Kern über dem Golf von Genua entwickelt (vgl. mit Abb. 39).<sup>168)</sup>



Genuatief

Abb. 39

[Zu Abb. 39: entnommen aus: Schneider A.: Wetter und Bergsteigen. Tatsachen-Erfahrungen-Beobachtung. Vorhersage München 1981<sup>4</sup> (Bergverlag Rudolf Rother), S. 153.]

An Abb. 39 sieht man, daß durch das stationäre Hochdruckgebiet mit Zentrum westlich von England kalte Luft aus polaren Breiten über Skandinavien und Mitteleuropa durch das Rhônetal ins westliche Mittelmeergebiet gelangen konnte und zur Entstehung des Genuatiefs führte. Vor allem wenn durch ein Hochdruckgebiet westlich von Spanien oder westlich der britischen Inseln, welches meist das Azorenhoch darstellt, das sich nach Norden hin verlagert hat, Kaltluft aus dem Norden nach Mitteleuropa geleitet werden kann, ist also die Bildung eines Tiefs über Oberitalien bzw. eines Genuatiefs begünstigt.

Die Warmluft, die das Tief von Süden her ansaugt, trifft auf die Alpen und steigt bis zum Alpenhauptkamm in die Höhe. So ergibt sich auf der Südseite der Alpen Stauregen. Auf der Nordseite der Alpen kann aber nun die warme Südströmung nicht absinken, so daß sich also Föhn einstellen könnte, denn hier befindet sich die von Norden her angestaute Kaltluft. Also sinkt die Warmluft auf der Alpennordseite nicht in die Täler, sondern sie strömt über die Kaltluft weiter nordwärts und der in der feuchtwarmen Luft enthaltene Wasserdampf kondensiert an der Grenze der unter ihr liegenden kalten Luft (siehe Abb. 40). Die Folge davon ist ausgiebiger Dauerregen im Alpenvorlandgebiet, der auch dort nicht selten die Flüsse über die Ufer treten läßt. Diese Wetterlage hält dann solange an, bis keine Kaltluft mehr von Norden her gegen die Alpen fließt.<sup>169)</sup>

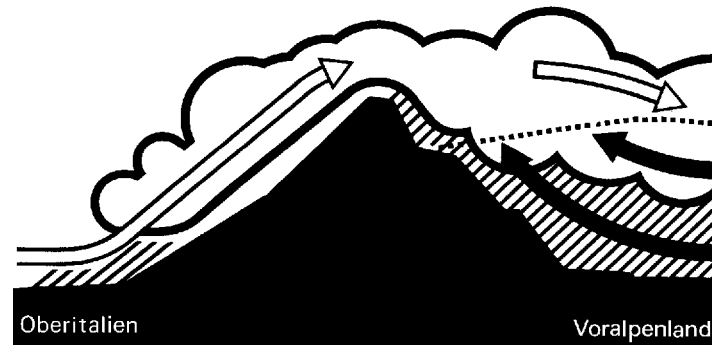


Abb. 40 : Feuchtwarme Luft überströmt im Alpenvorlandgebiet die dort lagernde kalte.

[Zu Abb. 40 : entnommen aus: Walch Dieter: Wetterkunde. Alles, was man über das Wetter wissen sollte. Düsseldorf 1986 (ECON Taschenbuch-Verlag), S. 91.]

Das Tief hält sich also oft tagelang mit seinem Kern über dem Golf von Genua, bevor es langsam auf der sogenannten Vb-Zugbahn nordostwärts über Österreich-Ungarn nach Polen weiterzieht.<sup>170)</sup>

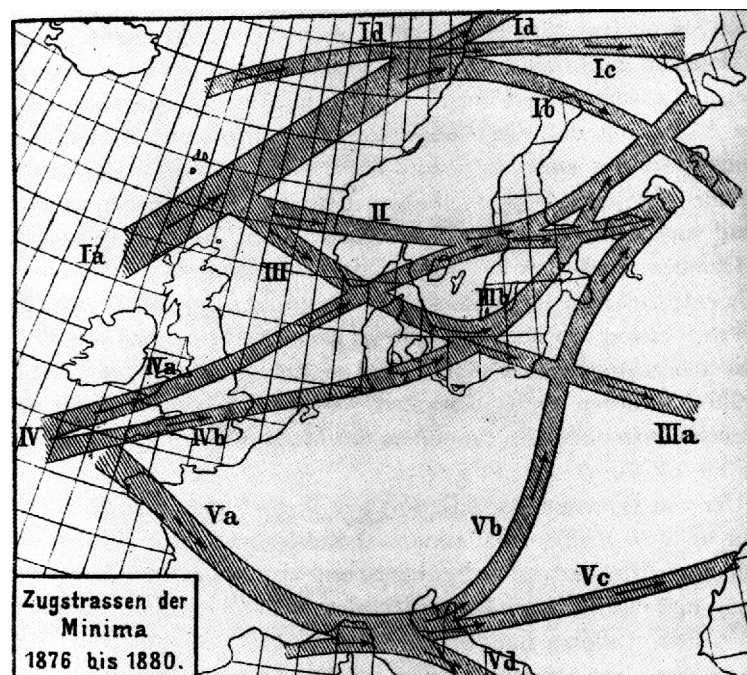
#### d) Westwetterlage:

Sie spielt mit einem durchschnittlichen Anteil von 27 % bzw. von rund 100 Tagen im Jahr die größte Rolle im Witterungsgeschehen Mitteleuropas. Bei einer Westlage liegen die Isobaren (Linien gleichen Luftdrucks) meist in etwa breitenkreisparallel, d.h. sie sind von West nach Ost gerichtet. Meeresluft vom Atlantik strömt an ihnen entlang. Dabei befindet sich meist hoher Luftdruck über den Azoren und über dem Mittelmeer, während Tiefdruckkomplexe und -systeme nördlich von Mitteleuropa ostwärts ziehen<sup>171)</sup> und mit ihren Fronten unser Gebiet beeinflussen. Daher ist die Westlage gekennzeichnet von sehr unbeständigem Wetter. Die wechselhafte Witterung verläuft meist so: Zuerst überquert die Warmfront eines Tiefs mit seinem Kern nördlich von Mitteleuropa oder auch über dem nördlichen Mitteleuropa unser Gebiet. Die Bewölkung verdichtet sich und gleichmäßiger Regen setzt ein. Mit dem Durchzug der Bodenwarmfront hört der Niederschlag auf, es folgt nun der Warmsektor des Tiefs und diesem schließlich die Kaltfront begleitet von heftigem Frontniederschlag. Nach Durchzug dieser tritt noch Schauerwetter ein und bevor die Fronten des nächsten Tiefdruckgebiets heranrücken, kommt es durch ein Zwischenhoch bzw. durch einen Zwischenhochkeil noch kurzzeitig, d.h. höchstens einen Tag lang, zu einer Wetterbesserung.<sup>172)</sup> "Diese Westwetterlagen können manchmal sehr lange andauern und den Charakter ganzer Jahreszeiten bestimmen. Die atlantische Meeresluft, die in ihrem Gefolge herangeführt wird, ist im Sommerhalbjahr kühl und feucht. Die verregneten kühlen Sommer sind auf Westlagen zurückzuführen. Im Winter bewirken sie durch die dämpfende Wirkung des Ozeans eine positive Temperaturabweichung. Zu milde mitteleuropäische Winter, eigentlich die Regel sind die Folge."<sup>173)</sup> Eine charakteristische Westlage zeigen z.B. die Wetterkarten in Abb. 33 a und b.

Ein häufig auftretendes Tief, das bei einer Westwetterlage mit seinen Fronten und Wellen Süddeutschland beeinflusst, ist das sogenannte *Islandtief*, das, wie der Name schon ausdrückt, mit seinem Zentrum vom Atlantik her über Island ostwärts zieht.<sup>174)</sup> Aber auch andere Tiefs sind bestimmend für die Westlage, z.B. Zentraltiefs, die zwischen Island und England ostwärts ziehen oder sich südöstlich auf die Ostsee zubewegen und

ebenso Tiefs deren Zentren von Südengland über Dänemark und die Ostsee ostwärts wandern.<sup>175)</sup> Auf der zuletzt genannten Zugstraße befand sich auch das stark entwickelte Tief über Dänemark am 17.10.1967 (siehe dazu Abb. 33 a).

Es sei hier eingefügt, daß die Zugstraßen der Zentren der Tiefdruckgebiete, die Europa beeinflussen, bereits 1886 von W. J. van Bebber (1841-1909) richtig erkannt und mit römischen Ziffern gekennzeichnet wurden mit dahinter gefügten kleinen lateinischen Buchstaben zur Angabe von besonderen Verzweigungen der Hauptbahnen (siehe Abb. 41, aus einem seiner Werke). Von diesen Bezeichnungen hat sich in der meteorologischen Praxis nur noch diejenige erhalten, die die Zugbahn des ursprünglichen Genua- bzw. Oberitalientiefs von dort über Österreich in Richtung Polen angibt (siehe auch Abb. 41). Dies ist die bereits erwähnte sogenannte Vb-Zugstraße (Fünf-b-Zugstraße).<sup>176)</sup>



Zugstraßen der Luftdruckminima in Europa von 1876 bis 1880,  
von W. J. van Bebber 1886

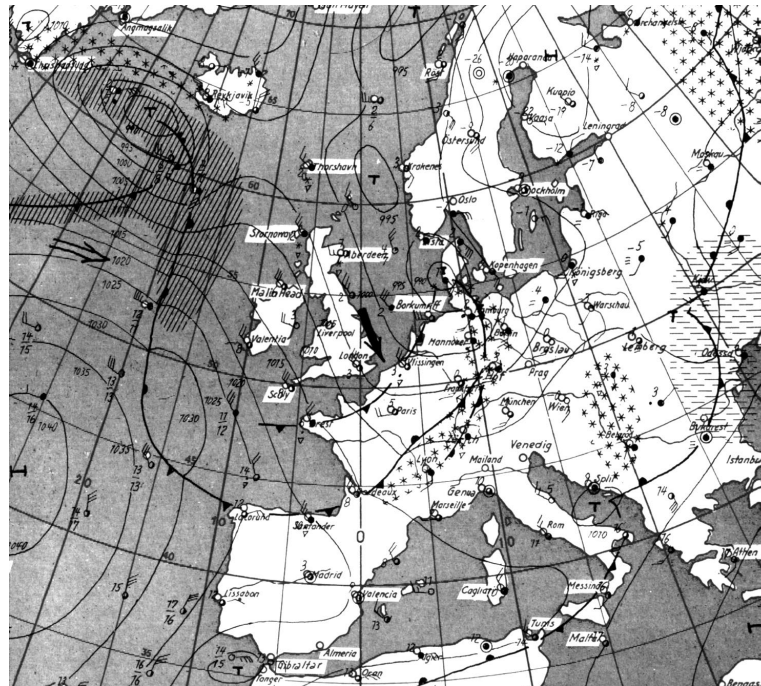
Abb. 41

[Zu Abb. 41: entnommen aus: Körber H.-G.: Vom Wetteraberglauben zur Wetterforschung. Leipzig 1987 (Lizenzausgabe für Pinguin-Verlag Innsbruck), S.195.]

#### e) Trogwetterlage, Tiefdrucktrog:

Unter einem Trog versteht man in diesem Zusammenhang ein Gebiet tiefen Luftdrucks mit teilweise extremem Schlechtwetter, das auf der Rückseite eines Tiefs der Kaltfront folgt. Ein derartiger tritt nicht immer auf, sondern nur dann, wenn sich hinter der Kaltfront der Tiefdruckwirbel verstärkt, so daß auf der Wetterkarte dort eine einem Trog ähnliche Ausbuchtung der Isobaren zu erkennen ist, entlang der die Luft in die Höhe gesaugt wird. Die Vorzeichen einer Troglage sind das vorübergehende Nachlassen des Windes und vor allem der erneut fallende Luftdruck hinter der Kaltfront. Überquert nach dem Durchzug einer Kaltfront ein Tiefdrucktrog Süddeutschland, so kommt es zu stark auffrischenden Winden, nicht selten auch zu Stürmen, zu kräftigem Niederschlag in Schauerform verbunden mit relativ niedriger Temperatur.<sup>177)</sup>

Die folgende Abbildung zeigt einen Tiefdruckkomplex mit einem Tiefzentrum über Dänemark, dessen Fronten noch nicht ganz okkludiert sind. Der zu diesem Tiefdruckzentrum gehörige Trog, erkennbar an der Ausbuchtung der Isobaren und einer dort eingezeichneten zweiten Kaltfront, die sich dort gebildet hat, hat gerade die Nordküste Frankreichs passiert und ist auf dem Wege, Deutschland zu überqueren<sup>178)</sup> (siehe Abb. 42).



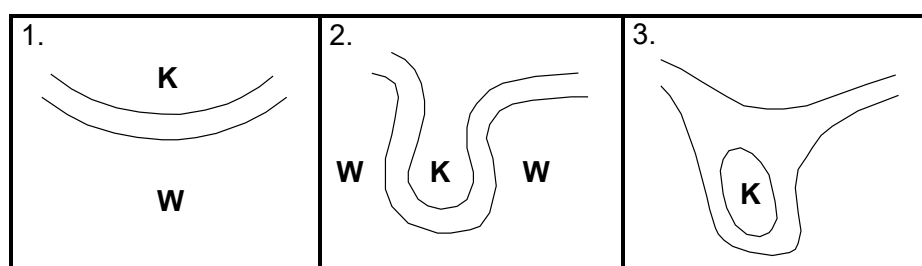
Trog über Mitteleuropa

Abb. 42

[Zu Abb. 42: entnommen aus: Günter D. Roth: Wetterkunde für alle. Was man über unser Wetter wissen muß. München/Wien/Zürich 1989 (Sonderausgabe des BLV-Verlags), S. 151.]

#### f) Höhentief und Kaltlufttropfen:

Ein *Kaltlufttropfen* ist ein "abgeschlossenes Gebiet von Kaltluft in der mittleren und oberen Troposphäre, das sich in der Luftdruckverteilung am Boden nur durch eine schwache zyklonale Deformation oder auch gar nicht auswirkt, in der Höhe aber immer mit einem Höhentief verbunden ist."<sup>179)</sup> Ein solches Gebiet entsteht, wenn sich z.B. eine Kaltluftzunge auf der Rückseite eines alten Tiefdruckgebiets abschnürt oder sich an einem anderen Grenzgebiet von Luftmassen abkapselt (= Cut-off-Effekt).<sup>180)</sup> Einen derartigen Vorgang in den höheren Troposphärenschichten zeigt Abb. 43:



Cut-off-Effekt eines Kaltluftgebiets (W=Warmluft, K=Kaltluft) Abb. 43

[Zu Abb. 43 siehe Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Eine Einführung. Berlin / Heidelberg 1994<sup>2</sup>, S.135, Abb. 76.]

Wie kommt es nun im Gebiet dieses Kaltluftsees, der sich in den mittleren und oberen Troposphärenschichten befindet, zu einem Tief in der Höhe ?

Betrachten wir dazu ein quaderförmiges Luftquantum der Dichte  $\rho$  in der Höhe  $h$  mit den Abmessungen  $A$  als Grundfläche und  $\Delta h$  als seine Höhe. Die Unterseite des Luftquantums liege in der Höhe  $h$  und an ihr herrsche der Druck  $p$ , die Oberseite liege in der Höhe  $h + \Delta h$  und an ihr herrsche der Druck  $p - \Delta p$ . Die Druckabnahme  $\Delta p$  in der Höhe  $h + \Delta h$  erklärt sich durch den nun fehlenden Gewichtsdruck des Luftquantums, es gilt also: 
$$\Delta p = -\frac{F_G}{A} = -\frac{m \cdot g}{A} = -\frac{\rho \cdot V}{A} \cdot g = -\rho \cdot \frac{A \cdot \Delta h}{A} \cdot g = -\rho \cdot g \cdot \Delta h.$$
 Das negative Vorzeichen kommt dadurch zustande, daß eine Höhenzunahme eine Druckabnahme bedeutet.

Differentiell gilt damit:  $dp = -\rho \cdot g \cdot dh$  bzw.  $\frac{dp}{dh} = -\rho \cdot g$ . Dies ist die statische Grundgleichung, hier in zwei Formen vorliegend.<sup>181)</sup>

Da die Dichte des Luftquantums von seiner Temperatur  $T$  abhängt (vgl. dazu Beginn von Kapitel 1.1.2.), schreiben wir  $\rho(T)$  statt einfach  $\rho$ , so daß folgt:  $\frac{dp}{dh} = -\rho(T) \cdot g$   $\otimes$ .

Mit dieser Formel  $\otimes$  können wir uns nun das mit einem Kaltlufttropfen verbundene Höhentief erklären:

Da kalte Luft eine höhere Dichte als im Vergleich zu ihr wärmere hat, ist im Bereich des Kaltluftgebiets, das in der mittleren und oberen Troposphäre gelegen ist,  $\rho(T)$  relativ groß, so daß in diesem Gebiet mit der Höhe der Luftdruck nach  $\otimes$  ziemlich rasch abnimmt und zwar mit der Höhe stärker abnimmt als in den umliegenden Gebieten des Kaltlufttropfens. Daher erklärt sich der vergleichsmäßig niedrige Luftdruck in der Höhe im Bereich der Kaltluftansammlung und demnach hier das Tief in der Höhe.<sup>182)</sup>

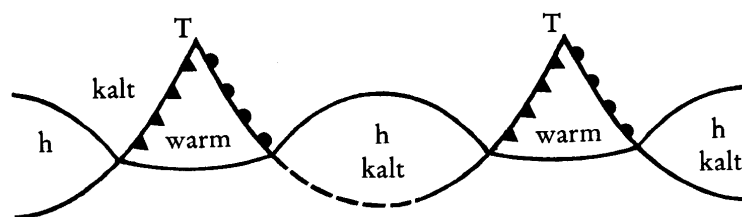
Die unter der Kaltluft lagernde warme Luft erfährt nun aufgrund ihrer im Vergleich zur kalten Luft geringeren Dichte einen Auftrieb und steigt in Warmluftpaketen auf. Diese kühlen dabei durch die Angleichung an den mit der Höhe abnehmenden äußeren Luftdruck und der damit verbundenen Expansion adiabatisch ab. Dabei beträgt die Temperaturabnahme zunächst  $0,98 \text{ }^\circ\text{C}$  pro  $100 \text{ m}$  (trockenadiabatische Zustandsänderung). Ist die aufsteigende Luft nun so weit abgekühlt, daß diese nicht mehr gasförmigen Wasserdampf aufnehmen kann, so wird dieser nach Unterschreiten des Taupunkts durch Kondensation ausgeschieden. Das aufsteigende Warmluftpaket kühlt zwar nach Erreichen des Taupunkts weiter ab, aber nun feuchtadiabatisch nur noch um etwa  $0,5$  bis  $0,7 \text{ }^\circ\text{C}$ , denn das fortschreitende Kondensieren von Wasserdampf ist mit dem Freisetzen von Kondensationswärme (= Wärme, die beim Zusammenlagern der Wassermoleküle zu einem Wolkentröpfchen frei wird) verbunden. Während des gesamten Aufstiegs hat sich zwar das Warmluftpaket insgesamt abgekühlt, aber nie so weit, daß es die Temperatur der umliegenden Kaltluft des Kaltlufttropfens erreichen konnte. Wäre dies geschehen, so wäre ein weiterer Auftrieb und damit ein weiteres Aufsteigen unterbunden

gewesen. Es werden also diese Warmluftpakete aufgrund der Kaltluft in den höheren Schichten bis an die obere Troposphäre gehoben, wobei nach Erreichen des Taupunkts Wolkenbildung einsetzt. Es kommt also in diesem Zusammenhang zu hochreichenden Wolken, die kräftige Regenfälle, Schauer und Gewitter mit sich führen. Das Paradoxe an einem Kaltlufttropfen ist: Am Boden herrscht in ihrem Bereich hoher Luftdruck, das Barometer steht auf "Schön" und trotzdem herrscht langanhaltender schauerartiger Niederschlag.<sup>183)</sup> Wir sehen in diesem Zusammenhang, wie wichtig es ist, die Höhenwetterkarte zu betrachten, um z.B. ein derartiges Schlechtwettergebiet zu erkennen.<sup>184)</sup>

## 2. Hochdruckwetterlagen:

### a) Zwischenhoch und kaltes Hoch:

Wie bereits in Kapitel 1.1.3. erwähnt, ist ein Zwischenhoch (geschlossenen Isobaren) bzw. ein Zwischenhochkeil (offene Isobaren) ein Gebiet relativ höheren Luftdrucks zwischen zwei Zyklonen. Auf den Wetterkarten ergibt sich dabei typischerweise z. B. folgendes Bild:



Zwischenhochkeile trennen aufeinanderfolgende Tiefdruckgebiete Abb. 44

[Zu Abb. 44: entnommen aus: Wildegger R.: Praktisches Wetterlexikon. München 1987 (Beck'scher Verlag), S.118 unten.]

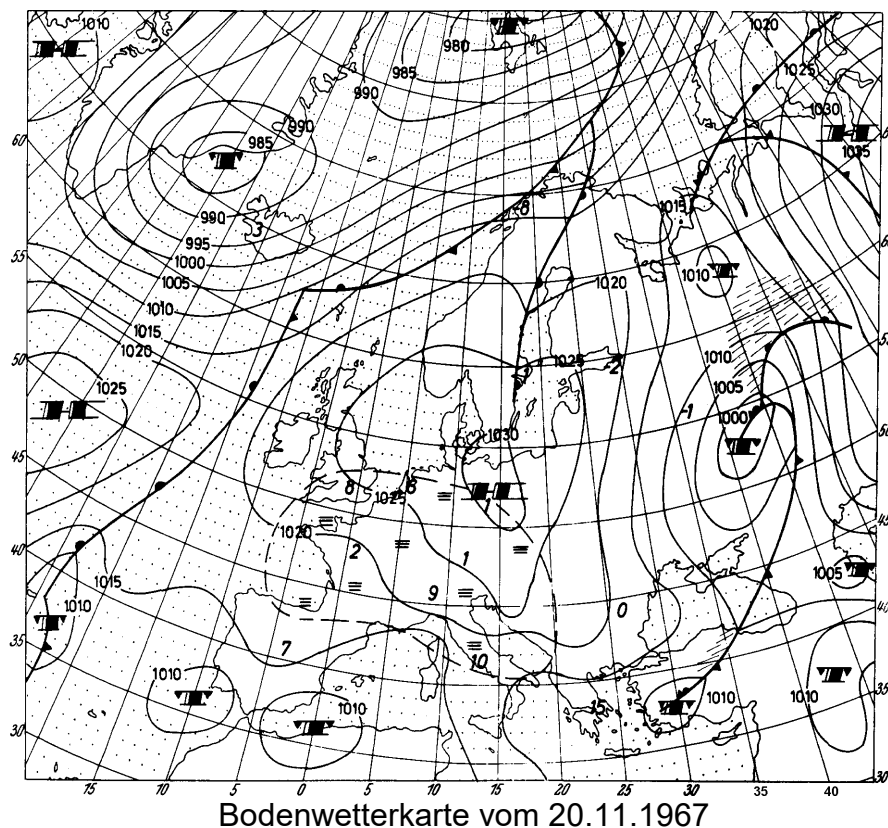
Bei einer solchen Wetterlage bringen Zwischenhochs bzw Zwischenhochkeile eine kurze Wetterbesserung hinter der Kaltfront des durchgezogenen Tiefdruckgebiets von nur etwa 24 bis 36 Stunden, ohne daß dabei eine bedeutende Erwärmung der eingeflossenen kalten Luft stattfindet. Es kündigt sich dann bereits das Schlechtwettergebiet des nachfolgenden Tiefs an <sup>185)</sup> (siehe Westwetterlage).

Ein kaltes Hoch stellt ein eigenständiges Hochdruckgebiet größeren Ausmaßes hinter der Kaltfront einer abziehenden Zyklone dar. Seine Entstehung wurde bereits in Kapitel 1.1.3. erläutert. Da dieses mit der Kaltluft des sich verlagernden Tiefs oft sehr rasch mitzieht, ist das mit ihm verbundene schöne Wetter auch meist nur von kurzer Dauer (siehe Kapitel 1.1.3.).

### b) Hoch über Mitteleuropa:

Es handelt sich in diesem Fall um ein warmes Hoch mit Kern über Mitteleuropa. Da es als solches auch in der oberen Troposphäre ausgeprägt ist, wirkt es auch steuernd auf vom Atlantik heranziehende Tiefdruckgebiete und lenkt diese nördlich um sich herum, so daß diese Mitteleuropa und damit auch unserem Raum (Süddeutschland) nicht beein-

flussen können. Eine derartige Situation zeigt Abb. 45.<sup>186)</sup> Es herrscht ruhiges, meist normal temperiertes Schönwetter, im Winterhalbjahr jedoch oft starker Nebel und Hochnebel, der sich tagsüber sehr langsam auflöst, wenn überhaupt.<sup>187)</sup>



Bodenwetterkarte vom 20.11.1967

Abb. 45

[Zu Abb. 45: entnommen aus: Liljequist G.H., Cihak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig/Wiesbaden 1984<sup>3</sup>, S. 321.]

c) Festlandshoch (ortsfestes Hoch über dem russischen Festland):

Es handelt sich in diesem Fall um ein warmes Hoch über Westrußland, das seine geographische Lage und Intensität nur wenig ändert und eine große Ausdehnung besitzt (siehe Abb. 46).<sup>188)</sup> Allgemein bezeichnet man ein Druckgebilde (Hochdruckgebiet), das bis in die oberen Troposphärenschichten ausgeprägt ist, das seine geographische Lage sowie seine Intensität kaum ändert und eine große Ausdehnung besitzt, als ein *stationäres Druckgebilde* (Hoch).<sup>189)</sup> Im Winter kann im Bereich dieses stationären Hochs das russische Festland bei wolkenlosem Himmel durch ungehinderte Abgabe von Wärme in Form von Wärmestrahlung in den Weltraum sehr stark abkühlen, so daß es im Winter gleichsam einen kräftigen Kaltluftproduzenten darstellt. Im Sommer dagegen überwiegt die Sonneneinstrahlung während des Tages und der Boden sowie die darüber befindliche Luft erhitzen sich aufgrund seiner niedrigen Wärmekapazität beträchtlich (vgl. mit der Beschreibung des kontinentalen Klimas in Kapitel 1.1.1.). Aufgrund der Lage des Hochs (siehe Abb. 46) und da die Luft um das Zentrum eines Hochs herum zirkuliert, herrscht in Süddeutschland Ostwind, der bei einem Rußlandhoch oft sehr böig sein kann. Dieser führt im Winterhalbjahr die meist trockenere, kalte bis sehr kalte Luft, im Sommerhalbjahr dagegen die recht warme bis heiße Luft vom russischen Festland her in unser Gebiet. So herrscht im Winter meist trockenes oft sehr kaltes Frostwet-

ter und im Sommer, vor allem im Juni bis September schönes, beständig recht warmes bis heißes Wetter bei nur geringer Gewitterneigung.<sup>190)</sup> Das Festlandshoch über Westrußland stellt für Europa "zu allen Jahreszeiten ein wichtiges Druckgebilde dar, denn je nachdem wie weit dieses Hoch seinen Einfluß nach Westen, in Richtung Mitteleuropa ausdehnen kann, werden oftmals für ganze Jahreszeiten immer wiederkehrende Wetterabläufe vorherbestimmt. So gehen alle strengen Winter darauf zurück, daß das Festlandshoch über einen längeren Zeitraum hinweg die atlantischen Tiefausläufer samt den mitgeführten milden Luftmassen blockiert, sie in weitem Bogen um das europäische Festland herumlenkt und somit zu stabilem Dauerfrost führt."<sup>191)</sup>

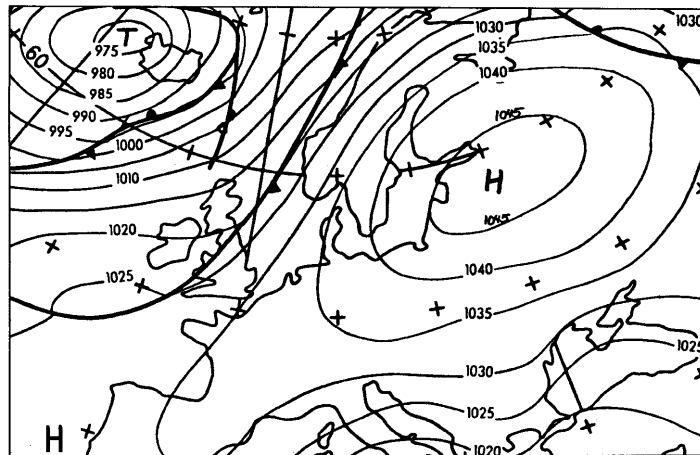


Abb. 46: Bodenwetterkarte vom 16.03.1983 des Deutschen Wetterdienstes. Umfangreiches, stationäres Hochdruckgebiet über Westrußland mit breitem Hochdruckkeil bis Westeuropa

[Zu Abb. 46: entnommen aus: Wildegger R.: Praktisches Wetterlexikon. München 1987, S.27, Wetterkarte 2.]

#### d) Azorenhoch:

Da das Azorenhoch als blockierendes Subtrophenhoch ein Hochdruckgebiet darstellt, das bis in die obere Troposphäre hinein ausgeprägt ist und das daher die Tiefdruckgebiete und -systeme um sich herumsteuert, kommt es natürlich auf seine genaue geographische Lage an, um beurteilen zu können, wie sich das Wetter in unserem Raum (Süddeutschland) gestaltet. So ist das Gebiet der Azoreninseln der Bereich, in dem sich sein Zentrum am häufigsten aufhält, daher der Name des Hochs. In diesem Fall jedoch ist bei uns meistens mit wechselhaftem Wetter zu rechnen, da die Schlechtwettergebiete bogenförmig um das Azorenhoch herum in Richtung Nord- und Mitteleuropa gelenkt werden (siehe Abb. 47). Ebenso haben wir bereits kennengelernt, daß eine Verlagerung des Azorenhochs nach Norden Nordwest- bzw. Nordwetterlagen begünstigt (siehe in diesem Kapitel unter Tiefdruckwetterlagen, Abschnitt b) ). Erstreckt sich jedoch ein Ausläufer dieses Hochs, also ein sogenannter *Hochdruckkeil* zum Europäischen Festland, so ist bei uns mit vorwiegend mildem bzw. warmem, schönem Wetter zu rechnen. Wandert es ostwärts nach Mittel- oder Osteuropa, so stellt sich dabei häufig eine mehrtägige Schönwetterperiode ein.<sup>192)</sup> "Im Winterhalbjahr kann diese mit beständigem Nebel im Flachland sowie Prachtwetter in den Bergen verbunden sein; im Sommer ist sie meistens Ausgangspunkt einer Hitzewelle"<sup>193)</sup>. Eine derartige Ostverlagerung tritt mit hoher

Wahrscheinlichkeit im Zeitraum zwischen dem 23. und 30. September auf, so daß das Azorenhoch zu einem Hoch über Mittel- bzw. Osteuropa wird, das nun aufgrund seiner Lage mit Warmluftzufuhr aus Südost bis Südwest den Sommer zu "verlängern" vermag. Man spricht im Volksmund bei dieser spätsommerlichen Wetterlage Ende September vom sogenannten *Altweibersommer*.<sup>194)</sup>

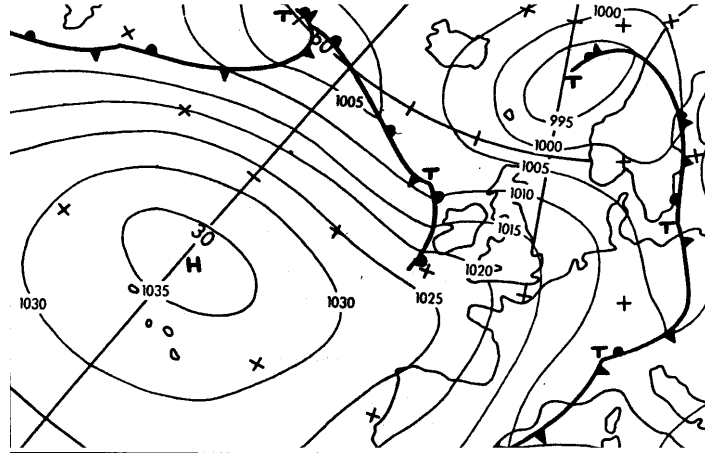


Abb. 47 : Bodenwetterkarte vom 22.6.1984 des Deutschen Wetterdienstes. Das kräftig ausgeprägte Hochdruckgebiet mit Kern ein wenig nördlich der Azoren lenkt die Tiefausläufer bogenförmig im Uhrzeigersinn vom Atlantik her in Richtung Mitteleuropa, wo sie das unbeständige Wetter über einen längeren Zeitraum aufrechterhalten.

[Zu Abb. 47: entnommen aus: Wildegger R.: Praktisches Wetterlexikon. München 1987, S. 9 Wetterkarte 1.]

## **1.2. Die verschiedenen lokal beobachtbaren Wetterphänomene, ihre physikalische Erklärung und ihre Bedeutung für das Wettergeschehen**

### **1.2.1. Windsysteme (Land-, See-, Berg-, Talwind, dynamischer Hangauf-, Hangabwind, Konvektion → Thermik):**

#### **System Land- und Seewind:**

Beginnt am Morgen bei schönem Wetter die Sonne zu scheinen, so erwärmt sie den Erdboden stärker als das Wasser (siehe hierzu die Unterscheidung zwischen maritimem und kontinentalem Klima in Kapitel 1.1.1.). Daher wird auch die über dem Land befindliche Luftschicht wärmer werden als diejenige über einem See. Da nun wärmere Luft eine geringere Dichte besitzt als im Vergleich zu ihr kältere (siehe hierzu Beginn von Kap. 1.1.2.), wird die unterschiedliche Erwärmung dazu führen, daß eine gedachte Luftsäule über dem Land ein größeres Volumen einnehmen muß als die Vergleichsluftsäule über dem Wasser. Die Volumenausdehnung der Luft über dem Land ist aber nur nach oben möglich, so daß letztendlich die Druckflächen  $p_1$  und  $p_2$  gegenüber denen über dem See angehoben werden (vgl. mit Abb. 48 b). Somit entsteht in der Höhe ein Druckgefälle vom Landgebiet zum Wasser, auf die einzelnen Luftteilchen wirkt hier also die Druckgradientkraft (siehe Kapitel 1.1.2.) und damit setzt hier auch ein Wind in diese Druckgefällerrichtung ein (siehe Abb. 48 b). Durch die in der Höhe abströmende Luft nimmt die Masse der Luftsäule über dem Land ab, so daß hier der Luftdruck am Boden zu fallen beginnt. Im Gegensatz dazu führt über der Seeoberfläche der Massenzustrom in der Höhe zu einer Erhöhung des Bodenluftdrucks. Es bildet sich also am Boden über dem Land ein seichtes Tiefdruckgebiet und über der Wasseroberfläche ein seichtes Hoch aus. Durch die so entstandene Druckdifferenz setzt nun als Folge eine Ausgleichsströmung in Bodennähe vom See zum Land ein. Es weht der *Seewind*.<sup>195)</sup> Durch das Aufsteigen der erwärmten Luft über dem Land in Seenähe und durch das Absinken über dem See entsteht eine geschlossene thermische Zirkulation (siehe Abb. 48 c und Abb. 49). Man nennt diese *Land-Seewind-Zirkulation*.<sup>196)</sup>

"Nachts kehren sich die thermischen Verhältnisse und damit die Zirkulation um"<sup>197)</sup>: Jetzt kühlt der Erdboden stärker und schneller ab als der See. Nun ist also die Luft über dem See verglichen mit der über dem Land wärmer. Folglich strömt in der Nacht die Luft am Boden als *Landwind* zum See, steigt dort auf, stömt in der Höhe zum Land und sinkt dort wieder ab.<sup>198)</sup> Natürlich muß das Gewässer groß genug sein, damit sich die Land-Seewind-Zirkulation einstellt und um sie beobachten zu können. So ist sie besonders stark an Meeresküsten ausgeprägt.<sup>199)</sup> Ebenso ist Voraussetzung, sie zu beobachten, daß kein stärkerer großräumiger Bodenwind weht, der dieses lokale Windsystem überlagert oder erst gar nicht entstehen läßt und daß untermits die Sonne scheint. Dies ist meist bei ruhigem Hochdruckwetter der Fall. So ist das Auftreten der rein tageszeitlichen Land- und Seewinde ein Zeichen für weiter anhaltend schönes Wetter.<sup>200)</sup>

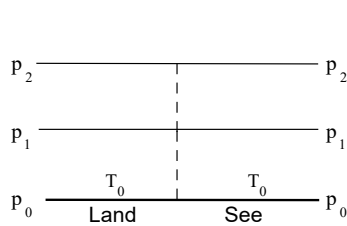


Abb. 48 a : Ausgangssituation

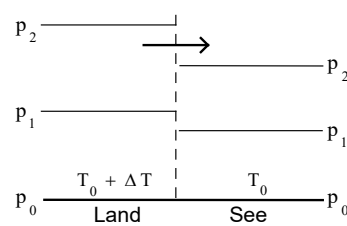


Abb. 48 b: Anhebung der Luftdruckflächen über dem Land durch Erwärmung

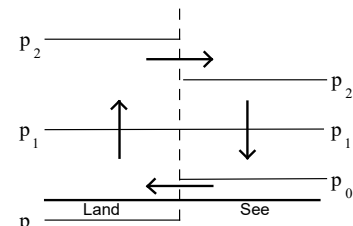
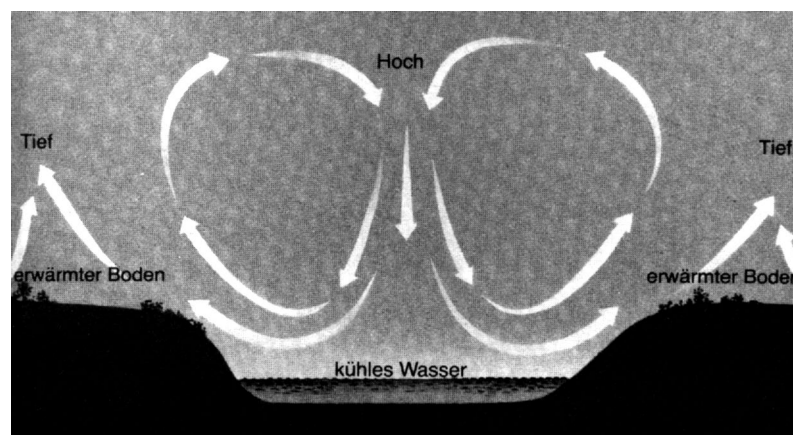


Abb. 48 c: Einsetzen der Zirkulation

[Zu Abb. 48 a-c vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Eine Einführung. Berlin / Heidelberg 1994<sup>2</sup> (Springer-Verlag), S. 287, Fig. 148.]



Vollentwickelte Land-Seewind-Zirkulation untertags. Abb. 49

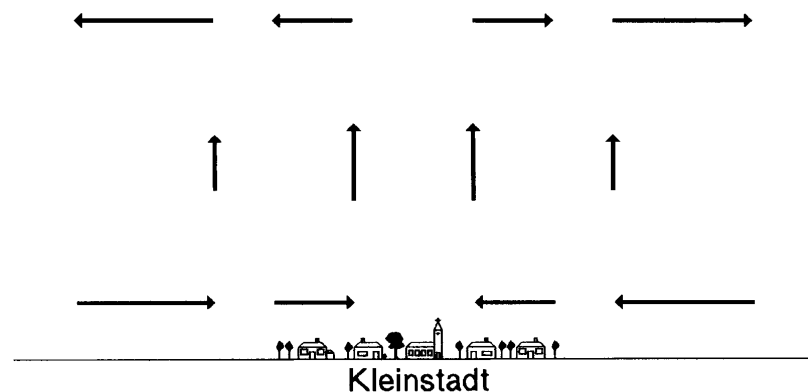
[Zu Abb. 49: entnommen aus: Günter D. Roth: Praktische Wetterkunde für Segler, Surfer und Motorbootfahrer. München / Wien / Zürich 1981 (BLV-Verlag), S.95.]

### Der Flurwind:

Es handelt sich hier auch um ein lokales, thermisch bedingtes Windsystem, das bei ruhigem Hochdruckwetter mit ungehinderter Sonneneinstrahlung im Grunde genommen genauso entsteht, wie die Land-Seewind-Zirkulation und damit eine große Ähnlichkeit mit dieser hat: In großen Wohnsiedlungen und Städten ist die Anhäufung von Stein, Beton und weiteren Materialien, die die eingestrahlte Sonnenenergie in Form von Wärme besonders gut speichern können, der Grund, daß die hier befindliche Luft immer wärmer ist als die des Umlandes, und zwar zu jeder Tages- und Jahreszeit. Vor allem ist im Sommer spätabends und nachts diese Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umland am größten, denn die Stadt ist vom Vortag her noch stark aufgeheizt, während das Umland seine Wärme schon abgegeben hat und damit bereits abgekühlt ist. Verglichen mit dem Land-Seewind-Mechanismus entspricht nun die Stadt dem untertags erwärmten Land und das Umland der Stadt dem untertags kälteren See.<sup>201)</sup> "Im Prinzip genau wie beim Seewind werden –nun aber besonders nachts– in den unteren Schichten Luftströmungen ausgelöst, die vom Umland in das Stadtzentrum gerichtet sind. Im Gegensatz zum Land-Seewind-Phänomen gibt es aber hier keinen von der Tageszeit abhängigen

Windrichtungswechsel"<sup>202</sup>), denn wie bereits erwähnt ist die Stadt immer wärmer als der sie umgebende Bereich. Es hat sich also folgende Zirkulation eingestellt: Die warme Luft steigt über der Stadt auf, strömt in der Höhe zum Stadtrand um über dem Umland wieder abzusinken. Die Strömung, die die Luft nun vom Umland in Richtung Stadtzentrum führt, um dort wieder aufzusteigen, bezeichnet man als *Flurwind* (= Wind, der von 'Feld und Flur' herkommt).

Zur Veranschaulichung des Flurwind-Mechanismus siehe Abb. 50 <sup>203</sup>) (folgende Seite oben).



FLURWINDMECHANISMUS

Abb. 50

[Zu Abb. 50: entnommen aus: Krüger L.: Wetter und Klima. Beobachten und verstehen. Berlin / Heidelberg 1994, S. 78, Abb. 28.]

### Berg- und Talwind:

In Gebirgsgegenden beobachtet man bei schönem, ruhigem Hochdruckwetter einen Wind, der tagsüber bergwärts weht (= Talwind) und nachts talabwärts strömt (= Bergwind).<sup>204</sup>) "Die Ursache des Hangauf- und Hangabwindes ist die Tatsache, daß die Erwärmung und Abkühlung der Luft von der Erdoberfläche ausgeht."<sup>205</sup>) Folglich erwärmt sich am Tage die den Berghängen aufliegende Luft, während diejenige über dem Talboden in der selben Höhe kühler ist, da ihre Erwärmung vom tiefergelegenen Talboden ausgeht, mit dem sie keinen direkten Kontakt hat und sie daher nicht die entsprechende Temperatur aufweisen kann wie die Luft am Berghang. Die wärmere Luft besitzt aber eine geringere Dichte als die kühlere in der selben Höhe, d.h. sie erfährt einen Auftrieb und steigt auf. Es weht am Berg also ein thermisch entstandener Hangaufwind. Dieser verstärkt sich im Laufe des Vormittags bei längerer Sonneneinstrahlung und saugt die Luft von den Tälern an den Gebirghängen in die Höhe bis hinauf in die Gipfelregion, um von dort in der Höhe zu den Tälern zu fließen und über ihnen wieder abzusinken. Somit hat sich der Kreislauf der Berg-Talwind-Zirkulation untertags geschlossen (siehe Abb. 51 a). Nachts dagegen kühlt die dem Hang aufliegende Luft vom Hangboden her rasch ab, während die in gleicher Höhe über dem Talboden befindliche Luft vergleichsweise warm bleibt, denn diese hat einen größeren Abstand zum auskühlenden Erdboden (= Talboden) und nimmt dessen Temperatur erst zeitverzögert an. Die Kaltluft an den Berghängen ist nun wegen ihrer größeren Dichte schwerer als die sie

umgebende wärmere Luft in der selben Höhe und fließt daher unter dem Einfluß der Schwerkraft als thermischer Hangabwind ins Tal. Dieser setzt in den Abendstunden ein. Bei starker Abkühlung des Erdbodens bei sternklarem Himmel ( ungehinderte Abgabe von Wärme in Form von Wärmestrahlung in den Weltraum möglich ) ist der Hangabwind so stark, daß sich nun folgende Zirkulation ausbilden kann: Es wird in der Höhe über den Tälern die Luft zu den Berghängen hingesaugt, um dort abzusinken und über den Tälern wieder aufzusteigen<sup>206</sup>) (siehe Abb. 51 b).

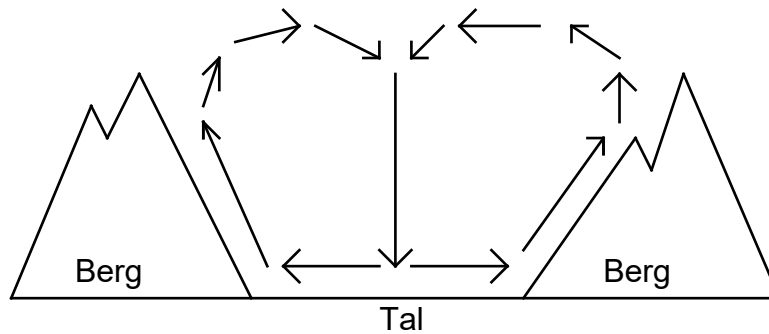


Abb. 51 a

Tal-Bergwind-Zirkulation untertags.

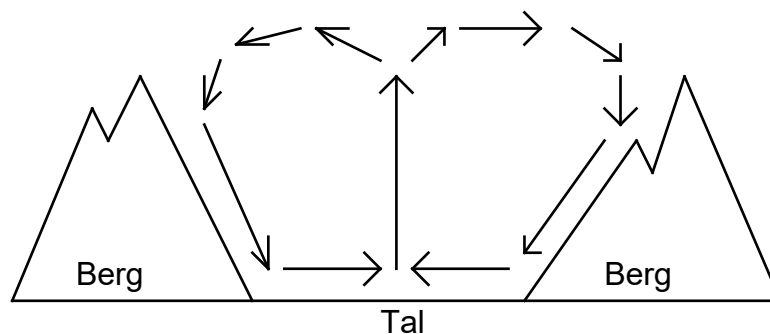


Abb. 51 b

Tal-Bergwind-Zirkulation abends und nachts.

[zu Abb. 51 a und b vgl. Kreipl M: Mit dem Wetter segelfliegen. Stuttgart 1986<sup>4</sup> (Motorbuch-Verlag), S. 37, Abb. 24 a und b]

Dieses Windsystem tritt wie der Land-, der See- und der Flurwind nur bei ruhigem, sonnigem Hochdruckwetter auf, wenn keine zu starken, großräumigen Windströmungen es überlagern oder erst gar nicht entstehen lassen.<sup>207</sup>) "So gilt sein wiederkehrendes Auftreten als Zeichen für störungsarmes Wetter. Andererseits wird sein Ausbleiben mit einem bevorstehenden Wetterwechsel in Verbindung gebracht."<sup>208</sup>)

Man kann daher als WETTERREGEL festhalten:

"Das Aussetzen des Berg- und Talwindes deutet auf das Eindringen einer großräumigen Luftströmung hin, was meist mit einer Wetteränderung durch Tiefdruckstörungen zusammenhängt."<sup>209</sup>)

### Dynamischer Hangwind:

Weht in horizontaler Richtung ein Wind gegen einen Hügel, Berg oder ein anderes Hindernis, so wird er entweder dieses Hindernis überströmen oder seitlich an ihm vorbeistreichen. Letzteres geschieht dann, wenn z.B. der Berg höher als breit ist, weil dann der Wind einen geringeren Widerstand erfährt als beim Umströmen. Handelt es sich jedoch um einen langgestreckten Berghang, gegen den der Wind bläst, so kann der Wind nicht seitlich ausweichen und ist gezwungen, an ihm nach oben zu steigen und über ihn hinweg zu wehen.<sup>210)</sup> Durch dieses Aufsteigen am Berghang entsteht also ein Hangaufwind, der nun nicht thermisch, sondern dynamisch bedingt ist. Auf der windabgewandten Bergseite fließt die Luft, die den Berg überströmt, nach unten. Wir finden hier einen Hangabwind vor, der natürlich ebenso dynamischen Ursprungs ist. Diese beiden Arten von Hangwind werden in dieser Zulassungsarbeit als *Dynamischer Hangwind* bezeichnet, der eigentlich so in der Literatur nicht vorkommt, aber hier verwendet wird, um den Unterschied zum *thermischen Hangwind* <sup>211)</sup>, der die Berg-Talwind-Zirkulation in Gang setzt, deutlich herauszustellen.

Die Stärke des dynamischen Hangaufwindes (bzw. Hangabwindes) hängt nun von der horizontalen Windgeschwindigkeit und der Hangneigung ab<sup>212)</sup> (siehe folgende Skizze):

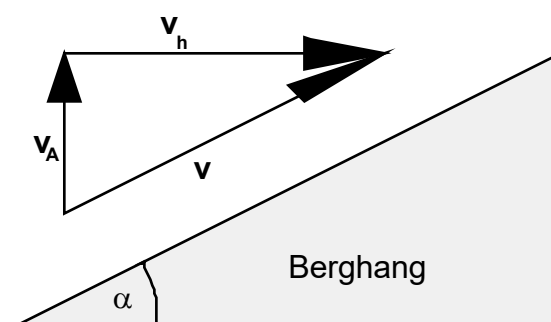


Abb. 52

Aus Abb. 52 läßt sich ableiten:

Bläst ein Wind mit der Horizontalgeschwindigkeit  $v_h$  frontal gegen einen Hang, der einen Neigungswinkel  $\alpha$  zur Horizontalen hat, so wird er an ihm nach oben abgelenkt und weht mit einer Geschwindigkeit  $v = \frac{v_h}{\cos(\alpha)}$  parallel zum Hang diesen hinauf.

Der Aufwind  $v_A$ , also die senkrechte Komponente des Hangwindes, beträgt dabei  $v_A = v_h \cdot \tan(\alpha)$  bzw.  $v_A = v \cdot \sin(\alpha)$ . Er ist von großer Bedeutung für den Segelflug: Ist nämlich die Sinkgeschwindigkeit des Segelflugzeugs  $w_s$  ( bei Windstille oder horizontal wehendem Wind ) geringer als die senkrechte Hangwindkomponente  $v_A$ , so steigt dieses am Hang mit einer Geschwindigkeit  $w_A = v_A - w_s$ , die der Differenz der Geschwindigkeiten  $v_A$  und  $w_s$  entspricht. Das Segelflugzeug, das den Hang entlang gleitet, gewinnt also an Höhe.<sup>213)</sup> Der Segelflugzeugpilot im Gebirge nützt in diesem Zusammenhang natürlich nicht nur den dynamischen Hangaufwind, sondern bei ruhigem Hochdruckwetter vor allem den thermischen, der die Berg-Talwind-Zirkulation in Gang setzt.<sup>214)</sup>

## Die Thermik:

Unter dem Begriff THERMIK versteht man die Aufwärtsbewegung einzelner Luftkörper, die aufgrund ihrer Erwärmung eine geringere Dichte als die Umgebungsluft aufweisen und damit durch Auftrieb in die Höhe steigen.

Die Auftriebskraft dieser läßt sich dabei durch das Gesetz von Archimedes bestimmen.<sup>215)</sup>

Die Erwärmung der bodennahen Luftschicht durch Sonneneinstrahlung hängt sehr stark von der Oberflächenbeschaffenheit ab. Da nun Bodenbeschaffenheit und Bodenneigung oft wechseln, ist auch die Erwärmung dieser auf engem Raum sehr unterschiedlich.<sup>216)</sup> So erwärmen sich trockene und bebauten Flächen "schneller als feuchte Bodenflächen, da die spezifische Wärme des Wassers größer ist, als beispielsweise die von Sand und Gestein."<sup>217)</sup> Aber ebenso ist die Temperaturzunahme des Untergrundes und damit der darüber befindlichen Luft abhängig davon, welchen Anteil der einfallenden Sonneneinstrahlung die jeweilige Bodenart absorbiert, denn dieser Teil der Strahlungsenergie wird ja zur Erwärmung verwendet. Der restliche Teil der einfallenden Strahlung wird reflektiert. Den Quotienten aus der gesamten reflektierten und der einfallenden Strahlungsenergiemenge bzw. aus reflektierter und einfallender Strahlungsintensität bezeichnet man als Albedo.<sup>218)</sup> "Allgemein gilt: Je dunkler die Farbe einer Fläche ist, desto kleiner ist die Albedo."<sup>219)</sup> Ein dunkler Boden wird daher mehr Sonneneinstrahlung als ein im Vergleich zu ihm hellerer absorbieren und sich somit auch schneller aufheizen.<sup>220)</sup> Eine Auswahl von Albedowerten verschiedener Bodenarten, ausgedrückt in %, zeigt nun folgende Tabelle:

Bodenbeschaffenheit	Albedo ( in % )
Asphalt	5 bis 10
Beton	17 bis 27
Laubwald	10 bis 20
Nadelwald	5 bis 15
Getreidefelder	15 bis 25
Gras	10 bis 20
Ackerland	14 bis 16
Schwarzerde	5 bis 15
Feuchter Tonboden	10 bis 20
Trockener Tonboden	20 bis 35
Trockener Sand	35 bis 45
Nasser Sand	20 bis 30
Frischer Schnee	75 bis 95
Altschnee	40 bis 70

Tab. 4

[Werte in Tab. 4 entnommen aus: Kreipl M.: Das Thermik-Handbuch Stuttgart 1989 (Motorbuch-Verlag), S. 24 und Pohlmann D.: Wetterkunde. Köln 1974 (Aulis-Verlag), S. 33.]

Es wird sich nun z.B. eine trockene, dunkle Ackerfläche nach Sonnenaufgang untertags stärker und wesentlich schneller aufheizen als ein beispielsweise neben ihm befindlicher feuchter Mischwald oder eine ihn umgebende feuchte ungemähte Wiese mit hohem Gras. Die Bodenluft über dem Acker wird sich also stärker erwärmen als die Luft des

umliegenden Bereichs. Die wärmere Luft hat jedoch auch eine geringere Dichte, sie erfährt daher in der um sie befindlichen dichteren Luft einen Auftrieb, schnürt sich also als Warmluftblase ab und steigt wie ein Heißluftballon auf.<sup>221)</sup>

Dieser Ablöseprozeß sei kurz physikalisch erklärt (siehe dazu Abb. 53 a – c):

Durch die stärkere Erwärmung der Luft über dem Acker dehnen sich die hier befindlichen Luftsäulen nach oben hin aus. Deshalb werden über dem Acker die Linien gleichen Drucks  $p_0$  bis  $p_3$  angehoben, ebenso wie die Linien gleicher Temperatur  $T_0$  bis  $T_3$  <sup>222)</sup> (siehe Abb. 53 a, vgl. auch mit dem Erklärungsmodell für die Entstehung der Land-See-Wind-Zirkulation). "Durch das entstandene Druckgefälle in der Höhe über dem Warmluftkissen folgt ein Abfließen der Luft in Richtung des Gefälles. Dadurch entsteht am Erdboden im Mittelpunkt des Warmluftkissens ebenfalls Druckfall. Somit ergibt sich ein Zusammenfließen der Luft von außen nach innen. Das Zirkulationsrad wird geschlossen durch die aufsteigende Luftströmung im Zentrum und das Absinken an den Rändern"(siehe Abb. 53 b). "Allmählich wird das Warmluftkissen immer mehr abgeschnürt und es entwickelt sich eine Blase"(siehe Abb. 53 c). "Diese Warmluftblase (man kann auch von einer *Thermikblase* sprechen) wird vertikal beschleunigt und steigt mit zunehmendem Auftrieb hoch, da sie wärmer ist als die Umgebungsluft. Es genügt jedoch auch, daß Luftblasen feuchter sind. Da feuchte Luft leichter als trockene ist, steigt sie ebenfalls empor. Das bedeutet, daß u. U. Thermik auch an flachen, sandigen Flußläufen zu finden ist."<sup>223)</sup>

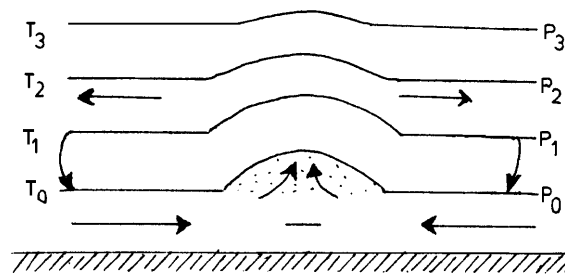


Abb. 53 a : Ausgangspunkt der Thermikblase ist ein Warmluftkissen.

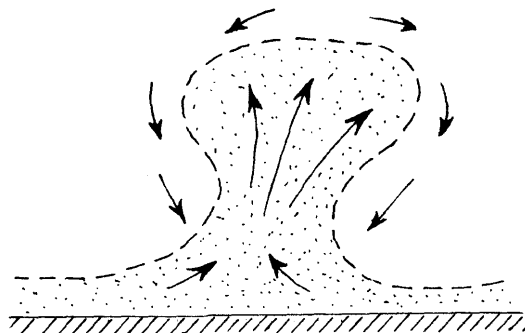


Abb. 53 b : Es entsteht eine geschlossene Zirkulationsströmung durch eine aufsteigende Strömung im Zentrum und ein Absinken an den Rändern.

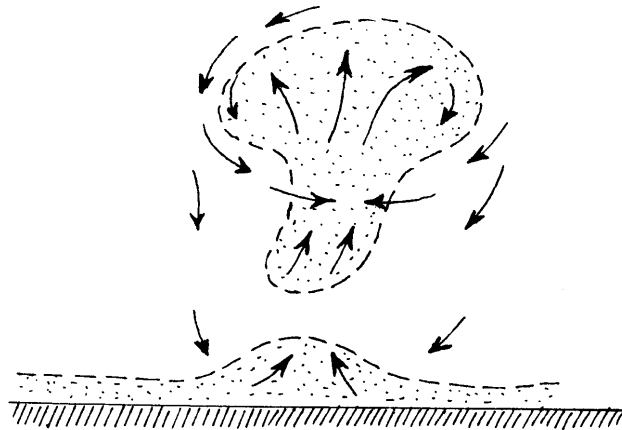


Abb. 53 c : Die Warmluftblase hat sich abgelöst, zieht hinter sich eine Schleppe durchwirbelter Luft nach.

[Zu Abb. 53 a-c: entnommen aus: Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen. Eine praxisbezogene Wetterkunde - nicht nur für den Leistungssegelflieger. Stuttgart 1986<sup>4</sup> (Motorbuch-Verlag), S. 31, Abb. 18 a-c.]

Die Thermikblasen expandieren während des Aufsteigens wegen des mit der Höhe abnehmenden Luftdrucks und kühlen damit als Warmluftpakete mit der Höhe adiabatisch ab. Sie steigen nun so lange mit etwa 3–5 m/s Geschwindigkeit auf, bis sie die Temperatur der Umgebungsluft angenommen haben, denn dann haben sie keinen Auftrieb mehr. Nach Abschnürung der warmen Luft ist die kühlere aus der Umgebung über den Acker eingeströmt und kann sich nun über ihm wieder schnell aufheizen, um erneut als Warmluftblase in die Höhe zu steigen. So folgt einige Minuten später die nächste Thermikablösung.<sup>224</sup> In der Fachsprache sagt man: Der Acker stellt eine *pulsierende Thermikquelle* dar.<sup>225</sup>

Der Auftrieb der ersten Thermikblase geht eigentlich weniger durch adiabatische Expansion, sondern hauptsächlich durch den Stirnwiderstand und aufgrund ihrer Zirkulation durch das Vermischen mit äußerer kühlerer Luft bald verloren. So ist die Lebensdauer dieser ersten Blase und ihre erreichte Höhe relativ gering.<sup>226</sup> "Man rechnet, daß die Steighöhe in etwa dem 1– bis 2fachen ihres Anfangsdurchmessers entspricht."<sup>227</sup> Die erste Thermikblase (auch als *Thermal* bezeichnet) zieht durch ihre Zirkulation und durch ihr Aufsteigen von unten her weitere wärmere Luft, von der Seite aber auch kühlere Luft von der Seite mit in die Höhe. Sie saugt daher hinter sich eine Schleppe durchwirbelter Luft mittlerer Temperatur mit nach oben. Das bedeutet, daß das Aufsteigen weiterer Warmluftblasen aus der überhitzten Luftschicht über der Ackerfläche durch die Schleppe stark begünstigt wird,<sup>228</sup> "denn in ihrem Sog können sich diese leichter vom Erdboden lösen und müssen auch den Stirnwiderstand nicht mehr brechen und überwinden. Folglich können die neu entstandenen Blasen zu den vorangehenden aufschließen, größere bilden, welche eine mächtigere Vertikalerstreckung und längere Lebensdauer aufweisen."<sup>229</sup> Die nachfolgenden Warmluftblasen sind also durch Zusammenlagerung größer bzw. länger geworden, erfahren in der Bahn ihrer jeweiligen Vorgängerinnen einen stärkeren Auftrieb und steigen immer weiter nach oben.

Ist die Zeitdauer zwischen den aufeinanderfolgenden Thermikablösungen nun so klein, daß jede aufsteigende Thermikblase die Schleppe ihrer Vorgängerin

einholt, bildet sich gleichsam ein Schlauch, in dem Warmluft aufsteigt. Man spricht von einem *Thermikschlauch*, der von Segelfliegern zur Gewinnung von Höhe ausgenutzt werden kann.<sup>230)</sup> Ist nämlich die Aufwindgeschwindigkeit in ihm größer als die Eigensinkgeschwindigkeit des Flugzeugs (= Sinkgeschwindigkeit bei Windstille), so kann sich der Pilot durch Kreisen im Aufwindschlauch in die Höhe schrauben lassen. Außerhalb des Schlauchs herrscht meist ein Wind nach unten, der Abwind, der am Boden die aufsteigende Luft ersetzt. Es bildet sich also wiederum eine Zirkulation aus, die gekennzeichnet ist dadurch, daß warme Luft im Thermikschlauch aufsteigt und zwar so weit in die Höhe, bis sie durch adiabatische Abkühlung die Temperatur der sie umgebenden Luft annimmt, um dann seitlich des Schlauchs als Abwind wieder nach unten abzusinken und sich über dem aufgeheizten Untergrund wieder zu erwärmen.<sup>231)</sup>

Man bezeichnet in der Meteorologie allgemein den Vorgang der vertikalen Luftbewegung, bei dem erwärmte Luft nach oben steigt und gleichzeitig kältere Luft in der Umgebung wieder absinkt, als *Konvektion*.<sup>232)</sup> So haben wir in diesem Kapitel bis auf den dynamischen Hangwind ausschließlich konvektive lokale Windströmungen behandelt. Zum Vergleich sei hier die allgemeiner gefaßte Definition des Begriffs Konvektion in der Physik vorgestellt: "Die Konvektion ist ein Transport von Wärmeenergie, gebunden an die Strömung eines Mediums."<sup>233)</sup>

Zurück zur Thermik: Es bleibt noch die Frage offen: Kann man eigentlich Thermik beobachten? Im Grunde genommen natürlich nicht, denn "warme Luftmassen kann man nicht sehen, weder wenn sie stationär am Boden liegen, noch wenn sie aufsteigen."<sup>234)</sup> Es gibt jedoch einige Indizien, die Thermik an einem gewissen Ort erkennen und vermuten lassen:

So läßt sich allein aus der Bestimmung des Bodenwindes an verschiedenen Stellen auf den Ort eines thermikbedingten Aufwinds schließen: Sieht man z.B. an den Rauchfahnen zweier auseinanderliegender Schornsteine, daß diese zueinander geneigt sind, so strömt die Luft wahrscheinlich im Gebiet zwischen beiden Kaminen zusammen, um dort aufzusteigen. Genauso läßt sich hier umgekehrt ein Abwindgebiet vermuten, wenn die Rauchfahnen voneinander wegweisen. Denn dann wird wahrscheinlich die Situation so sein, daß über dem Gebiet zwischen beiden Kaminen absinkende Luft am Boden auseinanderströmt. Zur Veranschaulichung hierzu folgende zwei Skizzen:

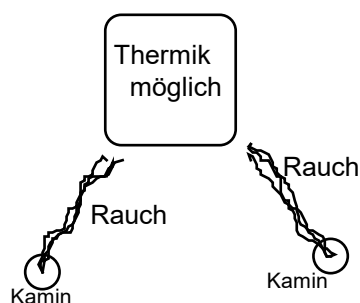


Abb. 54 a

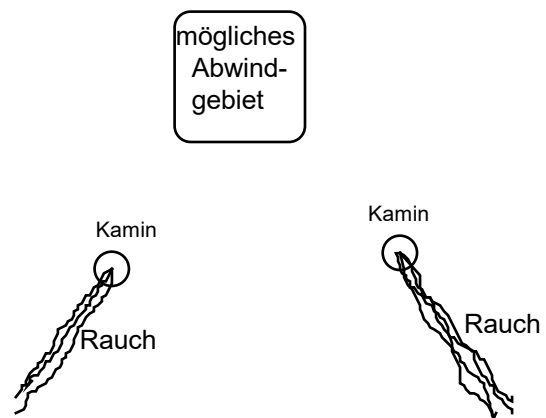


Abb. 54 b

An Abb. 54 a erkennt man, daß an dem Ort ein thermischer Aufwind anzuteffen sein wird, wo die Luft an einem Punkt zusammenströmt (=Konvergenzpunkt). Ebenso zeigt

Abb. 54 b, daß ein Abwind dort herrschen wird, wo die Luft von einem Punkt weg auseinanderströmt (= Divergenzpunkt). Als Hilfe zur Anzeige des Bodenwindes sind wir natürlich nicht ausschließlich auf Rauchfahnen angewiesen. Eine nichtgemähte hohe Wiese, an der man die Windrichtung an der Neigungsrichtung der Grashalme ablesen kann, oder eine Fahne tut in diesem Zusammenhang genauso ihre Dienste. Sieht man also z.B. an zwei nichtgemähten Wiesen, daß am Boden der Wind an einem gewissen Ort zusammenströmt, so hat sich dort entweder gerade eine Warmluftblase abgelöst, um aufzusteigen, oder es befindet sich hier ein Thermikschlauch.<sup>235)</sup> Natürlich ist diese Bodenwindregel nur dann anwendbar, wenn der großräumige Bodenwind (verursacht durch die Strömung um ein Hoch bzw. Tief) gar nicht weht oder nur schwach ist. Dies ist dann meistens bei stabilem Hochdruckwetter der Fall.

Es ist bei einem solchen Thermikwetter nicht nur typisch, daß die Bodenwinde über benachbarten Gebieten eine unterschiedliche Richtung aufweisen, sondern genauso, daß der Wind am Beobachtungsort häufig seine Stärke und Richtung ändert. Dies ist darauf zurückzuführen, daß die thermischen Aufwinde von allen Seiten her am Boden in horizontaler Richtung Luft ansaugen. Außerdem verharren sie meist nicht immer den ganzen Tag am selben Ort, sondern entstehen zu verschiedenen Zeitpunkten über mehreren Stellen im Gelände, was ebenso für die sie begleitenden Abwindfelder mit ihren am Boden divergierenden Winden zutrifft.<sup>236)</sup>

#### Nun zu sichereren Indizien für Thermik:

Einen heftig verlaufenden Ablösevorgang einer Warmluftblase erkennt man an der dabei manchmal auftretenden Erscheinung, daß Heu oder Staub an dem Ort, wo sie sich vom Boden abhebt, spiralförmig etwas mit in die Höhe gewirbelt wird. Derartige kleine "Staubteufel" bzw. "Windhosen" sind dann ein sicherer Hinweis auf eine stark ausgeprägte Thermik mit erheblichen Aufwinden.<sup>237)</sup>

Ein verlässlicher Anzeiger für Thermik ist ebenso, wenn Bussarde oder andere Raubvögel ohne Flügelschlag kreisen und in die Höhe getragen werden. An diesem Phänomen wird der Aufwind besonders gut sichtbar.<sup>238)</sup> Auch mit ferngesteuerten Segelflugmodellen läßt sich diese aufsteigende Luft nachweisen. So ist es ja das Ziel dieser Hobbypiloten, die ein derartiges Flugzeug (mit 1.5 bis 5 m Spannweite) lenken, daß ihr Modell in Thermikblasen und -schläuchen Höhe gewinnt, um es so lange wie möglich in der Höhe halten zu können. Sie fliegen also ihre Modelle über Bereiche, wo sie aufgrund der Oberflächenbeschaffenheit des Bodens vermuten, daß diese Thermik antreffen, und beginnen zu kreisen, wenn sie merken, daß ihr Modell in die Höhe gehoben wird, um dieses nun nach oben schrauben zu lassen.<sup>239)</sup>

Steigt die Warmluft im Thermikschlauch oder in Thermikblasen nach oben, so dehnt sich diese aus, da sie sich dem äußeren Luftdruck angleicht. Bei dieser Expansion kühlt sie sich zunächst trockenadiabatisch ab. Gerät dabei ihre Temperatur unter den Taupunkt, also unter die Temperatur, bei der Kondensation eintritt, so wird ab einer bestimmten Höhe im Bereich der Warmluft, der bereits unter diese Temperatur abgekühlt ist, der Wasserdampf in Form von Wolkentropfchen ausgeschieden, und dieser wird als Wolke sichtbar. Nach der Kondensation kühlt sich die aufsteigende, nun mit Nebeltropfchen durchsetzte Luft feuchtadiabatisch ab. Da kälter werdende Luft immer weniger gasförmigen Wasserdampf aufnehmen kann, wird beim weiteren Aufsteigen fortlaufend Wasserdampf zu Wolkentropfchen kondensiert. Am Himmel sieht man nun eine dem

Aussehen nach einem Blumenkohl ähnliche Haufenwolke, die nach oben quillt. Die einzelnen Hügel und Ausbuchtungen dieser Wolke stellen die Warmluftblasen dar, d.h. diese werden nun sichtbar (siehe Abb. 55). Die Quellwolke steigt nun so weit nach oben, bis die Warmluft im Inneren auf die Temperatur der Umgebungsluft abgekühlt ist, denn dann hat die innere Luft keinen Auftrieb mehr. Somit haben wir bereits die Entstehung einer Wolkengattung erklärt und zwar die der *Haufenwolken* bzw. *Cumuluswolken* (lat.: cumulus = Haufen).<sup>240</sup>



Abb. 55 : Cumuluswolken als Thermikbewölkung

[Zu Abb. 55 : entnommen aus: Roth G.D.: Wetterkunde für alle. München / Wien / Zürich 1989 (Sonderausgabe des BLV-Verlag), S. 75.]

Cumuluswolken stellen also die Obergrenze aufsteigender Warmluft in Thermikblasen oder Thermikschläuchen dar und sind daher eindeutige Thermikanzeiger. Sich bildende und in die Höhe quellende Haufenwolken verraten, daß hier gerade Warmluft in die Höhe steigt, die bereits kondensiert ist. Sich auflösende Cumuli zeigen an, daß das Warmluftpaket (=Warmluftblase) bereits aufgestiegen ist und keinen Auftrieb mehr hat. Eine Cumuluswolke entsteht natürlich nur dann, wenn die sich adiabatisch abkühlende Luft des thermischen Aufwindes den Taupunkt erreicht. Dazu muß sie eine ganz bestimmte Höhe aufsteigen, um unter diese Temperatur zu gelangen. Diese Höhe, die eindeutig bestimmbar ist (siehe folgendes Kapitel 1.2.2.), nennt man *Konvektionskondensationsniveau* (abgekürzt: KKN). Reicht also die Thermik nicht bis dort hinauf, so entstehen keine Haufenwolken und man spricht von *Blauthermik*.<sup>241</sup> Dies ist der Fall, wenn z.B. die Temperatur in einer unter dem KKN gelegenen Luftschicht mit der Höhe wieder zunimmt (= Inversionsschicht), so daß hier letztendlich beim Aufsteigen der Warmluft mit der Höhe ihre Umgebung wärmer wird als sie selbst und diese daher an Auftrieb verliert. So sind derartige Inversionen bei heiterem Hochdruckwetter auch der Grund dafür, daß die Cumuluswolken nicht beliebig in die Höhe quellen, sondern nach oben hin begrenzt sind <sup>242</sup> (näheres hierzu im folgenden Kapitel 1.2.2.).

### 1.2.2. Wolken: Entstehung, Klassifikation und Wetterbedeutung

Eine Wolke ist der Luftbereich, der an Wasserdampf gesättigt ist und der diesen hier bereits in Form von kleinen Tröpfchen oder Eiskristallen ausgeschieden hat.<sup>243)</sup> Sie stellt damit nichts anderes als eine "sichtbare, in der Luft schwebende Anhäufung von Kondensationsprodukten des Wasserdampfs"<sup>244)</sup> dar.

Das charakteristische Erscheinungsbild des Wetters zeigt sich nun zweifelsohne hauptsächlich in den verschiedenen Wolkenarten und Wolkenformen. In diesem Kapitel soll zunächst die heute übliche Wolkenklassifikation vorgestellt werden und dann eine ausführliche Beschreibung der einzelnen Wolkenarten, deren Entstehung und Auswirkung auf das Wetter erfolgen. Es hat nämlich jede Wetterlage ihre eigenen Wolkenformationen, aus denen man als Beobachter wertvolle Schlüsse in Bezug auf das weitere Wettergeschehen ziehen kann.<sup>245)</sup>

Um die verschiedenen am Wetterhimmel auftretenden Wolkenerscheinungen in eine Ordnung bringen zu können, ist es nötig, eine Einteilung in verschiedene Wolkengattungen zu finden. Dies ist jedoch aufgrund der großen Vielfalt an atmosphärischen Vorgängen, die sich in den unterschiedlichsten Wolkenausprägungen bildhaft zeigen, gar nicht so einfach.

So lassen sich Wolken auf verschiedene Weisen klassifizieren:

1. nach dem Aussehen [→ seidiges, federähnliches Aussehen, mit ebener Unterseite, blumenkohlähnlicher Oberseite, wie eine Schicht,.....]
2. nach der Entstehungsart [→ Unterscheidung zwischen Wolken, die durch Konvektion entstehen (=Konvektionswolken), durch Aufgleiten kälterer Luft über wärmere (= Aufgleitwolken), durch eine Luftströmung an einem orographischen Hindernis (= orographische Wolken), durch Wasserdampfunnahme in der Luft, durch adiabatische Abkühlung,.....]
3. nach der Höhe des Vorkommens<sup>246)</sup>
4. nach der Zusammensetzung der Kondensationsprodukte Eiskristalle und Wassertröpfchen [→ Eiswolken (nur Eiskristalle bei Temperaturen von weniger als  $-35^{\circ}\text{C}$ )  
Mischwolken (enthalten Eiskristalle und Wassertröpfchen, bei  $-10$  bis  $-35^{\circ}\text{C}$ )  
Wasserwolken (enthalten nur Wassertröpfchen bei Temperaturen von mehr als  $-10^{\circ}\text{C}$ )]<sup>247)</sup>
5. nach der Wettererscheinung, die sie mit sich führen [→ Regenwolken, Gewitterwolken, Schönwetterwolken]

Die heute gebräuchliche *internationale Wolkenklassifikation* geht auf den Hobbymeteorologen, den englischen pharmazeutischen Chemiker Luke Howard (1772–1864) zurück, der die verschiedenen Wolkenarten mit lateinischen und damit international verwendbaren Bezeichnungen versah.<sup>248)</sup> Sie wurde, so wie sie heute gültig ist, 1956 von der WMO (= World Meteorological Organization als Sonderorganisation der Vereinten Nationen) nochmals neu überarbeitet als die richtungsweisende herausgegeben.<sup>249)</sup> Nach ihr werden die Wolken hauptsächlich nach der charakteristischen Erscheinungs-

form (nach dem Aussehen) und der Höhe ihres Vorkommen eingeteilt und ihnen dementsprechend wissenschaftliche lateinische Namen verliehen.<sup>250)</sup>

Man unterscheidet insgesamt drei Wolkenfamilien, je nach dem Höhenbereich der Wolkenuntergrenze über dem Meeresspiegel (=Wolkenstockwerk):

**1. Hohe Wolken:** Wolken mit Untergrenzen über 7000 m

**2. Mittelhohe Wolken:** Untergrenze zwischen 2000 und 7000 m

**3. Tiefe Wolken:** Untergrenze unter 2000 m

(4. Daneben lassen sich aus den obigen Gattungsbereichen 1–3 die Wolkenarten herauspicken, die eine große vertikale Entwicklung aufweisen, also sich mindestens über zwei Wolkenstockwerke erstrecken.)<sup>251)</sup>

Ebenso wie L. Howard im Jahre 1803 untergliedern wir die Wolken weiter rein ihrer Erscheinungsform nach in vier Hauptklassen:

1. **Cumulus** (lat. = Haufen) für Wolken, die blumenkohlformig vertikal nach oben quellen.

2. **Stratus** (lat. = ausgebreitet) für schichtförmige Wolken (=Schichtwolken).

3. **Cirrus** (lat. = Haarlocke, Federbusch) für Wolken mit seidigem, faserigem Aussehen

4. **Nimbus** (lat. = Regen) für Regenwolken.<sup>252)</sup>

"Durch Kombination der Begriffe (z.B. Cirrostratus, Stratocumulus) werden die Hauptklassen weiter unterteilt. In der international gültigen Wolkenklassifikation verwendet man heute die Bezeichnung 'Nimbo-' oder '-nimbus' nur als Zusatz für Wolken, mit Niederschlag (z.B. Nimbostratus, Cumulonimbus). Mittelhohe Wolken erhalten die Vorsilbe 'Alto-' (lat. altus = hoch, tief; z.B. Altostratus, Altocumulus)."<sup>253)</sup>

Somit ergibt sich die folgende Einteilung in die 10 Hauptwolkenarten<sup>254)</sup>:

Höhenstufen	Wissenschaftliche Wolkennamen	Abkürzungen	Durchschnittliche Wolkenhöhe
Hohe Wolken	Cirrus	Ci	8000 – 12000 m
	Cirrocumulus	Cc	6000 – 10000 m
	Cirrostratus	Cs	6000 – 8000 m
Mittelhohe Wolken	Alto cumulus	Ac	3000 – 6000 m
	Altostratus	As	3000 – 6000 m
	Nimbostratus	Ns	2000 – 5000 m
Niedrige Wolken	Stratus	St	0 – 2000 m
	Stratocumulus	Sc	500 – 2000 m
	Cumulus	Cu	500 – 6000 m
	Cumulonimbus	Cb	500 – 15000 m

Tab. 5

[Zu Tab. 5: entnommen aus Keidel C.G., Windolf R. : Wolkenbilder-Wetter-vorhersage. München/Wien/Zürich 1986<sup>3</sup> (BLV-Verlag), S. 26.]

( Bei den Wolken mit großer vertikaler Erstreckung handelt es sich dabei um: Cumulus, Cumulonimbus und Nimbostratus.<sup>255</sup> )

Liegt die Wolke am Boden auf, spricht man von Nebel, der in diesem Zusammenhang eigentlich auch zu den niedrigen Wolken zu rechnen ist.<sup>256</sup>)

Die Vielfalt der atmosphärischen Vorgänge macht jedoch eine weitere Unterteilung der oben genannten 10 Hauptwolkenarten notwendig. So setzt sich letztendlich die Benennung einer speziellen Wolkenart aus dem lateinischen Namen der Hauptwolkenart, zu der sie gehört, und einer (mehreren) speziellen lateinischen Zusatzbezeichnung(en) zusammen, die sie näher klassifiziert (klassifizieren).<sup>257</sup>) Derartige aus dem Lateinischen abgeleitete Zusatzbezeichnungen, die eine bestimmte Wolkenunterart beschreiben, seien hier genannt:

*calvus* = kahl, glatt; *capillatus* = (behaart) mit Cirrus-Schirm; *castellanus* = zinnenartig, *congestus* = aufgehäuft, aufgetürmt; *cumulogenitus* = aus Haufenwolken entstanden; *duplicatus* = doppelt, doppelschichtig; *fibratus* = faserig; *floccus* = flockig, flockenförmig; *fractus* = zerbrochen, zerfetzt; *humilis* = niedrig, klein; *incus* = mit Ambos; *lenticularis* = linsenförmig; *mediocris* = mittelgroß; *opacus* = schattig, dicht; *pileus* = mit Wolkenkappe; *spissatus* = dicht; *stratiformis* = schichtförmig; *translucidus* = durchscheinend (dünn); *uncinus* = hakenförmig; *undulatus* = wellenförmig; *virga* = mit einem Niederschlagsstreifen (Fallstreifen)....<sup>258</sup>)

Hierzu ein Beispiel : Man bezeichnet hakenförmige Federwolken in etwa 10000 m Höhe als *Cirrus uncinus*.<sup>259</sup>)

Bis jetzt ist in diesem Kapitel im Grunde genommen nur die heute übliche Wolkenklassifikation mit ihren Bezeichnungen vorgestellt worden. Im folgenden soll es aber nun konkreter werden und mehr um die Entstehung und das damit verbundene äußere Erscheinungsbild der einzelnen Wolkenarten gehen. Zur Beschreibung der Wolken und um ihr Aussehen sowie ihre Wetterbedeutung zu verstehen, befassen wir uns nun mit ihrer physikalischen Entstehungsweise. Dabei unterteilen wir die gesamte Wolkenvielfalt in folgende Gattungen:

- a) Konvektionswolken
- b) Schichtwolken,
- c) orographische Wolken
- d) Sonderformen<sup>260</sup>)

Zu jeder der Wolkenarten, die nun unter a) bis d) erwähnt werden, empfiehlt es sich, in einem Buch über Wetterkunde die entsprechende(n) Abbildung(en) anzuschauen und sich einzuprägen. Dies verhilft dann auch letztendlich, in der Praxis die Wolken am Himmel sofort richtig erkennen und einordnen zu können.

In diesem Sinne sei als geeignete Begleitliteratur (zu diesem Kapitel) angegeben:

1. Sönnig W., Keidel C.: Wolkenbilder, Wettervorhersage. München 1993 (BLV-Naturführer);
2. Bont, Gerrit de: Wolkenatlas: Wolken und Wetter. Stuttgart 1987 (Ulmer-Verlag);
3. Weitere Literatur siehe Literaturempfehlung in Kapitel 3.1. .

Es sei in diesem Zusammenhang gesagt:

Erst durch das mehrmalige intensive Studieren von Wolkenbildern in Büchern verbunden mit Beobachtungen in der freien Natur läßt sich die Fähigkeit erlernen, die Wolkenarten am Himmel richtig zu bestimmen und die augenblickliche Wettersituation im Hinblick auf ihre Weiterentwicklung aus der gegebenen Wolkenformation richtig einzuschätzen.

#### **a) Konvektionswolken:**

Konvektionswolken entstehen, wie der Name schon sagt, durch Konvektionsvorgänge der Luft. So tritt, wie bereits von Kapitel 1.1.2 her bekannt, Konvektion z.B. bei Thermik, bei der Land- und Seewind-, Berg- und Talwind-Zirkulation sowie beim Flurwindsystem auf. Die Wolkenform, die sich dabei an der Seite eines Konvektionsrades entwickelt, wo Warmluft vom Erdboden weg in Form von Warmluftpaketen, -blasen bzw. Schläuchen nach oben steigt, um über der kälteren Umgebung wieder abzusinken, ist dabei die der Haufenwolken (=Cumuluswolken). Die Entstehung durch aufsteigende Warmluftpakete und das daraus resultierende Aussehen der Wolkengattung Cumulus wurde bereits am Ende des vorigen Kapitels (Kap 1.2.1.), aber hier nur bei der Besprechung des Windsystems Thermik erläutert. Derartige Quellwolken entwickeln sich aber nicht nur an der Obergrenze eines Aufwindes, der durch Thermik bedingt ist, sondern der genauso durch andere Konvektionsvorgänge verursacht sein kann. Denn auch diese Aufwinde bestehen genau betrachtet aus Warmluftblasen und Aufwindschläuchen über dem erwärmten Gebiet. So finden sich bei ruhigem Hochdruckwetter untertags Cumuli nicht nur über Thermikquellen, wie z.B. über einem dunklen Ackerfeld, sondern auch über den Uferflächen rings um einen großen Binnensee, an Berghängen im Gebirge sowie über Siedlungsgebieten und Städten, während der Abwindbereich über dem See bzw. über dem Tal bzw. im Umlandgebiet einer Stadt vorwiegend wolkenfrei (d.h. frei von Cumuluswolken) bleibt.<sup>261)</sup>

In Kapitel 1.2.1 haben wir die Entstehung einer Cumuluswolke allgemein beschrieben. Um jedoch einen besseren Einblick in die konvektiven Wolkenformen der Troposphäre zu erhalten und die Entwicklung der Unterarten des Cumulus, sowie letztendlich einer Gewitterwolke zu verstehen, betrachten wir nun die Vorgänge bei der Konvektion am thermodynamischen Diagramm:



gen. Wir haben also in 4200 m über dem Erdboden eine 650 m dicke Inversionsschicht vorliegen.

Wie wir bereits wissen, kühlt sich ein Warmluftpaket, dessen Temperatur  $T$  noch über dem Taupunkt gelegen ist beim Aufsteigen trockenadiabatisch ab. Befindet es sich unter dem Druck  $p$ , gilt für die adiabatische Zustandsänderung die Poissonsche Gleichung

$$\frac{T}{T_0} = \left( \frac{p}{p_0} \right)^{\frac{c_p - c_v}{c_p}} \quad \text{bzw. in Differentialform umgeschrieben} \quad \frac{dT}{T} = \frac{c_p - c_v}{c_p} \cdot \frac{dp}{p}. \quad \text{Wir er-}$$

setzen  $dp$  durch die statische Grundgleichung  $dp = -\rho \cdot g \cdot dh$ , die wir in Kapitel 1.1.4., S. für ein differenziell kleines Luftquantum hergeleitet haben. Daraus ergibt sich:

$$\frac{dT}{T} = -\frac{c_p - c_v}{c_p} \cdot g \cdot \frac{\rho}{p} \cdot dh \quad (\#).$$

Nach der allgemeinen Gasgleichung  $p \cdot V = n \cdot R \cdot T = \frac{m}{M_{\text{Luft}}} \cdot R \cdot T$ , wobei  $M_{\text{Luft}}$  die

molare Masse von trockener Luft ist, folgt mit  $\rho = \frac{m}{V}$ :  $\frac{\rho}{p} = \frac{M_{\text{Luft}}}{R} \cdot \frac{1}{T}$ .

$$\Rightarrow \frac{dT}{T} = -\frac{c_p - c_v}{c_p} \cdot \frac{g \cdot M_{\text{Luft}}}{R \cdot T} \cdot dh \quad \text{bzw., also}$$

$$\frac{dT}{dh} = -\frac{c_p - c_v}{c_p} \cdot \frac{g \cdot M_{\text{Luft}}}{R} = -0,288 \cdot \frac{9,81 \text{ m/s}^2 \cdot 28,97 \text{ kg/kmol}}{8,3144 \text{ kJ/}^\circ\text{C} \cdot \text{kmol}} = -0,0098 \frac{^\circ\text{C}}{\text{m}} =$$

$$\underline{\underline{-0,98 \frac{^\circ\text{C}}{100 \text{ m}}}} \quad (\text{für Luft hat der Ausdruck } \frac{c_p - c_v}{c_p} \text{ den Wert } 0,288).$$

Also gilt, was in den vorherigen Kapiteln schon mehrmals erwähnt worden ist, daß die Temperatur eines Warmluftpakets, das sich beim Aufsteigen trockenadiabatisch abkühlt, pro 100 m Höhengewinn um  $0,98^\circ\text{C}$ , also in etwa um  $1^\circ\text{C}$ , abnimmt.<sup>263)</sup>

Im thermodynamischen Diagramm sind in gewissen Abständen die trockenadiabatischen Zustandsänderungskurven eingezeichnet, entlang denen sich nicht mit Wasserdampf gesättigte aufsteigende Luft abkühlen würde. Es sind dies die sogenannten *Trockenadiabaten*, die geradlinig von rechts unten nach links oben verlaufen (siehe Abb. 56).

Die leicht gekrümmten Kurven stellen die *Feuchtadiabaten* dar. Sie sind die Vorgangskurven für gesättigte Luft oder Wolkenluft und geben an, wie sich ihre Temperatur in Abhängigkeit vom Druck ändert. Ihre Berechnung soll hier nicht erfolgen, es sei jedoch erwähnt, daß eine jede von ihnen sich für  $T \rightarrow -273,15^\circ\text{C}$  asymptotisch einer Trockenadiabate nähert und diese im absoluten Temperaturnullpunkt schneidet.<sup>264)</sup> Im Mittel läßt sich auch festhalten: "Der kondensationsadiabatische Temperaturgradient hat im Atmosphärenstockwerk mit den häufigsten Kondensationsvorgängen (1000 – 5000 m) Werte in der Größenordnung von  $0,5$  bis  $0,7^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ . Bei relativ hohen Wärmegraden ( $20 - 10^\circ\text{C}$ ) gilt der kleinere Wert."<sup>265)</sup>

Eine weitere physikalische Tatsache, die bei Konvektionsvorgängen mit Wolkenbildung berücksichtigt werden muß, ist, daß der Kondensationspunkt (=Taupunkt)  $\tau$  eines trockenadiabatisch aufsteigenden Luftpakets mit zunehmender Höhe im Mittel um  $0,17^\circ\text{C}/100 \text{ m}$  abnimmt.<sup>266)</sup> Sie wird im thermodynamischen Diagramm durch die geradlinig gestrichelte Kurvenschar berücksichtigt, die ziemlich steil von rechts unten

nach links oben verläuft. Es sind dies die *Linien des Sättigungs-Mischungsverhältnisses* (abgekürzt: des SMV), die also die Abnahme des Taupunkts trockenadiabatisch aufsteigender Luft mit der Höhe angeben.<sup>267)</sup> Die genauen Werte der Taupunktsänderung  $\frac{d\tau}{dh}$  als Funktion der Taupunktstemperatur  $\tau$  zeigt die folgende Tabelle:

$\tau$	+30	+20	+10	0	-10	-20	-30°C
$\frac{d\tau}{dh}$	0,197	0,189	0,181	0,172	0,163	0,155	0,147/100m

Tab. 6 : entnommen aus Weischet W.: Einführung in die Allgemeine Klimatologie: physikalische und meteorologische Grundlagen. Stuttgart 1995<sup>6</sup>. (Teubner-Verlag), S. 178.

Das p–T-Diagramm, in dem wie in Abb. 56 in gewissen Abständen die Trocken- und Feuchtadiabaten, sowie die Linien des SMV eingezeichnet sind, wird im Deutschen Wetterdienst verwendet und heißt auch *Stüve-Diagramm*.<sup>268)</sup>

Eine aufsteigende Warmluftblase folgt nun anfangs der Trockenadiabaten, die am Boden (im 1000 mb- Niveau) von der Temperatur ausgeht, die das Luftpaket hier hatte. Man kann nun die Höhe, bei der Kondensation eintritt (=Konvektionskondensationsniveau), bzw. die die Untergrenze (Wolkenbasis) einer Cumuluswolke darstellt, folgendermaßen bestimmen: Bei der Haufenwolkenentstehung hat die Warmluft am Boden zum Zeitpunkt ihrer Ablösung eine bestimmte Temperatur T und einen bestimmten Taupunkt  $\tau$  (= Temperatur, auf die diese Warmluft abkühlen müßte, damit Nebelbildung eintritt). Zeichnet man nun im Stüve-Diagramm die durch die Temperatur T verlaufende Trockenadiabate ein und die durch  $\tau$  verlaufende Linie des Sättigungsmischungsverhältnisses, so ergibt sich ein Schnittpunkt beider Kurven, dessen Lage die Höhe des Konvektionskondensationsniveaus angibt. Bis dort hinauf muß sich also die Warmluftblase bewegen, damit Wolkenbildung einsetzt.<sup>269)</sup> Das Konvektionskondensationsniveau (abgekürzt: KKN) läßt sich demnach auch berechnen: Der Taupunkt nimmt im Mittel um  $0,17^\circ\text{C}/100\text{m}$  (genau gemäß obiger Tabelle um  $\frac{d\tau}{dh}$ ) ab und die Temperatur der aufsteigenden Luft trockenadiabatisch um  $0,98^\circ\text{C}/100\text{m}$ . Beides zusammen ergibt eine Änderung der Taupunktsdifferenz (= Temperatur abzüglich Taupunkt) um eine Rate  $R = (0,98 - 0,17)^\circ\text{C}/100\text{ m} = 0,81^\circ\text{C}/100\text{ m} = 0,0081^\circ\text{C}/\text{m}$  im Mittel (bzw. genau um  $\frac{0,98^\circ\text{C}}{100\text{ m}} - \frac{d\tau}{dh}$ ).

Die Höhe der Wolkenuntergrenze ergibt sich dann zu  $H_{\text{KKN}} \cong \frac{(T - \tau)}{R} = \frac{T - \tau}{0,0081 \frac{^\circ\text{C}}{\text{m}}} = 123,5 \cdot (T - \tau) \frac{\text{m}}{^\circ\text{C}}$  (bzw. genau zu  $H_{\text{KKN}} = (T - \tau) / \left( \frac{0,98^\circ\text{C}}{100\text{m}} - \frac{d\tau}{dh} \right)$ ).<sup>270)</sup>

Es ist dies eine ziemlich genaue Berechnungsmethode zur Bestimmung der Wolkenbasis, falls in die Thermikaufwinde keine Luft von außen her miteinbezogen wird. Tatsächlich jedoch wird in die aufsteigenden Warmluftvolumen meist etwas Luft hineinvermischt, die in diesen den Wasserdampfgehalt verringert. Also wird das Kondensationsniveau üblicherweise etwas höher liegen, als man nach obigem Verfahren berechnet hat. Aus der Erfahrung weiß man in diesem Zusammenhang: Die Untergrenzen der Cumuli reichen in der Regel 10 –15% höher als die berechnete Höhe.<sup>271)</sup> Es ergibt sich also damit als relativ zuverlässige Formel für die Wolkenuntergrenze von Haufenwolken:

$$H_{\text{KKN}} \cong 123,5 \cdot (T - \tau) \frac{\text{m}}{^\circ\text{C}} \cdot 1,125 \cong 140 \cdot (T - \tau) \frac{\text{m}}{^\circ\text{C}}$$
, wobei man als  $T$  als Ablösetemperatur schätzt (z.B.  $2^\circ\text{C}$  über der Bodentemperatur) und  $\tau$  als Taupunkt der Bodenluft mißt.

Es läßt sich zwar der Taupunkt (siehe Kap. 1.3), aber nicht die Temperatur der sich in Form von Thermikblasen ablösenden, erhitzten Warmluft am Boden eindeutig bestimmen, denn diese ist bei einem Thermiktag örtlich und zeitlich unterschiedlich. Deshalb geht man bei der Ermittlung Cumulusbasishöhe (ohne Berücksichtigung von Mischung des Thermikaufwindes mit Außenluft) am Stüve-Diagramm überschlagsmäßig auch meist anders vor:

Man bestimmt den Taupunkt  $\tau$  der dem Boden aufliegenden Luft und legt durch sie die Linie des Sättigungsmischungsverhältnisses. Diese schneidet die mit Radiosonden gemessene eingezeichnete Zustandskurve in einem Punkt, dessen Höhe dann die der Quellwolkenbasis darstellt.<sup>272)</sup> "Geht man nun auf der Trockenadiabate, die durch das KKN verläuft, zurück zum Bodendruck von 1000 mb, so wird die Temperatur, die am Schnittpunkt der Trockenadiabate mit dem Bodendruck abgelesen wird, die sogenannte Auslösetemperatur sein. Das bedeutet, daß die Temperatur in Bodennähe bis zu diesem Wärmegrad ansteigen muß, damit ein Kondensieren, also Quellwolkenbildung überhaupt erreicht werden kann."<sup>273)</sup>

Schneidet nun die Trockenadiabate eines aufsteigenden Warmluftpakets die gemessene Zustandskurve schon unterhalb der Höhe des KKNs, so ist die Warmluft bereits hier auf die Temperatur der Umgebungsluft abgekühlt und hat daher keinen weiteren Auftrieb mehr, ohne daß es zur Wolkenbildung gekommen ist. Andernfalls setzt Kondensation ein und die Temperatur der Luft folgt beim weiteren Aufsteigen nun der Feuchtadiabaten, die sich in der Höhe des KKNs stetig an die Trockenadiabate anschließt (siehe Vorgangskurve in Abb. 56). Die Quellwolke wächst also vom KKN an in die Höhe, bis die Feuchtadiabate wieder auf die Zustandskurve trifft, was meist an einer Inversionsschicht geschieht. Hier steigt die Temperatur der äußeren Schichtung mit der Höhe so weit an, daß letztendlich die Luft innerhalb der Cumuluswolke kälter als ihre Umgebung wird, wodurch die aufsteigende kondensierte Wolkenluft ihren Auftrieb verliert. Es ist daher die Höhe des Schnittpunkts der Feuchtadiabaten mit der Zustandskurve gleichsam die Höhe der Wolkenobergrenze (abgekürzt: WO).<sup>274)</sup> Die Inversion in der Höhe wird auch *Sperrschicht* genannt, da durch sie ein weiteres Aufsteigen von Warmluftkörpern unterbunden wird.<sup>275)</sup> Liegt diese relativ niedrig über dem KKN (z.B. bei 1–2 km) und wird die Auslösetemperatur in einem Gebiet am Boden überschritten, bilden die hier befindlichen Thermikaufwinde flache Haufenwolken vom Typ *Cumulus humilis*. Sie schauen aus wie flache Wattebauschen am Himmel.<sup>276)</sup> Bei schönem, warmem Wetter kann man ihre Entwicklung oft beobachten. Man sieht am Entstehungsort, kurz bevor die Wolke erscheint, daß hier die Luft bereits trüb und rauchig wird.<sup>277)</sup> Liegt die Inversionsschicht höher über dem KKN, so daß die Wolke die Möglichkeit hat, ein paar hundert Meter nach oben zu quellen, spricht man bei der nun größeren Haufenwolke, die nun schon Blumenkohlform annehmen kann, vom *Cumulus mediocris*<sup>278)</sup> (siehe Abb. 55 in Kap.1.2.1.).

Bilden sich bei blauem Himmel unter Sonnenschein am Vormittag flache Quellungen (*Cumulus humilis*), die dann am frühen Nachmittag ihre stärkste Entwicklung aufweisen

(Cumulus mediocris), und sich abends wieder auflösen, so ist dieses Wolkenschauspiel untertags ein typisches Zeichen für schönes Wetter.<sup>279)</sup>

Wirkt eine Inversion jedoch nicht sperrend oder befindet sie sich eine ziemlich weit oben, so strudelt die Wolkenluft oft weit in die Höhe (und überschreitet dabei im Sommer die Nullgradgrenze, die zu dieser Jahreszeit im Mittel etwas über 3000 m gelegen ist). Die Haufenbewölkung wird nun sehr mächtig und reicht weit nach oben (oft sogar bis über 4000m) und hat stark blumenkohlähnliches Aussehen. Ihr oberer Teil enthält dann im Sommer bereits unterkühlte Wassertröpfchen (d.h. ihre Temperatur liegt zwar unter 0°C, jedoch sind sie noch nicht gefroren). Es handelt sich hier um den sogenannten *Cumulus congestus*.<sup>280)</sup> Er kann sich, wie im folgenden beschrieben wird, weiterentwickeln:

"Überschreitet die Gipfelhöhe des Cumulus den minus 10-Grad-Bereich, so können die unterkühlten Wassertröpfchen zu Eiskristallen gefrieren. Die Umwandlung zur Gewitterwolke (*Cumulonimbus*) beginnt. Durch die Eiskristalle in den oberen noch runden Quellformen, verliert die Quellwolke ihre scharf abgegrenzten Ränder und wird zum *Cumulonimbus calvus* (=glatt). Quillt dieser Wolkenturm noch in Regionen, die Temperaturen kälter als minus 20 Grad Celsius aufweisen, so nimmt die Menge der Eiskristalle derart zu, daß die Obergrenze der Wolkenmasse ein faseriges, streifenförmiges Aussehen annimmt und wie ein Haar- oder Federbusch aussieht. Wird die Aufwärtsbewegung an einer Inversion (im Sommer z.T. auch erst an der Tropopause) gestoppt, so breitet sich das Oberteil, das im Cirreniveau liegt (9 bis 15 km), und nur noch aus Eisteilen besteht, in Richtung der oft starken Windzunahme mit der Höhe wie ein Amboß aus. Diese Art von Quellwolke bezeichnet man als Gewitterwolke und der Fachmann nennt sie *Cumulonimbus capillatus incus* (= gewaltige Gewitterwolke mit Amboß). Diese Wolke gibt die maximale Entwicklung einer Quellwolke wieder."<sup>281)</sup> Denn höher als hinauf zur Tropopause kann eine Wolke nicht gelangen, da sie eine dauernd bestehende Inversionsschicht darstellt, die durch die Konvektionsvorgänge des Wetters nicht durchbrochen werden kann (vgl. Beginn von Kap. 1.1.2.).<sup>282)</sup>

Für die Entwicklung hochreichender Haufenwolken sind vor allem folgende Voraussetzungen günstig: relativ hohe Temperaturen in den unteren Luftschichten und zugleich verhältnismäßig tiefe Temperaturen in größeren Höhen. Denn dann nimmt mit der Höhe die Temperatur so stark ab, daß aufsteigende Luft trotz adiabatischer Abkühlung wärmer als die Umgebung bleibt und daher weiter Auftrieb hat. Eine solche Luftschichtung nennt man *labil*.<sup>283)</sup> Allgemein kann man sagen: Je stärker die Zustandskurve im Stüve-Diagramm nach links geneigt ist, desto labiler ist die Atmosphäre und desto größer ist damit die Wahrscheinlichkeit, daß untertags kräftige Konvektion herrschen wird, die mächtige Quellungen (*Cumulus congestus*) und Gewittertürme (*Cumulonimbus*) hervorruft.<sup>284)</sup> So sind Wolken vom Typ *Cumulus congestus* und *Cumulonimbus* hauptsächlich hinter Kaltfronten anzutreffen, denn untertags erwärmt die Sonne nur die bodennahen Schichten der in allen Höhen eingeflossenen Kaltluft, während die oberen ihre kühle Temperatur beibehalten, so daß insgesamt eine relativ starke Labilisierung erfolgt. Also treten auch hinter der Front noch Schauer und Gewitter unter den *Cumulonimbus*wolken auf. Es handelt sich hierbei um das sogenannte Rückseitenwetter hinter der Kaltfront (siehe Kap. 1.1.4.).

Aber hauptsächlich an der Kaltfront selbst, wo die warme Luft durch den wandernden Kaltluftkeil nach oben in große Höhen gehoben bzw. gedrückt wird, entstehen entlang der Frontlinie hochreichende Quellwolken und *Cumulonimben*.<sup>285)</sup>

Nimmt nun "die Temperatur mit der Höhe aber so wenig ab oder steigt gar vorübergehend (Inversion), daß (theoretisch) aufsteigende Luft immer kälter als die Umgebungsluft ankäme, so hätte sie keinen Auftrieb. Luft kann bei solchen Verhältnissen nicht aufsteigen und Wolken bilden. Solche Zustände nennen wir *stabil*. Inversionen sind ganz besonders stabile Temperaturschichtungen, sie bilden regelrechte Bollwerke gegen eventuell von unten aufsteigende Luftmassen."<sup>286</sup>) Die bei Hochdruckwetter am häufigsten auftretende Inversionsart ist die sogenannte *Absinkinversion*. Sie bildet sich, weshalb sie diese Bezeichnung trägt, durch das großräumige Absinken der Luft in einem Hochdruckgebiet, die sich dabei trockenadiabatisch erwärmt. Mit zunehmender Nähe zur Erdoberfläche beginnt sich die Luft so zu stauen, daß diese Bewegung nach unten allmählich aufhört (etwa 1000 m über Grund). Jedoch kommt sie in dieser Höhe aufgrund der relativ hohen Temperaturzunahme um  $0,98^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  wärmer an (um ein paar Grad Celsius) als die darunter lagernde, vom Absinkvorgang nicht mehr erfaßte Luft. Es entsteht also hier eine Luftschicht in der die Temperatur zunimmt, also eine Temperaturumkehrschicht (= Inversion), siehe Abbildung 57. Unter Hochdruckeinfluß quellen bei Thermik also die Cumuluswolken nur bis zur sperrenden Absinkinversion hinauf, wo die Konvektion dann gebremst wird.<sup>287</sup>)

Oft breitet sich die aufsteigende Warmluft, die bereits das Konvektionkondensationsniveau (KKN) überschritten hat, unterhalb einer bremsenden Temperaturumkehrschicht aus, weil von unten her weitere nachfolgt. Auf diese Weise kann sich eine Schichtwolkenendecke bilden, deren Entstehungsursache die Konvektion darstellt. Es handelt sich hierbei um sogenannte *Schichthaufenwolken* vom Typ *Stratocumulus cumulogenitus* (=aus Haufenwolken entstanden), falls die Inversion im unteren Wolkenstockwerk über dem KKN liegt.<sup>288</sup>) Befindet sich jedoch eine schwache Inversion im mittelhohen Wolkenstockwerk, durch die hindurch eine Haufen- oder Gewitterwolke nach oben strudelt, so kommt es vor, daß die aufwärtsströmende Wolkenluft unter der Inversion auch zur Seite abgelenkt wird. Es bildet sich dadurch eine Schichtwolke vom Typ *Alto cumulus cumulogenitus*, die aufgrund ihrer Entstehungsweise genauso wie der *Stratocumulus cumulogenitus* zu den Konvektionswolken gehört.<sup>289</sup>)

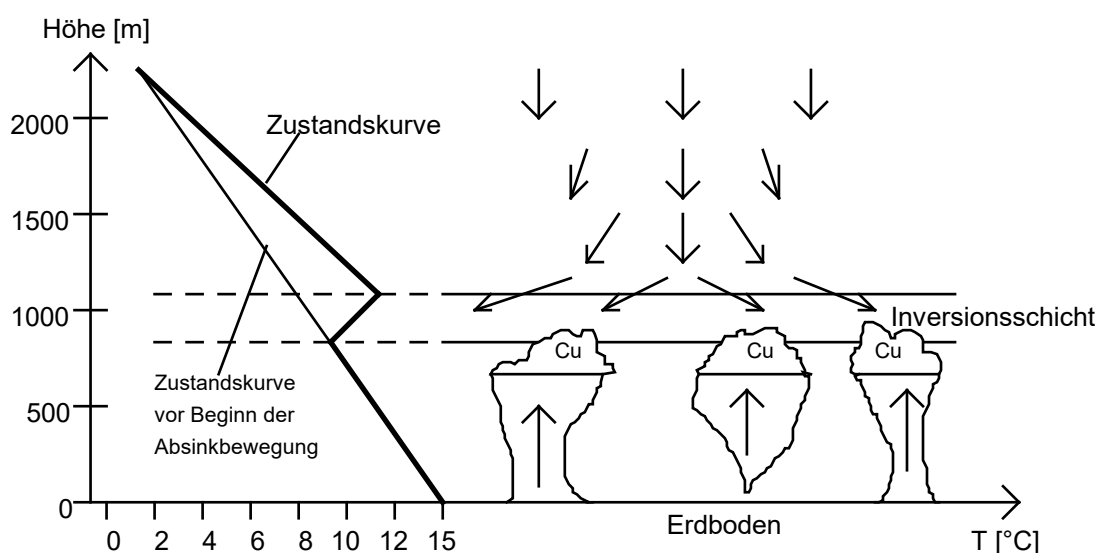


Abb. 57 : Entstehung einer Absinkinversion bei Hochdruckwetter

[Zu Abb. 57 : gezeichnet in Anlehnung an Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie: Eine Einführung. Berlin / Heidelberg 1994<sup>2</sup> (Springer-Verlag), S. 148, Abb. 86 und an Weischet W.: Einführung in die Allgemeine Klimatologie: physikalische und meteorologische Grundlagen. Stuttgart 1995<sup>6</sup> (Teubner-Verlag), S. 184, Fig. 53.]

Konvektionsvorgänge sind nicht nur vertikale, thermische Luftströmungen vom Boden aus, sie spielen auch in höheren Luftschichten bei der Bildung von bestimmten Schichtwolkenarten eine Rolle:

Entsteht eine Schichtwolke, so wird ihre Unterseite durch die langwellige Wärmestrahlung von der Erdoberfläche her erwärmt, während gleichzeitig die Oberseite durch Abstrahlung in den Weltraum abkühlt. Innerhalb der Wolkenschicht stellt sich damit ein starkes Temperaturgefälle von unten nach oben ein, das sich durch Bildung von hier befindlichen, regelmäßig angeordneten Konvektionszellen bzw. -walzen versucht, sich aufzuheben. Durch sie wird die wärmere Luft von der Basis der Schichtwolke an ihre Obergrenze transportiert und die dort befindliche kältere zur Wolkenuntergrenze. Im Bereich der Zelle, wo Luft nach oben steigt und sich dabei adiabatisch abkühlt, bleibt die Wolke bestehen, dort, wo die Luft nach unten sinkt, löst sich die Wolke durch adiabatische Erwärmung auf. Dies ist der Grund, warum z.B. Stratocumuluswolken (niedrige Schichtthausenwolken) leicht in Schollen oder Walzen zerfallen. Auf die selbe Art und Weise können in den entsprechenden Höhen aus Schichtwolken *Alto cumulus wolken* (= mittelhohe Schichtthausenwolken) bzw. *Cirrocumulus wolken* (= hohe Schichtthausenwolken) entstehen.<sup>290</sup> Die beiden letzteren Wolkentypen werden im Volksmund auch Schäfchenwolken genannt, weil sich hier gleichmäßig Schollen bzw. Bällchen wie Schafe in einer Herde aneinanderschmiegen<sup>291</sup> bzw. das Aussehen der gesamten Wolke an das lockige Fell eines Schafes erinnert.<sup>292</sup> Zu ihrer Wetterbedeutung: "Cirrocumuli bilden sich vor Warmfronten in einer südlichen Föhnströmung und im Sommer vor Kaltfronten oder bei gewittrigen Wetterlagen"<sup>293</sup>, also meist vor einem Wetterumschwung, während das Auftreten flacher Alto cumulus wolken in der Regel keine eindeutige Wetterprognose zuläßt.<sup>294</sup> Reichen jedoch die Konvektionszellen der Alto cumuli weiter in die Höhe, so daß die Wolkenteile ein cumulusähnliches, flockenförmiges Aussehen erhalten (= *Alto cumulus floccus*) oder durchbrechen diese Zellen gar in regelmäßigen Abständen die über ihnen befindliche Inversionsschicht, so daß hier dann die Wolkenbällchen zinnenförmig wie Cumuluswolken nach oben strudeln und sich türmchenförmige Wolken entwickeln (= *Alto cumulus castellanus*), so sind diese Erscheinungen ein Zeichen einer sehr labilen Atmosphärenschichtung. Daher kündet das Auftreten von Alto cumulus floccus und Alto cumulus castellanus am Morgen und vormittags meist Gewitter und Schauer an, die sich nachmittags oder abends entladen werden.<sup>295</sup>)

Bis auf Stratocumulus cumulogenitus, Alto cumulus cumulogenitus und castellanus, die den Konvektionswolken zuzuordnen sind, zählen in dieser Arbeit eigentlich alle anderen Arten von Stratocumuli, Alto cumuli sowie die Cirrocumuli zu den Schichtwolken. Da aber das Aufbrechen in Schollen letztendlich auf zelluläre Konvektion innerhalb der Wolkenschicht zurückzuführen ist, haben wir die Cirro- und Alto cumuli bereits im Zusammenhang mit dem Konvektionswolken vorgestellt (zu den bisher besprochenen Konvektionswolken zählen also: Cumulus humilis, Cumulus mediocris, Cumulus congestus, alle Arten von Cumulonimbus, Stratocumulus cumulogenitus, Alto cumulus cumulogenitus, Alto cumulus castellanus). Wie sich aber nun Schichtwolken bilden können, soll nun im folgenden erläutert werden:

## b) Schichtwolken:

Schichtwolken können durch verschiedene Prozesse entstehen:

### 1. Entstehung durch vertikale Durchmischung:

Bei ruhigem Hochdruckwetter stellt sich unterhalb der Absinkinversion ein eigenständiges Wettersystem ein, da die Luft diese Sperrschicht nicht durchbrechen kann. Durch thermische Konvektionvorgänge (Aufsteigen warmer Luftpakete und Absinken kalter Luft in der Umgebung), aber auch durch die allgemein ungeordnete Luftbewegung, die in der Atmosphäre auftritt und der mittleren Luftbewegung überlagert ist, kommt es zu einer vertikalen Durchmischung der gesamten Luft unterhalb der Inversionsgrenze. Da diese Auf- und Abwärtsbewegungen der Luft verbunden sind mit adiabatischer Abkühlung bzw. Erwärmung, wird die Luftschicht (mit ursprünglichem Temperaturgradienten von ca.  $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ) zwischen dem Erdboden und der Inversion einen vertikalen Temperaturgradienten annehmen, der der trockenadiabatischen Temperaturabnahme eines aufsteigenden Luftpakets entspricht (also  $0,98^{\circ}/100\text{ m}$ ).<sup>296)</sup> "In den mittleren Teilen der Schicht, die von der Durchmischung erfaßt wird, bleibt die Temperatur praktisch unverändert. Nahe der Erdoberfläche ist es wärmer geworden und im oberen Teil der Schicht kälter."<sup>297)</sup> Dabei kann die Temperatur im oberen Bereich der unter der Inversion befindlichen Luft unter ihren Taupunkt  $\tau$  gesunken sein, so daß sich hier eine Schichtwolke gebildet hat. In ihr nimmt dann die Temperatur feuchadiabatisch um ca  $0,5$  bis  $0,7^{\circ}\text{C}$  pro  $100\text{ m}$  ab. Anschaulich sei dieser Wolkenentstehungsvorgang am thermodynamischen Diagramm anhand folgender Skizze verdeutlicht:

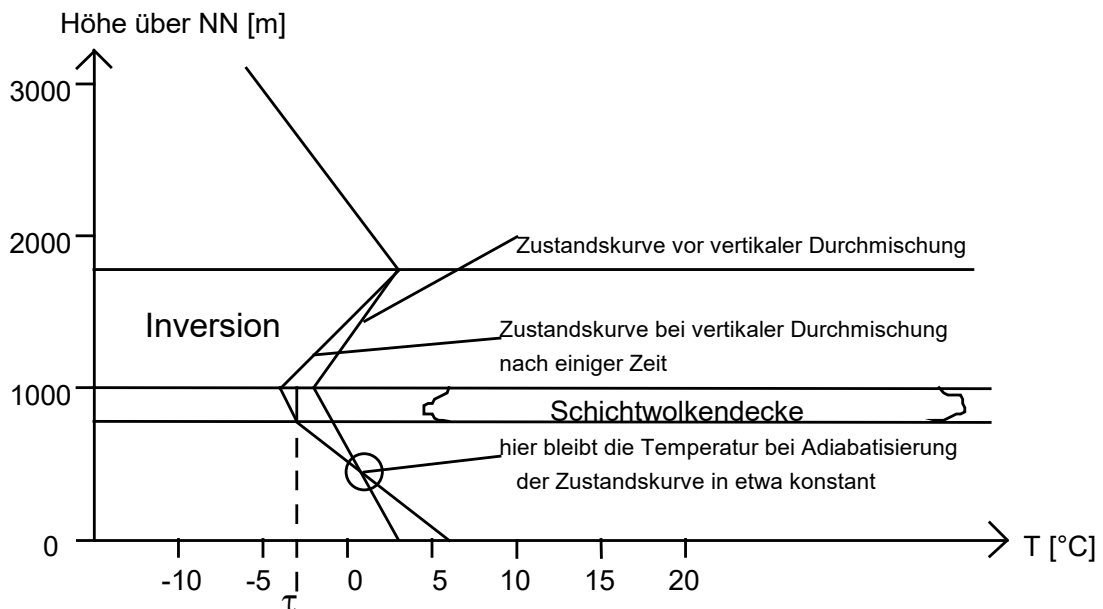


Abb. 58 : Bildung einer Schichtwolkendecke durch vertikale Durchmischung unterhalb der Absinkinversion.

[Zu Abb. 58 vgl. Krüger L.: Wetter und Klima: beobachten und verstehen. Berlin/Heidelberg 1994 (Springer-Verlag), S. 30, Abb. 7.]

Auf die hier beschriebene Weise bildet sich eine Stratocumuluswolken-schicht, die vor allem im Winter, wenn die Luft sehr feucht ist, ziemlich dick sein kann, so daß es dann

möglicherweise zu Schneefall kommt.<sup>298)</sup> Wie bereits beschrieben, kann nun eine vergleichsweise relativ dünne Haufenschichtwolke (Sc) nach ihrer Bildung durch Ausstrahlung an ihrer Oberseite und Entgegennehmen der Wärmestrahlung an ihrer Unterseite in Schollen zerfallen.

## 2. Entstehung durch Ausstrahlung einer unter einer Höheninversion befindlichen Dunstschicht:

Wie bereits bekannt, stellt eine stark ausgeprägte Temperaturumkehrschicht meist eine wirksame Sperre für konvektive Vertikalbewegungen dar. "Teilchen, die von der Erdoberfläche hierher transportiert werden, können daher nicht weiter nach oben geführt werden"<sup>299)</sup>. Also steigt die Konzentration von Staubpartikeln, Kondensationskernen und Wasserdampf unterhalb der Inversion, so daß sich unterhalb dieser gleichsam eine Dunstschicht ausbildet. Durch Wärmeabstrahlung an ihrer Oberseite werden hier die Teilchen und der Wasserdampf abgekühlt und damit auch die hier befindliche Luft. Gerät diese dabei unter den Taupunkt, entwickelt sich an der Obergrenze der Dunstschicht eine Schichtwolke.

Skizze dazu:

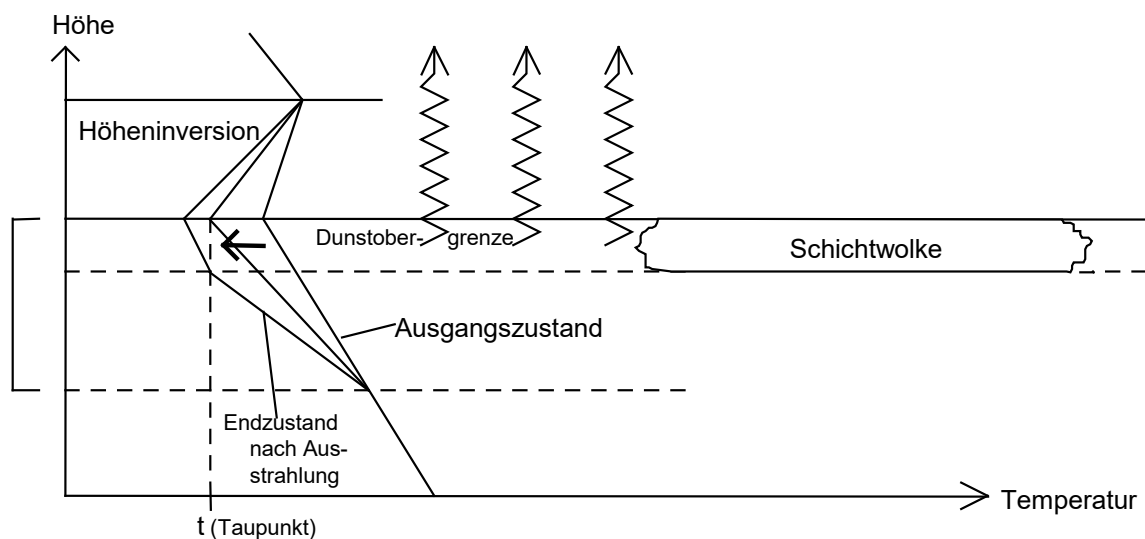


Abb. 59 : Entstehung einer Schichtwolke durch Ausstrahlung an einer Dunstobergrenze

Auf alle Fälle ist (mit oder ohne Schichtwolkenbildung) unter der Inversion eine begrenzte Luftschicht entstanden, innerhalb der die Temperatur von der Unterseite bis zum oberen Rand des Dunstbereichs ziemlich stark abnimmt (siehe eckige Klammer "[" in Abb. 59). Um dieses hohe Temperaturgefälle auszugleichen, entstehen darin regelmäßig angeordnete Konvektionszellen, die in ihren aufsteigenden Ästen wärmere Luft von unten nach oben schaffen und in der Umgebung die kältere Luft von oben her nach unten absinken lassen. Da die Luft im oberen Bereich der Dunstschicht ohnehin recht feucht ist, kommt es hier in den Aufwindbereichen durch adiabatische Abkühlung unter den Taupunkt zur Kondensation, in den Abwindbereichen tritt aufgrund adiabatischer Erwärmung keine Wolkenbildung bzw. Wolkenauflösung ein. Aufgrund der Gruppierung der Zellen entstehen am Himmel schichtförmige Schäfchenwolken mit regelmäßi-

ger Schollen- oder Bällchenstruktur (siehe Abb. 60 auf folgender Seite oben). Auf diese Weise können sich aufgebrochene Stratocumuluswolken entwickeln, ebenso Altocumulus- und Cirrocumuluswolken.<sup>300)</sup>

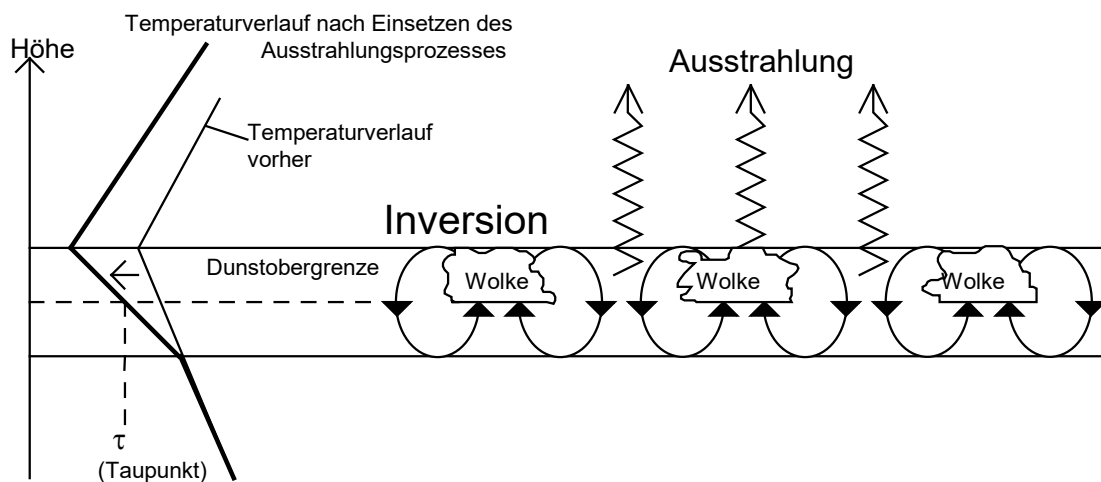


Abb. 60 : Ausbildung von Konvektionzellen an einer Dunstschicht unterhalb einer Höheninversion

[Zu Abb. 60 vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen: eine praxisbezogene Wetterkunde – nicht nur für den Leistungssegelflieger. Stuttgart 1986<sup>4</sup> (Motorbuch-Verlag), S. 28.]

Verstärkt wird die Zellularkonvektion der Schäfchenwolken selbst wahrscheinlich auch noch dadurch, daß sie die Wärmestrahlung der Erde an ihrer Unterseite aufnehmen, sich hier erwärmen und daß sie an ihrer Oberseite durch Abstrahlung auskühlen, so daß sich in ihnen die Temperaturabnahme von unten nach oben erhöht.<sup>301)</sup> Dieser Vorgang ist bereits bei der Erklärung des Aufbrechens von Schicht- in Schäfchenwolken oder Schollen (unter dem Abschnitt Konvektionswolken) erläutert worden. Ebenso gilt in diesem Zusammenhang, wie bereits beschrieben worden ist: Durchbricht in gewissen Abständen die Luft im aufsteigenden Ast der Konvektionszellen von Altocumuluswolken die darüberliegende Inversionsschicht und gelangt dabei in eine darüber befindliche labile Schichtung, so strudeln hier die Wolken türmchenförmig nach oben, d.h. es bildet sich *Alto cumulus castellanus* aus, der nun nicht mehr zu den Schichtwolken gezählt werden kann.<sup>302)</sup>

### 3. Entstehung durch Aufgleiten ausgedehnter Luftschichten über kältere Luftmassen:

Wie wir bereits in Kapitel 1.1.3. kennengelernt haben, ist die Warmfront eine Fläche zur Horizontalen, unterhalb der sich kalte Luft befindet, und über der wärmere aufgleitet. Da ihre Neigung zur Erdoberfläche sehr gering ist (ca. 1:150), wird die Warmluft über ihr auch mit relativ kleinen Werten der Vertikalgeschwindigkeit von 5 – 10 cm/s oder weniger angehoben. Beträgt z.B. die horizontale Geschwindigkeit  $v$  vor der Front 10m/s so hat letztendlich die vertikale Geschwindigkeitskomponente  $v_{\perp}$  beim Aufgleiten den Wert  $v_{\perp} = v \cdot \frac{1}{150} = 10 \frac{\text{m}}{\text{s}} \cdot \frac{1}{150} = 6,7 \frac{\text{cm}}{\text{s}}$ . Diese großräumige Hebung der wärmeren Luft

in die Höhe geschieht zwar sehr langsam, jedoch dauert sie lange Zeit an. Dabei kühlt sich die aufsteigende Luft zunächst trockenadiabatisch ab, bis sie ihren Taupunkt erreicht, dann weiter feuchtadiabatisch. Über der Warmfrontfläche bildet sich also ein schichtförmiges Wolkensystem, die sogenannte *Aufgleitbewölkung*, aus (siehe folgende Abb. 61)<sup>303</sup>:

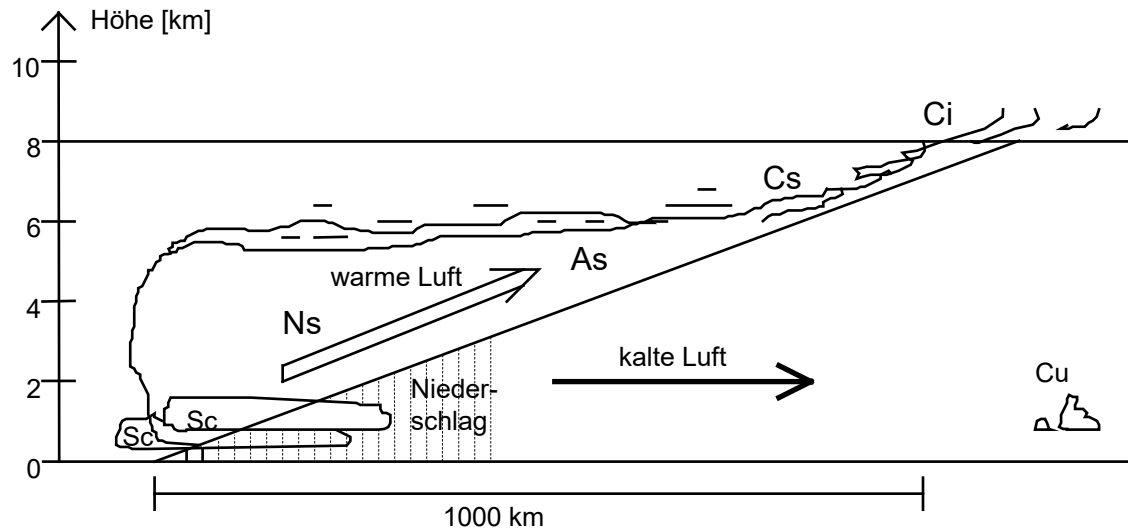


Abb. 61 : Aufgleitbewölkung an einer Warmfront

[Zu Abb. 61 vgl. Frick M.: Wetterkunde: Einführung in die Meteorologie. Stuttgart 1992<sup>14</sup> (Parkland-Verlag), S. 24, Abb. 5.]

So sind für das Herannahen einer Warmfront oft erste Vorboten am Himmel hakenförmige Cirren (= *Cirrus uncinus*), die sich zum Horizont hin verdichten. Dieses System von Cirruswolken (Ci) stellt dabei das oberste Ende der geneigten Warmfrontfläche in der Höhe dar. Bei weiterem Heranrücken der Front geht die Wolkenform allmählich in eine schichtförmige, dünne Schleierwolke über (= *Cirrostratus* (Cs)), die das ganze Firmament überzieht und durch die die Sonne hindurchscheinen kann, so daß es dabei oft zur optischen Wettererscheinung der Haloringe kommt (siehe dazu Kap. 1.2.5.). Der Cirrostratus geht dann üblicherweise kontinuierlich in eine Decke aus *Altostratus* (=mittelhohe Schichtwolke) (As) über, durch die die Sonne nur noch blaß und verschwommen zu erkennen ist ( $\Rightarrow$ Wolkenform: *Altostratus translucidus*). Diese Wolkendecke wird immer dichter, wobei gleichzeitig die Wolkenhöhe absinkt. Die Sonne ist nun auch nicht mehr wie durch eine Mattscheibe hindurch zu sehen ( $\Rightarrow$  Wolkenform: *Altostratus opacus*). Bei weiterer Verdichtung zu einer mächtigen Schichtwolke setzt Niederschlag ein. Es handelt sich nun um die *Nimbostratuswolke* (Ns), die sich vom tiefen bis hinauf zum hohen Wolkenstockwerk erstrecken kann. Den Nimbostratus können an seiner Unterseite Stratocumuluswolken begleiten. Aus ihm fällt anhaltender Niederschlag, solange er strukturlos und eintönig grau ist. Erst wenn in ihm Strukturen zu erkennen sind und langsam Helligkeit in der geschlossenen Wolkendecke auftritt, wird der Regen in kurzer Zeit nachlassen und schließlich ganz aufhören. Denn mit der Beendigung des Regens ist bereits die Bodenwarmfront eingetroffen.<sup>304</sup>

#### 4. Entstehung einer am Boden aufliegenden Schichtwolke = Nebel :

"Nebel ist nichts anderes als eine normale Schichtwolke; nur befindet sich deren Untergrenze nicht, wie gewöhnlich, in einigen hundert Metern Höhe, sondern sie liegt dem Erdboden auf."<sup>305)</sup> Wir unterscheiden hier vier grundsätzlich verschiedene Entstehungsmöglichkeiten:

a) *Strahlungsnebel*: Es gilt als physikalische Tatsache: Luft kann nur eine bestimmte Menge an gasförmigem Wasserdampf pro Volumeneinheit aufnehmen und zwar umso mehr (weniger), je höher (geringer) ihre Temperatur ist.<sup>306)</sup> Voraussetzung sei nun hier Luft über dem Untergrund mit einem festen, zeitlich unveränderten Wasserdampfgehalt: Abends und nachts gibt nun der Erdboden seine untertags gespeicherte Wärme durch Abstrahlung in den Weltraum ab. Seine Temperatur wird von der ihm unmittelbar aufliegenden Luft sofort angenommen, während weiter darüber befindliche Luft noch wärmer ist und sich aufgrund von Durchmischung und Wärmeleitung von unten her erst zeitverzögert auf diesen Wert abkühlen kann. Es bildet sich also abends bzw. nachts über dem Boden eine Luftschicht aus, in der die Temperatur von unten nach oben hin zunimmt, die sogenannte *Bodeninversion*. Dort, wo die Luft dabei soweit abgekühlt ist, daß sie den gesamten, in ihr befindlichen Wasserdampf nicht mehr aufnehmen kann, wird der Überschuß in Form von Nebeltröpfchen ausgeschieden. Dies geschieht in Bodennähe unterhalb der Höhe, wo der Sättigungspunkt (= Taupunkt) erreicht ist (siehe Abb. 62).<sup>307)</sup>

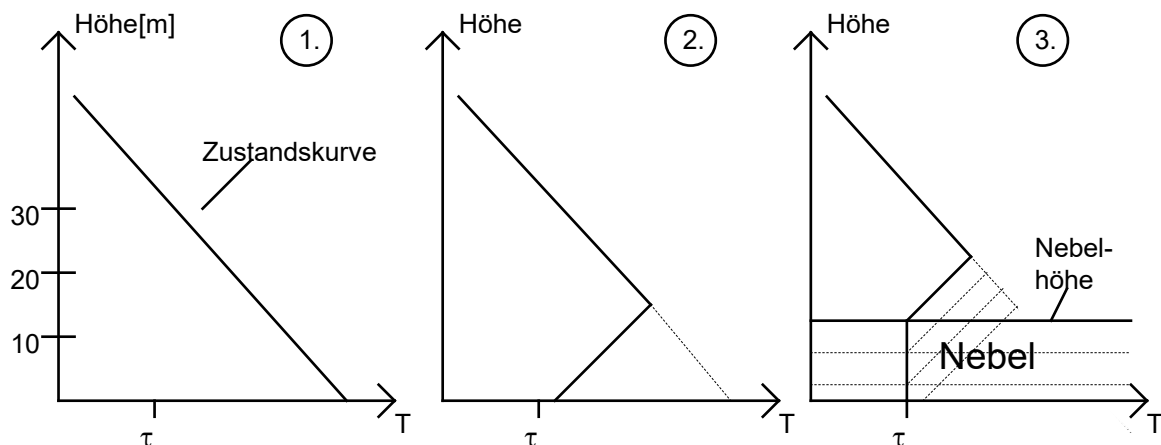


Abb. 62 : Entstehung von nächtlichem Strahlungsnebel: 1. untertags, 2. nach Sonnenuntergang, 3. nachts bei weiterer Abkühlung auf den Taupunkt  $\tau$ .

Es ist die nächtliche Ausstrahlung und Abkühlung des Erdbodens in unseren Breiten die häufigste Ursache für Nebelbildung.<sup>308)</sup> Da es möglich ist, den Taupunkt  $\tau$  der Luft zu messen bzw. ihn indirekt mit einem Psychrometer zu bestimmen oder durch Messung der relativen Luftfeuchte aus Tafeln oder Diagrammen abzulesen (siehe Kap. 2.2.: 8. Unterrichtsstunde), kann man am Abend aus der vorherrschenden Temperatur leicht abschätzen, ob es nun in der Nacht oder frühmorgens zur Nebelbildung kommen wird oder nicht. Liegt nämlich die aktuelle Temperatur nicht weit (wenige Grad Celsius) über dem Kondensationspunkt, so wird sich bald Nebel bilden. Liegt die z.B. in Wetterberichten vorhergesagte Tiefsttemperatur (am frühen Morgen) über dem eigens bestimmten Taupunkt, so ist das Auftreten von Nebel unwahrscheinlich.

b) *Advektionsnebel*: Advektionsnebel entsteht, wenn feuchte Luft mit bestimmtem Wasserdampfgehalt beim Überströmen einer kälteren Unterlage unter ihren Taupunkt abgekühlt wird. Er stellt dabei die mächtigste und dauerhafteste Nebelform dar. Üblicherweise hat er eine Höhe von 300 – 500 m, jedoch in Ausnahmefällen kann er sich fast bis 1 km über Grund erstrecken. Er tritt vor allem im Herbst und Winter bei uns auf, wenn feuchtwarme Meeresluft durch ein Hochdruckgebiet in unseren Raum geführt wird, der sich durch Ausstrahlung des Untergrunds vor allem in den bodennahen Schichten aufgrund der relativ langen Nächte und geringer Sonneneinstrahlung bereits ziemlich stark abgekühlt hat. Ist das Hochdruckgebiet beständig, kann der Nebel einige Tage, bis zu einer Woche, aber manchmal auch länger anhalten.<sup>309)</sup>

c) *Verdunstungsnebel*: Eine andere Möglichkeit, daß Luft über dem Erdboden zur Wasserdampfübersättigung gelangt, ist eine Erhöhung ihres augenblicklichen Feuchtegehalts bei unveränderter Temperatur. Dies geschieht z.B. dann, wenn im Herbst kalte Luft über das noch warme Wasser eines Sees oder Flusses strömt, wobei die relativ hohe Verdunstung zur Bildung des sogenannten *See- bzw. Flußrauchs* führt (es entsteht der Eindruck einer rauchenden Wasseroberfläche).<sup>310)</sup> "Gelangt im Winter feuchtmilde Luft über eine Schneedecke, so kann die Verdunstung des schmelzenden Schnees zu einer Feuchteanreicherung der Luft bis zum Sättigungswert führen. In diesem Fall spricht man von *Tauwetternebel*."<sup>311)</sup>

d) *Mischungsnebel*: Wasserdampfsättigung wird weiter erreicht, wenn Temperaturabnahme der Luft und Erhöhung des Wasserdampfgehalts gleichzeitig stattfinden. Dies geschieht meist an einer Front, wo sich die kalte Luft keilförmig unter die wärmere erstreckt.<sup>312)</sup> "Wenn der Regen aus der wärmeren Luft in die kältere hineinfällt, kann es geschehen, daß die Tropfentemperatur höher ist als die Temperatur der Kaltluft. Die Tropfen verdunsten und führen der Luft Wasserdampf zu."<sup>313)</sup> Wenn die relativ warme und feuchte Luftschicht um die Tropfen mit der umgebenden kälteren Luft gemischt wird, tritt Kondensation ein, falls diese Mischung eine Temperatur ergibt, die unterhalb ihres Taupunkts liegt. Vor einer Warmfront kann durch diesen Effekt die Wolkenuntergrenze soweit absinken, daß sie den Erdboden erreicht. Es bildet sich *Frontnebel*. Er ist gewöhnlich an der Stelle zu beobachten, kurz bevor die Bodenfront ankommt. Mit ihrem Eintreffen ziehen die Nebelschwaden in Bewegungsrichtung der Front wieder ab. Dieser Nebeltyp kann auf die selbe Art und Weise bei Kaltfronten entstehen, was jedoch seltener zu beobachten ist,<sup>314)</sup> weil ihre Ankunft meist mit sehr turbulenten, vertikalen Windbewegungen begleitet ist, die weit in die Höhe reichen und daher eine Nebelbildung verhindern.

##### 5. Entstehung einer Schichtwolke aus Nebel, der sich vom Boden abhebt:

Auch wenn die Sonne nicht durch dichten, hohen Bodennebel scheinen kann, reicht das diffuse Tageslicht aus, den Untergrund und damit die ihm aufliegenden Luftschichten zu erwärmen. Die Temperatur der Luft steigt hier also von der des Nebels (=Taupunkttemperatur) ausgehend an. Anders ausgedrückt bedeutet dies, daß hier die Aufnahmefähigkeit für Wasserdampf steigt und sich der Nebel auflöst.<sup>315)</sup> "In Luftschichten von etwa 100 m aufwärts ist aber die vom absorbierenden Boden ausgehende Wärme noch nicht wirksam geworden, sie sind dort noch kalt und somit relativ feucht. Das heißt, der Nebel bleibt dort noch bestehen und wir sprechen von *Hochnebel*"<sup>316)</sup>, den man in der Fachsprache auch *Stratus* (St) nennt.<sup>317)</sup>

Wie aus Nebel (Strahlungs- oder Advektionsnebel) Hochnebel hervorgeht, zeigt dabei folgende Abbildung:

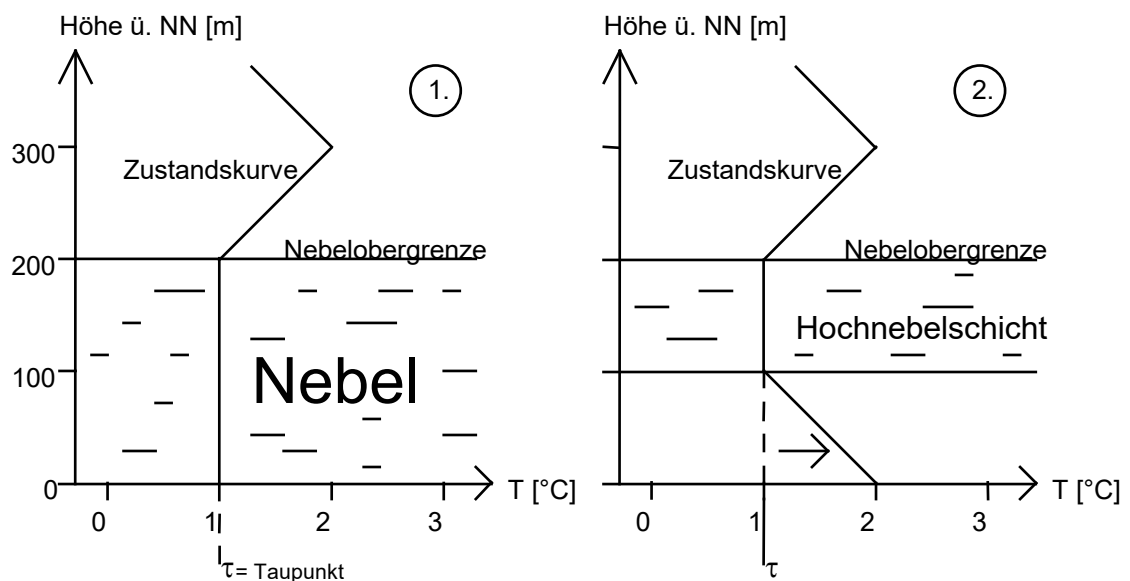


Abb. 63: 1. Temperaturschichtung bei Nebel

2. Temperaturschichtung bei Hochnebel durch Erwärmung des Erdbodens

[Abb. 63 mit Text weitgehend übernommen aus: Krüger L.: Wetter und Klima: beobachten und verstehen. Berlin / Heidelberg 1994 (Springer-Verlag), S.34f. , Abb. 9 und 10.]

### c) Orographische (=geländebedingte) Wolken:

Orographische Wolken entstehen in verschiedenen Formen und Höhen, wenn Luft über ein großräumiges Geländehindernis fließt:<sup>318)</sup>

Ein derartiges stellen z.B. die Alpen, aber auch die Mittelgebirgszüge im süddeutschen Raum dar. Bei ihrer Überströmung wird bei stabiler Atmosphärenschichtung die Luft in einer sehr mächtigen Schicht, die sich manchmal teilweise bis zur unteren Stratosphäre erstrecken kann, angehoben bzw. nach oben ausgelenkt. Nach Überschreiten des Gebirgsmassivs versucht sie, durch die Schwerkraft, wieder in die Ausgangslage zu sinken (denn durch ihre Stabilität hat sie keinen Auftrieb). Durch diese Abwärtsbewegung wird sie am Boden angelangt, so stark zusammengedrückt, daß sie sich in einer erneuten Aufwärtsbewegung in Bewegungsrichtung entspannt. Es entsteht also letztendlich eine Wellenbewegung der Luft, wobei die Wellen ortsfest sind und sich nicht am Himmel bewegen (siehe Abb. 64). Da bei ihnen nach ihrer Auslenkung nach oben die Schwerkraft als rücktreibende Kraft wirkt, werden sie als *Schwerewellen* bezeichnet. Man nennt sie auch *Leewellen*, da sie sich auf der dem Wind abgewandten Seite (=Lee) eines Gebirgszugs entwickeln. Ihre Amplitude nimmt bei geeigneter atmosphärischer Schichtung nur langsam mit der Entfernung vom Hindernis ab.<sup>319)</sup> "In der Troposphäre liegt die Wellenlänge im allgemeinen zwischen 5 km und 25 km, manchmal werden mehr als sechs aufeinanderfolgende Wellen beobachtet."<sup>320)</sup>

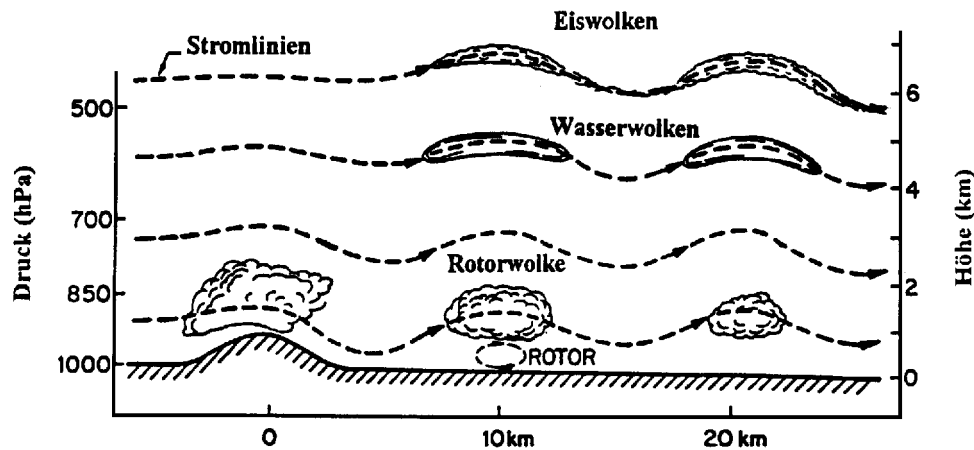


Abb. 64: Überströmung eines Hindernisses, Bildung von Leewellen und orographischen Wolken.

[Zu Abb. 64: Mit Text übernommen aus Smith Roger K./ Eisert B.: Einführung in die Meteorologie Teil III, Skript zur Vorlesung "Einführung in die Meteorologie - Teil III", gehalten im Wintersemester 1992/93 am Meteorologischen Institut der Universität München, S. 45.]

Gerät die Luft einer Schicht im aufsteigenden Ast der Welle bei ihrer Anhebung und der damit verbundenen adiabatischen Abkühlung dabei unter den Taupunkt, bildet sich hier eine Wolke. Diese endet jedoch schon im absteigenden Teil der Welle, denn hier erwärmt sich die Luft beim Absinken wieder adiabatisch. Solche Leewellenwolken sind gemäß den Schwerewellen, denen sie ihre Entstehung verdanken, stationär und wandern nicht. Da ein Wellenberg sich horizontal und parallel zum Gebirgszug erstreckt, haben sie meist ein längliches, linsenförmiges Aussehen. Die entsprechenden Wolken erhalten dann den Zusatz *lenticularis*. Der am häufigsten zu beobachtende Wolkentyp in diesem Zusammenhang ist der der mittelhohe Linsenwolke, in der Fachsprache *Alto cumulus lenticularis* genannt. Man kann bei seinem Auftreten oft gut erkennen, wie die Luft an der dem Wind zugewandten Seite eines Wellenbergs in der Höhe kondensiert und an der windabgewandten Seite sich die Wolke wieder auflöst. Am Wandern der Strukturen innerhalb der Wolke vom Kondensationsrand bis zum Rand, wo sie verdunstet, sieht man förmlich den sich in der stationären Welle sich bewegenden Höhenwind.<sup>321)</sup> Solche Leewellenwolken sind im Voralpenland bei südlicher Strömung über die Alpen zu beobachten und sind dann meistens ein Zeichen, daß Föhn vorliegt.<sup>322)</sup> Generell weist ihr Auftreten jedoch darauf hin, daß die Atmosphäre stabil geschichtet ist, was nämlich eine unbedingt notwendige Voraussetzung dafür ist, daß sich solche Wellen überhaupt bilden können.<sup>323)</sup> Es werden sich also im Bereich von orographisch bedingten Linsenwolken mit Sicherheit keine hochreichenden Cumuli, geschweige denn Gewitterwolken entwickeln.

Natürlich ist auch die *Staubewölkung* an der dem Wind zugewandten Seite orographischen Ursprungs, die dadurch entsteht, daß die Luft an der Vorderseite eines Gebirgszuges in die Höhe gezwungen wird, um ihn zu überströmen. Dabei wird die in die Höhe gehobene Luft adiabatisch bis unter ihren Taupunkt abgekühlt, so daß sich oft eine starke Bewölkung ausbildet, aus der Niederschlag fallen kann.<sup>324)</sup> Bei labiler Temperaturschichtung der Atmosphäre erhält die an der Stauseite des Gebirges angehobene Luft oft

in der Höhe Auftrieb, so daß sich dort mächtige Gewitterwolken (Cumulonimben) auf-türmen können. Jedoch wird es in diesem Fall nur zur Wolkenauflösung der absinkenden Luft kommen,<sup>325)</sup> aber zu keinen Wellenerscheinungen auf der Leeseite, denn die Labilität unterbindet die Wellenbildung.<sup>326)</sup>

#### d) Sonderformen von Wolken:

Die Entstehung von Wellenwolken, wie sie unter c) beschrieben wurden, muß nicht unbedingt an ein im Gelände befindliches Hindernis gekoppelt sein. Im Bereich der Ober-grenze einer Luftschicht zu einer Höheninversionsschicht kann die horizontale Luftbe-wegung ebenfalls wellenförmig werden, wenn z.B. die Windgeschwindigkeiten in bei-den Schichten unterschiedlich groß sind oder der Wind oberhalb der Grenzfläche eine andere Richtung als unterhalb aufweist. Durch Ausstrahlung an einer unter der Höhenin-version befindlichen Dunstschicht kann sich nun die Luft an ihrer Oberseite so weit ab-kühlen, bis diese hier fast den Taupunkt erreicht. Aufgrund der Wellenbewegung gerät sie nun durch Anhebung und adiabatische Abkühlung an den Wellenbergen unter ihren Taupunkt, so daß hier längliche Wolkenstreifen auftreten.<sup>327)</sup> Es haben sich sogenannte *Wogenwolken* von wellenförmigem Aussehen gebildet, die vorwiegend im mittelhohen Wolkenstockwerk anzutreffen sind. Sie zeigen, daß in der Atmosphäre eine gewisse Un-ruhe vorherrscht und sind daher gewiß kein Zeichen dafür, daß stabiles Hochdruckwet-ter anhalten oder sich erst einstellen wird. Bei ihrer Bildung nach einer schönen Wetter-perioden ist also mit Witterungsumschlag zu rechnen.<sup>328)</sup>

Zu den Sonderformen zählen wir auch *Kondensstreifen*, denn sie stellen in einer Höhe von 7000 – 9000 m sozusagen künstlich erzeugte Cirruswolken dar.<sup>329)</sup> Sie "werden durch heißen Wasserdampf erzeugt, der bei der Verbrennung in den Turbinen von Flug-zeugen gebildet wird und in die kalte Außenluft (-30°C bis -40°C) austritt."<sup>330)</sup> Luft bei diesen extrem niedrigen Temperaturen kann nur kleinste Mengen an Wasserdampf als unsichtbares Gas aufnehmen [(bei -35°C nur  $0,2 \frac{\text{g}}{\text{m}^3}$  im Vergleich zu  $17,3 \frac{\text{g}}{\text{m}^3}$  bei 20°C)<sup>331)</sup>]. Durch die sofortige Abkühlung der ausgestoßenen Luft resultiert also ein starker Überschuß an Wasserdampf, der unmittelbar hinter den Turbinen Kondenswas-sertröpfchen bildet und sich aufgrund der extrem niedrigen Außentemperatur in dieser Höhe rasch in Eisnadeln umwandelt. Es tritt also bereits knapp hinter dem Flugzeug längs seiner Flugbahn der Kondensstreifen auf. Ist die Luft in diesen Höhen trocken, wird er sich schnell wieder auflösen, was bei Hochdruckwetter ein Zeichen für ein weiteres Andauern der Schönwetterperiode ist. Verzögert sich jedoch die Auflösung, bleibt der Streifen am Himmel sichtbar oder verbreitert er sich am Himmel gar, so weist dies auf relativ feuchte Luft in seinen Höhen hin. Bei einer Ausfächerung des Kondens-streifens und einer Abdrift in östliche Richtung ist dies bei schönem Wetter ein Hinweis dafür, daß eine Wetteränderung bevorsteht.<sup>332)</sup>

Zwei weitere Wolken Sonderformen bilden sich an einer Gewitterwolke: Es sind dies zum einen die manchmal am Rande eines Cumulonimbus befindlichen beutel- bzw. bu-senförmig nach unten hängenden sogenannten *Mamma-Wolken*. Sie entwickeln sich im Abwindgebiet am Rande eines Gewitterwolkenturms an einer Inversionsgrenze in der Höhe, wo die absteigende wärmere Wolkenluft nach unten in die kältere Luftschicht

gerät. Sie kühlt daher weiter ab, so daß sich die Wolken nach unten gerichtet ausbilden. Ein jeder dieser nun sichtbaren Beutel stellt in diesem Zusammenhang ein absteigendes Kaltluftpaket dar, das durch Kondensation sichtbar bleibt. Befinden sich Mamma-Wolken über dem Beobachtungsort, befindet man sich meist im Abwindgebiet eines Gewitters. Man weiß dann in diesem Fall, daß man sich nicht im gefährlichen Zentrum eines Cumulonimbus befindet, wo die Häufigkeit des Auftretens von Blitzen ziemlich groß ist.<sup>333)</sup>

Zum anderen tritt kurz vor einem Gewitterausbruch eine Sonderform der mittelhohen Haufenwolke unterhalb von Gewitterwolken auf, die wir als *Gewitternetz* bezeichnen. Es stellt ein netzartiges Verwobensein von Altocumuluswolken dar und läßt in 85 bis 90 % aller Fälle auf eine bevorstehende Blitzentladungen schließen. Daher ist es als sicheres Zeichen eines in kurzer Zeit ausbrechenden Gewitters zu werten.<sup>334)</sup>

Der Vollständigkeit halber sei noch erwähnt, daß auch in der Stratosphäre Wolken entstehen können. Es handelt sich hierbei um die *leuchtenden Nachtwolken*, sowie um die *Perlmutterwolken*. Weil sie erstens ziemlich selten in unserem Raum auftreten und zweitens auf unser Wettergeschehen keinen Einfluß haben, wird hier auf die Beschreibung ihres Aussehens und auf die Erklärung ihrer Entstehung verzichtet.<sup>335)</sup>

Es ist nun die Entstehung der wichtigsten Wolkengattungen und -formen, die das Wettergeschehen kennzeichnen, physikalisch erklärt und jeweils der Zusammenhang zu ihren Erscheinungsbildern vorgestellt worden. Zu jeder der dabei behandelten Wolkenarten ist, wie bereits erwähnt, in entsprechenden Büchern Fotos dazu zu finden, siehe auch Literaturempfehlung (Kap. 3.1.) am Ende dieser Arbeit.

Zusammenfassend sei noch eine skizzenmäßige Übersicht über die wichtigsten der besprochenen Wolkenarten (Abb. 65) und ebenso eine Tabelle (Tab. 7), welche die 10 Hauptwolkenformen dem Aussehen nach in Worten beschreibt, vorgestellt:

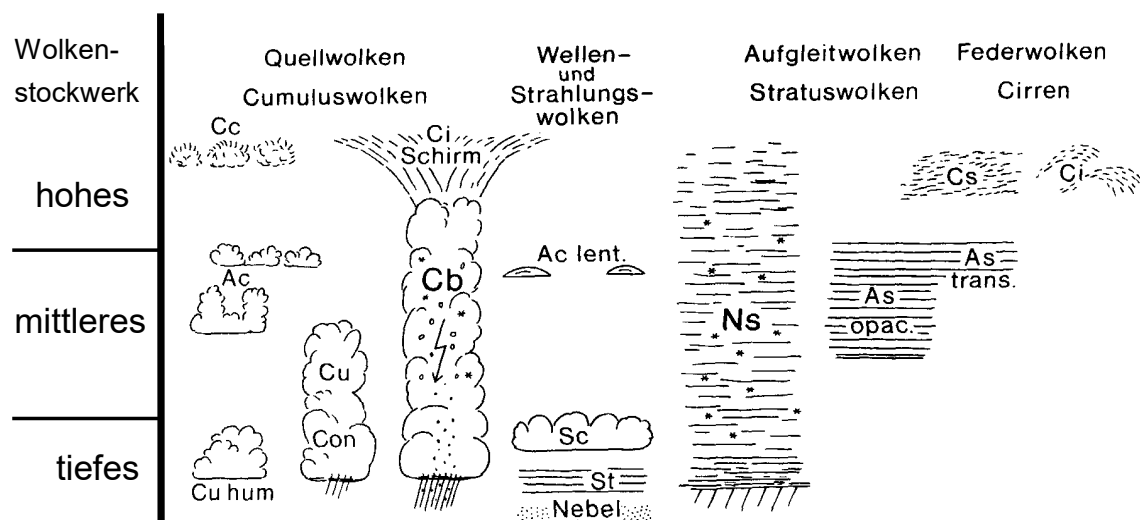


Abb. 65: Übersicht über die wichtigsten Wolkenarten.

[Zu Abb. 65: entnommen aus: Weischet W.: Einführung in die allgemeine Klimatologie: physikalische und meteorologische Grundlagen. Stuttgart 1995<sup>6</sup> (Teubner-Verlag), S. 205 (entspricht dort Fig. 61).]

Wolken familie	Name	Zeichen	kurze Beschreibung
Hohe Wolken (in 6 bis 12 km Höhe)	Cirrus	Ci	Einzelne, feine Wolken, allermeist mit deutlichem Faserwerk. meist weiß. Ohne eigentlichen Schatten. Oft mit seidigem Glanz.
	Cirro-cumulus	Cc	Feld aus schattenlosen Bällchen, Flöckchen, Körnern, Rippeln.
	Cirro-stratus	Cs	Feiner weißer Schleier, der die Umrisse von Sonne und Mond nicht verschwimmen läßt, aber oft Halos (= optische Wettererscheinung) erzeugt. Bisweilen ganz durchsichtig, bisweilen wirres Fadenwerk
Mittelhohe Wolken (in 2 bis 6 km Höhe)	Alto-cumulus	Ac	Deutlich gegliedertes Feld oder minder deutlich gegliederte Decke aus flachen Ballen, Klumpen, Kieseln, Flocken oder Walzen, Banden, Rollen, deren kleinste noch regelmäßig angeordnete Teile ziemlich klein und dünn sind. Mit oder ohne Schatten.
	Alto-stratus	As	Faseriger Schleier von mehr oder weniger grauer oder bläulicher Farbe. Sonne und Mond wie durch ein Mattglas durchscheinend oder unsichtbar.
	Nimbo-stratus	Ns	Tiefe, gleichmäßige, einförmig dunkelgraue Regenwolke, die schwach von innen her beleuchtet erscheint.
Tiefe Wolken (von 0 bis 2 km Höhe)	Stratus	St	Gleichmäßige Decke, einem Nebel entsprechend, der nicht auf dem Boden liegt.
	Strato-cumulus	Sc	Deutlich gegliedertes Feld oder minder deutlich gegliederte Decke oder lockerer Verband aus flachen Ballen, Klumpen, Schollen, Kieseln oder Walzen, Rollen, Wülsten. Kleinste noch regelmäßig angeordnete Teile ziemlich dick, unscharf begrenzt, grau mit dunkleren Partien.
	Cumulus	Cu	Dicke Wolken senkrechter Entwicklung, deren oberer Teil eine Kuppel bildet und mit rundlichen Auswüchsen (Quellformen) besetzt ist. Unterseite fast waagrecht.
	Cumulo-nimbus	Cb	Mächtige, in der Senkrechten stark entwickelte Wolkenmasse mit Cumulusteilen, die wie Gebirge oder Türme geformt sind, und mit faserigen Eisteilen in der Gegend des Gipfels

Tab. 7

[Zu Tab. 7: Teile der Tabelle weitgehend übernommen aus Pohlmann D.: Wetterkunde: Ein Lehrgang für Arbeitsgemeinschaften in der Sekundarstufe II. Köln 1974 (Aulis-Verlag), S. 96, Tabelle 17.]

Ebenso soll abschließend zu diesem Kapitel die Wetterbedeutung der verschiedenen Wolkenarten in folgender dreiseitiger Tabelle zusammengefaßt werden:

Wolke	ihre Erscheinungsform	Wetterbedeutung und weitere Prognose
Cirrus (Ci)	vom Typ Ci uncinus, d.h. hakenförmig, ziehen aus süd- bis nordwestlicher Richtung und verdichten sich allmählich	Die Verdichtung der Cirren deutet auf das Heranrücken einer Warmfront hin. Eine Wetterverschlechterung ist in den nächsten 48 Stunden zu erwarten.
	unregelmäßig über dem Himmel verteilt	Es wird zu keiner raschen Wetteränderung kommen.
	aus östlicher Richtung, lösen sich auf	Es tritt Wetterbesserung ein.
Kondensstreifen	schnelle Auflösung hinter dem Flugzeug	Es ist dies ein Zeichen für trockene Luftschichten in diesen Höhen. Das schöne Hochdruckwetter bleibt erhalten.
	lange Verzögerung der Auflösung oder Verbreiterung der Wolkenfläche unter schneller Abdrift in östliche Richtung	Es weist diese Beobachtung auf einen starken Höhenwind aus Richtung Nordwest bis Südwest hin. Daraus ergibt sich eine Wetteränderung.
Cirrocumulus (Cc)	feine Bällchen ohne rasche Drift	Cirrocumuli treten am häufigsten vor Warmfronten in einer südlichen Föhnströmung und im Sommer hauptsächlich vor Kaltfronten oder gewittrigen Wetterlagen auf. Die Wahrscheinlichkeit einer Wetteränderung nach einer Schönwetterperiode ist daher relativ hoch.
	rasche Drift aus Richtung um West, die feinen Bällchen schließen sich zusammen zu Wogenwolken	Die links beschriebene Erscheinungsform ist ein Zeichen für bevorstehendes Schlechtwetter, d.h. ein Wetterumschlag wird schon in Kürze eintreten.
Cirrostratus (Cs)	überzieht den ganzen Himmel, allmähliche Verdichtung nach Westen hin	Es nähert sich wahrscheinlich eine Warmfront, bzw. mit ihr das Schlechtwettersystem eines Tiefdruckgebiets. Bei stark fallendem Luftdruck ist daher das Auftreten von Cs in der links beschriebenen Weise ein sicheres Zeichen für den spätestens innerhalb der nächsten 24 Stunden aufkommenden Regen.
	eine für sich isolierte Cirrostratusfläche	keine Bedeutung für die weitere Entwicklung des Wetters
Alto cumulus (Ac)	Auftreten grober Schäfchenwolken, die sich nicht verändern,	Ac treten in dieser Weise häufig bei ruhigem Hochdruckwetter auf, haben aber dabei keine charakteristische Wetterbedeutung
Ac lenticularis	ortsfeste, linsen- bzw fischförmige mittelhohe Wolken.	Parallel zum Alpenrand (von West nach Ost) ausgerichtet zeigt Ac lenticularis eine Südströmung bzw. eine Föhnlage an. Die Schönwetterperiode wird bei Föhn meist nicht mehr lange (wenige Tage) andauern, da sich bei einer Südströmung bereits ein Tief westlich unseres Gebiets auf uns zubewegt.
Wogenwolke	Wellenförmige Wolke, die oft aus Ac-Wolken zusammenwächst, jedoch selbst nicht in Schollen aufgebrochen ist.	Die Bildung von Wogenwolken zeigt eine gewisse Unruhe in der Atmosphäre. Es ist daher bei ihrem Auftreten nach einer ruhigen Wetterlage mit Witterungsumschlag zu rechnen.

Wolke	ihre Erscheinungsform	Wetterbedeutung und weitere Prognose
Ac floccus	flockenförmiges Aussehen der Schäfchenwolken	Flocken- und vor allem Türmchenwolken sind ein Zeichen einer sehr labilen Atmosphärenschichtung. Ihr Auftreten (am Morgen oder Vormittag) kündigt daher meist Schauer und Gewitter an, die sich am Nachmittag oder Abend entladen werden.
Ac castellanus	Alto cumulus mit Auswüchsen in Form von Türmchen oder Zinnen, die nach oben quellen.	
Ac stratiformis undulatus	schichtförmiger Alto cumulus, der sich in Streifen, die wie Wellenberge aneinanderliegen, anordnet	Entstehung im Sommer einige Stunden vor Gewitterwolkenbildung. Die Ausbildung dieser Unterart des Ac ist daher als eine sichere Gewitterwarnung anzusehen.
Gewitternetz	netzartig verwobene Alto cumuluswolken unter einer Gewitterwolke	Das Gewitternetz weist auf hohe elektrische Spannungen in der Luft hin und ist als sicheres Zeichen für den kurz bevorstehenden Gewitterausbruch anzusehen.
Altostratus (As)	aus Cirrostratusdecke hervorgegangen, verdichtet sich weiter nach Westen zu	Es muß mit dem baldigen Eintreffen des Regens und der Warmfront gerechnet werden.
	in einer strukturlosen Masse zusammengesmolzen mit Wolkenfetzen an der Untergrenze und ausfallendem Niederschlag	Unfreundliches, naßkaltes, regnerisches Wetter wird weiterhin anhalten.
	ohne weitere Verdichtung der Wolkendecke nach Westen zu	Es bleibt weiter meist trocken.
Nimbostratus (Ns)	strukturlos und eintönig grau	Es wird der Niederschlag weiter anhalten.
	Es lassen sich Strukturen erkennen. In der Wolkendecke wird es heller.	Der Regen wird in kurzer Zeit nachlassen und schließlich ganz aufhören.
Stratus (St)	Auftreten als Hochnebeldecke im Winter	kennzeichnet eine ruhige Hochdruckwetterlage
	Auftreten im Sommer	Erscheint Stratus im Sommer, also in einer Jahreszeit mit vergleichsmäßig hohen Temperaturen, so ist dies ein Zeichen dafür, daß die Luft sehr feucht ist, was die beste Voraussetzung für eine Gewitterbildung darstellt.
Stratocumulus (Sc)	Auftreten bei Hochdruckwetter	Sc ist in diesem Zusammenhang ein Zeichen von stabilem, wenn auch oft recht trübem Hochdruckwetter
	aus Haufenwolken entstanden (= Stratocumulus cumulonitus)	Ist das Wachsen von Haufenwolken durch eine Inversion in der Höhe begrenzt, breitet sich die Wolkenluft seitwärts zu einer Sc-Schicht aus, die den anfangs wenig bewölkten Himmel bedecken kann. Jedoch tritt kein Niederschlag auf.

Wolke	ihre Erscheinungsform	Wetterbedeutung und weitere Prognose
Strato-cumulus (Sc)	Auftreten als Regenbegleitwolke	Bricht eine Decke aus Haufenschichtwolken, die Regen brachten, in unregelmäßige Teile auf, so ist Wetterbesserung zu erwarten. Bei Gliederung der aufbrechenden Wolkendecke in regelmäßige Muster wird die Wetterbesserung jedoch kaum nachhaltig sein (es entstehen dann nämlich wahrscheinlich nur die Konvektionszellen).
Cumulus humulis	untertags locker über dem blauen Himmel verteilt, die	Es ist das links beschriebene Auftreten und Verschwinden ein typisches Zeichen einer Schönwetterlage. Die Wolkenobergrenze zeigt die Höhe der Absinkinversion an.
Cumulus mediocris	Haufenwolken lösen sich dann abends wieder auf	
Cu	abendliche Verdichtung der Cumulusbewölkung	Das Wetter wird sich ändern, Regen wird sich einstellen.
Cumulus congestus	starkes Quellen bereits in den Mittagsstunden	Es ist mit baldigen Schauern oder Gewittern zu rechnen.
	Aufzug von hoch aufgetürmter Haufenbewölkung aus Südwest bis Nordwest	Verbunden mit einer Kaltfront wird der Einbruch feuchter und kühler Luftmassen in kurzer Zeit erfolgen. Er bringt, je nach Jahreszeit, Regen- oder Schneeschauer mit stark auffrischenden Winden.
Cb calvus	Die oberen Ränder eines hoch aufgetürmten Cumuluswolkenkomplexes beginnen unscharf zu werden.	Es ist dies das frühe Entwicklungsstadium einer Schauer- oder Gewitterwolke. Das Verschwinden der oberen Wolkenteile deutet auf die Vereisung (= Eisnadelbildung) in diesen Höhen hin, mit deren Beginn auch die Niederschlagsbildung einsetzt.
Cb capillatus incus	vertikal sehr hoch aufgetürmte Wolke mit amboßartigem Eisschirm.	Es ist dies das Reifestadium einer Schauer- oder Gewitterwolke, unterhalb der es zu Blitzentladungen und intensiven Niederschlägen kommen kann (Achtung : Hagelgefahr!).
	Hochreichende Cb- Wolken mit Eisschirm entlang einer Front bzw. Linie in Verbindung mit Cumulus congestus angeordnet.	Die Wolkenfront stellt eine kräftig ausgeprägte Kaltfront dar, die mit Gewittern und Sturmböen das Beobachtungsgebiet in Kürze erreicht.
Mammawolken	beutelförmig nach unten hängende Wolken am Rande einer Gewitterwolke (Schauerwolke)	Beobachtungsort befindet sich über einem Abwindgebiet einer Gewitterwolke. Meist sind hier die Wolken nach Abzug des Niederschlagsgebiets zu beobachten, ansonsten haben sie jedoch keine Wetterbedeutung.

Tab. 8

[Zu Tab. 8: Tabelle zusammengestellt aus den Wetterbedeutungen zu den einzelnen Wolkenarten in Keidel C.G., Windolf R.: BLV- Naturführer Wolkenbilder-Wettervorhersage. München /Wien/ Zürich 1986<sup>3</sup>, S. 30-68 und aus eigens gemachten Erfahrungen.]

### 1.2.3. Niederschlagsbildung und Niederschlagsarten (Regen, Schnee, Graupel, Hagel, Tau, Reif,...)

Unter dem Begriff Niederschlag versteht man allgemein das in der Atmosphäre aus der Gasphase in die flüssige oder feste Phase umgewandelte Wasser, das auf den Erdboden fällt und Wasser, das sich hier in verschiedensten Formen absetzt.<sup>336)</sup>

Man kann die verschiedenen Niederschlagsarten, die in diesem Zusammenhang auftreten, folgendermaßen unterteilen:

#### A. in der Atmosphäre gebildete Niederschlagsformen:

##### 1. Niederschlag in flüssiger Form:

- a) Nieselregen: Tropfendurchmesser 0,1–0,5 mm,  
Fallgeschwindigkeit: 25 – 200 cm/s; Wetterkartensymbol: ☂
- b) Regen: Tropfendurchmesser 0,5–5,0 mm, Fallgeschwindigkeit: 200 – 800 cm/s;  
Symbol: •

##### 2. Niederschlag in fester Form:

- a) einzelne Eiskristalle bzw. Eisnadeln: Durchmesser ca. 1,5 mm,  
Fallgeschwindigkeit 50 cm/s; Symbol: ↔
- b) Schnee (einzelne Schneesterne oder Flocken): Durchmesser von Schneestern  
4,2 mm, Durchmesser von Flocken 10 – 30 mm, Fallgeschwindigkeit von Stern-  
nen: 50 cm/s, von Flocken 100 – 200 cm/s; Symbol: ✖
- c) Graupel (Reifgraupel [Symbol: ▲]; Frostgraupel [Symbol: Δ]): Durchmesser:  
1–5 mm, Fallgeschwindigkeit 150–300 cm/s
- d) Hagel (Eishagel): Durchmesser im Mittel 10–30 mm, Fallgeschwindigkeit über  
500 cm/s ; Symbol: ▲
- e) Eiskörner: Regentropfen gefrieren bei Durchfallen einer kalten Luftschicht und  
kommen am Boden als Eiskörnchen an.<sup>337)</sup>

#### B. Wasser, das sich am Boden oder an Gegenständen als Beschlag absetzt:

##### 1. in flüssiger Form:

- a) Tau: entsteht durch direkte Kondensation, Symbol: ☁
- b) Nebeltau: entsteht durch Anlagern von Nebeltröpfchen an Gegenständen,  
Symbol: ☁

##### 2. in fester Form:

- a) Reif: entsteht durch Sublimation von Wasserdampf der Luft an Gegenständen,  
Symbol ☄
- b) Rauhreif: entsteht durch Anfrieren von unterkühlten Nebeltröpfchen, Symbol: V
- c) Rauhrost: entsteht wie Rauhreif in nässendem Nebel, Symbol: ▼
- d) Eisansatz an Flugzeugen: entsteht durch Anfrieren von unterkühlten  
Wolkentröpfchen
- e) Glatteis: unterkühlter Regen fällt auf den Erdboden, Symbol: ~
- f) Eisglätte: Wasser gefriert auf Boden, der eine Temperatur unter 0 °C hat.<sup>338)</sup>

Befassen wir uns zunächst mit den Niederschlägen, die in den Wolken entstehen, d.h. mit den unter Punkt A. zusammengefaßten Formen. Die Wissenschaft ist sich zwar im Groben, jedoch in den Details selbst nicht ganz einig, wie sich hier die Niederschlags-elemente entwickeln.<sup>339)</sup> Grundsätzlich aber lassen sich zwei Niederschlagsbildungs-möglichkeiten in Wolken unterscheiden<sup>340)</sup>:

### **A.1.) Niederschlagsbildung durch Koagulation (durch Koaleszenz):**

Die Theorie der Bildung durch Koagulation (durch Koaleszenz) geht von der Vorstellung aus, daß die Tropfen in einer Wolke zusammenstoßen und so miteinander zu größeren verschmelzen. Für diesen Prozeß ist als Voraussetzung wichtig, daß ein Wolken-tröpfchen, das im Mittel einen Durchmesser von 0,02 mm (=20 µm) hat, auf möglichst viele andere stößt, um sich mit ihnen zu einem gesamten größeren zu verbinden. So ist zur Entstehung eines Nieseltröpfens (von 0,1 mm Durchmesser) die Vereinigung von etwa tausend, zur Bildung eines Regentropfens (von 1 bis 2 mm Durchmesser) eine Zusammenlagerung von ein paar Millionen Wolken-tröpfchen notwendig. Damit nun ausgehend von der Betrachtung eines Tröpfchens die Wahrscheinlichkeit von Zusammenstoßen hoch genug ist, muß es eine weite Strecke an anderen Tröpfchen vorbei zurücklegen können. Dies ist aber nur dann möglich, wenn es größer und damit schwerer als als die anderen Wasserkügelchen ist, damit es die Wolkenluft durchfallen kann. Genau gesagt müssen im Spektrum der Wolken-tröpfchen auch solche mit einem Durchmesser über etwa 36 µm vorhanden sein, damit sich ihre Sinkgeschwindigkeit so weit von der der kleineren unterscheidet, daß die Häufigkeit von Zusammenstoßen groß genug ist.<sup>341)</sup> Erst dann kann nämlich "bei dem damit verbundenen Zusammenfließen (koagulieren) auf einer realistischen Wegstrecke durch die Wolken am Ende ein Tropfen ausreichender Größe" entstehen, "um trotz des Verdunstungsverlustes auf der Fallstrecke zwischen Wolkenuntergrenze und Erdoberfläche noch als Niederschlagströpfchen am Boden anzukommen."<sup>342)</sup> Derartig große Wolken-tröpfchen gibt es nur in wasserdampfreichen, sog. *warmen Wolken* mit hoher Taupunkttemperatur.<sup>343)</sup>

Es ist dabei nun wichtig zu wissen: Die Luft kann über gekrümmten Oberflächen mehr Wasserdampf aufnehmen. Hat in Luft die Sättigungsmenge an Wasserdampf [in g / cm<sup>3</sup>] den Wert A, so ist über einem Wassertröpfchen die Aufnahmekapazität an Wasserdampf um  $\Delta A = c \cdot \frac{A}{r}$  erhöht (r = Krümmungsradius, c = Konstante).

Das bedeutet, daß bei Wasserdampfsättigung in der Luft ein Wolken-tröpfchen, das sich durch Kondensation des Wasserdampfüberschusses bildet, sofort wieder verdunstet, da nun, solange es be-teht, seine Umgebung vermehrt Wasserdampf speichern kann. Es könnte also nach dieser Vorstellung keine Zusammenlagerung von Wassermolekülen zu Wolken-tröpfchen stattfinden. Lagert sich jedoch der Wasserdampf bei seiner Kondensation an kleine Partikel in der Luft an, so hat das entstandene Wassertröpfchen bereits einen größeren Radius, so daß die Erhöhung von A nicht so stark ins Gewicht fällt. Zur Wolkenbildung sind also sogenannte Kondensationskerne (feine bzw. feinste Partikel in der Luft) nötig, an denen sich bei Wasserdampfsättigung A bzw. bei Erreichen des Sättigungsdampfdrucks E von Wasser in Luft dieses in flüssiger Form an ihnen abscheidet.<sup>344)</sup> Würden diese fehlen, so würde eine Tröpfchenbildung in der Luft erst eintreten, wenn der Dampfdruck von Wasser in Luft in etwa das 8-fache des Sättigungsdampfdrucks betragen würde, wie man anhand von Laborversuchen

(Nebelkammer) nachprüfen kann. Da die relative Luftfeuchtigkeit üblicherweise definiert wird als  $rF = (\text{vorherrschender Dampfdruck } e / \text{Sättigungsdampfdruck } E) \cdot 100\%$ , würde demnach bei absolut sauberer Luft Kondensation erst bei 800 % relativer Feuchte eintreten. Da für den Quotienten  $e/E$  gilt  $e/E = (\text{in der Luft enthaltene Wasserdampfmenge } a) / (\text{Sättigungsmenge } A)$  (siehe Kapitel 2.2., 6. Unterrichtsstunde), heißt dies, daß in völlig partikelfreier Luft Nebelbildung erst bei einem Wasserdampfgehalt der Luft auftritt, der dem 8-fachen des sonst üblichen Sättigungsgehalts entspricht. Eine derartige Übersättigung ist aber in der Atmosphäre nicht zu beobachten.<sup>345)</sup> Kondensation findet immer bei einer relativen Luftfeuchtigkeit um die 100 % statt, denn ein großer Teil der vielen immer vorhandenen feinen Partikel in der Luft wirkt hygroskopisch und läßt den überschüssigen Wasserdampf an ihnen ablagern.<sup>346)</sup> Man bezeichnet diese allgemein als *Aerosolteilchen* oder *Aerosole*.<sup>347)</sup> Es sind dies zumeist Staub-, Ruß- bzw. Salzteilchen, die durch Vulkanausbrüche, Brände und die Industrie bzw. durch hohe Meereswellen und die Meeresbrandung (Zerplatzen von Gischtblasen, wobei feinste Tröpfchen in die Luft geschleudert werden, die verdunsten, so daß das gelöste Salz im Wasser als feinstes Salzkörnchen übrigbleibt) in die Atmosphäre gelangen. Sie haben einen Durchmesser von  $10^{-2}$  bis  $2\mu\text{m}$ . Wenige von ihnen, die sogenannten Riesenkerne, sind auch größer ( $> 2\mu\text{m}$ ).<sup>348)</sup> "Die Aerosolkonzentration variiert zwischen verschiedenen Orten auf der Erde sehr stark. Auch an einem festen Ort gibt es zeitliche Schwankungen um eine Größenordnung."<sup>349)</sup> Typische Teilchenzahlen sind  $1000/\text{cm}^3$  über Ozeanen und in sauberer Gebirgsluft,  $10000/\text{cm}^3$  im Mittel über den Kontinenten und oft mehrere  $100000/\text{cm}^3$  in verschmutzter Stadtluft bzw. in Großstädten.<sup>350)</sup> Es ist daher verständlich, daß bei der Wolkenbildung größere Wolkenröpfchen entstehen, wenn sich bei der Kondensation der überschüssige Wasserdampf an weniger Aerosolteilchen (bei geringer Teilchenkonzentration anlagern kann, als wenn er sich auf vergleichsmäßig viele Partikel (große Teilchenkonzentration) verteilt und dann kleinere Wolkenröpfchen formt. Das bedeutet: Große Wolkenröpfchen entwickeln sich vor allem in Gebieten mit relativ kleiner Aerosolkonzentration, also vorwiegend über den Meeren und in reiner Luft. Ebenso wurde bereits vorige Seite erwähnt, daß die Entstehung großer Wolkenröpfchen eine sehr feuchte Luft mit hohem Taupunkt voraussetzt. Da nun zur Bildung von Niederschlag durch Koagulation in den Wolken große Wassertröpfchen vorhanden sein müssen, wird also dieser Prozeß hauptsächlich dort stattfinden und dominieren können, wo die Luft rein und ziemlich stark mit Wasserdampf angereichert ist. Dies ist vor allem in den Tropen und über warmen Meeresgebieten der Fall.<sup>351)</sup>

Es sei in diesem Kontext nun ein informatives, anschauliches Diagramm eingefügt (Abb. 66), das den Zusammenhang zwischen der Größe von Aerosolteilchen, Wolkenröpfchen, Niesel- und Regentropfen und ihrer mittleren Fallgeschwindigkeit aufzeigt:

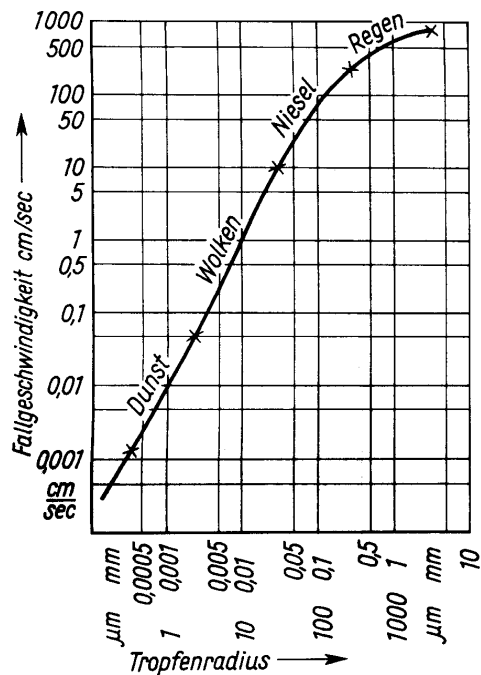


Abb. 66: Größendiagramm des Aerosols, der Wolkentröpfchen und des Niederschlags sowie deren mittlere Fallgeschwindigkeit (nach Stüve aus Berg, 1948)

[Abb. 66 mit Text dazu entnommen aus: Weischet W.: Einführung in die Allgemeine Klimatologie: physikalische und meteorologische Grundlagen. Stuttgart 1995<sup>6</sup> (Teubner-Verlag), S. 204, (entspricht dort Fig. 60).]

In unseren Breiten entsteht durch den Prozeß der Koagulation Nieselregen, der aus hohen Hochnebelschichten (Stratus) fallen kann. Der Stratus als Wasserwolke (= Wolke, die nur Wassertröpfchen enthält), die ohne vertikale Luftbewegungen gebildet wird, muß dabei ziemlich dicht bzw. schon rund 1000 m mächtig sein, damit auch größere Tröpfchen gebildet werden bzw. die Fallstrecke für ein Tröpfchen zum Zusammenschmelzen mit anderen ausreichend groß ist.<sup>352)</sup>

Aus Haufenwolken vom Typ Cumulus humilis und Cumulus mediocris, die nur aus Wassertröpfchen bestehen und daher auch zu den Wasserwolken gehören, fällt überhaupt kein Niederschlag. Denn es müßte nach dem Diagramm in Abb. 66 in diesen Quellwolken z.B. ein Tropfen mindestens auf einen Durchmesser von 200 µm anwachsen, damit er gegen einen Aufwind an der Wolkenunterseite von 1 m/s absinken und dann ausfallen kann. Dazu hat die Wolke jedoch eine zu geringe Vertikalerstreckung und besteht am Himmel für eine meist zu kurze Zeit. Sogar bei einer Cu-Wolke, die sich mehrere Stunden am selben Ort befindet, weil sie durch einen stationären Thermikschlauch gebildet wird, werden die an der Unterseite gebildeten Tröpfchen durch den Aufwind nach oben getragen und an der Wolkenobergrenze unterhalb einer Inversion seitlich nach außen geführt, wo sie sich im Abwindgebiet schließlich wieder auflösen, so daß dabei zu einem Zusammenschmelzen zu ausreichend großen Tropfen, die als Niederschlag den Erdboden erreichen könnten, nicht genügend Zeit bleibt.

In Wolken, die mit starkem Aufwind verbunden sind (sehr hohe Cumuli congesti, Cumulonimbuswolken), müßten die Tropfen sehr groß werden, um gegen ihn nach unten fallen zu können. Jedoch können Regentropfen nicht größer als 5 mm werden. So zerplatzen sie in kleinere Tröpfchen, wenn sie durch Koagulation weiter anwachsen. Das

bedeutet: Aus einer Konvektionswolke mit einer Aufwindgeschwindigkeit von mehr als 8 m/s kann kein Niederschlag fallen<sup>353</sup>) (vgl. mit Abb. 66), "da die kleineren Tröpfchen mit ihrer geringeren Fallgeschwindigkeit sowieso nicht gegen den Aufwind durchkommen und diejenigen, die groß genug wären, in kleinere Tröpfchen zerstäubt werden. Alle zusammen werden vom Aufwind hochgehalten oder hochgetragen und machen so in derselben Wolke den Koagulationsvorgang ein zweites, eventuell sogar ein drittes Mal durch. Folge ist, daß jene Tropfengröße, die gerade unterhalb der Zerplatzgrenze liegt, stark angereichert wird, das Wassergewicht der Wolke erheblich zunimmt. Wenn nun der Aufwind nachläßt, fällt plötzlich ein konzentrierter Regen aus großen Tropfen mit großer Tropfendichte aus (Platzregen, Starkregen)."<sup>354</sup>) Solch starke Aufwinde (> 8 m/s) kommen im Normalfall nur in Cumulonimbuswolken vor, d.h. in Konvektionswolken, die in ihrem oberen Bereich aus Eiskristallen bestehen. Dann vollzieht sich die Niederschlagsbildung im wesentlichen ohnehin nach dem Wegener-Findeisen-Bergeron-Prozeß für Mischwolken (Mischwolken: bestehen aus Wassertröpfchen und Eiskristallen), der im folgenden unter 2. erläutert wird, so daß der hier eben beschriebene dann dabei eine untergeordnete Rolle spielt. Es ist sogar so, daß in unserem Gebiet aus Cumuli congesti, die sich nur aus Wassertröpfchen zusammensetzen, meist gar kein Niederschlag, der sich in ihnen nur durch Koagulation bilden könnte, fällt, da der Wasserdampfgehalt der Luft zu gering und Aerosolkonzentration zu hoch ist, um die zu diesem Prozeß nötigen ausreichend großen Wolkentröpfchen zu bilden. Selbst aus sehr hohen Haufenwolken vom Typ Cu congestus fallen dann nur wenige Tropfen Regen, also ein Niederschlag geringer Stärke. Ein Platzregen, der wie oben beschrieben rein durch den Prozeß der Koagulation entsteht, tritt nur in den feuchtwarmen Tropengebieten auf.<sup>355</sup>)

#### **A.2.) Niederschlagsbildung durch Sublimationswachstum von Eiskristallen in Mischwolken ( Wegener-Findeisen-Bergeron-Theorie):**

Der nun im folgenden beschriebene Vorgang der Niederschlagsbildung in Mischwolken wird nach dem weltbekannten Meteorologen und Geologen Alfred Wegener (1880–1930), nach dem schwedischen Meteorologen Tor Bergeron (1891–1977) und nach dem deutschen Physiker W. Findeisen Wegener-Bergeron-Findeisen-Prozeß genannt. Alle drei Meteorologen haben diesen bereits als den ausschlaggebenden bei der Entstehung von Niederschlag in Mischwolken angenommen.<sup>356</sup>)

Der Schlüssel zur Erklärung der Niederschlagsbildung liegt nach der Wegener-Findeisen-Bergeron-Theorie darin, daß sich in dem Teil einer hochaufragenden Wolke, der über die Nullgradgrenze hinausreicht, neben den hier befindlichen unterkühlten Wassertröpfchen sich Eiskristalle bilden.<sup>357</sup>) Kleine Wolkentröpfchen gefrieren unter 0 °C nicht sofort, weil dies für sie energetisch ungünstig ist. Sie bleiben also auch unter 0 °C flüssig, verharren im sogenannten *unterkühlten Zustand* <sup>358</sup>) (zu einer Erklärung hierzu siehe Zitatnummer 688)! ). Ein Gefrieren der Wolkentröpfchen erfolgt daher nicht schlagartig unter 0 °C. Wie man weiß, ist ja der Gefrierpunkt einer wäßrigen Lösung im Vergleich zu reinem Wasser herabgesetzt. Wolkentropfen sind solch wäßrige Lösungen, denn nachdem sich Wasser an einen Kondensationskern niedergeschlagen hat, lösen sich aus ihm gewisse chemische Bestandteile oder er löst sich im um ihn herum entstandenen Tröpfchen vollständig auf, falls dieser z.B. ein reines Salzpartikel war. Das bedeutet: Auch die Gefrierpunktserniedrigung hält die Wolkentröpfchen weit unter 0 °C flüssig. Man spricht auch hier in der Meteorologie salopp von unterkühlten Wassertröpf-

chen.<sup>359)</sup> Handelt es sich nun dagegen um ein Staubpartikel, das in Wasser keine Bestandteile löst, wird schon bei geringen Temperaturen unter  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  das vorerst flüssige Wolkentröpfchen um dieses Teilchen herum zu einem Eiskern gefrieren. Dieser Eiskern kann dann durch weitere Sublimation zu einem Eiskristall weiterwachsen. Das Staubteilchen stellt dann analog zum Begriff des Kondensationskerns einen sogenannten *Gefrierkern* dar. Als solche Gefrierkerne eignen sich auch Partikel von Mineralkristallen, die einen ähnlichen Aufbau wie ein Eiskristall haben. Denn dann werden nach der Anlagerung die Wassermoleküle so angeordnet, daß eine eisähnliche Struktur entsteht, was sofort zur Formung zu einem Eiskristall führt. Die Anzahl der Gefrierkerne ist aber allgemein wesentlich kleiner als die der Kondensationskerne.<sup>360)</sup> Früher nahm man noch an, daß es als Teilchen auch sogenannte *Sublimationskerne* in der Luft gibt, an denen sich der Wasserdampf sofort als Eis absetzt (Sublimation). Heute jedoch weiß man, daß zuerst Wassertöpfchen in den Wolken vorhanden sein müssen, die unterhalb  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  gefrieren und auf diese Weise Eiskerne darstellen, die dann durch weitere Sublimation von Wasserdampf zu Eiskristallen geformt werden.

Es werden nun insgesamt gesehen umso mehr Wolkentröpfchen gefrieren, je niedriger die Lufttemperatur unter  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  ist. So lassen sich nach dem Verhältnis von vorhandenen Wassertöpfchen und Eiskristallen 4 Temperaturintervalle unterscheiden:<sup>361)</sup>

- " $0^{\circ}\text{C}$  bis  $-12^{\circ}\text{C}$ : unterkühlte Wassertropfen überwiegen,
- $-13^{\circ}\text{C}$  bis  $-20^{\circ}\text{C}$ : Wassertropfen und Eiskristalle sind gleich häufig,
- $-20^{\circ}\text{C}$  bis  $-40^{\circ}\text{C}$ : Eiskristalle überwiegen,
- unter  $-40^{\circ}\text{C}$ : es treten nur Eiskristalle auf."<sup>362)</sup>

Im Bereich, wo unterkühlte Wassertöpfchen und Eiskristalle nebeneinander existieren, wird nun eine Besonderheit des Sättigungsdampfdrucks von Wasser in Luft (= der Partialdruck von Wasserdampf in Luft bei Wasserdampfsättigung) wirksam:

Betrachten wir dazu für die flüssigen und festen Kondensationsprodukte in einer Wolke jeweils einen mikroskopisch kleinen Ausschnitt, der einen Teil der Oberfläche eines Wolkentröpfchens bzw. -eiskristalls mit der darüber befindlichen Luft zeigt (siehe dazu Abb. 67 a und b):

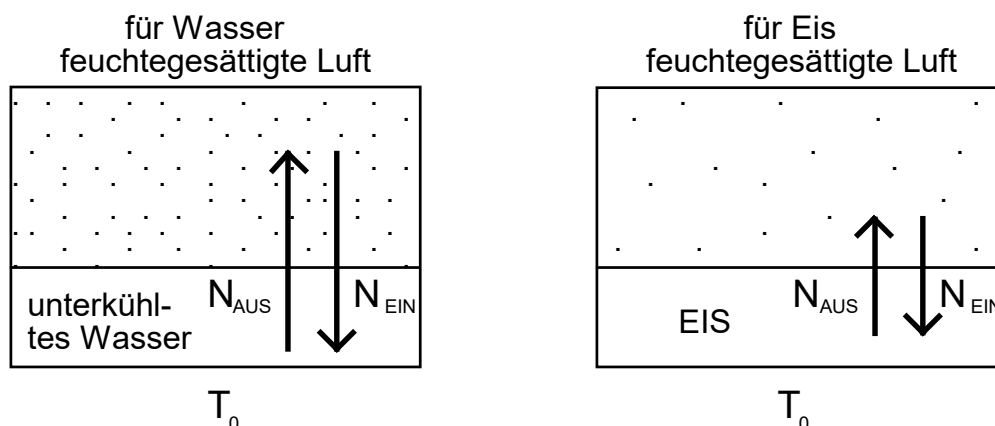


Abb. 67 a : Sättigungsdampfdruck über einer Eisfläche ist niedriger als über einer Wasserfläche

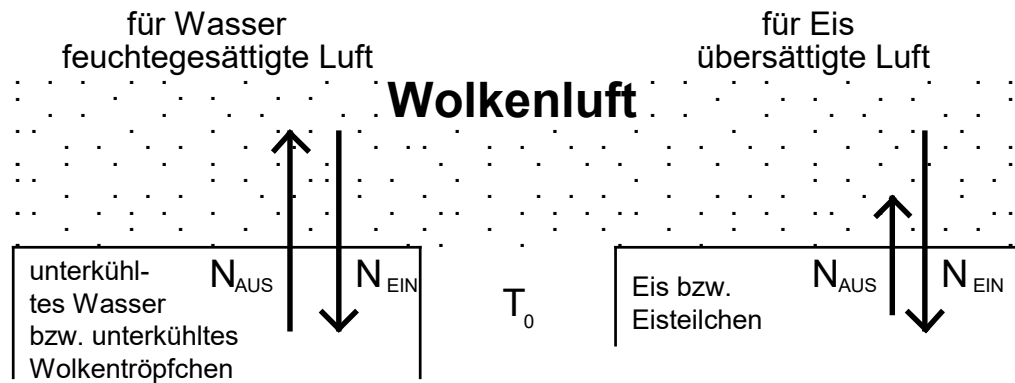


Abb. 67 b : Teilchenmodell zum Wegener Findeisen-Bergeron-Prozeß.

[Zu Abb. 67 a und b vgl. Krüger L.: Wetter und Klima: beobachten und verstehen. Berlin / Heidelberg 1994 (Springer-Verlag), S. 56, Abb. 18.]

Wasser kristallisiert im hexagonalen Kristallsystem zu Eis, d.h. seine innere Struktur zeigt sich in einer sechszähligen Symmetrieachse. Daher kommt die sechseckige Form von Schneesternen und bestimmten Eiskristallen.<sup>363)</sup> "Die H<sub>2</sub>O-Moleküle können sich aber nicht mehr so frei bewegen wie die in flüssigem Wasser. Sie sind nun im Kristallgitter mehr oder weniger starr an bestimmte Gitterpunkte fixiert."<sup>364)</sup> Ihr einziger Bewegungszustand ist noch der einer thermischen Schwingungsbewegung. An der Eisoberfläche (eines kleinen Kristalls) ist es nun möglich, daß ein H<sub>2</sub>O-Molekül mit hoher Schwingungsenergie dem Kristallverband entkommt. Dieser Vorgang ist möglich, denn die Energien sind um einen Mittelwert herum, der der Temperatur des Eises entspricht, in einer gewissen Weise verteilt. Da aber nun die Bindungsenergie eines Wassermoleküls im Kristall höher ist als die Energie, die es aufbringen muß, um gegen die Oberflächenspannung aus einem flüssigen Tropfen nach außen zu gelangen, ist es verständlich, daß eine bestimmte Menge Eis viel langsamer verdunstet als die selbe Menge Wasser, zumal die mittlere kinetische Energie der H<sub>2</sub>O-Moleküle, die der mittleren Temperatur des Eises bzw. Wassers entspricht, bei Eis niedriger liegt (über 0°C) als bei Wasser (unter 0°C).<sup>365)</sup> Das "heißt aber auch, daß deutlich weniger H<sub>2</sub>O-Moleküle in der Luft vorhanden sein müssen, um durch Eintritt in das Eis seine Bilanz auszugleichen und seine Verdunstung zu verhindern, als bei flüssigem Wasser. Daraus läßt sich schlußfolgern:

Der Sättigungsdampfdruck über Eis ist niedriger als über flüssigem Wasser"<sup>366)</sup> (siehe Abb. 67 a !).

Für eine Mischwolke, wo Wassertropfchen und Eiskristalle unterhalb des Gefrierpunkts (v.a. bei -15°C in etwa gleichen Mengen, siehe oben) koexistieren, bedeutet dies, daß hier die Luft in Bezug auf die Tropfchen feuchtegesättigt, in Bezug auf die Eisteilchen jedoch übersättigt ist.

Betrachtet man die relative Luftfeuchtigkeit in diesem Fall, die sich berechnen läßt zu  $rF = \frac{e}{E} \cdot 100\%$  (e = vorherrschender Dampfdruck in Luft, E = Sättigungsdampfdruck in Luft), so hat in der Wolke die Luft in Bezug auf die Wassertropfchen eine relative Feuchte von 100 % und in Bezug auf die

hier befindlichen Eiskristalle eine relative Feuchte von mehr als 100 %. Diese Übersättigung an Wasserdampf für Eis unter dem Gefrierpunkt nimmt mit abnehmender Temperatur zu, wie anschaulich folgendes Diagramm zeigt, das die Sättigungskurve für Eis in Abhängigkeit von der relativen Luftfeuchtigkeit, die sich definitionsgemäß auf flüssiges Wasser bezieht, und in Abhängigkeit von der Temperatur wiedergibt:<sup>367)</sup>

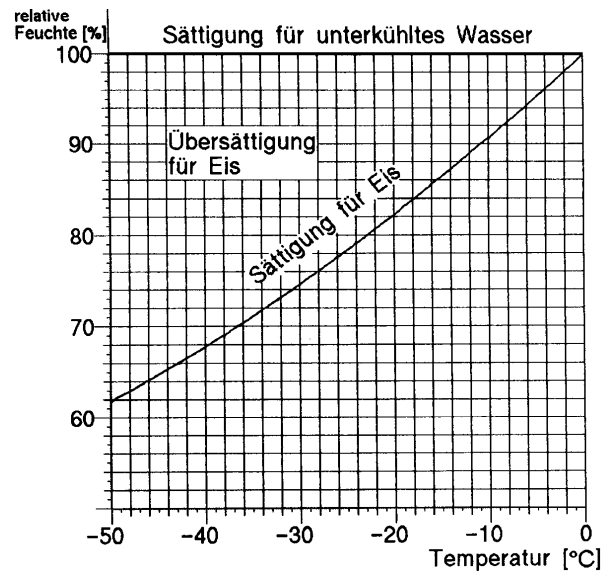


Abb. 68 : Sättigung über Eis in Abhängigkeit von der Temperatur.

[Zu Abb. 68: entnommen aus: Krüger L.: Wetter und Klima: beobachten und verstehen. Berlin / Heidelberg 1994 (Springer-Verlag), S. 58.]

Diese Übersättigung von Wasserdampf in der Wolkenluft in Bezug auf das Eis hat zur Folge, daß sich die  $H_2O$ -Gasmoleküle an den Eiskristallen anlagern und diese immer mehr wachsen (siehe hierzu Abb. 67 b). Es bilden sich durch verzweigtes Ankrystallisieren der ankommenden Wassermoleküle zunächst kleine, dann immer größer werdende einzelne, mehr oder weniger verzweigte Schneesterne. Diese beginnen aufgrund ihres zunehmenden Gewichts zu fallen und stoßen dabei auf unterkühlte Wolkentropfchen, die bei sehr niedrigen Temperaturen nach kurzer Zeit an ihnen anfrieren. Liegt aber die Temperatur in der Wolke relativ wenig unter dem Gefrierpunkt, so erstarrt ein am Schneekristall auftreffendes Tröpfchen nicht sofort zu Eis, denn es muß erst die Wärme der Phasenumwandlung (flüssig  $\rightarrow$  fest), die sogenannte Erstarrungswärme, abführen können. Trifft nun während dieser Zeitspanne ein zweites Schneekristall an dem Ort dieses noch flüssigen Tröpfchens auf, so beschleunigt es durch seine zusätzliche Masse die Aufnahme der Erstarrungsenergie. Die Folge ist, daß das Tröpfchen gefriert, wobei es beide Schneekristalle aneinander koppelt. Dieser Prozeß des Zusammenfrierens ist der Grund dafür, daß die Schneesterne in Flocken aneinandergelagert werden, die dann bei Temperaturen um oder unter  $0^\circ\text{C}$  am Erdboden als Niederschlag Schnee ankommen. Bei tiefen Temperaturen ist die Erstarrungszeit der unterkühlten Wolkentropfchen an den Schneekristallen kürzer, und daher ist es dann während dieser kurzen Zeit auch viel unwahrscheinlicher, daß noch ein zweites Schneesternchen auf die gleiche Stelle stößt. So enthält niedergehender Schnee bei tiefen Temperaturen (unter  $-10^\circ\text{C}$ ) kaum größere

Flocken; er kommt dann als feiner Pulverschnee auf der Erde an. Großflockiger Schnee entsteht also nur nahe dem Gefrierpunkt.<sup>368)</sup>

Da die Temperatur gewöhnlich mit abnehmender Höhe zunimmt (im Mittel um  $0,6^{\circ}\text{C}$ )<sup>369)</sup> und die Luft am Boden meist auch um einige Grad wärmer als  $0^{\circ}\text{C}$  ist, schmilzt jedoch der Schnee auf seiner Fallstrecke nach Passieren der Nullgradgrenze und kommt unten dann als Regen an. Es ist dabei nützlich zu wissen, daß die *Schneefallgrenze* im Mittel etwa 300 m unterhalb der Nullgradgrenze liegt. Das heißt, es kommt auch noch zu Schneefall bei wenigen Grad über Null.<sup>370)</sup> In dem Höhenbereich, wo der Schnee in Regen übergeht, fallen gleichzeitig Schneeflocken und Regentropfen. Man spricht hier vom Niederschlag *Schneeregen*.<sup>371)</sup>

In einer Cumulonimbuswolke befinden sich im unteren und mittleren Wolkenteil hauptsächlich Wassertröpfchen,<sup>372)</sup> die von unten her durch den kräftigen Aufwind rasch über die Nullgradgrenze hinauf gehoben werden und sich dort auch selbst durch Kondensation bilden. Fallen Schnee- oder Eiskristalle durch diese Schicht, die nun hauptsächlich aus unterkühlten Wassertröpfchen besteht und eine große vertikale Erstreckung aufweist, so stoßen sie mit einer Menge von Tröpfchen zusammen, die an ihnen haften bleiben und gefrieren. Wenn dabei die Zusammenstöße nicht schneller aufeinander folgen, als die Dauer zum Abführen der Erstarrungswärme, so kann jedes Tröpfchen sofort am Schnee- bzw. Eiskristall anfrieren. Als Niederschlagsprodukt entsteht ein mit feinsten Wolkentröpfchen übersätes, weißes, poröses Kügelchen, das man als *Reifgraupel* bezeichnet.<sup>373)</sup>

Bei geringerer Unterkühlung der Wassertröpfchen, aber auch bei sehr turbulenten, heftigen Luftbewegung in der Wolke verteilt sich erst das Wasser in einer Schicht nach dem Auftreffen auf den Schneekristall oder wachsenden Graupel, bevor es gefriert. Um ein Schneekristall oder ein kleines Reifgraupelkorn bildet sich dann eine glasige, feste Eischale. Bei einem Durchmesser von weniger als 5 mm nennt man das resultierende Produkt *Frostgraupel*.<sup>374)</sup> Ist ein Aufwindgebiet innerhalb der Cb-Wolke so stark, daß auch der Frostgraupel es nicht durchfallen kann und nach oben getragen wird, bilden sich auf diese Weise nach weiterer Anlagerung von unterkühlten Wassertröpfchen weitere Eisschichten. Das nun entstehende, immer größer und schwerer werdende Korn kann dann z.B. am oberen Teil der Wolke angekommen, in einem schwächeren Aufwindbereich wieder nach unten fallen, wo es wieder in den stärkeren gelangt so daß es sich wieder nach oben bewegt. Während dieser Auf- und Abbewegung in der Wolke wächst eine Eiskugel von mehr als 5 mm Durchmesser, also ein *Hagelkorn* heran, bis es so an Gewicht zunimmt, daß es durch den Aufwind schließlich auf die Erde fallen kann und hier im Verband mit vielen anderen als Hagelschlag nicht selten schwere Verwüstungen anrichtet.<sup>375)</sup> Aus der Erfahrung weiß man, daß eine schwefelgelbliche oder grünliche Färbung der Cumulonimbuswolkenunterseite ein sicheres Zeichen für Hagel ist.<sup>376)</sup> Graupel- und Hagelniederschlag tritt vorwiegend beim Eintreffen einer Kaltfront im Zusammenhang mit dem damit verbundenen Kaltfrontgewitter auf. Vor allem im Sommer muß dann unter der sehr mächtigen Aneinanderreihung von Cumulonimben entlang der Kaltfrontlinie nicht selten örtlich mit Hagel gerechnet werden. Aber auch bei starken Gewittern, die bei einer sehr labilen Wetterlage auftreten können (z.B. im Sommer bei kräftig ausgeprägten Wärmegewittern), ist Hagel möglich. Schon allein anhand der Größe der sich hoch auftürmenden, aufquellenden Wolken läßt sich vermuten, daß in gewissen Bereichen die Aufwindgeschwindigkeit unterhalb der Gewitterwolken ausreichend groß sein kann, um auch ein schwereres Eiskorn noch in der Schwebelage zu hal-

ten. In solchen, sogenannten "Aufwindschloten" herrschen dann nicht selten vertikale Windgeschwindigkeiten von mehr als 30m/s (= 108 km/h).<sup>377)</sup>

Den Vorgang, daß Eiskristalle in Mischwolken zuerst durch Sublimation von Wasserdampf, dann durch Anlagerung von unterkühlten Wassertröpfchen zu einem größeren Gebilde wachsen, um dann eventuell nach Erreichen der Nullgradgrenze als Regentropfen auf die Erde zu fallen, nennt man allgemein *Wegener-Findeisen-Bergeron-Prozeß*.<sup>378)</sup> Daß hauptsächlich er in unseren Breiten für die Niederschlagsbildung verantwortlich ist, bestätigt unter anderem die Beobachtung, daß Cumuluswolken üblicherweise keinen Niederschlag liefern, solange keine Eiskristalle in der Wolke vorkommen. Erst, wenn der obere Teil der Wolke ein verschwommenes, faseriges Aussehen annimmt (Übergang zum Cb calvus, siehe Kap. 1.2.2.), was zeigt, daß sich dort Eiskristalle gebildet haben, beginnen die ersten Regentropfen (Schneeflocken) zu fallen. Das bedeutet also, daß der Koagulationsprozeß für die Entstehung von Regen in unseren Breiten kaum eine Rolle spielt.<sup>379)</sup>

Durch den Wegener-Bergeron-Findeisen-Prozeß entstehen in Mischwolken mit geringen Aufwindkomponenten und ohne bedeutende Turbulenz Schneeflocken. Dies ist dann hauptsächlich im Nimbostratus, in einer dichten Stratocumulusdecke, oder auch seltener in dickem Altocumulus der Fall. Der Schnee erreicht dann entweder den Erdboden oder schmilzt unter der höher gelegenen Nullgradgrenze, so daß unten Regen ankommt.<sup>380)</sup>

Unter Altocumuli verdunstet jedoch der ohnehin geringe Niederschlag meist nach seinem Austreten aus der Wolke vollständig, ansonsten fallen nur kurzzeitig (d.h. manchmal nur wenige Sekunden lang) bei sonst heiterem Wetter vereinzelt wenige Regentropfen oder Schneeflocken. Es ist in beiden Fällen manchmal ein milchiger Schleier unter einigen Altocumulusballen zu erkennen, den man als Fallstreifen bezeichnet, der aber in Bezug auf das Gesamtwettergeschehen keine Bedeutung hat.<sup>381)</sup>

In Konvektionswolken mit starkem Aufwind und kräftiger Turbulenz, also in Cumulonimben bilden sich, wie beschrieben, durch den Wegener-Findeisen-Bergeron-Prozeß oft ausgiebige, heftige Niederschläge, die in Form von Regen, Schnee, Graupel (Reif-, Frostgraupel) und Hagel den Erdboden erreichen.<sup>382)</sup>

## **B.) Wasser, das sich am Boden oder an Gegenständen absetzt:**

Der Vollständigkeit halber sind in diesem Kapitel auch die Niederschläge zu betrachten, die nicht in der Atmosphäre in Wolken gebildet werden, sondern sich direkt am Boden und Gegenständen absetzen. Sie können durch Kondensation oder Sublimation des Wasserdampfes der Luft entstehen (Tau, bzw. Reif), aber auch durch Anlagerung von schon in der Luft vorhandenen flüssigen oder festen Wasserteilchen (Nebeltau, Rauhreif, Rauhrost, Glatteis, Eisglätte).<sup>383)</sup>

Durch nächtliche Ausstrahlung kühlt der Erdboden unter diejenige Temperatur ab, bei der die darüber befindliche Luft an Wasserdampf gesättigt ist und den Überschuß an ihm in Form von Tröpfchen ausscheidet (falls die Temperatur des Bodens während der Nacht über 0 °C bleibt). Es ist dies der Taupunkt, den auf diese Weise die Erdoberfläche unterschreitet, so daß an ihr die ihm auflagernde Luft den Wasserdampf in Form von Tautröpfchen kondensiert. An Grashalmen, Pflanzen, an Dächern, Autos, also an Ge-

genständen am Boden schlägt sich nun der *Tau* nieder. Dabei ist es meist so, daß zwar der Erdboden selbst, jedoch nicht die bodennahe Luft den Taupunkt erreicht hat. Kühlt auch sie unter den Taupunkt ab, so bildet sich zusätzlich Nebel (siehe Kap. 1.2.2.).<sup>384)</sup>

Herrscht Nebel, so können sich seine feinen Tröpfchen an Gegenständen anlagern und sie benetzen. Man spricht dann von *Nebeltau*. Beide Beschläge, der Tau und der Nebeltau bilden sich, falls die Tiefsttemperatur in der Nacht noch über dem Gefrierpunkt liegt.<sup>385)</sup>

Hat der Taupunkt der Luft seinen Wert unter 0 °C, so sublimiert der Wasserdampf an den Gegenständen, die ihn unterschreiten. Auf diese Weise entsteht *Reif*, ein weißer, kristalliner Beschlag.<sup>386)</sup> Schlägt sich jedoch Tau bei knapp über 0 °C nieder und gefriert erst dann aufgrund weiterer nächtlicher Abkühlung, so bezeichnet man das entstandene Niederschlagsprodukt schlicht als *gefrorenen Tau*.<sup>387)</sup>

Reif ist, ebenso wie der morgendliche Tau meist ein Zeichen für Schönwetter. Denn zur Bildung muß in beiden Fällen die Temperatur des Bodens bis auf den Taupunkt abkühlen können. Dies geschieht nur dann ungehindert, wenn der Himmel nicht allzusehr bedeckt und diesig ist, so daß der Erdboden Wärmestrahlung in den Weltraum ausstrahlen kann, ohne daß diese an den Wolkenunterseiten reflektiert wird und auf ihn zurückfällt. Ebenso darf kein allzu starker Wind über den Boden wehen, der die Tautröpfchen (Reifkristalle) erst gar nicht entstehen bzw. wieder verdunsten lassen würde. Das Auftreten einer der Beschläge Tau oder Reif an Gegenständen und am Boden schließt für sich allein jedoch eine Wetterverschlechterung bis zum Abend nicht generell aus. Dies ist einsichtig, denn allein aus dem Vorhandensein von Tau oder Reif kann man keine eindeutige Wettervorhersage treffen. Dazu sind mehrere Indizien notwendig.<sup>388)</sup> Findet man jedoch frühmorgens nach einem heißen, schönen Tag keinen Tau vor, so ist dies schon ein gewichtiger Hinweis für eine bevorstehende Wetterverschlechterung.<sup>389)</sup>

Bei Nebel unter 0 °C können dessen unterkühlte Wassertropfchen bei der Anlagerung an Gegenständen gefrieren und es bildet sich ein oft poröser, federartiger Beschlag, besonders an den Luvseiten (= dem Wind zugewandten Seiten) der Gegenstände. Es handelt sich um den *Rauhreif*. Besonders stark prägt er sich bei wochenlang anhaltendem Nebel bei Dauerfrost (d.h. bei Temperaturen immer unter 0 °C) aus, sowie im Winter im Gebirge in den Höhen, wo sich dauernd Wolken befinden. Auf die selbe Art und Weise bilden sich bei nässem Nebel, der größere Tröpfchen enthält weiße, ziemlich kompakte Eisablagerungen, also der sogenannte *Raufrost*.<sup>390)</sup> Ein derartiger *Eisansatz* ist vor allem im Flugverkehr gefürchtet. Fliegt nämlich ein Flugzeug durch einen Wolkenteil, der hauptsächlich aus unterkühlten Wolken- und Niederschlagstropfen besteht, schlagen sie sich als Eis an der Frontscheibe sowie an der Tragfläche, den Rudern und am Triebwerk nieder. Dies ist vor allem deshalb gefährlich, weil das Flugzeug durch den enormen Ansatz an Eis an Gewicht zunimmt, sein Auftrieb abnimmt (durch die *Vereisung* der Flügel wird ihr Profil zerstört), weil wichtige Meßinstrumente ausfallen können. Sogar die Ruder, mit denen man die Maschine steuert, können einfrieren. Daher ist man in der Luftfahrt bestrebt, vor allem mächtigen Gewitterwolken auszuweichen, die ja große Wolkenschichten an unterkühlten großen und kleinen Wassertropfen enthalten, so daß die Vereisung hier enorme Ausmaße annehmen kann. Ebenso im Nimbostratus kommt Vereisung vor, jedoch kann dieser aufgrund seiner mächtigen Horizontalerstreckung nicht umflogen werden. Man behilft sich dann – dies gilt auch für die Cumulonimbuswolken – als Pilot dadurch, daß man seine Maschine in so große Höhen aufsteigen läßt,

wo die Wolke fast nur noch aus Eiskristallen besteht. Hier ist dann die Eisansatz am Flugzeug gering oder tritt gar nicht auf.<sup>391)</sup>

Es sei abschließend zu diesem Kapitel der Unterschied zwischen Glatteis und Eisglätte erklärt. Beide Niederschlagsarten benötigen, um in Erscheinung zu treten, als Voraussetzung Niederschlag, der sich in der Atmosphäre gebildet hat und bereits auf den Boden gefallen ist:

*Glatteis* ist eine zusammenhängende Eisschicht, die entsteht, wenn unterkühlter Nieselregen oder auch Regen auf feste Gegenstände oder die Erdoberfläche auftrifft. Unterkühlter Regen tritt (im Winter häufig bei der Annäherung von Warmfronten) auf, wenn er aus höheren Luftschichten mit Temperaturen über  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  in solche fällt, die (noch) eine Temperatur unter dem Gefrierpunkt aufweisen, wobei er aber nicht gefriert. Die Tropfen haben dann eine Temperatur unter  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  angenommen, sie befinden sich also im unterkühlten Zustand. Erst beim Auftreffen auf den Boden friert der unterkühlte Regen dann sofort zu einer Eisschicht zusammen.

*Eisglätte* dagegen bildet sich, wenn Wasser am Boden gefriert, dessen Temperatur noch unter  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  liegt. Dies geschieht beispielsweise dann, wenn warmer Regen mit einer Temperatur über  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  auf die Erdoberfläche, deren Temperatur sich unter  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  befindet, auftrifft und dort zu einer zusammenhängenden Eisschicht gefriert oder wenn das Wasser von getautem Eis oder Schnee nachts wieder festfriert.<sup>392)</sup>

### 1.2.4. Gewitter: Entstehung und seine Vorhersage

Unter dem Begriff *Gewitter* versteht man die auftretende Wettererscheinung, die mit elektrischen Entladungen (Blitzen), Schallerscheinungen (Donner) und einem meist heftigen, schauerartigem Niederschlag sowie oft mit böigen Winden verbunden ist.<sup>393</sup>) In diesem Zusammenhang nennt man einen Tag einen *Gewittertag*, wenn man an ihm mindestens einen Blitz beobachtet hat, dem am Beobachtungsort innerhalb von 10 Sekunden ein Donner folgt.<sup>394</sup>)

Da das Gewitter eine der gewaltigsten Naturschauspiele darstellt, dabei oft von vielen Gefahren begleitet ist (Hagel, Blitzeinschläge, sturmartige Gewitterwinde), wird in diesem Kapitel dieses Wetterphänomen ausführlich behandelt. Dabei wird vor allem auf die elektischen Vorgänge und Windverhältnisse im Inneren einer Cumulonimbuswolke eingegangen, die in und unter ihr zu den gewittertypischen Erscheinungen (Blitz, Donner, Gewitterböen) führen und am Schluß dieses Kapitels auf eine effektive Gewittervorhersage, die für jeden von uns anwendbar ist und in gewissen Situationen sehr nützlich sein kann.

Um die Gewitterelektrizität besser zu verstehen, betrachten wir zunächst die allgemeinen elektrischen Vorgänge in der Atmosphäre:

Luftelektrische Messungen an verschiedensten Teilen der Erde haben ergeben, daß in der Atmosphäre ein elektrisches Feld  $\vec{E}$  existiert, das üblicherweise senkrecht zur Erdoberfläche von oben nach unten gerichtet ist, das am Boden eine Stärke von ca. 130 V/m hat und in 10 km Höhe auf etwa 5 V/m abgesunken ist.<sup>395</sup>) Dieses wird aufgebaut von einer negativen Oberflächenladung auf der Erde und einer positiven Raumladung in der Luft. Da diese Konstellation bei schönem Wetter vorzufinden ist, spricht man auch von *Schönwetterelektrizität*. Diese positive Raumladung wird gebildet durch ionisierte Luftmoleküle und Staubteilchen.<sup>396</sup>) Die Ionisierung von Luft ist besonders stark in der oberen Atmosphäre ausgeprägt, denn sie geschieht hier vor allem durch die Absorption der kosmischen Strahlung, unter anderem durch die kurzwellige UV-Strahlung der Sonne.<sup>397</sup>) Dabei wächst die Leitfähigkeit der Luft, die auf dem Strömen der Ionen beruht, mit der Höhe sehr schnell – hauptsächlich aus zwei Gründen:<sup>398</sup>) "Estens nimmt die Ionisierung durch die kosmischen Strahlen mit der Höhe zu. Zweitens nimmt mit abnehmender Luftdichte die mittlere freie Weglänge der Ionen zu, so daß sie im elektrischen Feld eine größere Strecke zurücklegen können, ehe sie zusammenstoßen – woraus sich ein schnelles Anwachsen der Leitfähigkeit mit zunehmender Höhe ergibt"<sup>399</sup>) (mittlere freie Weglänge = durchschnittliche Weglänge eines Ions zwischen zwei Zusammenstößen mit anderen Ionen<sup>400</sup>). In etwa 50 km Höhe bildet sich also eine gut elektrisch leitende Schicht aus, die sogenannte *Ausgleichsschicht*, die positiv geladen ist. Die negative Erdoberfläche und die positive obere Atmosphäre kann man nun gleichsam als die Schalen eines Kugelkondensators ansehen, zwischen denen ein elektrisches Feld existiert.<sup>401</sup>) Weil die Atmosphäre Luftionen enthält, die sich in einem  $\vec{E}$ -Feld aufhalten, fließt durch Ionentransport ein vertikaler Ausgleichsstrom, der die Potentialdifferenz zwischen Ausgleichsschicht und Erde abzubauen versucht.<sup>402</sup>)

Nun wird man als Leser gewiß folgende Fragen stellen: Wie kommt es, daß im Mittel die Erdoberfläche negativ geladen ist ? Warum ist die Atmosphäre positiv geladen, wenn bei der Ionenbildung ja nur die Moleküle in einen positiven Teil (Ionenrümpfe) und einen negativen Teil (Elektronen) aufgespalten werden, so daß der gesamte Luftverband nach außen eigentlich neutral bleiben und sein müßte ? Warum werden durch den

vertikalen Ionenstrom diese Ladungsschichten nicht einfach neutralisiert und warum bleibt trotz des Vertikalstroms die negative Ladung am Boden und die positive in der Atmosphäre und damit das Schönwetterelektrizitätsfeld erhalten ?

Die Antwort auf diese Fragen ist recht einfach: Auf der Erde gibt es pro Tag in etwa 40000 Gewitter. Man schätzt, daß es auf der ganzen Welt ungefähr 100-mal pro Sekunde blitzt. Bei jedem Blitz von der Wolke auf die Erde (=Erdblitz) werden dabei ca. 20 Coulomb negative Ladung (Elektronen) auf die Erde transportiert. Die Erde wird also durch die Gewitter negativ geladen. Weil die negativen Elektronen dabei jeweils in Blitzkanälen von der Wolke zur Erde befördert werden, bleiben natürlich in der Atmosphäre die positiven Ladungen (Ionen) zurück, so daß diese insgesamt als positiv geladen erscheint.<sup>403)</sup> Der Ladestrom beträgt dabei weltweit ca. 1600 A<sup>404)</sup> und steht im Gleichgewicht mit dem vertikalen Ionenstrom, der versucht, die Potentialdifferenz zwischen Himmel und Erde abzubauen.

Fazit: Das gemeinsame Wirken aller Gewitter auf der Erde hält das lufterlektrische Feld in der Atmosphäre aufrecht, trotz der ausgleichenden Wirkung des Vertikalstroms. Gäbe es keine Gewitter, würde das Schönwetterfeld innerhalb einer halben Stunde durch den Ionenstrom vollständig zusammenbrechen. Die Gewitter stellen also den elektrischen Generator zum Aufbau einer Potentialdifferenz zwischen Himmel und Erde dar, von dem der eine (positive) Pol sozusagen an die Ausgleichsschicht in der oberen Atmosphäre angeschlossen ist, und der andere (negative) Pol an die Erdoberfläche (siehe dazu Abb. 69).<sup>405)</sup>

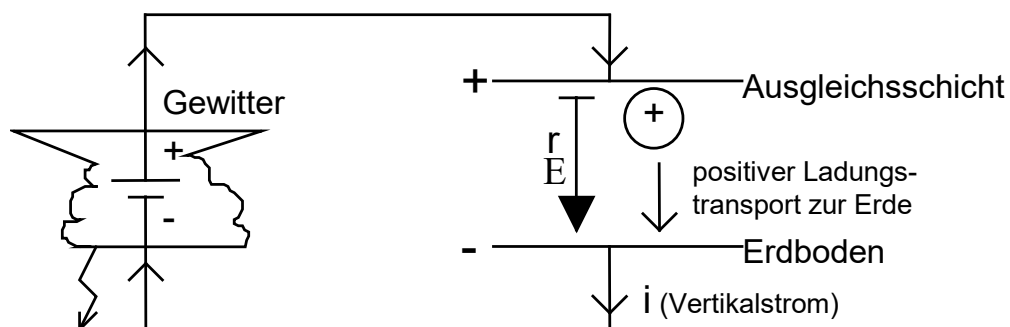


Abb. 69 : Gewitter als Generatoren der atmosphärischen Schönwetterelektrizität

[Zu Abb. 69 vgl. Liljequist G.H., Cihak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig / Wiesbaden 1984 (Vieweg-Verlag), S. 198, Bild 14-20.]

Eine effektive Ladungstrennung, um Blitzentladungen hervorzurufen, und damit die Voraussetzung zur Gewitterentstehung ist nur in Cumulonimben gegeben. Daher darf nur der Cumulonimbus als *Gewitterwolke* bezeichnet werden.<sup>406)</sup> Er muß aber nicht unbedingt zu einem Gewitter führen. Fällt aus ihm Niederschlag, ohne daß elektrische Entladungsvorgänge beobachtbar sind, handelt es sich lediglich um eine Schauerwolke.<sup>407)</sup>

Wie jedoch die Ladungstrennung nun vor sich geht, ist bis heute nicht eindeutig geklärt. Es gibt dazu einige Theorien und Vermutungen.<sup>408)</sup> Es soll hier nun nicht auf all diese eingegangen, sondern der dem Autor dieser Arbeit am schlüssigsten erscheinende Prozeß ausführlich vorgestellt werden:

Untersuchungen und Experimente, die im Laufe der Jahre durchgeführt wurden, ergaben in Gewitterwolken ungefähr die Strömungsverhältnisse und diejenige Ladungsverteilung, wie sie Abb. 70 zeigt. Die Wolke ist im Reifestadium in ihren oberen Teilen positiv geladen und an ihrer Unterseite negativ. Häufig ist jedoch im unteren Bereich in der Nähe der Wolkenbasis nahe der stärksten Aufwinde ein kleines Gebiet mit positiver Ladung eingelagert, das mit der Hauptniederschlagszone der Wolke zusammenfällt.<sup>409)</sup> Man beobachtet ebenso, daß bei der Entstehung eines Cumulonimbus die ersten elektrischen Erscheinungen erst nach Beginn der Eiskristallbildung in den oberen Wolkenteilen auftreten, also erst dann, wenn seine Obergrenze ein verschwommenes, faseriges Aussehen bekommt (vgl. Kap. 1.2.2.), d.h. erst nach Beginn der sogenannten *Vereisung*.<sup>410)</sup>

All diese Tatsachen lassen sich folgendermaßen erklären:

Nachdem sich in den oberen Wolkenbereichen die Wassertröpfchen in Eiskristalle umwandeln, was man daran erkennen kann, daß die Wolke an ihrer Obergrenze ein unscharfes, faseriges Aussehen annimmt, beginnt nach dem Wegener-Findeisen-Bergeron-Prozeß die Niederschlagsbildung (vgl. Kap. 1.2.3.). Es entstehen dadurch oberhalb der Nullgradgrenze Schneekristalle, Schneeflocken, Graupelkörner, eventuell sogar Hagelgeschloßen, im unteren Wolkenteil unterhalb der Nullgradgrenze durch Schmelzen der Eisgebilde hauptsächlich große Regentropfen.

Dabei können nun zwei Prozesse wirksam werden:

a) Der Lenardeffekt: Durch das Zerspritzen oder Zerreißen von Wassertropfen in der turbulenten Luftströmung werden die größeren Tropfen positiv und die kleineren negativ geladen.<sup>411)</sup> Durch das Schönwetterfeld der Erde sind die Tropfen polarisiert. An ihrer Unterseite befindet sich daher positive, an ihrer Oberseite negative Influenzladung. Beim Fallen großer Tropfen durch die Wolkenluft werden an der Oberseite kleine Tröpfchen abgelöst, die dann eine negative Ladung tragen. Die großen Resttropfen bleiben positiv geladen zurück.<sup>412)</sup>

b) Wie Laborversuche gezeigt haben, platzen von entstehenden Eiskristallen feinste Eissplitter ab, die eine negative Ladung aufweisen. Dagegen erscheinen die großen Eisgebilde (Schneeflocken, Graupel- und Hagelkörner) positiv geladen.<sup>413)</sup>

Nach dieser Theorie trägt nun der kräftige Aufwind in der Wolke die leichten, negativ geladenen Niederschlagsteilchen (kleine Wassertröpfchen und Eissplitter) sehr rasch nach oben in die oberen Wolkenbereiche; dort gelangen sie aus dem Aufwind in die seitlichen Abwindbereiche und fallen nach unten, während die schwereren, positiv geladenen Eisgebilde und Wassertropfen noch nach oben transportiert werden.<sup>414)</sup> "Auf diese Weise sammeln sich im oberen Wolkenteil schließlich die positiven Ladungen und im unteren die negativen."<sup>415)</sup> Durch die Vorgänge a) und b) werden also aufgrund der unterschiedlichen Fallgeschwindigkeiten der großen, positiven und kleinen, negativen Teilchen stets die Ladungen in der Wolke getrennt, wobei der Gewitteraufwind wie ein Generator wirkt.<sup>416)</sup>

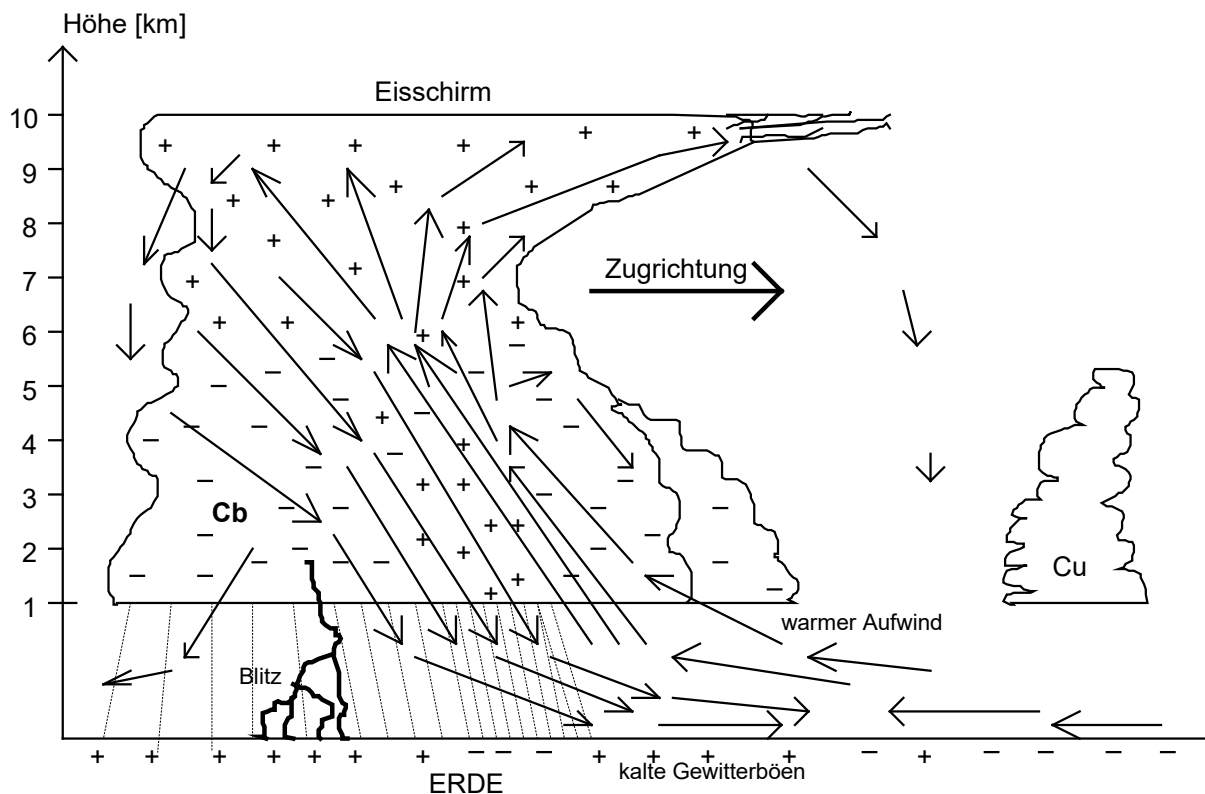


Abb. 70: Windströmung in und um einen Cumulonimbus und Ladungsverteilung in einer Gewitterwolke und auf der Erde.

[Abb. 70 gezeichnet in Anlehnung an Bachmann P.: Wetterhandbuch für Piloten. Stuttgart 1978 (Motorbuch-Verlag), S. 101, Abb. 106 und Meyers Lexikonredaktion: Schülerduden Wetter und Klima. Mannheim / Wien / Zürich 1988, S. 115 unter Stichwort *Gewitterelektrizität*].

Der kleine positive Bereich an der Unterseite der Gewitterwolke läßt sich nun auch recht einfach erklären: Der stärkste Niederschlag unterhalb eines Cumulonimbus ergießt sich meist am Rande des Bereichs auf die Erde, wo der Aufwind am kräftigsten ist. Denn er kann den starken Aufwind nicht durchdringen, sammelt sich daher in diesem Wolkenbereich in enormen Mengen an und fällt seitlich in schwächeren Aufwindzonen (evt. als Platzregen) aus. Dadurch, daß sich an der Grenze des Aufwindgebiets die großen, positiven Niederschlagsgebilde dicht konzentrieren, entsteht ein positiv geladener Bereich an der Unterseite der Gewitterwolke.<sup>417)</sup>

Es sei nochmals darauf hingewiesen, daß der nun beschriebene Prozeß der Ladungstrennung in einer Gewitterwolke nur eine mögliche Theorie darstellt und noch nicht bewiesen ist. Eine andere Theorie (= Theorie von Wilson) geht z.B. davon aus, daß die fallenden Niederschlagsteilchen an ihrer Unterseite durch das Schönwetterfeld der Erde positiv geladen sind und während des Fallvorgangs hier große negative Luftionen anziehen und einfangen, so daß im oberen Wolkenteil eine positive Ladung zurückbleibt und unten sich die negative Niederschlagsladung anhäuft.<sup>418)</sup> Die Entstehung des kleinen positiven Bereichs an der Unterseite der Gewitterwolke im Hauptniederschlagsgebiet kann man sich dann aber nicht so leicht erklären.

Durch die fortschreitende Ansammlung von großen negativen Ladungsmengen an der Unterseite eines Cumulonimbus bilden sich durch Influenzwirkung positive Ladungen an der Erdoberfläche, wie es auch Abb. 70 aufzeigt.<sup>419)</sup> Aus diesem Grund kehrt sich bei Gewitter das bodennahe luftelektrische Feld  $\vec{E}$  in Bezug auf seine Richtung um und weist vektoriell gesehen von unten nach oben.<sup>420)</sup> Durch den starken Aufwind innerhalb der Gewitterzelle werden nun fortlaufend die positiven Niederschlagsteilchen nach oben transportiert und durch den Abwind sammeln sich immer mehr die kleinen negativen Ladungen im unteren Wolkenbereich an. Dabei wächst die Spannung zwischen Wolkenunterseite und Erde, ebenso die Spannung zwischen den verschiedenen geladenen Bereichen in der Wolke. Überschreitet sie einen gewissen Wert, so kommt es zur elektrischen Entladung, zum Blitz,<sup>421)</sup> dessen Entstehung nun genauer vorgestellt wird:

Man weiß, daß Entladung durch die Luft erst zustandekommt, wenn die Feldstärke über  $3 \cdot 10^6$  V/m (in trockener Luft) bzw. über  $1 \cdot 10^6$  V/m (in feuchter Luft) steigt. So hohe Werte wurden allerdings bei einem Gewitter nie gemessen, nicht einmal bei Flügen innerhalb von Gewitterwolken. Zur Blitzentstehung reichen bereits geringere Feldstärken (ab ca. 2000 V/m) aus. Dies ist folgendermaßen zu erklären:

Von der Wolke zur Erde bildet sich zunächst während des Vorgangs, den man als *Vorentladung* bezeichnet, in der Luft durch *Stoßionisation* ein kleiner elektrisch leitender Schlauch, ein sogenannter *Blitzkanal*, aus. Genau geschieht wahrscheinlich folgendes: In einem sehr kleinen Bereich in der Wolke, wo z.B. die negative Ladung ziemlich dicht konzentriert ist, wird die Feldstärke zufällig für eine kurze Zeit plötzlich lokal sehr groß und überschreitet die Größenordnung  $10^6$  V/m. Es setzt hier Stoßionisation ein, worunter man folgendes versteht: Das lokale Spannungsfeld mit Werten über  $10^6$  V/m läßt die negativen Luftionen (=Elektronen) bis zum Zusammenstoß mit anderen Luftmolekülen nach unten hin so schnell werden, daß sie beim Auftreffen auf neutrale Luftmoleküle diese ionisieren, indem sie von ihnen wiederum Elektronen abspalten, die ebenfalls im hohen Feldbereich stark beschleunigt werden. In diesem lokalen Wolkengebiet wird also die Luft ionisiert (bzw. leitend) und negative Ladung wird dort in einem kleinen, kurzen Kanal gemäß der Richtung des E-Feldes nach unten gesogen. Wie aus der Elektrostatik bekannt ist, ist an einer Spitze eines geladenen, leitenden Gebildes die elektrische Feldstärke erhöht, denn es gilt: Der Betrag der Feldstärke an der Oberfläche eines leitenden Körpers ist umgekehrt proportional zum Krümmungsradius. Dies ist nun die Erklärung dafür, warum der entstandene kurze Blitzkanal nach unten hin weiterwächst: Denn unmittelbar unterhalb der stark gekrümmten Unterseite des bereits durch Stoßionisation gebildeten, kleinen leitenden Schlauchs hat die Feldstärke so hohe Werte, daß die Stoßionisation hier weiter ausreichend wirksam ist und durch sie sich der Kanal fortlaufend nach unten hin verlängert. Zu dieser geschilderten Weiterbildung der ionisierten Luftrohre ist nur an jedem Ort von der Wolke zur Erde ein elektrisches Feld von mehr als 2000 V/m nötig, damit an der Unterseite des Schlauchs lokal die Größenordnung  $10^6$  V/m überschritten wird, so daß er sich nach unten weiterfressen kann.<sup>422)</sup>

Durch geeignete optische Geräte wird der bisher beschriebende Vorgang folgendermaßen beobachtet: Negative Ladung (Elektronen) als ein heller Punkt sichtbar schießt mit einem Sechstel der Lichtgeschwindigkeit aus der Wolke ca. 50 m nach unten, hält für ca.  $50 \mu\text{s}$  an, bewegt sich auf diese Weise in Etappen auf die Erde zu. Dabei wird durch die Stoßionisation, wie oben beschrieben, die Luft längs des nach unten anwachsenden Kanals ionisiert. Es bildet sich nach unten hin gleichsam eine elektrisch leitende Röhre aus.<sup>423)</sup> "In dem Moment, in dem" sie "den Boden berührt, haben

wir einen leitenden 'Draht', der bis nach oben zur Wolke reicht und voll negativer Ladung ist. Nun kann die negative Ladung der Wolke endlich entweichen."<sup>424</sup>) Dies geschieht in einer kräftigen *Hauptentladung* durch den vorgeformten Blitzkanal, die das sehr helle Blitzlicht auslöst. Der Strom in diesem Blitz beträgt maximal ca. 10000 A und befördert in etwa 20 Cb. Im Durchschnitt benötigt die Vorentladung ca. 0,01s, die Hauptentladung nur  $4 \cdot 10^{-5}$  s. Damit sind wir mit der Beschreibung eines Blitzes noch nicht am Ende. Nach einer Erholungspause von rund 0,03 s folgen entlang des alten Blitzwegs weitere Vor- und Hauptentladungen, wobei die Vorentladungen nun rascher vor sich gehen, denn die negative Ladung aus der Wolke findet im vorgefertigten relativ gut leitenden Kanal, in dem sich noch Restionen des vorhergegangenen Blitzes befinden, den Weg des geringsten elektrischen Widerstandes zur Erde hin vor und muß sich diesen nicht selbst bahnen. Im Durchschnitt folgen der ersten Hauptentladung 3 bis 4 solche Nachentladungen, so daß sich ein Blitz insgesamt in etwa aus 4 bis 5 Entladungsvorgängen bestehend aus Vor- und Hauptentladung zusammensetzt. Auf diese Weise kann man sich das Flackern eines Blitzes erklären. So hat man es schon bis zu 42-mal auf derselben Strecke blitzen sehen.<sup>425</sup>)

Bevorzugt schlägt der Blitz bekanntlich in spitze und hohe Gegenstände ein. Dies läßt sich physikalisch folgendermaßen verstehen: Nähert sich nun von der Gewitterwolke her kommend eine negative Vorentladung, so wird die Feldstärke zwischen der auf Erdoberfläche befindlichen, positiv geladenen Spitze und der Unterseite des näherrückenden negativen Schlauchs insgesamt erhöht. Dabei sei wieder daran erinnert, daß der Betrag der Feldstärke an der Oberfläche eines geladenen, leitenden Körpers indirekt proportional zum Krümmungsradius ist. Demzufolge steigt das elektrische Feld unmittelbar an der Spitze, die einen kleinen Krümmungsradius aufweist, so stark an ( $> 3 \cdot 10^6$  V/m), daß dort spontan (durch Stoßionisation) ein elektrischer Durchschlag der umgebenden Luft einsetzt. Diese Entladung geht von dem spitzen Punkt aus und wächst dabei der näherrückenden Vorentladung entgegen, bis beide Schläuche zusammentreffen, so daß nun die Hauptentladung entlang des gebildeten Kanals, der Blitz erfolgen kann.<sup>426</sup>)

Manchmal ist unterhalb von Gewitterwolken an der Spitze von sehr hohen oder weit oben befindlichen Gegenständen (z.B. von hohen Masten, Gipfelkreuzen) eine dauernde Entladung zu beobachten. Dies ist dann der Fall, wenn zwischen Wolke und Erde die Spannung relativ groß ist. Dabei ist dann an spitzen, hohen Punkten die Ionisationsfeldstärke erreicht und es setzt eine sogenannte *Büschelentladung* ein. Man sieht dann eine schwache, bläuliche Lichterscheinung (an Mastspitzen, Gipfelkreuzen), die meist von einem feinen Knistern begleitet ist. Diese Erscheinung nennt man *Elms-Feuer*.<sup>427</sup>) Beobachtet man dieses, so befindet man sich in einem sehr hohen elektrischen Spannungsfeld unterhalb der Gewitterwolke. Da in die Gegenstände, an denen Elms-Feuer auftritt, bevorzugt ein Blitz einschlagen kann, wie eben oben erläutert wurde, sollte man sofort ihre Umgebung verlassen, um vor Blitzschlag geschützt zu sein.<sup>428</sup>)

Damit haben wir nun die Entstehung eines Blitzes von der Wolke zur Erde, eines sogenannten *Erdblitzes*, auch *Linienblitz* genannt, ziemlich genau erläutert. Blitze, die zwischen verschiedenen geladenen Bereichen innerhalb der Wolke auftreten und den Boden nicht erreichen bezeichnet man als *Wolkenblitze* oder *Flächenblitze*.<sup>429</sup>) Sie treten durchschnittlich zu 80 % bei einem Gewitter als elektrische Entladungen auf, was bedeutet, daß sich nur 20 % der gewaltigen Funken zur Erde hin erstrecken. Wolkenblitze entstehen auf die selbe Art und Weise wie Erdblitze, nur daß der positiv geladene Teil nun nicht die Erde, sondern ein anderer Wolkenbereich ist.<sup>430</sup>)

Zu weiteren interessanten Erscheinungen, die in diesem Zusammenhang beobachtet werden können, sei verwiesen auf Feynman R.P.: Vorlesungen über Physik – Band II, Teil 1: hauptsächlich Elektromagnetismus und Struktur der Materie. München / Wien 1973 (Oldenbourg-Verlag), Kapitel 9–6.

Der Donner, der dem Blitz hörbar folgt, ist eine Folge der plötzlichen, starken Erhitzung der Luft im Blitzkanal aufgrund des hohen Stromflusses während der Hauptentladung. Ein Temperatursprung auf bis zu 30000 °C führt hier zu einer explosionsartigen Ausdehnung der Luft und zu einem rapiden Druckanstieg um den Blitzschlauch mit einem anschließenden Luftsturz in das entstandene Unterdruckgebiet des Blitzkanals.<sup>431)</sup> "Die Druckänderung beträgt dabei 10 – 100 hPa, wobei die Druckwelle, auch Schockwelle genannt, den Donner erzeugt."<sup>432)</sup> So hört man in unmittelbarer Nähe des Blitzeinschlags einen scharfen Knall (= Donnerschlag), in weiterer Entfernung ein Donnerrollen. Letzteres entsteht aufgrund unterschiedlicher Laufzeiten der Schallwellen von den einzelnen Punkten des Blitzkanals und durch ihre Reflexionen an Wolken, Inversionen und an der Erdoberfläche.<sup>433)</sup>

Die Schallgeschwindigkeit in Luft, die (wie die Schallgeschwindigkeit allgemein in Gasen) nur temperaturabhängig ist, beträgt rund 332 m/s bei einer Temperatur von 0°C, rund 344 m/s bei 20°C, d.h. bei einer Lufttemperatur um 13°C ca. 340 m/s.<sup>434)</sup> Es läßt sich daher bei einem Gewitter die Entfernung einer beobachteten Blitzentladung in Metern in etwa berechnen, indem man das in Sekunden gemessene Zeitintervall  $\Delta t$  zwischen Aufleuchten des Blitzes und Einsetzen des Donners mit 340 multipliziert (Zurückgelegte Strecke des Schalls = Schallgeschwindigkeit • Zeit).

Mit der Formel  $D = \frac{\Delta t}{3}$  ( $\Delta t$  in Sekunden) läßt sich also auf diese Weise ungefähr abschätzen, wie weit weg in Kilometern sich das Gewitter/Unwetter befindet.<sup>435)</sup>

Eine weitere Erscheinung, die oft mit dem Aufzug eines Gewitters verbunden ist, sind die *Gewitterwinde*: Vor dem Gewitter – die Wolke hat den Beobachtungspunkt noch nicht erreicht – weht in der Regel ein schwacher, bei weiterem Heranrücken des Cumulonimbus aber ein plötzlich böig auffrischender Wind auf das Gewitter zu. Es ist dies, wie in Abb. 70 ersichtlich, die Strömung, die an der Vorderseite Warmluft aus der Umgebung in die Gewitterzelle hineinsaugt, um im Aufwindbereich des Cumulonimbus nach oben transportiert zu werden. Ist der Rand der Gewitterwolke auf den Beobachtungsort zugesteuert, so kehren sich die Verhältnisse um: Der Wind weht nämlich nun aus dem Wolkenmassiv heraus und zwar oft sehr heftig.<sup>436)</sup> Er kann örtlich stark ausgeprägt sein, daß er Bäume zu entwurzeln und Dächer abzudecken vermag. Diese stürmischen Böen vor Gewitterausbruch kommen folgendermaßen zustande: Durch die herabstürzenden, wolkenbruchartigen Wassermassen innerhalb der Niederschlagszone wird kältere Luft aus der Höhe mit nach unten gerissen, die sich jedoch nicht allzusehr adiabatisch erwärmen kann, da sie gleichzeitig längs des Fallweges durch Verdunstung und Schmelzen von Niederschlagsteilchen abkühlt. Daher bilden sich im Niederschlagsbereich Kaltluftkörper, die aufgrund ihrer größeren Dichte im Vergleich zur wärmeren Umgebungsluft als Fallwind (= starker Abwind) nach unten streben, mit hoher Geschwindigkeit den Boden erreichen und sich dort seitwärts böenartig ausbreiten. So weht für einen Beobachter vor Beginn eines Gewitters ein starker Wind aus der Richtung des Hauptniederschlagszentrums, das aufgrund der hier nach unten strebenden, fallenden Kaltluft das ausgeprägteste Abwindgebiet der Gewitterwolke darstellt.<sup>437)</sup>

Als Wetterregel läßt sich in diesem Zusammenhang festhalten: Je stärker der Wind aus einer sich nähernden Gewitterwolke weht, umso ausgeprägter und heftiger wird auch das Unwetter sein, das sie mit sich führen wird.

Dies ist klar, denn ein starker derartiger Gewitterwind weist auf ein ziemlich ausgeprägtes Abwindgebiet hin, wie es nur in einer Niederschlagszone auftreten kann, die enorme Wassermassen nach unten befördert. Ein starkes Abwindgebiet in einem Cumulonimbus wiederum ist selbst ein Zeichen für starke Turbulenzen innerhalb der Wolke und damit verbunden ein Zeichen für eine schnelle Ladungstrennung bzw. für eine große Blitzhäufigkeit.<sup>438)</sup>

Wie sich Gewitterwolken allgemein entwickeln, wurde bereits in Kapitel 1.2.2. erläutert. Es gibt jedoch verschiedene Voraussetzungen, unter denen sie sich bilden. Daher unterscheidet man folgende **Gewittertypen**:

1. Das Wärmegewitter: Es entsteht durch Aufheizung einer feuchtwarmen Luftmasse von der Erdoberfläche her. Dabei wird die Temperaturschichtung der Wettersphäre labil, so daß lokal die Bildung von Cumulonimben begünstigt ist. Bevorzugt treten in unserem Raum Wärmegewitter im Sommer bei einer warmen und feuchten südlichen oder südwestlichen Luftströmung auf,<sup>439)</sup> dabei oft gegen Ende einer langen Hochdruckperiode, während der die Luft viel Feuchtigkeit aufnehmen konnte. In diesem Zusammenhang können sie ein Vorzeichen einer allmählichen allgemeinen Wetterverschlechterung sein. Sie entwickeln sich vor allem über dem Berg- und Hügelrand sowie über Seen und Feuchtgebieten, zeitlich in den späten Nachmittagsstunden bis zum Abend und manchmal bis in die Nacht hinein.<sup>440)</sup> Die Gewitterentstehung beginnt oft am Alpenrand, denn hier unterstützt vor allem die thermische Aufwindströmung des Talwindes an den Berghängen (siehe Kap. 1.2.1.) die Gewitterwolkenentwicklung. Bei einer südwestlichen Höhenströmung ziehen dann die Gewitterzellen vom Alpenrand in nordöstliche Richtung in das Alpenvorlandgebiet.<sup>441)</sup> Dies erklärt sich aus der Tatsache, daß die Zugrichtung von Schauern und Gewittern allgemein mit der des Höhenwindes übereinstimmt.<sup>442)</sup> Insgesamt stellen Wärmegewitter nur örtlich auftretende Ereignisse dar und dauern oft nur 1 bis 2 Stunden an. Nach Gewitterende ist es meist wieder sonnig, und es herrscht wieder schönes Wetter.<sup>443)</sup>

2. Das orographische Gewitter: An einer Gebirgskette wird die Luft zum Aufsteigen gezwungen. Ist die Troposphäre labil geschichtet, so wird durch diese erzwungene Anhebung die Luftmasse weiter labilisiert, so daß schließlich an der Luvseite der Gebirgsbarriere die Bildung von Gewitterwolken ausgelöst wird. Aber auch stabil geschichtete Luft kann durch Anhebung labilisiert werden und dann eventuell zur Gewitterbildung führen:<sup>444)</sup>

Dieser Labilisierungseffekt ist folgendermaßen zu verstehen:

"Es werde eine Luftschicht in einem höheren Niveau betrachtet, zwischen deren Unter- und Obergrenze eine Druckdifferenz  $\Delta p$  herrsche. Der Einfachheit halber sei vorausgesetzt, daß diese Luft kein kondensiertes Wasser, wie Wolkentropfen, beinhalte. Diese Luftschicht bewegt sich nun abwärts. Die Druckdifferenz  $\Delta p$ , die die Luftmenge, die in der Schicht enthalten ist, angibt, ändert sich bei dieser Bewegung nicht; dagegen nimmt die Schichtdicke ab, da der Luftdruck gleichzeitig wächst. Die Schicht wird zusammengedrückt und die Temperatur steigt trockenadiabatisch. Wegen der Kompression wird die Oberseite der Schicht eine größere Strecke bewegt als die Unterseite und wird daher

entsprechend mehr erwärmt.<sup>445)</sup> Dies hat nun zur Folge, daß stabil geschichtete Luft beim Absinken noch mehr an Stabilität gewinnt. Umgekehrt verhält es sich bei der Anhebung stabil geschichteter Luft: Diese wird bei diesem Prozeß an ihrer Oberseite mehr abgekühlt als an ihrer Unterseite, so daß ihre Schichtung labiler wird. Dabei kann es vorkommen, daß ursprünglich schwach stabil geschichteter Luft bei der Hebung am Gebirgsrand eine labile Schichtung verliehen wird, die dann die Bildung von Cumulonimben begünstigt.<sup>446)</sup> Orographische Gewitter treten im süddeutschen Raum vor allem bei einer Stauwetterlage am Alpennordrand auf, wenn nach Durchzug einer Kaltfront kalte Meeresluft aus nordwestlicher bzw nördlicher Richtung auf die Alpen trifft und hier durch sie gezwungen ist, aufzusteigen (vgl. Kap 1.1.4.). Die Staubewölkung am Alpenrand ist dann mit Schauer- und Gewitterwolken (Cumulonimben) durchsetzt.<sup>447)</sup>

3. Das Frontgewitter: Man unterscheidet dabei Warmfront- und Kaltfrontgewitter.

Schiebt sich an einer Warmfront schwach stabil oder gar labil geschichtete Warmluft über kalte Luft, so können sich in der Aufgleitbewölkung Aufwindzonen entwickeln, die Cumulonimben ausbilden. Dabei spielt auch hier wieder, wie beim orographischen Gewitter, der dort besprochene Effekt eine Rolle, daß während des Aufgleitvorgangs (entspricht einer Anhebung der Luft) die Schichtung der Warmluft fortlaufend labilisiert wird. So wird schwach stabil geschichtete Warmluft, die sich über kältere Luft nach oben bewegt eventuell labil gemacht.<sup>448)</sup> Es entstehen dann innerhalb der Aufgleitbewölkung Cumulonimben und es kommt somit im Bereich des Aufgleitniederschlags zu sogenannten Warmfrontgewittern, die sich aber meist nur auf wenige Entladungen beschränken und daher nicht besonders heftig sind. Sie sind relativ selten anzutreffen<sup>449)</sup> und kommen in Mitteleuropa am ehesten bei der Zufuhr von Mittelmeerwarmluft aus südöstlichen Richtungen vor (bei einem Genuatief, dessen Warmfront sich im Sommer über die Alpen schiebt)<sup>450)</sup>.

Viel stärker und auch häufiger bilden sich Gewitter entlang einer Kaltfront aus. Die Kaltluft, die sich an der Frontlinie keilförmig unter die Warmluft schiebt, zwingt letztere zum Aufsteigen. Dieser Hebungsprozeß ist sehr kräftig und geschieht rasch, so daß sich entlang der Kaltfrontlinie hochreichende Cumulonimben entwickeln. Diese können sich oft bis zu mehreren 100 km Länge in einer Gewitterfront anordnen. Eine andere Entstehungsmöglichkeit dieser Gewitterart ist, daß Kaltluft in der Höhe der eigentlichen Kaltfront vorausseilt, so daß sich vor der Front eine labile Luftschichtung ergibt, die schon hier die Gewitterwolken wachsen läßt. Kaltfrontgewitter sind oft sehr heftig, bringen meist einen Temperatursturz von mehreren Grad Celsius mit sich und sind manchmal auch im Winter zu beobachten. Im Sommer begleitet sie die Gefahr von Hagelschlag (zur Hagelentstehung siehe Kap. 1.2.3.).

In diesem Zusammenhang sei übrigens als eine Art Wetterregel festzuhalten:

Treten Gewitter nachts oder in den Morgenstunden auf, so sind dies fast immer Kaltfrontgewitter, denen Wetterverschlechterung folgt (d.h.: das Rückseitenwetter oder gar ein Umschwung zu einer Westwetterlage).<sup>451)</sup>

Zum Abschluß dieses Kapitels sei noch ausführlich auf die Möglichkeiten eingegangen, die jeder von uns hat, ein Gewitter vorherzusagen:

Insgesamt ist an einem Tag die Wahrscheinlichkeit für Gewitterentstehung bzw. für ein aufziehendes Gewitter hoch, wenn folgende Faktoren zutreffen (siehe Tabelle 9):

Beobachtungsfaktoren	Wetterbedeutung
zunehmend heiße und schwüle Witterung im Sommer	Es ist die Bildung von Gewitterwolken (Wärmegewitter) begünstigt, da die zunehmende Aufheizung der bodennahen Luftschichten die Wettersphäre weiter labilisiert und die Luft feucht ist.
Süddeutschland befindet sich nach einer längeren Hochdruckperiode östlich eines heranrückenden Tiefs	Vor allem im Sommer ist bei dieser Wetterlage mit Wärmegewittern zu rechnen, denn die Witterung wird schwüler und heißer.
Man beobachtet einen raschen Luftdruckabfall nach einer längeren Schönwetterperiode. (aus Wetterberichten der Presse ersieht man, daß sich eine Kaltfront nähert)	Im Sommer ist vor allem bei plötzlichem, starkem Luftdruckfall nach einer längeren Schönwetterperiode mit dem Eintreffen einer Kaltfront zu rechnen, die zu dieser Jahreszeit meistens mit einem kräftigen Frontgewitter verbunden ist. Im Winter sind Kaltfrontgewitter eher selten.
Cumuluswolken strudeln schon gegen Mittag weit in die Höhe	Die Cumuli werden sich bis zum Nachmittag zu Cumulonimben weiterentwickeln, so daß die Wahrscheinlichkeit von bald auftretenden Schauern und Gewittern recht hoch ist.
Auftreten von Altocumulus floccus oder Altocumulus castellanus am Morgen, Vormittag	Die Wahrscheinlichkeit, daß es am Nachmittag zu Schauern und Gewittern kommt, ist ziemlich hoch.
Auftreten von Altocumulus stratiformis undulatus	Die Entstehung eines Gewitters nach einigen Stunden ist sehr wahrscheinlich.
Auf einem sendefreien Bereich eines Radios auf Mittelwelle (bei ca. 1600 kHz) hört man in kleineren und größeren unregelmäßigen Abständen kratzende, krachende, knackende Geräusche.	Im näheren Umkreis bis zu 100 km Entfernung befinden sich eine oder mehrere Gewitterzellen, deren Blitzenladungen elektromagnetische Störimpulse im Radiogerät empfangen lassen.

Tab. 9

[Zu Tab. 9: Zum Inhalt der vom Autor dieser Arbeit erstellten Tabelle vgl.: 1. Keidel C.G., Windolf R.: Wolkenbilder-Wettervorhersage. München/Wien/Zürich 1986<sup>3</sup> (BLV-Verlag), S. 46, S. 42, S. 66, S. 68, S. 100, 2. Wildegger R.: Praktisches Wetterlexikon. München 1987 (Beck-Verlag), S. 34f. .]

Zur Gewittervorhersage mit Hilfe eines Radios:

"Radiogeräte mit Mittel- und Langwellenbereich eignen sich sehr gut zur kurzfristigen Prognose von Gewittern, da sich jede Blitzentladung in den entsprechenden Frequenzbereichen durch ein störendes Knacken oder Krachen bemerkbar macht, das insbesondere in senderfreien Frequenzbereichen gut zu hören ist."<sup>452)</sup> Die atmosphärischen, elektromagnetischen Störimpulse, die von elektrischen Entladungen (z.B. von Blitzen) in der Atmosphäre ausgesandt werden, bezeichnet man als *Sferics*.<sup>453)</sup> Ein deutlich hörbares Knacksen bei etwa 1600 kHz weist auf Gewittertätigkeit im näheren Umkreis bis ca. 100 km hin. Hört man jedoch Sferics nur auf Langwelle, jedoch nicht auf Kurzwelle, so ist dies ein Zeichen für Blitzentladungen bzw. Gewitter im entfernteren Bereich (mehr als 100 km). Dabei ist jedoch zu beachten, daß ab etwa 19 Uhr MESZ (Mittleuropäische Sommerzeit) in der Regel der Empfang auf 1600 kHz aufgrund von anderen atmosphärischen Bedingungen, auf die in diesem Zusammenhang nun nicht eingegangen werden soll, verbessert wird. Dies hat zur Folge, daß in diesem Frequenzbereich abends und nachts nun auch die Blitzentladungen angezeigt werden, die weiter als 100 km entfernt stattfinden.

Verfügt das Radio darüberhinaus eine Impulsanzeige, so läßt sich aus der Stärke der aufgefangenen Impulse die ungefähre Entfernung des Gewitters abschätzen. Übrigens läßt sich auch die Himmelsrichtung bestimmen, aus der Gewitterstörungen gesendet werden. Zu diesem Zweck dreht man das Radiogerät bzw. die Antenne so lange, bis man die Position gefunden hat, bei der die Sferics am lautesten zu hören ist. Veränderungen der Lautstärke zeigen dann, ob sich ein Gewitter nähert oder abzieht.

Allgemein sei in diesem Zusammenhang erwähnt, daß die Radiomethode zusammen mit der Beobachtung des Wolkenbildes eine relativ genaue Gewittervorhersage zuläßt. Beispielsweise kann man mit ihr überprüfen, ob eine sich nähernde Wolkenwand ein Gewitter mit sich führt oder nicht.<sup>454)</sup> Sogar Hagel läßt sich mit ihr manchmal vorhersagen: Da innerhalb von Hagel führenden Cumulonimben zahlreiche kurze Blitzentladungen stattfinden, kann man mit einem Rundfunkgerät im Mittelwellenbereich ein häufiges, kurzes, abgehacktes Krachen wahrnehmen. Bei einer derartigen Beobachtung ist zusammen mit einer schwefelgelblichen Verfärbung der dunklen Wolkenunterseite eines bedrohlich wirkenden Cumulonimbus fast sicher mit Hagel zu rechnen.<sup>455)</sup>

Damit die Radiomethode funktioniert, ist Voraussetzung, daß in der Umgebung bereits großräumige Entladungen (Blitze) stattfinden bzw. sich schon ausgereifte Gewitterwolken gebildet haben, während dies bei den anderen Beobachtungsfaktoren in Tabelle 9 nicht unbedingt der Fall sein muß.

Cumulonimben ziehen in unserem Raum meist der Höhenströmung folgend in der Regel aus Südwest bis West kommend in nordöstliche bzw. östliche Richtung weiter. Befindet sich daher im Sommer ein entferntes Warmegewitter im Süden, Südwesten oder Westen, kann man damit rechnen, daß das Unwetter auf den Beobachtungsort zusteuert und diesen erreicht.<sup>456)</sup> Gewitter, die man in einer anderen Himmelsrichtung sich entwickeln sieht, werden dann gewöhnlich vorbeiziehen. Anders verhält es sich bei Kaltfrontgewittern, die sich meist aus westlicher bis nördlicher Richtung nähern und entlang der Frontlinie gestaffelt auftreten.<sup>457)</sup>

### 1.2.5. Optische Erscheinungen in ihrer Wetterbedeutung

Optische Erscheinungen in der Atmosphäre sind auf Streuungs-, Reflexions-, Brechungs- und Beugungsvorgänge des Lichts von Sonne, Mond und Sternen an Luftmolekülen, ebenso an Wasserteilchen und Staubpartikeln in der Luft zurückzuführen. Dabei gibt es alltäglich zu beobachtende Phänomene, aber auch seltene.<sup>458)</sup> Je nach dem Vorhandensein, Fehlen oder der Ausprägung gewisser optischer Erscheinungen lassen sich Rückschlüsse auf das momentane Wettergeschehen und die weitere Wetterentwicklung ziehen:

#### 1. Blauer Himmel:

Daß der wolkenfreie Himmel während des Tages blau erscheint, ist eine Folge der Rayleigh-Streuung: Läuft ein Lichtstrahl der Sonne als elektromagnetische Welle an einem Luftmolekül vorbei, so erzwingt sein elektrisches Feld eine periodische Schwingung der gebundenen Molekülelektronen. Durch ihre erzwungene Oszillation wird senkrecht zur Schwingungsrichtung wie bei einem Hertzschenschen Dipol Energie in Form einer elektromagnetischen Welle der gleichen Frequenz wie die einfallende Welle abgestrahlt. Diesen Prozeß bezeichnet man als elastische Streuung, denn die Frequenz des gestreuten Lichts stimmt mit der des einfallenden überein.

Weiter gilt, wie in Büchern der Elektrodynamik teilweise hergeleitet wird: Beträgt das elektrische Feld der einfallenden Welle im Bereich des Moleküls  $E = E_0 \cdot \sin \omega t$ , so beträgt die von einem streuenden Atom abgestrahlte Leistung  $\frac{dW}{dt} = \frac{\alpha^2 \cdot \omega^4}{12\pi \cdot c^3} \cdot \epsilon_0 \cdot E_0^2$ , wobei  $\alpha$  die atomare Polarisierbarkeit ist,  $c$  die Lichtgeschwindigkeit und  $\epsilon_0$  die elektrische Feldkonstante. Die abgestrahlte Leistung des Streulichts ist also proportional zur 4. Potenz der Frequenz bzw., da  $\omega = 2\pi \cdot f = 2\pi \cdot \frac{c}{\lambda}$  ( $\Rightarrow \frac{dW}{dt} = \frac{4\pi^3 c}{3 \cdot \lambda^4} \cdot \epsilon_0 \cdot E_0^2$ ), indirekt proportional zur 4. Potenz der Wellenlänge des Lichts. Deshalb wird vor allem das kurzwellige Licht der Sonnenstrahlung in der Atmosphäre an den Luftmolekülatomen gestreut, d.h. im sichtbaren Bereich des Sonnenspektrums (390 – 770 nm) hauptsächlich der blaue Lichtanteil. Dies ist der Grund dafür, daß der Himmel untertags blau erscheint.<sup>459)</sup>

Rayleigh-Streuung tritt an Teilchen auf, die bedeutend kleiner sind als die Wellenlänge  $\lambda$  des einfallenden Lichts, daher im wesentlichen an Luftmolekülen. Die Größe von Staubteilchen und Kondensationskernen in der Atmosphäre variiert ziemlich stark. Sie weicht aber zum großen Teil nicht wesentlich von der Wellenlänge  $\lambda$  des sichtbaren Sonnenlichts ab. Die Intensität der Streuung, die diese Teilchen verursachen, ist in diesem Fall umgekehrt proportional zu  $\lambda^n$ , wobei  $0 < n < 4$  ist. Also wird das blaue Licht auch in diesem Fall stärker als das rote gestreut, aber nicht um so viel mehr wie bei der reinen Rayleigh-Streuung. Daher nimmt das Himmelslicht vor allem in Industriegebieten, die viele Staubteilchen enthalten, einen mehr ausgewaschenen blauen Farbton an. Sind jedoch Teilchen einigemal größer als  $\lambda$ , so wird das Licht an ihnen reflektiert und alle Lichtkomponenten daher an ihnen gleich intensiv gestreut. Man spricht in diesem Fall von einer *diffusen Reflexion*. Sie tritt in der Atmosphäre an großen Staubteilchen und Kondensationskernen, und an kleinen Wassertröpfchen (in Wolken und Nebel) auf.

Da all diese Teilchen das weiße Sonnenlicht in gleicher Intensität unabhängig von der Wellenlänge streuen, ist das Streulicht ebenso weißes Licht. Daher leuchten sonnenbeschienene Wolken, deren Tröpfchen das sichtbare Licht diffus reflektieren, strahlend weiß.<sup>460)</sup> Befinden sich nun viele große Staub- und Kondensationspartikel oder feinste Dunsttröpfchen in der Luft, so ist der Anteil des weißen Streulichts relativ hoch, so daß der auf Rayleigh-Streuung basierende blaue Streuanteil sich mit diesem vermischt. Der Himmel nimmt dann ein blasses hellblaues bis weißliches Aussehen an. Ist die Atmosphäre dagegen oberhalb des Beobachtungsstandorts arm an Aerosolpartikeln und solch diffus reflektierenden Teilchen, so fehlt der weiße Streulichtanteil und der Himmel erscheint tief dunkelblau. Dieses dunkle Himmelsblau ist daher vor allem im Gebirge zu beobachten und bei gewissen Wetterlagen.<sup>461)</sup>

Allgemein läßt sich also aus der Blaufärbung des Himmels auf den Wasserdampf- und Staubpartikelgehalt der Atmosphäre schließen.<sup>462)</sup> Da die verschiedenen Blaufärbungen in diesem Zusammenhang typisch für gewisse Wetterlagen sind, ist es einsichtig, daß die Beobachtung des Himmelsblau und seine Veränderung im Laufe der Zeit wichtige Faktoren für die Erstellung einer eigenen Wetterprognose darstellen. Für das Flachland lassen sich dabei folgende Regeln aufstellen:

a) Extrem dunkles Blau verbunden mit überscharfer Fernsicht weist auf bevorstehendes unbeständiges Wetter hin. Denn ein ungewöhnlich tiefblauer Himmel tritt meist nach dem Durchzug einer Kaltfront oder bei Föhn im Alpenvorlandgebiet auf.<sup>463)</sup>

Da mit der Kaltfront meist frische, kalte Meeresluft herangeführt wird, die relativ arm an Aerosolen, Staubteilchen und Wasserdampf ist, ist der Himmel tiefblau. Jedoch ist hinter der durchgezogenen Front in der Regel mindestens noch einen Tag lang mit Schauern und Gewittern (Rückseitenwetter) zu rechnen. Klare Luft in unserem Bereich ist fast immer frische Meeresluft, die durch Tiefdruckgebiete herangeführt wird. Daher ist ein extrem blauer Himmel mit einer ungewöhnlich weiten Sicht ein Zeichen, daß ein Tief das Beobachtungsgebiet beeinflusst und daher mit wechselhaftem Wetter zu rechnen ist.<sup>464)</sup>

Bei Föhn strömt die Luft von Südtalien her über die Alpen. Durch den Absinkprozeß am Alpennordrand wird die Luft sehr trocken und enthält wenig Wasserdampf. Es fehlt also an Dunsttröpfchen (= Ansammlung von Wassermolekülen an Kondensationspartikeln) in der Luft. Auch Staubteilchen können sich im Voralpenlandgebiet nicht in der Wettersphäre anreichern, da in einer lebhaften Südströmung über die Alpen ständig neue, frische Luft aus dem Mittelmeerraum herantransportiert wird, die ohnehin schon ziemlich frei von Schwebeteilchen ist, da diese am Südrand der Alpen durch den Stauregen gleichermaßen aus der Luft herausgewaschen wurden. Die Folge ist, daß bei Föhn die Sichtweite oft enorm groß ist (ca. 200 km) und die wolkenfreien Stellen am Himmel extrem tiefblau erscheinen. Der Südföhn ist aber meist ein Vorzeichen eines von Westen heranrückenden Tiefs, das an seiner Vorderseite sich schon durch die Südströmung über die Alpen bemerkbar macht (siehe hierzu Kap. 1.1.4.)<sup>465)</sup>. Daher ist tiefblauer Himmel auch in diesem Zusammenhang ein Vorzeichen für bevorstehendes Schlechtwetter.

b) Mittleres bis leuchtendes helles Blau ist ein Zeichen für die Fortdauer einer Schönwetterlage.

c) Ein auffallend blaßes Blau des Himmels ist oft während einer Hochdrucklage zu beobachten. Obwohl die Sicht nur wenige Kilometer beträgt, bleibt die relative Luftfeuchtigkeit verhältnismäßig niedrig (< 80 %). Es ist dies nur ein Zeichen einer zuneh-

menden Anreicherung der Luft mit Staub (evt. unterhalb einer existierenden Absinkinversion) und damit kein Vorbote einer raschen Wetteränderung.

d) Ein zunehmender Übergang von Blau nach Weiß und Grau, zusammen mit starkem Dunst (Sicht nur wenige Kilometer und zunehmende Luftfeuchtigkeit) ist ein Zeichen für einen Wetterumschlag (aufkommende Tiefdrucklage).<sup>466</sup> Da dieses starke Verblasen der Himmelsfarbe, der Dunst und die schlechte Sicht auf einen hohen Wasserdampfgehalt in der Luft hinweisen, ist im Sommer bei schwüler Witterung diese Erscheinung eine Vorwarnung für eine Gewitterbildung ( sehr hohe Gewittertendenz !!! ).<sup>467</sup>

## 2. Dunst und Sichtweite:

Von Dunst spricht man, wenn in der Atmosphäre die Sicht durch in der Luft schwebende Wasser-, Staub- und Rußpartikel getrübt ist und dabei die horizontale Sichtweite weniger als 8 km, jedoch mehr als 1 km beträgt. (Bei einer Sichtweite von weniger als 1 km beginnt der Nebel.)<sup>468</sup>

Man unterscheidet zwei Arten und zwar den *trockenen Dunst* und den *feuchten Dunst*.<sup>469</sup>

Bei trockenem Dunst liegt die relative Luftfeuchtigkeit unter 80 %. Er besteht hauptsächlich aus Staub-, Rauch-, Sand- und Schmutzteilchen in der Luft, die von der Erdoberfläche in die unteren Atmosphärenschichten gewirbelt werden.<sup>470</sup> Er enthält auch ungesättigte Wassertröpfchen, die durch Anlagerung von H<sub>2</sub>O-Molekülen an Kondensationskernen entstehen, ohne daß dabei der Kondensationsvorgang einsetzt. Diese Dunsttröpfchen haben einen Durchmesser von 0,4 bis 10 µm und sind beim trockenen Dunst in dem Ausmaß vorhanden, so daß die relative Luftfeuchtigkeit unter 80 % liegt.<sup>471</sup>

Bei feuchtem Dunst liegt die relative Luftfeuchte über 80 %. Die Sichttrübung ist nun hauptsächlich auf ungesättigte Wassertröpfchen in der Luft zurückzuführen. Die Trübung der Luft durch feste Schebeteilchen spielt eine untergeordnete Rolle.<sup>472</sup>

In beiden Dunstarten reflektieren die Tröpfchen bzw. ein Großteil der festen Partikel das Licht diffus. Deshalb wird an den Dunstpartikeln (fest und flüssig) das Sonnenlicht unabhängig von der Wellenlänge in alle Richtungen abgelenkt, so daß der Dunst als ein weißer, milchiger Schleier erscheint. Er macht dann, wie unter 1. bereits besprochen, das Himmelsblau verwaschen weiß.<sup>473</sup> Auch die Sicht wird herabgesetzt, da die Dunstteilchen das Licht eines entfernten Gegenstandes diffus streuen, so daß das übrig bleibende Restlicht nur noch eine Schattierung des Objekts wahrnehmen läßt bzw. das Objekt gar nicht mehr sichtbar ist.<sup>474</sup>

Die Art des Dunstes und der Grad der Dunstbildung läßt das weitere Wettergeschehen teilweise aufschlußreich beurteilen:

a) Trockener Dunst bildet sich vor allem bei Schönwetterlagen. Daß sich bei einer erkennbaren Sichttrübung trockener Dunst gebildet hat, ist dadurch leicht festzustellen, daß die relative Luftfeuchtigkeit sich nicht dabei nicht erhöht hat und deutlich unter 80% liegt. Es ist diese Beobachtung ein Zeichen für eine weiter fortdauernde Hochdruckwetterlage.

b) Daß sich feuchter Dunst gebildet hat, kann man daran erkennen, daß die relative Luftfeuchtigkeit allmählich angestiegen ist und nun ziemlich hoch ist ( > 80 % ). Im Sommer ist bei warmem Wetter das Aufkommen von feuchtem Dunst eine Warnzeichen für

eine bevorstehende Schauer- und Gewitterbildung (warmfeuchte Luft begünstigt die Entstehung von Cumulonimben). Im Herbst und Winter ist feuchter Dunst während einer Schönwetterperiode häufig ein Vorzeichen für Nebel- und Hochnebelbildung. Denn die Luft enthält bereits viel Wasserdampf, der bei weiterer Abkühlung der Luft in Form von Nebeltröpfchen ausgeschieden werden wird. Der Nebel bzw. Hochnebel kann dann während einer stabilen Hochdrucklage oft eine ganze Woche oder auch länger anhalten.

c) Allgemein weist bei fallendem Luftdruck ein Dunstigwerden mit zunehmendem Grauschleier und eventueller Bildung von Schichtwolken auf einen Wetterumschwung und bevorstehende Niederschläge hin.<sup>475)</sup>

### 3. Markante Brechungs- und Reflexionserscheinungen in der Atmosphäre:

Aus der Optik weiß man, daß gemäß dem Snelliusschen Brechungsgesetz an einer Grenzschicht Lichtstrahlen zum Medium mit höherem Brechungsindex (= optisch dichteres Medium) hingebrochen werden.

Der Brechungsindex der Luft  $n_{\text{LUFT}}$  ist nun eine Funktion der Luftdichte und genügt der Gleichung  $n_{\text{LUFT}} = 1 + c \frac{\rho}{\rho_0}$ , wobei die Konstante  $c$  für weißes Licht den Wert  $2,93 \cdot 10^{-4}$

hat.  $\rho$  ist die tatsächliche Dichte der Luft,  $\rho_0$  die Dichte der Luft bei  $0^\circ\text{C}$  und  $1013,2$  hPa. Da nun die Luftdichte in der Atmosphäre mit der Höhe (in etwa exponentiell) abnimmt, nimmt mit der Höhe auch der Brechungsindex der Luft ab. Das bedeutet, wenn man sich die Atmosphäre aus dünnen Schichten mit nach unten hin zunehmender optischer Dichte vorstellt, daß ein Lichtstrahl, der schräg in die Lufthülle eintritt, ständig nach unten hin gebrochen wird. Er verläuft also gekrümmt.<sup>476)</sup> Es ist dies der Grund, warum z.B. die Sonne noch sichtbar ist, wenn sie sich bereits unterhalb des geometrischen Horizonts befindet (siehe Abb. 71). Der Sonnenaufgang wird im Vergleich zu den astronomisch berechneten Werten also verfrüht, der Sonnenuntergang verspätet wahrgenommen.<sup>477)</sup>

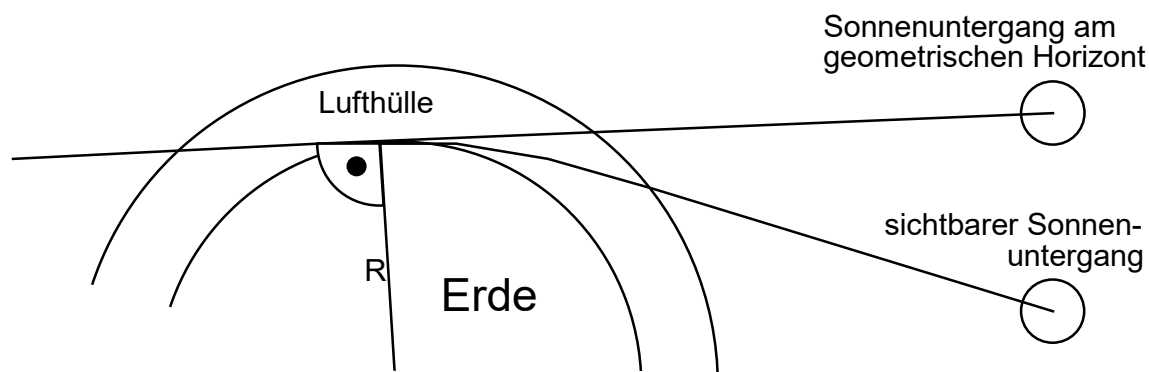


Abb. 71

Ebenso läßt sich durch diese atmosphärische Strahlenbrechung erklären, warum der Horizont, den man sieht, weiter entfernt liegt als der geometrische Horizont, der für einen Beobachter dort liegt, wo die Tangente durch sein Auge in Blickrichtung die kugelför-

mige Erdoberfläche berührt. Durch die Strahlenkrümmung fällt nämlich auch Licht hinter dieser Horizontumgebung in das Auge ein (siehe folgende Skizze).<sup>478)</sup>

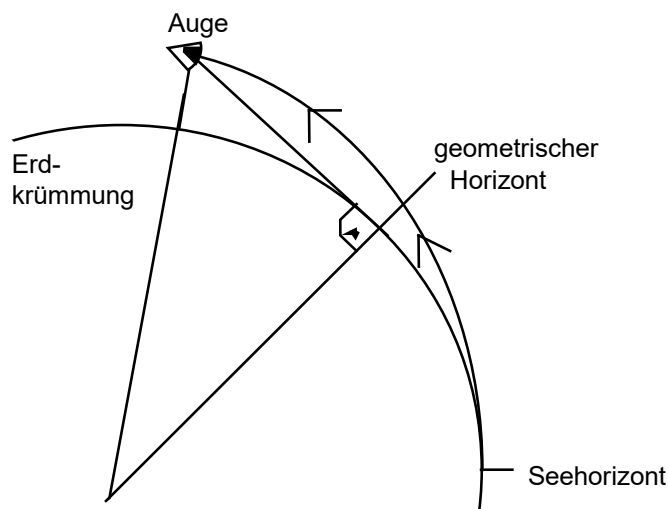
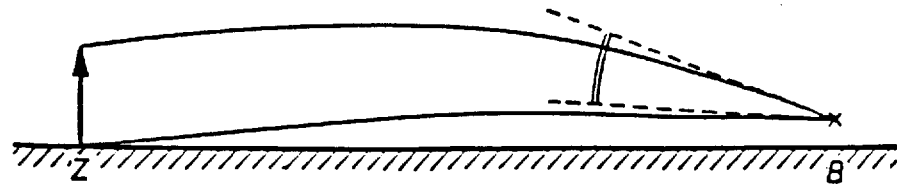


Abb. 72: Anschauliche Darstellung des geometrischen Horizonts und des Seehorizonts

[Zu Abb. 72 vgl. Liljequist G.H., Cihak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig/Wiesbaden 1984<sup>3</sup>, S. 201, Bild 15-4.]

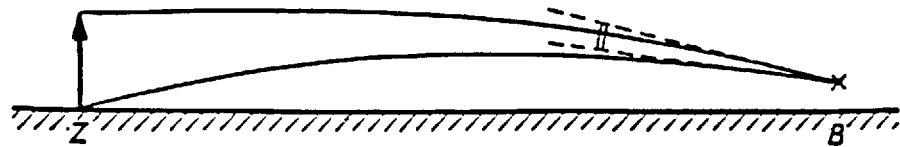
Die Strahlenablenkung in Luft mit unterschiedlichen Dichtebereichen erklärt auch, warum bei labiler Schichtung die Alpen im Alpenvorlandgebiet (z.B. in München) nah und groß erscheinen, während sie bei einer stabilen Schichtung klein wirken.<sup>479)</sup> So ist bei einer labilen Wetterlage die Luft in den unteren Bereichen erheblich wärmer als in größeren Höhen. Also nimmt die Luftdichte mit der Höhe nur sehr langsam ab und dies vor allem in Bodennähe, denn hier ist die Labilität üblicherweise sehr groß (Erwärmung der Luft vom Boden her). Daher wird das Licht, das vom Bereich des Berges in Talnähe ins Beobachterauge trifft, sehr wenig nach unten gekrümmt, das von den Berggipfeln ausgesandte Licht dagegen etwas stärker. Beide Lichtwege treffen sich daher im Auge unter einem relativ großen Winkel, was den Eindruck einer hohen Bergkette vermittelt und damit das Gebirge nahe am Beobachtungsort erscheinen läßt (siehe Abb. 73 a). Bei einer stabilen Wetterlage nimmt die Temperatur von unten nach oben nur langsam ab oder nimmt gar zu (Inversion). Ist die Stabilität vor allem in Bodennähe sehr groß (z.B. durch eine dem Boden aufliegende Inversion (Bodeninversion)) und in größeren Höhen geringer, so nimmt die Luftdichte stark mit der Höhe ab und zwar vor allem in Bodennähe. Daher ist der Lichtweg vom Fuße eines Berges zum Beobachterauge stark gekrümmt, und der vom Gipfel zum Auge schwächer. Beide treffen sich im Auge nun unter einem relativ kleinen Winkel, was den Berg bzw. die Gebirgskette klein und damit weit entfernt erscheinen läßt (siehe Abb. 73 b).<sup>480)</sup>

Abb. 73 a)



Strahlengang bei labiler Atmosphärenschichtung (B = Beobachter)

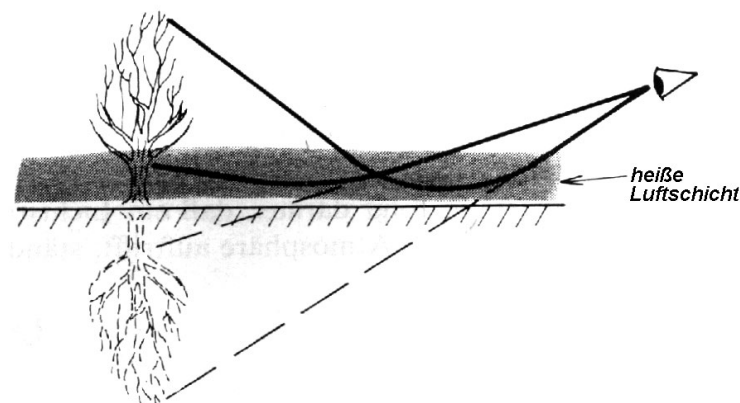
b)



Strahlengang bei stabiler Schichtung in Bodennähe

[Zu Abb. 73 a und b: entnommen aus: Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III. München Juli 1993 (Skript zur Vorlesung "Einführung in die Meteorologie – Teil III", gehalten im Wintersemester 1992/93 am Meteorologischen Institut der Ludwig-Maximilians-Universität München, Theresienstraße 37, nur dort erhältlich), S. 85.]

"Ist die Luft in Bodennähe so stark aufgeheizt, daß die Luftdichte mit der Höhe zunimmt, kommt es zu einer konkaven Krümmung der Lichtstrahlen. Die Gegenstände werden unter ihrer wirklichen Lage gesehen."<sup>481</sup> Dabei kann über einer erhitzten Bodenschicht die Krümmung so stark sein, daß man weit entfernte Gegenstände gespiegelt sieht. Den Strahlengang bei einer Luftspiegelung zeigt Abb. 74. So meinen oft Autofahrer, an heiteren, windschwachen Tagen in einer Entfernung von mehreren hundert Metern eine nasse Straßenoberfläche oder gar eine Wasserfläche zu sehen, die oft deutlich zu erkennen ist. Kommt man dieser näher, so verschwindet das vermeintliche Wasser wieder und taucht in weiterer Entfernung wieder erneut auf. Es handelt sich hier um eine solche Luftspiegelung, bei der der Himmel in Horizontnähe an der heißen Asphaltoberfläche reflektiert wird. Man kann dann im Spiegelbild auch die Umrisse von Wolken und von weit weg befindlichen Gegenständen (Häuser, Bäume) wahrnehmen.<sup>482</sup>



LUFTSPIEGELUNG

Abb. 74

[Zu Abb. 74: entnommen aus: Pohlmann D.: Wetterkunde: Ein Lehrgang für Arbeitsgemeinschaften in der Sekundarstufe II. Köln 1974, S. 102.]

Über einer stark erhitzten Fläche ist auch meist ein *Flimmern* der Luft wahrnehmbar (v.a. bei Windstille über wenig bewachsenen Bodenflächen, Straßen und Eisenbahndämmen). Es ist dies eine Erscheinung, die darauf beruht, daß kleine heiße bodennahe Luftpakete aufgrund ihrer geringeren Dichte aufsteigen und kältere Luftvolumina an ihrer ursprünglichen Stelle absinken. Diese kleinräumige Konvektion in Bodennähe ist also verbunden mit einer ungeordneten Bewegung kleiner Luftbereiche unterschiedlicher Dichte. Licht, das durch diese unruhige Schicht fällt, wird daher wegen der sich dauernd wechselnden Lage von unterschiedlich temperierten Luftpäckchen (verschiedener optischer Dichte) immer in eine andere Richtung abgelenkt, was einen Gegenstand, der hinter dieser turbulenten Luftschicht liegt, flimmern läßt.<sup>483)</sup> So bedeutet das Flimmern über einem Getreidefeld, daß unmittelbar über ihm die Luft ziemlich heiß ist und sich die darüberliegenden Luftschichten erwärmen. Es ist dann die Wahrscheinlichkeit für eine bevorstehende Thermikablösung über dem Kornfeld sehr hoch.<sup>484)</sup>

In gleicher Weise ist nachts ein starkes Funkeln und Flackern der Sterne (= *Szintillation*) ein Zeichen für eine ungeordnete Bewegung von unterschiedlich temperierter Luft in der Atmosphäre. So weist diese Beobachtung am nächtlichen Himmel allgemein auf turbulente Vorgänge und eine gewisse Luftunruhe in der Atmosphäre hin.<sup>485)</sup> Erweisenmaßen sind diese ungeordneten Luftbewegungen in der Wettersphäre bei einem von einem Tiefdruckgebiet beeinflussten Wettergeschehen größer als bei Hochdruckeinfluß. Somit läßt sich in diesem Zusammenhang für die weitere Wetterentwicklung ableiten: Tritt ein Glitzern und Flackern der Sterne nach einer einige Tage währenden Schönwetterperiode auf, ist diese Erscheinung ein Hinweis auf eine Umschichtung der Luft, die in größeren Höhen zuerst einsetzt.<sup>486)</sup> "Kommt zur Unruhe noch eine schlechte Durchsicht, die auf Dunst in der Atmosphäre schießen läßt, so ist ein weiterer Anhaltspunkt für die Annahme gegeben, daß ein Wetterumschwung einsetzt. Häufig ist mit der Turbulenz in der Atmosphäre auch eine Zunahme der Windtätigkeit in Bodennähe verbunden."<sup>487)</sup> Ein ruhiges Sternenlicht zusammen mit einer guten Durchsicht deutet dagegen auf eine stabile Wetterlage hin. Das schöne Wetter wird auch weiterhin erhalten bleiben.<sup>488)</sup>

#### 4. Farbige Dämmerungserscheinungen:

Kurz nach Sonnenaufgang und kurz vor Sonnenuntergang ist der Weg des Sonnenlichts durch die Atmosphäre besonders lang. Er verläuft noch dazu durch die untere bodennahe Luftschicht, wo die Luft am dichtesten ist und am meisten Wasserdampf enthält. Da auf dieser langen Strecke durch Rayleigh-Streuung vorzugsweise die blauen Anteile des Sonnenspektrums weggestreut werden und kaum die längerwelligen Rotanteile des Sonnenlichts, wirkt die Sonne rot. Dabei ist ihre Rotfärbung umso intensiver, je mehr Wasserdampf und Dunstpartikel sich in den unteren Luftschichten befinden<sup>489)</sup>. Dieses rote Licht bestrahlt Wolken und Dunstschleier, so daß man den so rot gefärbten Himmel als das Morgen- bzw. Abendrot wahrnimmt.<sup>490)</sup>

Wetterbedeutung von Abendrot: Wolken und Dunst am Himmel führen bei Sonnenuntergang zur Rotfärbung des Himmels, da das abendliche rote Sonnenlicht an den Wassertropfchen der Wolken und Dunstpartikeln diffus in alle Richtungen reflektiert wird. Jedoch führt sehr kräftiger Dunst zu einer so starken diffusen Streuung des Rotanteils, daß der Abendhimmel nicht mehr rot, sondern grau oder gelbgrau erscheint. Man spricht dann von *Abendgrau*.<sup>491)</sup>

Daß die bodennahe Luft während des Tages viel Wasserdampf aufnehmen konnte, der sich bereits teilweise an Kondensationskernen anlagert und Dunsttröpfchen bildet, ist normal.<sup>492)</sup> Durch die abendliche Anreicherung an Wasserdampf erscheint dann bei nicht zu starkem Dunst die untergehende Sonne intensiv rot ebenso wie der Himmel und die Wolken, die sie beleuchtet. Damit aber die Sonne den Abendhimmel rot bescheinen kann, muß es im Westen bis hinter dem sichtbaren Horizont nahezu wolkenlos sein. Da nun die meisten Wolken von Schlechtwetterzonen in unserem Raum auch aus Westen mit der Höhenströmung der Westwindzone heranziehen, ist also Abendrot für sich allein als ein Zeichen für schönes Wetter anzusehen, das zumindest für kurze Zeit (bis zum nächsten Morgen) anhält. ⇒ ABENDROT = SCHÖNWETTERBOT<sup>493)</sup>

Abendgrau ist jedoch, wie oben erwähnt, eine Folge sehr kräftigen Dunstes in Bodennähe. Der Feuchtigkeitsgehalt der Luft ist also ungewöhnlich hoch. Genauso aber kann ein Ausbleiben der abendlichen Rotfärbung des Himmels darauf zurückzuführen sein, daß am westlichen Horizont eine Wolkenwand aufzieht, die die untergehende Sonne schon verdeckt und die nicht unbedingt sichtbar sein muß, wenn es z.B. dunstig ist. Damit ist Abendgrau als ein Ausbleiben des Abendrot insgesamt eher als ein Schlechtwetterzeichen zu werten.<sup>494)</sup>

Wetterbedeutung von Morgenrot: "Das nächtliche Temperaturminimum liegt kurz vor Sonnenaufgang."<sup>495)</sup> Dann sollte sich ein großer Teil der Luftfeuchtigkeit durch Kondensation (Tau, Nebelbildung) bereits niedergeschlagen haben, die Luft also frei von Wasserdampf sein. Starke Rotfärbung des Himmels und der Wolken zu diesem Zeitpunkt bedeutet also, daß noch viel Wasserdampf sich in der Luft befindet. Es ist dies eher ein Anzeichen für schlechtes Wetter<sup>496)</sup> (viel Wasserdampf begünstigt z.B. vor allem im Sommer die Schauer- und Gewitterwolkenentwicklung während des Tages<sup>497)</sup>). Ebenso tritt Morgenrot meist nur in Verbindung mit Wolken auf, die von Westen kommen. Sind also schon in der Früh Wolken am Himmel bzw. ist es schon morgens nicht klar, sondern bereits stark bewölkt, ist die Wahrscheinlichkeit für eine weitere Wetterverschlechterung am Tag relativ hoch. Fazit: Morgenrot ist eher ein Zeichen für bevorstehendes Schlechtwetter. ⇒ MORGENROT = SCHLECHTWETTERBOT<sup>498)</sup>

## 5. Halo-Erscheinungen:

Zu den Haloerscheinungen gehören alle optischen Phänomene, die auf Brechung oder Spiegelung des Sonnenlichts an Eiskristallen in der Atmosphäre zurückzuführen sind. Da in unseren Breiten nur die hohen Wolken (Cirrus, Cirrostratus) fast ausschließlich aus Eisteilchen bestehen, sind Halos nur bei einer derartigen Bewölkung zu beobachten.<sup>499)</sup> Je nachdem, welche Form und Orientierung die Eiskristalle in den Wolken annehmen, ergeben sich verschiedene Haloerscheinungen.<sup>500)</sup>

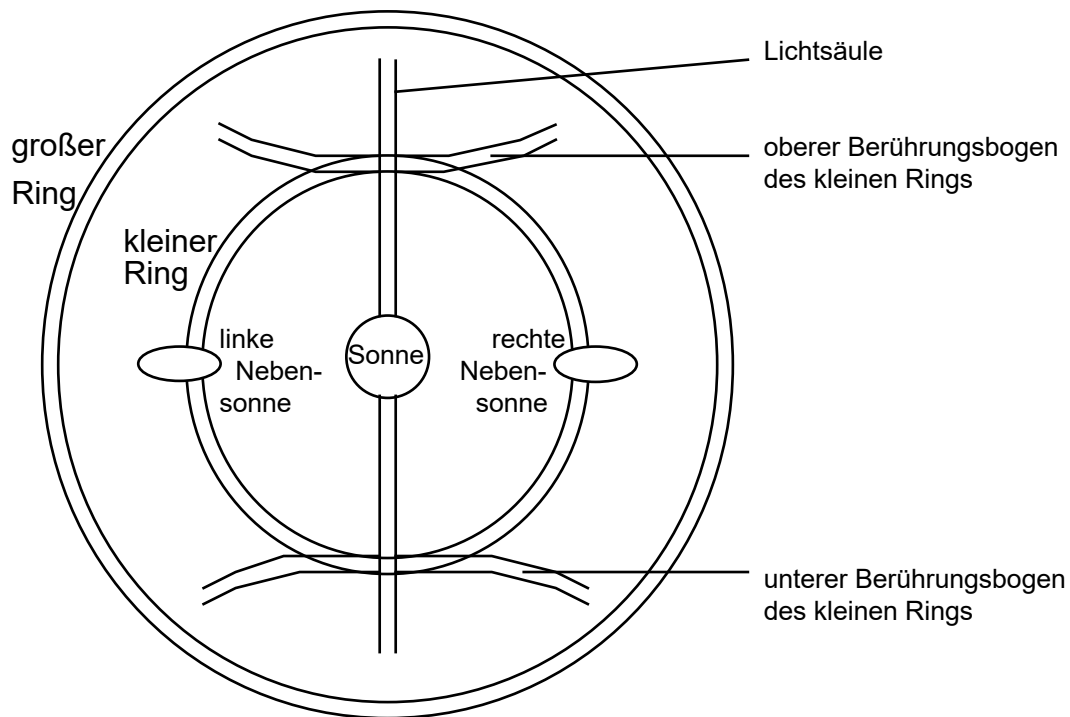


Abb. 75: die in unseren Breiten am häufigsten zu beobachtenden Haloerscheinungen in einer Skizze zusammengefaßt

[Zu Abb. 75 vgl. Pohlmann D.: Wetterkunde für alle: Ein Lehrgang für Arbeitsgemeinschaften in der Sekundarstufe II. Köln 1974 (Aulis-Verlag), S. 105, Abb. 68.]

Am häufigsten zu beobachten ist dabei ein regenbogenartiger Ring, der in einem Winkel von ca.  $22^\circ$  zur Achse Sonne – Auge zu sehen ist und die Sonne zum Mittelpunkt hat. Er hat einen rötlichen Innenrand und geht in seinen Farben gemäß dem Sonnenspektrum über in ein äußeres Blau und Violett außen. Er entsteht durch Brechung des Sonnenlichts an Eiskristallen, die die Form eines hexagonalen Prismas aufweisen. Dabei trifft ein Sonnenstrahl an einer der sechs Seiten des Eiskristalls auf, wird gebrochen und spektral zerlegt (siehe Abb. 76 rechts). Die Eiskristalle und damit deren Seitenflächen liegen in der Wolke durcheinander in unterschiedlichen Winkeln zur Sonne. Es tritt aber nun das Licht einer bestimmten Wellenlänge insgesamt am farbintensivsten ins Auge des Beobachters, das am Kristall um einem bestimmten Winkel von etwa  $22^\circ$  zur Einfallsrichtung des Sonnenlichts gebrochen wird. Es sind nämlich in Eiswolken ja auch eine Menge Kristalle vorhanden, die so zur Sonne liegen, daß bei der Brechung die austretenden Strahlen nicht um  $22^\circ$ , sondern um einen anderen Winkel abgelenkt werden. Es ergibt sich aber (für jede Farbe) in einem bestimmten kleinen Winkelbereich um  $22^\circ$  eine Häufung von austretenden Strahlen, so daß man nur hier durch diese Farbintensivierung in einem entsprechenden Sehwinkel den entsprechenden Farbiring wahrnimmt.

Nicht so oft ist, je nach Lage der Wolken, alleine oder manchmal zusätzlich zum kleinen Ring unter einem Winkel von  $46^\circ$  ein großer regenbogenfarbener Ring zu erkennen. Er entsteht durch Brechung des Sonnenlichts an einer der beiden Deckflächen der hexagonalen Eisprismen (siehe Abb. 76 links).

Häufig kann man aber nur Ausschnitte dieser farbigen Kreise wahrnehmen, je nach der Lage der Cirrenbewölkung zur Sonne<sup>501)</sup> (siehe Abb. 77). "Oft bilden sich nur Teile eines Halo aus, zum Beispiel farbige Nebensonnen, die horizontal rechts oder links neben der Sonne auftreten"<sup>502)</sup> (siehe Abb. 78). Genauso kann man an den Ringen oder Ringausschnitten farbige Bögen beobachten, die hier die Kreise nur berühren und teilweise von der Sonne weggekrümmt sind. Es handelt sich hier um die sogenannten Berührungsbögen zu den Haloringen. Besonders häufig treten in diesem Zusammenhang der untere und obere Berührungsbogen des kleinen Rings auf, wobei der obere sehr farbenprächtig sein kann. Eine ebenso nicht selten zu beobachtende Haloerscheinung ist ein senkrecht Lichtband oberhalb und unterhalb der Sonne, die sogenannte Lichtsäule. Sie ist vor allem kurz vor Sonnenaufgang oder kurz nach Sonnenuntergang sichtbar. Man sieht dann am Horizont einen hellen vertikalen Streifen über dem Ort der Sonne.<sup>503)</sup>

Alle nun hier besprochenen Haloerscheinungen sind in Abb. 75 skizzenhaft dargestellt und zusammengefaßt. Wie all diese entstehen, soll hier nun nicht weiter erläutert werden. Es sei zu physikalisch fundierten Erklärungen dazu verwiesen auf Liljequist G.H., Cihak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig / Wiesbaden 1984<sup>3</sup> (Vieweg-Verlag), Kapitel 15.5., S. 210 – 218. All die hier beschriebenen Haloerscheinungsformen können nachts genauso um den Mond auftreten. Jedoch sind sie dann blasser und nicht so farbenprächtig.<sup>504)</sup>

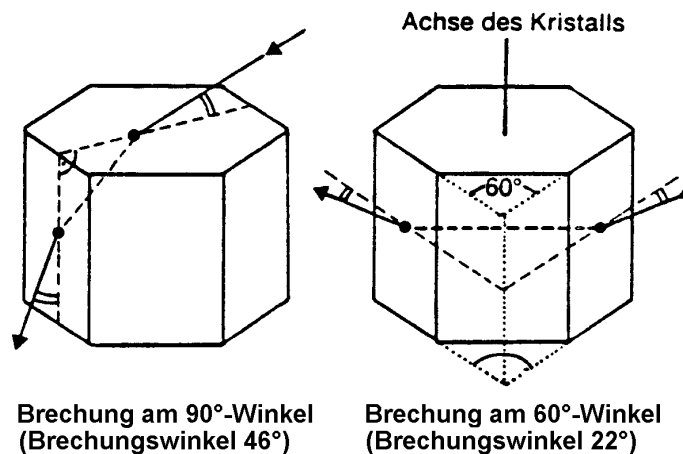


Abb 76: links: Brechung am hexagonalen Prisma, die zum großen Haloring (46°) führt, rechts: Brechung am hexagonalen Prisma, die zum kleinen Haloring (22°) führt.

[Zu Abb. 76: entnommen aus: Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III. München Juli 1993 (Skript zur Vorlesung "Einführung in die Meteorologie – Teil III", gehalten im Wintersemester 1992/93 am Meteorologischen Institut der Ludwig-Maximilians-Universität München, Theresienstraße 37), S. 82.]

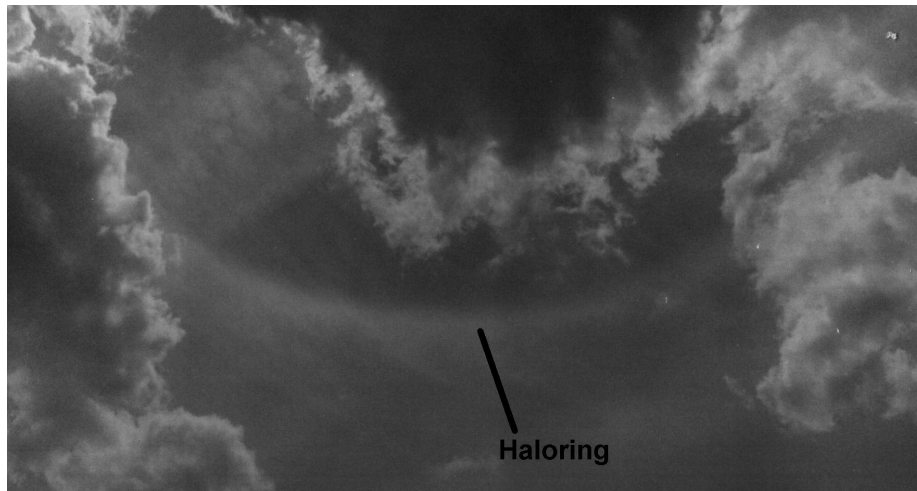


Abb. 77: Sichtbarer Ausschnitt eines Halorings (Foto: Flemisch C.)

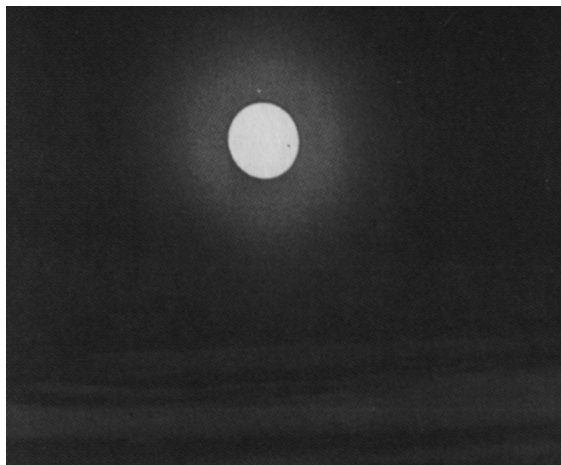


Abb. 78: Nebensonne (Foto: Flemisch C.)

Die Wetterbedeutung von Haloerscheinungen: Haloerscheinungen sind ein sicheres Zeichen für Cirrus- und Cirrostratusbewölkung. Cirruswolken kann man bei heiterem Wetter mit bloßem Auge erkennen, jedoch nicht unbedingt eine hauchdünne Cirrostratusschicht. So ist das Auftreten eines Halorings bei diesig wirkendem Himmel ein Zeichen für eine vorhandene dünne, gleichmäßige Cirrostratusdecke. Bei fallendem Luftdruck und sichtbarer Bewölkungsverdichtung nach Westen zu ist dies, obwohl die Sonne noch scheint, ein Zeichen dafür, daß man am Beginn einer Warmfrontbewölkung (oder Okklusionsbewölkung) steht. Die Bewölkung wird weiter zunehmen und Regen wird einsetzen.<sup>505)</sup> Man fand in diesem Zusammenhang allgemein heraus, daß bei tiefem und fallendem Luftdruck den Haloerscheinungen in 83 % aller Fälle Niederschläge innerhalb der weiteren 24 Stunden folgten.<sup>506)</sup> Einzelne Cirrenschleier und Cirruswolken treten jedoch auch bei Hochdruckwetter auf. Eine Haloerscheinung an ihnen, z.B. eine Nebensonne, hat dann keine besondere Bedeutung für das weitere Wettergeschehen.<sup>507)</sup>

## 6. Höfe um Sonne und Mond:

Von einem *Hof* spricht man, wenn man um die Sonne oder den Mond eine kreisförmige weiße oder gelbe Scheibe wahrnimmt, die nach außen meist von einem braunrötlichen Rand begrenzt ist. Eine Verwechslung mit Haloerscheinungen ist dabei fast ausgeschlossen, denn diese Lichtscheibe hat einen erheblich geringeren Durchmesser als der häufig zu beobachtende kleine Haloring. Übrigens treten derartige helle Kreisscheibchen auch um Planeten (z.B. Venus) und um helle Fixsterne (z.B. Sirius) auf. Sie haben dann einen sehr viel kleineren Durchmesser als der Lichtschein um Sonne und Mond.<sup>508</sup>) Oft befinden sich um den Hof um Sonne oder Mond auch noch 2 bis 4 konzentrische farbige Ringe, wobei jeweils ihr Außenrand rot und ihr Innenrand violett oder blau erscheint. Man spricht dann von *Kränzen* um den jeweiligen leuchtenden Himmelskörper, wobei der Hof den leuchtenden inneren Teil dieser optischen Erscheinung darstellt.<sup>509</sup>) Die hier besprochenen Erscheinungen entstehen durch Beugung der ausgesandten Strahlen der entsprechenden Lichtquelle (Sonne, Mond, helle Gestirne) an den Wassertröpfchen in Wolken. Die Wolkentröpfchen sind in diesem Fall als für den Strahl undurchdringliche Scheibchen anzusehen. An ihnen wird dann das Licht gebeugt, genauso wie das Licht, das durch eine kleine Lochblende fällt. Das gebeugte Licht erreicht von den Wolkentröpfchen nahe um die Lichtquelle das Beobachteraue und läßt eine kreisförmige Umgebung um sie hell erscheinen, so daß man den Hof und die Kränze wahrnimmt.<sup>510</sup>) Genaueres zur Optik der Hof- und Kranzbildung siehe Liljequist G.H., Cehak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig / Wiesbaden 1984<sup>3</sup> (Vieweg-Verlag), Kapitel 15.3., S. 206f. .



Aufnahme eines Hofes um den Mond

Abb. 79

[Zu Abb. 79: entnommen aus: Roth G.D.: Wetterkunde für alle: was man über unser Wetter wissen muß. München / Wien / Zürich 1989 (BLV-Verlag), S. 41.]

Wetterbedeutung: "Ausgehend von der Tatsache, daß es sich bei der Hofbildung um Beugungserscheinungen an Wassertropfen handelt, scheiden sehr hohe Wolken, die praktisch nur aus Eiskristallen bestehen, zum Zeitpunkt der Entstehung aus."<sup>511</sup>) Also muß es sich um Wasserwolken (= Wolke, die fast ausschließlich aus Wassertröpfchen besteht) oder zumindest um Mischwolken (enthalte Wassertropfen und Eiskristalle) handeln, die sich zwischen dem entsprechenden leuchtenden Himmelskörper und dem Beobachter befinden. Da Höfe nur dann auftreten, wenn dabei die Lichtquelle am Himmel (Sonne, Mond, helle Gestirne) sichtbar bleibt, sind sie ein Zeichen für eine vorhan-

dene dünne schichtförmige Wolke in der Atmosphäre. Damit kommen letztendlich nur Altostratus- und flache Altocumuluswolken in Frage. Eine gleichmäßige Altostratusbedeckung ist jedoch meist ein Vorzeichen einer sich nähernden Warmfront oder Okklusion. Es wird in diesem Fall nur noch wenige Stunden dauern, bis der Aufgleitniederschlag einsetzt. Ebenso zeigt das Vorhandensein einer flachen Altocumulusdecke, daß sich in den oberen Luftschichten viel Feuchtigkeit befindet. So sind in der Regel auch ausgedehnte Altocumulusfelder mit einem von einem Tiefdruckgebiet beeinflussten Wettergeschehen verbunden. Zusammenfassend läßt sich festhalten: Bei fallendem Luftdruck sind Höfe um Sonne, Mond und Gestirne meistens ein Vorzeichen einer bevorstehenden Wetterverschlechterung, die überwiegend verursacht wird durch eine näherrückende Warmfront oder Okklusion.<sup>512)</sup>

## 7. Der Regenbogen:

Einen Regenbogen kann man sehen, wenn die Sonne auf ein Regengebiet scheint. Der Beobachter sieht dann auf der sonnenabgewandten Seite in einem Winkel von  $40^\circ$  bis  $42^\circ$  zur Verbindungslinie Sonne–Auge einen leuchtenden, farbigen Bogen, der außen rot und innen violett ist. Manchmal ist noch zusätzlich ein zweiter Bogen in einem Winkelbereich von  $51^\circ$  bis  $54^\circ$  zu sehen, der über dem ersten liegt. Dieser *Nebenregenbogen* ist schwächer als der *Hauptregenbogen* und hat auch die umgekehrte Farbfolge (außen violett, innen rot).<sup>513)</sup>

Verantwortlich für die Entstehung des inneren Bogens ist die Brechung der Lichtstrahlen beim Ein- und Austritt in den bzw. aus dem Wassertropfen und deren einmalige Reflexion im Inneren der Tropfen (siehe Abb. 80 a). Zwischen der Einfallrichtung des Sonnenlichts und der Richtung des austretenden Strahls, unter der das Licht einer entsprechenden Wellenlänge in besonders hoher Intensität austritt und als die zugehörige Farbe wahrgenommen wird, ergibt sich ein bestimmter Winkel (z.B. für gelb ca.  $41^\circ$ ), der Regenbogenwinkel genannt wird.

Der äußere Bogen bildet sich im Grunde genauso, nur daß für seine Entstehung der Prozeß verantwortlich ist, daß das Sonnenlicht im Inneren der Regentropfen zweimal reflektiert wird (siehe Abb. 80 b). Zwischen der Richtung des einfallenden Sonnenlichts und der Richtung des austretenden Strahls, unter der das Licht einer Farbe besonders intensiv austritt, ergibt sich ein Regenbogenwinkel, der z.B. für die Farbe gelb ca.  $52^\circ$  beträgt.<sup>514)</sup> "Da bei jeder Brechung ein Teil des Lichts reflektiert wird und bei jeder Reflexion ein Teil des Lichts gebrochen wird, ist der Nebenregenbogen schwächer."<sup>515)</sup> Mehr als zwei Reflexionen im Tropfeninneren sind auch möglich, doch werden diese Effekte zu lichtschwach bzw. die austretenden Strahlen verlassen den Tropfen in Richtung Sonne, so daß sie nicht wahrgenommen werden können.<sup>516)</sup>

Ein Regenbogen bildet sich trotz scheinender Sonne bei Niederschlag nicht, falls es schneit oder graupelt, denn es fehlen die zu dieser optischen Erscheinung nötigen Tropfen.<sup>517)</sup> Ebenso kann man ihn nicht sehen, falls die Sonne höher als  $41^\circ$  über dem Horizont steht.<sup>518)</sup>

Genau wird die Entstehung des Regenbogens in der 21. Unterrichtsstunde in Kap. 2.2. behandelt und vorgeführt.

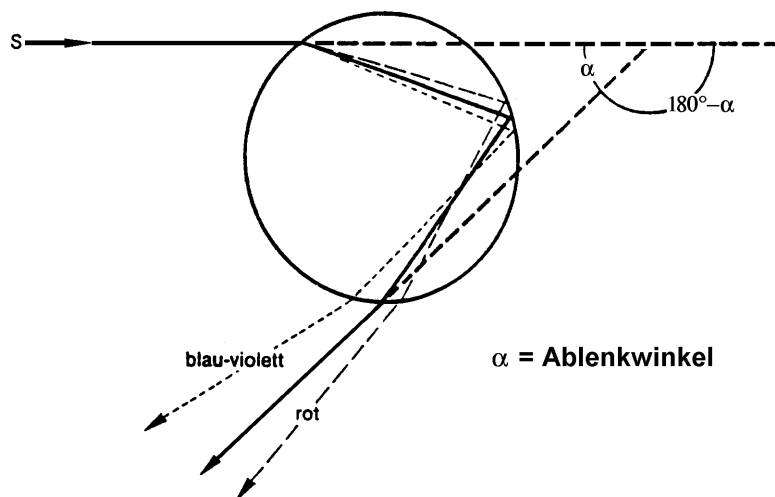


Abb. 80 a: Brechungs- und Reflexionsvorgänge in einem Regentropfen, die zur Entstehung des Hauptregenbogens führen. Dargestellt ist hier nur ein Sonnenstrahl. Es darf bei Betrachtung dieser Skizze nicht vergessen werden, daß der gesamte Tropfen von der Sonne beleuchtet wird! Die austretenden Strahlen einer Farbe häufen sich in einem bestimmten kleinen Winkelbereich, so daß nur unter diesem diese Regenbogenfarbe wahrgenommen wird.

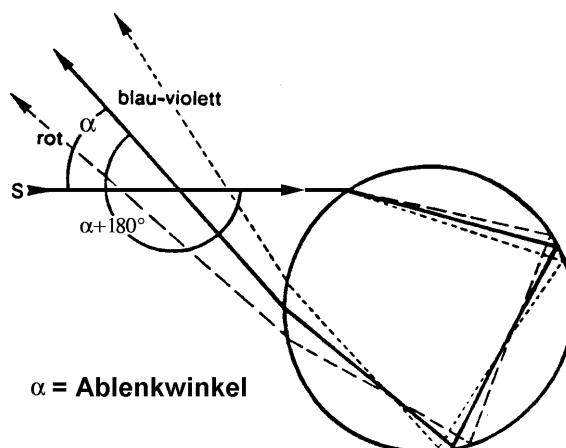


Abb. 80 b: Brechungs- und Reflexionsvorgänge in einem Regentropfen, die zur Entstehung des Nebenregenbogens führen.

[Zu Abb. 80 a und b : weitgehend übernommen aus: Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III. München Juli 1993 (Skript zur Vorlesung "Einführung in die Meteorologie – Teil III", gehalten im Wintersemester 1992/93 am Meteorologischen Institut der Ludwig-Maximilians-Universität München, Theresienstraße 37) S. 81. Zum Text zu Abb. 80 a vgl. Gleixner C., Luchner K.: Der Regenbogen: Ein didaktisches Lehrstück der geometrischen Optik auf dem Computer. In Physik der Schule, 33. Jg. (1995) 2, S. 64.]

Zur Wetterbedeutung des Regenbogens: Sieht man am Morgen oder Vormittag einen Regenbogen im Westen, so befindet sich in dieser Richtung eine Regenwand. Da in unserem Raum, der der Westwindzone unterliegt, die Schlechtwettergebiete und Regenschauer überwiegend in östliche Richtung ziehen, wird das Regengebiet in Kürze das Beobachtungsgebiet erreichen und Niederschlag wird einsetzen. Sieht man dagegen nachmittags oder abends einen Regenbogen im Osten, befinden sich dort auch Regenwolken, die sich jedoch nun aufgrund ihrer Drift von West nach Ost weiter entfernen werden. Da zur Entstehung eines Regenbogens im Osten im Westen die Sonne durch die Wolken scheinen muß, ist zumindest mit einer kurzfristigen Aufheiterung zu rechnen. Regnet es noch, so wird der Niederschlag bald nachlassen und aufhören. Ein Regenbogen kurz vor Sonnenuntergang deutet in diesem Zusammenhang auf eine wolken- und damit regenarme Nacht hin.<sup>519)</sup>

## **2. Möglichkeit einer Unterrichtssequenz zum Additum Physik der Atmosphäre**

In Kapitel 1 haben Sie sich nun als Lehrer ein ziemlich detailliertes Wissen über die wichtigsten Vorgänge in der Atmosphäre, über Witterung und Klima und über die Erstellung einer Wettervorhersage aneignen können. Im folgenden soll nun eine Unterrichtssequenz zum Additum Physik der Atmosphäre vorgestellt werden, die sich hauptsächlich auf diesen theoretischen ersten Teil stützt und diesen zur Grundlage hat.

### **2.1. Überblick über die Unterrichtseinheit und Vergleich mit dem Vorschlag im Lehrplan:**

Bevor nun die Unterrichtsstunden im einzelnen vorgestellt werden und auf sie näher eingegangen werden kann, zunächst zu einem Gesamtüberblick die

#### **Gliederung der Unterrichtseinheit zum Additum Physik der Atmosphäre:**

1. Stunde:	Motivation zum Wetterkundeunterricht, Meteorologischer Parameter: Temperatur. → siehe S. 141 ff.
2. Stunde:	Minimum- / Maximum-Thermometer, korrekte Lufttemperaturmessung in der Meteorologie, Beginn mit dem meteorologischen Parameter Luftdruck → siehe S. 147 ff.
3. Stunde:	Der Luftdruck: Definition, Meßgeräte, Abnahme mit der Höhe → siehe S. 152 ff.
4. Stunde:	Der Luftdruck: Mathematische Beschreibung der Luftdruckabnahme mit der Höhe, barometrische Höhenformel. → siehe S. 158 ff.
5. Stunde:	Darstellung des Luftdrucks in Wetterkarten, Luftdruckreduktion auf Meeresniveau, Wetterbedeutung von Luftdruckänderungen; Luftfeuchtigkeit → siehe S. 161 ff.
6. Stunde*:	Dampfdruck, Sättigungsdampfdruck → siehe S. 168 ff.
7. Stunde:	Der Taupunkt (Kondensation und Nebelbildung) → siehe S. 172 ff.
8. Stunde*:	Taupunktmessung, Psychrometer/Psychrometertafel → siehe S. 180 ff.
9. Stunde*:	Der Wind als meteorologischer Parameter → siehe S. 185 ff.
10. Stunde:	Windentstehung aufgrund horizontaler Druckunterschiede → siehe S. 193 ff.
11. Stunde:	Lokale Windsysteme → siehe S. 197 ff.
12. Stunde:	Das planetarische Windsystem → siehe S. 202 ff.
13. Stunde:	Hoch- und Tiefdruckbildung in der Westwindzone → siehe S. 210 ff.
14. Stunde*:	Strömung um Hoch- und Tiefdruckgebiete → siehe S. 219 ff.
15. Stunde:	Wolken: Grundlegender Wolkenbildungsprozeß → siehe S. 224 ff.
16. Stunde:	Die Entstehung verschiedener Wolkenformen und -arten → siehe S. 231 ff.
17. Stunde*:	Wolken: orographische Bewölkung → siehe S. 237 ff.
18. Stunde:	Wolken in ihrer Wetterbedeutung → siehe S. 243 ff.

19. Stunde:	Niederschläge: Entstehung und Arten → siehe S. 245 ff.
20. Stunde*:	Optische Erscheinungen und ihre Wetterbedeutung (1): Himmelsfärbungen und Dunst → siehe S. 253 ff.
21. Stunde*:	Optische Erscheinungen und ihre Wetterbedeutung (2): Der Regenbogen → siehe S. 258 ff.
22. Stunde*:	Optische Erscheinungen und ihre Wetterbedeutung (3): Ringe und Höfe um Sonne und Mond → siehe S. 264 ff.
23. Stunde*:	Luftelektrizität und Gewitter → siehe S. 267 ff.
24. Stunde*:	Gewitter und ihre Vorhersage (Fortsetzung der 23. Stunde) → siehe S. 273 ff.
25. Stunde:	Wetterlagen in unserem Raum und Beurteilung in Bezug auf das weitere Wettergeschehen → siehe S. 275 ff.
26. Stunde*:	Die eigene Erstellung einer Wetterprognose (Hinweise und Tips) → siehe S. 281 ff.

Tab. 10

**Im Vergleich zu dieser Gliederung der Unterrichtssequenz die Lehrplanvorgabe aus dem KWMBL I So.–Nr. 9/1991, S. 1287:**

**"7 Addita am Mathematischen-naturwissenschaftlichen Gymnasium**

Von den fünf Addita sind am Mathematisch-naturwissenschaftlichen Gymnasium zwei zu behandeln.

.....

**7.2. Physik der Atmosphäre**

Ausgehend von eigenen Wetterbeobachtungen ('Wettertagebuch') lernen die Schüler wesentliche Vorgänge in der Atmosphäre verstehen und können so häufig auftretende Wettergeschehnisse erklären (→ Ek; → FZ). Darüber hinaus sollen sie am Beispiel von Wetterprognosen erkennen, daß die Physik trotz modernster Beobachtungs- und Forschungsmethoden nur Modelle bereitstellen kann, deren Gültigkeitsgrenzen durch die realen Vorgänge deutlich werden (→ W: deterministisches Chaos). Folgendes Vorgehen bietet sich an:

- meteorologische Parameter; Messung und Darstellung in Wetterkarten
- Luft als Gasgemisch; Vertikalaufbau der Atmosphäre (→ C)
- Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre; energetische Bedeutung des Wasserkreislaufs Erde-Atmosphäre-Erde
- Zweikammermodell; Entstehung von Luftbewegungen: Druckgradientkraft, Corioliskraft und Bodenreibung
- Wolkenbildung und Niederschläge
- Beeinflußbarkeit des Klimas durch natürliche Ursachen und menschliche Eingriffe (→ Ek11: z.B. Stadtklima; → MT, U)"

Es sind schon einige Unterschiede festzustellen, wenn man die Gliederung der Unterrichtseinheit (Tab. 10) mit dem groben stichpunktartigen Vorschlag zum Unterrichtsablauf im Lehrplan vergleicht:

Beispielsweise wird im Verlauf der vorgestellten Unterrichtssequenz im Rahmen dieser Arbeit der Behandlung der chemischen Zusammensetzung der Luft sowie dem genauen

Vertikalaufbau der Atmosphäre und dem Klima keine eigene Stunde gewidmet. Der Lehrer wird in diesem Zusammenhang nur die wichtigsten und zu seinen Stunden nötigen Tatsachen und Grundlagen nebenbei erwähnen und festhalten, macht sie aber nicht zu einem Hauptthema einer eigens hierfür vorgesehenen Unterrichtsstunde und verliert über diese Themenbereiche nicht viele Worte. Extra behandelt wird ebenso nicht die Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre. Überhaupt nicht, d.h. nicht einmal ansatzweise, wird auf die energetische Bedeutung des Wasserkreislaufs Erde-Atmosphäre-Erde eingegangen. Es handelt sich nämlich hier um Themen, die zwar für den einen oder anderen gewiß interessant sein mögen, die aber nur rein theoretisches Wissen vermitteln, und die zur Einschätzung und zum physikalischen Verständnis von momentan vorherrschenden Wettersituationen nicht von Wichtigkeit sind. Sie haben vordergründig nichts mit direkt beobachtbaren und voraussagbaren Wettererscheinungen und -abläufen zu tun und tragen auch vordergründig nichts zum Verständnis in diesem Zusammenhang bei. Der Schüler würde sie vielleicht daher zu Recht als eher belastend und wenig nutzbringend empfinden. Deshalb werden sie in unserer Unterrichtssequenz nicht extra behandelt. Aus diesen Themenbereichen fließt nur nebenbei für den Unterricht notwendiges Wissen an der entsprechenden Stelle in die Sequenz mit ein.

Mit der hier entworfenen Unterrichtssequenz wird also versucht, einen Vorschlag zur Gestaltung der Unterrichtseinheit Physik der Atmosphäre zu liefern, der ohne Verlust von Niveau weniger theoretisch, dagegen etwas anwendungsorientierter und nutzbringender als der des Lehrplans erscheint.

Nach Lehrplan sind ca. 14 Stunden für die Behandlung eines Additums vorgesehen. Wie jedoch schon aus Tab. 10 ersichtlich, werden 26 Unterrichtsstunden vorgestellt. Die Stunden, die nicht mit einem Stern ( \* ) gekennzeichnet sind, behandeln Grundthemen, die vorrangig zu halten wären. Im allgemeinen reichen die 15 Stunden zu einer vollständigen, in sich abgeschlossen Behandlung der Meteorologie als A d d i t u m aus. Liegt man bei der Behandlung des gesamten Unterrichtsstoffs der 11. Jahrgangsstufe einigermaßen gut in der Zeit, so empfiehlt es sich, um den Schülern einen vertieften Einblick in die Physik der Atmosphäre zu gewähren, mit "\*" gekennzeichnete Stunden nach eigener Wahl hinzuzunehmen.

Es sei hier noch extra erwähnt:

Themen, die sich mit dem K l i m a in Süddeutschland, mit der Beeinflußbarkeit des Klimas durch Eingriffe des Menschen und mit Klimaveränderungen allgemein befassen, kommen in dieser Arbeit nicht vor. In dieser Arbeit wird ausschließlich auf das beobachtbare und vorhersagbare Wettergeschehen eingegangen. So stellt das Klima als die langzeitlichen Auswirkungen der physikalischen und atmosphärischen Vorgänge in einem Raum ein eigenes, umfassendes Gebiet dar. Es sei an dieser Stelle dem Lehrer überlassen, eigene Stunden zum Thema Klima zu entwerfen. So ist in diesem Zusammenhang vor allem von Bedeutung, den Schülern einen Einblick in Klimaveränderungen durch menschliche Eingriffe zu gewähren, um ihr Verantwortungsbewußtsein gegenüber Natur und Umwelt weiter aufbauen zu können.

## **2.2. Unterrichtssequenz zum Additum Physik der Atmosphäre**

Die Unterrichtssequenz, die im folgenden vorgestellt wird, wurde am Gymnasium Puchheim im Sommer gegen Ende des Schuljahres 1995/96 in der Klasse 11 a gehalten, wobei die mit "\*" versehenen Unterrichtsstunden aus Zeitgründen nicht erprobt werden konnten. Die Unterrichtssequenz verlief also in 15 Stunden. Wie die einzelnen Stunden bei den Schülern ankamen, geht aus den Beurteilungen zu den jeweiligen Unterrichtsstunden aufgrund der gemachten Erfahrungen hervor.

Insgesamt läßt sich als Ergebnis vorausschicken und festhalten, daß die Unterrichtssequenz erfolgreich verlief, die Schüler ziemlich interessiert am Geschehen teilnahmen und der Lernerfolg relativ groß war.

### **1. Stunde: Motivation zum Wetterkundeunterricht, Meteorologischer Parameter: Temperatur.**

#### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Zu Beginn der Unterrichtssequenz muß das Thema "Physik der Atmosphäre" motiviert werden. Dies geschieht dadurch, daß man den Schülern in geschickter Weise den großen Nutzen und Vorteil nahelegt, unabhängig von den Wetterberichten der Medien das Wettergeschehen selbst richtig einschätzen und in seiner Weiterentwicklung vorhersagen zu können. Man erwähnt als Lehrer, daß es das Ziel dieser Unterrichtssequenz ist, diese Fähigkeit zu erwerben. In diesem Zusammenhang wird deutlich, daß Physik durchaus anwendungsorientiert und daß der Physikunterricht auch für das tägliche Leben hilfreich und nutzbringend sein kann.

Anschließend fängt man an, die meteorologischen Meßgrößen bzw. Parameter zu behandeln. Eine etwas ausführlichere Kenntnis über diese Grundgrößen (ihre Messung und Bedeutung in der Meteorologie) ist notwendig, da sie den Grundstock für das Verstehen von physikalischen Erklärungen vieler Vorgänge im Wettergeschehen darstellen. Es ist weniger günstig, obwohl es für den Schüler interessanter wäre, mit einer Wetterregel oder der Frage nach der Entstehung einer bestimmten Wettererscheinung (z.B. Wolkenbildung) in den Unterrichtszyklus einzusteigen. Man würde sich nämlich in diesem Fall dann bei der physikalischen Erklärung in zuviele Einzelheiten verlieren, weil einfach die Grundlagen noch nicht geschaffen sind.

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß auch der Vorschlag im Lehrplan zur inhaltlichen Vorgehensweise beim Additum Physik der Atmosphäre die Behandlung der meteorologischen Parameter an den Anfang stellt.<sup>520)</sup>

In der ersten Stunde wird in obigem Sinne begonnen, den meteorologischen Parameter Lufttemperatur näher unter die Lupe zu nehmen (Meßgeräte, Aufzeichnung des Tages-temperaturverlaufs).

#### **Unterrichtsablauf der 1. Stunde:**

Motivation:

- Vorspielen einer Aufnahme des Wetterberichts vom selben Tag auf Kassette.
- kurze Besprechung des Wetterberichts (was er aussagt)

→ Lehrer: Welche Meßgrößen nennt der Bericht, welche meteorologischen Elemente ?

Antwort: Bewölkung, Windstärke, Windrichtung, Temperatur, Luftdruck.

An der Seitentafel zusammenfassen: "Meteorologische Elemente: Temperatur, Luftdruck, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Bewölkungsgrad"

→ Es handelt sich hier also hauptsächlich um **physikalische Meßgrößen**.

Da Wettererscheinungen Naturphänomene darstellen und die Physik die Lehre von den Vorgängen und Zuständen in der Natur darstellt, gehört die Wetterkunde (Meteorologie) auch gewiß zur Physik.

Schüler nun fragen, ob ihnen der Wetterbericht immer geholfen hat, wenn sie ihn benötigt haben, ob sie von seiner Aussage schon einmal stark enttäuscht wurden (wann?, wo?).

Von den Schülern Gründe erfragen, warum sie glauben, weshalb der Wetterbericht in gewissen Situationen nicht immer ausreichend ist:

- weil er nicht immer stimmt (Grund: Chaos spielt im Wettergeschehen eine Rolle<sup>521</sup>)
- zu global, nicht auf Lokalbereiche zugeschnitten
- zu ungenau in der Formulierung (z.B.: "heiter bis wolkig")
- zeitlich zu ungenau (z.B.: "nachmittags und abends Aufkommen von und Gewittern")

Fazit: In gewissen Situationen ist für den einzelnen der Wetterbericht nicht ausreichend!

Da wäre es doch angebracht, selbst das Wettergeschehen besser beurteilen zu können und sich seine eigene Wetterprognose zu erstellen, denn dann ist man ja vom Wetterbericht zumindest in gewissem Maße unabhängig.

In diesem Sinne werden wir in den nächsten Stunden versuchen, das Wettergeschehen, das für uns Tag für Tag von Wichtigkeit ist, besser zu verstehen. Dann nämlich können wir probieren, eine eigene Wetterprognose zu erstellen und sind somit dem Wetter nicht hilflos ausgeliefert.

Weil Wetter mit Physik zu tun hat, die sich in der Lufthülle der Erde, der sogenannten Atmosphäre abspielt, nennen wir diese Unterrichtssequenz

(Überschrift) → PHYSIK DER ATMOSPHÄRE

Um das Wettergeschehen im einzelnen besser verstehen zu können und um in dieses überhaupt einsteigen zu können, müssen wir einige Grundlagen schaffen. Deshalb befassen wir uns zuerst mit den meteorologischen Meßgrößen bzw. Parametern.

## 1. Meteorologische Parameter (Messung, Bedeutung in der Atmosphäre)

### 1.1. Die Lufttemperatur

Mit der Lufttemperatur haben wir täglich zu tun: Sie ist wichtig, um ein Maß angeben zu können, wie warm es draußen ist. So möchte man beispielsweise wissen, ob man einen Mantel benötigt oder ob das T-Shirt allein ausreicht, um nicht frieren zu müssen.

gängige Maßeinheit: °C ( K (Kelvin) wird nur bei Rechnungen benötigt)

Meßmöglichkeiten: Frage an die Schüler: Welche Meßmöglichkeiten der Lufttemperatur kennt ihr?

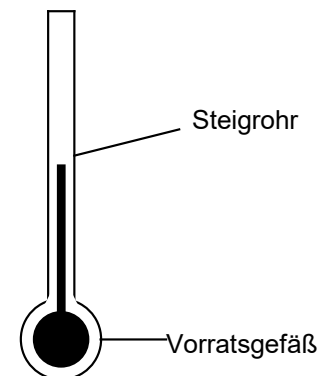
→ Auflistung der Schülerantworten:<sup>522)</sup>

a) Das Flüssigkeitsthermometer:

Die Volumenausdehnung einer Flüssigkeit wird zur Temperaturmessung verwendet.

Flüssigkeiten: Quecksilber, Alkohol<sup>523)</sup>

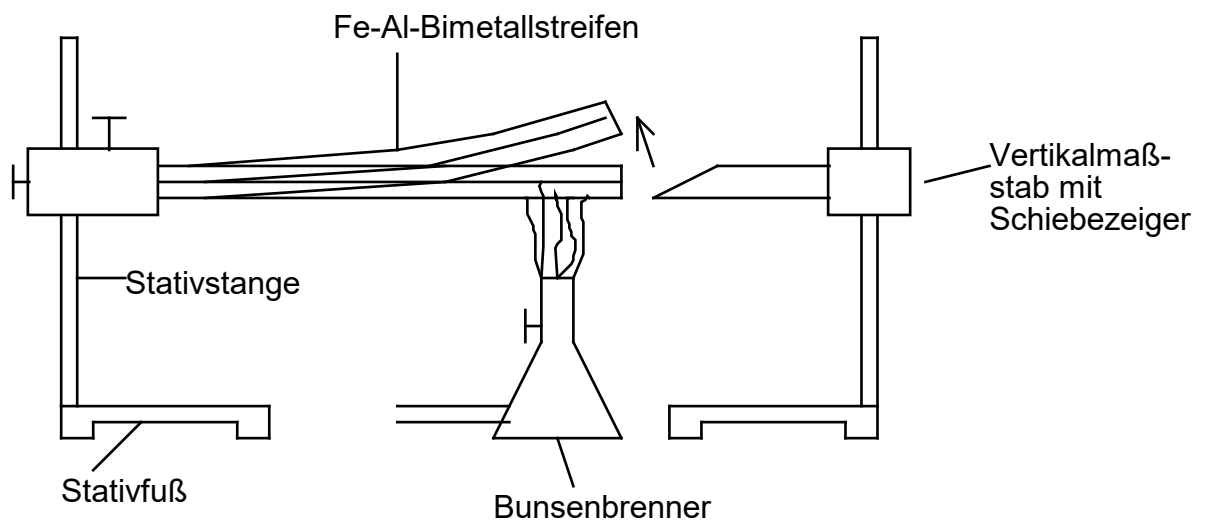
→ Quecksilber- und Alkoholthermometer aus der Physiksammlung herzezeigen!



b) Das Bimetallthermometer:

Versuch: Erwärmung eines Bimetallstreifens mit dem Bunsenbrenner.

Versuchsaufbau:



Fe-Al-Bimetallstreifen einspannen und mit Bunsenbrenner von unten her erhitzen.

→ Krümmung nach oben (dazu muß sich Eisen (Fe) oben befinden)<sup>524)</sup>

Ergebnis des Versuchs: Unterschiedliche Ausdehnung von Metallstreifen lassen den Bimetallstreifen krümmen und zwar um so stärker, je stärker er erwärmt wird.

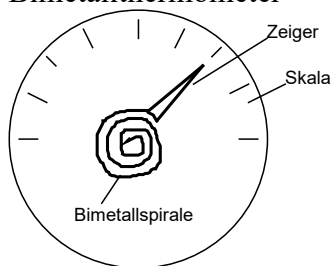
⇒ Krümmungsstärke als Maß für die Temperatur.<sup>525)</sup>

Also kann die Formänderung eines Bimetallstreifens zur Temperaturmessung benutzt werden. In der Praxis hat man eine Bimetallspirale, an deren einem Ende sie befestigt und an deren anderem Ende sich ein Zeiger befindet.

Herzeigen eines Bimetallthermometers und es durch die Klassenbänke durchreichen lassen.

An die Tafel:

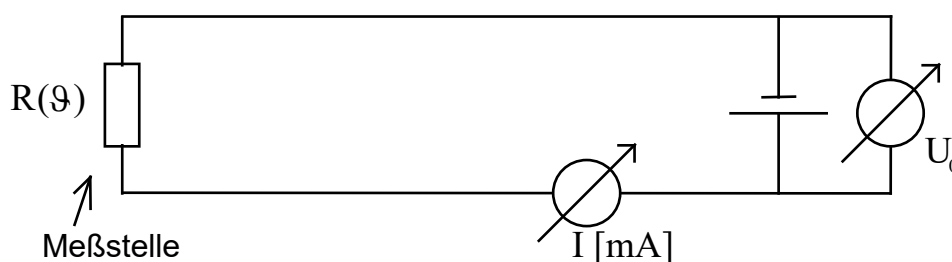
### Bimetallthermometer



Die Formänderung einer Bimetallspirale wird zur Temperaturmessung verwendet.<sup>526)</sup>

### c) Das elektrische Widerstandsthermometer:

Skizze an die Tafel:



### Der Lehrer erklärt:

Es ist  $R(\vartheta)$  ein Widerstand, der bei unterschiedlichen Temperaturen seinen Widerstandswert  $R(\vartheta)$  ändert.

Dabei unterscheidet man *Heißleiter* ( $R$  wird kleiner bei zunehmender Temperatur bzw. größer bei abnehmender Temperatur) und *Kaltleiter* ( $R$  wird größer bei zunehmender Temperatur bzw. kleiner bei abnehmender Temperatur).

Wegen  $R(\vartheta) = \frac{U_0}{I(\vartheta)}$  folgt, daß der Strom  $I(\vartheta) = \frac{U_0}{R(\vartheta)}$  ein Maß für die Temperatur ist.

Bei vorgegebener konstanter Spannung  $U_0$  kann also die Skala des Strommeßgeräts mithilfe eines Vergleichsthermometers nach der Temperatur geeicht werden.<sup>527)</sup>

### Herzeigen von elektrischen Widerstandsthermometern:

Dabei ist an einem Gerät zu erläutern, daß sich an der Spitze des Temperaturfühlers der temperaturabhängige Widerstand befindet, und daß das digitale Anzeigegerät nichts anderes als der in obiger Skizze eingezeichnete Strommesser ist, der hier nicht den Strom, sondern die Temperatur anzeigt.

Frage des Lehrers an die Schüler: Wir haben nun 3 Arten von Thermometern besprochen. Warum verwendet man zur Lufttemperaturmessung verschiedene Thermometer?

Antwort: Die verschiedenen Thermometer genügen verschiedenen Anforderungen und Bedingungen. Beispielsweise benötigt man Strom für ein Widerstandsthermometer, während man vom Strom beim Quecksilberthermometer völlig unabhängig ist.

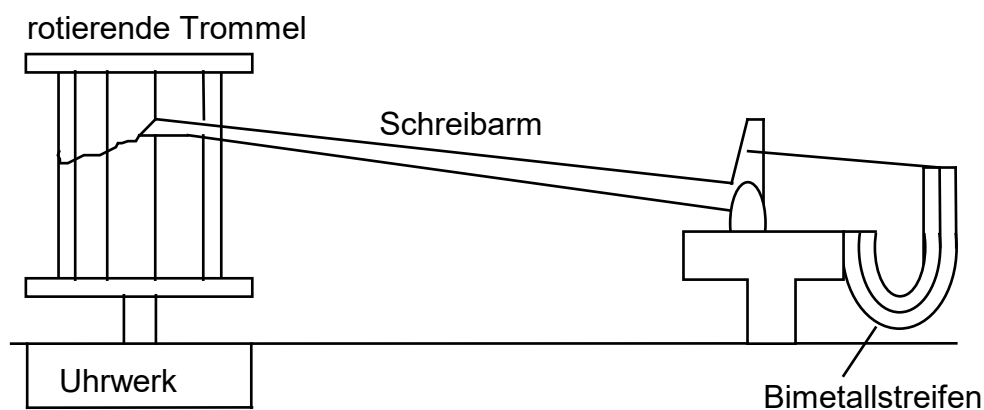
In diesem Zusammenhang Vor- und Nachteile der bisher besprochenen Thermometerarten sammeln (mündlich):

	Flüssigkeitsthermo- meter	Bimetallthermometer	elektrisches Widerstandsthermometer
Vorteil	arbeitet relativ genau	ist billig in der Herstellung <sup>528)</sup>	liefert sehr genaue Meßwerte, kann als Fernthermometer verwendet werden (lange Leitung vom Meßwiderstand zur Anzeige!) <sup>529)</sup> , reagiert rasch auf Temperaturänderungen. <sup>530)</sup>
Nachteil	hinkt bei raschen Temperaturänderungen stark nach (Grund: großes Vorratsgefäß muß sich der äußeren Temperatur anpassen) <sup>531)</sup>	Liefert relativ ungenaue Meßwerte. Zu starke dauerhafte Erwärmung, Abkühlung führt oft zur Verformung der Spirale.	Es wird eine Stromquelle benötigt.

Frage des Lehrers: Man will wissen, wie während des Tages der Verlauf der Temperatur aussieht. Wie könnte man es technisch bewerkstelligen, daß man sich nicht den ganzen Tag neben ein Thermometer stellen muß, um z.B. jede Minute die Temperatur abzulesen?

d) Zur langfristigen Aufzeichnung der Temperatur verwendet man einen Thermographen:

Skizze an die Tafel:



[Skizze abgezeichnet aus Pohlmann D.: Wetterkunde. Köln 1974 (Aulis-Verlag), S.18, Abb. 7]

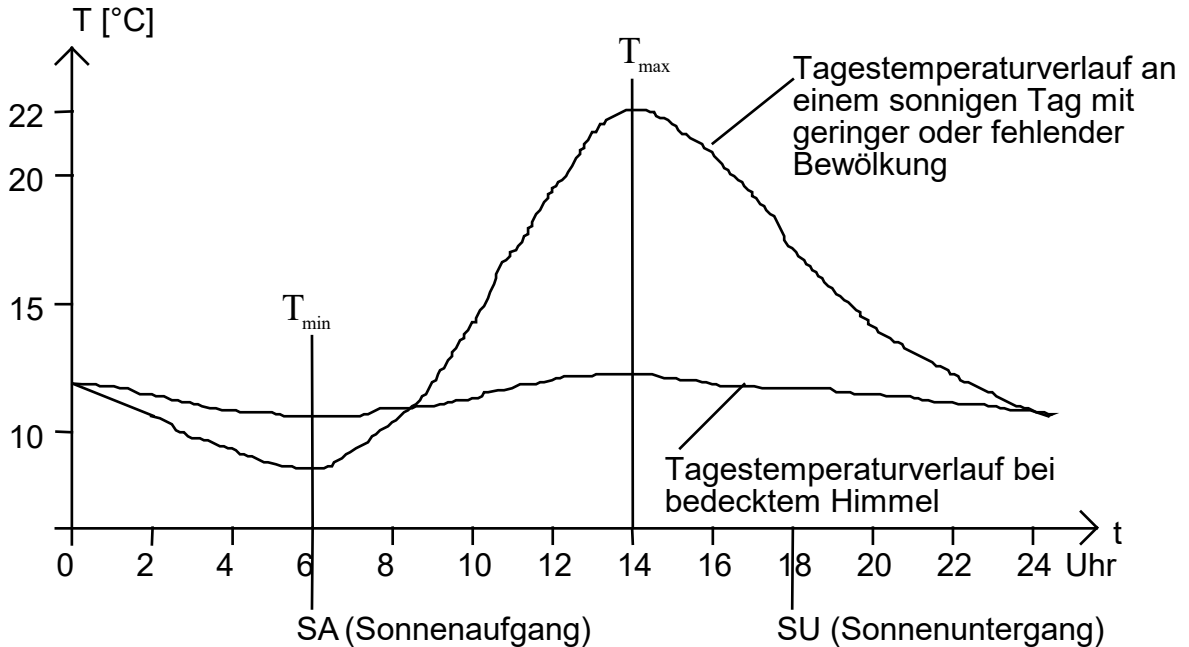
Ein Bimetallstreifen, dessen freies Ende Bewegungen ausführt, überträgt diese auf einen Schreibarm.<sup>532)</sup> "Die Schreibfeder zeichnet den Temperaturverlauf auf ein Registrierpapier auf, das von einer rotierenden Trommel vorbeigezogen wird."<sup>533)</sup>

Damit kann man den Tagesverlauf der Temperatur aufzeichnen.

Frage an die Schüler: Wie schaut dieser aus?

An die Tafel: Tagesverlauf der Temperatur

Skizze:



Temperaturminimum wird kurz vor Sonnenaufgang erreicht,

das Temperaturmaximum 2 Stunden nach Sonnenhöchststand.

### **Beurteilung der 1. Unterrichtsstunde aufgrund der gemachten Erfahrungen am Gymnasium Puchheim:**

Das Vorspielen des Wetterberichts auf Kassette wirkte auf die Schüler ein bisschen langweilig. Dies äußerte sich in Gähnen und einer gewissen Unruhe in der Klasse. Es wäre vielleicht besser, wenn man zu Beginn der Unterrichtsstunde zusätzlich die Kopie des Wetterberichts samt Wetterkarte und Satellitenbild (z.B. aus der Süddeutschen Zeitung üblicherweise auf Seite 2) an die Wand wirft. Ebenso wäre es angebracht, das Bild/Foto einer bedrohlichen Wettersituation (aufziehendes schweres Unwetter) zu zeigen, um dadurch zu verstärken, wie wichtig es doch wäre, das Aufkommen einer solchen Situation selbst vorhersagen zu können.

## **2. Stunde: Minimum-/Maximum-Thermometer, korrekte Lufttemperaturmessung in der Meteorologie, Beginn mit dem meteorologischen Parameter Luftdruck**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf, methodische Begründung, Hinweise:**

In der 2. Unterrichtsstunde wird zunächst die Messung des Temperaturmaximums und -minimums behandelt. Dieses Thema kann der Lehrer nach einer kurzen Wiederholung des Inhalts der vorigen Stunde in eleganter Weise durch Vorstellen von durchaus möglichen Alltagssituationen motivieren und daran anknüpfen. Dabei kann der Lehrer, wie im nächsten Abschnitt beschrieben, alle drei Themometersorten, nämlich das Maximum-, Minimumthermometer und das Maximum-Minimum-Thermometer nach Six vorstellen. Aus Zeitgründen kann er sich aber auch auf die Erklärung von Maximum- und Minimumthermometer beschränken oder als Alternative auf die des Max.-Min.-Thermometers nach Six. Es folgt ein Versuch, aus dem folgt, daß eine Temperaturmessung unter ausgesetzter (Sonnen-)Strahlung nicht definiert ist. Dies ist sehr wichtig, damit die Lufttemperatur nicht falsch bestimmt wird, so daß daraufhin möglicherweise falsche Schlußfolgerungen in Bezug auf das Wettergeschehen gezogen werden. Ebenso wird ein weiterer Versuch durchgeführt, der zeigt, daß die Temperatur mit zunehmender Höhe abnimmt, weil sich die Luft vom sonnenbestrahlten Erdboden her erwärmt. Zusammenfassend werden die Ergebnisse an der Tafel festgehalten. Vorbereitend auf die nächste Unterrichtsstunde werden, falls noch genügend Zeit vorhanden, abschließend Druckeinheiten wiederholt. Dadurch wird die eventuell noch vorhandene Zeit gefüllt und man spart sich als Lehrer eine Aufgabe, die einen flüssigen Ablauf der folgenden Stunde eher behindern würde.

### **Unterrichtsablauf der 2. Stunde:**

Zu Beginn: Kurze Wiederholung der in der letzten Stunde behandelten Themometersorten, ebenso des Verlaufs der Tagestemperatur.

Der Lehrer leitet zum weiteren Stoff über:

Man möchte aber eigentlich nur die Höchst- und Tiefsttemperatur eines Tages wissen und interessiert sich weniger für den Temperaturverlauf.

Den Schülern in diesem Zusammenhang folgende Situationen vorstellen:

So will beispielsweise der Langlaufskifahrer im Winter abschätzen können, ob die Lufttemperatur des kommenden Tages über  $0^{\circ}\text{C}$  steigt, so daß der gefallene Pulverschnee an seiner Oberfläche zu schmelzen beginnt. Ebenso wäre es von Vorteil, einschätzen zu können, ob es nun heute nacht die Lufttemperatur wieder unter  $0^{\circ}\text{C}$  sinken wird oder nicht, so daß es möglicherweise zu Frost kommt, der gewisse Pflanzen kaputt gehen läßt. Dazu wäre bei gleichbleibendem stabilem Wetter die Kenntnis über Höchst- bzw. Tiefsttemperatur des vergangenen Tages von Vorteil, da sich in diesem Fall beide Werte von denen des Vortages kaum unterscheiden werden.

Frage:

Wie könnte ein Instrument beschaffen sein, das nur die Höchsttemperatur oder nur die Tiefsttemperatur anzeigt?

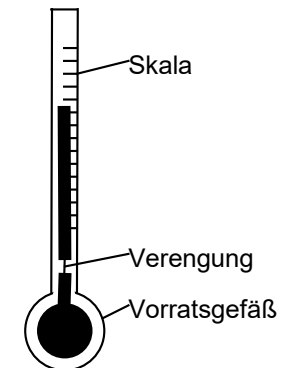
Unter Einbeziehung der Schülerantworten nun die Funktionsweise von Maximum- und Minimumthermometer vorstellen:

e) Messung des Temperaturmaximums und Minimums:Das Maximumthermometer:

Zur Feststellung des Maximums der Temperatur während des Tages benutzt man ein Maximumthermometer

Das Maximumthermometer ist so konstruiert, daß der Quecksilberfaden beim Rückgang der Temperatur von der Quecksilbermenge im Vorratsgefäß an einer Verengung der Kapillare abreißt und sich seiner vollen Länge erhalten bleibt.<sup>534)</sup>

Skizze an die Tafel:



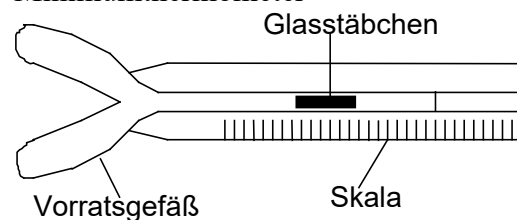
Maximumthermometer

Das Minimumthermometer:

Zur Feststellung des Temperaturminimums während des Tages benutzt man ein Minimumthermometer. Es ist mit Alkohol gefüllt. "Innerhalb der Alkoholsäule befindet sich ein Glasstäbchen, das bei Abkühlung zurückweichende Alkohol infolge der Oberflächenspannung mitnimmt; bei erneutem Temperaturanstieg kann der Alkohol am Glasstäbchen vorbeifließen, so daß dieses liegen bleibt und die Stelle tiefster Temperatur markiert."<sup>535)</sup> Leichtes Neigen des Thermometers bringt es wieder an die Alkoholoberfläche.<sup>536)</sup>

Skizze an die Tafel:

Minimumthermometer



[abgezeichnet aus Pohlmann D.: Wetterkunde. Köln 1974 (Aulis-Verlag), S. 20, Abb. 9.]

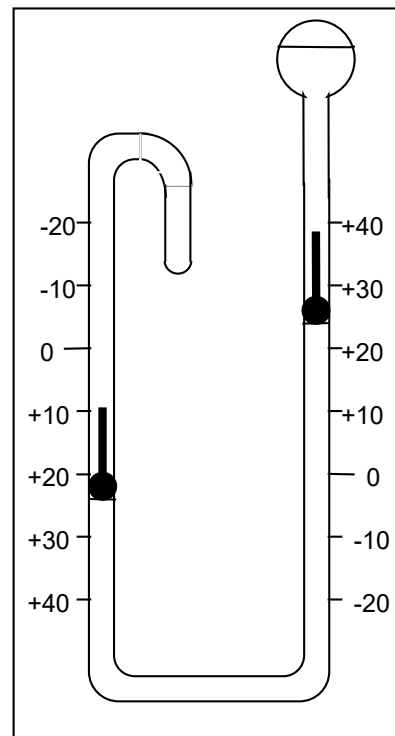
Temperaturmaximum und -minimum lassen sich auch mit einem einzigen Meßinstrument ermitteln. Es ist dies das

Maximum-Minimum-Thermometer nach Six:Erklärung des Lehrers zu diesem Instrument:

"Das Maximum-Minimum-Thermometer nach Six besteht aus einer U-förmig gebogenen Thermometerröhre, deren rechter Schenkel eine kugelförmige Erweiterung besitzt, während der linke Schenkel nochmals nach innen umgebogen ist" (siehe Skizze auf der nächsten Seite). "Innerhalb der Röhre befindet sich ein Quecksilberfaden. Der Raum über dem Quecksilberfaden ist im linken Schenkel völlig mit Alkohol gefüllt. Im rechten Schenkel steht über dem Quecksilber ebenfalls Alkohol, aber nur so weit, daß die

kugelförmige Erweiterung nicht ganz angefüllt ist. Wenn der im linken Schenkel befindliche und als Thermometersubstanz dienende Alkohol erwärmt wird, drückt er bei seiner Ausdehnung das linke Ende des Quecksilberfadens nach unten, wodurch sein rechtes Ende ansteigt. Bei Abkühlung geht das linke Ende des Quecksilberfadens nach oben. Die höchsten und tiefsten Thermometerstände werden durch kleine mit einem Eisenstift versehene Glasstäbchen festgehalten. Die Stäbchen liegen federnd an den Wänden des Thermometerröhrchens an, werden von dem Quecksilberfaden vorgeschoben und bleiben an den erreichten höchsten Stellen hängen. Das linke Stäbchen zeigt die tiefste und das rechte die höchste Temperatur an" (dies nun vom Schüler erfragen!). "Die Neueinstellung erfolgt mit einem kleinen Magneten, der auf die in den Glasstäbchen befindlichen Eisenstifte anziehend wirkt und die Stäbchen wieder an die Quecksilberkuppen zurückführt."<sup>537)</sup>

Skizze an die Tafel oder auf Folie:



[abgezeichnet aus: Friedrich A.: Handbuch der experimentellen Schulphysik, Band 4: Wärmelehre, Thermodynamik, Wetterkunde. Köln 1964, S. 13, Abb. 8.]

{An die Tafel: Skizzen von Maximum-, Minimum- und Max.-Min.-Thermometer nach Six. Über diese Skizzen schreiben: <<Instrumente zur Feststellung des Tagesmaximums bzw. -minimums der Temperatur:>> Unter diese Skizzen stichpunktartig knappe Beschreibung der Funktionsweise.}

#### Zusammenfassung des Lehrers:

Die unter a) bis e) beschriebenen Thermometer werden zur Messung der Lufttemperatur verwendet. Man muß aber bei der Messung der Lufttemperatur noch einige Voraussetzungen beachten, um keine fehlerhaften Ergebnisse zu erhalten:

Man hat dafür zu sorgen, daß das Thermometer nicht der Sonnenstrahlung und möglicherweise anderen Strahlungsquellen unmittelbar ausgesetzt ist, denn durch die einfallende Wärmestrahlung wird das Vorratsgefäß des Thermometers zusätzlich erwärmt, so daß ein zu hoher Lufttemperaturwert angezeigt wird.<sup>538)</sup>



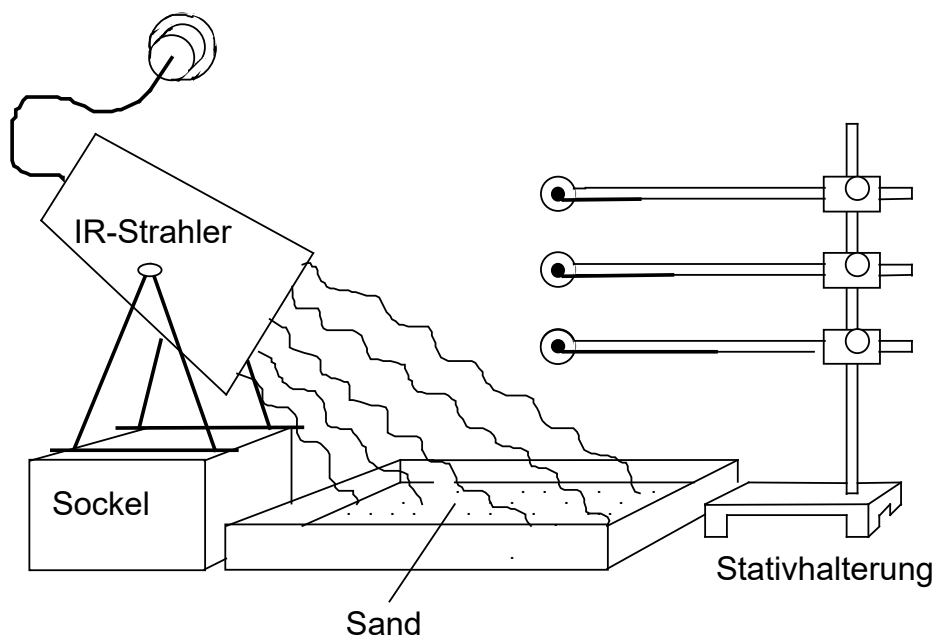
Die Lufttemperatur ist am Meßort von der Art des darunter befindlichen Erdbodens (Erde, Wasser, Wiese) und vom Abstand der erwärmten Bodenfläche abhängig, denn die Luft erwärmt sich vom Boden her.

Versuch dazu:

Versuchszubehör:

- |  |   |
|--|---|
| 1. Infrarotstrahler  | 4. Stativsockel                         |
| 2. mit trockenem Sand gefüllte Schale<br>oder flache Schachtel | 5. drei Muffen                          |
| 3. lange Stativstange  | 6. drei gleiche Flüssigkeitsthermometer |
|  | 7. Sockel                               |
|  | 8. helle Experimentierlampe             |

Versuchsaufbau:



Versuchsdurchführung:

Die Sandschale wurde bereits vor Versuchsbeginn mit dem IR-Strahler einige Minuten intensiv bestrahlt. Nun IR-Strahler ausschalten und entfernen.

Leuchtet man nach Verdunklung des Klassenraums mit einer hellen Experimentierlampe über die Luft des Sandgefäßes, so daß das Licht auf einen hellen Hintergrund (weiße Wand) trifft, so beobachtet man hier am Lichtfleck nach oben steigende Schlieren. Dies deutet auf ein Aufsteigen der warmen Luft über dem Sand hin.

Nun das Stativ mit den drei Thermometern an die Sandschale heranführen, so daß die Vorratsgefäße der Thermometer sich in etwa über der Mitte der Sandfläche befinden.

Man beobachtet ein Ansteigen der Thermometerflüssigkeiten. Das Thermometer direkt über der Sandoberfläche zeigt nach einiger Zeit schließlich den höchsten Temperaturwert an, das oberste Thermometer den niedrigsten.

Mit einem Digitalthermometer läßt sich der zweite Teil dieses Versuchs ebenso durchführen, indem man, nachdem der Sand mit der IR-Lampe bestrahlt wurde, mit dem Thermometerfühler zunächst die Sandtemperatur mißt und anschließend die Lufttemperatur in verschiedenen Höhen über der Sandschale. Fällt übrigens Sonnenlicht in das Klassenzimmer und bescheint z.B. eine dunkle Platte, oder ein breites Fensterbrett, so läßt sich auch in diesem Fall mit Hilfe eines Digitalthermometers die Temperaturabnahme mit zunehmendem vertikalen Abstand von der bestrahlten Fläche gut nachweisen.

Ergebnis: Die Erwärmung der Luft erfolgt von der Erdoberfläche ausgehend durch Wärmeströmung und Wärmeleitung. Die Temperatur nimmt daher mit der Höhe über dem erhitzten Erdboden ab.<sup>541)</sup>

{An die Tafel schreiben oder diktieren:

Bei der Temperaturmessung von Luft ist zu beachten:

a) Einfallende Wärmestrahlung (Sonnenstrahlung) erwärmt Teile des Thermometers und führt zu einer fehlerhaften Messung.  $\Rightarrow$  korrekte Lufttemperaturmessung nur im Sonnenschatten!

b) Untertags wird durch Sonneneinstrahlung der Erdboden erwärmt. Von ihm ausgehend erfolgt die Erwärmung der darüberliegenden Luft durch Wärmeströmung und Wärmeleitung. Es nimmt also die Temperatur mit der Höhe ab (durchschnittlich um  $0,6^\circ\text{C}$  pro 100 m).

Vereinbarung zur Lufttemperaturmessung in der Meteorologie:

Messung in Thermometerhütten genau 2 m über dem Erdboden über einer kurzgeschnittenen Rasenfläche und mindestens 10 m von Gebäuden und Bewuchs entfernt.<sup>542)</sup>

Zum Schluß, falls noch Zeit bleibt, als Vorbereitung für die kommende Stunde Wiederholung der Druckeinheiten Pa und bar und deren Zusammenhang ( $1 \text{ bar} = 10^5 \text{ Pa}$ ).

### **3.Stunde: Der Luftdruck: Definition, Meßgeräte, Abnahme mit der Höhe**

#### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

In dieser Stunde wird zunächst ein einfacher Versuch zum Nachweis des Luftdrucks vorgeführt, den jeder Schüler zuhause ohne großen Aufwand ausprobieren kann. Anschließend werden die in der Meteorologie üblichen Luftdruckmeßgeräte vorgestellt, die jedoch schon zum großen Teil aus der 8. Jahrgangsstufe bekannt sind. Anschließend erläutert der Lehrer, falls die Zeit ausreicht, die Ursachen, warum Luftdruckänderungen an einem festen Ort auftreten. Er leitet nun zur Tatsache über, daß der Luftdruck mit der Höhe abnimmt, was die Schüler bereits aus der 8. Klasse wissen. Dazu wird im Treppenhaus der Schule ein für den Schüler einfach zu verstehender Versuch durchgeführt, mit dem sich hier die Luftdruckabnahme mit zunehmender Höhe quantitativ bestimmen läßt.

Es ist zwar diese Stunde hauptsächlich eine Wiederholung des Kapitels Luftdruck der 8. Jahrgangsstufe,<sup>543)</sup> jedoch ist sie mehr auf die Meteorologie hin ausgerichtet. Außerdem ist das Ergebnis des Versuchs zur Messung der vertikalen Luftdruckabnahme in Bodennähe wichtig, um in der nächsten Stunde zeigen zu können, daß es nicht möglich sein kann, daß der Luftdruckwert linear mit der Höhe abfällt.

#### **Unterrichtsablauf der 3. Stunde:**

Überschrift: 1.2. Der Luftdruck

Definition: "Unter Luftdruck versteht man den Druck, den die Atmosphäre infolge des Gewichts der Luft ausübt."<sup>544)</sup>

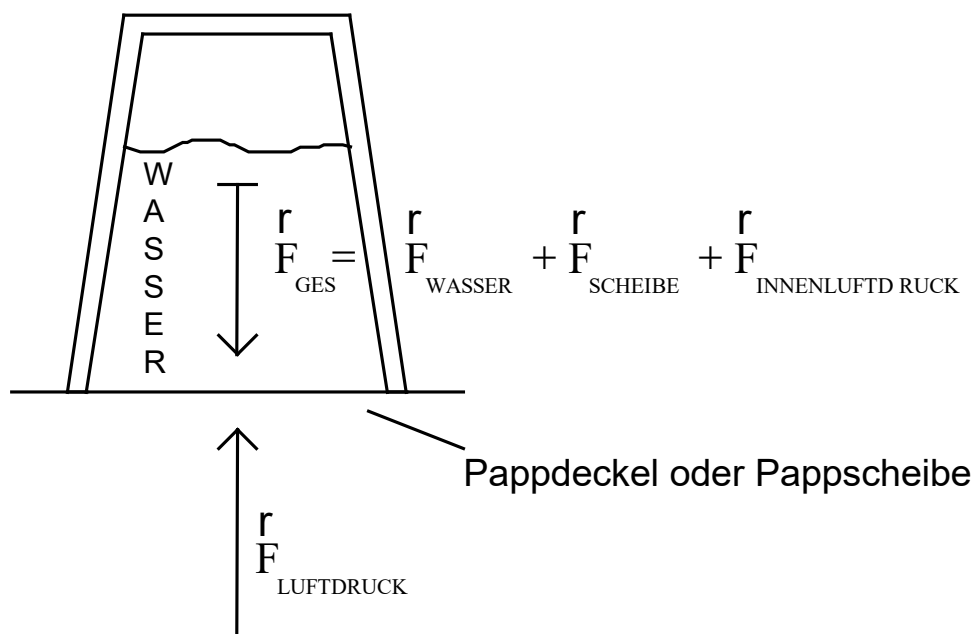
Wiederholend zur 8. Jahrgangsstufe ein Versuch zum Nachweis des Luftdrucks:

Ein Wasserglas wird mit Wasser halbvoll oder auch randvoll gefüllt. Auf dieses legt man eine dünne Glas- oder Pappscheibe, hält die Scheibe mit einer Hand fest und dreht das Glas um, so daß die Öffnung nach unten zeigt. Schließlich wird die Hand von der Scheibe genommen. man beobachtet, daß die Scheibe am Glas haften bleibt und kein Wasser ausläuft.<sup>545)</sup>

Erklärung mit dem bereits vorhandenen Wissen der Schüler erarbeiten:

Auf die Scheibe wirkt die Kraft des Luftdrucks nach oben, die größer ist als die nach unten wirkende Gesamtkraft, die sich zusammensetzt aus der Gewichtskraft des Wassers und der Scheibe und aus der Druckkraft der im Wasserglas eingeschlossenen Luft.<sup>546)</sup>

Skizze an die Tafel:



Verweis auf den meist bereits in der 8. Jahrgangsstufe durchgeführten Versuch mit den Magdeburger Halbkugeln zur Stärke des Luftdrucks<sup>547)</sup>

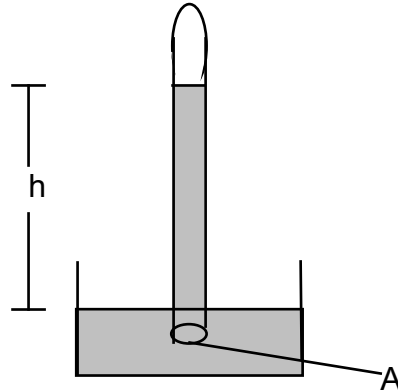
Messung des Luftdrucks:

Frage an die Schüler: Welche Meßmöglichkeiten kennt ihr bereits?

a) Quecksilberbarometer:

Kurze Wiederholung der Funktionsweise, wie das Quecksilberbarometer aus der 8. Jahrgangsstufe bekannt ist.

Skizze:



Für den Luftdruck  $p_L$  gilt:

$$p_L = \frac{F}{A} = \frac{m_{\text{Hg}} \cdot g}{A} = \frac{\rho_{\text{Hg}} \cdot V \cdot g}{A} = \frac{\rho_{\text{Hg}} \cdot A \cdot h \cdot g}{A}$$

$$\Rightarrow p_L = \rho_{\text{Quecksilber}} \cdot g \cdot h$$

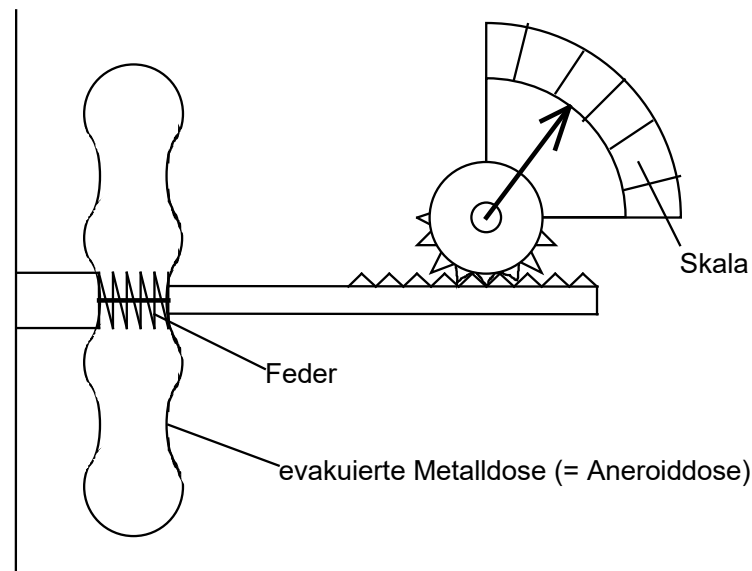
Achtung:  $\rho_{\text{Hg}}$  ist temperaturabhängig!

Dies ist zu beachten, um einen genauen Luftdruckwert zu ermitteln!<sup>548)</sup>

b) Dosenbarometer (=Aneroidbarometer):

Kurze Wiederholung der Funktionsweise<sup>549)</sup>;

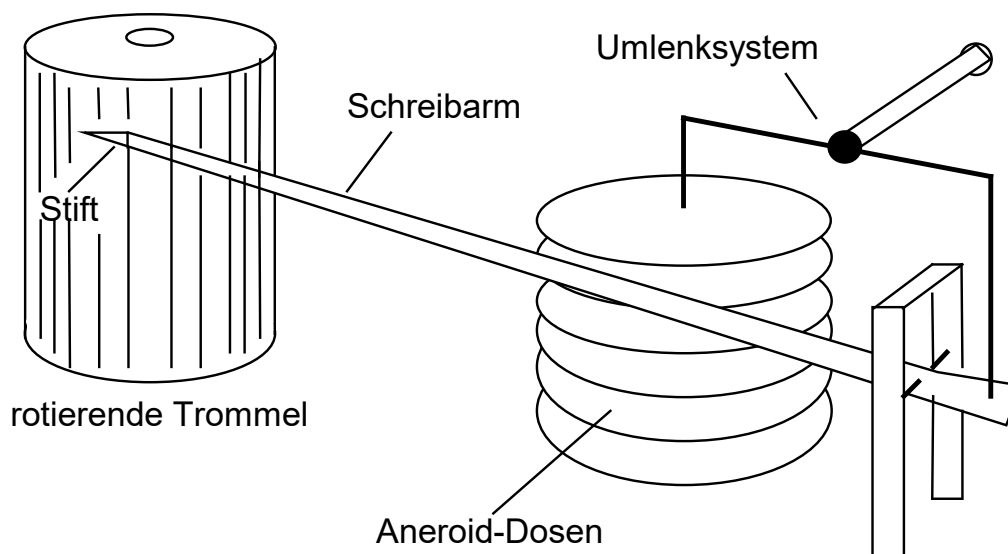
schematische Skizze an die Tafel oder vorbereitet auf Folie (siehe folgende Seite):



DOSENBAROMETER

Der Klasse ist ein Dosenbarometer aus der Physiksammlung zu zeigen.

c) Zur langfristigen Aufzeichnung des Luftdrucks verwendet man in der Meteorologie den Barographen:



Das Dosenbarometer ist der Hauptbestandteil des Barographen. Zur Vergrößerung des Ausschlags des Schreibarms werden jedoch hier mehrere Dosen übereinandergebaut. Ihre Formänderungen werden auf den Schreibarm übertragen, der den Verlauf des Luftdrucks auf ein Blatt Registrierpapier, das auf eine Schreibtrommel geheftet ist, aufzeichnet. Die Trommel dreht sich dabei einmal in der Woche um sich selbst, so daß man den Luftdruckverlauf in Abhängigkeit von der Zeit erhält.<sup>550)</sup>

Der Lehrer teilt, falls ausreichend Zeit dazu ist, den Schülern mit (nur mündlich):  
Luftdruckänderungen an einem Ort lassen sich im wesentlichen in 2 Komponenten aufteilen:

- a) wetterbedingte Luftdruckschwankungen (durch Hoch- und Tiefdruck)
- b) tägliche Luftdruckschwankung:
  - steigende Tendenz am Vormittag und um Mitternacht, Luftdruckabfall nachmittags (v.a. im Sommer als Folge starker Erwärmung)
  - Ursachen hierfür:
    - Zu- und Abnahme der Luftdichte aufgrund von Erwärmung und Abkühlung führt zu Druckschwankungen.
    - Stand von Sonne und Mond (analog zu Flut und Ebbe periodische Schwankungen)<sup>551)</sup>

Der Luftdruck ändert [sich nicht nur zeitlich an einem festen Ort, sondern auch] mit der Höhe.

Frage an die Schüler: Wie ändert sich der Luftdruck mit der Höhe?

Antwort: Er nimmt mit zunehmender Höhe ab.

Grund dafür erfragen: Warum?

Antwort: Die Luftsäule über dem Beobachtungsort ist mit größerer Höhe nicht mehr so lang, es lastet hier weniger Luft auf.

Sehr einfach aufzubauender und durchzuführender Versuch dazu:

Der Versuch wird im Treppengeländer der Schule durchgeführt. Eine leere große Thermosflasche wird mit einem doppelt durchbohrten Gummistopfen verschlossen. In die eine Durchbohrung wird ein Rohr mit einem Hahn gesteckt, an die andere ein mit gefärbtem Wasser gefülltes U-Rohrmanometer angeschlossen. Bei geöffnetem Hahn stehen die Wassersäulen in beiden U-Rohr-Schenkeln gleich hoch. Man schließt nun den Hahn und trägt die Apparatur ein Stockwerk oder besser ein paar Stockwerke nach oben (oder nach unten). Die Wassersäule sinkt (steigt) im Schenkel, der der Thermosflasche zugewandt ist. Also ist der Luftdruck ein Stockwerk bzw. ein paar Stockwerke tiefer höher als in der augenblicklichen Höhenlage.

*Fazit:* Der Luftdruck nimmt mit zunehmender Höhe ab.<sup>552)</sup>

Oft steht in der Physiksammlung eine Thermosflasche nicht zur Verfügung oder man findet keinen geeigneten Stopfen, der in ihre Öffnung paßt. In diesem Fall kann man sich folgendermaßen behelfen: Statt dem Thermosgefäß nimmt man eine evakuierbare Glaskugel mit zwei Hähnen. Eine derartige findet man fast in jeder Physiksammlung einer Schule. An einen der beiden Hähne schließt man mit einem Verbindungsschlauch das U-Rohr an. Diesen Hahn läßt man während des Versuchs stets offen. Den anderen freien Hahn öffnet man und verschließt ihn gleich wieder, bevor man mit dem Aufbau nach oben (bzw. unten) geht. So hat man die Luft der Ausgangshöhe in den Kolben eingeschlossen und kann nun ihren Druck mit dem anderer Höhen mittels des U-Rohres vergleichen.

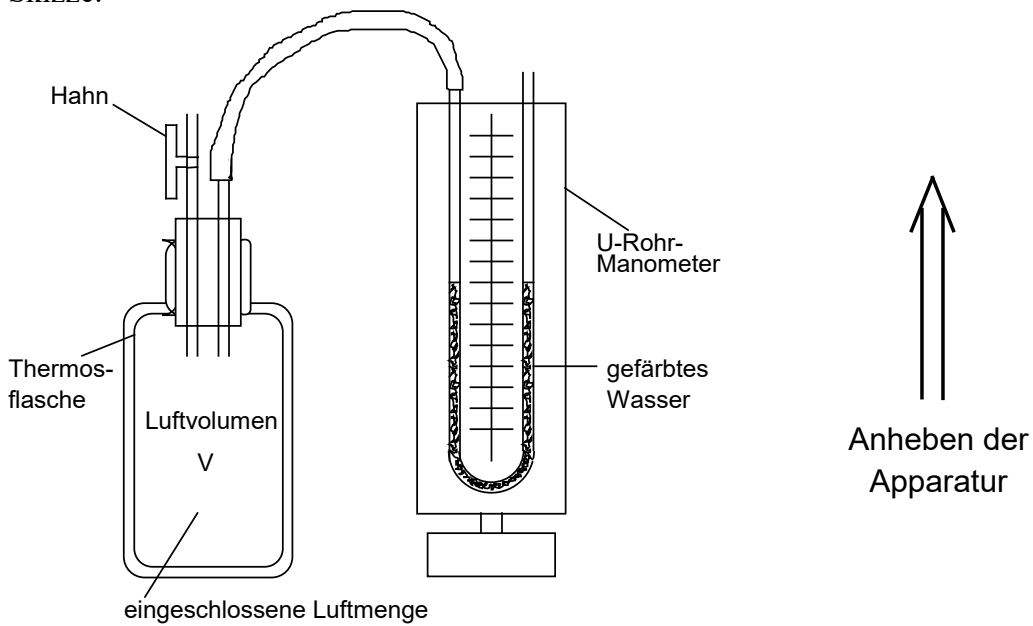
Beim Tragen des Glaskolbens hat man darauf zu achten, daß man ihn nicht mit der warmen Hand umfaßt! Denn dadurch wird die Luft im inneren erwärmt, so daß sie sich ausdehnt und die Messung völlig verfälscht. Das schnelle Steigen des Wasserspiegels im offenen U-Rohr-Schenkel bei Umgreifen des Glaskolbens mit der Hand kann der Lehrer vor Beginn des Experiment den Schülern demonstrieren. Am besten ist es also, den Kolben an dem noch freien Hahn hochzuheben.

Kurz nachdem das Versuchsgerät nach oben (unten) getragen wurde, liest ein Schüler (der Lehrer) die entstandene Wassersäulendifferenz  $\Delta h$  ab und notiert den Wert. Ebenso wird im Rahmen der Versuchsdurchführung die Höhe  $H$  mit einem Maßband gemessen, die das Gerät während des Hinauftragens (Hinuntertragens) durchschritten hat.

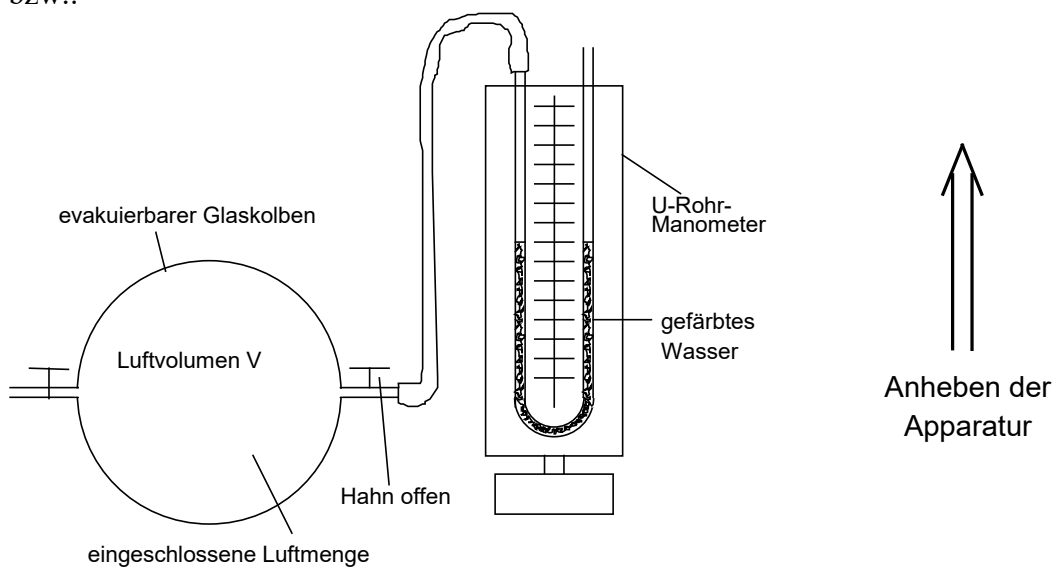
Zurückgekehrt in den Physikraum wird jetzt nämlich basierend auf dieses Experiment ein Wert für die Luftdruckabnahme pro Höheneinheit grob ermittelt:

An die Tafel:

Skizze:



bzw.:



- Bei geöffnetem Hahn befindet sich ein Luftvolumen V der Temperatur T und des Drucks  $p_{\text{unten}}$  in der Thermosflasche (im Glaskolben), das durch Schließen des Hahns abgesperrt wird. Gleich hohe Wassersäulen im U-Rohr-Manometer.
- Nach Anheben des obigen Geräts um die Höhe H: Absinken der Wassersäule im linken Schenkel; Wassersäulendifferenz  $\Delta h$  stellt sich ein.

Fazit: Der Luftdruck nimmt mit der Höhe ab.

$$\Delta h = \dots\dots\dots, \quad H = \dots\dots\dots$$

$$\Delta p = \rho_{\text{Wasser}} \cdot g \cdot \Delta h = 1 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cdot 9,81 \frac{\text{N}}{\text{kg}} \cdot \dots\dots =$$

$$\Rightarrow \frac{\Delta p}{H} = \dots\dots\dots \left[ \left[ \cong \frac{1 \text{ hPa}}{8 \text{ m}} \right] \right]$$

$\Rightarrow$  In Bodennähe nimmt der Luftdruck um ca.  $\left[ \left[ 1 \text{ mbar} (= 1 \text{ hPa}) \text{ pro } 8 \text{ m}^{553} \right] \right]$  (anstatt der eckigen Doppelklammern das Versuchsergebnis angeben!) Höhenzunahme ab.

#### **4. Stunde: Der Luftdruck: Mathematische Beschreibung der Luftdruckabnahme mit der Höhe, barometrische Höhenformel.**

##### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Nach Aufgreifen des Meßergebnisses für die vertikale Luftdruckänderung in Bodennähe, das man durch den Treppenhausversuch in der letzten Unterrichtsstunde gewonnen hat, folgert man schließlich, daß der Luftdruck in der gesamten Atmosphäre nicht linear mit zunehmender Höhe abnehmen kann. Diese Erkenntnis ist für die Schüler die Motivation dazu, nun erfahren zu wollen, wie nun der Luftdruck  $p$  wirklich von der Höhe  $h$  abhängt. Damit sind sie nun auch bereit, näheres hierzu mathematisch herzuleiten. Als Ergebnis erhält man nach Diskussion einer einfach abgeleiteten Formel (Gl. 4) den Graphen für  $p(h)$ . Abschließend zu dieser Stunde gibt der Lehrer für  $p(h)$  noch eine Näherungsformel (= barometrische Höhenformel) an.

Es wirkt vielleicht diese Stunde sehr theoretisch, jedoch gewinnen die Schüler einen Einblick, daß es gar nicht so einfach ist, den Zusammenhang Luftdruck-Höhe mathematisch exakt zu darzustellen, daß sich also die Natur im Grunde genommen gar nicht so einfach zu beschreiben läßt wie sie nach außen hin erscheint. Ebenso erfahren die Schüler, daß die Mathematik als wichtigste Hilfswissenschaft in der Physik zu Ergebnissen führen kann, auf die man mit bloßem physikalischem Vorwissen gar nicht so elegant gekommen wäre.

Noch ein Hinweis:

Die barometrische Höhenformel wird in der Literatur überwiegend als eine Exponentialfunktion mit der Basis  $e$  angegeben. Üblicherweise ist jedoch den Schülern der 11. Jahrgangsstufe die Eulersche Zahl  $e$  noch nicht bekannt, denn laut Lehrplan ist in der 10. Jahrgangsstufe zwar die Exponentialfunktion zu behandeln, jedoch nicht unbedingt die Exponentialfunktion zur Basis  $e$ . Dies ist erst verbindlicher Unterrichtsstoff der 12. Jahrgangsstufe.<sup>554</sup> Aus diesem Grunde ist hier die Formel auf die Basis 10 umgerechnet und angegeben.

##### **Unterrichtsablauf der 4. Stunde:**

Wiederholung des Versuchsergebnisses der letzten Unterrichtsstunde: Wir haben im Schulgebäude eine vertikale Luftdruckabnahme von  $\left[ \left[ 1 \text{ mbar pro } 8 \text{ m} \right] \right]$  Höhe gemessen.

Mit den Schülern erarbeiten:

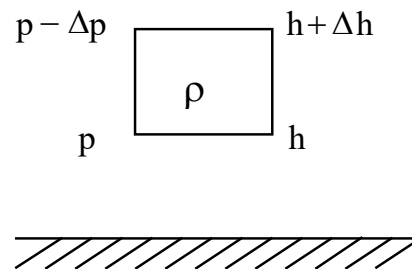
Nehmen wir an, daß der Luftdruck linear abnimmt, d.h. in allen Höhen konstant um 1 mbar pro 8 m Höhendifferenz, so wäre bei einem am Boden gemessenen Luftdruck von 1000 mbar der Luftdruck in  $1000 \cdot 8 \text{ m} = 8000 \text{ m}$  Höhe auf 0 mbar zurückgegangen. Das würde unter dieser Annahme also bedeuten, daß die Lufthülle der Erde nur 8 km in die Höhe reicht. Dies kann aber nicht sein, da z.B. Flugzeuge in 10 km Höhe noch

fliegen, so daß also auch dort noch Luft vorhanden sein muß. Außerdem kann man mit Radiosonden nachweisen, daß in etwa 18 km Höhe der Luftdruck noch  $\frac{1}{10}$  des Bodendruckes beträgt.<sup>555</sup>) Also kann der Luftdruck nicht gleichmäßig mit der Höhe (1 mbar pro 8 m) abnehmen.

Die Abnahme des Luftdrucks läßt sich jedoch mathematisch beschreiben:

Wir betrachten dazu zunächst ein kleines quaderförmiges Luftquantum (Dichte  $\rho$ , Höhe  $\Delta h$ , Grundfläche  $A$ ). An seiner unteren Seite sei der Druck  $p$ , die Höhe  $h$  an der oberen  $p - \Delta p$  bzw.  $h + \Delta h$  (siehe Skizze rechts). Die Druckabnahme  $\Delta p$  in der Höhe  $h + \Delta h$  resultiert aus dem fehlenden Gewichtsdruck des Luftquantums, also gilt:

Skizze an die Tafel:



$$\Delta p = -\frac{F_G}{A} = -\frac{m \cdot g}{A} = -\frac{\rho \cdot V \cdot g}{A} = -\rho \cdot \frac{A \cdot \Delta h}{A} \cdot g = -\rho \cdot g \cdot \Delta h$$

$$\Rightarrow \boxed{\frac{\Delta p}{\Delta h} = -\rho \cdot g} \quad \text{STATISCHE GRUNDGLEICHUNG} \quad (\text{Gl. 1})$$

Das negative Vorzeichen kommt daher, daß einer Höhenzunahme eine Druckabnahme entspricht.<sup>556</sup>)

Für Gase gilt die Beziehung:  $\boxed{\frac{p \cdot V}{T} = \text{konst.} = R_L \cdot m}$  (Gl. 2)

Dabei ist  $R_L$  eine Konstante, die für trockene Luft den Wert  $R_L = 2,87 \cdot 10^2 \frac{\text{m}^2}{\text{s}^2 \cdot \text{K}}$  hat.  $m$  ist die Masse des betrachteten Gasvolumens  $V$ .

$$(\text{Gl. 2}) \Rightarrow \frac{p}{T} = \frac{m}{V} \cdot R_L = \rho \cdot R_L \Rightarrow \boxed{\rho = \frac{p}{R_L \cdot T}} \quad (\text{Gl. 3})$$

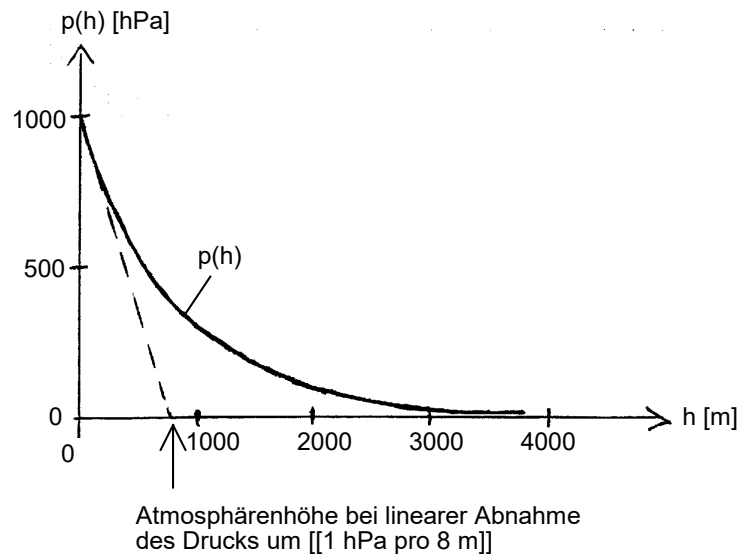
$$(\text{Gl. 3}) \text{ in } (\text{Gl. 1}) \Rightarrow \frac{\Delta p}{\Delta h} = -\frac{p}{R_L \cdot T} \cdot g, \quad \text{also: } \boxed{\frac{\Delta p}{\Delta h} = -\frac{g}{R_L \cdot T} \cdot p} \quad (\text{Gl. 4})$$

Interpretation von Gl. 4:

Die Druckabnahme  $\frac{\Delta p}{\Delta h}$  ist umso geringer, je kleiner der Druck  $p$  schon ist. Bei gleichem Bodendruck ist sie umso größer, je kälter die Luft ist.

Der Lehrer erläutert:

Man kann nun vom Bodendruck ausgehend aus obiger Beziehung (Gl. 4) in kleinen Schritten  $\Delta h$  die Werte  $p(h)$  berechnen und graphisch darstellen. Man erhält dann folgenden Graphen von  $p(h)$  (siehe folgende Skizze)<sup>557</sup>:



[Zu obiger Skizze: abgezeichnet aus: Kreische W., Kreisel K: Klassische Mechanik. Bamberg 1987 (C.C. Buchners-Verlag), S. 191, Abb. 191.1.]

Bevor jedoch obige Kurve an die Tafel skizziert wird, kann man, falls genügend Zeit bleibt, mit der Klasse auch einige Werte für  $p(h)$  von Hand auswerten. Man wählt dann z.B.  $\Delta h = 200$  m und ermittelt so  $p(h)$  für  $h = 200$  m,  $h = 400$  m,  $h = 600$  m,  $h = 800$  m usw.. Der Lehrer kann auch ein Computerprogramm schreiben und den Schülern vorführen, wo sich die Schrittweite  $\Delta h$  und  $T$  als Parameter verändern lassen, das die so berechneten Punkte  $p(h)$  in einem  $p$ - $h$ -Diagramm festhält, und das durch diese eine Interpolationskurve legt. Zumindest sollte der Lehrer erklären, wie man aus Gl. 4 die Werte  $p(h)$  numerisch berechnet.

Kurve  $p(h)$  diskutieren:

Frage an die Schüler: Welche mathematische Funktion steckt hinter einem derartigen Graphen?

Antwort: Eine Exponentialfunktion, die an der Ordinate (=  $y$ -Achse) gespiegelt ist. Sie hat die Form  $f(x) = a^{-x}$ ,  $a > 0$ .

Angabe einer Näherungsformel für den Luftdruck  $p_L$ :

$$p_L(h) = \left[ p_0 \cdot e^{-\frac{g}{R_L T_0} (h-h_0)} \right] = p_0 \cdot 10^{-0,4343 \cdot \frac{g}{R_L T_0} (h-h_0)} \quad \text{Barometrische Höhenformel (Gl. 5)}$$

( $h_0$  = Ausgangshöhe,  $p_0$  = Luftdruck in der Höhe  $h_0$ ,  $T_0$  = Temperatur der Luft in der Höhe  $h_0$ )

Wichtig: Die Temperatur wird in dieser Formel in allen Höhen als konstant (=  $T_0$ ) vorausgesetzt. In Wirklichkeit nimmt die Temperatur aber mit der Höhe ab. Daher ist diese Formel nur näherungsweise gültig.<sup>558</sup>

Falls noch genügend Zeit ist, die Schüler den Luftdruck in 1000 m über dem Meeresspiegel nach obiger barometrischer Höhenformel ausrechnen lassen, wobei man  $p_0 = 1013 \text{ mbar}$  und  $T_0$  als die draußen vorherrschende Lufttemperatur vorgibt.

#### **Beurteilung der 4. Unterrichtsstunde aufgrund der gemachten Erfahrungen am Gymnasium Puchheim:**

Obwohl die Herleitung von Gl. 4 für eine 11. Jahrgangsstufe ziemlich theoretisch abläuft, machten die Schüler interessiert mit. Wahrscheinlich war ihre Motivation, wissen zu wollen, wie nun der Luftdruck tatsächlich mit der Höhe abnimmt, so groß, daß sie auch ein anspruchsvolles mathematisches Vorgehen in diesem Zusammenhang in Kauf nahmen. Beobachtete man die Schüler, so war festzustellen, daß sie die Ableitungszusammenhänge verstanden hatten. Denn man sah keine fraglichen Gesichter, die verraten hätten, daß einige gedanklich ausgestiegen wären. Auch war die Klasse relativ ruhig. Dies ist aber auch darauf zurückzuführen, daß der Lehrer während des Aufstellens und Herleitens der Gleichungen 1 bis 4 die Schüler stark miteingebunden und die einzelnen Schritte sehr ausführlich erklärt hat.

#### **5. Stunde: Darstellung des Luftdrucks in Wetterkarten, Luftdruckreduktion auf Meeresniveau, Wetterbedeutung von Luftdruckänderungen; Luftfeuchtigkeit**

##### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Nach kurzer Wiederholung der barometrischen Höhenformel wird zunächst die Notwendigkeit der Reduktion des Luftdrucks auf ein gemeinsames Bezugsniveau herausgestellt. Anschließend wird durch einfaches Umformen der Höhenformel eine Reduktionsformel hergeleitet, mit der sich der in einer gewissen Höhenlage gemessene Luftdruck auf Meeresspiegelniveau berechnen läßt. Nun kann der Lehrer erläutern, daß Linien gleichen reduzierten Luftdrucks (=Isobaren) in Bodenwetterkarten eingezeichnet werden und so Hoch- und Tiefdruckgebiete sichtbar abgrenzen. Um den Schülern zu zeigen, daß der Luftdruck als meteorologischer Parameter eine wesentliche Rolle bei der Einschätzung des weiteren Wettergeschehens spielt und damit auf alle Fälle eine nützliche und nicht nur theoretische Größe darstellt, wird abschließend auf die Wetterbedeutung von Luftdruckänderungen eingegangen. Der Lehrer beginnt nun das Kapitel Luftfeuchtigkeit, indem er nach Stellen der Frage, aus welchen Bestandteilen sich die Luft in der Atmosphäre zusammensetzt, mittels eines Versuchs zeigt, daß die Luft Wasserdampf enthält. Er stellt die Wichtigkeit der Kenntnis über den Wasserdampfgehalt der Luft als Motivation heraus, um schließlich die absolute Luftfeuchtigkeit, die Sättigungsmenge und die relative Luftfeuchte einzuführen. Zum Schluß der Stunde wird die Messung der relativen Luftfeuchtigkeit behandelt.

## Unterrichtsablauf der 5. Stunde:

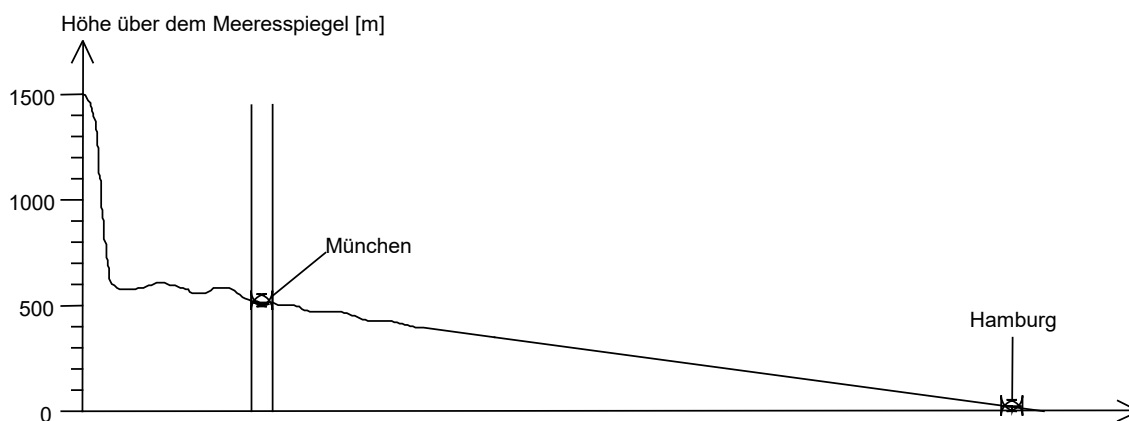
### Wiederholung der Näherungsformel für die Höhenabhängigkeit des Luftdrucks:

$$p_L(h) = p_0 \cdot 10^{-0,4343 \cdot \frac{g}{R_L T_0} \cdot (h-h_0)}$$

### Der Lehrer stellt nun folgendes Problem vor:

Jeder Ort hat eine gewisse Höhenlage über dem Meeresspiegel. An verschiedenen Orten mißt man also den Luftdruck in verschiedenen Höhen. Zwischen zwei Orten unterschiedlicher Höhenlage herrscht aber ein vertikaler Druckunterschied, da der Luftdruck von der Höhe abhängt. Von großer Bedeutung für die Beurteilung des Wettergeschehens wäre jedoch ein sinnvoller Vergleich von horizontalen Druckunterschieden.

### Skizze an die Tafel:



Von den Schülern erfragen: Was könnte man tun, um die Höhenabhängigkeit bei horizontalen Luftdruckvergleichen auszuschalten ?

### Gemeinsames Herausarbeiten der Antwort:

Die Druckmessungen sind von der Höhenabhängigkeit zu befreien, indem man sie auf ein einheitliches Niveau umrechnet und bezieht. Als Bezugsniveau wählt man die Meereshöhe (NN = Normal Null).

### Mitteilung des Lehrers:

Den auf Meereshöhe umgerechneten Luftdruck bezeichnet man auch als den auf Meeresebene reduzierten Luftdruck. Dieser wird in den Wettermeldungen der Presse bekanntgegeben und in den sogenannten Bodenwetterkarten eingezeichnet.

### Herleitung der Reduktionsformel:

Man mißt an einem Ort in der Höhe  $h_m$  den Luftdruck  $p_m$ . Unser Bezugsniveau ist die Meereshöhe  $h_0 = 0$  m. In diesem herrscht dann der reduzierte Luftdruck  $p_{red} = p_0$ .

$$\text{Es gilt nach Gl. 5: } p_m = p_0 \cdot 10^{-0,4343 \cdot \frac{g}{R_L T_0} \cdot (h-h_0)}$$

Da die Temperatur nach dieser Näherungsformel als konstant betrachtet wird (unabhängig von der Höhe), setzen wir für  $T_0$  die Lufttemperatur  $T_m$  in der Höhe  $h_m$ , also  $T_0 = T_m$ , in der Annahme dieser Formel, die Temperatur bliebe bei fehlendem Untergrund bis zum Meeresebene hin konstant (=Näherungsannahme).

$$\stackrel{\substack{h_0=0 \\ T_0=T_m}}{\Rightarrow} p_m = p_0 \cdot 10^{-0,4343 \cdot \frac{g}{R_L T_m} \cdot h_m} \Rightarrow p_0 = \frac{p_m}{10^{-0,4343 \cdot \frac{g}{R_L T_m} \cdot h_m}} = p_m \cdot 10^{0,4343 \cdot \frac{g}{R_L T_m} \cdot h_m}$$

$$(p_0 = p_{\text{red}}) \Rightarrow \boxed{p_{\text{red}} = p_m \cdot 10^{0,4343 \cdot \frac{g}{R_L T_m} \cdot h_m} \quad \text{REDUKTIONSFORMEL}} \quad (\text{Gl. 6})^{559}$$

Wenn man mit einem Quecksilberbarometer den absoluten Luftdruckwert gemessen hat und den reduzierten Luftdruck wissen will, benötigt man die Reduktionsformel. Man braucht sie jedoch nicht, wenn man den Luftdruck mit einem Dosenbarometer mißt.

Frage an die Schüler: Warum ?

Antwort: Hier kann man gleich die Skala auf den Barometerstand in Meeresniveau einstellen und diesen so unmittelbar am Gerät ablesen.<sup>560)</sup>

Herzeigen einer (z.B. aus der Süddeutschen Zeitung) auf Folie kopierten Bodenwetterkarte am Tageslichtprojektor, wobei der Lehrer erklärt:

In Bodenwetterkarten verbindet man Orte gleichen reduzierten Luftdrucks eines bestimmten Werts mit einer Linie, der sogenannten Isobare. Dabei zeichnet man die Isobaren im Abstand von 5 hPa ein (Isobaren zu ....., 990 hPa, 995 hPa, 1000 hPa, 1005 hPa, 1010 hPa, 1015 hPa,.....) und schiebt neben sie den Wert des Drucks in hPa.

An die Tafel:

Darstellung des reduzierten Luftdrucks in Bodenwetterkarten als Isobaren:



Gebiete tiefen (reduzierten) Luftdrucks nennt man Tiefdruckgebiete

→ sind meist Schlechtwettergebiete

Gebiete hohen (reduzierten) Luftdrucks nennt man Hochdruckgebiete<sup>561)</sup>

→ sind meist Schönwettergebiete

Zum Abschluß dieses Kapitels:

Wetterbedeutung von Luftdruckänderungen:

Den Schülern folgende Tabelle kopieren und austeilen:

langfristige Luftdrucktendenz	Hektopascal / Stunde hPa/h	Wetterbedeutung
steigend	0.25 – 0,5	aufkommende längerfristige Hochdrucklage
steigend	1 – 2	nur kurzfristige Wetterbesserung (Zwischenhoch)
fallend	0.25 – 0,5	aufkommende längerfristige Tiefdrucklage
fallend	1 – 2	aufkommende stürmische Wetterlage, im Sommer Gewitter

[Zu obiger Tabelle siehe Tabelle in Roth G.D.: Wetterkunde für alle. Was man über unser Wetter wissen muß. München 1989 (Sonderausgabe des BLV-Verlags), S. 99.]

Der Lehrer kommentiert die Tabelle kurz:

langsames Fallen/Steigen des Luftdrucks → Zeichen für aufkommende längerfristige  
Tief-/Hochdrucklage

rasches Steigen des Luftdrucks → in der Regel nur kurzfristig schönes Wetter zu  
erwarten.

rascher Luftdruckfall → bevorstehende stürmische Wetterlage, im Sommer Gewitter-  
vorzeichen<sup>562)</sup>

### **1.3. Die Luftfeuchtigkeit:**

Frage an die Schüler: Die Luft in der Atmosphäre ist ein Gemisch aus welchen Bestandteilen ?

Antwort: Stickstoff, Sauerstoff, geringer Anteil an anderen Gasen ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{SO}_2$ , ....) und Edelgasen, Wasserdampf (=  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle)<sup>563)</sup>

Daß in der Luft Wasserdampf vorhanden ist, läßt sich einfach nachweisen:

Versuch zum Nachweis des Wasserdampfs in der Luft:

Aus der Chemiesammlung holt man Phosphorpentoxidpulver oder -körner ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ), bringt etwas davon in einer Schale oder auf dickem Papier an die Luft. Man beobachtet, daß das Pulver feucht wird und zerfließt bzw. sich an den Körnern Wasser ansammelt.

Erklärung dieser Erscheinung:

Wasserdampf wird aus der Luft entzogen und lagert sich als flüssiges Wasser am Phosphorpentoxid an, denn  $\text{P}_2\text{O}_5$  ist eine hygroskopische (wasseranziehende) Substanz.<sup>564)</sup>

Fazit des Versuchs: Die Luft enthält Wasser in Gasform (=Wasserdampf).

Der Lehrer weist darauf hin: Umgekehrt wissen wir auch, daß Wasser verdunstet und die Luft auf diese Weise Wasserdampf aufnimmt.

Der Lehrer teilt den Schülern mit:

Würde die Luft keinen Wasserdampf enthalten, käme es nicht zur Wolken- und Nebelbildung. Die Kenntnis über den Wasserdampfgehalt der Luft ist in diesem Zusammenhang wichtig, um in der Lage zu sein, die Entstehung von Nebel und Wolken zu

beschreiben und zu erklären und insbesondere, um physikalisch fundierte Voraussagen zur Nebel- und Wolkenbildung machen zu können.  
Daher beschäftigen wir uns nun mit

Meßgrößen für den Wasserdampf in Luft:

a) Die absolute Luftfeuchtigkeit  $a$  ist ein Maß für den vorhandenen Wasserdampfgehalt der Luft. Sie gibt an, wieviel g Wasserdampf in 1 m<sup>3</sup> Luft enthalten sind, hat also die Einheit  $\frac{\text{g}}{\text{m}^3}$ .<sup>565)</sup>

$$\Rightarrow a = \frac{\text{Masse des in der Luft enthaltenen Wasserdampfs}}{\text{Volumen der feuchten Luft}}, \quad [a] = \frac{\text{g}}{\text{m}^3} \quad 566)$$

Die absolute Luftfeuchte nimmt auf der Erde üblicherweise Werte zwischen  $1 \frac{\text{g}}{\text{m}^3}$  und  $40 \frac{\text{g}}{\text{m}^3}$  an.<sup>567)</sup>

b) Die Luft kann aber in Abhängigkeit von der Temperatur nur eine bestimmte Höchstmenge  $a_{\text{max}} = A$  an Wasserdampf pro Volumen enthalten. Man nennt diese maximale Menge der absoluten Luftfeuchtigkeit Sättigungsmenge  $A$ .<sup>568)</sup> Enthält die Luft die Sättigungsmenge  $A$  an Wasserdampf, so sagt man: "Die Luft ist an Wasserdampf gesättigt." oder "Die Luft ist feuchtegesättigt."<sup>569)</sup>

$$\Rightarrow A = \frac{\text{maximal mögliche Masse an Wasserdampf in der Luft}}{\text{Volumen der feuchten Luft}}, \quad [A] = \frac{\text{g}}{\text{m}^3} \quad 570)$$

Die Sättigungsmenge ist temperaturabhängig, sie ist umso größer, je höher die Lufttemperatur ist. Das bedeutet: Wärmere Luft kann mehr Wasserdampf aufnehmen als kältere.<sup>571)</sup> Daher verdunstet Wasser in warmer Luft schneller als in kalter.

Wichtige Mitteilung des Lehrers: Die Sättigungsmenge  $A$  hängt nur von der Lufttemperatur ab. und sonst von keinen weiteren meteorologischen Größen wie Luftdruck oder Luftdichte usw..<sup>572)</sup>

Frage an die Schüler und diese kurz überlegen lassen:

Wie könnte man  $a$  bzw.  $A$  messen ?

Unter Einbeziehen der richtigen Antworten und Überlegungen der Schüler teilt der Lehrer letztendlich mit:

"Die Bestimmung von  $a$  bzw.  $A$  erfolgt dadurch, daß man einer bekannten Luftmenge den Wasserdampf entzieht. Dies geschieht, indem man sie durch einen Absorber, z.B. Schwefelsäure, Phosphorpentoxid oder Chlorkalzium hindurchleitet und die Gewichtszunahme des Absorbers bestimmt."<sup>573)</sup>

c) Die relative Luftfeuchtigkeit:

Als relative Luftfeuchtigkeit definiert man

$$r := \frac{a}{A} = \frac{\text{vorhandener Wasserdampfgehalt der Luft}}{\text{maximal möglicher Wasserdampfgehalt der Luft}}$$

Die relative Luftfeuchtigkeit wird dabei in Prozent (%) angegeben. Sie ist ein Maß dafür, wieviel Wasserdampf die Luft im Verhältnis zum maximal möglichen Wasserdampfgehalt enthält und damit ein Maß dafür, ob die Luft noch viel oder nur noch wenig Wasserdampf aufnehmen kann.

So bedeutet  $r = 100 \%$ , daß  $a = A$  gilt und die Luft daher an Wasserdampf gesättigt ist.

Kontrollfrage an die Schüler: Kann in einer solchen Luft (mit  $a = A$ ) eine Wasserlache durch Verdunsten verschwinden?

Antwort: Nein, denn die Luft kann nicht mehr gasförmiges Wasser speichern!<sup>574)</sup>

### Messung der relativen Luftfeuchte:

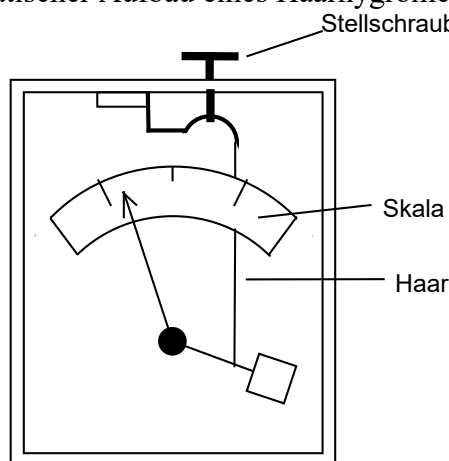
mit dem Haarhygrometer: Der Lehrer erklärt:

Man nutzt aus, daß ein entfettetes Haar, das vom Menschen, von Schafen oder von Pferden stammt, sich bei ansteigender relativer Luftfeuchtigkeit verlängert und sich bei sinkender relativer Luftfeuchte verkürzt. Diese Längenänderung eines Haares oder eines gesamten kleinen Haarbüschels wird auf einen Zeiger übertragen, der sich vor einer Skala bewegt, die nach der relativen Luftfeuchtigkeit geeicht werden kann (siehe folgende Skizze).<sup>575)</sup>

Zu einem an dieser Stelle möglichen Unterrichtsversuch zur Längenänderung organischer Fäden bei sich verändernder Luftfeuchtigkeit sei in diesem Zusammenhang verwiesen auf Götz R., Dahncke H., Langensiepen F.: Handbuch des Physikunterrichts. Sekundarbereich I, Band 3: Wärmelehre / Wetterkunde. Köln 1986 (Aulis-Verlag), S. 277.

Skizze an die Tafel:

Schematischer Aufbau eines Haarhygrometers

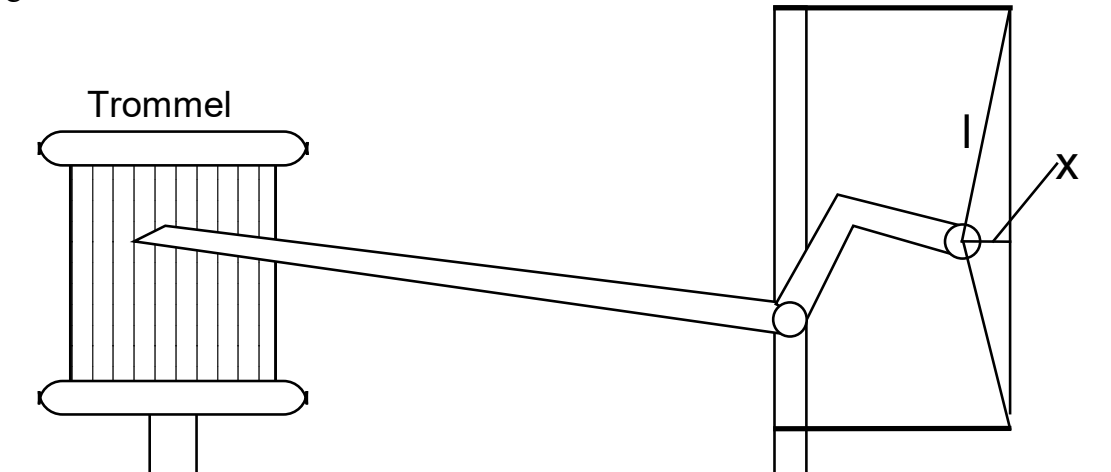


[Zu obiger Skizze vgl. Pohlmann D.: Wetterkunde. Köln 1974 (Aulis-Verlag), S. 84, Abb. 55.]

Falls noch Zeit vorhanden, stellt der Lehrer den Hygrographen vor:

Es gibt auch Geräte, bei denen die Längenänderung des (der) Haar(e) auf einen Schreibarm übertragen wird, der sich vor einer umlaufenden Trommel bewegt. Es handelt sich dann hier um einen sogenannten HYGROGRAPHEN.<sup>576)</sup>

Schematische Skizze eines Haarhygrographen auf Folie am Tageslichtprojektor herzeigen:



"Schema einer Hebelübertragung beim Haarhygrographen"

[Zu obiger Skizze: abgezeichnet und Text zur Skizze übernommen aus Pohlmann D.: Wetterkunde. Köln 1974 (Aulis-Verlag), S. 84 (entspricht dort Abb. 56) .]

Falls in der Physiksammlung ein Hygrometer oder ein Hygrograph vorhanden ist, diese Geräte den Schülern zeigen und durch Anauchen durch die Schlitze in das Geräteinnere vorführen, daß eine Feuchtigkeitserhöhung einen Zeigerausschlag verursacht.

### **Beurteilung der 5. Unterrichtsstunde aufgrund der gemachten Erfahrungen am Gymnasium Puchheim:**

Diese Stunde wurde vom Physiklehrer der 11 a im Vergleich zum gerade skizzierten Unterrichtsverlauf leicht verändert und auch zeitsparend durchgeführt: Er ging bereits von der Tatsache aus, daß der Luftdruck in Form von Isobaren in die Wetterkarte eingetragen wird. Er stellte nun die Frage, warum sich über den Alpen kein Tiefdruckgebiet befindet, wo doch hier der Luftdruck aufgrund der zunehmenden Höhenlage abnehmen müßte. Daraufhin meldete sich sofort ein Schüler, der die richtige Antwort lieferte, daß nämlich in der Wetterkarte der Luftdruck auf Meeresniveau bezogen ist. Der reduzierte Luftdruck ist also zum großen Teil bereits bekannt (aus dem Fach Erdkunde, in Physik eventuell aus der 8. Jahrgangsstufe) und kann daher auch zügiger behandelt werden.

Auf die Frage, aus welchen Bestandteilen sich die Atmosphärenluft zusammensetzt, wurden eine Menge an Gasen genannt, jedoch nicht der Wasserdampf, der in ihr doch eine wesentliche Rolle spielt. Der Lehrer mußte ihn letztendlich selbst nennen, worauf einige Schüler ziemlich ungläubig schauten. Wasser wird also hauptsächlich mit seinem flüssigen Zustand gedanklich in Verbindung gebracht und es wird vergessen, daß es auch als Gas auftritt. So mußte der Physiklehrer gleich zweimal sagen, daß  $H_2O$ -Moleküle in der Luft der Atmosphäre vorhanden sind, bis dies die Schüler akzeptierten.

Schülerantworten können durchaus zum Nachdenken anregen. So wurde gemäß dem eben skizzierten Unterrichtsverlauf die Frage gestellt, wie man die absolute Luftfeuchtigkeit  $a$  und die Sättigungsmenge  $A$  messen könnte. Ein Schüler meldete sich und antwortete: 'Man könnte doch eine gewisse Luftmenge abkühlen und zwar so weit, bis der in ihr enthaltene Wasserdampf auskondensiert ist, und man ihn als nun flüssiges Wasser wiegen kann.' Diese Antwort ist schlau überlegt und sollte auf keinen Fall abgewertet werden. Denn es stimmt: Bei extrem niedrigen Temperaturen (unter  $-30\text{ °C}$ ) kann die Luft kaum mehr Wasserdampf enthalten (unter  $0,34\text{ g/m}^3$  über einer planar Eisfläche<sup>577</sup>). Man könnte daher tatsächlich durch eine derartige Absenkung der Lufttemperatur fast den gesamten Wasseranteil einer bestimmten Luftmenge kondensieren lassen, ihn vielleicht auf geschickte Weise sammeln und anschließend sein Gewicht mittels einer elektronischen Waage ziemlich genau bestimmen. Das so gemessene Gewicht teilt man dann durch das ursprüngliche Volumen der betrachteten Luftmenge und erhält auf diese Weise  $a$  bzw.  $A$ .

## **6. Stunde\* : Dampfdruck, Sättigungsdampfdruck**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Falls der Lehrer das Thema Luftfeuchtigkeit vertiefter behandeln möchte, kann er mit dieser Stunde eine weitere Meßgröße einführen, nämlich den Dampfdruck:

Nach Erklären des Begriffs Dampfdruck wird eine Beziehung zwischen Dampfdruck  $e$  und absoluter Luftfeuchtigkeit  $a$  hergeleitet. Anschließend wird anhand des Teilchenmodells der Sättigungsdampfdruck ( $E$ ) erklärt. Je nachdem, wie gut der Lehrer in der Zeit liegt, kann der Lehrer nun zur Auflockerung ein oder zwei Versuche zur Messung von  $e$  und  $E$  in den Unterricht einbauen. Er kann sie zur Not aber auch weglassen. Abschließend in dieser Stunde wird die relative Luftfeuchtigkeit durch  $e$  und  $E$  ausgedrückt.

Kennen die Schüler den Dampf- und Sättigungsdampfdruck, so läßt sich später im Unterricht der Wegener-Findeisen-Bergeron-Prozeß der Niederschlagsbildung ziemlich leicht erklären. Dennoch kann diese Stunde getrost übersprungen werden, denn dieser Niederschlagsbildungsprozeß läßt sich auch anschaulich durch das Teilchenmodell erklären (siehe 19. Stunde).

### **Unterrichtsablauf der 6. Stunde:**

#### **1.3.d) Der Dampfdruck:**

Einführung: Betrachten wir ein abgeschlossenes Luftvolumen  $V$ . Die Luft in ihm besteht aus Sauerstoff-, Stickstoff-, Edelgas-, und Wasserdampfmolekülen, die jeweils gegen die Außenwände des Systems prasseln. Dabei übt jede Gassorte für sich auf die Wände einen Druck aus. Wir bezeichnen den Druck eines bestimmten Gases in einem Gasgemisch als seinen *Partialdruck*. Das bedeutet also, daß sich der Luftdruck aus den Partialdrücken der in der Luft enthaltenen Gase additiv zusammensetzt, also:

$$P_{\text{LUFTDRUCK}} = P_{\text{O}_2} + P_{\text{N}_2} + P_{\text{Edel- und Spurengase}} + P_{\text{H}_2\text{O}}$$

Der Luftdruck setzt sich aus den Partialdrücken der einzelnen in der Luft vorhandenen Gase additiv zusammen (= *Daltonsches Gesetz*).

$e := p_{\text{H}_2\text{O}}$  ist dabei der Partialdruck des Wasserdampfs, der Dampfdruck genannt wird.

Er wird in der Meteorologie häufig zur Beschreibung der Luftfeuchtigkeit verwendet.<sup>578)</sup> Ebenso die Niederschlagsbildung läßt sich durch ihn leichter erläutern und verstehen.

Mitteilung des Lehrers: Ein typischer Wert für den Wasserdampfdruck bei einer feuchtwarmen Wetterlage bei 20 °C ist z.B.  $e = 20 \text{ hPa} = 2000 \frac{\text{N}}{\text{m}^2}$ , dies entspricht ungefähr ein fünfzigstel des Bodenluftdrucks auf Meeresniveau.<sup>579)</sup>

Herleitung einer Beziehung zwischen Dampfdruck  $e$  und absoluter Luftfeuchtigkeit  $a$ :

Nach der Zustandsgleichung für (ideale) Gase  $\frac{p \cdot V}{T} = k$  gilt für ein festes Volumen  $V_0$ :

$$\frac{e \cdot V_0}{T} = k \Rightarrow e = \frac{k}{V_0} \cdot T, \text{ also } e \sim T.$$

Andererseits ist der Teildruck  $e$  direkt proportional zur Anzahl  $N_{\text{H}_2\text{O}}$  der vorhandenen

$\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle im Volumen  $V_0$ :  $e \sim \frac{N_{\text{H}_2\text{O}}}{V_0} \sim \frac{m_{\text{H}_2\text{O}}}{V_0} = a$ , also  $e \sim a$ .

$$\Rightarrow e \sim a \cdot T$$

$\Rightarrow e = C \cdot a \cdot T$  (Gl. 7), wobei  $C$  eine Proportionalitätskonstante ist,  $T$  in Kelvin einzusetzen ist.<sup>580)</sup>

Der Lehrer erarbeitet zusammen mit den Schülern:

Betrachten wir Luft einer festen Temperatur. Wir wissen, daß sie nur eine Höchstmenge an Wasserdampf aufnehmen kann. Ist nun die Luft an Wasserdampf gesättigt, so ist die Menge von  $\text{H}_2\text{O}$ -Molekülen im Gasverband der Luft maximal. Damit hat aber auch der Dampfdruck seinen maximalen Wert angenommen, denn mehr Wasserdampf-moleküle können nicht zur weiteren Druckerhöhung beitragen.

Definition: Wir nennen nun den Partialdruck des Wasserdampfs in Luft, der sich einstellt, wenn in ihr der Wasserdampfgehalt maximal ist, Sättigungsdampfdruck ( $E$ ).<sup>581)</sup>

Für ihn gilt nach Gleichung 7:  $E := e_{\text{max}} = C \cdot a_{\text{max}} \cdot T = C \cdot A(T) \cdot T$  (Gl. 8)<sup>582)</sup>

Mitteilung des Lehrers: Da, wie wir bereits wissen,  $A$  eine Größe ist, die nur von der Lufttemperatur  $T$  abhängt, ist nach Gl. 8 auch der Sättigungsdampfdruck  $E$  eine Größe, die nur von der Lufttemperatur abhängt und sonst von keinen weiteren meteorologischen bzw. physikalischen Parametern.

Der Lehrer teilt den Schülern mit:

Man kann den Sättigungsdampfdruck  $E$  über die empirisch ermittelten Magnus-Formeln berechnen:

Sättigungsdampfdruck über einer planen Wasserfläche:

$$E_w(\vartheta) \cong \left[ e^{\frac{7,5 \cdot \vartheta}{\vartheta + 237,2 \text{ °C}}} \right] = 6,1 \text{ hPa} \cdot 10^{\frac{3,2572 \cdot \vartheta}{\vartheta + 237,2 \text{ °C}}} \quad (\text{Gl. 9}), \quad \vartheta \text{ \$ Lufttemperaturwert in °C}$$

Sättigungsdampfdruck über einer planen Eisfläche:

$$E_E(\vartheta) \cong \left[ e^{\frac{9,5 \cdot \vartheta}{\vartheta + 265,5 \text{ °C}}} \right] = 6,1 \text{ hPa} \cdot 10^{\frac{4,1258 \cdot \vartheta}{\vartheta + 265,5 \text{ °C}}} \quad (\text{Gl. 10}), \quad \vartheta \text{ \$ Lufttemperaturwert in °C}^{584)}$$

Der Lehrer diskutiert mit den Schülern:

Da die maximale absolute Luftfeuchte  $A(T)$  mit zunehmender Temperatur größer wird, gilt nach Gl. 8, daß auch  $E(T)$  mit steigender Temperatur zunimmt.

(Man kann dies auch überprüfen, indem man in den Magnus-Formeln Gl. 11 und Gl. 12  $\vartheta := T - 273,15$ ,  $T$  \\$ Lufttemperaturwert in Kelvin setzt, dann  $E_w(T)$  und  $E_E(T)$  nach  $T$  ableitet und sieht, daß die Ableitungen  $E_w'(T)$  und  $E_E'(T)$  für alle  $T \in [0, \infty[$  größer und ungleich Null sind.)

⇒ Fazit: Der Sättigungsdampfdruck wächst mit zunehmender Temperatur.<sup>585)</sup>

### Messung von e und E:

Zur Messung von e und E kann man die sogenannte Rüdorff'sche Flasche verwenden. In sie wird die zu untersuchende Luft gefüllt und durch Einbringen eines Trockenmittels (z.B.  $P_2O_5$ ) der Wasserdampf entzogen.<sup>586)</sup> "Nach Absorption des Wasserdampfs in der Flasche kann man an einem angeschlossenen, sehr empfindlichen Manometer die Abnahme des Drucks in der Flasche ablesen. die beobachtete Druckdifferenz ist auf das Fehlen des Partialdrucks des Wasserdampfs zurückzuführen und ist daher gleich dem gesuchten Dampfdruck e bzw. E"<sup>587)</sup>

2 Versuche zur Messung von e und E, die man aber bei Zeitnot auch weglassen kann:

a) Vorführversuch zum Meßprinzip mit der Rüdorff'schen Flasche (siehe oben):

Eine Thermosflasche wird mit einem doppelt durchbohrten Gummistopfen verschlossen. Durch die eine Bohrung steckt man ein Rohr, an das ein geeichter empfindlicher elektronischer Drucksensor eines elektronischen Druckmeßgeräts mit Digitalanzeige luftdicht angeschlossen wird. [Man kann auch ein U-Rohr-Wassermanometer zur Druckanzeige verwenden.] In die andere Bohrung des Stopfens steckt man ein Rohr mit einem luftdichten Hahn, oder das mit einem kleinen Gummistopfen luftdicht verschließbar ist. Die Druckanzeige wird auf Null kalibriert. Man öffnet dieses Rohr, steckt einen kleinen Trichter darauf, streut durch ihn  $P_2O_5$ -Pulver oder eine andere feste (!) hygroskopische Substanz in die Flasche und verschließt dieses wieder. Das Druckmeßgerät zeigt einen fortlaufend abnehmenden Druck an, bis sich ein gewisser Wert eingestellt hat. Dieser entspricht dann dem Dampfdruck. [Beim U-Rohr-Manometer kann man dann den Dampfdruck durch die sich ergebende Wassersäulendifferenz  $\Delta h$  zwischen linkem und rechtem Schenkel mittels der Formel  $e = \Delta p = \rho_{\text{Wasser}} \cdot g \cdot \Delta h$  ermitteln.]<sup>588)</sup>

b) Schulversuch, der zeigt daß der Sättigungsdampfdruck mit steigender Temperatur zunimmt und mit dem, falls genügend Zeit vorhanden, bzw. falls der Lehrer so viel Zeit in

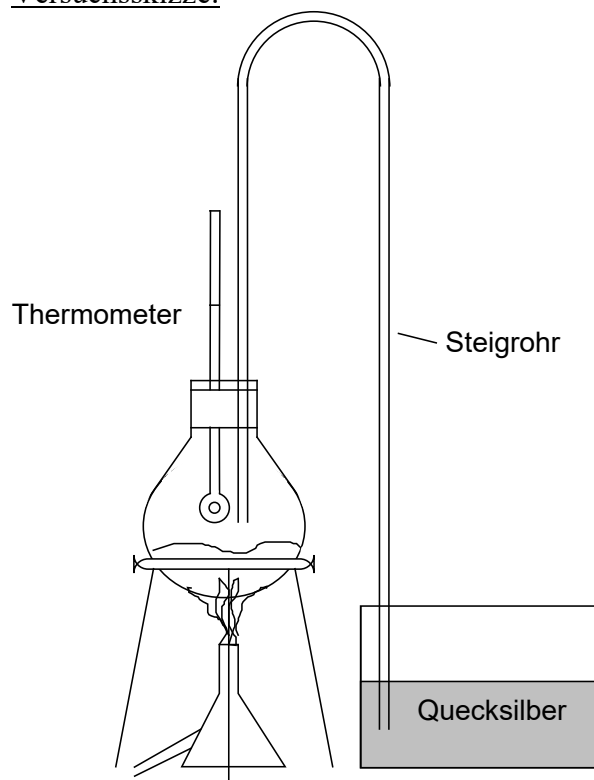
dieses Thema investieren möchte, der Sättigungsdampfdruck von Wasser zu jeder Temperatur  $T$  gemessen werden kann (Ermittlung der Dampfdruckkurve):

"Ein Rundkolben wird zur Hälfte mit Wasser gefüllt und mit einem fest sitzenden Gummistopfen verschlossen, durch dessen Bohrungen ein Thermometer und ein zunächst aufsteigendes und dann nach unten umgebogenes, langes Steigrohr führen" (siehe Versuchsskizze unten). "Das Wasser wird mit einer Bunsenbrennerflamme zum Sieden gebracht. Wenn aus dem unteren Ende des Steigrohres Wasserdampf austritt, taucht man es in ein mit Quecksilber gefülltes Gefäß und leitet den Wasserdampf für weitere 3 bis 5 Minuten durch das Quecksilbergefäß hindurch. Erst dann entfernt man den Bunsenbrenner. Wasser und Dampf kühlen sich ab, der Sättigungsdampfdruck wird geringer, und das Quecksilber steigt in dem Steigrohr hoch."<sup>589)</sup>

#### Versuchszubehör:

1. Bunsenbrenner
2. Rundkolben
3. doppelt durchbohrter Stopfen
4. Thermometer (0-100°C)
5. 90 cm hohes Steigrohr (siehe Versuchsskizze rechts)
6. Gefäß mit Quecksilber
7. Dreifuß
8. Quecksilberbarometer oder Höhenmesser mit Anzeige des aktuellen Luftdrucks

#### Versuchsskizze:



[Zu dieser Skizze vgl.: Friedrich A.: Handbuch der experimentellen Schulphysik. Band 4: Wärmelehre, Thermodynamik, Wetterkunde. Köln 1964 (Aulis-Verlag), S. 115, Abb. 87.]

Man kann nun in Abständen von 5 °C die Temperatur und die Höhe der Quecksilbersäule bestimmen. Daraus kann man zu jedem dieser Temperaturwerte den Sättigungsdruck des Wasserdampfs bestimmen, der sich aus der Differenz des herrschenden Luftdrucks und dem Druck der Quecksilbersäule im Steigrohr ergibt. Der aktuelle vorherrschende Luftdruck (= nichtreduzierter Luftdruck) wird dabei an einem Quecksilberbarometer oder an einem geeigneten Höhenmesser, bei dem man die Höhe des Versuchs über dem Meeresspiegel einstellt, abgelesen. Vor Versuchsbeginn bzw. vor Abschalten des Bunsenbrenners ist die Funktionsweise und der Ablauf des Versuchs den Schülern zu erklären:

→ Es soll vor allem gesagt werden, daß das Wasser ein paar Minuten sieden muß, damit sich im Rundkolben und Steigrohr nur noch Wasserdampf und keine Luft mehr befindet.

→ Eine sehr wichtige Mitteilung an die Schüler zum Verständnis des Versuchs darf nicht vergessen werden:

Im Kolben und Steigrohr ist der Dampfdruck immer gleich dem Sättigungsdampfdruck, dan hierin Flüssigkeit und Dampf gleichzeitig vorhanden sind und die Verdunstung von  $H_2O$ -Molekülen dafür sorgt, daß oberhalb der Flüssigkeit stets die maximale Menge an Wasserdampf enthalten ist.

→ Anschließend ist zusammen mit den Schülern herauszuarbeiten, daß der Sättigungsdampfdruck die Differenz aus aktuellem Luftdruck und dem Druck der Quecksilbersäule im Steigrohr ist.

Mit diesem Versuch läßt sich also den Schülern anschaulich demonstrieren, daß der Sättigungsdampfdruck mit steigender Temperatur zunimmt. Falls genügend Zeit bleibt, kann gleichzeitig der Sättigungsdampfdruck bei verschiedenen Temperaturen bestimmt werden, um eine Sättigungsdampfdruckkurve (= E–T–Diagramm) zu zeichnen.<sup>590)</sup>

Aus der Kenntnis des Dampfdrucks und Sättigungsdampfdrucks können wir nun eine weitere einfache Beziehung für die relative Luftfeuchtigkeit herleiten:

$$\text{Es gilt: } e = C \cdot a \cdot T \text{ (Gl. 7)} \Rightarrow a = \frac{e}{C \cdot T}$$

$$E = C \cdot A \cdot T \text{ (Gl. 8)} \Rightarrow A = \frac{E}{C \cdot T}$$

$$\Rightarrow r = \frac{a}{A} = \frac{\frac{e}{C \cdot T}}{\frac{E}{C \cdot T}} = \frac{e}{E} = \frac{\text{vorliegender Dampfdruck}}{\text{Sättigungsdampfdruck}}, \text{ also: } \boxed{r = \frac{e}{E} \text{ (Gl. 11)}} \text{ } ^{591)}$$

## 7. Stunde: Der Taupunkt (Kondensation und Nebelbildung)

### Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:

Bei der Behandlung des Themas Luftfeuchtigkeit sind meteorologische Größen ( $a$ ,  $A$ ,  $r$ ) als Handwerkszeug eingeführt worden, mit denen man nun die Nebelentstehung physikalisch erklären kann: Den Schülern wird nach kurzer Wiederholung dieser Parameter zu Beginn der Unterrichtsstunde eine Situation aus dem Alltag vorgestellt, die die Schüler erkennen läßt, wie nützlich und wichtig es doch wäre, selbst das Auftreten von Nebel vorhersagen zu können. Die Schüler werden also dazu motiviert, sich mit einem möglichen Verfahren zur Erstellung einer Nebelprognose zu beschäftigen, und damit auch indirekt dazu, sich mit der Entstehung von Nebel selbst auseinanderzusetzen. Es wird also nicht einfach die Frage gestellt, wie sich Nebel bilden könnte. An einem konkreten Fall macht man nun die nächtliche Nebelentstehung physikalisch plausibel, wobei man gleichzeitig den meteorologischen Parameter Taupunkt einführt. An diesem Beispiel wird sofort deutlich, wie man bei der Nebelvorhersage vorzugehen hat. Es folgt ein Versuch zur Nebelbildung, der die bereits gewonnenen Erkenntnisse verdeutlicht, und der zeigt, daß zur Wasserdampfkondensation in Luft Kondensationskerne erforderlich sind. Der Lehrer geht schließlich auf die Erscheinungen Tau, Reif und eventuell auch

auf den gefrorenen Tau ein. Abschließend zu dieser Stunde kann er, je nachdem, wie die Zeit dazu noch ausreicht, zu Tau und Reif ein Experiment vorführen.

Im Therorieteil (1. Abschnitt dieser Arbeit) kann sich der Lehrer vorbereitend zu dieser Unterrichtsstunde in Kapitel 1.2.2. über Nebel- und Hochnebelbildung informieren. Er erfährt hier auch über verschiedene Entstehungsmöglichkeiten von Nebel, wobei jedoch in der im folgenden skizzierten Stunde nur der Prozeß durch nächtliche Ausstrahlung angesprochen wird. Näheres zu Kondensationspartikel in Luft ist in Kapitel 1.2.3., Abschnitt A.1.) zu finden. Über Tau, Reif, gefrorener Tau kann in Kapitel 1.2.3., Abschnitt B.) nachgelesen werden.

### **Unterrichtsablauf der 7. Stunde:**

Zu Beginn der Stunde kurze Wiederholung der Definitionen und Bedeutungen von absoluter Luftfeuchtigkeit, Sättigungsmenge und relativer Luftfeuchte.

Einleitende Frage an die Schüler: Wann empfindet man die Luft als ziemlich feucht und naß?

Antwort: Bei Regen, wenn Nebel herrscht, in Wolken.

Anknüpfung des Lehrers: Mit dem Nebel werden wir uns heute beschäftigen, genauer mit den Fragen, wie er entsteht und wie man ihn vorhersagen kann.

#### Motivation:

Der Lehrer stellt folgende Situation vor: Nebel ist vor allem für den Autoverkehr hinderlich und ist für den einzelnen Autofahrer auch gefährlich (erhöhte Unfallgefahr!). So möchte man z.B. wissen ob sich heute abend Nebel bildet oder nicht. Denn man will beispielsweise in eine Veranstaltung (Disco, Geburtstagsfeier) mit dem Auto fahren, möchte aber nicht in Nebel geraten, weil man heute gesundheitlich etwas angeschlagen ist. Wird es nämlich neblig, wäre es besser, zuhause zu bleiben. Der Wetterbericht im Radio sagt örtliches Auftreten von Nebel an. Jedoch was bedeutet örtlich? Heißt dies, daß in meinem Gebiet nun Nebel auftreten wird oder nicht? Wir sehen also, daß auch die Nebelvorhersage des Wetterberichts zu ungenau ist. Da wäre es doch von Vorteil, selbst vorhersagen zu können, ob sich nun Nebel einstellen wird oder nicht. In diesem Sinne werden wir nun versuchen, eine für jedermann anwendbare Nebelprognose zu erarbeiten, mit der nun jeder von uns sagen kann, ob sich im betrachteten Gebiet Nebel bilden wird oder nicht.

Aus folgendem eingerahmten Abschnitt ein Arbeitsblatt entwerfen und austeilen bzw. zumindest Stichpunkte daraus an die Tafel:

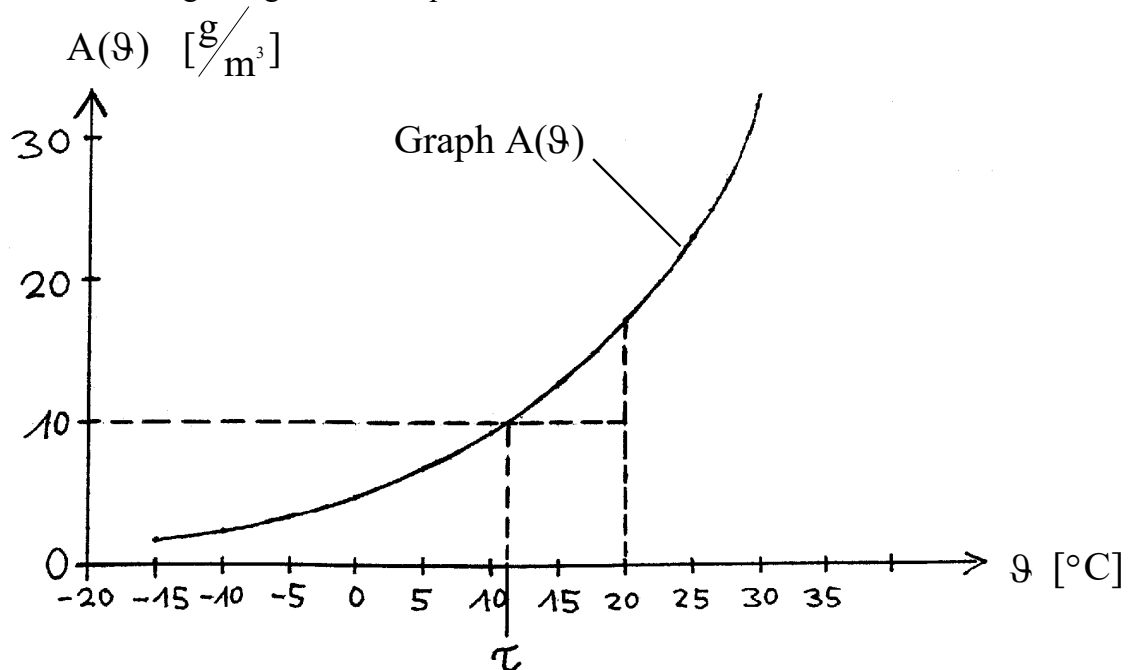
#### **1.4. Der Taupunkt (Kondensation und Nebelbildung)**

Sättigungsmenge der absoluten Luftfeuchtigkeit über einer planen Wasseroberfläche:

$\vartheta$ [°C]	-15	-10	-5	0	5	10	15	20	25	30
A [g/m <sup>3</sup> ]	1,6	2,4	3,4	4,8	6,8	9,4	12,8	17,3	23,0	30,3

[Tabellenwerte entnommen aus: Pohlmann D.: Wetterkunde. Köln 1974 (Aulis-Verlag), S. 79.]

Skizze des zugehörigen A- $\vartheta$ -Graphen:



Der Lehrer erklärt:

Angenommen, es herrschen am Nachmittag 20 $^{\circ}\text{C}$  Lufttemperatur und man liest am Haarhygrometer eine relative Luftfeuchtigkeit  $r = 57,5\%$  ab.

Dann beträgt die absolute Feuchte

$$a = r \cdot A(20^{\circ}\text{C}) = 0,0575 \cdot 17,3 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} = 9,95 \frac{\text{g}}{\text{m}^3} = 10,0 \frac{\text{g}}{\text{m}^3}.$$

Weiter nehmen wir an, daß der Wasserdampfgehalt  $a$  sich zeitlich kaum ändert, was z.B. der Fall ist, wenn der Boden trocken ist und es nicht geregnet hat ( $\rightarrow$  es verdunstet kaum Wasser, um den Wert  $a$  zu erhöhen).

Abends und nachts kühlt nun der Erdboden ab, indem er seine Wärme in Form von Wärmestrahlung in den Weltraum ausstrahlt. Vom Erdboden ausgehend kühlt auch die darüberliegende Luft ab. Die kältere Luft kann aber nicht mehr so viel Wasserdampf in sich enthalten wie die vorhin wärmere. Mit sinkender Temperatur  $\vartheta$  wird also auch  $A(\vartheta)$  kleiner, bis schließlich bei einer Temperatur  $\tau = 11,5^{\circ}\text{C}$  die Sättigungsmenge  $A(\tau)$  gleich dem vorhandenen Wasserdampfgehalt  $a = 10 \frac{\text{g}}{\text{m}^3}$  ist.

Sinkt die Temperatur unter  $\tau$ , so wird  $A < a$ . Unterhalb der Lufttemperatur  $\tau$  wird also der maximal mögliche Wasserdampfgehalt  $A$  kleiner als der eigentlich ursprünglich vorhandene, so daß der überschüssige Wasserdampf in Form von Nebeltröpfchen ausgeschieden wird. Es findet also in der Luft **Kondensation** (=Prozeß der Verflüssigung von Wasser) bzw. **Nebelbildung** statt.

**Definition:** Die Temperatur  $\tau$ , bei der der vorhandene Wasserdampfgehalt in der Luft  $a$  zur Sättigungsmenge  $A(\tau)$  wird, so daß Nebelbildung einsetzt, nennt man **TAU-PUNKT**.<sup>592)</sup>

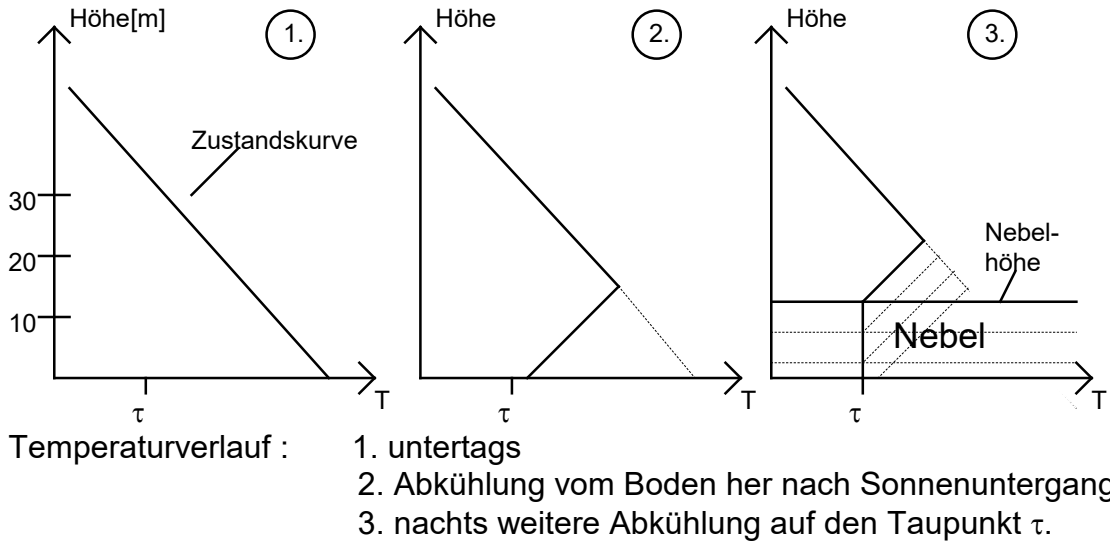
Beim Taupunkt gilt:  $a = A(\tau) \Leftrightarrow r = \frac{A(\tau)}{A(\tau)} = 100\%$ <sup>593)</sup>

Fazit: Bei Nebelbildung beträgt die relative Luftfeuchtigkeit 100 %.

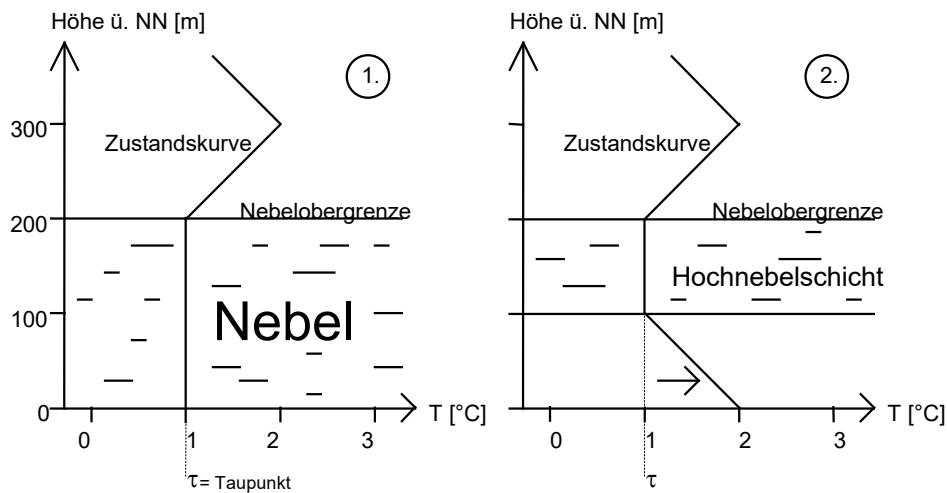
An Abb. 62 (siehe Kap. 1.2.2.) die Nebelbildung durch nächtliche Ausstrahlung, also die Entstehung des sogenannten Strahlungsnebels erklären. Daran anschließend die Bildung von Hochnebel (= Stratus) anhand von Abb. 63 in Kap. 1.2.2. erläutern. Zum Prozeß der Hochnebelentstehung aus Nebel siehe dabei Kap. 1.2.2.!

Auf Folie oder das Arbeitsblatt kopieren:

**Entstehung von nächtlichem Strahlungsnebel:**



**Wie aus Nebel Hochnebel entsteht:** 1. Temperaturschichtung bei Nebel  
 2. Erwärmung der Luft vom Boden her führt zu Hochnebel



Der Lehrer arbeitet zusammenfassend mit den Schülern heraus, daß jeder anhand des A-9-Graphen nun selbst eine Prognose erstellen kann, ob nachts oder frühmorgens Nebelbildung eintreten wird oder nicht:

An einem Thermometer im Schatten liest man die Lufttemperatur  $t$  ab und an einem Haarhygrometer, das ebenfalls im Schatten (z.B. an der nördlichen Hauswand) angebracht ist, die relative Luftfeuchtigkeit  $r$ . Anhand der Wertetabelle zu Beginn dieses

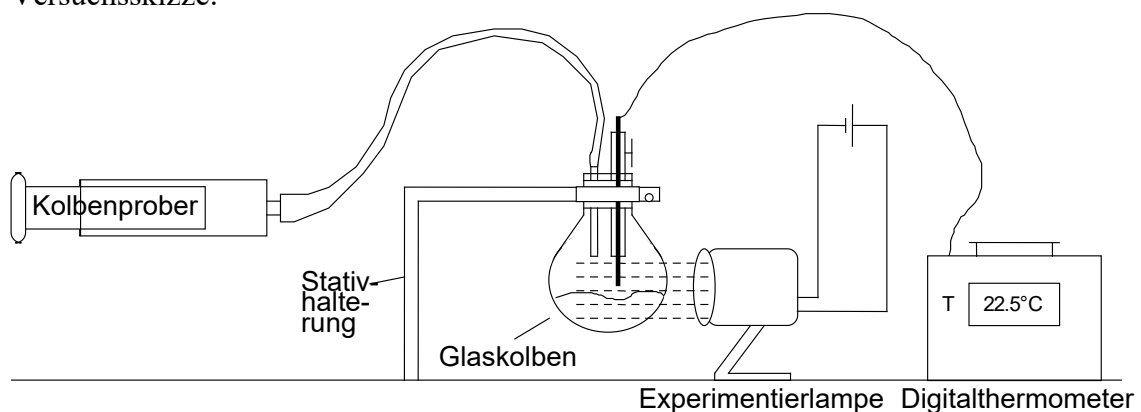
Kapitels 1.4. zeichnet man den Graphen  $A(\vartheta)$  in ein  $A$ - $\vartheta$ -Diagramm und ermittelt aus diesem an der Temperaturstelle  $t$  den Wert  $A(t)$ . Aus  $r$  und  $A(t)$  berechnet man nun die absolute Luftfeuchtigkeit  $a = r \cdot A(t)$ , zieht in der Höhe  $A = a$  eine Parallele zur  $\vartheta$ -Achse und bestimmt den  $\vartheta$ -Wert  $\tau$ , an dem diese den Graphen  $A(\vartheta)$  schneidet. Am Punkt  $\tau$  gilt dann  $A(\tau) = a$ , d.h.  $\tau$  ist der Taupunkt, bei dem Nebelbildung einsetzt. Indem man nun abschätzt, ob die nächtliche Tiefsttemperatur der Bodenluft den Taupunkt  $\tau$  unterschreiten wird oder nicht, kann man die Entstehung von Bodennebel vorhersagen. Hat man an einem Minimum-Thermometer eine Tiefsttemperatur der vergangenen Nacht abgelesen, die deutlich über dem Taupunkt lag und hält man für die kommende Nacht eine Abkühlung der Luft auf den Temperaturwert  $\tau$  für wenig wahrscheinlich, wird sich kein Nebel bilden. Liegt jedoch abends die Temperatur  $t$  nicht weit über dem ermittelten Taupunkt  $\tau$  und ist z.B. durch einen klaren Himmel eine starke Abkühlung der bodennahen Luft gewährleistet, so wird die nächtliche Tiefsttemperatur der Luft wahrscheinlich den Taupunkt unterschreiten und es wird Bodennebel auftreten.<sup>594)</sup>

Genauer wird diese Vorhersage, wenn man die Tiefsttemperatur der kommenden Nacht aus den Wetterberichten der Medien (Zeitung, Rundfunk, Fernsehen) entnimmt und mit dem Taupunkt  $\tau$  vergleicht.

Abrundend erwähnt der Lehrer, daß eine derartige Nebelvorhersage vor allem wichtig ist für Straßenverkehrsteilnehmer ( $\rightarrow$  langsames Vorankommen der Fahrzeuge in dichtem Bodennebel,  $\rightarrow$  erhöhte Unfallgefahr durch schlechte Sicht, geringe Sichtweite von oft nur 5–10 m).

#### Versuch zur Nebelbildung:

##### Versuchsskizze:



Ein großer Glaskolben wird ca. 1–2 cm mit Wasser gefüllt und mit einem doppelt durchbohrten Gummistopfen verschlossen. In die eine Öffnung wurde dabei zuvor ein Glasrohr geschoben, an das über einen Schlauch ein Kolbenprober angeschlossen wird, in die andere ein Hahnrohr (siehe Versuchsskizze oben). Zunächst wird der Hahn geöffnet (eventuell auch ganz entfernt) und durch dieses Rohr der Fühler eines Digitalthermometers geführt. Indem der Kolben des Kolbenprobers rasch herausgezogen wird, kann den Schülern die (adiabatische) Abkühlung der Luft im Inneren bei diesem Vorgang demonstriert werden. Der Temperaturfühler wird wieder entnommen und das Hahnrohr verschlossen. Erneutes ruckartiges Anziehen am Kolbenprober ergibt im Inneren des Glaskolbens nur schwache Nebelbildung. Meist bemerkt man jedoch kaum eine Veränderung. Es wird nun bei geöffnetem Hahn der Rauch eines gerade ausgeblasenen Streichholzes oder einer brennenden Zigarette ins Innere gesogen. Anschließend wird

wieder mittels des Kolbenprobers eine Abkühlung der mit Wasserdampf gesättigten Luft im Glaskolben herbeigeführt, wobei sich aber nun dichter Nebel bildet. Dieser ist besonders gut im Glaskolben zu erkennen, falls man ihn seitlich mit einer Experimentierlampe beleuchtet.

Ergebnis dieses Versuchs:

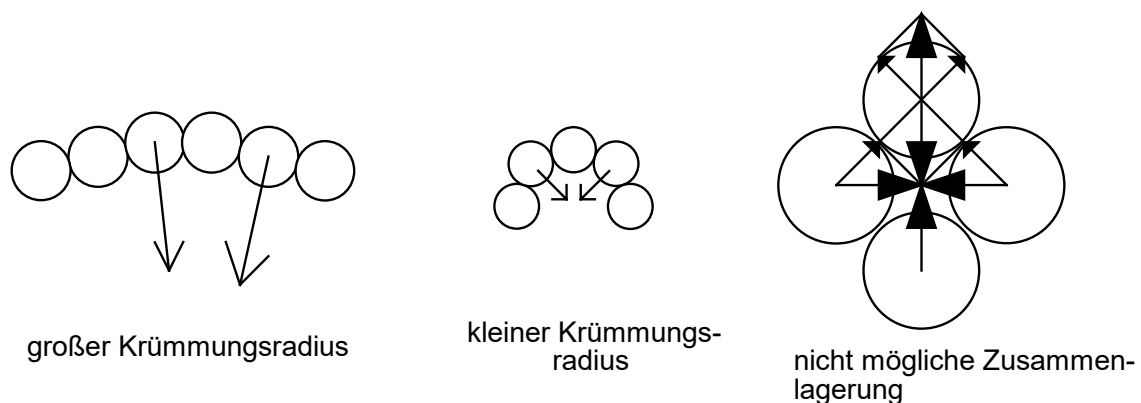
Bei Abkühlung der feuchten Luft unter den Taupunkt entsteht Nebel. Nebelbildung tritt aber nur dann ein, wenn sich in der Flasche Rauchteilchen (produziert durch ein glimmendes Streichholz bzw. von einer Zigarette) befinden.<sup>595)</sup>

Mitteilung des Lehrers: Nebel kann sich bei Abkühlung der Luft unter den Taupunkt nur bilden, falls kleinste Staub-, Rauch-, Salzkristall-, oder Rußteilchen in der Luft schweben, an denen sich der Wasserdampf niederschlagen kann. Man nennt diese Schwebeteilchen in der Luft Kondensationskerne. Diese sind aber genügend in der Luft vorhanden, so daß bei  $r = 100\%$  die Wasserdampfkondensation zu Nebeltröpfchen beginnt.<sup>596)</sup>

Es ist nun möglich, daß ein Schüler die Frage stellt: Warum sind zur Nebelentstehung Kondensationskerne in der Luft nötig bzw. warum können sich die Wasserdampfmoleküle nicht einfach ohne derartige Kondensationshilfen zu einem Tröpfchen zusammenlagern?

In diesem Fall erklärt der Lehrer auf anschauliche Art und Weise:

An der Oberfläche eines Tröpfchens wird jedes Wassermolekül von den im Inneren liegenden Tröpfchen angezogen (= Kohäsionskraft). Dies ergibt auf ein Oberflächenmolekül in der Summe eine Kraft, die zum Kugelmittelpunkt gerichtet ist, und dieses im Tröpfchenverband hält. Im kleineren Tröpfchen kann aber ein Randmolekül von seinen Nachbarn leichter hinausgequetscht werden und sich auch leichter lösen, wenn es einen Stoß von innen her erfährt (siehe dazu Kräfteverteilung in folgender Skizze).<sup>597)</sup>



[Zu dieser Abb. vgl.: Luchner K.: Physik ist überall. Streifzüge durch Natur, Alltag, Technik und Forschung. München 1994 (Ehrenwirth-Verlag), S. 116, Fig. 6.]

Insgesamt werden folglich mehr Wasserdampfmoleküle von einer gekrümmten Wasseroberfläche austreten als über einer planen Wasserfläche, so daß unmittelbar darüber bei feuchtegesättigter Luft (d.h. bei  $a = A$ ) der maximal mögliche Wasserdampfgehalt  $A$  (bezogen auf eine plane Wasseroberfläche) ansteigt. Es wird dabei die Erhöhung von  $A$  in der nahen Umgebung der Tröpfchenoberfläche umso größer sein, je stärker sie ge-

krümmt ist. (Es gilt genau:  $\Delta A = \text{const.} \cdot \frac{A}{R}$ , wobei  $R$  der Krümmungsradius der kugelförmigen Fläche ist.)<sup>598)</sup>

Fazit: Unmittelbar über einer gekrümmten Wasserfläche ist die Sättigungsmenge  $A$  um

$\Delta A (= \text{const.} \cdot \frac{A}{R})$  erhöht und zwar umso mehr, je stärker die Krümmung.

Um ein Nebeltröpfchen, das nun bei einer relativen Luftfeuchtigkeit von 100 % (d.h. bei  $a = A$ ) vorhanden wäre, wäre also in seiner nahen Umgebung  $A$  um  $\Delta A$  erhöht, so daß hier die relative Luftfeuchtigkeit sofort wieder unter 100 % sinken würde, denn hier ist

nun  $r = \frac{A}{A + \Delta A} < 1$ . Das Tröpfchen würde also sofort wieder verdunsten, denn seine

nahe Umgebung kann nun mehr Wasserdampf aufnehmen. Eine Zusammenlagerung von Wasserdampfmolekülen zu Tröpfchen wäre unter diesen Bedingungen gar nicht möglich. Es käme demnach trotz einer relativen Feuchte von 100 % in der Luft zu keiner Nebelbildung, obwohl sich die Temperatur schon unterhalb des Taupunkts befindet.

Die Kondensationskerne bewirken nun, daß sich die Wassermoleküle an ihnen anlagern, so daß das Wassertröpfchen bei  $r = 100$  % schon zu Beginn seiner Bildung einen Radius hat, der mindestens halb so groß ist wie der mittlere Durchmesser des entsprechenden Kondensationspartikels. Das Nebeltröpfchen ist also schon von Anfang an größer, so

daß ( $\Delta A = \text{const.} \cdot \frac{A}{R}$  als) die Erhöhung der Sättigungsmenge nicht so sehr ins Gewicht

fällt. Außerdem sind die meisten Kondensationskerne hygroskopische Teilchen, d.h. sie wirken wasseranziehend, binden Wasser an sich, wie z.B. wasserlösliche Salzpartikel in der Luft. Daher setzt die Kondensation bei  $r = 100$  % bzw. bei Erreichen des Taupunkts  $\tau$  schlagartig ein und nicht erst über  $r = 100$  % bzw. erst weit unterhalb von  $\tau$ .<sup>599)</sup>

#### Der Lehrer erklärt nun das Entstehen von Tau und Reif:

Die Bezeichnung Taupunkt rührt daher, daß er auch bei der Taubildung eine wesentliche Rolle spielt. Kühlt durch Wärmeabstrahlung nachts nur der Erdboden unter den Taupunkt ab, jedoch nicht die darüberliegende Luft, deren Temperatur zeitlich der des Bodens nachhinkt, so wird nur der an den Gegenständen des Bodens auflagernde Luftfilm so kalt, daß er an diesen den überschüssigen Wasserdampf ablagert. Liegt dabei der Taupunkt unter dem Gefrierpunkt  $0$  °C, so lagert sich der Wasserdampf an den Gegenständen sofort in Eiskristallform an, falls diese eine Temperatur haben, die unterhalb von  $\tau$  liegt. Es bildet sich Reif. Den Übergang "gasförmig→fest" bezeichnet man nun nicht als Kondensation, sondern als Sublimation. Durch diesen Phasenübergang bildet sich also Reif. Liegt der Taupunkt über  $0$  °C, so wird, nachdem die Bodengegenstände diesen unterschritten haben, der Wasserdampf in Form von Tautröpfchen an ihnen kondensiert. Es bildet sich also Tau.

#### Eventuell kann der Lehrer auch den gefrorenen Tau erklären:

Hat sich knapp über  $0$  °C Tau gebildet und sinkt die Temperatur der Gegenstände nun weiter unter  $0$  °C, so gefriert der Tau. Man spricht dann von gefrorenem Tau (siehe Kap. 1.2.3.). Unter  $0$  °C erfolgt dann die weitere Wasserdampfablagerung durch Reifbildung (bzw. Sublimation). Reif überzieht also dann den gefrorenen Tau.

Abschließend zu dieser Stunde erläutert der Lehrer folgenden Versuch zur Tau- und Reifbildung und führt ihn, falls die Zeit dazu noch ausreicht, vor:

Ein Metallgefäß (großer Metallbecher) wird mit etwa zimmertemperaturwarmem Wasser gefüllt. Unter dauerndem Umrühren mit einem Thermometer oder Themometerfühler eines elektrischen Thermometers gibt man Eisstückchen in den Becher. Sobald die Temperatur der Gefäßwand den Taupunkt erreicht und unterschreitet, bildet sich an ihr ein Beschlag aus kondensierten Wassertröpfchen.  $\Rightarrow$  Analoger Vorgang bei der Taubildung im Freien.<sup>600)</sup>

Das Wasser im Metallbecher wird nun ausgeschüttet, das Kondenswasser mit einem trockenen Lappen abgewischt. Man stellt nun im Metallgefäß eine Kältemischung aus Eis und Kochsalz her, indem man es voll Eisstücke füllt, viel Kochsalz hineinstreut und diesen Inhalt mit Leitungswasser aufgießt. Die Temperatur im Gefäß und damit die der Gefäßwand sinkt dabei bis unter  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , so daß sich ein weißer, kristalliner Reifbeschlag an der Gefäßwand absetzt.<sup>601)</sup>

### **Beurteilung der 7. Unterrichtsstunde aufgrund der gemachten Erfahrungen am Gymnasium Puchheim:**

Im Vergleich zu allen anderen gehaltenen Stunden während der Unterrichtssequenz Physik der Atmosphäre erschienen die Schüler der 11 a in dieser Stunde am aufmerksamsten und am interessiertesten. Vor allem bei der Motivation zur Erstellung einer brauchbaren Nebelvorhersage richteten sich alle Blicke nach vorne, ebenso während der Erklärung der Nebelentstehung. Ebenso viele Fragen zeigten, daß die Schüler das Thema interessierte. So meldete sich beispielsweise einer, der wissen wollte, ob die Tabelle, die Werte für die Sättigungsmenge in Abhängigkeit von verschiedenen Temperaturwerten auflistet, allgemein und immer gültig ist. Die Antwort darauf ist natürlich "ja", denn es hängt die Sättigungsmenge nur von der Temperatur ab und sonst von keinen weiteren Größen. Daran wurden in diesem Zusammenhang die Schüler nochmals erinnert. Ebenso wollte ein Schüler wissen, ob mehr Wasserdampf kondensiert wird, je weiter die Temperatur unter den Taupunkt sinkt. Dies ist in der Tat so, denn je geringer die Temperatur, umso geringer ist die Sättigungsmenge der Luft, d.h. umso mehr muß vom vorhandenen Wasserdampfgehalt in Form von Tröpfchen ausgeschieden werden. Ein Schüler fragte auch, ob sich schon Nebel bildet, falls die Lufttemperatur genau gleich dem Taupunkt ist. Die richtige Antwort darauf: Am Taupunkt gilt  $a = A$ , d.h. die Luft ist bei diesem Temperaturwert gerade an Wasserdampf gesättigt. Es findet aber noch keine Kondensation statt, da die Luft gerade ihre maximale Menge an Wasserdampf enthält und diese auch noch in sich bergen kann. Erst bei Unterschreiten des Taupunkts also wenn  $a > A$  werden würde, beginnt die Tröpfchenbildung. Am Taupunkt selbst ist es zwar schon sehr diesig, da sich bereits Wasserdampfmoleküle an den Aerosolteilchen angelagert haben (=Dunsttröpfchen), jedoch hat noch keine Kondensation zu Nebeltröpfchen stattgefunden.

## **8. Stunde\* : Taupunktmessung, Psychrometer/Psychrometertafel**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Anknüpfend an eine kurze Wiederholung der vergangenen Stunde wird ein Versuch durchgeführt, wie man mit einfachen Mitteln den Taupunkt direkt messen kann. Der Lehrer erläutert die Taupunktbestimmung anschließend auch am Taupunkthygrometer nach Daniell. Als Zusatzkapitel zum Thema Luftfeuchtigkeit wird das Psychrometer behandelt. Den Schülern wird seine Funktionsweise an einem Versuchsaufbau erklärt. Dabei wird auch erwähnt, wie man mit einem Psychrometer mit Hilfe von Tabellen (=Psychrometertafeln) verschiedene Größen, die mit der Luftfeuchte zusammenhängen ( $a$ ,  $r$ ,  $\tau$ ,  $e$ ), ermitteln kann. Dies wird am Versuchsmodell vorgeführt, um die relative Luftfeuchtigkeit im Klassenzimmer festzustellen. Dieser Wert wird dann mit dem eines Haarhygrometers verglichen. Abschließend zu dieser Stunde erläutert der Lehrer noch ein paar Psychrometertypen.

Diese Unterrichtsstunde ist als ein Zusatz zu verstehen und kann daher auch weggelassen werden. Denn sie vermittelt kein Wissen, das der Schüler im weiteren Verlauf der Unterrichtseinheit benötigen würde. Sie gibt aber einen tieferen Einblick, wie man bei der quantitativen Bestimmung der Luftfeuchtigkeit vorgehen kann und wie dies üblicherweise in der Meteorologie geschieht (mit Psychrometer und Psychrometertafel).

### **Unterrichtsablauf der 8. Stunde:**

Zu Beginn der Stunde kurze mündliche Wiederholung des Nebelbildungsprozesses, der Definition des Taupunkts und der Entstehungsweise von Tau und Reif.

Der Lehrer knüpft dann daran an: Wie wir also feststellen können, spielt bei der Entstehung von Tau, Reif und Nebel der Taupunkt eine wichtige Rolle. Kennen wir ihn, so können wir abschätzen, ob sich nachts Tau, Reif oder Nebel bilden wird. Anstatt den Taupunkt aus der Temperatur und der relativen Luftfeuchte zu bestimmen, wie wir dies in der vergangenen Stunde bei der Erklärung des Auftretens von Nebel gemacht haben, wäre es praktisch, ihn direkt messen zu können.

### **MESSUNG DES TAUPUNKTS:**

Versuch dazu: Ein Metallbecher wird halb mit Leitungswasser (von etwa Zimmertemperatur) gefüllt. Ähnlich wie beim Versuch zur Taubildung (siehe gegen Ende der 7. Stunde) gibt man unter dauerndem Umrühren mit einem Flüssigkeitsthermometer oder Thermometerfühler eines elektrischen Digitalthermometers nach und nach kleine Eisstückchen in das Gefäß, damit das Wasser nicht sprunghaft, sondern **langsam** Grad für Grad abkühlt. Sobald sich ein Kondenswasserbeschlag an der Gefäßwand zu bilden beginnt, hat diese den Taupunkt erreicht, und es wird (z.B. von einem Schüler) sofort die Temperatur  $\tau_1$  am Thermometer abgelesen. Unter weiterem Umrühren gibt man nun sofort mit einem kleinen Becher tropfenweise warmes Wasser in das Metallgefäß und liest am Thermometer die Temperatur  $\tau_2$  ab, bei der der Kondenswasserbeschlag verschwindet.<sup>602)</sup> Der gemessene Taupunkt ist dann der Mittelwert der beiden Temperaturwerte

$\tau_1$  und  $\tau_2$ , also:  $\tau = \frac{\tau_1 + \tau_2}{2}$ . <sup>603)</sup>

Der Lehrer erläutert:

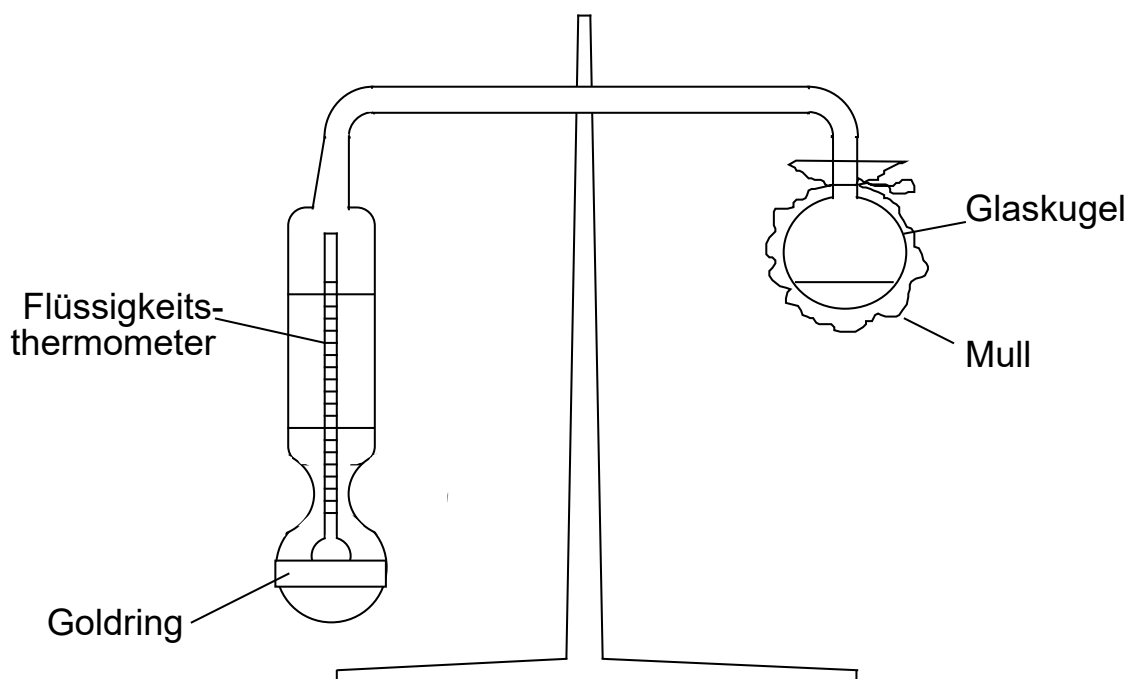
In analoger Weise, wie wir eben im Versuch den Taupunkt bestimmt haben, wird er ermittelt mit dem sogenannten *Taupunkthygrometer nach Daniell*, einem Taupunktmeßgerät:

"Ein zweimal rechtwinklig gebogenes Glasrohr mit einem längeren und einem kürzeren Schenkel besitzt an den Enden der Schenkel je eine Glaskugel" (siehe Skizze unten). "Es ist mit Äther und Ätherdampf gefüllt, enthält jedoch keine Luft. Die Glaskugel am längeren Schenkel ist mit einem Goldring versehen, diejenige am kürzeren Schenkel mit Mull überzogen"<sup>604</sup>). Im längeren Schenkel befindet sich ein Flüssigkeitsthermometer, dessen Vorratsgefäß sich in der Mitte der Glaskugel befindet.

Man bringt nun durch Neigen des Geräts den Äther in die tiefere Glaskugel und feuchtet dann den Mull der anderen Glaskugel von außen mit Äther an. Durch die Verdunstung des Äthers wird die hohe Glaskugel so stark abgekühlt, daß in ihr der Ätherdampf kondensiert und infolgedessen in der tiefen Kugel dauernd Äther verdampft, wodurch hier seine Temperatur absinkt. Bei Erreichen des Taupunkts beschlägt dann außen der Goldring. Ist der Äther aus dem Mull vollständig verdunstet, steigt auch die Temperatur an der Kugel des langen Schenkels wieder an, so daß sich der Kondenswasserbeschlag wieder auflöst. Am Thermometer im Inneren des Geräts wird nun die Temperatur  $\tau_1$  abgelesen, bei der der Beschlag beim Abkühlen auftritt und diejenige Temperatur  $\tau_2$ , bei der er beim Erwärmen wieder verschwindet. Den Mittelwert beider Temperaturen  $\tau_1, \tau_2$

nimmt man dann als den gemessenen Taupunkt ( $\tau = \frac{\tau_1 + \tau_2}{2}$ ).

Während der gesamten Messung ist das Gerät vor der Atemluft des Beobachters zu schützen, denn diese hat meist einen größeren Wasserdampfgehalt als die Umgebungsluft und würde zu einem verfrühten Beschlagen des Goldrings führen.<sup>605</sup>)



TAUPUNKTHERMOMETER NACH DANIELL

[Zu obiger Skizze siehe: Friedrich A.: Handbuch der experimentellen Schulphysik, Band 4: Wärmelehre, Thermodynamik, Wetterkunde. Köln 1964, S. 167, Abb. 116.]

### 1.5. Das Psychrometer / die Psychrometertafel

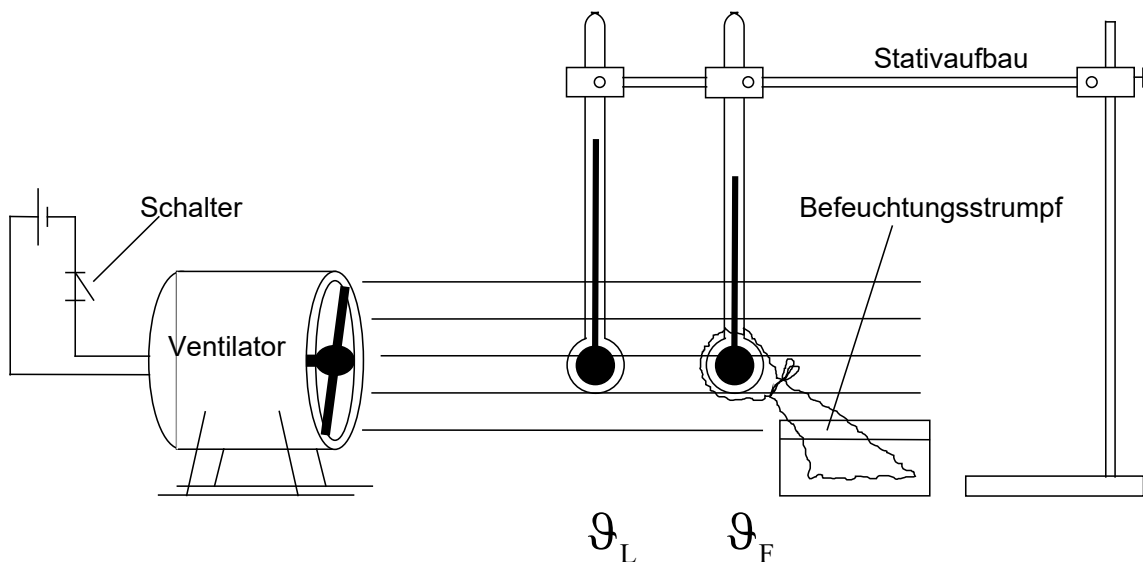
#### Der Lehrer erklärt:

In der Meteorologie und im Wetterdienst wird die relative Luftfeuchtigkeit weniger mit einem Haarhygrometer gemessen, sondern hauptsächlich mit dem sogenannten *Psychrometer* bestimmt,<sup>606</sup> das sich üblicherweise in einer Wetterhütte befindet. Der Grund dafür ist, daß das Haarhygrometer auf Feuchtigkeitsänderungen in der Luft verhältnismäßig träge reagiert<sup>607</sup>) und mit einem Psychrometer die Feuchtegrößen daher genauer ermittelt werden können.

#### Dazu folgender Versuchsaufbau:

Man stellt zwei gleiche Flüssigkeitsthermometer mittels eines geeigneten Stativaufbaus senkrecht nebeneinander, umwickelt das Vorratsgefäß des rechten mit einem kleinen saugfähigen, feuchten Lappen, den man in ein Gefäß voll Wasser hängen läßt. Auf der linken Seite beider Thermometer stellt man einen leisen Ventilator auf und belüftet mit ihm ihre Vorratsgefäße.<sup>608</sup>)

#### Versuchsskizze an die Tafel:



#### Anhand des Versuchsaufbaus den Schülern erklären:

Das Psychrometer besteht aus zwei gleichen Flüssigkeitsthermometern, von denen das eine die Lufttemperatur  $\vartheta_L$  mißt und das andere am Vorratsgefäß mit einem Befeuchtungsstrumpf überzogen ist. Beide Thermometer werden mit einem Ventilator belüftet. Der Lehrer holt einen Schüler aus den Bänken und läßt ihn die Temperaturen des trockenen und des feuchtgehaltenen Thermometers ablesen. Man stellt fest, daß das feuchtgehaltene Thermometer eine geringere Temperatur (die sogenannte Feuchttemperatur  $\vartheta_F$ ) anzeigt als das trockene Thermometer.

Frage an die Schüler: Warum ist  $\vartheta_F < \vartheta_L$  ?

Antwort: Am Vorratsgefäß des Feuchtthermometers verschwindet stets Wasser durch Verdunstung. Dabei wird dem Vorratsgefäß Wärme entzogen, so daß dieses eine niedrigere Temperatur annimmt als die Umgebungsluft ( $\rightarrow$  Vergleich mit der spürbaren Verdunstungskälte nach einem Wasserbad z.B. im Sommer).

Frage an die Schüler:

Wann zeigen beide Thermometer die gleiche Temperatur an, d.h. wann ist  $\vartheta_F = \vartheta_L$  bzw.  $\Delta\vartheta = \vartheta_L - \vartheta_F = 0$  ?

mögliche Antwort: Es ist dies dann der Fall, wenn am Vorratsgefäß des rechten Thermometers keine Verdunstung stattfindet.

Frage des Lehrers: Und wann ist  $\Delta\vartheta = 0$ , wenn wir mal nicht annehmen, daß der Befeuchtungsstrumpf trocken ist, weil z.B. das Wasser, in das der Lappen taucht, fehlt ?

Antwort zusammen mit den Schülern erarbeiten: Wenn die Luft bereits mit Wasserdampf gesättigt ist und die relative Feuchte  $r = 100\%$  beträgt, denn dann kann keine Wassermenge am Befeuchtungsstrumpf durch Verdunstung entzogen werden und so auch keine Verdunstungswärme am Vorratsgefäß des rechten Thermometers.

Fazit: Eine Temperaturdifferenz von  $\Delta\vartheta = 0$  am Psychrometer ist gleichbedeutend mit  $r = 100\%$ .

Der Lehrer erklärt weiter: Die Verdunstung von Wasser am Befeuchtungsstrumpf ist bei fester Lufttemperatur  $\vartheta_L$  umso stärker, je mehr Wasserdampf die Luft aufzunehmen vermag, d.h., je geringer die relative Feuchte  $r = \frac{a}{A}$  ist.<sup>609)</sup>

Andererseits weiß man, daß die pro Zeiteinheit verdampfte Wassermenge proportional zur psychrometrischen Differenz  $\Delta\vartheta = \vartheta_L - \vartheta_F$  ist.<sup>610)</sup>

Also ist  $\Delta\vartheta$  umso größer, je geringer die relative Feuchte  $r$  ist.

$\Rightarrow$  Bei fester Lufttemperatur  $\vartheta_L$  ist  $\Delta\vartheta$  ein Maß für die relative Luftfeuchtigkeit.<sup>611)</sup>

Man kann allein aus den Meßwerten  $\vartheta_L$  und  $\vartheta_F$  die absolute Feuchte  $a$ , die Sättigungsmenge  $A$ , [den Dampfdruck  $e$ , den Sättigungsdampfdruck  $E$ ,] die relative Luftfeuchte  $r = \frac{a}{A}$  und den Taupunkt  $\tau$  rechnerisch bestimmen. Wie dies im einzelnen geschieht, soll nun hier nicht besprochen und vorgeführt werden, denn üblicherweise berechnet man alle diese Größen in der praktischen Meteorologie auch gar nicht, sondern entnimmt die fertigen Werte aus Tabellen, den sogenannten Psychrometertafeln.<sup>612)</sup>

Folgende Psychrometertafel am Tageslichtprojektor den Schülern zeigen:

$\Delta\vartheta \rightarrow 0^\circ$	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°	10°	
$\vartheta$	E A	a r $\tau$	a r $\tau$	a r $\tau$	a r $\tau$	a r $\tau$	a r $\tau$	a r $\tau$	a r $\tau$	a r $\tau$	a r $\tau$
-15	1,4 1,6	0,7 57 -22									
-10	2,1 2,4	1,4 69 -15	0,8 38 -22								
-9	2,3 2,5	1,6 71 -13	1,1 42 -20								
-8	2,5 2,7	1,8 73 -12	1,3 45 -18								
-7	2,7 3,0	1,9 74 -11	1,5 49 -16	0,7 24 -25							
-6	2,9 3,2	2,2 75 -10	1,6 52 -14	0,9 28 -22							
-5	3,2 3,4	2,4 77 -8	1,8 54 -13	1,0 32 -19							
-4	3,4 3,7	2,6 78 -7	2,0 57 -11	1,2 36 -17	0,5 15 -28						
-3	3,7 3,9	2,8 79 -6	2,1 59 -10	1,4 39 -15	0,8 19 -24						
-2	4,0 4,2	3,1 80 -5	2,4 61 -8	1,6 42 -13	1,0 23 -20						
-1	4,3 4,5	3,4 81 -4	2,7 63 -7	1,8 45 -11	1,2 27 -17						
0	4,6 4,8	3,7 82 -3	2,9 64 -6	2,1 47 -9	1,4 31 -15	0,6 14 -24					
+1	4,9 5,2	4,1 83 -1	3,2 66 -4	2,4 50 -8	1,6 34 -12	0,9 18 -20					
+2	5,3 5,6	4,4 84 0	3,6 68 -3	2,7 52 -6	1,9 37 -11	1,1 22 -17					
+3	5,7 6,0	4,8 84 +1	3,9 69 -2	3,1 54 -5	2,2 40 -9	1,4 25 -14	0,7 12 -23				
+4	6,1 6,4	5,2 85 2	4,3 70 -1	3,4 56 -4	2,6 42 -7	1,7 28 -12	1,0 16 -19				
+5	6,5 6,8	5,6 86 3	4,7 72 0	3,8 58 -2	2,9 45 -5	2,1 32 -9	1,2 19 -15	0,5 7 -27			
+6	7,0 7,3	6,0 86 4	5,1 73 +1	4,2 60 -1	3,3 47 -4	2,4 35 -8	1,6 23 -13	0,8 11 -21			
+7	7,5 7,8	6,5 87 5	5,5 75 3	4,6 61 0	3,7 49 -3	2,8 37 -6	1,9 26 -10	1,1 14 -17			
+8	8,0 8,3	7,0 87 6	6,0 75 4	5,0 62 +1	4,1 51 -1	3,2 40 -4	2,3 29 -8	1,4 18 -14	0,6 7 -23		
+9	8,6 8,8	7,5 88 7	6,5 76 5	5,5 64 3	4,5 53 0	3,6 42 -3	2,7 31 -7	1,8 21 -11	0,9 11 -18		
+10	9,2 9,4	8,1 88 8	7,0 77 6	6,0 65 4	5,0 55 +1	4,0 44 -2	3,1 34 -5	2,2 24 -9	1,3 14 -9	0,4 5 -26	
+11	9,8 10,0	8,7 88 9	7,6 77 7	6,5 66 5	5,5 56 3	4,5 46 0	3,5 36 -3	2,6 26 -7	1,7 17 -12	0,8 8 -26	
+12	10,5 10,7	9,3 89 10	8,1 78 8	7,1 68 6	6,0 57 4	5,0 48 +1	4,0 38 -2	3,0 29 -5	2,1 20 -9	1,2 11 -16	
+13	11,2 11,4	10,0 89 11	8,8 79 9	7,7 69 7	6,6 59 5	5,5 49 3	4,5 40 0	3,5 31 -3	2,5 23 -7	1,6 14 -12	0,7 6 -22
+14	12,0 12,1	10,7 90 12	9,5 79 11	8,3 70 9	7,2 60 6	6,1 51 4	5,0 42 +1	4,0 33 -2	3,0 25 -5	2,0 17 -10	1,1 9 -17
+15	12,8 12,9	11,4 90 13	10,1 80 12	9,0 71 10	7,8 61 8	6,7 53 5	5,6 44 3	4,5 35 0	3,5 27 -3	2,5 20 -7	1,5 12 -13
+16	13,6 13,7	12,2 90 14	10,9 81 13	9,7 71 11	8,5 62 9	7,3 54 7	6,2 46 4	5,1 37 +2	4,0 30 -2	3,0 22 -5	2,0 15 -10
+17	14,5 14,5	13,1 90 15	11,7 81 14	10,4 72 12	9,2 63 10	8,0 55 8	6,8 47 6	5,7 39 3	4,6 32 0	3,5 24 -3	2,5 17 -7
+18	15,5 15,4	14,0 91 16	12,6 82 15	11,2 73 13	9,9 65 11	8,7 56 9	7,5 49 7	6,3 41 5	5,2 34 +2	4,1 27 -1	3,0 20 -5
+19	16,5 16,3	14,9 91 17	13,4 82 16	12,1 74 14	10,7 65 12	9,4 58 10	8,2 50 8	7,0 43 6	5,8 36 3	4,7 29 0	3,6 22 -3
+20	17,5 17,3	15,9 91 19	14,4 83 17	13,0 74 15	11,6 66 14	10,2 59 12	8,9 51 10	7,7 44 7	6,5 37 5	5,3 31 +2	4,2 24 -1
+21	18,7 18,4	16,9 91 20	15,4 83 18	13,9 75 16	12,4 67 15	11,1 60 13	9,7 52 11	8,4 45 9	7,2 39 6	6,0 32 4	4,8 26 +1
+22	19,8 19,4	18,0 92 21	16,4 83 19	14,9 75 18	13,4 68 16	12,0 61 14	10,6 54 12	9,2 47 10	7,9 40 8	6,7 34 5	5,5 28 3
+23	21,1 20,6	19,2 92 22	17,5 84 20	15,9 76 19	14,4 69 17	12,9 62 15	11,4 55 13	10,1 48 11	8,7 42 9	7,4 36 7	6,2 30 4
+24	22,4 21,8	20,4 92 23	18,7 84 21	17,0 77 20	15,4 70 18	13,9 62 16	12,4 56 15	11,0 49 13	9,6 43 11	8,2 37 8	6,9 31 6
+25	23,8 23,1	21,7 92 24	19,9 85 22	18,2 77 21	16,5 70 19	14,9 63 18	13,4 57 16	11,9 51 14	10,4 44 12	9,1 39 10	7,7 33 7
+26	25,2 24,4	23,0 92 25	21,2 85 23	19,4 78 22	17,7 71 20	16,0 64 19	14,4 58 17	12,9 51 15	11,4 45 13	9,9 40 11	8,6 34 9
+27	26,7 25,8	24,5 93 26	22,5 85 24	20,7 78 23	18,9 71 21	17,2 65 20	15,5 59 18	13,9 53 16	12,4 47 15	10,9 41 13	9,4 36 10
+28	28,3 27,2	26,0 93 27	24,0 86 25	22,0 79 24	20,2 72 22	18,4 65 21	16,7 59 19	15,0 53 18	13,4 48 16	11,9 42 14	10,4 37 12
+29	30,0 28,8	27,6 93 28	25,5 86 26	23,5 79 25	21,6 72 24	19,7 66 22	17,9 60 20	16,2 54 19	14,5 49 17	12,9 43 15	11,4 38 13
+30	31,8 30,4	29,3 93 29	27,1 86 27	25,0 79 26	23,0 73 25	21,0 67 23	19,2 61 22	17,4 55 20	15,7 50 18	14,0 44 16	12,4 39 15

$\vartheta$ : Temperatur des trockenen Thermometers in °C

$\Delta\vartheta$ : Unterschied der Temperaturangaben des trockenen und des feuchten Thermometers in °C

[Zu obiger Tabelle siehe Roth G.D.: Praktische Wetterkunde für Segler, Surver und Motorbootfahrer. München/Wien/Zürich 1981 (BLV-Verlag), S. 42f. .]

Benutzung dieser Tafel erklären: Man mißt die Lufttemperatur  $\vartheta_L$  und die Feuchttemperatur  $\vartheta_F$ . Dann ist  $\Delta\vartheta = \vartheta_L - \vartheta_F$ . Man sucht in der linken Spalte den Wert  $\vartheta_L$ . Unter der psychrometrischen Differenz  $\Delta\vartheta$  findet man dann die entsprechenden Werte für den Taupunkt, die absolute Luftfeuchtigkeit und die relative Feuchte. Zur Lufttemperatur  $\vartheta_L$  kann man in der ersten Spalte auch die Sättigungsmenge A ablesen [, ebenso den Sättigungsdampfdruck E (dies nur erwähnen, falls man das Kapitel 1.3. d.) bzw. den Dampfdruck in der Unterrichtssequenz behandelt)].

Am Versuchsaufbau ist nun die Lufttemperatur  $\vartheta_L$  und die Feuchttemperatur  $\vartheta_F$  abzulesen und daraus die psychrometrische Differenz  $\Delta\vartheta = \vartheta_L - \vartheta_F$  zu berechnen. Anhand der Tabelle liest man dann die Werte a, A, r und  $\tau$  ab. Die so ermittelte relative Feuchte r vergleicht der Lehrer anschließend mit dem Meßwert eines Haarhygrometers, das er zu Beginn der Unterrichtsstunde auf den Pult gestellt hat.

Der Lehrer erklärt weiter:

Die beiden Psychrometerthermometer werden gewöhnlich mittels eines Ventilationsgebläses belüftet, das einen Luftstrom von  $3 - 4 \frac{\text{m}}{\text{s}}$  liefert: Dies geschieht deshalb, damit die Verdunstung gleichmäßig erfolgt, damit so die Temperaturmessungen zuverlässig sind und nicht von Windstößen im Freien abhängen.<sup>613)</sup>

So ist der gebräuchliche Psychometertyp, bei dem beide Thermometer strahlungsgeschützt verankert sind und mit einem Ventilator belüftet werden (Belüftungswindgeschwindigkeit  $\approx 3 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ ), das Psychrometer nach Aßmann. Es liefert die genauesten Meßwerte und wird daher in der Meteorologie am häufigsten verwendet.<sup>614)</sup>

Andere Psychometertypen sind z.B. das Hüttenpsychrometer, bei dem nur das Feuchtthermometer einem Gebläse ausgesetzt ist. Entfällt die Belüftung vollständig, handelt es sich um das Psychrometer nach August.<sup>615)</sup>

Für jeden Psychometertypen muß man dabei eine eigene Psychometertafel verwenden, denn  $\Delta\theta$  hängt davon ab, ob und wie stark das feuchte Thermometer belüftet wird. Obige Tabelle gilt für das Aßmann-Psychrometer bzw. für ein Psychrometer mit einem künstlich erzeugten Luftstrom von mehr als  $2 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ .<sup>616)</sup>

## **9. Stunde\*: Der Wind als meteorologischer Parameter**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Zu Beginn der Unterrichtsstunde wird der Wind als meteorologischer Parameter eingeführt, der im Gegensatz zu allen anderen bisher behandelten Größen durch einen Vektor zu beschreiben ist (Windgeschwindigkeitsbetrag und -richtung). Anschließend stellt der Lehrer vor, in welchen Einheiten bzw. auf welche Art die beiden Komponenten Windstärke und Windrichtung angegeben werden können. Im zweiten Teil dieser Stunde wird auf die Windmessung näher eingegangen: Dabei ist zu unterscheiden zwischen Bestimmung der Windstärke und der Windrichtung. Zur Messung dieser beiden Windkomponenten soll der Lehrer jeweils zumindest das Schalenkreuzanemometer bzw. die Windfahne mit elektrischer Anzeige der Windrichtung behandeln. Er wird nämlich den Abschnitt zur Windmessung in der Ausführlichkeit, wie der Ablauf unten beschrieben ist, in einer Stunde nicht behandeln können, weil die Zeit dazu fehlt. Allerdings kann er hier nach eigener Wahl Schwerpunkte setzen. Es besteht aber auch die Möglichkeit, den hier skizzierten Unterrichtsablauf der 9. Stunde auf zwei Unterrichtsstunden zu verteilen und auszubauen, so daß der Schüler einen detaillierten Einblick in die Windmessung bekommt. In diesem Fall ist es dann angebracht, zu den Meßgeräten Schalenkreuzanemometer und Windfahne die zugehörigen Versuchsaufbauten (siehe Unterrichtsablaufbeschreibung) vorzubereiten.

### **Unterrichtsablauf der 9. Stunde:**

#### 1.6. Der Wind:

Einleitende Bemerkung des Lehrers: Wir werden uns heute mit dem Wind als meteorologischen Parameter befassen, wie er als eine physikalische Größe beschrieben wird und

wie man ihn mit Meßgeräten quantitativ festhält. Doch zunächst die Frage an Euch: Was ist eigentlich Wind ?

Der Lehrer sammelt die Antworten der Schüler und stellt anschließend folgende Definition vor:

Definition: Unter Wind versteht man in Bezug zur Erdoberfläche bewegte Luft.<sup>617)</sup> Er hat daher eine Richtung und eine Geschwindigkeit.<sup>618)</sup>

Der Lehrer knüpft daran weiter an:

Man unterscheidet:

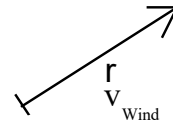
- Aufwind: aufwärts gerichtete Luftströmung<sup>619)</sup>
- Abwind: abwärts gerichtete Luftströmung<sup>620)</sup>
- Bodenwind: Horizontale Luftbewegung der bodennahen Luftschicht, wird 10 m über Grund in hindernisfreiem Gelände gemessen.<sup>621)</sup>
- Höhenwind: Bezeichnung für die horizontale Luftbewegung oberhalb ca. 1000 m über Grund, wo der Reibungseinfluß des Bodens auf den Wind nicht mehr bzw. in vernachlässigbarem Maße wirksam ist.<sup>622)</sup>

Im Gegensatz zu allen anderen meteorologischen Größen kennzeichnen den Wind zwei Größen.

Frage an die Schüler: Welche Größen sind dies?

Antwort: 1. Windstärke (= Betrag der Windgeschwindigkeit)  
2. Windrichtung (= Richtung und Orientierung der Windgeschwindigkeit)

⇒ Fazit: Die Windgeschwindigkeit ist ein **Vektor!**  
Denn sie hat einen Betrag und eine Richtung.<sup>623)</sup>



Der Lehrer fragt die Schüler: In welchen Einheiten wird der Betrag der Windgeschwindigkeit angegeben?

Angabe des Windgeschwindigkeitsbetrags in:  $\frac{m}{s}$ ,  $\frac{km}{h}$ , kn (= Knoten), wobei

1 Knoten =  $1 \frac{\text{Seemeile}}{h} = 1,852 \frac{km}{h}$ ; nach der Beaufortskala, die von Windstärke 0 (Windstille) bis Windstärke 12 (Orkan) reicht → hier wird die Windgeschwindigkeit anhand der Windwirkung auf die Umgebung (auf Blätter, Zweige, Äste, Flaggen, auf die Wasseroberfläche über dem Meer) abgeschätzt.<sup>624)</sup>

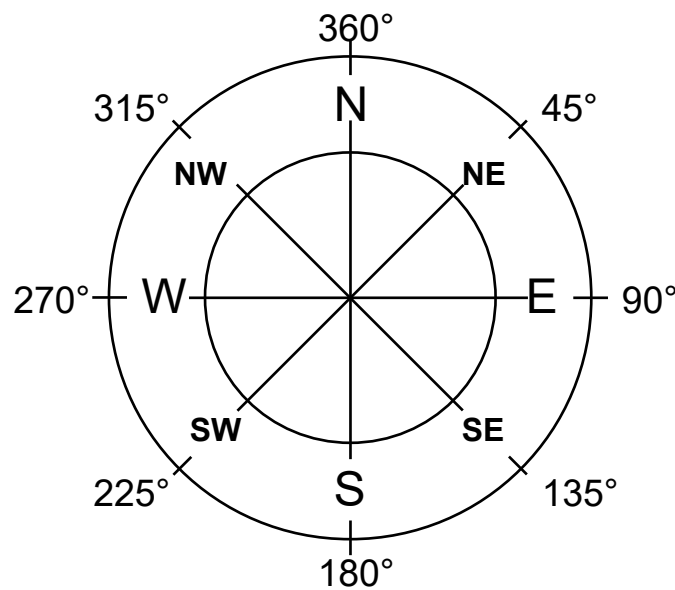
[Eventuell eine Folienkopie von Tabelle 18 aus Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Berlin/Heidelberg 1994<sup>2)</sup> (Springer-Verlag), S. 177 oder von Tabelle 9 aus Liljequist G.H., Cihak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig/Wiesbaden 1984<sup>3)</sup>, S. 68 oder von einer anderen Tabelle zur Beaufortskala mittels des Tageslichtprojektors an die Wand werfen und die Windgeschwindigkeiten nach der Beauforteinteilung und ihre Wirkung auf die Umgebung anhand der entsprechenden Tabelle kurz durchbesprechen.]

Angabe der Windrichtung eines horizontal wehenden Windes:

Zuerst an das bereits vorhandene Vorwissen der Schüler anknüpfen und daher die Frage stellen: Wie benennt man die Windrichtung ?

Antwort: "Die Windrichtung wird in der Meteorologie durch die Himmelsrichtung angegeben, auf der die Luft kommt; ein Nordwind weht aus Norden, ein Westwind aus Westen"<sup>625</sup>, ein Südostwind aus Südosten,... . Eine andere Möglichkeit, die Himmelsrichtung dabei genau anzugeben, aus der der Wind weht, stellt die Angabe der Windrichtung nach der 360°-Skala dar. Dabei entspricht ein Ostwind 90°, ein Südwind 180°, ein Westwind 270° und ein Nordwind 360° bzw. 0°.

Dies an einer an die Tafel skizzierten Windrose verdeutlichen:<sup>626</sup>



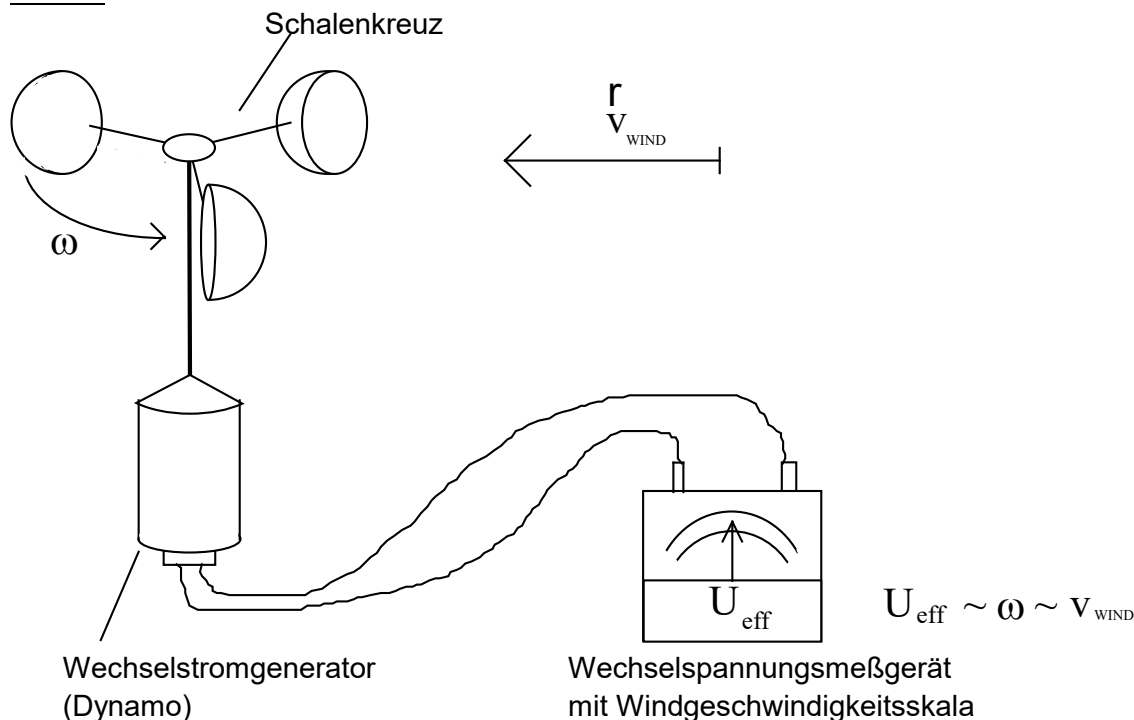
**Windmessung** → Da zur eindeutigen Beschreibung des Winds die Angabe seines Betrags und seiner Richtung nötig ist, müssen auch diese zwei Komponenten gemessen werden. Also: Getrennte Messung von Windgeschwindigkeitsbetrag und Windrichtung!

Messung des Bodenwindes:

(1) Messung des Bodenwindgeschwindigkeitsbetrags (kurz: der Bodenwindgeschwindigkeit):

a) Das Schalenkreuzanemometer:

Skizze:



SCHALENKREUZANEMOMETER (kann der Lehrer, wie hier schematisch skizziert auch als Versuch aufbauen)

Es gilt ungefähr:  $U_{\text{eff}} \sim \omega \sim v_{\text{Wind}}$ .

Erklärung des Lehrers zur Funktionsweise:

Das Schalenkreuzanemometer besteht aus 3 (oder 4) offenen Halbkugeln, die an den Enden eines dreiarmligen Sterns (eines rechtwinkligen Kreuzes) mit vertikaler Achse befestigt sind. Weil die offenen Halbkugelseiten dem Wind einen größeren Widerstand entgegensetzen als die geschlossenen, wirkt auf die offenen Seiten auch eine größere Kraft, so daß das Schalenkreuz bei Wind in Rotation versetzt wird. Die Rotationsgeschwindigkeit ist dabei umso größer, je höher die Windgeschwindigkeit.

Die Meßwerte für die Windgeschwindigkeit werden meist elektromagnetisch übertragen: Die Achse des Schalenkreuzes treibt einen Dynamo (z.B. einen kleinen Wechselstromgenerator) an, dessen erzeugte (Effektiv-)Spannung der Umdrehungsfrequenz und damit der Windgeschwindigkeit proportional ist. Man kann also ein entsprechendes (Wechsel-)Spannungsmeßgerät zur Anzeige der Windgeschwindigkeit verwenden, nachdem man seine Skala nach der Windgeschwindigkeit geeicht hat. Die Eichung des Schalenkreuzanemometers muß dabei im Windkanal erfolgen, in dem man die Windgeschwindigkeiten genau einstellen kann.

Die Bewegung des Schalenkreuzes wird manchmal auch auf andere Registriervorrichtungen (Zählwerk, elektronische Meßverfahren) übertragen. Jedoch das Meßprinzip mit Hilfe eines Dynamos ist das einfachste und wird daher am meisten verwendet.<sup>627)</sup>

Falls in der Physiksammlung vorhanden, einen Schalenhandwindmesser herzeigen. Seine Funktionsweise vorführen, indem man ihn mit einem Föhn anbläst. Ansonsten kann der im Basteln begabte Lehrer auch ein solches Anemometer als Demonstrations- und Versuchsobjekt gemäß obiger Skizze selbst nachbauen. Vor dieses hält er im Unter-

richt dann einen laufenden Föhn und zeigt auf diese Weise, daß der Ausschlag des Spannungsmeßgeräts mit zunehmender Windgeschwindigkeit zunimmt. Man beobachtet dabei, daß sich das Windmeßgerät jedoch erst oberhalb einer Minimalwindgeschwindigkeit (=Anlaufgeschwindigkeit) in Bewegung setzt (ab ca. 2 m/s).<sup>628)</sup> ⇒ Rotierende Anemometer haben den Nachteil, daß sie sich erst ab einer gewissen minimalen Windgeschwindigkeit in Bewegung setzen.

Grund dafür von den Schülern erfragen: Reibung in der Lagerung der Achse und im Dynamo!

Es gilt also: "Schalenkreuzanemometer reagieren träge und geben nur einen mittleren Wert der Windgeschwindigkeit an."<sup>629)</sup>

Dies kann man mit einem Schalenhandwindmesser bzw. mit dem selbst entworfenen Demonstrationsaufbau und einem Föhn gut demonstrieren:

Föhn einschalten, seinen Luftstrom plötzlich auf den Schalenwindmesser richten → Zeitlich verzögert stellt sich eine konstante Rotationsgeschwindigkeit ein. Luftstrom des Föhns plötzlich wegschwenken. → Das Schalenkreuz rotiert nach nach, so daß der zeiger der Windgeschwindigkeitsanzeige erst zeitlich verzögert zurückgeht.

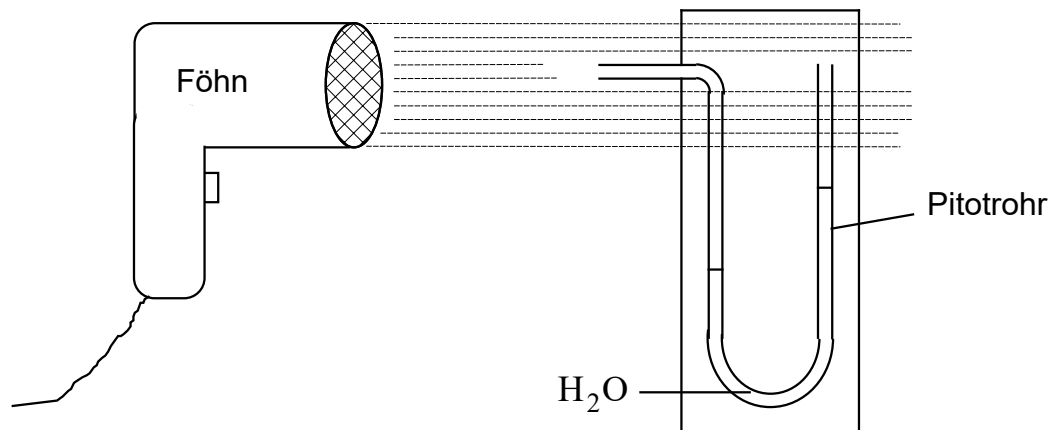
Will man also auch die Struktur des Windes, seine Böigkeit registrieren, ist also ein Schalenkreuzanemometer ungeeignet. Man verwendet dann den sogenannten

b) Böenmesser:

Er arbeitet nach folgendem Prinzip:

Versuch:

Versuchsskizze:



Ein senkrecht stehendes Pitotrohr (= U-Rohrmanometer, an dem ein Schenkel des U-Rohrs in der Höhe des anderen Schenkels horizontal ausläuft) wird mit dem Föhn an seiner waagrecht auslaufenden Öffnung angeblasen (siehe obige Versuchsskizze).<sup>630)</sup> Man beobachtet, daß die Wassersäule im Schenkel mit vertikal auslaufender Öffnung ansteigt. Die Wassersäulendifferenz  $\Delta h$  wird umso größer, je höher die Windgeschwindigkeit an der U-Rohr-Meßanordnung ist. Die Wassersäulendifferenz  $\Delta h$  ist umso kleiner, je kleiner die Windgeschwindigkeit an der U-Rohr-Meßanordnung ist.

Frage an die Schüler: Warum ist dies so?

Antwort: Die Luft staut sich am vorderen Ende des waagrecht auslaufenden Schenkels und erhöht in ihm den Druck.

Mitteilung des Lehrers: Diesen Druck, der durch das Abbremsen der Luftmoleküle an der dem Wind zugewandten U-Rohröffnung entsteht und eine Wassersäulendifferenz im U-Rohr hervorruft, bezeichnet man als *Staudruck*.

Wie man beim eben durchgeführten Versuch an der Höhe der Wassersäulendifferenz im U-Rohr sehen konnte, ist der Staudruck umso größer, je höher die Windgeschwindigkeit ist. Die Windgeschwindigkeit steht also mit dem Staudruck in Zusammenhang:

$$p_{\text{Staudruck}} = \frac{1}{2} \cdot \rho_{\text{Luft}} \cdot v^2 \quad (\text{Gl. 12})^{631} \quad (\text{Diese Formel wird nur angegeben und nicht hergeleitet!})$$

Genau gilt für die Meßanordnung:

$$p_{\text{Staudruck}} = \frac{1}{2} \cdot \rho_{\text{Luft}} \cdot v^2 = \rho_{\text{Wasser}} \cdot g \cdot \Delta h$$

$$\Rightarrow v = \sqrt{\frac{2 \cdot g \cdot \Delta h \cdot \rho_{\text{Wasser}}}{\rho_{\text{Luft}}}} = \sqrt{2g \frac{\rho_{\text{Wasser}}}{\rho_{\text{Luft}}}} \cdot \sqrt{\Delta h} \quad (\text{Gl. 13})$$

Fazit: Mit unserer Apperatur ist eine relativ genaue Windgeschwindigkeitsmessung möglich!

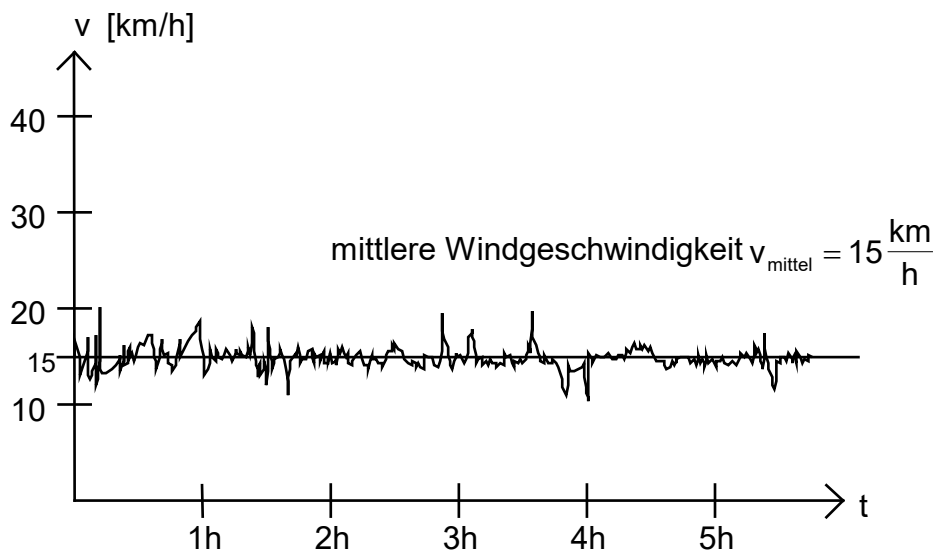
Anknüpfend zu dem vorhergehenden Versuch kann man nun zeigen, daß sich mit rasch wechselnder Windgeschwindigkeit auch die U-Rohrwassersäule rasch der momentan herrschenden Windstärke anpaßt. Dazu ist der Föhn plötzlich auf die waagrecht auslaufende Öffnung der U-Rohr-Meßanordnung des vorigen Versuchs (vor dem Pitotrohr) zu richten und die sich dabei ändernde U-Rohr-Wassersäulendifferenz zu beobachten. Nach kurzen gedämpften Schwingungen nimmt die U-Rohrwassersäule eine neue Position ein.

Fazit: Man kann mittels dieses U-Rohraufbaus auch zeitlich kurze Windstärkeschwankungen nachweisen, also die Struktur (= Böigkeit) des Windes.

Um sie aber genau messen zu können, muß man die U-Rohrschwingungen irgendwie ausschalten. Dies geschieht in der Meteorologie durch eine geeignete technische Anordnung, durch die der Staudruck so umgeleitet wird, daß er die Windgeschwindigkeit auf eine rotierende Registriertrommel aufzeichnet. Man nennt dann diese Apparatur einen *Böenmesser*.<sup>632)</sup>

Windstärkeschwankungen zeichnet dann der Böenmesser in etwa folgendermaßen auf (siehe folgende Seite):

Skizze an die Tafel:



[Zu obigem v-t-Diagramm vgl. Liljequist G.H., Cihak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig/Wiesbaden 1984<sup>3</sup> (Vieweg-Verlag), S. 70.]

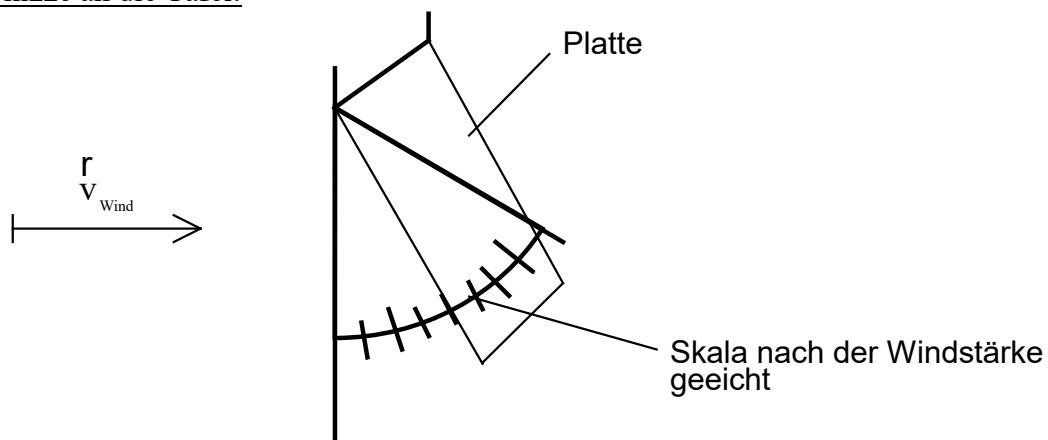
Die Ausnutzung des Staudrucks zum Messen der Windgeschwindigkeit geschieht auch bei der

c) Windplatte:

Prinzip der Funktionsweise: "Eine vertikal hängende, um die obere Kante drehbare rechteckige Papp- oder Blechplatte wird vom Wind umso höher angehoben, je größer seine Geschwindigkeit ist. Eine Skala, die den Drehwinkel der Platte anzeigt, dient zur Ablesung."<sup>633</sup>)

Versuch dazu: Rechteckige Papp- oder Blechplatte um die obere Kante drehbar machen und mit einem Föhn frontal anblasen.

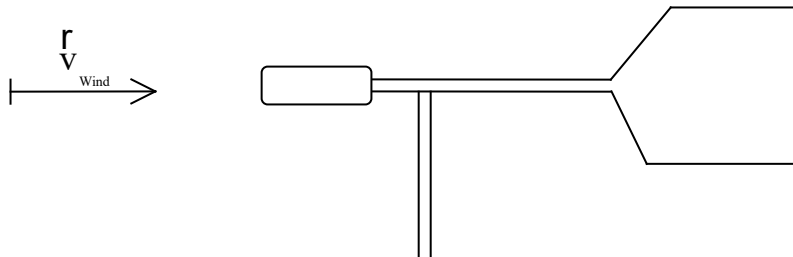
Skizze an die Tafel:



[Zu dieser Skizze vgl. Götz R., Dahncke H., Langensiepen F.: Handbuch des Physikunterrichts, Sekundarbereich I, Band 3: Wärmelehre/Wetterkunde. Köln 1986 (Aulis-Verlag), S. 257, Abb. 9.2.3/5.]

(2) Messung der Bodenwindgeschwindigkeitsrichtunga) Windfahne:

Skizze an die Tafel:

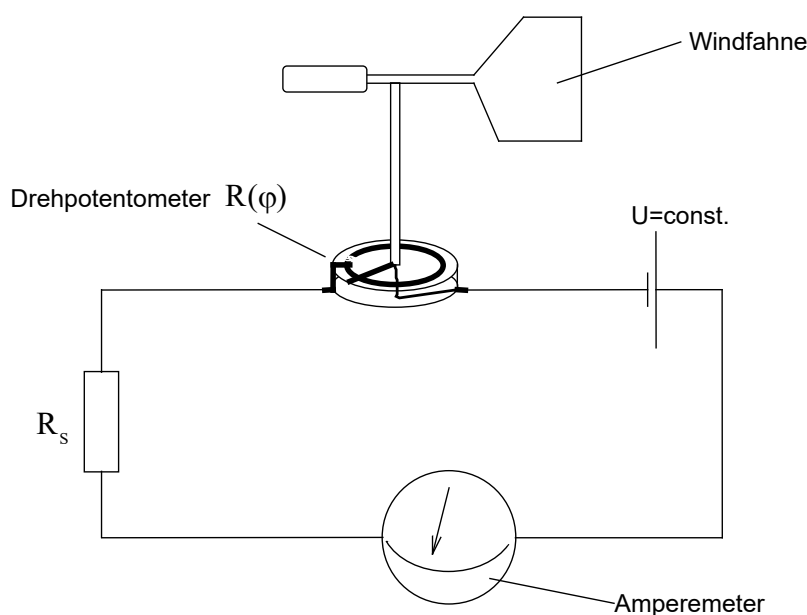


Der Pfeil der Windfahne zeigt in die Richtung, aus der der Wind weht.

Der Lehrer erklärt und teilt den Schülern mit:

Entweder man schätzt die Windrichtung vom Stand des Pfeils der Windfahne ab, oder man liest die Windrichtung an einer zur Windfahne gehörigen Registriereinrichtung ab. So kann z.B. eine Anzeige für die Windrichtung so konstruiert sein, daß die Bewegungen der Windfahne auf einen veränderlichen Widerstand (auf ein Drehpotentiometer) übertragen werden. Nach der Beziehung  $R = \frac{U}{I}$  wird dann bei einer konstanten Spannungsquelle der Ausschlag am Amperemeter abhängig von der Windrichtung. Das Amperemeter kann dann nach der Windrichtung geeicht werden.

Skizze dazu schematisch an die Tafel zeichnen oder auf Folie am Tageslichtprojektor herzeigen:



$$R_{\text{ges}} = R(\varphi) + R_s$$

$$\Rightarrow I = \frac{U}{R_s + R(\varphi)}$$

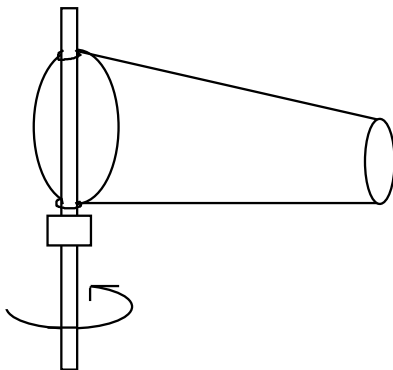
Eine andere Möglichkeit der Windrichtungsanzeige: Ein mit der Windfahne verbundener Kontaktarm schließt je nach seiner Stellung die Stromkreise von Lämpchen, die in einer Windrose angeordnet die entsprechende Windrichtung anzeigen.<sup>634)</sup>

[An dieser Stelle eventuell eine Skizze dazu herzeigen: aus Liljequist G.H., Cehak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig/Wiesbaden 1984<sup>3</sup>, S. 66, Bild 7-2.]

Mitteilung des Lehrers: Windfahnen dienen auch dazu, eine Geräteanordnung zur Messung der Windstärke in die richtige Richtung zu drehen. So ist z.B. eine Winddruckplatte fast immer mit einer Windfahne fest verbunden, die die Meßplatte in die Richtung frontal zum Wind dreht.<sup>635)</sup> Ebenso die waagrecht auslaufende Öffnung des Böenmessers wird durch eine Windfahne in Windrichtung gedreht.<sup>636)</sup>

#### b) Windsack:

Skizze an die Tafel:



An einem drehbar gelagerten Ring um eine vertikale Stange ist eine Stoffröhre angenäht. Sie wird durch den Wind angehoben und in die Richtung gedreht, in die der Wind weht. An der Neigung des Windsacks zur Horizontalen läßt sich die Windstärke abschätzen.<sup>637)</sup>

#### Messung des Höhenwindes:

- a) früher: durch Beobachtung des Zuges von hohen Wolken (von Federwolken)
- b) heute: durch die sogenannte Pilotballonvisierung: Dabei läßt man einen kleinen Gasballon aufsteigen und verfolgt seine Bewegung und Abdrift mit einem Gerät, das ihn genau lokalisiert. Bindet man von seinem Aufstieg an den Gasballon einen kleinen Sender, der ein kontinuierliches Signal aussendet, so kann dieser mit einem Meßgerät angepeilt und so geortet werden. Da der Ballon der Luft in ihrer Strömung folgt, kann man aus seiner Bewegung die Windgeschwindigkeit und -richtung in der Schicht, die der Ballon durchflog, berechnen.<sup>638)</sup>

Abschließend ein Ausblick auf die folgende Stunde: Auf die Windentstehung, d.h. auf die Frage, warum und wie sich ein Wind bildet, werden wir in der nächsten Unterrichtsstunde näher eingehen.

## **10. Unterrichtsstunde: Windentstehung aufgrund horizontaler Druckunterschiede**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Zu Beginn der Unterrichtsstunde werden die Schüler mit der Frage konfrontiert, wie denn ein Wind bzw. eine Luftbewegung zustandekommen könnte. Dadurch werden sie dazu motiviert, sich mit der Windentstehung in dieser Stunde auseinanderzusetzen. Nach Sammeln der Schülerantworten führt der Lehrer einen Versuch vor, mit dem diese Frage

geklärt werden soll. Er stellt dabei in Zusammenarbeit mit den Schülern fest, daß horizontale Druckdifferenzen die Ursache der Windentstehung sind. Anschließend erinnert er an das 2. Newtonsche Gesetz, nach dem auf ein im Druckgefälle beschleunigtes Luftvolumen eine Kraft wirken müßte. Diese Kraft wird *Druckgradientkraft* genannt, die zugehörige Beschleunigung *Druckbeschleunigung*. Der Lehrer leitet nun für beide Größen eine Formel her, aus der der Zusammenhang dieser Kraft (bzw. Beschleunigung) zum Druckgefälle deutlich wird. Abschließend wird diskutiert, warum ein Luftvolumen im Druckgefälle nicht fortlaufend beschleunigt wird, sondern sich eine konstante Windgeschwindigkeit einstellt.

### Unterrichtsablauf der 10. Stunde:

#### Überschrift: 2. Entstehung von Luftbewegungen in der Atmosphäre

**2.1. Windentstehung aufgrund horizontaler Druckunterschiede** (Diese Unterüberschrift ist erst anzuschreiben, nachdem geklärt ist, daß ein Wind durch horizontale Druckunterschiede ausgelöst wird. Man läßt also für die Überschrift eine Zeile frei und weist auch die Schüler dementsprechend darauf hin!)

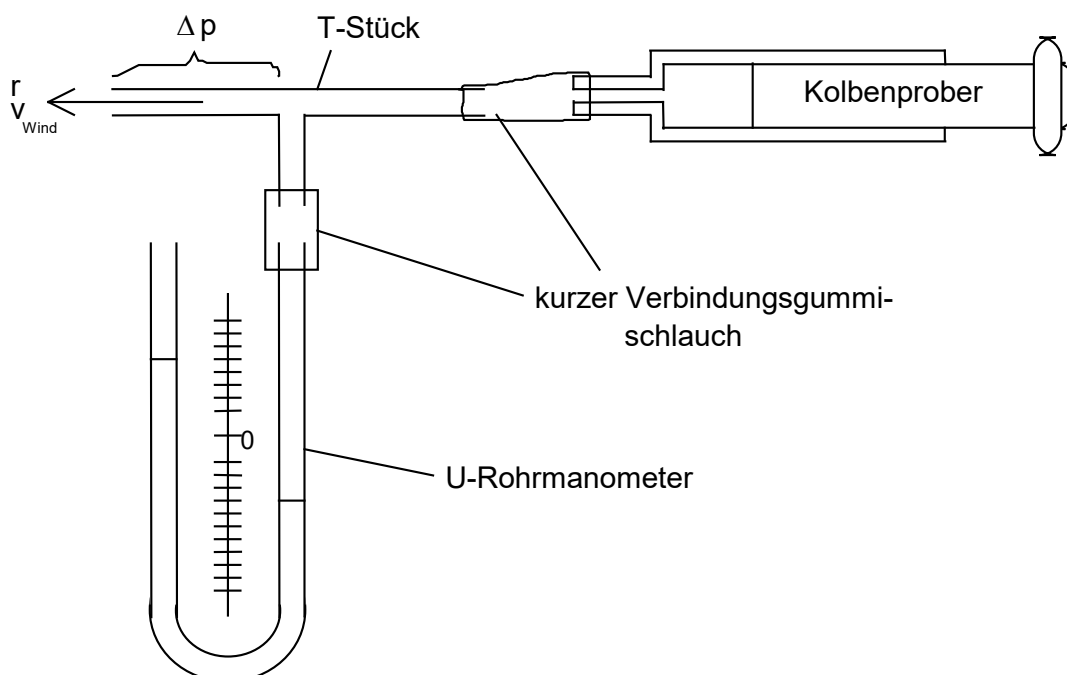
Einleitung des Lehrers: Wir werden uns heute mit dem Phänomen Wind beschäftigen und damit verbunden vor allem mit der grundlegenden Frage, die ich gleich an Euch richte:

→ Frage an die Schüler: Warum entsteht eigentlich Wind?

Der Lehrer läßt offen, ob die Schülerantworten richtig oder falsch sind und zeigt zur Klärung dieser Frage folgenden Versuch:

Ein Kolbenprober wird über einen kurzen Gummischlauch mit einem seitlichen Rohr eines Glasrohr-T-Stücks verbunden. Am rechtwinklig dazu auslaufendem Rohr wird ein mit gefärbtem Wasser gefülltes U-Rohr angeschlossen, dessen zweiter Schenkel zur Raumluft offen bleibt (siehe Versuchsskizze).

Versuchsskizze:



[Zu dieser Skizze vgl. Götz R., Dahncke H., Langensiepen F.: Handbuch des Physikunterrichts, Sekundarbereich I, Band 3: Wärmelehre/Wetterkunde. Köln 1986 (Aulis-Verlag), S. 260, Abb. 9.2.3/10.]

Zusammen mit den Schülern beobachten und erarbeiten:

Gleicher Wasserstand in beiden U-Rohr-Schenkeln bedeutet, daß der Luftdruck im Klassenraum und an der Anschlußstelle des U-Rohrs gleich groß ist. Schiebt man nun den Stempel des Kolbenprobers hinein, so sinkt der Wasserstand im mit dem T-Stück verbundenen Schenkel und steigt auf der offenen Seite. Gleichzeitig strömt Luft aus dem offenen Rohr des T-Stücks aus. Es findet also eine Luftbewegung statt, die erst endet, wenn die beiden Schenkel des U-Rohres wieder gleichen Wasserstand anzeigen. Durch das Hineinschieben des Stempels wird der Druck im Kolbenprober und an der Anschlußstelle des U-Rohrs gegenüber dem Außendruck im Klassenzimmer erhöht. Dies verursacht eine Luftbewegung aus dem T-Stück hinaus in die Raumluft. Ist der Druckunterschied  $\Delta p$  zwischen U-Rohr-Anschlußstelle und dem offenen T-Stückende gleich Null ( $\rightarrow$  keine Wasserstands-differenz im U-Rohr), so herrscht auch keine Luftströmung.<sup>639)</sup>

Ergebnis des Versuchs: "Wind entsteht durch Druckunterschied und weht solange, bis der Unterschied abgebaut ist, aus dem Bereich höheren in den Bereich niedrigeren Drucks."<sup>640)</sup>

Zusammenfassung: Eine Luftbewegung bzw. Wind entsteht durch Druckunterschiede und läuft so ab, daß diese ausgeglichen werden. Man denke an das Ausströmen von Luft aus einem vorher aufgeblasenen Luftballon ( $\rightarrow$  Überdruck im Luftballon) oder an das Einströmen von Luft in einen vorher evakuierten Behälter ( $\rightarrow$  Unterdruck im Behälter).<sup>641)</sup>

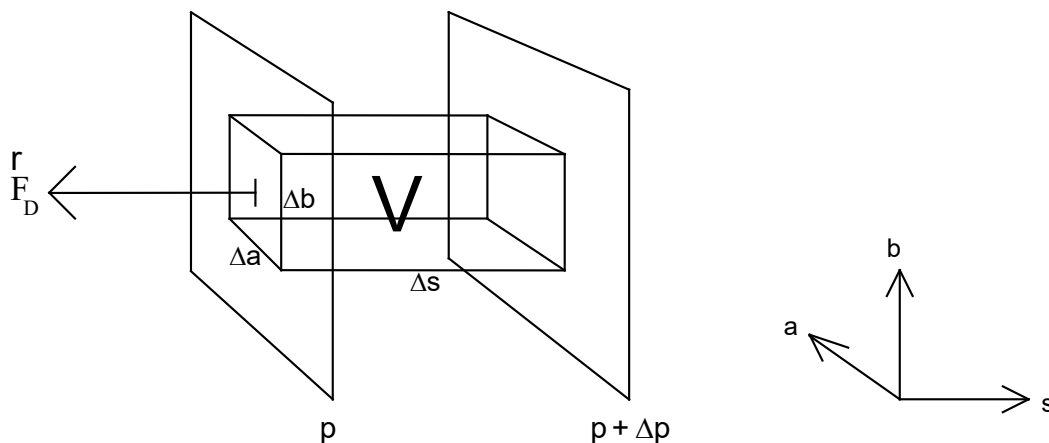
Also: Wind weht vom Bereich höheren in den Bereich niedrigeren Drucks.

Der Lehrer erarbeitet zusammen mit den Schülern:

Herrscht ein Druckunterschied  $\Delta p$ , muß die Luft sich erst in Richtung des geringeren Drucks in Bewegung setzen, also auf eine Geschwindigkeit  $v$  beschleunigt werden, um diesen ausgleichen zu können. Zur Beschleunigung eines Luftvolumens der Masse  $m$  ist aber eine Kraft nötig, die es in Bewegung setzt, denn wir wissen: Nach dem 2. Newtonschen Gesetz erfährt eine Masse  $m$  die Beschleunigung  $a$ , falls auf sie die Kraft  $F = m \cdot a$  wirkt. Diese Kraft auf das Luftvolumen entsteht durch den horizontalen Druckunterschied an seiner Vorder- und Rückseite und wird daher als *Druckgradientkraft* oder einfach als *Druckkraft*  $F_D$  bezeichnet.

Wie diese genau entsteht und von welchen Größen sie abhängt, wird nun erläutert:

Folgende Skizze hierzu an die Tafel:



Durch den horizontalen Druckunterschied  $\Delta p$  erfährt das Luftvolumen eine Kraft, die die Differenz der Druckkraft an seiner Vorder- und Rückseite darstellt und die in negative  $s$ -Richtung weist.

Nach der Skizze auf der vorhergehenden Seite unten folgt also für die resultierende Kraft in  $s$ -Richtung auf das Luftvolumen  $V$ :

$$F_D = F(p) - F(p + \Delta p) = p \cdot A - (p + \Delta p) \cdot A \stackrel{A = \Delta a \cdot \Delta b}{=} p \cdot \Delta a \cdot \Delta b - (p + \Delta p) \cdot \Delta a \cdot \Delta b =$$

$$= -\Delta a \cdot \Delta b \cdot \Delta s \cdot \frac{\Delta p}{\Delta s} \stackrel{V = \Delta a \cdot \Delta b \cdot \Delta s}{=} -V \frac{\Delta p}{\Delta s} \stackrel{m = \rho V}{=} -m \frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta s}$$

⇒ Die Druckgradientkraft eines Luftvolumens der Masse  $m$  und der Dichte  $\rho$  beträgt:

$$\boxed{F_D = -m \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta s}} \quad (\text{Gl. 14})$$

Daraus folgt für die Druckbeschleunigung:

$$\boxed{a_D = \frac{F_D}{m} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta s}} \quad (\text{Gl. 15})$$

$\frac{\Delta p}{\Delta s}$  gibt dabei die horizontale Druckzunahme  $\Delta p$  innerhalb der Distanz  $\Delta s$  an. Man nennt  $\frac{\Delta p}{\Delta s}$  *Druckgradient*.<sup>642)</sup>

Wir sehen also: Je größer der Druckgradient (die horizontale Druckdifferenz), umso größer ist der Betrag der Beschleunigung der Luft  $|a_D| = \left| -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta s} \right| = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta s}$  nach Gl. 15.

Zusammenfassung des Lehrers:

Also: Je größer das horizontale Druckgefälle, umso größer ist die Druckgradientkraft bzw. die Druckgradientbeschleunigung, d.h. umso größer wird auch die letztendlich erreichte Geschwindigkeit des wehenden Windes.

Zusätzliche Mitteilung und Ausblick auf die nächste Stunde:

In einem kleinen lokalen Bereich baut sich oft durch Temperaturgegensätze ein kleines horizontales Druckgefälle auf (z.B. zwischen einem See und seinem Ufer), so daß hier Windentstehung die Folge ist. Wird allein durch die Luftströmung das Druckgefälle wieder abgebaut, wird auch die Druckbeschleunigung damit wieder kleiner, bis sie schließlich verschwindet. Der Wind nimmt dann wieder ab. Mit derartigen und anderen lokalen Windsystemen werden wir uns in der nächsten Stunde beschäftigen.

Abschließende Frage an die Schüler: Wie man oft feststellen kann, weht ein in einem lokalen Bereich entstandener Wind (=Lokalwind) mit in etwa konstanter Geschwindigkeit, zumindest wird er nicht fortlaufend stärker. Warum nimmt eigentlich seine Geschwindigkeit auch im Bereich eines dauerhaft bestehenden Druckgefälles schließlich einen endlichen Wert an, so daß ein Luftvolumen hierin nicht fortlaufend beschleunigt wird?

Antwort: Daß die Windgeschwindigkeit einen konstanten Wert annimmt und nicht stetig zunimmt, hat folgenden Grund:

Die sich horizontal bewegende Luft erfährt eine entgegen der Windrichtung wirkende Reibungskraft (=Reibung am Bodenrelief + viskose Reibung an außenliegenden Luftschichten). Diese wächst mit zunehmender Windgeschwindigkeit an, bis sie schließlich so groß ist wie die Druckgradientkraft und sich beide Kräfte aufheben. Es erfahren also dann die Luftvolumina keine Beschleunigungskräfte mehr und bewegen sich gemäß dem 1. Newtonschen Gesetz mit konstanter Geschwindigkeit weiter.  $\Rightarrow$  Konstante Windgeschwindigkeit ist erreicht!<sup>643)</sup>

**Beurteilung der 10. Unterrichtsstunde aufgrund der gemachten Erfahrungen am Gymnasium Puchheim:**

Die Stunde verlief ohne Schwierigkeiten. Die Herleitung der Druckgradientkraft bzw. Druckbeschleunigung wurde zwar gut aufgenommen und verstanden, doch wurde das Erarbeiten der Formeln als etwas abstrakt und trocken empfunden. Es ist daher zu erwägen, ob man den Schwerpunkt nicht ganz auf den Versuch mit dem T-Stück verlagern sollte und hieran die endgültige(n) Formel(n) plausibel macht, ohne sie in aller Ausführlichkeit zu entwickeln.

**11. Stunde: Lokale Windsysteme****Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Nach einer kurzen Wiederholung des Ergebnisses der vergangenen Stunde, daß Wind durch horizontale Druckunterschiede entsteht, wirft der Lehrer die Frage auf, wie diese in einem lokalen Bereich zustande kommen könnten. Damit motiviert er die Schüler, sich mit der Entstehungsweise von Lokalwindsystemen zu beschäftigen. Er beginnt mit der Erklärung von Land- und Seewind und des Flurwindes. Dabei hat er bereits vorausschauend an der Zustandsgleichung idealer Gase die Tatsache knapp erläutert, daß wärmere Luft eine geringere Dichte als im Vergleich zu ihr kältere hat. Diesen physikali-

schen Zusammenhang benötigt er dann auch, um zu erklären: 'Im Vergleich zur Umgebungsluft wärmere Luft steigt auf, im Vergleich zur Umgebungsluft kältere Luft sinkt ab.' Dieser Bewegungsvorgang unterschiedlich temperierter Luftkörper wird am Zweikammermodellversuch veranschaulicht. Das so erarbeitete Entstehungsprinzip vertikaler Luftbewegungen wird zur Vertiefung angewendet, indem nun mit ihm das Zustandekommen des Land- und Seewindsystems bzw. des Flurwindsystems gezeigt wird. Weiter wird zusammen mit den Schülern das Berg- und Talwindsystem in diesem Sinne durchbesprochen, wie dies auch in Kap. 1.2.1. beschrieben ist. Abschließend zu dieser Unterrichtsstunde geht der Lehrer noch auf das lokale Windsystem Thermik ein. Wie genau der Lehrer die Thermik im Unterricht behandelt, ist ihm selbst überlassen. Er sollte jedoch den Ablöseprozeß einer Warmluftblase erklären und, wie zum Unterrichtsablauf unten vorgeführt ist, den Zusammenhang Thermikblase und Thermikschlauch aufzeigen. Dadurch gewinnen nämlich die Schüler einen Einblick, wie kompliziert sich eigentlich die vertikalen Luftbewegungen im Detail gestalten. Ebenso sollte hierzu erwähnt werden, daß Raubvögel und Segelflugzeugpiloten die Thermikaufwinde zur Höhengewinnung nutzen. So wird dem Schüler klar, daß die Thermik ein Windsystem ist, das auch für den Menschen von großer Bedeutung sein kann. Zur Vorbereitung auf diese Unterrichtsstunde sollte der Lehrer das Kapitel 1.2.1. lesen. Denn hier sind alle Windsysteme, die im Unterricht vorkommen, genau beschrieben, besonders ausführlich die Thermik.

### **Unterrichtsablauf der 11. Stunde:**

Zu Beginn: kurze Wiederholung der wichtigen Erkenntnis aus der letzten Stunde, daß Wind durch sich einstellende horizontale Druckunterschiede ausgelöst wird.

Wie aber werden nun solche Druckgefälle z.B. innerhalb eines kleinen lokalen Bereichs aufgebaut, die hier zur Windentstehung führen? Diese Frage werden wir heute zu beantworten versuchen. Wir werden also verschiedene lokale Windsysteme kennenlernen. So werden wir uns zunächst damit beschäftigen, wie sich Wind zwischen einem See und dem umliegenden Landgebiet einstellt oder zwischen einer Stadt und ihrem Umland.

### Überschrift: 2.2. LOKALE WINDSYSTEME

Der Lehrer erklärt nun, genauso wie in Kapitel 1.2.1. beschrieben, die Windsysteme Land- und Seewind sowie den Flurwind:

Dazu hat er anfangs vorzuschicken, daß wärmere Luft eine geringere Dichte hat als im Vergleich zu ihr kältere, denn nach Gl. 2 gilt  $\frac{p \cdot V}{T} = R_L \cdot m$  für ein Luft- bzw.

Gasvolumen der Masse  $m \Rightarrow \frac{p}{T} = R_L \cdot \frac{m}{V} = R_L \cdot \rho_{\text{Luft}} \Rightarrow \rho_{\text{Luft}} = \frac{p}{R_L \cdot T}$  (644) (Gl. 3).

Erwärmt sich also die Luft über dem Land [über der Stadt] untertags stärker als über dem See, so wird nach Gl. 3 die Dichte der Luft über dem Land [über der Stadt] geringer als über dem See [über dem Umland]. Wegen  $\rho_{\text{Luft}} = \frac{m}{V}$  heißt aber für eine Luftmenge der Masse  $m$  eine geringer werdende Dichte über dem Land [bzw. über der

Stadt], daß sich ihr Volumen vergrößert. Also nimmt die Luft über dem erwärmten Boden [bzw. Stadtbereich] ein größeres Volumen an als über der Seeoberfläche [bzw. über dem Umland], so daß über dem Land [der Stadt] auch die Flächen gleichen Drucks angehoben werden.

Dies ist an der Tafel oder auf Folie anhand von Skizzen, die wie Abb. 48 a-c in Kap. 1.2.1. (siehe Theorieteil) aufgebaut sind, zu zeigen. Anhand dieser Skizzen erklärt der Lehrer weiter das Zustandekommen der Windzirkulationen, wie sie in Kap. 1.2.1. für das Land-/Seewindsystem und für das Flurwindsystem erläutert werden.

Aus Gl. 3 sehen wir ganz allgemein, daß bei gleichem Druck  $p$  wärmere Luft eine geringere Dichte hat als im Vergleich zu ihr kältere. Ein Luftvolumen  $V$  geringerer Dichte hat aber wegen  $m = \rho \cdot V$  eine kleinere Masse als das selbe Volumen an Luft größerer Dichte. Das bedeutet, daß wärmere Luft leichter ist als kältere bzw. umgekehrt, daß kältere Luft schwerer ist als wärmere. Die Folge ist, daß im Vergleich zur Umgebungsluft wärmere Luft aufsteigt, einen Auftrieb erhält und kältere Luft absinkt. Diesen Vorgang können wir mit dem folgenden Versuch demonstrieren:

#### Zweikammermodell-Versuch:

Der Lehrer erklärt vor Versuchsbeginn: In diesem Versuch wird zwar statt Luft Wasser verwendet, jedoch gilt auch für Wasser analog wie für Luft: Wärmeres Wasser hat eine geringere Dichte als vergleichsweise kälteres und ist daher spezifisch leichter als kälteres Wasser (Diese Aussage gilt aber nur im Temperaturbereich oberhalb 4°C, wegen der Anomalie von Wasser!).<sup>645)</sup>

#### Zum Versuch selbst:

"Eine große Glaswanne (30cm × 15cm × 15cm) wird bis oben mit kaltem Wasser gefüllt. Dann schiebt man in die Wanne eine Holzplatte und teilt sie damit in eine kleine (etwa 8 cm lange) und in eine große (etwa 22 cm lange) Kammer. Um eine gute Abdichtung und festen Sitz der Platte zu erreichen, klebt man um ihre drei in das Wasser tauchenden Schmalseiten einen Streifen von Tesamoll. Mit einem Tauchsieder erwärmt man das Wasser in der linken großen Kammer, bis seine Temperatur etwa 15 °C über der Temperatur des Wassers in der rechten kleinen Kammer liegt. Anschließend färbt man das kalte Wasser in der kleinen Kammer mit schwarzer Tinte."<sup>646)</sup>

Als Lehrer kann man nun die Schüler fragen, was passieren wird, wenn man die Platte nach oben plötzlich herauszieht. Nach kurzer Diskussion der Schülerantworten ist dies durchzuführen und man beobachtet, daß sich das kalte Wasser keilförmig unter das warme schiebt, so daß sich letztendlich ein stabiler Gleichgewichtszustand einstellt, der darin besteht, daß sich das kalte dichtere Wasser unten und das warme Wasser oben befindet.<sup>647)</sup>

#### Fazit des Versuchs:

Im Vergleich zur Umgebungsluft kältere Luft sinkt nach unten, im Vergleich zur Umgebungsluft wärmere Luft steigt auf. Dadurch entstehen vertikale Luftbewegungen.

Der Lehrer erwähnt: Auch durch dieses Windentstehungsprinzip lassen sich die Land-Seewind-Zirkulation und die Flurwindzirkulation erklären:

Die untertags kältere, spezifisch schwerere Luft über dem See [Umland der Stadt] schiebt sich unter die wärmere, aufgeheizte Luft über dem Land [der Stadt]. Daher weht am Boden ein kühler Wind vom See zum Ufer hin [vom Umland auf die Stadt zu]. Über dem Ufergelände [der Stadt] kann sich jedoch diese Luft rasch erwärmen, so daß die Temperaturdifferenz zwischen der Luft über dem Land und dem See [über der Stadt und dem Umland] bestehen bleibt und damit auch der Wind am Boden. Über den Ufergebieten [dem Stadtbereich] steigt also die warme, spezifisch leichtere Luft auf, über dem See [dem Umland] sinkt die kältere und damit schwerere Luft ab.

Damit ist die Windzirkulation geschlossen: Untertags steigt warme Luft über den Ufergebieten [der Stadt] auf, strömt in der Höhe zum See [stadtauswärts] und sinkt über dem See [über dem Umland] ab, um am Boden wieder auf das Ufer zuzuströmen [in Richtung Stadt zu fließen] und so den Kreislauf zu schließen. Nachts kehren sich dann die Temperatur- und damit die Zirkulationsverhältnisse um (siehe Kap. 1.2.1.!).

#### Ein weiteres lokales Windsystem:

Berg- und Talwind: → erklärt der Lehrer, wie in Kap. 1.2.1. beschrieben: Dazu zeichnet er Abb. 51 a und b an die Tafel (auf Folie).

Der Lehrer erwähnt, daß die lokalen Windsysteme Land- und Seewind, Flurwind, Berg- und Talwind nur während einer ruhigen Schönwetterperiode auftreten und beobachtbar sind, wenn untertags die Sonne scheinen kann. Bei windigem oder bewölktem Wetter werden diese Lokalwinde durch großräumige wehende Winde bis zur Unkenntlichkeit überdeckt oder bilden erst gar nicht.<sup>648</sup>) So ist das Auftreten der bisher besprochenen Lokalwinde ein Zeichen für weiter anhaltendes Schönwetter, ihr Ausbleiben ein Zeichen für eine unruhige Wetterlage bzw. für eine Wetterverschlechterung.

#### Ein weiteres lokales Windsystem in diesem Zusammenhang:

Die THERMIK (vgl. hierzu Kap. 1.2.1., Abschnitt "Die Thermik"):

Definition zu Beginn: Unter dem Begriff Thermik versteht man die Aufwärtsbewegung einzelner Luftkörper, die aufgrund ihrer Erwärmung eine geringere Dichte als die Umgebungsluft aufweisen und damit durch Auftrieb in die Höhe steigen.

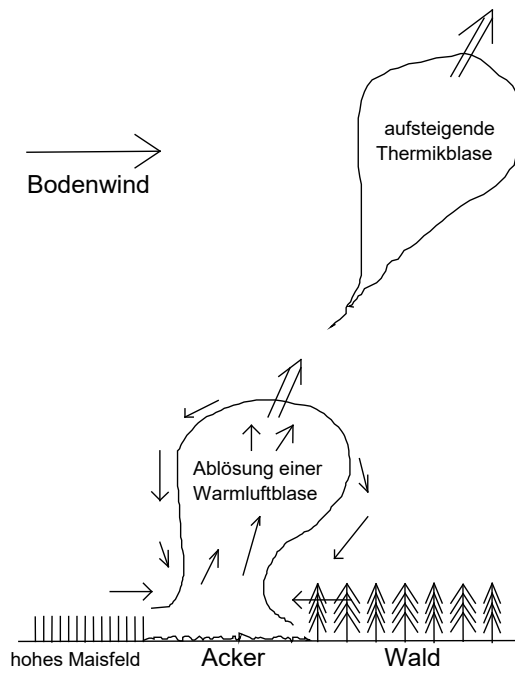
#### Der Lehrer erklärt dabei zunächst, wie es zu einer Warmluftblasenablösung kommt:

Eine Stelle im freien Gelände wird durch Sonneneinstrahlung untertags besonders stark erwärmt (z.B. Ackerfläche, Kiesgrube, Getreidefeld,...). Dadurch wird hier die darüberliegende Luft aufgeheizt und nimmt eine höhere Temperatur als die Umgebungsluft an. Über der erwärmten Stelle hat sich am Boden also ein Warmluftkissen gebildet, das sich bei genügendem Auftrieb vom Boden ablöst und als Warmluftblase in die Höhe steigt. Man spricht von einer *Thermikblase* (siehe Skizze a unten)

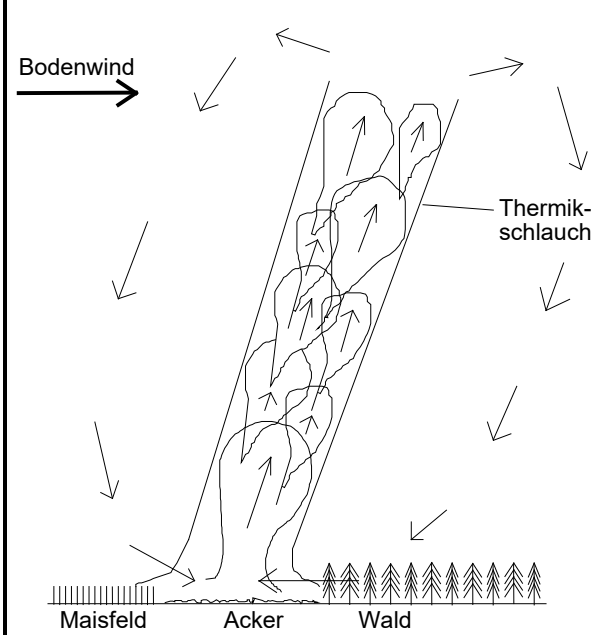
Folgen die Ablösungen von Thermikblasen so kurz aufeinander, daß jede Blase ihre Vorgängerin einholt, bildet sich gleichsam ein Schlauch aus, in dem Warmluft aufsteigt, der sogenannte *Thermikschlauch* (siehe Skizze b unten)

Veranschaulichende Skizzen hierzu (an die Tafel oder bereits auf Tageslichtprojektorfolie vorbereitet):

a.) Thermikblasen



b.) Thermikschlauch



Auf alle Fälle erwähnt der Lehrer in diesem Zusammenhang noch:

Raubvögel und Segelflugzeugpiloten lassen sich in diesen Termikaufwinden in die Höhe schrauben. Vor allem durch ferngelenkte Modellsegelflugzeuge lassen sich diese Aufwinde besonders schön nachweisen, indem man sie in der Thermik an Höhe gewinnen läßt.

### **Beurteilung der 11. Unterrichtsstunde aufgrund der gemachten Erfahrungen am Gymnasium Puchheim:**

Die Schüler machten während des Unterrichts ziemlich interessiert mit. Es wurden die beiden Erklärungsmodelle zur Entstehung der Land- und Seewindzirkulation bzw. des Flurwindsystems (Erklärung durch Druckniveauflächen und Erklärung durch Auf- und Abtrieb von Luft von unterschiedlichem spezifischem Gewicht) gut verstanden. Vor allem den Zweikammermodellversuch empfanden die Schüler als eine abwechslungsreiche Auflockerung zu den eher theoretischen Ausführungen, denn sie saßen während der Vorführung sichtlich entspannt in ihren Bänken und amüsierten sich am Geschehen. Gegen Ende der Stunde wurde die Zeit bereits etwas knapp, trotzdem konnte der Unterschied zwischen Thermikblase und Thermikschlauch noch erläutert werden. Insgesamt wurden in dieser Stunde viele schematische Skizzen an die Tafel gezeichnet, d.h. zu jedem lokalen Windsystem veranschaulichende Bilder. So jammerten einige, denen das Abmalen etwas zuviel wurde. Man könnte dem entgegenkommen, indem man zumindest bei der Erklärung des Land- und Seewindsystems [des Flurwindsystems] mithilfe von Druckniveauflächen die Skizzen auf Folie vorfertigt und den Schülern kopiert. So könnte man auch Zeit gewinnen und den Schülern am Schluß mehr Interessantes über die Thermik erzählen, woran man eine Thermikablösung erkennt usw. (siehe dazu in Kap. 1.2.1.).

## 12. Stunde: Das planetarische Windsystem

### Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:

Eine kurze Einleitung, die grob erklärt, was das planetarische Windsystem überhaupt ist, und die die Schüler in das Thema einführt, läßt die Unterrichtsstunde beginnen. So wird zunächst zusammen mit den Schülern die Ursache ergründet, die überhaupt für die Ausprägung einer derartigen globalen Windbewegung verantwortlich ist. Anschließend wird aufbauend auf die erarbeiteten Ergebnisse konstruiert, wie eigentlich das planetarische Windsystem aussehen müßte: Luft steigt am Äquator auf, fließt in der Höhe zu den Polen, sinkt dort ab und strömt am Boden wieder zum Äquator zurück. Man stellt aber fest, daß dem in der Realität nicht so ist. Der Grund dafür liegt in der noch nicht in Betracht gezogenen Erdrotation. Es folgt ein Einschub, in dem der Lehrer den Schülern die Coriolisablenkung erklärt. Dabei benutzt der Lehrer einen großen Globus und einen Stift und verfährt, wie zum Unterrichtsablauf beschrieben ist. Er gibt abrundend dazu die Formel(n) für die Corioliskraft bzw. -beschleunigung, die in einer der nächsten Unterrichtsstunden noch verwendet wird (werden), an und erklärt sie. Nachdem also verstanden wurde, daß aufgrund der Erdrotation aus der Sicht des Bezugssystems Erde auf der Nordhemisphäre der Erde Winde nach rechts und auf der Südhemisphäre nach links abgelenkt werden, kann der Lehrer mit der Erklärung des real existierenden planetarischen Windsystems beginnen. Dazu teilt er den Schülern eine zweiseitige Kopie aus, die Skizzen zum planetarischen Windsystem in der Höhe, am Boden und im Querschnitt, sowie eine stichpunktartige Beschreibung der Windzirkulation auf der Nordhalbkugel der Erde enthält.

Begleiten kann der Lehrer diese Stunde mit einem Versuch, mit dem die globale Windströmung simuliert wird. Es handelt sich hier um eine Wasserwanne die außen beheizt und innen gekühlt wird (näheres hiezu siehe Beschreibung des Unterrichtsablaufs!).

Es empfiehlt sich, zur Vorbereitung auf diese Unterrichtsstunde Kap. 1.1.2. durchzulesen, in dem die Corioliswirkung und das planetarische Windsystem physikalisch ziemlich detailliert behandelt wird.

### Unterrichtsablauf der 12. Stunde:

Einleitung: Wir haben bisher nur Windsysteme in einem kleinen Bereich, also die sogenannten Lokalwinde<sup>449)</sup> kennengelernt. Es gibt jedoch auch großräumige Winde, die ganze Länder beeinflussen.

Frage an die Schüler: Welche wären dies zum Beispiel ?

Antwort: Passate, Westwind (in unserer Westwindzone),...

Alle diese Winde fügen sich ebenso in ein Windsystem ein, das aber die ganze Erde umfaßt. Es ist dies

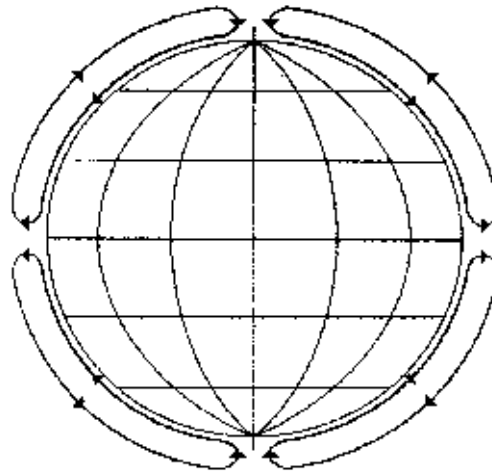
**2.3. Das planetarische Windsystem** (Überschrift), mit dem wir uns heute näher beschäftigen.

Der Lehrer stellt die Frage: Warum bildet sich eigentlich ein globales Windsystem aus? Was ist die Ursache dafür?

Antwort zusammen mit den Schülern erarbeiten: Der Energielieferant für die Ausprägung des globalen Windsystems ist einzig und alleine die Sonne.<sup>650)</sup> Ausgangspunkt ist die unterschiedlich starke Sonneneinstrahlung. Sie ist maximal am Äquator, minimal an den Polen. Die Folge ist starke Erwärmung der Luft am Äquator, Abkühlung der Luft an den Polen.

Fazit: Die warme Luft müßte am Äquator aufsteigen, in der Höhe zu den Polen fließen, dort absinken, abkühlen und als kalte Luft am Boden wieder zum Äquator strömen.

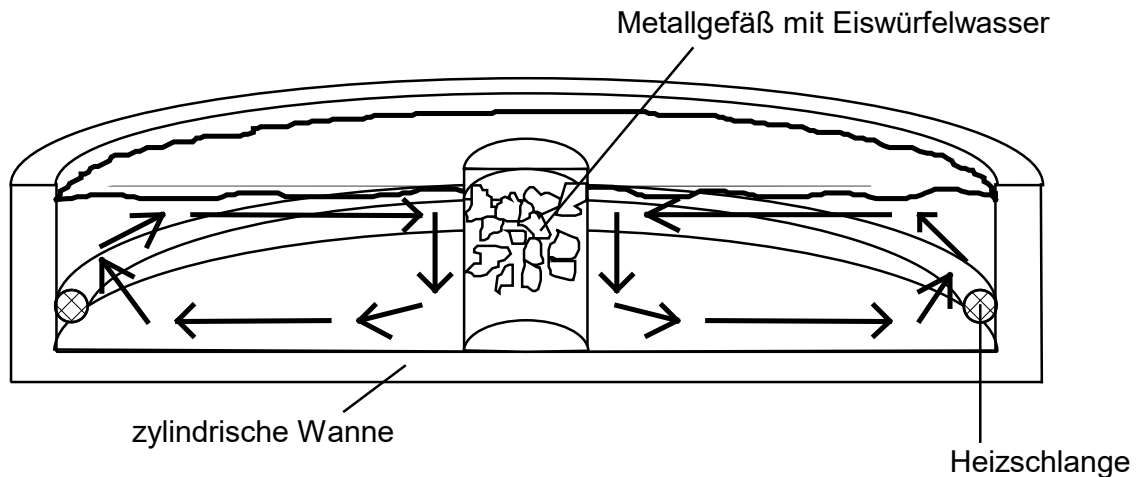
Skizze an die Tafel:



[Skizze entnommen aus: Krüger L.: Wetter und Klima. Beobachten und verstehen. Berlin / Heidelberg / New York 1994 (Springer-Verlag), S. 92.]

Dazu kann der Lehrer, falls er die Zeit und das Geschick dafür hat, folgenden Versuch basteln und vorführen:

Eine zylindrische Wanne gefüllt mit Wasser wird außen geheizt (z.B. durch eine elektrische Heizschlange) und in Rotationsachsennähe gekühlt (durch ein rundes befestigtes Metall-Gefäß, in dem sich eine Kältemischung aus Eiswürfeln und Salz befindet). Nachdem man so eine Temperaturdifferenz zwischen Rand und Mitte hergestellt hat, beginnt das Wasser zu zirkulieren: Das wärmere Wasser steigt am Rand auf, strömt oben zur Mitte, kühlt dort ab und sinkt nach unten, um von dort unten in der Nähe des Wannensbodens wieder zum Rand zu fließen. Man kann den Strömungsverlauf gut sichtbar machen, indem man ein paar Tropfen Tinte ins Wasser gibt und die Fortbewegung der Schlieren verfolgt. Betrachten wir den Wannenrand als den warmen Äquator und die Wannenmitte als z.B. den Nordpol, so hat sich genau der Strömungstyp eingestellt, wie wir ihn uns gerade bei der Erde vorgestellt haben, und wie er in obiger Skizze veranschaulicht ist.<sup>651)</sup>



[Zu obiger Abbildung vgl. Luchner K.: Physik ist überall. München 1994 (Ehrenwirth-Verlag), S.126ff. .]

#### Der Lehrer erarbeitet mit den Schülern:

Dieser obige Strömungstyp herrscht aber auf der Erde nicht vor, sonst müßte bei uns z.B. dauernd Nordwind wehen. Den Grund dafür stellt eine windablenkende Kraft dar, die das planetarische Windsystem anders gestaltet und eine Folge der Erdrotation ist.

#### Die Corioliskraft

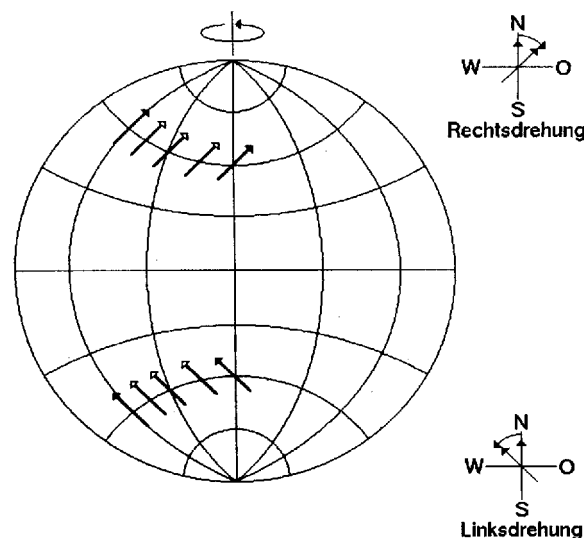
##### Der Lehrer demonstriert an einem Globus die Coriolisablenkung folgendermaßen:

Er benutzt dabei einen Stift als Demonstrationsobjekt für den Windvektor. Es herrsche z.B. in Deutschland (in einem anderen Gebiet auf der Nordhalbkugel) Südwind. Der Lehrer setzt dementsprechend den Stift am Globus an. Dabei zeigt seine Spitze schräg nach oben in eine bestimmte Richtung auf einen bestimmten Punkt P der Klassenzimmerdecke.

Wind ist aber nichts anderes als die Bewegung von Luftkörpern, die eine Masse haben. Auf die strömende Luft wirkt jedoch bis auf die Gravitationskraft, die sie auf der Erde hält, von außen her keine Kraft, während sich die Erde dreht. Eine bewegte Masse wiederum erfährt ohne Einwirkung äußerer Kräfte nach dem 1. Newtonschen Gesetz keine Änderung ihrer Geschwindigkeit. Also behält auch der Wind während der Erdrotation seine Geschwindigkeit in Betrag und Richtung bei.

Der Lehrer demonstriert nun die Rotation der Erde, indem er den Globus in Draufsicht nach links um ca. 45° bis maximal 90° weiterdreht, während er den Fuß des Windpfeils weiterhin bei Deutschland beläßt und Spitze weiter in Richtung P weisen läßt.

##### Skizze zur Veranschaulichung der Vorgehensweise:



[Obige Skizze weitgehend übernommen aus: Krüger L.: Wetter und Klima. Berlin / Heidelberg / New York 1994, S. 84 (entspricht dort Abb. 32).]

Der Wind hat seinen Betrag und seine Geschwindigkeit nicht geändert. So zeigt der Stift immer noch in die selbe Richtung. Jedoch in Bezug auf die Kugeloberfläche der Erde, in Bezug auf das Koordinatensystem, das durch die Längen- und Breitenkreise gegeben ist, hat sich eine Richtungsänderung des Windes ergeben: Aus dem ursprünglichen Südwind ist während der Drehung der Erde ein Südwestwind geworden. Also stellen wir fest: Der Südwind wird auf der Nordhalbkugel der Erde nach rechts abgelenkt. Dies gilt auch für den Nordwind und alle anderen horizontal wehenden Winde auf der Nordhalbkugel, was der Lehrer jeweils auf gleiche Art und Weise, wie für den Südwind eben beschrieben wurde, demonstrieren kann.

Also: Auf der Nordhalbkugel der Erde erfährt der Wind eine Rechtsablenkung.

Für die Südhalbkugel stellt sich nach analoger Demonstration am Globus in diesem Zusammenhang heraus: Auf der Südhalbkugel der Erde erfährt der Wind eine Linksablenkung.<sup>652)</sup>

Fazit: Auf der Nordhalbkugel der Erde wird ein sich bewegendes Luftteilchen nach rechts abgelenkt, auf der Südhalbkugel nach links. Wir nennen diese Ablenkung Coriolisablenkung.

Der Lehrer teilt nun weiter mit:

Wir wissen, daß eine Ablenkung von der gleichförmigen geradlinigen Bewegung mit einer Kraft verbunden ist, die diese bewirkt. Wir nennen die Kraft, die in einem rotierenden System auf eine bewegte Masse (ein bewegtes Luftteilchen) scheinbar wirkt, die also zur Coriolisablenkung führt, Corioliskraft  $F_C$ . Sie ist eine Scheinkraft, denn es gibt keinen Körper, der diese Kraft ausübt. Daher der Name Scheinkraft.

Für die Corioliskraft, die zur Windablenkung auf der Erde führt, gilt:

Sie wirkt immer senkrecht zur Bewegungsrichtung, d.h. es gilt stets  $\vec{F}_C \perp \vec{v}$ . Auf der Nordhalbkugel zeigt sie in Bewegungsrichtung nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links und beträgt  $F_C = 2 \cdot m \cdot \omega \cdot v \cdot \sin \gamma$ , wobei  $\gamma$  der Winkel zwischen der Drehachse der Erde und dem Geschwindigkeitsvektor  $\vec{v}$  ist.

Also:  $F_C = 2m\omega v \cdot \sin \gamma$ ,  $\gamma = \angle(\vec{v}, \text{Erdachse})$  (Gl. 16)

$\Rightarrow$  Coriolisbeschleunigung:  $a_c = \frac{F_C}{m} = 2\omega v \cdot \sin \gamma$ ,  $\gamma = \angle(\vec{v}, \text{Erdachse})$  (Gl. 17)<sup>653)</sup>

[ $\rightarrow$  Die Formel für die Corioliskraft (Gl. 16) bzw. -beschleunigung (Gl. 17) kann der Lehrer in diesem Zusammenhang an dieser Stelle auch herleiten, wie dies im Theorieteil dieser Arbeit in Kap. 1.1.2. passend für die 11. Jahrgangsstufe vorgeführt wird.]

Der Lehrer leitet über:

Die Windablenkung durch die Coriolisbeschleunigung läßt nun das planetarische Windsystem folgendermaßen in Erscheinung treten:

Wir betrachten dabei nur die Nordhalbkugel, die für uns von Bedeutung ist. Auf der Südhalbkugel verläuft das Strömungssystem nur am Äquator gespiegelt.

Nun ist den Schülern folgende Erläuterung des planetarischen Windsystems (= folgender eingerahmter Abschnitt auf den nächsten beiden Seiten) zu kopieren (ergibt pro Schüler 2 Blätter) und auszuteilen. Der Lehrer geht sie mit den Schülern durch.

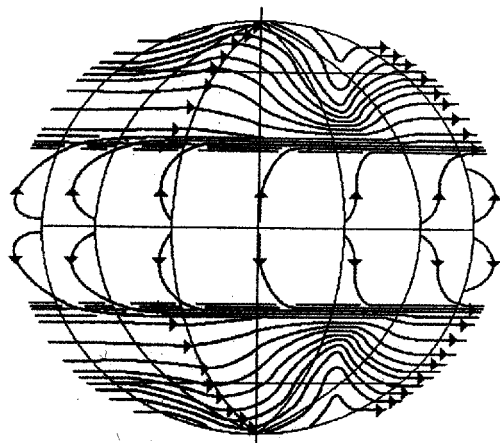
Ein ausführliches Vorwissen des Lehrers, das er sich in Kap. 1.1.2. aneignen kann, ist dabei gewiß von Vorteil, um die zum Teil etwas knappe Übersicht genügend genau besprechen und auch detaillierte Fragen von Schülern beantworten zu können.

Informationsblatt zum planetarischen Windsystem (siehe folgender eingerahmter Abschnitt auf den beiden nächsten Seiten):

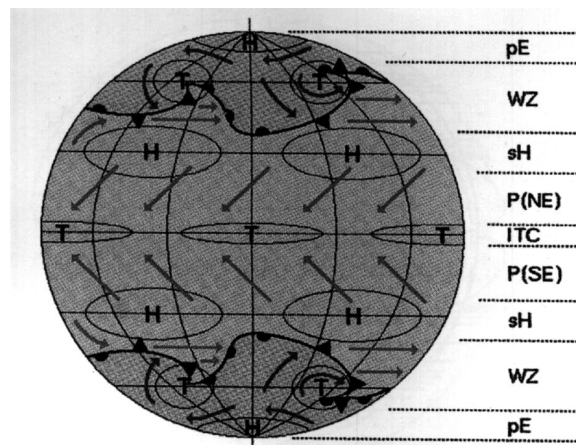
## Das planetarische Windsystem

### Grundlegendes:

Das planetarische Windsystem spielt sich in der untersten Atmosphärenschicht ab, in der sogenannten Troposphäre, in der das gesamte Wettergeschehen stattfindet. Sie reicht nahe dem Äquator 16 –17 km, in den Mittelbreiten 12 –13 km und am Pol ca. 8–9 km in die Höhe.

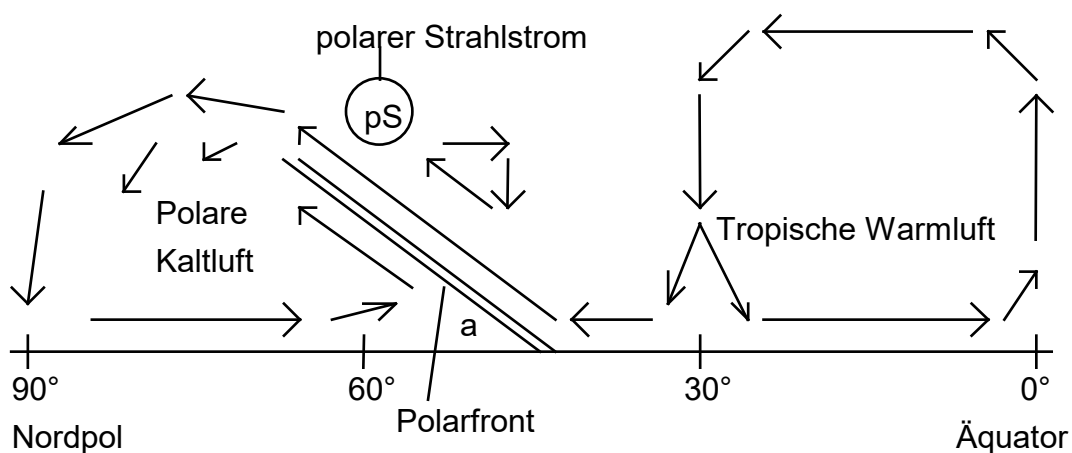


Das planetar. Windsystem in der Höhe



Das planetar. Windsystem am Boden  
 pE = Bereich der polaren Ostwinde  
 WZ = Westwindzone  
 sH = Subtropischer Hochdruckgürtel  
 P(NE)= Bereich des Nordostpassats  
 P(SE)= Bereich des Südostpassats  
 ITC= Inntertropische Konvergenzzone

Querschnitt (Nordhalbkugel):



### Das Windsystem der Nordhemisphäre:

1.) Aufsteigen warmer, feuchter Luft über dem Äquator, die in der Höhe bzw. in den oberen Troposphärenschichten nach Norden fließt, dabei nach rechts abgelenkt wird und sich in etwa 30° nördlicher Breite breitenkreisparallel bewegt.

- 2.) Somit entsteht in ca. 30° nördlicher Breite ein Weststurmband in der Höhe (= **Subtropenstrahlstrom**).
- 3.) Durch den Luftstau in der Höhe bei ca. 30° geographischer Breite herrscht hoher Luftdruck am Boden und die Luft sinkt bereits hier ab (→ **subtropische Hochdruckzone**). Zu den Subtropenhochs gehören das **Azorenhoch** und das **Hochdruckgebiet über Nordafrika**.
- 4.) Ein Teil der im subtropischen Hochdruckgürtel absinkenden Luft strömt am Boden wieder zum Äquator. Dieser Nordwind wird durch die Coriolisbeschleunigung in seiner Richtung abgelenkt, so daß er als Nordostpassat in die **Innertropische Konvergenzzone (ITC)** einmündet, um dort wieder aufzusteigen.
- 5.) Ein Teil der Luft, die über den Subtropenhochs absinkt, strömt polwärts (aufgrund der Corioliswirkung schließlich in Südwestwinden).
- 6.) Dabei stößt sie als subtropische, warme Luft zwischen 40° und 70° nördlicher Breite auf die kalte Luft der höheren Breiten und der Polarregion, so daß sich dort eine Luftmassengrenze ausbildet, die **Polarfront** genannt wird.
- 7.) Die Polarfront ist zur kälteren Luftmasse hingeneigt und hat einen Neigungswinkel von durchschnittlich 0,46° bzw. eine Neigung von 1:125. Sie mäandert zwischen 40° und 70° geographischer Breite um die Nordhalbkugel der Erde.
- 8.) An ihr bildet sich in der Höhe ein 200 km breites Weststurmband aus, der **polare Strahlstrom**.
- 9.) Ebenso bilden sich an der Polarfront Tiefdruckgebiete aus, die entlang dieser Höhenströmung ostwärts wandern. Der Bereich (40° – 70° geographischer Breite), in dem der Höhenwestwind das Wettergeschehen beeinflusst, wird **Westwindzone** genannt.
- 10.) Die in den Tiefs der Westwindzone aufsteigende Luft strömt in der oberen Wettersphäre (= obere Troposphäre) zum Nordpol, staut sich dort an und bildet durch den Massenzuwachs an Luft hier das sogenannte **Polarhochdruckgebiet** aus.
- 11.) Über dem Polarhoch sinkt die Luft ab, fließt am Boden wieder in Richtung Süden zur Westwindzone, wobei sie durch die Coriolisbeschleunigung eine Ablenkung nach rechts erfährt und zum **polaren Nordostwind** wird.

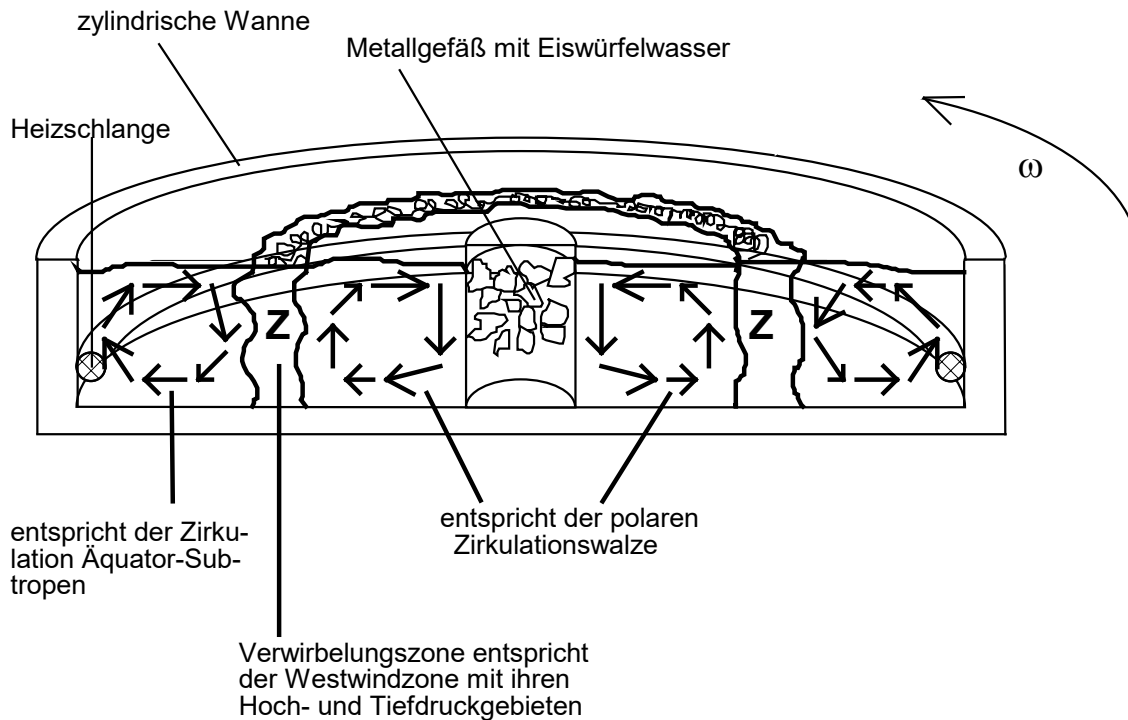
[Zu den Skizzen auf dem Informationsblatt:

Schematische Skizze zum planetarischen Windsystem in der Höhe oben links: entnommen aus: Krüger L.: Wetter und Klima. Berlin / Heidelberg / New York 1994, S. 93, Abb. 37 .

Schematische Skizze zum planetarischen Windsystem am Boden oben rechts: entnommen aus: Krüger L.: Wetter und Klima. Berlin / Heidelberg / New York 1994, S. 94, Abb. 38 .

Zum Querschnitt in der Mitte vgl. Weischet W.: Einführung in die allgemeine Klimatologie. Stuttgart 1995<sup>6</sup>, S. 255, Fig. 73 .]

Durch Fortsetzen des Versuchs mit der zylindrischen Wasserwanne ist nun zu zeigen, daß sich auch in ihr ein dem planetarisches Windsystem ähnliches Strömungsbild ergibt, indem man sie in Rotation versetzt. Dazu setzt man am besten die Metallwanne auf eine sich drehende Scheibe, gibt ein paar Tintentropfen ins Wasser und beobachtet an den Schlieren den Strömungsverlauf, der etwa folgendermaßen aussieht:<sup>654)</sup>



[Zu dieser Skizze vgl. Luchner K: Physik ist überall: Streifzüge durch Natur, Alltag, Technik und Forschung. München 1994 (Ehrenwirth-Verlag), S. 129, Fig. 18.]

Ausblick auf die nächste Stunde: Wir in Süddeutschland befinden uns im Einflußbereich der Westwindzone. Wie sich hier Hoch- und Tiefdruckgebiete entwickeln und unser Wetter gestalten, werden wir in der nächsten Stunde behandeln.

### **Beurteilung dieser Unterrichtsstunde aufgrund der gemachten Erfahrungen am Gymnasium Puchheim:**

Als Autor dieser Arbeit konnte ich, als diese Stunde vom Physiklehrer der 11 a gehalten wurde, zwar nicht anwesend sein, jedoch teilte dieser mir seinen Eindruck über den Verlauf mit: Die Corioliswirkung wurde durch das Vorführen des Ablenkungsprinzips am Globus recht gut verstanden. Als außenstehende Beobachter konnten die Schüler gut nachvollziehen, daß der Wind seine Richtung in Bezug auf das Koordinatensystem der Erde geändert hat, daß diese Richtungsänderung nicht durch eine außen einwirkende Kraft geschehen kann und die Corioliskraft daher eine Scheinkraft darstellt. Eine Richtungsänderung vom außenstehenden Beobachter her gesehen ergibt sich nur in dem Sinne, daß die strömende Luft durch die Gravitationskraft auf der Erdoberfläche gehalten wird. Die Schüler zeigten sich dankbar, daß anhand zweier ausgeteilter Kopieblätter das planetarische Windsystem erklärt wurde und sie nichts mehr von der Tafel abzuschreiben hatten. Sie paßten gut auf und gingen neben den Erläuterungen des

Lehrers das Arbeitsblatt aufmerksam durch. So soll ja auch der Unterricht keine Schreibstunde sein, sondern eine Stunde, in der die Schüler auf effektive und auch bequeme Art und Weise interessantes physikalisches Wissen erfahren können.

### **13. Stunde: Hoch- und Tiefdruckbildung in der Westwindzone**

#### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Als Einstieg zeigt der Lehrer den Schülern eine Wetterkarte sowie ein Bild eines Tiefdruckwirbels, um sie schließlich mit der Frage zu konfrontieren, wie eigentlich ein Tiefdruckgebiet entsteht. Anhand einer Zusammenfassung, die der Lehrer austeilt (2 Blätter pro Schüler) bespricht er den Lebenslauf einer Zyklone, ebenso die Bildung einer Antizyklone in der Westwindzone. Dabei geht er auf den Strömungszusammenhang zwischen Hoch- und Tiefdruckgebiet ein. Als Überleitung, um diesen im folgenden zu erklären, stellt der Lehrer die Frage, warum die Luft am Boden nicht auf geradlinigem Wege vom Hoch zum Tief fließt, sondern auf langem Wege spiralförmig die Druckzentren umkreist. Die Antwort darauf ist, daß die Coriolisablenkung des Windes hier eine Rolle spielt. So zeigt der Lehrer nun, wie aufgrund der Coriolisbeschleunigung sich bewegender Luft ein isobarenparalleler Wind entsteht, bei dem in seine Zugrichtung blickend der tiefe Druck links und der hohe Druck rechts ist (= geostrophischer Wind). Daraus ergibt sich, daß entlang der geschlossenen Isobaren das Tiefdruckzentrum (auf der Nordhalbkugel der Erde) entgegen dem Uhrzeigersinn, der Hochdruckkern im Uhrzeigersinn umströmt wird. Der Lehrer erwähnt dabei, daß zwar hier noch die Zentrifugalkraft hinzutritt (krummlinige Isobaren), jedoch ändert dies nicht an dieser Tatsache. Nun kann der Lehrer deutlich machen, daß der Reibungseinfluß zur Folge hat, daß der Bodenwind spiralförmig in das Tiefdruckzentrum einkreist und sich ebenso spiralförmig vom Hochdruckkern entfernt. Abschließend zu dieser Stunde geht der Lehrer noch darauf ein, warum Tiefdruckgebiete meist mit Schlechtwetter, Hochdruckgebiete meist mit Schönwetter verbunden sind: Dabei erwähnt er, daß sich aufsteigende Luft abkühlt, absteigende erwärmt. Wolkenbildung findet also durch Abkühlung der im Tief aufsteigenden Luft unter ihren Taupunkt statt. In diesem Zusammenhang geht er auch auf die Tiefdruckfronten ein, bei denen Warmluft angehoben wird, so daß es dadurch zu Wolken und Niederschlägen kommt. Wolkenauflösung herrscht über einem Hochdruckgebiet, da hier die Luft absinkt.

Vorbereitend zu dieser Unterrichtsstunde empfiehlt es sich, im Theorieteil Kap. 1.1.3. durchzulesen. Dort wird nämlich sehr ausführlich auf die Bildung von Hoch- und Tiefdruckgebieten der Westwindzone eingegangen, so daß sich der Lehrer durch Studieren dieses Kapitels ein für diese Stunde fundiertes Vorwissen aneignen kann. Zum geostrophischen Wind vergleiche gegen Ende von Kap. 1.1.2. .

**Unterrichtsablauf der 13. Stunde:**

Zu Beginn den Schülern mit Hilfe des Tageslichtprojektors auf Folie eine Wetterkarte zeigen, auf der eine voll ausgebildete Zyklone mit ihren Fronten eingezeichnet ist, ebenso ein Satellitenfoto eines kräftig entwickelten Tiefdruckwirbels.

Die Frage aufwerfen: Wie entsteht ein solch ausgeprägtes Tiefdrucksystem ?

Überleitung: Mit dieser Frage werden wir uns heute beschäftigen. Man weiß heute, daß sich die Tiefdruckgebiete der Westwindzone an der Polarfront entwickeln. Wie dies geschieht und wie der Lebenslauf eines Tiefs aussieht, will ich Euch anhand der folgenden Handreichung erklären.

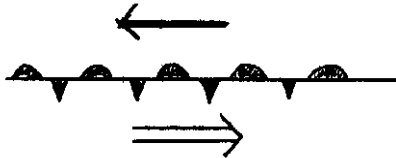
Der Lehrer bespricht die Entstehung und Auflösung eines Tiefdruckgebiets in der Westwindzone an folgendem Informationsabschnitt (ergibt 2 Kopien pro Schüler):

### 3. Hoch- und Tiefdruckbildung in unserer Westwindzone

Die Tiefdruckgebiete der Westwindzone entwickeln sich an der Polarfront.

#### 3.1. Lebenslauf einer Zyklone (Zyklone = Tiefdruckgebiet):

(a)



Ausgangsstadium ist die Polarfront.

(b)



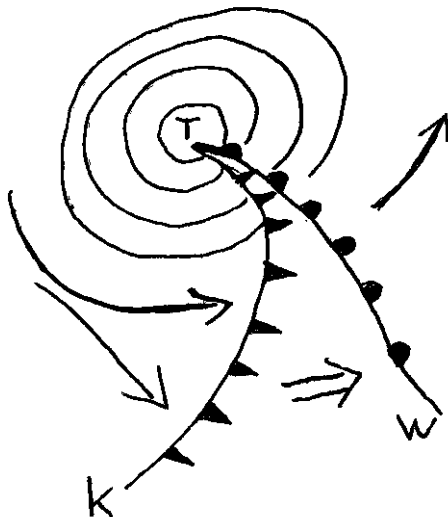
In einem Gebiet an der Polarfront beginnt der Luftdruck leicht zu fallen, so daß diese geringfügig deformiert wird (durch Einströmen von Luft in das entstandene Unterdruckgebiet).

(c)



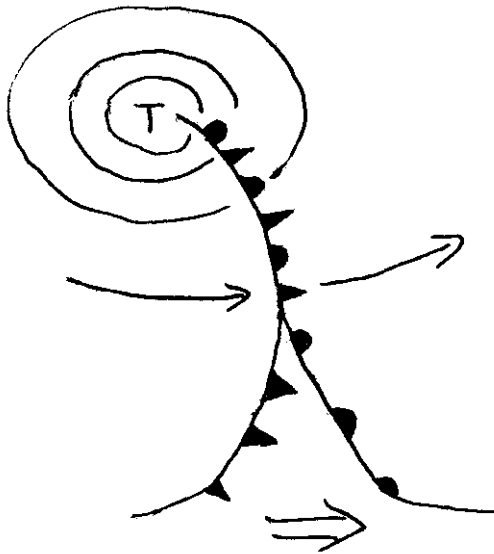
Der Luftdruckabfall intensiviert sich. Die Kaltluft erhält eine südliche, die die Warmluft eine nördliche Bewegungsrichtung. Es ist ein Bodentiefdruckgebiet (T) mit Kaltfront (K) und Warmfront (W) entstanden.

(d)



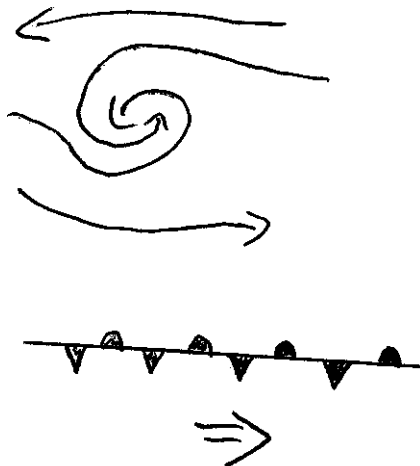
Da sich die Kaltfront schneller bewegen kann als die Warmfront, wird der Warmsektor (= Bereich der warmen Luft zwischen Warm- und Kaltfront) zunehmend verengt.

(e)



Die Kaltfront hat die Warmfront eingeholt. Beide Fronten verschmelzen zur sogenannten *Okklusionsfront* bzw. *Okklusion*. Der Okklusionsprozeß beginnt im Tiefdruckzentrum (T) und schreitet nach außen fort.

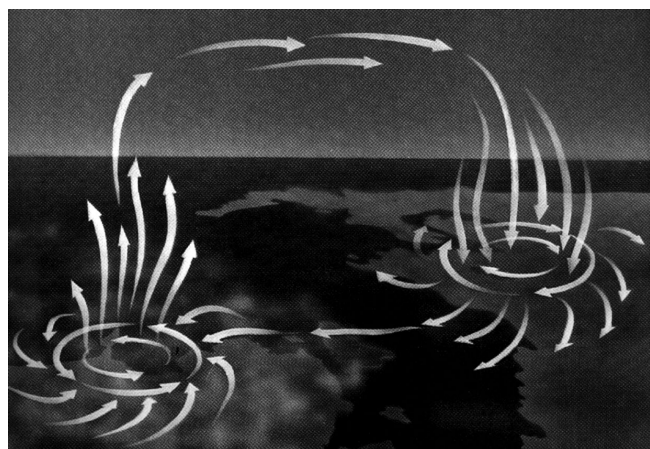
(f)



Die Temperaturgegensätze heben sich auf, das Tiefdruckgebiet löst sich auf. Die Polarfront hat sich während des Lebenslaufs der Zyklone, der ca. 5 Tage gedauert hat, nach Süden verlagert.<sup>655)</sup>

### 3.2. Entstehung eines Hochdruckgebiets in der Westwindzone:

Der Wind weht spiralförmig in Draufsicht entgegen dem Uhrzeigersinn in das Tiefdruckzentrum (T) ein. In diesem Bereich steigt die Luft auf, fließt als Höhenwind in eine benachbarte Region und sinkt dort ab. Aufgrund des Massenzuwachs an Luft in der Höhe entsteht hier neben dem Tief ein Hochdruckgebiet. In diesem sinkt die Luft ab und weht am Boden im Uhrzeigersinn spiralförmig heraus (siehe Skizze rechts). Hochdruckgebiete entstehen in der Westwindzone also meist aus dynamischen Gründen, d.h. die Luft die in den Tiefs aufsteigt, muß als Ausgleich ja irgendwo wieder absinken.



Tiefdruckgebiet

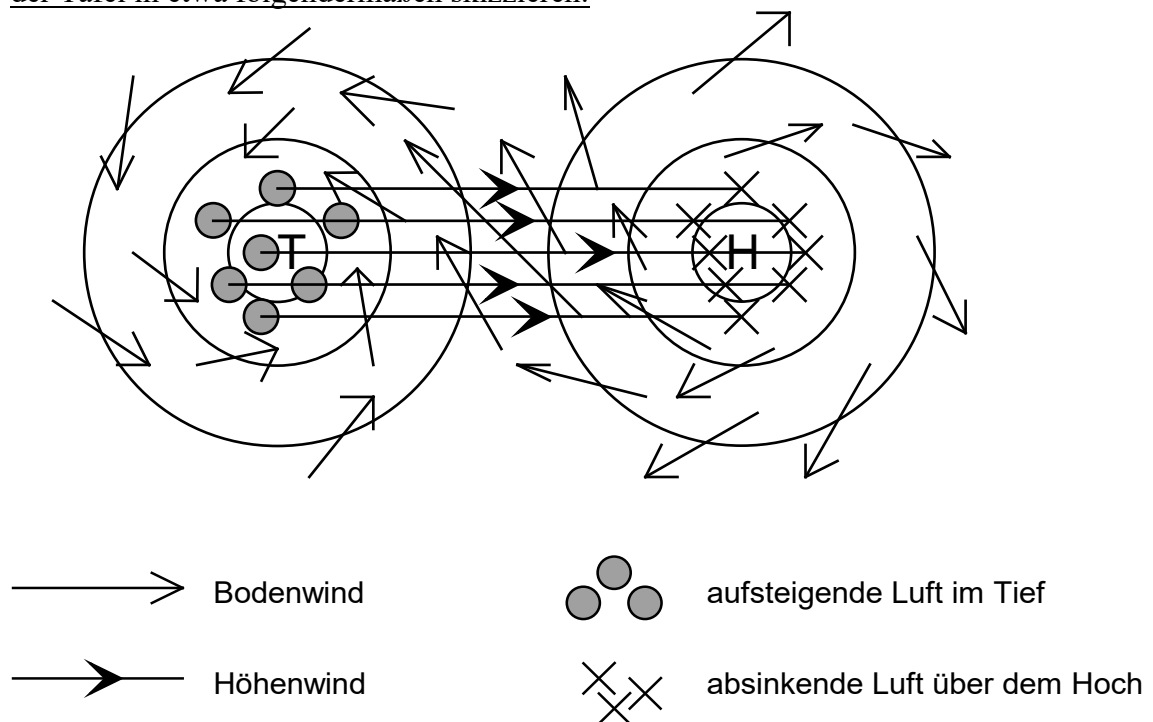
Hochdruckgebiet

Hochdruckgebiete entstehen in der Westwindzone also meist aus dynamischen Gründen, d.h. die Luft die in den Tiefs aufsteigt, muß als Ausgleich ja irgendwo wieder absinken.

[Zu den Abbildungen auf dem Informationsblatt: Zu den Skizzen unter (a) bis (f) vgl. Pohlmann D.: Wetterkunde: Ein Lehrgang für Arbeitsgemeinschaften in der Sekundarstufe II, Köln 1974 (Aulis-Verlag), S. 73, Abb. 50. Die dreidimensionale schematische Darstellung des Strömungsverlaufs zwischen Hoch- und Tiefdruckgebiet wurde entnommen aus Roth G.D.: Wetterkunde für alle: Was man über unser Wetter wissen muß. München / Wien / Zürich 1989 (Sonderausgabe des BLV-Verlags), S. 174 oben.]

So wie in der obigen Handreichung beschrieben, bespricht der Lehrer auch die Entstehung eines Hochdruckgebiets in der Westwindzone sowie den Strömungsverlauf zwischen Hoch und Tief.

Den Strömungsverlauf zwischen Hoch- und Tiefdruckgebiet kann der Lehrer auch an der Tafel in etwa folgendermaßen skizzieren:



Ergebnis festhalten:

Zirkulation zwischen Hoch und Tief: Der Wind weht am Boden entgegen dem Uhrzeigersinn spiralförmig in das Tiefdruckgebiet hinein, steigt im Bereich des Tiefdruckzentrums T auf, fließt als Höhenwind zum Hochdruckgebiet, sinkt dort über dem Gebiet des Hochdruckkerns H ab, so daß ein Teil der Luft am Boden wieder auf das Tief zuströmen kann.

Betrachtet man die Luftströmung zwischen einem Hoch- und Tiefdruckgebiet in Bodennähe, so stellt sich die Frage:

Warum fließt die Luft am Boden nicht direkt entlang des stärksten Druckgefälles geradlinig vom Gebiet höheren Luftdrucks (vom Hochdruckzentrum) zum Gebiet niedrigeren Luftdrucks (zum Kern des Tiefs), sondern weht als Bodenwind im Uhrzeigersinn spiralförmig aus dem Hochdruckgebiet heraus und entgegen dem Uhrzeigersinn spiralförmig in das Tief ein ?

Diese Frage ist an die Schüler zu richten, die darüber nachdenken sollen und sich eventuell schon eine Antwort darauf überlegen.

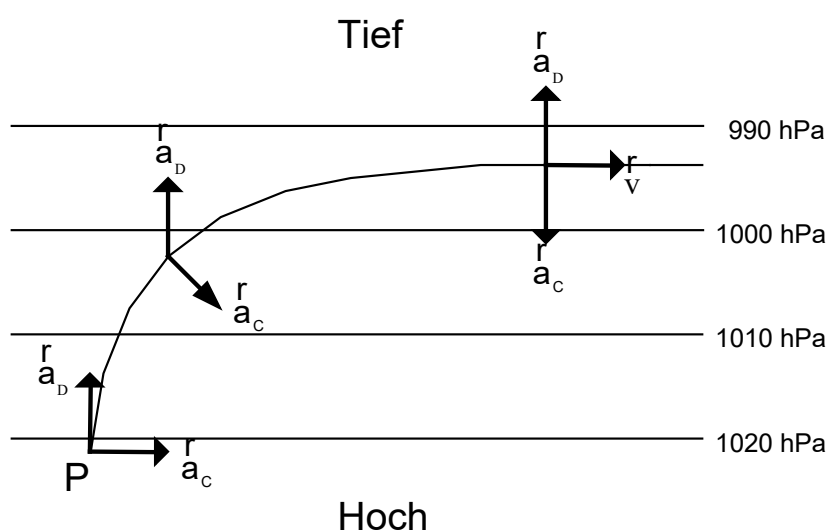
Antwort: Die Ursache liegt in der auftretenden Coriolisablenkung bewegter Luft!

### 3.3. Einfluß der Coriolisablenkung und der Bodenreibung bei der Luftströmung um Druckgebilde (Hoch- und Tiefdruckgebiet):

Der GEOSTROPHISCHE WIND

Ausgangssituation: geradlinige, parallele Isobaren

Skizze an die Tafel:



Erklärung: Ein Luftpaket setzt sich im Punkt P durch die an ihm wirkende Druckgradientkraft in Bewegung, erfährt also die Druckbeschleunigung  $\dot{a}_D$ , die senkrecht zu den Isobaren vom Hoch zum Tief weist. "Die Coriolisbeschleunigung"  $\dot{a}_C$  "bewirkt, daß der Wind auf seinem Wege ständig die Richtung ändert (auf der Nordhalbkugel stets nach rechts!), bis sich die Beschleunigungen aufheben" ( $\dot{a}_D + \dot{a}_C = 0$ ) "und der Wind parallel zu den Isobaren weht."<sup>656)</sup>

Definition: Man nennt den Wind entlang geradliniger, zueinander parallel liegender Isobaren, für den gilt  $\dot{a}_D = -\dot{a}_C$  *geostrophischen Wind*. Er ist in den höheren Atmosphärenschichten anzutreffen, wo der Reibungseinfluß der Erdoberfläche auf die sich bewegende Luft vernachlässigbar klein ist und keine Rolle mehr spielt.<sup>657)</sup>

Die Berechnung seiner Geschwindigkeit:  $\dot{a}_D = -\dot{a}_C \Rightarrow |a_D| = |a_C|$

Einsetzen von Gl. 15 und Gl. 17:

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta s} = 2\omega v \cdot \sin \gamma$$

mit  $\rho$  = Luftdichte in der betrachteten Höhe,

$$\frac{\Delta p}{\Delta s} = \text{Druckgefälle,}$$

$\omega$  = Winkelgeschwindigkeit der Erde

$$\gamma = \angle(\vec{v}, \text{Drehachse der Erde})$$

$$\Rightarrow v_{\text{geostr.}} = \frac{1}{2\omega \cdot \sin \gamma} \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta s} \quad (\text{Gl. 18})$$

Der geostrophische Wind weht entlang der Isobaren in die Richtung, so daß das Gebiet des höheren Luftdrucks in Strömungsrichtung rechts, das Gebiet des niedrigeren Luftdrucks links liegt.<sup>658)</sup>

Daraus ergibt sich: In den höheren Atmosphärenschichten weht der Wind entlang der Isobaren im Uhrzeigersinn um den Kern des Hochdruckgebiets und entgegen dem Uhrzeigersinn um das Tiefdruckzentrum.

Wichtige Mitteilung des Lehrers: Es spielt zwar hier zusätzlich noch die Zentrifugalkraft eine Rolle, da ja um die Druckgebilde die strömende Luft eine gekrümmte Bahn beschreibt, jedoch ändert dies nichts an dieser Tatsache.

Der Reibungseinfluß in Bodennähe hat zur Folge, daß die sich bewegende Luft gebremst wird und eine Geschwindigkeitskomponente in Druckgefällerrichtung erhält. Der Wind ist also nicht mehr isobarenparallel. Demnach ergibt sich ein spiralförmiges Hineinwehen des Bodenwindes in das Tiefdruckzentrum bzw. ein spiralförmiges Herausfließen des bodennahen Luft aus dem Hochdruckkern.

Falls der Lehrer die 14. Unterrichtsstunde im Rahmen des hier vorgestellten Unterrichtszyklus hält, weist der darauf hin: Genauer werden wir die Strömung um Hoch- und Tiefdruckgebiete in der Höhe und am Boden in der nächsten Stunde untersuchen.

### **3.4. Tiefdruckgebiet als Schlechtwetterzone v.s. Hochdruckgebiet als Schönwetterzone**

Problemstellung: Wir haben uns bisher nur mit der Luftströmung um Hoch- und Tiefdruckgebiete beschäftigt. Es ist aber immer noch die Frage offen, warum ein Tief (eine Zyklone) in der Regel Schlechtwetter und starke Bewölkung mit sich führt, jedoch ein Hoch (eine Antizyklone) fast ausschließlich Schönwetter, d.h. wolkenlosen Himmel.

Der Grund dafür liegt in folgenden physikalischen Phänomenen:

Ein aufsteigendes nicht mit Wasserdampf gesättigtes Luftpaket kühlt um 1°C pro 100 m Höhenänderung ab.

Ein mit Wasserdampf gesättigtes Luftpaket ( $r = 100 \%$ ) kühlt beim Aufsteigen um im Mittel 0,6°C pro 100 m Höhenänderung ab.

Umgekehrt gilt:

Ein absinkendes nicht mit Wasserdampf gesättigtes Luftpaket erwärmt sich um 1°C pro 100 m Höhenänderung.

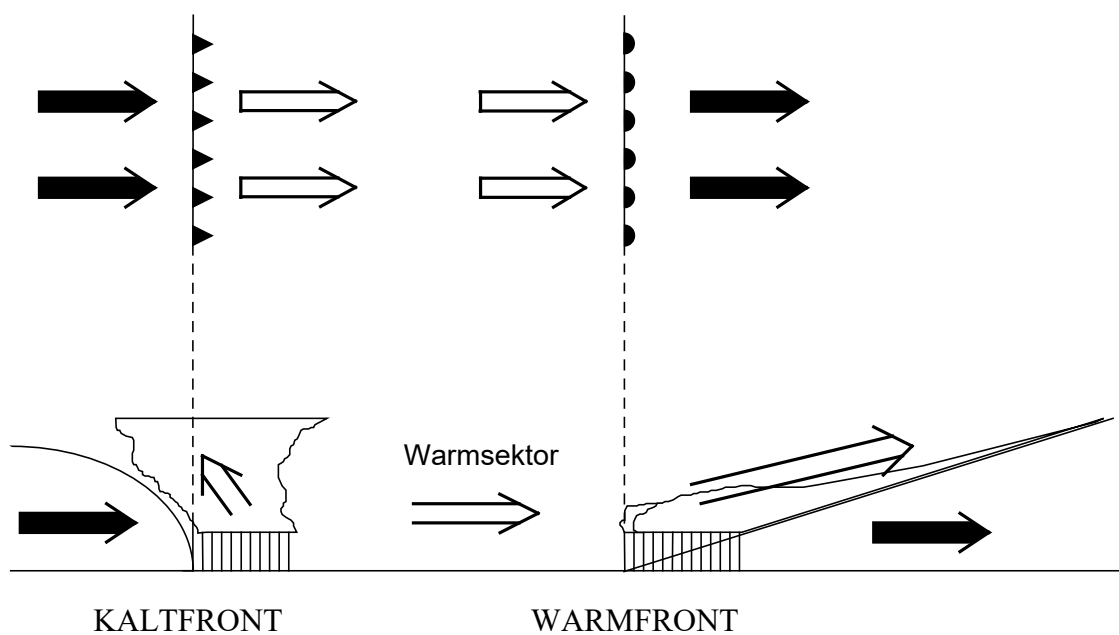
Mit Nebel- bzw. Wolkenröpfchen druchsetzte Luft ( $r = 100 \%$ ) erwärmt sich beim Absinken im Mittel um 0,6°C pro 100 m Höhenabnahme.<sup>659)</sup>

Zu einer Erklärung hierzu verweist der Lehrer auf das folgende Kapitel: Eine genaue Erläuterung zu diesem Temperaturverhalten sich vertikal bewegender Luft werde ich zu Beginn des Kapitels 4 (in einer späteren Stunde) liefern.

Was passiert also nun in einem Tiefdruckgebiet ?

→ Im Tief steigt, wie wir bereits wissen, die Luft auf. Sie kühlt sich dabei um ca.  $1\text{ °C}$  pro  $100\text{m}$  ab, bis sie in einer gewissen Höhe den Taupunkt erreicht. Es ist dies der Temperaturpunkt, bei dem der in der aufsteigenden Luft vorhandene Wasserdampfgehalt  $a$  zur Sättigungsmenge  $A$  wird. Oberhalb des Niveaus, wo nun der Taupunkt unterschritten wird, scheidet die nach oben strebende Luft den überschüssigen Wasserdampf in Form von Wolkentröpfchen aus, denn sie kann nun weniger Wasserdampf aufnehmen, als in ihr ursprünglich enthalten war. Es bilden sich also Wolken. Die mit Wasserdampf gesättigte Wolkenluft wird im Tief immer weiter nach oben gesogen, wobei sie sich weiter abkühlt (nun aber um ca.  $0,6\text{°C}$  pro  $100\text{ m}$ ) und fortlaufend den überschüssigen Wasserdampf in Tröpfchenform kondensiert (denn die Sättigungsmenge der kälter werdenden Luft wird immer kleiner). Es entstehen folglich hochreichende Wolken aus denen Niederschlag fällt.

Dieser nun beschriebene Prozeß der Wolkenbildung durch aufsteigende Luft findet vor allem an den TIEFDRUCKFRONTEN statt:

Skizze an die Tafel:

Vordringende schwere Kaltluft schiebt sich keilförmig unter die warme Luft und hebt diese an. Durch dieses Aufsteigen warmer Luft in große Höhen entstehen mächtige Schauer- und Gewitterwolken an der Front.

Die leichtere Warmluft gleitet über der kalten, schwereren Luft auf. Dadurch gewinnt sie an Höhe und kühlt dabei bis unter den Taupunkt ab, so daß sich eine schichtförmige Aufgleitbewölkung ausbildet. Aus den mächtigen Wolken der Warmfront fallen gleichmäßige oft langanhaltende Niederschläge (Regen, Schnee).

[Falls der Lehrer darauf Wert legt, kann er an dieser Stelle kurz auf die Okklusion und ihre Formen (Warmfrontokklusion, Kaltfrontokklusion) eingehen. Siehe hierzu theoretischer Teil, Kap. 1.1.3. .]

Fazit: Tiefdruckgebiete und Tiefdruckfronten führen schlechtes Wetter mit sich.

Was passiert nun in einem Hochdruckgebiet ?

→ Wie wir wissen, sinkt die Luft über einer Hochdruckzone ab. Absinkende Luft jedoch erwärmt sich und wärmere Luft kann mehr Wasserdampf aufnehmen. Also führt das Absinken der Luft dazu, daß in ihr vorhandene Wassertröpfchen verdunsten bzw. daß sich eventuell vorhandene Wolken auflösen. Daher herrscht über einem Hochdruckgebiet in der Regel (!) klares und schönes Wetter mit geringer Bewölkung.<sup>660)</sup>

Falls die folgende beschriebene 14. Stunde übersprungen, d.h. nicht gehalten wird, abschließend ein Ausblick auf das nächste Thema im Rahmen der Unterrichtssequenz:

Im Zusammenhang mit Tiefdruckgebieten und Schlechtwetterfronten haben wir uns bereits ein bisschen mit der Wolkenbildung beschäftigt, jedoch nur ganz allgemein. Genauer mit Wolken, die ein wesentliches Element des Wetters darstellen, werden wir uns in der nächsten Stunde befassen.

### **Beurteilung der 13. Unterrichtsstunde aufgrund der gemachten Erfahrungen am Gymnasium Puchheim:**

Bei der Besprechung des Lebenslaufs eines Tiefdruckgebiets in der Westwindzone wollten die Schüler 3 Punkte mit Recht genauer erklärt haben als dies auf der ihnen ausgeteilten Information stand und als ihnen demnach erläutert wurde:

So wollten sie wissen, warum erstens in einem Gebiet an der Polarfront der Luftdruck fällt und warum damit verbunden zweitens dieser Vorgang zur Deformierung der Front führt.

Der erste Teil der Frage konnte sofort beantwortet werden. Die richtige Antwort auf den zweiten Teil der Frage konnte jedoch erst später gegeben werden, nachdem bekannt war, daß der Wind in Bodennähe um ein Tiefdruckgebiet links herumweht:

1. Die polaren Bereiche sind aufgrund der geringen Sonneneinstrahlung stark ausgekühlt, ebenso die darüber befindliche Atmosphäre, während die Luft im Bereich südlich der Westwindzone bzw. Polarfront deutlich wärmer ist. Dieser Temperaturgegensatz ist wie beim Land-Seewind-Mechanismus bestrebt, sich so auszugleichen, daß die wärmere subtropische Luft, die über der geneigten Polarfront liegt, aufsteigt, zu den Polen fließt, dort absinkt, um abgekühlt als polarer Nordostwind wieder zur Westwindzone zu gelangen (vgl. hierzu Übersichtskopie der 12. Unterrichtsstunde: Skizze zum Querschnitt des planetarischen Windsystems auf der Nordhalbkugel und Punkt 10.)). So fällt, ausgelöst durch unbedeutende Veränderungen an bestimmten Stellen an der Polarfront (z.B. durch eine kleine geländebedingte Verschiebung ihrer Position) der Luftdruck, da hier die Luft in der Höhe in Richtung Nordpol zu fließen beginnt und demnach eine Abnahme der Luftmenge über diesem Gebiet stattfindet.

2. Gleichzeitig ist mit dem Fallen des Luftdrucks an einer bestimmten Stelle die Deformation der Polarfront verbunden, da ja um den Bereich des tiefen Luftdrucks die Luft entgegen dem Uhrzeigersinn zirkuliert.<sup>661)</sup>

Die dritte berechnete Frage der Schüler war, warum die Kaltfront schneller zieht als die Warmfront. Die richtige Antwort darauf konnte erst mitgeteilt werden, nachdem gegen Ende der Stunde die Warm- und Kaltfront, wie oben beschrieben behandelt wurde:

Die Kaltluft schiebt sich erstens keilförmig unter die Warmluft. Zweitens eilt oft Kaltluft in der Höhe der augenblicklichen Front am Boden voraus, so daß sich insgesamt die kalte Luft relativ schnell vorwärts verlagert. Die Warmluft über der Warmfront hingegen liegt stabil über der kalten. Während in Bodennähe die Bewegungsgeschwindigkeit der Front durch Reibung gebremst wird, ist sie in der Höhe oberhalb der Reibungs-

schicht (ca. 1000 m über Grund) unverändert. Dadurch wird die Front in die Länge gezogen. Die Schichtung wird nur noch stabiler. Eine langsamere Vorwärtsverlagerung ist die Folge.<sup>662)</sup> Fazit: "Im allgemeinen verlagern sich Kaltfronten schneller als Warmfronten."<sup>663)</sup>

Insgesamt waren die Schüler ziemlich interessiert am Unterrichtsgeschehen beteiligt, was ja auch diese Fragen zeigten. Sie jammerten nicht und zeigten sich am Ende dieser Stunde erstaunlicherweise nicht sonderlich erschöpft, obwohl vor allem in dieser Stunde im Grunde enorm viele Neuigkeiten in vergleichsmäßig kurzer Zeit aufnehmen mußten, wie man aus dem oben beschriebenen Unterrichtsablauf nachvollziehen kann.

## **14. Stunde\*: Strömung um Hoch- und Tiefdruckgebiete**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Zu Beginn der Stunde werden die wichtigsten Ergebnisse der vergangenen Stunde wiederholend festgehalten. Daran anknüpfend beginnt der Lehrer, in Zusammenarbeit mit den Schülern die Strömung um Hoch- und Tiefdruckgebiete physikalisch exakt zu begründen. So wird zunächst der Reibungseinfluß vernachlässigt. Für die Zyklone zeichnet der Lehrer das Beschleunigungsgleichgewicht ein, das sich für ein Luftteilchen am Rande des Druckzentrums ergibt. Für die Antizyklone probieren dies die Schüler selbst, bevor der Lehrer die Auflösung an die Tafel skizziert. Man erhält für beide Druckgebilde isobarenparallele Strömung, wie sie auch oberhalb der ca. 1000 m hohen Reibungsschicht vorliegt. Wie der Einfluß der Bodenreibung sich auf die Strömung um ein Tiefdruckgebiet auswirkt, zeigt der Lehrer durch Einzeichnen der entsprechenden Beschleunigungsvektoren an einer Stelle seitlich des Druckzentrums. Die Schüler sollen nun auf gleiche Weise versuchen, unter Berücksichtigung der Reibung für das Hochdruckgebiet die Beschleunigungskonstellation für ein Luftteilchen seitlich des Hochdruckkerns zu konstruieren. Ist noch Zeit vorhanden und legt der Lehrer Wert darauf, kann er abschließend zu dieser Stunde für die reibungsbedingte Bremsverzögerung der strömenden Luft den Ansatz machen  $\vec{a}_R = -\tilde{k} \cdot \vec{v}$  und aus der gezeichneten Skizze, die das Beschleunigungsgleichgewicht der spiralförmig in das Tief einwehenden Luft zeigt, eine Beziehung zwischen  $\tilde{k}$  und  $\alpha$  (= Winkel zwischen Windgeschwindigkeit und Druckbeschleunigung) herleiten. Er erwähnt, daß man daraus  $a_R$  an einer bestimmten Stelle des Tiefs berechnen kann. Er diskutiert den hergeleiteten Zusammenhang: Man kann z.B. ablesen, daß es um das Tief nie zu einer Strömung kommen kann, die sich exakt längs des Druckgefälles, d.h. senkrecht zu den Isobaren erstreckt.

Diese Unterrichtsstunde dient vor allem der Wiederholung und Vertiefung des Gelernten aus der vergangenen 13. Stunde. Die Schüler wurden nämlich hier mit einer Menge von neuem Wissen konfrontiert, das sie erst verarbeiten müssen. Da jedoch diese Stunde in Bezug auf den weiteren Verlauf dieser Unterrichtssequenz keine fundamentalen, wichtigen Neuigkeiten vermittelt, sie ziemlich theoretisch aufgebaut ist und somit auf die Schüler eher trocken wirkt, kann sie auch weggelassen werden.

## Unterrichtsablauf der 14. Stunde:

Zu Beginn der Stunde Wiederholung der wichtigsten Ergebnisse der vergangenen (13.) Stunde: Lebenslauf eines Tiefdruckgebiets in der Westwindzone, Hochdruckbildung in der Westwindzone, Strömungszusammenhang zwischen Hoch und Tief, Wolkenbildung im Bereich eines Tiefs  $\leftrightarrow$  Wolkenauflösung im Bereich eines Hochs.

Wir wissen, daß der Wind in ein Tiefdruckgebiet entgegen dem Uhrzeigersinn spiralförmig hineinzirkuliert und aus einem Hochdruckgebiet im Uhrzeigersinn spiralförmig herausweht. Warum dies so ist, haben wir bereits in der letzten Stunde angesprochen. Heute werden wir die Strömung um Hoch- und Tiefdruckgebiete aber etwas ausführlicher begründen als in der vergangenen Stunde.

Überschrift:

### **3.5. Genaue Untersuchung der Strömung um Hoch- und Tiefdruckgebiete**

#### **3.5.1. Strömung um Hoch- und Tiefdruckgebiete ohne Berücksichtigung der Bodenreibung (Unterüberschrift)**

Ausführlich wiederholen: geostrophischer Wind (weht entlang parallel liegender Isobaren, so daß der tiefe Druck in Strömungsrichtung links liegt, es herrscht Kräftegleichgewicht  $\vec{F}_D = -\vec{F}_C$ , so daß auf die Luftteilchen keine beschleunigende oder ablenkende Kraft wirkt).

Bei den gekrümmten Isobaren tritt noch eine weitere Kraft zur Druckkraft und Corioliskraft hinzu, die sich auf die sich bewegenden Luftteilchen auswirkt.

Frage an die Schüler: Um welche Kraft handelt es sich hier?

Antwort: Es handelt sich um die Zentrifugalkraft  $\vec{F}_F$ .

Es ist dies z.B. die Kraft, die scheinbar auf die Insassen eines Autos wirkt, wenn dieses eine Kurve fährt. Genauso erfahren die Luftteilchen eines Windes, der gekrümmt verläuft, diese Zentrifugalkraft  $\vec{F}_F$  in Richtung des Krümmungsradius nach außen.

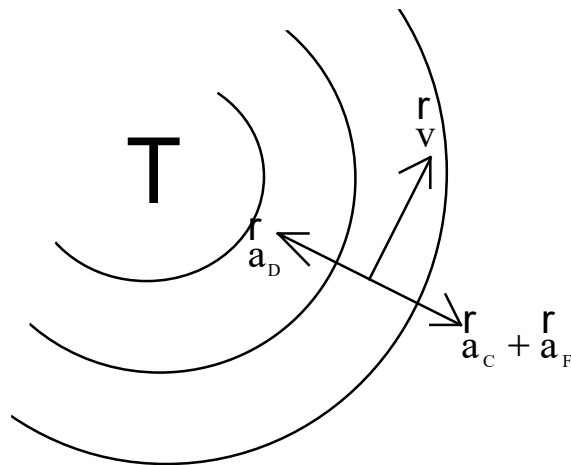
Es gilt, daß der Betrag der im rotierenden System auftretenden Zentrifugalkraft gleich dem Betrag der Zentripetalkraft ist, also  $F_F = F_Z$ .

$\Rightarrow F_F = F_Z = m \cdot \frac{v^2}{r}$  (Gl. 19), wobei  $r$  der Abstand der rotierenden Masse zum Drehzentrum ist.

$\Rightarrow a_F = \frac{F_F}{m} = \frac{v^2}{r}$  (Gl. 20) ist die zugehörige Zentrifugalbeschleunigung.

Bei der Strömung um ein Tief stellt sich folgendes Gleichgewicht der Beschleunigungen ein:

Skizze an die Tafel:



$$\dot{a}_D = -(\dot{a}_C + \dot{a}_F)$$

Dabei zeigt die Zentrifugalbeschleunigung  $\dot{a}_F$ , die entsteht, weil der Wind um das Tiefdruckzentrum rotiert, nach außen.

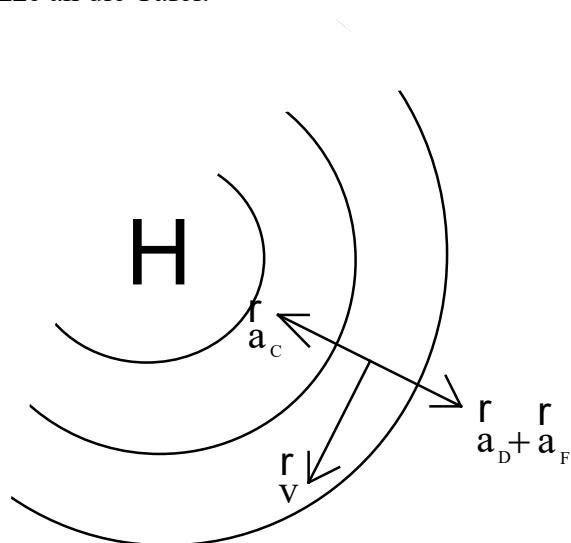
Frage des Lehrers: Welches Gleichgewicht der Beschleunigungen herrscht bei der Strömung um ein Hoch vor?

Die Schüler nun selbst das Beschleunigungsgleichgewicht zeichnen lassen. Der Lehrer geht durch die Bänke und schaut sich die Resultate an.

Auflösung der Frage:

Bei der Strömung um ein Hoch haben wir folgendes Gleichgewicht der Beschleunigungen:

Skizze an die Tafel:



$$\dot{a}_C = -(\dot{a}_D + \dot{a}_F)$$

Dabei zeigt auch hier die Zentrifugalbeschleunigung  $\dot{a}_F$ , die entsteht, weil der Wind um das Hochdruckzentrum rotiert, nach außen.

Aus den Skizzen liest man ab: In den höheren Atmosphärenschichten (oberhalb 1000 m über Grund), wo der Reibungseinfluß der Erdoberfläche auf die sich bewegende keine Rolle mehr spielt, weht der Wind entlang der Isobaren im Uhrzeigersinn um den Kern des Hochdruckgebiets und entgegen dem Uhrzeigersinn um das Tiefdruckzentrum.<sup>664)</sup>

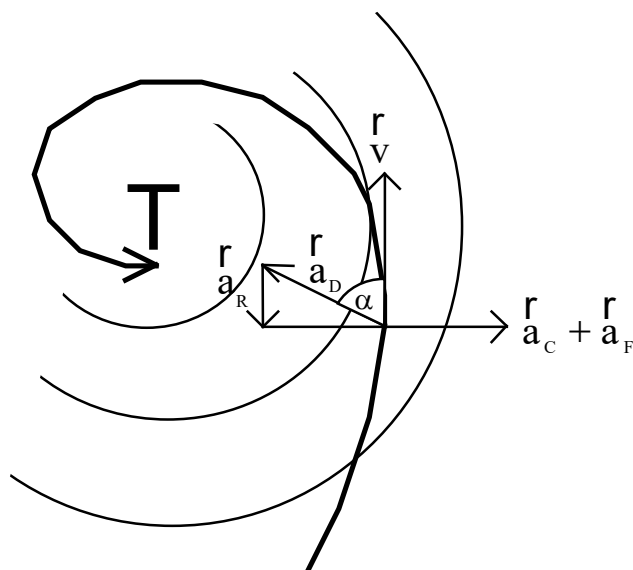
### 3.5.2. Bodenströmung um Hoch- und Tiefdruckgebiete unter Berücksichtigung der Bodenreibung

Der Lehrer erklärt das Phänomen der Bodenreibung:

Auf den Bodenwind wirkt entgegen der Bewegungsrichtung eine Reibungskraft  $\dot{R}$ , weil die nicht glatte Erdoberfläche (Häuser, Wälder, Hügel, Oberflächenrelief) für die sich bewegende Luft einen Widerstand darstellt. Ein Luftvolumen der Masse  $m$  erfährt daher eine Bremsverzögerung  $\dot{a}_R = \frac{\dot{R}}{m}$ . Mit der Höhe nimmt  $\dot{a}_R$  bzw.  $\dot{R}$  ab und kann ab ca. 1000 m über Grund vernachlässigt werden.

Um ein Tiefdruckgebiet ergibt sich also in Bodennähe folgendes Gleichgewicht der Beschleunigungen:

Skizze an die Tafel (siehe folgende Seite oben):

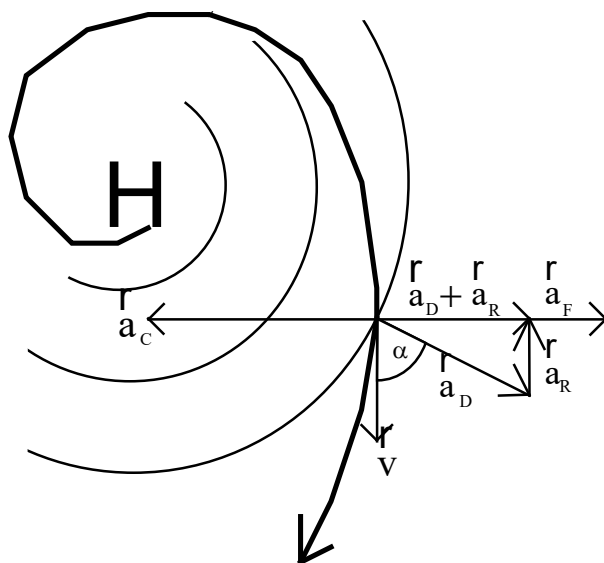


$$\dot{a}_D + \dot{a}_R = \dot{a}_C + \dot{a}_F$$

[Zu dieser Skizze vgl. Pohlmann D.: Wetterkunde: Ein Lehrgang für Arbeitsgemeinschaften in der Sekundarstufe II. Köln 1974 (Aulis-Verlag), S. 69, Abb. 48.]

Frage des Lehrers: Wie schaut die Konstellation der Beschleunigungsvektoren unter Berücksichtigung der Reibung bei einem Hochdruckgebiet aus ?

Die Schüler nun versuchen lassen, das Beschleunigungsgleichgewicht für diesem Fall in das Heft zu zeichnen. Sie sollen dabei einen Bleistift verwenden und nur leicht aufdrücken, um fehlerhafte Skizzen mit Radiergummi wieder entfernen zu können. Denn es ist gar nicht so leicht, sofort auf die richtige Lösung zu kommen.

Auflösung des Problems durch Skizze an die Tafel:

$$\begin{aligned} \dot{\mathbf{a}}_C &= -(\dot{\mathbf{a}}_D + \dot{\mathbf{a}}_R + \dot{\mathbf{a}}_F) \text{ bzw.} \\ \dot{\mathbf{a}}_C &= -(\dot{\mathbf{a}}_D + \dot{\mathbf{a}}_R) - \dot{\mathbf{a}}_F \end{aligned}$$

Aus den letzten beiden gezeichneten Skizzen können wir ablesen:

In Bodennähe weht der Wind spiralförmig im Uhrzeigersinn aus dem Kern des Hochdruckgebiets heraus und spiralförmig entgegen dem Uhrzeigersinn in das Tiefdruckzentrum hinein. Dies haben wir nun physikalisch durch Zeichnen der entsprechenden Beschleunigungskonstellation auf ein Luftteilchen abgeleitet.

Da mit der Höhe der Reibungseinfluß abnimmt ( $|\dot{\mathbf{a}}_R| = a_R$  wird kleiner und geht gegen Null), wird die Strömung um die Druckgebilde immer mehr isobarenparallel, wie man sich leicht an den beiden letzten Skizzen vorstellen kann, indem man den Vektor  $\dot{\mathbf{a}}_R$  in Gedanken immer kürzer werden läßt. Isobarenparallele Strömung herrscht also ab ca. 1000 m über Grund vor.

Der Winkel  $\alpha$  zwischen dem Geschwindigkeits- und Druckbeschleunigungsvektor ist demnach am kleinsten am Boden und nimmt mit der Höhe bis zu  $\alpha = 90^\circ$  (= isobarenparallele Strömung) zu.

Wir können uns anhand der letzten beiden Skizzen auch vorstellen: Wird die Bodenreibung sehr stark, z.B. durch ein sehr rauhes Oberflächenrelief (hohe Häuser, kantiges Gelände), so weicht die Bodenströmung stark von der Isobarenrichtung ab, so daß der Wind immer mehr senkrecht zu den Isobaren, d.h. immer mehr entlang des Druckgefälles weht.

Falls noch genügend Zeit bleibt, kann der Lehrer für die Reibungskraft ansetzen:

$$\dot{\mathbf{R}} = -k \cdot \dot{\mathbf{v}}, \quad k \text{ ist eine Konstante (Gl. 21)}$$

$$\Rightarrow \dot{\mathbf{a}}_R = \frac{\dot{\mathbf{R}}}{m} = -\frac{k}{m} \cdot \dot{\mathbf{v}} = -\tilde{k} \cdot \dot{\mathbf{v}}, \quad \text{also: } \dot{\mathbf{a}}_R = -\tilde{k} \cdot \dot{\mathbf{v}}, \quad \tilde{k} \text{ ist eine Konstante (Gl. 22)}$$

$\uparrow$   
 $\tilde{k} := \frac{k}{m}$

Damit besteht nun die Möglichkeit, wie dies im Theorieteil in Kap. 1.1.3. vorgeführt wird, durch geometrische Überlegungen am Beispiel des Tiefdruckgebiets (vorletzte Skizze) eine Beziehung zwischen  $\tilde{k}$  und  $\alpha$  herzustellen:

$$\tan \alpha = \frac{a_C + a_F}{a_R} = \frac{a_C + a_F}{\tilde{k} \cdot v} \quad (\text{Gl. 23})$$

$$\text{bzw.} \quad \tilde{k} = \frac{a_C + a_F}{v \cdot \tan \alpha} \quad (\text{Gl. 24}).$$

#### Mitteilung des Lehrers:

Setzt man die Formeln für  $a_C$  (Gl.17) und  $a_F$  (Gl. 20) in Gl. 24 ein so läßt sich  $\tilde{k}$  und damit die Bremsverzögerung  $a_R$  aus der Windgeschwindigkeit  $v$ , dem Winkel  $\alpha$ , dem Winkel  $\gamma$ , der Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation  $\omega$  und der Krümmung der Isobaren an der betrachteten Stelle (Krümmungsradius  $r$ ) berechnen.

#### Gl. 23 und Gl. 24 sind abschließend zu diskutieren:

1.  $\alpha \rightarrow 0^\circ \Leftrightarrow \tan \alpha \rightarrow 0 \Leftrightarrow \tilde{k} \rightarrow \infty$ , d.h. erst bei unendlich großer Reibung würde der Bodenwind senkrecht zu den Isobaren in Druckgefällerrichtung wehen. Da aber die Reibungskraft immer einen endlichen Wert annimmt, ist dies nie der Fall.
2.  $\alpha \rightarrow 90^\circ \Leftrightarrow \tan \alpha \rightarrow \infty \Leftrightarrow \tilde{k} \rightarrow 0$ , d.h. die Strömung wird isobarenparallel genau dann, wenn der Reibungseinfluß verschwindet.<sup>665)</sup>

## **15. Stunde: Wolken: Grundlegender Wolkenbildungsprozeß**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Nach einer motivierenden Vorausschau auf den Inhalt der folgenden Unterrichtsstunden wird in dieser Stunde hauptsächlich der grundlegende Wolkenbildungsprozeß näher beleuchtet, den die Schüler schon in der 13. Stunde kennengelernt haben, nämlich die Abkühlung aufsteigender Luft unter ihren Taupunkt. Dabei erklärt der Lehrer, warum aufsteigende Luft ihr Volumen vergrößert und warum damit eine Abkühlung verbunden ist. Diese Temperaturabnahme verdeutlicht er auch anschaulich unter Zuhilfenahme des Teilchenmodells. Er definiert in diesem Zusammenhang den Vorgang der adiabatischen Expansion bzw. Abkühlung. Wie dies schon in der 7. Stunde geschah, führt der Lehrer nun die adiabatische Abkühlung in einem Versuch vor. Anschließend unterscheidet er zusätzlich noch trockenadiabatische und feuchtadiabatische Temperaturabnahme, wobei letztere auftritt, wenn das weiter nach oben driftende Luftpaket bereits mit Wolkentröpfchen durchsetzt ist. Damit ist der grundlegende Wolkenbildungsprozeß ausführlich erklärt. Der Vollständigkeit halber spricht der Lehrer analog zur Vorgehensweise vorhin mit den Schüler durch, was mit einem absinkenden Luftpaket passiert: Es wird komprimiert und erwärmt sich dabei. Er prägt die Begriffe "adiabatische Kompression", "adiabatische Erwärmung", führt analog zu vorhin die adiabatische Erwärmung mit Hilfe des Versuchsaufbaus dieser Stunde vor und unterscheidet trockenadiabatische und feuchtadiabatische Temperaturzunahme. Abrundend demonstriert der Lehrer die Wolkenbildung mit Hilfe eines Versuchs, den die Schüler mit einfachen Mitteln auch zuhause durchführen können. Ebenso am großen Versuchsaufbau dieser Stunde wird der grundlegende Prozeß der Wolkenentstehung abschließend vorgeführt und damit vertieft. Zum Schluß der Stunde leitet der Lehrer zum Thema der folgenden Unterrichtsstunde über und teilt dazu den Schülern Informationsblätter aus, die sie als Hausaufgabe schon einmal durchlesen sollen.

## Unterrichtsablauf der 15. Stunde:

Motivierende Einleitung: Im Zusammenhang mit Tiefdruckgebieten und Schlechtwetterfronten haben wir uns bereits mit der Wolkenbildung beschäftigt, jedoch eher oberflächlich und nur ganz allgemein.

Wolken gibt es in verschiedensten Gestalten und Arten, wie jeder von uns weiß. Aus dem Wolkenbild des Himmels läßt sich recht gut die Weiterentwicklung des Wetters ablesen. So ist jedem bekannt, daß ein Himmel mit wenig kleinen Wolken am Himmel zumindest für die nächsten paar Stunden gutes Wetter verspricht. Ebenso ist ein bedrohlich dunkel werdender Himmel meist ein Zeichen für in Kürze einsetzenden Regen. Wir werden die Wolkenformen aber genauer studieren, um das weitere Wettergeschehen nicht nur für wenige Stunden, sondern längerfristig und genauer abschätzen zu können. Dazu werden wir im nächsten Kapitel (=Kapitel 4) vorerst auf den am häufigsten auftretenden grundlegenden Wolkenbildungsprozeß näher eingehen, daran anschließend eine grobe Einteilung in Wolkengattungen vornehmen und dabei die wichtigsten grundlegenden Prozesse betrachten, die zur Bildung und zum Erscheinungsbild dieser Formen führen. Darauf folgend werden wir dann die Wolkenarten in Bezug auf ihre Wetterbedeutung kennenlernen.

### **4. Wolken: ihre Bildung und Wetterbedeutung (Überschrift)**

Herzeigen einiger Dias mit (beeindruckenden) Wolkenbildern

Frage an die Schüler: Wie entsteht eigentlich eine Wolke ?

#### **Überschrift: 4.1. Grundlegender Wolkenbildungsprozeß:**

Antwort: → wie bereits (in der 13. Stunde) besprochen: Abkühlung aufsteigender Luft einer relativen Feuchte von zunächst  $r < 100 \%$  um  $1^\circ\text{C}$  pro 100 m, die dabei in einer gewissen Höhe den Taupunkt erreicht, so daß ab hier Kondensation zu Wolkentröpfchen einsetzt. (Nach Kondensationsbeginn Abkühlung der Luft nur noch um ca.  $0,6^\circ\text{C}$  pro 100 m Höhenzunahme.)

Der Lehrer wirft die Frage auf: Warum kühlt sich nun eigentlich ein Luftpaket beim Aufsteigen ab bzw. erwärmt sich beim Absinken ?

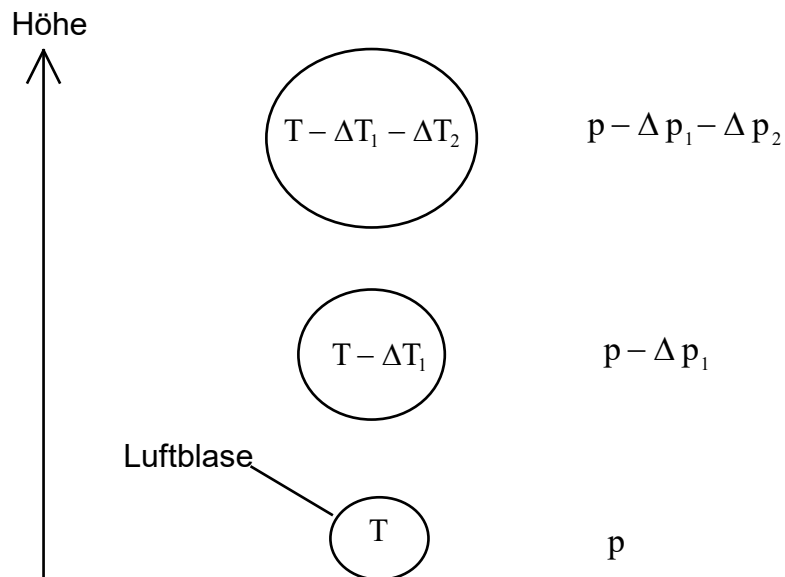
Nach Sammeln von Schülermeinungen dazu erläutert der Lehrer:

Betrachten wir dazu eine bestimmte größere Luftmenge, die in Form einer Luftblase aufsteigt. Da der Luftdruck mit der Höhe abnimmt, wird der Druck außerhalb der Blase beim Aufsteigen geringer als der innerhalb. Daher dehnt sich das Volumen der Blase aus, um ihren inneren Druck dem äußeren anzugleichen.<sup>666)</sup>

Fazit: Aufsteigende Luft dehnt ihr Volumen aus.

Die Volumenvergrößerung ist aber verbunden mit Arbeit, die die Luftblase gegen die von allen Seiten auf sie einwirkenden Druckkräfte leisten muß. Diese Arbeit kann also nur der Luftmenge in der Blase entnommen werden und zwar auf Kosten ihrer thermischen Energie. Also nimmt die Temperatur mit der Höhe ab.<sup>667)</sup>

Zu dieser Erklärung folgende Skizze an die Tafel:



Der Lehrer erklärt in diesem Zusammenhang zur Veranschaulichung:

Aus der Physik der 9. Klasse wissen wir: Die Brown'sche Molekularbewegung ist umso

stärker, je höher die Temperatur ist bzw. umso schwächer, je geringer die Temperatur der Luft.<sup>668)</sup> In anderen Worten: "Je schneller sich die Luftmoleküle bewegen, desto höher ist die Temperatur. Auch nach Kollisionen miteinander behalten die Luftmoleküle in ihrer Gesamtheit ihre Geschwindigkeit bei. Vergrößert aber ein Luftpaket sein Volumen, so entfernen sich alle Moleküle voneinander. Nach der Kollision zweier Luftmoleküle wird die Abprallgeschwindigkeit dann kleiner sein als zuvor. Ein Beispiel aus dem Alltag: Nimmt man einen Tennisschläger vor dem auftreffenden Ball zurück, so wird dieser nur noch abtropfen."<sup>669)</sup>

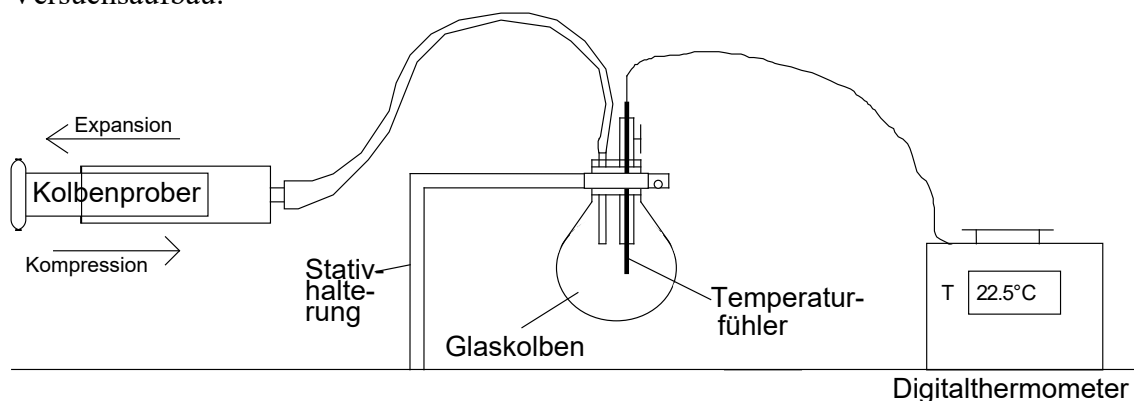
Dies, falls möglich, mit einem Tennisschläger und einem Ball vorführen!

"Für unser Luftpaket bedeutet das: Vergrößert sich das Volumen, so werden die Geschwindigkeit der Moleküle und somit auch die Temperatur abnehmen."<sup>670)</sup>

Definition: Wir nennen die Volumenausdehnung eines abgeschlossenen Luftpakets [von Luft], das [die] keine Wärmeenergie (z.B. durch Wärmeleitung, durch Durchmischung mit der Umgebungsluft, ...) mit der Umgebung austauscht, *adiabatische Expansion*, die damit verbundene Abkühlung des Luftpakets [der Luft] *adiabatische Abkühlung*.

Versuch dazu:

Versuchsaufbau:



Der Versuchsaufbau ist der gleiche wie beim Versuch zur Nebelbildung in der 7. Stunde. Nur befindet sich nun kein Wasser im Glaskolben und man benötigt nun auch keine Experimentierlampe. Es wird, wie dies auch in der 7. Stunde geschah, die adiabatische Abkühlung durch Expansion eines Luftvolumens vorgeführt, indem man den Kolben des Kolbenprobers rasch herauszieht. Dies hat zur Folge, daß die Temperatur für wenige Sekunden um ca.  $0,5^{\circ}\text{C}$  zurückgeht, wie an der Digitalanzeige des elektrischen Thermometers festzustellen ist. Sie steigt aber bald wieder an, da durch Wärmeleitung die Luft im Glasbehälter erwärmt wird. Als Lehrer erwähnt man, daß eine derartige Wärmeleitung nicht auftreten darf, sonst handelt es sich nicht mehr um einen adiabatischen Prozeß. Von einer adiabatischen Volumenänderung (Expansion) darf man nämlich nur dann sprechen, wenn keine Wärmeenergie mit der Umgebung ausgetauscht wird.<sup>671)</sup> Dies ist während des ruckartigen Herausziehens des Kolbenproberkolbens in dieser kurzen Zeit annähernd der Fall, da während dieser kurzen Zeit kaum Wärme durch Wärmeleitung dem Luftvolumen zugeführt werden kann.

Mitteilung des Lehrers in diesem Zusammenhang: Wärmeleitung tritt beim Aufsteigen von Luft bzw. einer Luftblase (z.B. einer ausgedehnten Thermikblase) auch kaum auf, da die aufsteigenden Luftmengen in der Regel sehr groß sind und außerdem die Luft schlecht Wärme leitet.<sup>672)</sup>

Fazit: Aufsteigende Luft expandiert adiabatisch und kühlt damit auch adiabatisch ab. Hat sie dabei den Taupunkt noch nicht überschritten und kommt es daher noch nicht zur Kondensation von Wasserdampf, so beträgt die Temperaturabnahme  $1^{\circ}\text{C}$  pro 100 m Höhenänderung (genau  $0,98^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$ ). Man spricht in diesem Fall auch von einer *trockenadiabatischen Temperaturabnahme*.<sup>673)</sup>

Wird bei weiterem Aufsteigen der Luft nun aber der Taupunkt erreicht, so kondensiert der Wasserdampf zu Wolkentröpfchen. Bei dieser Kondensation wird sogenannte *latente Wärme* frei.

Der Lehrer erklärt: Es ist dies die Wärme(energie), die zum Verdunsten von Wasser verbraucht wurde, um die Wassermoleküle aus dem flüssigen Verband herauszulösen ( $\rightarrow$  Verdunstungswärme wird fühlbar dem Körper nach einem Wasserbad im Sommer entzogen, denn man friert). Diese Verdunstungswärme wird dann bei der Kondensation, also bei der Zusammenlagerung der  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle zu flüssigem Wasser wieder frei und schwächt die weitere Temperaturabnahme eines aufsteigenden Luftpakets mit der Höhe.

Daher kühlt die Luft nach Einsetzen der Kondensation beim Aufsteigen nur noch um ca.  $0,6^{\circ}\text{C}$  pro 100 m Höhenzunahme ab. Man spricht hier von einer *feuchtadiabatischen Temperaturabnahme*.<sup>674)</sup>

Der Vollständigkeit halber in diesem Zusammenhang den selben Vorgang für absinkende Luft mit den Schülern durchbesprechen (nur mündlich !):

Dazu betrachten wir nun analog zu vorhin ein absinkendes Luftpaket bzw. eine absinkende Luftblase. Da nun der Luftdruck mit abnehmender Höhe zunimmt, wird der Druck außerhalb der Blase größer als innerhalb, so daß sie, damit sich ein Druckausgleich einstellt, fortlaufend komprimiert wird und ihr Volumen verkleinert.

Fazit: Absinkende Luft schrumpft in ihrem Volumen.

Die äußere Luft verrichtet aber Arbeit an der absinkenden Luftblase, um ihr Volumen zu verkleinern. Diese Energiezufuhr äußert sich in einer Zunahme der inneren thermischen

Energie, so daß sich das Luftpaket erwärmt. Also nimmt die Temperatur absinkender Luft mit fallender Höhe zu.<sup>675)</sup>

Auch diesen Erwärmungsvorgang können wir uns nun anschaulich vorstellen:

Verkleinert sich das Volumen der betrachteten Luftblase bzw. Luftmenge, so bewegen sich die Moleküle in ihr im Mittel aufeinander zu. Es wird dann nach der Kollision zweier Luftmoleküle die Abprallgeschwindigkeit größer sein als zuvor und zwar vergleichsmäßig genauso, wie wenn man mit einem Tennisschläger gegen einen herankommenden Ball schlägt, der dadurch noch an Fahrt gewinnt.

Dies, falls möglich, mit einem (Tisch-)Tennisschläger und -ball vorführen:

Dazu wirft ein Schüler den (Tischtennis-)Ball gegen die (Tisch-)Tennisschlägerfläche, die der Lehrer oder ein anderer Schüler auf den Ball zubewegt.

Für ein Luftpaket, das wir betrachten, bedeutet dies: Verringert sich sein Volumen beim Absinken, so wird die Geschwindigkeit seiner Moleküle größer. Eine größer werdende Molekülgeschwindigkeit bedeutet aber auch eine höher werdende Temperatur, d.h. die Temperatur des absinkenden Luftpakets steigt.<sup>676)</sup>

Definition: Wir nennen die Volumenverkleinerung einer abgeschlossenen Luftmenge [von Luft], die keine Wärmeenergie mit der Umgebung austauscht (z.B. durch Wärmeleitung, durch Durchmischung mit der Umgebungsluft,...), *adiabatische Kompression*, die damit verbundene Erwärmung der Luftmenge [der Luft] *adiabatische Erwärmung*.

Versuch dazu: Nun am Versuchsaufbau dieser Stunde den Kolben des Kolbenprobers rasch hineindrücken. Dies ergibt einen kurzzeitigen Temperaturanstieg der im Glaskolben eingeschlossenen Luft um ca. 0,5 °C. Auch hier gilt: Durch Wärmeleitung sinkt die Temperatur der Luft im Glasbehälter anschließend wieder.

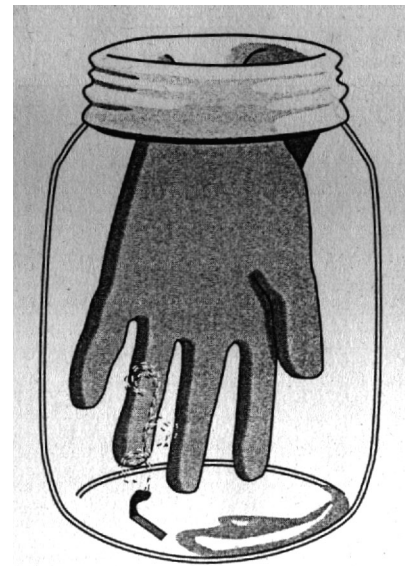
Fazit: Absinkende Luft wird adiabatisch komprimiert und erwärmt sich dabei adiabatisch und zwar um 1°C pro 100 m Höhenabnahme (genau um 0,98°C / 100 m), falls sie nicht mit Nebel- bzw. Wolkenröpfchen durchsetzt ist. Wir sprechen in diesem Fall von einer *trockenadiabatischen Temperaturzunahme*.

Wolkenluft erwärmt sich zwar auch beim Absinken adiabatisch, aber nicht so stark, denn ein Teil der Wärme wird zum Verdunsten der Wolkenröpfchen benötigt. ⇒ Temperaturabnahme absinkender Wolkenluft: ca. 0,6 °C pro 100 m (*feuchtadiabatische Erwärmung*).<sup>677)</sup>

Zusammenfassung: Der Prozeß, der für die Bildung von Wolken meistens verantwortlich ist, ist die adiabatische Abkühlung aufsteigender Luft unter den Taupunkt. Ein häufig auftretender Prozeß, der die Wolken auflösen läßt, ist die adiabatische Erwärmung absinkender Luft ( → z.B. über einem Hochdruckgebiet).

Abschließend zum grundlegenden Wolkenbildungsprozeß ein auflockernder Versuch, den die Schüler auch zuhause ausprobieren können:

Man füllt ein großes Weckglas (Inhalt: ca. 3,8 l, Öffnung mit ca. 13 – 17 cm Durchmesser) am Boden mit etwas Wasser. Darüber stülpt man einen Gummihandschuh und zwar so, daß dessen Finger ins Glas zeigen und man von der Glasöffnung her die Hand in den Handschuh einführen kann (siehe Skizze rechts). Mit der einen Hand hält man das Weckglas fest, mit der anderen im Handschuh macht man eine Faust. Ruckartig zieht man so die Faust ein Stück aus der Glasöffnung heraus. Durch seitliches Beleuchten mit einer Experimentierlampe kann man aber kaum Nebelbildung feststellen. Sie tritt aber gut sichtbar in diesem Moment ein, wenn man unmittelbar vor Überstülpen des Handschuhs in das Glas ein ausgeblasenes, noch glimmendes, rauchendes Streichholz gehalten hat. Dies führt der Lehrer nun vor. Drückt man die Faust wieder rasch hinein, sieht man, daß sich der Nebel im Glas plötzlich wieder auflöst.



[Obige Skizze entnommen aus: Doherty P., Rathjen D.: The Cool Hot Rod and other Electrifying Experiments on Energy and Matter. New York/Brisbane/Toronto/Singapore 1996 (John Wiley & Sons-Verlag), S. 47.]

In Zusammenarbeit mit den Schülern werden anschließend an diesen Versuch die gemachten Beobachtungen erklärt: Durch Herausziehen der Faust haben wir eine Expansion des im Glas befindlichen Luftvolumens durchgeführt. Diese verläuft adiabatisch, weil während der kurzen Zeit des Herausziehens kaum Wärmeaustausch stattfindet. Die mit der adiabatischen Expansion verbundene adiabatische Abkühlung führte dazu, daß die Temperatur den Taupunkt unterschritten hat. Daher kam es zur Nebel- bzw. Wolkenbildung im Glas, aber nur, falls sich Kondensationskerne im Glas befanden. Durch das schnelle Hineindrücken der Faust wurde die Luft umgekehrt adiabatisch komprimiert. Sie erwärmte sich dadurch, so daß der Nebel sich wieder auflösen konnte.<sup>678)</sup>

Den Wolkenbildungsprozeß kann der Lehrer nun ebenso am Versuch mit dem Kolbenprober vorführen, wie er in der 7. Stunde zur Demonstration der Nebelbildung praktizierte:

Er erklärt dabei:

Rasches Herausziehen des Stempels führt zur adiabatischen Expansion und Abkühlung unter den Taupunkt ↔ Analogie: Bei adiabatischer Expansion aufsteigender Luft findet Wolkenbildung statt.

Rasches Hineinschieben des Stempels führt zur adiabatischen Kompression und Erwärmung ↔ Analogie: Wolkenauflösung der absinkenden, sich adiabatisch erwärmenden Luft.

Der Lehrer beginnt mit dem Thema der folgenden Unterrichtsstunde:

#### **4.2. Die Entstehung verschiedener Wolkenformen und -arten**

Überleitung: Wir haben nun den grundlegenden Wolkenbildungsprozeß ausführlich behandelt. Jedoch wissen wir damit noch nicht, wie sich die verschiedenen Wolkenformen entwickeln. Auf diese Frage werden wir nun näher eingehen. Dabei nehmen wir zunächst folgende grobe Einteilung in 4 Wolkengruppen vor:

- 1. Konvektionswolken (Quellwolken)**
- 2. Schichtwolken**
- 3. orographische Bewölkung (geländebedingte Entstehung)**
- (4. Sonderformen)**

Wir werden {die Entstehung orographischer Bewölkung und} ( {....} nur erwähnen, falls die 17. Stunde nicht gehalten wird) die Bildung von Sonderformen bei den Wolken hier nicht extra behandeln. Jedoch werde ich Euch Fotos von ein paar Exemplaren dieser Kategorie{n} zeigen, die für die Einschätzung des weiteren Wettergeschehens besonders nützlich sind (geschieht in der 18. Stunde!).

Abschließend zu dieser Unterrichtsstunde teilt der Lehrer Informationsblätter (4 Kopien) aus, auf denen die Entstehung der verschiedenen Wolkenformen erklärt ist (siehe eingerahmter Abschnitt bei der Beschreibung des Unterrichtsablaufs zur 16. Stunde) und bittet die Schüler, sie zuhause schon einmal durchzulesen.

Sollte noch Zeit vorhanden sein, kann der Lehrer beginnen, die Informationsblätter zu besprechen.

#### **Beurteilung der 15. Unterrichtsstunde aufgrund der gemachten Erfahrungen am Gymnasium Puchheim:**

Die Unterrichtsstunde verlief insgesamt erfolgreich. An den Reaktionen der Schüler (Kopfnicken, richtige Antworten auf kurze Kontrollfragen) konnte man erkennen, daß die Schüler die adiabatischen Prozesse verstanden haben. In der Zusammenarbeit mit den Schülern konnte man auch feststellen, daß die Bedeutung des Taupunkts und der Kondensationsprozeß in der 7. Stunde gut verstanden wurden.

Auf die einleitende Frage, warum eigentlich ein aufsteigendes Luftpaket mit zunehmender Höhe fortlaufend abkühlt, meldeten sich vier Schüler zu Wort: Drei davon glaubten, daß durch das Aufsteigen der Luft sich diese der Temperatur der äußeren nach oben immer kälter werdenden Luft (durch Wärmeleitung) anpaßt. Auf diese drei Antworten teilte der Lehrer mit, daß diese Meinung zwar naheliegend sei, jedoch falsch ist. So wurde plötzlich die Aufmerksamkeit der ganzen Klasse geweckt, und viele schauten erwartungsvoll nach vorne, um die richtige physikalische Begründung des Phänomens zu erfahren. Zu diesem Zeitpunkt meldete sich der vierte Schüler, der das Problem durch Weiterüberlegung überraschend richtig löste. Er hatte folgende Erklärung: 'Damit der Energiesatz erfüllt ist, muß durch Gewinnen von Lageenergie die thermische Energie des aufsteigenden Luftpakets sinken. Dies hat zur Folge, daß es abkühlt.' Daraufhin lobte ihn der Lehrer und sagte, daß diese Aussage richtig ist<sup>(679)</sup> und dieser Prozeß in diesem Sinne noch genauer untersucht wird.

## **16. Stunde: Wolken: Die Entstehung verschiedener Wolkenformen und -arten**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Der Lehrer bespricht in dieser Stunde die Entstehung von Konvektions- und Schichtwolken. Dazu hat er am Ende der vergangenen Stunde bereits eine Übersicht ausgeteilt. Durch diese Informationsblätter muß in dieser Stunde nichts an die Tafel skizziert und geschrieben werden, so daß die Möglichkeit besteht, mehr der wichtigsten, interessantesten Entstehungsarten von Wolken vorzustellen und so einen umfassenden Überblick darüber zu geben. Verbunden mit den einzelnen Wolkenbildungsprozessen stößt man auf verschiedene Wolkenarten, zu denen der Lehrer Dias bzw. auf Folie farbkopierte Fotos zeigt. Haben die Schüler, wie es Hausaufgabe auf diese Stunde war, zuhause die Blätter durchgelesen, wird es ihnen nun leichter fallen, die verschiedenen Möglichkeiten der Wolkenbildung detaillierter zu verstehen.

Vorbereitend auf diese Unterrichtsstunde sollte der Lehrer alle Fälle im Theorieteil die entsprechenden Passagen in Kapitel 1.2.2. durchlesen, um die Wolkenentstehungsprozesse genau erklären zu können. Ebenso sollte er sich mit dem Aussehen der verschiedensten Wolkenarten vertraut machen (Literatur hierzu siehe Literaturempfehlung am Schluß dieser Arbeit!).

Um zu den einzelnen Wolkenbildern zu Fotos zu gelangen, die man den Schülern an die Wand projiziert, gibt es zwei Möglichkeiten: 1. Man fertigt sich eine Diareihe an, indem man Wolkenbilder selbst fotografiert. Dazu benötigt man gewiß ein paar Monate, da innerhalb z.B. einer Woche nie alle Wolkenformen auftreten, die man als Foto festhalten will und kann. 2. Man läßt sich von jeder der wichtigsten Wolkenformen eine Farbkopie aus Büchern, in denen Wolken abgebildet sind (siehe Literaturempfehlung!), auf Tageslichtprojektorfolie machen. Der Nachteil: Farbkopien sind sehr teuer (4 DM bis 10 DM pro Kopie).

In diesem Zusammenhang sei gleich erwähnt: Zusätzlich zu den Fotos dieser Stunde werden noch ein paar mehr in der 18. Unterrichtsstunde benötigt (siehe dort!).

### **Unterrichtsablauf der 16. Stunde:**

Zu Beginn der Stunde wiederholt der Lehrer die grobe Einteilung der Wolken in 4 Wolkengruppen (1. Konvektionswolken bzw. Quellwolken, 2. Schichtwolken, 3. orographische Bewölkung, 4. Sonderformen)

Anhand folgender Übersicht (siehe folgenden, vierseitigen mit eckigen Klammern umrahmten Abschnitt), die der Lehrer am Ende der letzten Stunde auf Kopieblättern (4 Kopien pro Schüler!) ausgeteilt hat und als Folien mit Hilfe eines Tageslichtprojektors an die Wand wirft, erklärt er nun die Entstehung von Konvektionswolken und Schichtwolken. In seine Ausführungen bindet er die Schüler mit ein, indem er zu Erläuterungsschritten Fragen stellt, die die Schüler aufgrund ihres Vorwissens beantworten können (z.B.: "Wie kommt es, daß sich direkt an der Kaltfront solch hohe Schauer und Gewitterwolken bilden?" oder "Wie entsteht an der Warmfront Schichtbewölkung?" →

Vorwissen aus der 13. Stunde, in der die Bewölkungsentstehung an den Fronten besprochen wurde). Gleichzeitig zeigt er zu jeder Wolkengattung ein Foto (zu Cu humilis, Cu mediocris, Cu congestus, Cumulonimbus, Cirrus, Cirrostratus, Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus, Altocumulus, Cirrocumulus), das er neben das Overheadbild, das die entsprechende Stelle der ausgeteilten Übersicht zeigt, an die Wand wirft.

Übersicht zum Unterrichtsthema "Entstehung der verschiedenen Wolkenformen und -arten" (siehe folgende vier Seiten):

## 4.2. Entstehung verschiedener Wolkenformen und -arten

### 1. Konvektionswolken bzw. Quellwolken:

#### Definition:

Unter **Konvektion** versteht man die vertikale Luftbewegung mit Aufsteigen erwärmter Luft bei gleichzeitigem Absinken kälterer Luft in der Umgebung.

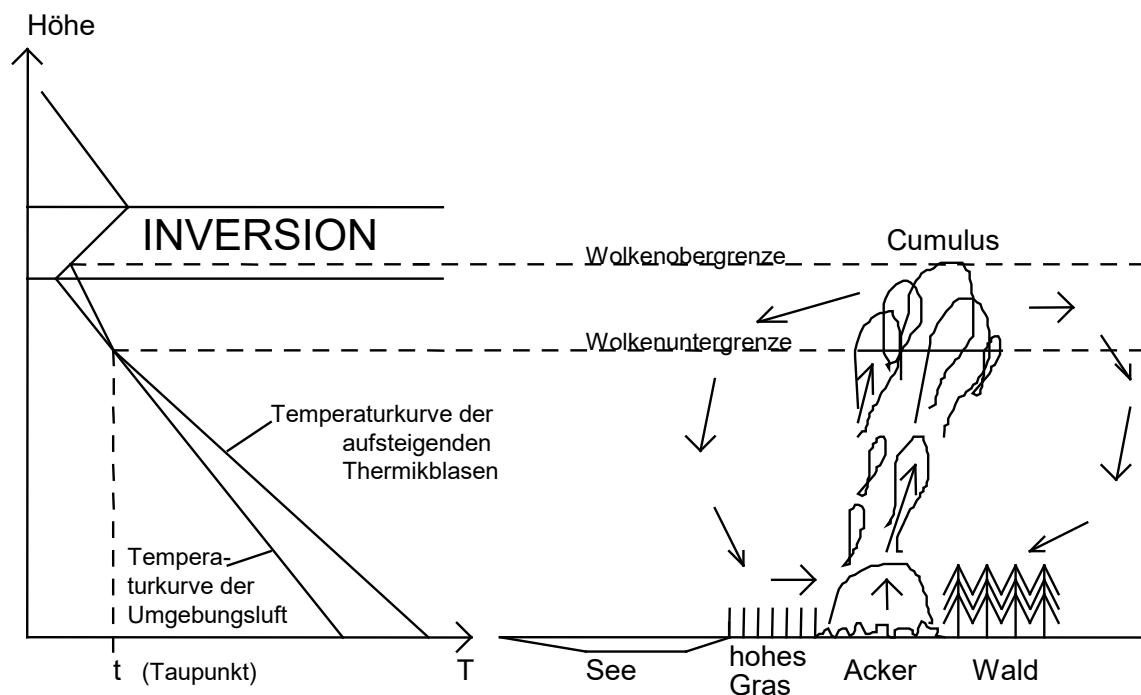
Konvektionswolken entstehen durch Konvektionsvorgänge.

#### Quellwolkenbildung:

→ Über stark erwärmten Stellen im Gelände steigen die im Vergleich zur Umgebungsluft leichteren Warmluftblasen bzw. Thermikblasen auf.

→ Diese kühlen beim Aufsteigen adiabatisch ab, bis sie den Taupunkt in einer gewissen Höhe (= Kondensationsniveau) unterschreiten und ab hier den in ihnen enthaltenen Wasserdampf zu Wolkentropfen kondensieren.

→ Es werden die aufsteigenden Warmluftblasen an der entstehenden Wolke sichtbar. Man spricht von einer **Quellwolke** bzw. von **Cumulus** (=Haufenwolke).



→ Die Warmluft steigt in Paketform nur dann weiter in die Höhe, wenn sie dabei wärmer bleibt als die Umgebungsluft und damit weiter Auftrieb hat. Ansonsten hört die Aufwärtsbewegung auf.

→ Sie stoppt daher meist an einer Inversion (= Luftschicht, in der die Temperatur mit der Höhe zunimmt).

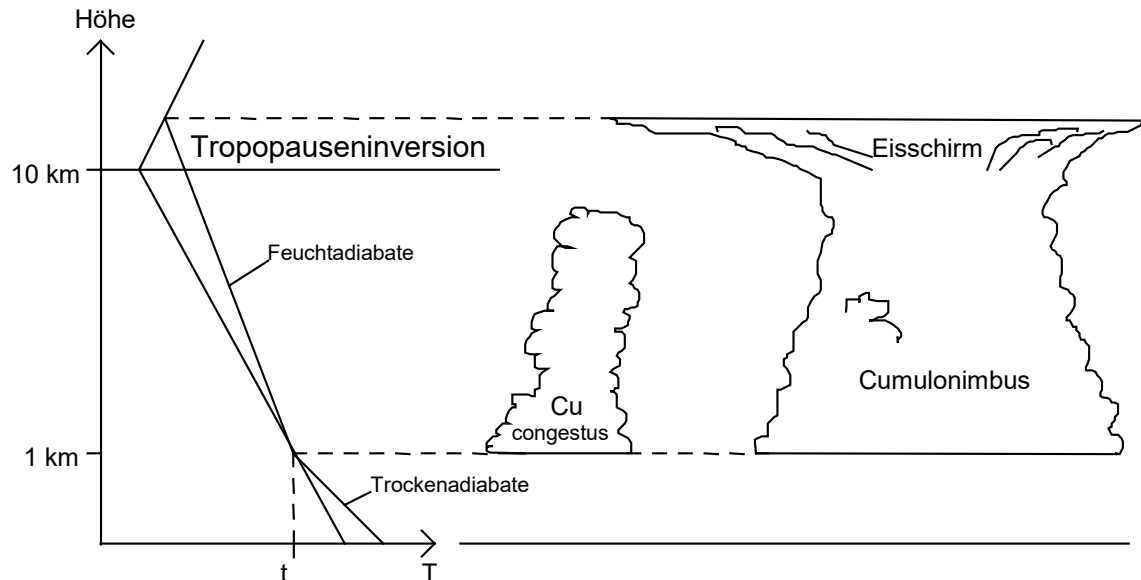
Auf diese Weise entsteht, je nachdem wie weit nach Überschreiten des Kondensationsniveaus die Warmluft noch aufsteigt:

**Cumulus humilis** = niedrige, flache Haufenwolke

**Cumulus mediocris** = mittelhohe Haufenwolke

**Cumulus congestus** = mächtige Haufenwolke (reicht oft mehr als über 4000 m über Grund).

Fehlen stoppende Inversionen, oder ist die Wettersphäre so geschichtet, daß die Wolkenwarmluft immer wärmer als die Umgebungsluft bleibt und so durch weiteres Aufsteigen immer weiter in die Höhe strudeln kann, sprechen wir von einer **labilen Atmosphärenschichtung**. In diesem Fall wächst eine Haufenvolke ungehindert nach oben weiter.

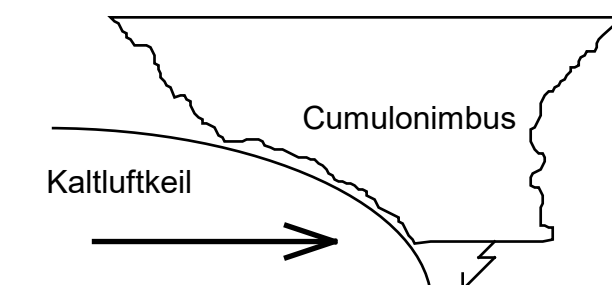


Sie wird dabei sehr mächtig ( $\Rightarrow$  Cumulus congestus), bis sie schließlich in Regionen unter  $-10\text{ °C}$  vorstößt, wo sich in ihr Eiskristalle zu bilden beginnen, so daß die Wolke an ihrer Obergrenze ein faseriges Aussehen bekommt.

Es hat sich ein **Cumulonimbus** (=Schauer- oder Gewitterwolke) gebildet. Sie reicht oft bis an den oberen Rand der Wettersphäre (= Tropopause), wo die Temperatur mit der Höhe wieder leicht zunimmt.

Der Eisschirm an ihrer Oberseite hat oft die Form eines Amboß. Es handelt sich dann um eine voll entwickelte Gewitterwolke (= **Cumulonimbus capillatus incus**).

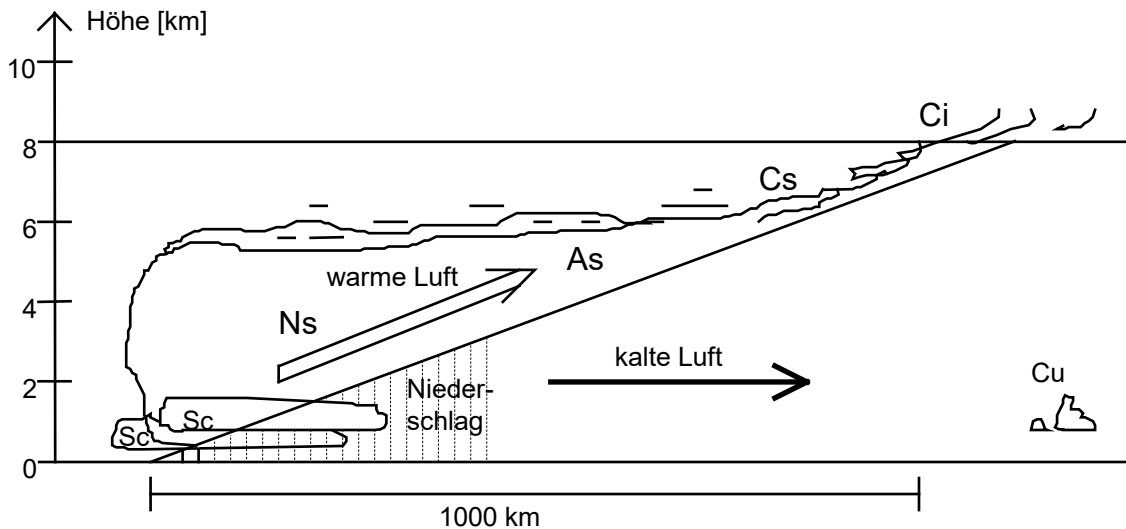
Hohe Schauer- und Gewitterwolken entstehen auch entlang der Kaltfront:



## 2. Schichtwolken:

### a) an der Warmfront:

An der Warmfront gleitet die leichtere Warmluft über der kalten, spezifisch schwereren Luft auf. Dadurch gewinnt sie an Höhe und kühlt dabei bis unter den Taupunkt adiabatisch ab, so daß sich eine schichtförmige Aufgleitbewölkung ausbildet.



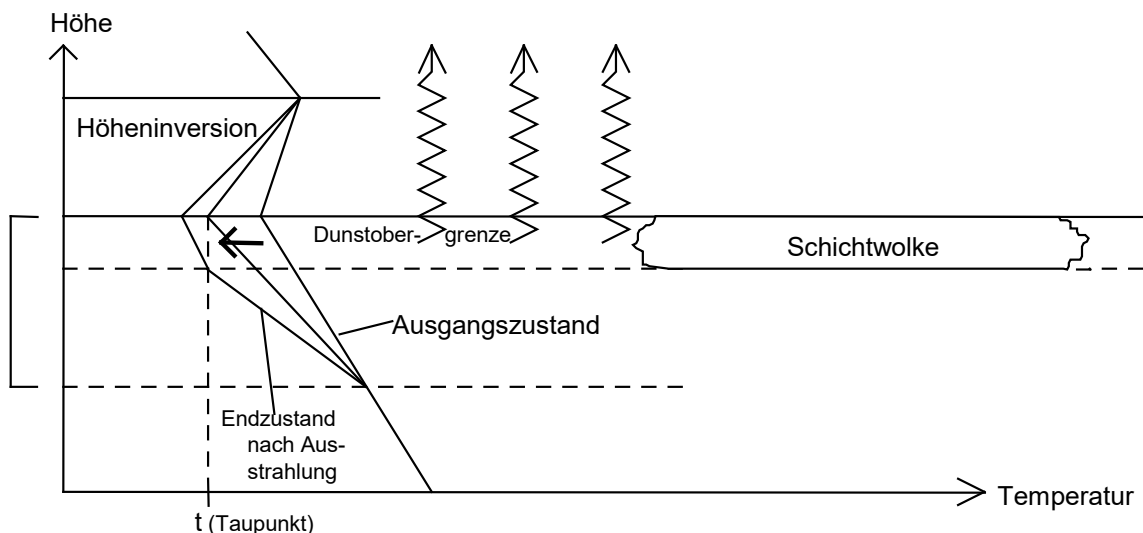
In dieser Reihenfolge verdichtet sich die Bewölkung, wenn sich eine Warmfront nähert: → **Cirrus (Ci)**: Federwolken in 8 – 12 km Höhe

→ **Cirrostratus (Cs)**: feiner weißer Schleier in 6 – 8 km Höhe, der die Sonne ungehindert durchscheinen läßt.

→ **Altostratus (As)**: überzieht den Himmel als graue, strukturlose Bewölkung, durch die Sonne und Mond nur ganz verwaschen sichtbar sind (3 – 6 km Höhe).

→ **Nimbostratus (Ns)**: Regenschichtwolke (2 – 6 km) (wird oft begleitet von Stratocumulus (Sc) (= Schichthaufenwolke))

#### b) durch Ausstrahlung an einer Dunstobergrenze



→ Unter einer Höheninversion sammeln sich Staubpartikel, Kondensationskerne und Wasserdampf an, so daß sich unterhalb dieser eine Dunstschicht bildet.

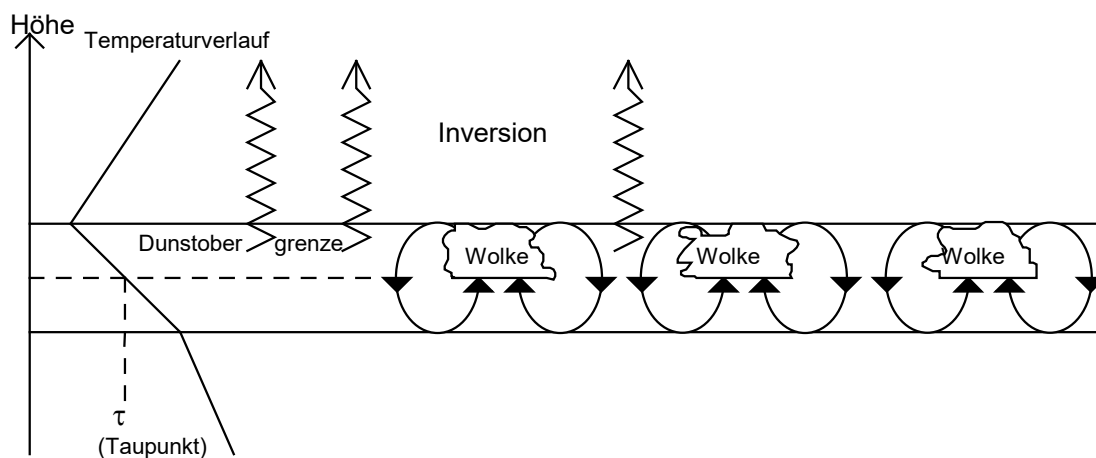
→ Durch Wärmeabstrahlung in den Weltraum an der Oberseite der Dunstschicht kühlen hier die Dunstteilchen und der Wasserdampf ab und damit auch die hier befindliche Luft.

→ Unterschreitet dabei die Temperatur der Luft an der Dunstobergrenze den Taupunkt, bildet sich hier eine Schichtwolke (siehe obige Skizze!).

Auf diese Weise entwickeln sich Schichtwolken in niedriger Höhe ( $\Rightarrow$  **Stratocumulus** in 500 – 2000 m über Grund), in mittlerer Höhe ( $\Rightarrow$  in 3– 6 km) und in großen Höhen ( $\Rightarrow$  Cirrusschichten).

### c) Entstehung von Schäfchenwolken:

Durch Ausstrahlung an einer Dunstobergrenze unterhalb einer Höheninversion entsteht (siehe b)) durch Abkühlung der Luft unterhalb dieser Dunstgrenze eine Schicht, in der die Temperatur von unten nach oben insgesamt ziemlich stark abnimmt. Diese Schicht ist in der Skizze unter b) links mit einer eckigen Klammer " [ " gekennzeichnet. Um in ihr dieses hohe vertikale Temperaturgefälle auszugleichen, bilden sich in ihr regelmäßig angeordnete Konvektionszellen, die die warme Luft in ihrem unteren Bereich von unten nach oben schaffen und die kalte Luft von oben nach unten transportieren (siehe folgende Skizze).



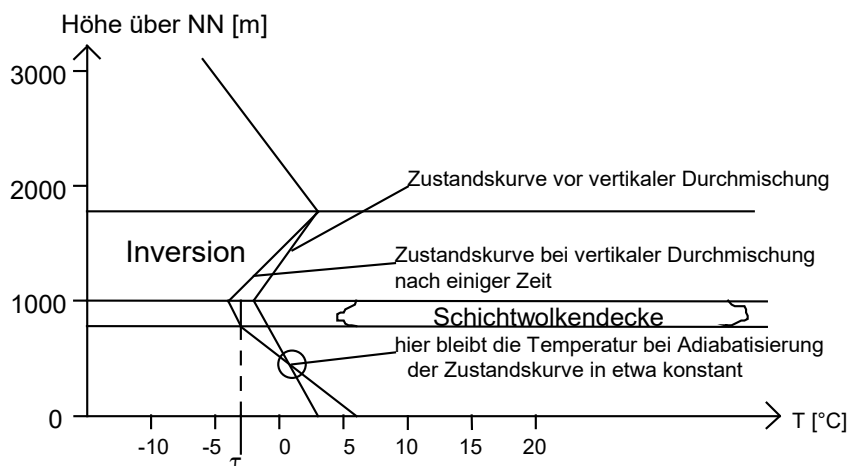
In den aufsteigenden Ästen der Zellen kühlt die Luft adiabatisch ab. Daher bleibt hier die durch den Prozeß in b) entstandene Schichtwolke bestehen. In den Abwindbereichen tritt aufgrund adiabatischer Erwärmung Wolkenauflösung ein. Es haben sich also Schäfchenwolken gebildet und zwar durch Ausstrahlung an einer Dunstobergrenze. Es entstehen auf diese Weise:

**in Schollen aufgebrochener Stratocumulus** (in ca. 0,5 – 2 km Höhe),

**Alto cumulus** (in ca. 3 – 6 km Höhe),

**Cirrocumulus** (in ca. 6 – 10 km Höhe).

### d) Schichtwolkenbildung durch turbulente Durchmischung der Luft unterhalb einer Inversion bei einer Hochdrucklage:



Durch turbulente Durchmischung der Luft unterhalb einer Höheninversion entsteht ein Temperaturverlauf, der der adiabatischen Temperaturabnahme eines aufsteigenden Luftpaketts entspricht. Auf diese Weise entsteht Stratocumulus bei Hochdruckwetter.

### **Beurteilung der 16. Unterrichtsstunde aufgrund der gemachten Erfahrungen am Gymnasium Puchheim:**

Bei den Erklärungen des Lehrers zur Entstehung der Wolkenformen war die Klasse auffallend aufmerksam und ruhig. Es war dies ein Unterrichtsablauf, bei dem die Schüler sehr interessiert zuhörten und mitarbeiteten und das, obwohl die Erklärungen zur Wolkenbildung für sich alleine doch relativ theoretisch erscheinen. Was aber die theoretischen Ausführungen lebendig machte und veranschaulichte, war der neben den Erläuterungen laufende Diavortrag zu den Wolkenarten. Die große Aufmerksamkeit der Klasse ist aber auch ein Zeichen dafür, daß sich die Schüler eigentlich für Phänomene interessieren, die sichtbar in der Natur ablaufen und mit denen sie tagtäglich konfrontiert sind. Herr Bertl, der Physiklehrer dieser Klasse meinte in diesem Zusammenhang, daß ein Aufbau des Lehrplans wünschenswert wäre, der mehr von den täglichen Erfahrungen eines Menschen ausgeht, so daß man ein solches Interesse in den Klassen leichter und öfter hervorrufen könnte.

### **17. Stunde\*: Wolken: orographische Bewölkung**

#### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

In dieser Stunde wird vorgestellt, wie das Auftreten von Wolken vom Gelände abhängig sein kann. So ist bereits bekannt, daß zur Entstehung von lokalen Windsystemen eine bestimmte Geländeanordnung oder -form vorausgesetzt werden muß. Der Lehrer erklärt in diesem Zusammenhang, daß sich untertags überwiegend Cumuluswolken im aufsteigenden Ast der Land-Seewind-Zirkulation, sowie aufgrund des Berg-Talwind-Mechanismus an den Berghängen ausbilden. Anschließend erklärt er die Staubewölkung und den Föhnwind, wie sie an der Luv- bzw. Leeseite einer Gebirgskette auftreten. Das Auftreten des Föhnwind wird dabei vorerst anschaulich, die mit ihm verbundene Erwärmung auf der windabgewandten Seite des Gebirgszuges anschließend quantitativ deutlich gemacht. Eine mit Föhn verbundene Erscheinung sind die Leewellenwolken, die der Lehrer nun bespricht: Er macht die Schwingungen einer nördlich der Alpen herabgestürzten Luftsäule gedanklich am Beispiel eines weich gefederten Autos deutlich, das über eine Sprungschanze fährt und auf dem Boden auftrifft. So kann er nun die Linsenwolkenentstehung erklären. Abschließend wird die zu Beginn der Unterrichtsstunde gestellte, noch offene Frage zu einem einleitend gezeigten Foto beantwortet, ob sich die fischförmigen Wolken, die hier zu sehen waren, auch gebildet hätten, wenn in der abgebildeten Gegend kein Gebirge vorhanden wäre.

Vorbereitend zu dieser Stunde sollte sich der Lehrer im theoretischen Vorspann dieser Arbeit in Kap. 1.2.2. den Abschnitt "c) orographische Wolken" durchlesen.

### Unterrichtsablauf der 17. Stunde:

Zu Beginn der Stunde zeigt der Lehrer ein Foto, auf dem Linsenwolken (vom Typ *Alto cumulus lenticularis*), die sich über einem Gebirge befinden, abgebildet sind (Gebirge muß auf dem Bild zu sehen sein! → z.B. Foto aus De Bont G.: *Wolkenatlas: Wolken und Wetter*. Stuttgart 1987, S. 108 oben, oder aus Schneider A.: *Wetter und Bergsteigen*. München 1981<sup>4</sup>, S. 142, oder aus Frick M.: *Wetterkunde: Einführung in die Meteorologie*. Stuttgart 1992<sup>14</sup>, S. 73). Er konfrontiert dabei die Schüler mit der Frage, ob sich diese Wolkenform wohl ausprägen würde, wenn hier kein Gebirge vorhanden wäre, und läßt sie vorerst unbeantwortet.

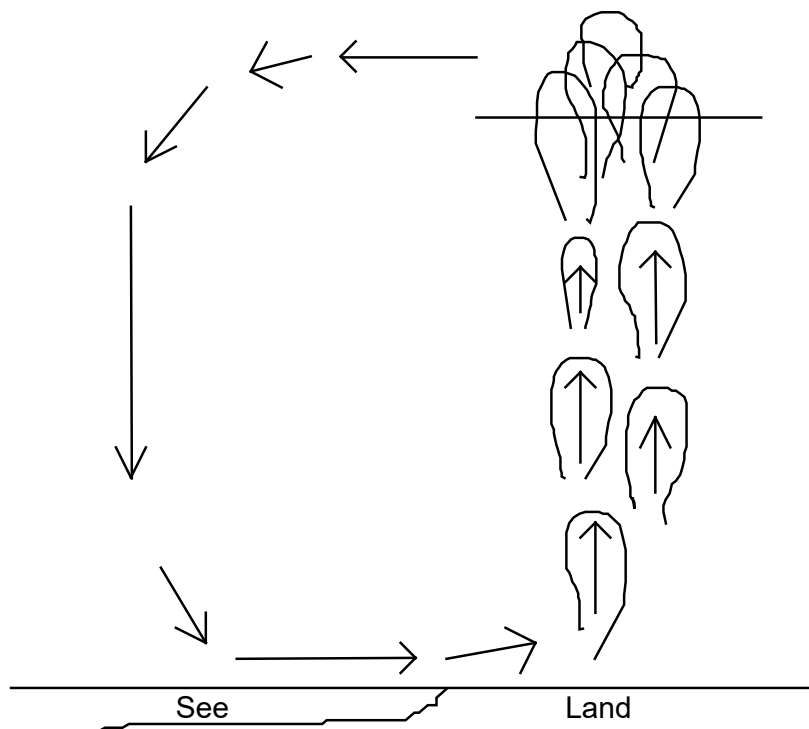
Einleitende Worte des Lehrers in diesem Zusammenhang: Wo und welche Wolken bei einer bestimmten Wettersituation vorzufinden sind, kann auch vom Gelände abhängen, über dem sie sich bilden. Es ist also die Wolkenentstehung oft auch geländeabhängig. Beispiele hierfür werden wir heute kennenlernen:

#### OROGRAPHISCHE BEWÖLKUNG<sup>680</sup> (Überschrift)

##### a) Geländebedingte Konvektionsbewölkung:

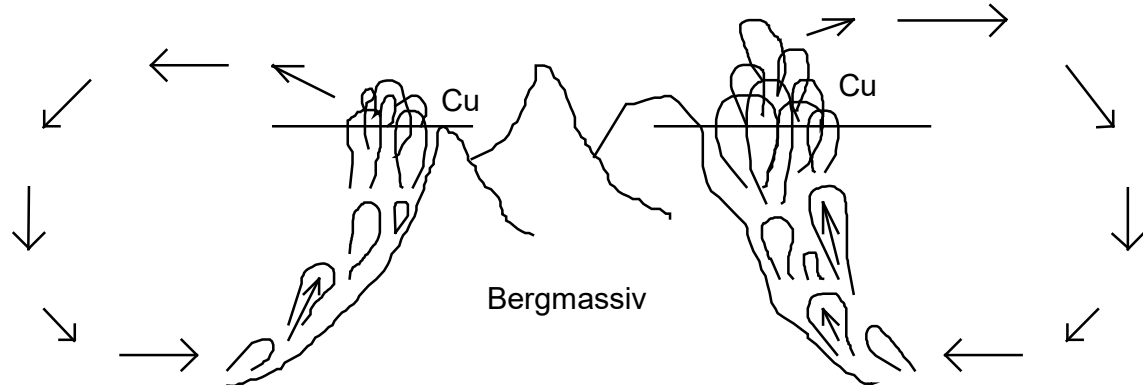
Im aufsteigenden Ast der Land-See-Wind-Zirkulation bilden sich untertags Cumuluswolken über den Uferbereichen eines großen Sees. Wärmere Luft steigt nämlich genau betrachtet in Form von Warmluftblasen über dem Land am Rande des Sees auf, welche beim Aufsteigen adiabatisch abkühlen und Haufenwolken formen, falls sie dabei den Taupunkt unterschreiten.<sup>681</sup>)

Skizze dazu an die Tafel:



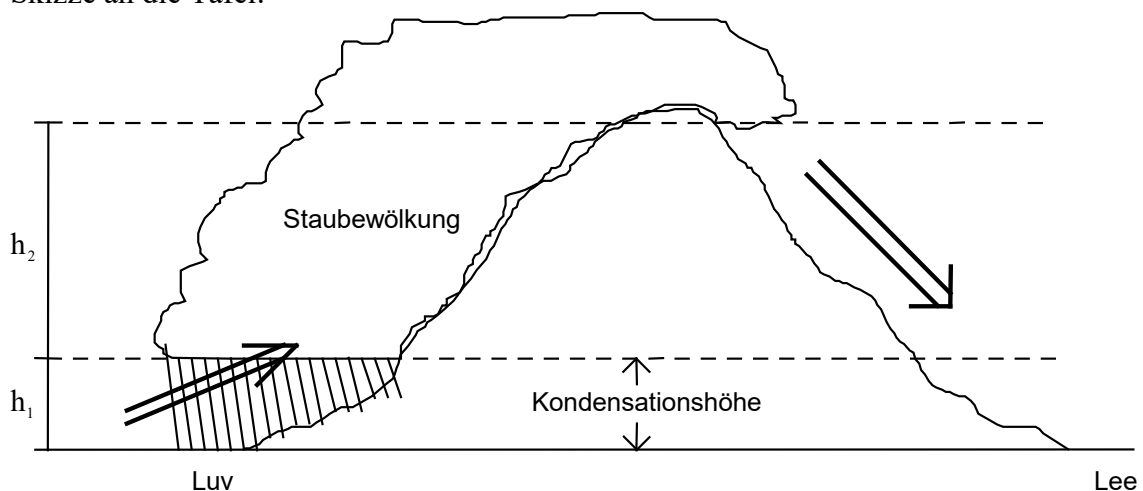
Ebenso sind im Gebirge untertags bei Hochdruckwetter die Gipfel meist in Quellwolken eingehüllt, da durch die Berg- und Talwindzirkulation der Talwind an den Berghängen Warmluft in die Höhe transportiert, die dabei adiabatisch bis unter den Taupunkt abkühlt.<sup>682)</sup>

Skizze dazu:



b) Staubewölkung an einer Gebirgskette (z.B. Alpen) und Föhnwind:

Skizze an die Tafel:



Zunächst eine anschauliche Erklärung: Die Luft der Bodenströmung stößt auf eine Gebirgskette und wird gezwungen, über sie zu fließen. Sie wird also auf der dem Wind zugewandten Seite der Gebirgsbarriere (= Luvseite) in die Höhe gehoben. Ist sie feucht genug, kühlt sie sich bis unter den Taupunkt ab und führt dort zur Wolken- und Niederschlagsbildung. Auf der Luvseite des Gebirges herrscht also *Staubewölkung* mit *Stauregen*. Beim Aufsteigen ist die Temperaturabnahme der Luft nach Einsetzen der Kondensation geringer (ca.  $0,6^\circ\text{C}/100\text{ m}$ ) als die Temperaturzunahme beim Absteigen auf der windabgewandten Seite (Erwärmung durchwegs um  $1^\circ\text{C}/100\text{ m}$ ), da während der Wolkenbildung fortlaufend latente Wärme frei wird. Es kommt also die Luft auf der Leeseite (= windabgewandte Seite) des Gebirgszuges wärmer an.

⇒ Der Föhnprozess ist letztendlich ein Mechanismus, der bei der Kondensation freierwerdende latente Wärme der Luft zuführt, die über eine Gebirgsbarriere strömt, und sie damit erwärmt.

An der Leeseite angelangt, ist die Luft aber auch trockener geworden: Denn erstens ist die Sättigungsmenge  $A$  der nun wärmeren Luft höher, zweitens ist ein Teil des ursprünglichen Wasserdampfgehalts  $a$  im Luvbereich des Gebirges abgerechnet worden. Das bedeutet:  $a$  wurde kleiner,  $A$  erhöhte sich.  $\Rightarrow$  Die relative Feuchte der Luft  $r = \frac{a}{A}$  erniedrigte sich.<sup>683)</sup>

#### Genauere quantitative Untersuchung des Föhneffekts:

Luft fließt großräumig über ein Gebirgsmassiv

$\Rightarrow$  An der Luvseite adiabatische Abkühlung der aufsteigenden Luft und Wolkenbildung.

$$\text{Hier Abkühlung der aufsteigenden Luft um: } \Delta T_{\text{Luv}} = h_1 \cdot \frac{1 \text{ }^\circ\text{C}}{100 \text{ m}} + h_2 \cdot \frac{0,6 \text{ }^\circ\text{C}}{100 \text{ m}} \quad (\text{Gl. 25})$$

$\Rightarrow$  Auf der Leeseite sofortige Auflösung der Wolken nach Überschreiten des Gebirgshauptkamms durch Absinken der Luft.

$$\text{Hier Erwärmung der absinkenden Luft um: } \Delta T_{\text{Lee}} = h_1 \cdot \frac{1 \text{ }^\circ\text{C}}{100 \text{ m}} + h_2 \cdot \frac{1 \text{ }^\circ\text{C}}{100 \text{ m}} \quad (\text{Gl. 26})$$

$\Rightarrow$  Ingesamte Erwärmung der Luft nach Überschreiten des Gebirgszugs:

$$\underline{\underline{\Delta T}} = \Delta T_{\text{Lee}} - \Delta T_{\text{Luv}} = h_2 \cdot \frac{1 \text{ }^\circ\text{C}}{100 \text{ m}} - h_2 \cdot \frac{0,6 \text{ }^\circ\text{C}}{100 \text{ m}} = h_2 \cdot \frac{0,4 \text{ }^\circ\text{C}}{100 \text{ m}} \quad (\text{Gl. 27})$$

Fazit: Die Luft kommt auf der Lee-Seite um  $\Delta T$  wärmer an und damit auch trockener!

#### Es ist dies der Effekt bei Föhn in Süddeutschland:

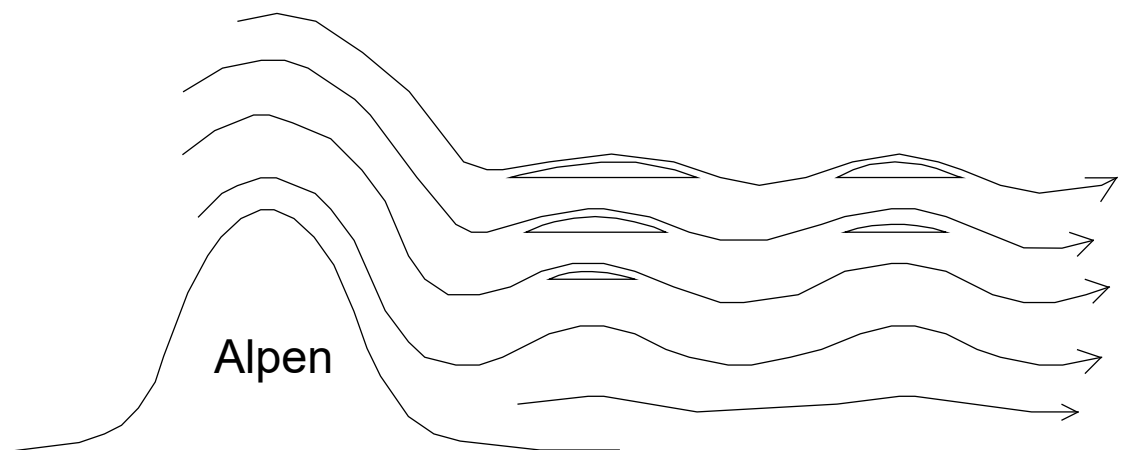
Es herrscht eine Südströmung über die Alpen. In Norditalien regnet es aus der entstandenen Staubewölkung. Über die vorhandene südliche Strömung gelangt warme Mittelmeerluft über das Alpenmassiv, die dabei letztendlich noch wärmer im süddeutschen Alpenvorlandgebiet ankommt.

Nehmen wir z.B. für  $h_2$  grob  $h_2 = 2000 \text{ m}$  an, so kommt die Luft nördlich der Alpen um  $\Delta T = 2000 \cdot \frac{0,4 \text{ }^\circ\text{C}}{100 \text{ m}} = 8 \text{ }^\circ\text{C}$  wärmer als der Temperaturwert an, den sie in gleicher Höhenlage südlich der Alpen hatte.

Eine weitere Erscheinung, die bei Föhn oft auftritt:

c) Die Leewellenwolken (Alto cumulus lenticularis):

Skizze an die Tafel:

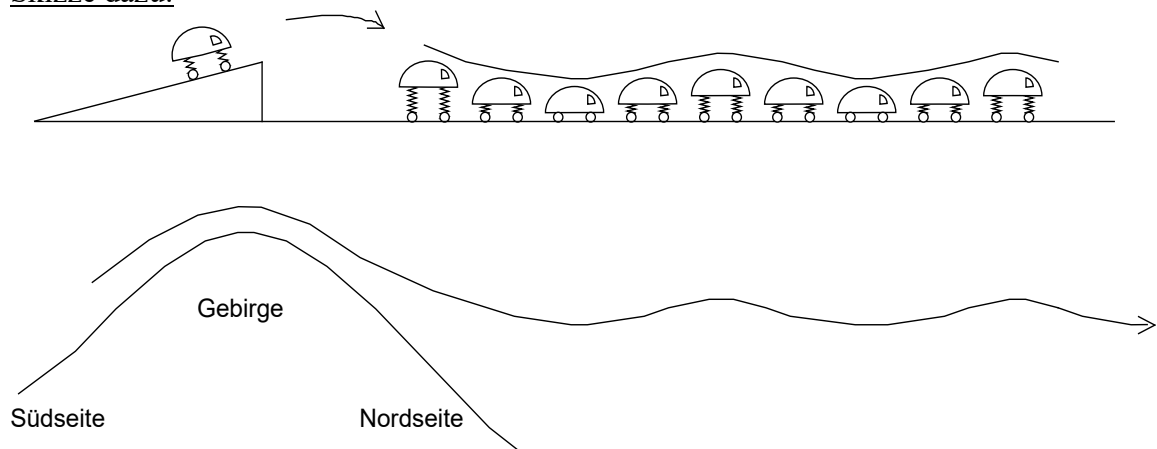


→ Luft gerät nach Absinken im Alpenvorlandgebiet in Schwingungen (siehe Skizze), d.h. die Luft bewegt sich in einer Wellenform weiter. Man spricht von sogenannten *Leewellen*.

Der Lehrer erklärt hierzu:

Diesen Schwingungsvorgang kann man vergleichen mit der Bewegung eines weich gefederten Autos, nachdem es eine Sprungschanze passiert hat. Sobald es nämlich auf den Boden stürzt, federt es während des Weiterfahrens nach.

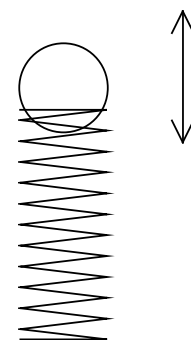
Skizze dazu:



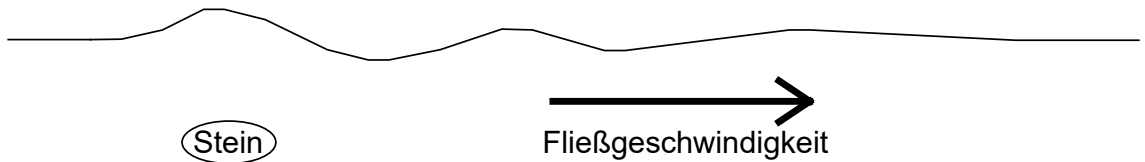
Es entspricht dieses Nachfedern der Federbewegung der Luft, die nach dem Herabstürzen auf der Nordseite der Alpen periodisch zusammengedrückt wird und sich wieder entspannt.

Ein Versuch dazu:

Man legt auf eine Spiralfeder eine Stahlkugel passender Größe, drückt die Kugel auf der Feder nach unten und läßt sie dann rasch los. → Folge: Die Kugel und die Feder vollziehen Schwingungen.



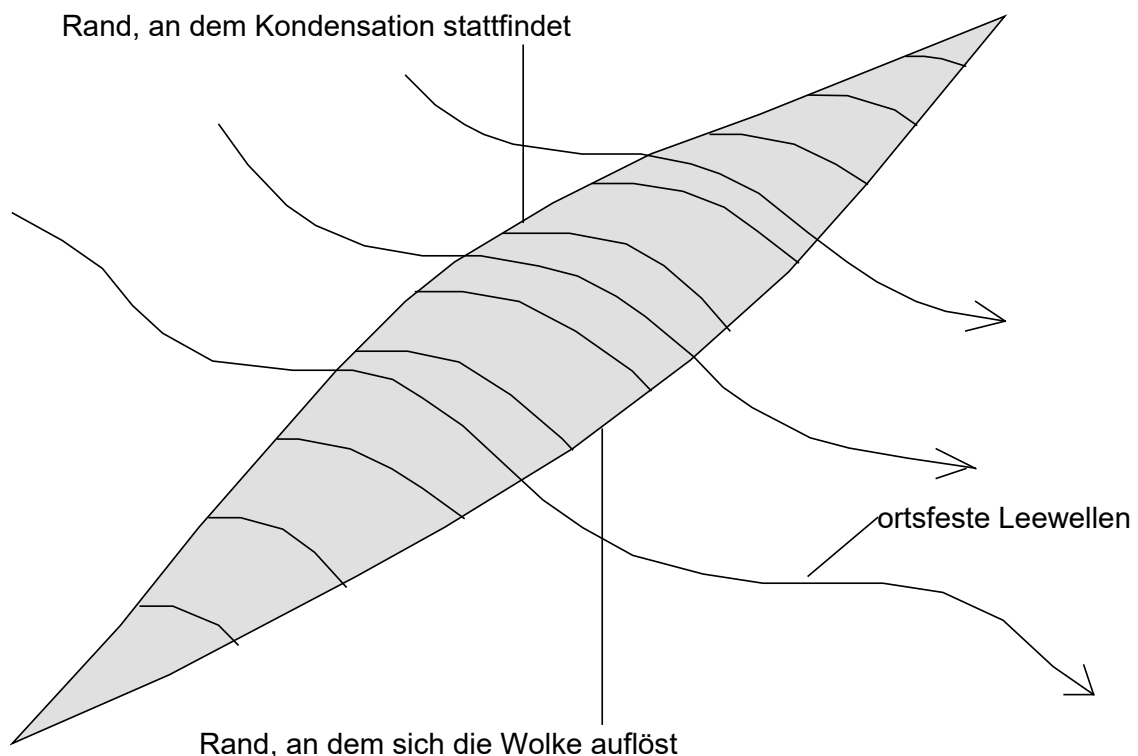
Der Lehrer macht in diesem Zusammenhang auf einen Vergleich mit einer Beobachtung, die man in der Natur an einem Bach machen kann, aufmerksam: Fließt Wasser in einem großen (Gebirgs-)Bach über ein im Strom liegendes Hindernis, z.B. einen breiten Stein, so sieht man über dem Brocken die größte Erhebung des Wassers und dahinter ein bis zwei weitere ortsfeste Wellenerhebungen.



Wolkenbildung an den Leewellen im Voralpenland:

⇒ Im aufsteigenden Ast einer Welle kühlt die Luft adiabatisch ab und kondensiert in einer bestimmten feuchten Luftschicht, die nun ebenso wellenförmig geformt ist, ihren Wasserdampf. Im absteigenden Ast erwärmt sich die Luft wieder adiabatisch, so daß sich hier die Wolke auflöst. Es entsteht also eine Linsenwolke, die am Himmel stillsteht und nicht wandert.

Skizze dazu:



Leewellenwolken entstehen meist bei einer nicht labil geschichteten Atmosphäre (= stabil geschichtete Atmosphäre) als mittelhohe Wolken (2 – 6 km Höhe). Man nennt sie dann in der Fachsprache der Meteorologie *Alto cumulus lenticularis* (= mittelhohe Linsenwolke).<sup>684)</sup>

Abrundend zu dieser Stunde: Wir können also nun die Frage zu Beginn der Stunde beantworten, ob sich die Linsenwolken, die auf dem Foto zu sehen waren, in dieser Gegend auch gebildet hätten, wenn hier kein Gebirge vorhanden gewesen wäre: Wahrscheinlich nicht, denn zur Bildung von *Alto cumulus lenticularis* muß eine Leewellenströmung ausgelöst werden, die das Vorhandensein eines Gebirgszuges voraussetzt.

## **18. Stunde: Wolken in ihrer Wetterbedeutung**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Damit die Schüler die Wolkenformen und -arten vertiefen und damit sie erfahren, wie man aus dem Wolkenbild des Himmels das Wettergeschehen vorhersagen kann, wird in dieser Stunde ein Wolkenbildervortrag (Dia- bzw. Bildervortrag) gehalten. Zu den einzelnen Bildern erläutert der Lehrer in diesem Zusammenhang die Wetterbedeutung der entsprechenden Wolken im jeweiligen Wettergeschehen. Der Schüler erfährt in diesem Zusammenhang, daß er die Physik, also speziell die Meteorologie ohne großen Aufwand zu seinem eigenen Nutzen gebrauchen kann. Die Physik erscheint ihm auf diese Weise anwendungsorientiert und nutzbringend.

Vorbereitend auf diese Unterrichtsstunde empfiehlt es sich, im Theorieteil Kapitel 1.2.2. und hierin vor allem die Tabelle zu den Wetterbedeutungen der verschiedenen Wolkenarten ausführlich zu studieren. Literatur hierzu siehe Literaturempfehlung (Kap. 3.1. dieser Arbeit).

### **Unterrichtsablauf der 18. Stunde:**

#### **4.3. Wolken in ihrer Wetterbedeutung:**

Den Schülern eventuell die letzten beiden Tabellen aus Kap. 1.2.2. des Theorieteils kopieren (Tab. 7 zur Beschreibung der Wolkenarten, Tab. 8 zur Wetterbedeutung der einzelnen Wolkenarten) und ihnen zu Beginn dieses Abschnitts die Kopien austeilen!

#### **Bildervortrag:**

Zu den verschiedenen Wolkenformen und -arten Dias an die Wand werfen, die der Lehrer selbst fotografiert hat. Eventuell ergänzend oder, falls man als Lehrer keine Dias zu Wolkenformen hat, an einem Episkop aus Büchern (z.B. Gerrit De Bont: Wolkenatlas: Wolken und Wetter Stuttgart 1987 (Ulmer-Verlag); Sönnig W. u. Keidel C.G.: Wolkenbilder, Wettervorhersage. München/Wien/Zürich 1993 (BLV-Naturführer); --usw.--) zu den einzelnen Wolkenarten den Schülern Bilder zeigen oder Farbkopien am Tageslichtprojektor auflegen.

Während des Bildervortrags wiederholt der Lehrer zusammen mit den Schülern die Wolkenarten, wobei er zusätzlich deren Wetterbedeutungen erklärt, wie sie zu jedem Wolkentyp aus Kap. 1.2.2., dabei insbesondere aus Tab. 7 am Ende von Kap. 1.2.2. zu entnehmen sind.

Die Schüler sind dabei mit in den Vortrag einzubinden, indem der Lehrer sie zu einigen der Bilder fragt, was sie glauben, wie das Wetter sich wohl in der entsprechenden gezeigten Wolkenkonstellation weiter entwickeln wird.

Die Bilder sind am besten in folgender Reihenfolge zu zeigen:

Cumulus humilis  
 Cumulus mediocris  
 Cumulus congestus  
 Cumulonimbus calvus  
 (= junge Gewitterwolke)  
 Cumulonimbus capillatus incus  
 (voll ausgereifte Gewitterwolke)

} Konvektionswolken

Wolkenbild bei Aufzug einer Kaltfront  
 (⇒ Aneinanderreihung von hochreichenden Cumulonimben)

Cirrus (hakenförmiger Cirrus = Cirrus uncinus)  
 Cirrostratus  
 Altostratus  
 Nimbostratus

} Wolken, wie sie bei der Annäherung einer Warmfront auftreten

Wolkenbild bei Aufzug einer Warmfront

Stratus (=Hochnebel)  
 geschlossene Stratocumulusdecke  
 aufgebrochener Stratocumulus  
 klassischer Altocumulus  
 Altocumulus floccus (=Flöckchenwolken)  
 Altocumulus castellanus  
 (= Türmchen-, Zinnenwolken)  
 Cirrocumulus (hohe, feine Schäfchenwolke)

} Schäfchenwolken

Gewitternetz

Altocumulus lenticularis (=Föhnwolke)

eventuell noch Wogenwolken

### **Beurteilung der 18. Unterrichtsstunde aufgrund der gemachten Erfahrungen am Gymnasium Puchheim:**

Den Schülern wurde zu Beginn der Stunde die lange Tabelle am Ende von Kap. 1.2.2. (Tab. 8) zu den Wetterbedeutungen der verschiedenen Wolkenarten ausgeteilt. Anhand dieser wurde der Diavortrag ausgerichtet. Die Schüler hörten den Ausführungen des Lehrers ziemlich interessiert zu und bestaunten die Bilder. Jedoch wurden sie gegen Ende der Stunde eher unruhig, obwohl der Lehrer versuchte, sie weiter miteinzubinden, indem er zu einigen Wolkensituationen die Frage an sie richtete, wie sie den weiteren Wetterverlauf prognostizieren würden. Es lag wohl daran, daß Tab. 8 doch etwas zu detailliert und ausführlich ist. Man sollte sich zwar weiter alle Wolkentypen vorstellen, wie sie oben zum Verlauf der Unterrichtsstunde aufgelistet sind, jedoch dabei nur auf die wichtigsten Wetterbedeutungen der einzelnen Wolkenformen eingehen. So kann man von den Schülern ohnehin nicht erwarten, daß sie nach dem Bildervortrag ausgezeichnete Wolken- und Wetterexperten sind. Es bedarf nämlich einer längeren Beschäftigung mit Wolkenarten und man benötigt schon etwas Beobachtungserfahrung, um das Wettergeschehen aufgrund der Wolkenkonstellation beurteilen zu können.

## **19. Stunde: Niederschläge: Entstehung und Arten**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Mittels einer Definition des Begriffs Niederschlag blickt der Lehrer einleitend zurück, welche Niederschlagsformen im Unterricht bereits behandelt wurden. Es handelte sich um Niederschläge, die sich am Boden bilden (Tau, Reif, gefrorener Tau). Er richtet daran anschließend die Frage an die Schüler, wie wohl Niederschläge in Wolken entstehen, die aus ihnen fallen (= Problemstellung dieser Stunde). Durch Einbeziehen der Schülerantworten hierzu greift der Lehrer zwei naheliegende Prozesse für die Niederschlagsbildung auf, die aber erstaunlicherweise in unseren Breiten kaum eine Rolle spielen. Er macht deutlich, daß aus einer Quellwolke erst dann Niederschlag fällt, wenn ihre Obergrenze ein faseriges, verschwommenes Aussehen anzunehmen beginnt (= Zeichen, daß sich hier Eiskristalle gebildet haben!!!). Zu dieser Situation zeigt der Lehrer ein Foto. Man stellt also letztendlich fest, daß die Niederschlagsbildung etwas mit Eiskristallen zu tun haben muß. Wie sie aber vor sich geht, ist damit aber immer noch nicht geklärt, so daß die Schüler weiterhin gespannt auf die Lösung dieses Problems warten werden. In diesem Sinne geht der Lehrer nun auf die Vorgänge innerhalb der Wolke ein: Er erläutert, daß in den Bereichen einer Wolke, die eine Temperatur von weniger als  $0^{\circ}\text{C}$  haben, unterkühlte Wassertröpfchen vorhanden sind. Den Zustand der Unterkühlung macht er anhand eines Versuchs deutlich. Hier zeigt er, daß Wasser auch unter dem Gefrierpunkt noch flüssig sein kann, daß es sich dabei aber um einen instabilen Zustand handelt. Nachdem der Lehrer zu vier Temperaturbereichen in der Wolke die Verteilung von unterkühlten Wassertröpfchen und Eiskristallen vorgestellt hat, erklärt er unter Zuhilfenahme des Teilchenmodells den Wegener-Findeisen-Bergeron-Prozeß der Niederschlagsbildung, wie er in einer Mischwolke auftritt. Abschließend zu dieser Stunde geht der Lehrer, falls es die Zeit noch erlaubt, auf die Niederschlagsprodukte Graupel und Hagel ein und beendet die Stunde mit einer Zusammenfassung.

Als Vorbereitung auf diese Stunde empfiehlt es sich, im Theorieteil Kap. 1.2.3. durchzulesen. Hier ist der Wegener-Findeisen-Bergeron-Prozeß über den Sättigungsdampfdruck erklärt. Falls der Lehrer die 6. Stunde über den Sättigungsdampfdruck gehalten hat, ist es angebracht, den Wegener-Findeisen-Bergeron-Prozeß zu erläutern, wie dies in Kap. 1.2.3. dieser Arbeit geschieht.

Angefügt an diese Stunde ist ein Zusatz, der die Niederschlagsmessung behandelt. Falls ihn der Lehrer als wichtig empfindet, kann er ihn bei Gelegenheit einschieben.

Es besteht aber auch die Möglichkeit, aus dem hier skizzierten Unterrichtsablauf einschließlich des Unterrichtszusatzes über Niederschlagsmessung zwei Unterrichtsstunden zu formen. In diesem Fall ist es dann angebracht, ausführlich auf die Verkettung von Schneesternchen zu Schneeflocken, auf Niederschlagsprodukte Reifgraupel, Frostgraupel und Hagel einzugehen (siehe Theorieteil: Kap. 1.2.3.!) und zu den einzelnen Niederschlagsarten Bilder zu zeigen. Da im Rahmen dieser Arbeit die gesamte Unterrichtssequenz jedoch mehr darauf abzielt, daß die Schüler einen Einblick bekommen, wie man selbst das Wettergeschehen beurteilen und eine eigene Wettervorhersage erstellen kann, und für die Behandlung des Additums Physik der Atmosphäre laut Lehrplan nur ca. 14 Stunden zur Verfügung stehen, wird hier nur eine Stunde zur Behandlung der Niederschlagsbildung und -arten verwendet und im folgenden vorgestellt.

## Unterrichtsablauf der 19. Stunde:

### **5. Niederschläge: Arten, Entstehung.** (Überschrift)

Beginn mit einer Definition: Niederschlag ist Wasser, das sich aus der Atmosphäre am Boden absetzt.

In diesem Sinne haben wir bereits Niederschläge im Unterricht behandelt (in Kap. 1.5.), die sich an Gegenständen des Erdboden bilden und absetzen.

Frage an die Schüler: Um welche Niederschläge handelte es sich dabei ?

Antwort: Tau, Reif, gefrorener Tau.

Frage aufwerfen: Wie bilden sich aber nun die Niederschläge, die aus Wolken fallen, wie z.B. Regen, Schnee, Graupel, Hagel ?

Frage des Lehrers an die Schüler: Wie entstehen in Wolken Niederschläge, so daß z.B. ein Beobachter auf der Erde feststellt, daß es zu regnen beginnt ? Was meint ihr ?

#### **5.1. Niederschlagsbildungsprozesse in Wolken** (Unterüberschrift)

Mögliche Antworten von Schülern, zu denen der Lehrer eventuell etwas nachhilft, um sie herbeizuführen:

- a) An den Wolkenröpfchen kondensiert immer mehr Wasserdampf, so daß diese weiterwachsen, bis sie so groß sind, daß sie zu Boden fallen.
- b) Wolkenröpfchen stoßen mit weiteren Tröpfchen zusammen und vereinigen sich zu größeren.

Der Lehrer erklärt hierzu:

Prozeß a) liefert in der Regel keinen Niederschlag. Dazu wachsen die Wolkenröpfchen zu wenig an und bleiben daher viel zu klein, um als Niederschlag nach unten zu fallen. Lediglich im Falle sehr intensiver Kondensation bei Nebelbildung kann der Nebel als nassend empfunden werden, wobei die langsam sinkenden Nebelröpfchen den Boden benetzen, so daß dieser naß wird.<sup>685)</sup>

Prozeß b) findet vorwiegend bei dichtem und hochreichendem Hochnebel statt, aus dem dann leichter Nieselregen fällt (Durchmesser eines Nieseltropfens:  $\varnothing \approx 0,1$  mm. Im Vergleich dazu der Durchmesser eines Wolkenröpfchens:  $\varnothing \approx 0,01$  mm.)

Definition: Man nennt den Vorgang durch Zusammenstoßen und Zusammenschmelzen von Wolkenröpfchen *Niederschlagsbildungsprozeß durch Koagulation*.

Das Zusammenschließen von Wolkenröpfchen (= *Koagulation*) liefert nur bei Hochnebel, wenn überhaupt, leichten Niederschlag und hat bei allen anderen Wolkenformen in unseren Breiten kaum eine Auswirkung auf die Niederschlagsentstehung.<sup>686)</sup> So fällt z.B. aus einem Cumulus congestus (= mächtige, hochreichende Quellwolke), der nur aus Wassertröpfchen besteht, in der Regel kein Niederschlag.

Man kann jedoch beobachten, daß Niederschlag dann zu fallen beginnt, sobald die hochreichende Quellwolke an ihrer Obergrenze ein uncharges, faseriges Aussehen annimmt. Man weiß, daß sich dann hier an der Oberseite der Wolke Eiskristalle gebildet haben.<sup>687)</sup>

Nun den Schülern ein Foto einer oben zerfasernden Quellwolke zeigen!

⇒ Also hat die Entstehung von Niederschlag höchstwahrscheinlich etwas mit Eiskristallen zu tun !!!

Betrachten wir dazu in diesem Zusammenhang einmal die Vorgänge in einer Wolke etwas genauer:

Innerhalb einer Wolke nimmt die Temperatur mit der Höhe ab (in der Regel feuchtadiabatisch um ca.  $0,6\text{ °C} / 100\text{ m}$ ). Unterschreitet die Wolkentemperatur  $0\text{ °C}$ , so gefrieren die Wolkentröpfchen zunächst nicht, denn es ist für sie energetisch günstiger, im flüssigen Zustand zu verharren (Grund dafür: Anordnung der Moleküle zur Formung eines Kristalls kostet Energie!).<sup>688)</sup>

Bezeichnung: Man bezeichnet Wasser einer Temperatur von weniger als  $0\text{ °C}$ , das sich noch im flüssigen Aggregatzustand befindet, als *unterkühltes Wasser*.<sup>689)</sup>

Allgemein nennt man eine Flüssigkeit *unterkühlt*, falls ihre Temperatur unter der ihres Erstarrungspunktes liegt.<sup>690)</sup>

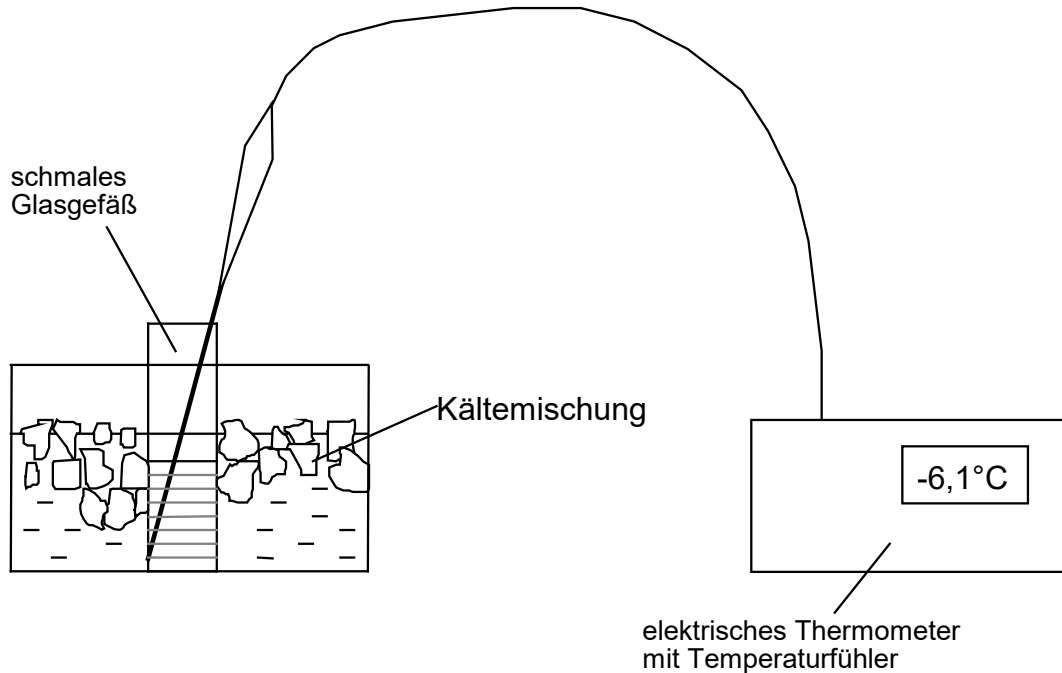
Daß reines Wasser (d.h. kein Leitungswasser, sondern destilliertes Wasser ohne Verunreinigungen) unterhalb von  $0\text{ °C}$  noch flüssig sein kann, also unterkühlt werden kann zeigt folgender Versuch:

Versuch zur Unterkühlung von reinem Wasser (kann aus Zeitgründen auch weggelassen werden):

entweder folgender Versuch:

"Reines, abgekochtes, luftfreies Wasser wird bei Vermeidung jeder Erschütterung in einem sorgfältig gereinigten Glasgefäß" (z.B. in einem schmalen Glasbecher oder breiten Reagenzglas) "in einer Kältemischung" (bestehend aus Eiswürfeln, Wasser und Kochsalz) "abgekühlt. Eventuell bedeckt man die Wasseroberfläche zur Vermeidung des Eindringens von Kristallisationskeimen mit einer Ölschicht. Die Unterkühlung gelingt bis  $-8\text{ °C}$  oder  $-10\text{ °C}$ ."<sup>691)</sup>

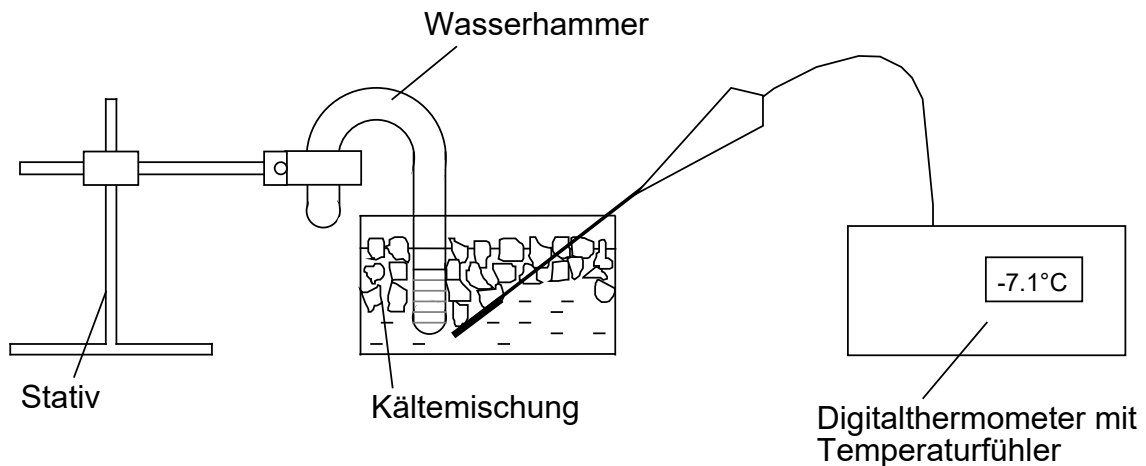
Versuchsskizze dazu:



oder folgenden Versuch vorführen:

"Ein teilweise mit Wasser gefülltes luftleeres Gefäß (Wasserhammer) wird in ein Stativ eingespannt und in ein größeres Gefäß mit einer Kältemischung aus Eis und Kochsalz getaucht. Obgleich die Temperatur merklich unter  $0^{\circ}\text{C}$  sinkt, gefriert das Wasser nicht. Nimmt man den Wasserhammer nach 10 – 15 Minuten aus der Kältemischung heraus und schüttelt ihn kräftig, dann erstarrt das Wasser"<sup>692)</sup>

Versuchsskizze dazu:



Während der Lehrer einen dieser beiden Versuche vorführt, erklärt er, daß der unterkühlte Zustand kein stabiler Zustand ist. Denn bei kleinster Erschütterung des unterkühlten Wassers gefriert es schlagartig zu Eis. Ebenso eine hinzukommende kleinste Verunreinigung kann die Unterkühlung sofort aufheben (z.B. Hineinfallen eines Staubteilchens in das Wasser).

Fazit (aus dem vorgeführten Versuch):

Reines Wasser kann bis weit unter  $0^{\circ}\text{C}$  im unterkühlten Zustand flüssig bleiben, bevor es gefriert!

Zurück zu den Wolken:

Insgesamt werden nun von den unterkühlten Wolkentropfchen umso mehr zu Eiskristallen gefrieren, je kälter die Temperatur in der Wolke unter  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  ist. So können wir 4 Temperaturintervalle unterscheiden:

Der Lehrer hat sie bereits auf Tageslichtprojektorfolie, die er an die Wand wirft, festgehalten:

1.  $0\text{ }^{\circ}\text{C} \leftrightarrow -12\text{ }^{\circ}\text{C}$ : Unterkühlte Wassertropfen überwiegen.
2.  $-12\text{ }^{\circ}\text{C} \leftrightarrow -20\text{ }^{\circ}\text{C}$ : Wassertropfen und Eiskristalle sind gleich häufig vorhanden.
3.  $-20\text{ }^{\circ}\text{C} \leftrightarrow -40\text{ }^{\circ}\text{C}$ : Eiskristalle überwiegen.
4. unter  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ : Es treten nur Eiskristalle auf.<sup>693)</sup>

Haben sich nun in einer Wolke Eiskristalle gebildet und existieren damit hierin Eiskristalle und unterkühlte Wassertropfchen nebeneinander, so tritt folgender Prozeß ein, der zur Entstehung von Niederschlägen führt:

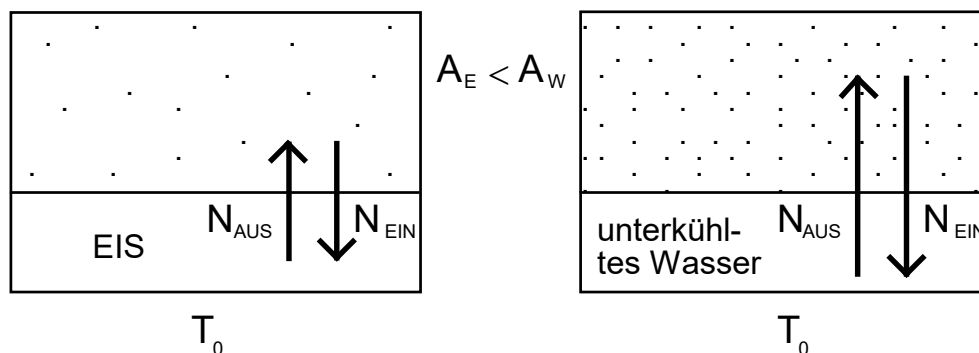
**c) Wegener-Findeisen-Bergeron-Prozeß:**

Stellen wir uns dazu vorerst folgende Situation vor: In einem abgeschlossenen Raum werden bei gleicher Temperatur über einer Eisfläche weniger  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle verdunstet als über einer unterkühlt flüssigen Wasserfläche.

Frage an die Schüler: Warum ?

Antwort: → Die  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle sind im festen Eisverband stärker aneinander gebunden als im flüssigen Wasser, so daß sich bei einer bestimmten Temperatur weniger  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle aus dem Eiskristallverband lösen als aus dem Wasser im flüssigen Zustand.

Skizze hierzu schrittweise aufbauen:



Es treten nun aus dem Eis / unterkühlten Wasser so viele  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle aus, bis die Luft darüber an Wasserdampf gesättigt ist. Dabei ist der Sättigungszustand dann erreicht, wenn schließlich genauso viele  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle in die feste /flüssige Wasserfläche eintreten, wie sich aus ihr entfernen.

Da nun über dem flüssigen Wasser mehr  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle verdunsten, müssen sich in der darüber befindlichen Luft auch mehr  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle befinden, um durch ihr Eintreten in die Wasserfläche den Strom der austretenden Wassermoleküle kompensieren zu können. Oder umgekehrt formuliert: Es müssen über der Eisfläche weniger Wassermoleküle

vorhanden sein, um durch Eintritt in das Eis die austretenden  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle auszugleichen, als über der Wasserfläche.

Das bedeutet: Die Sättigungsmenge (an Wasserdampf) über Eis  $A_E$  ist kleiner als die Sättigungsmenge über Wasser  $A_W$ .

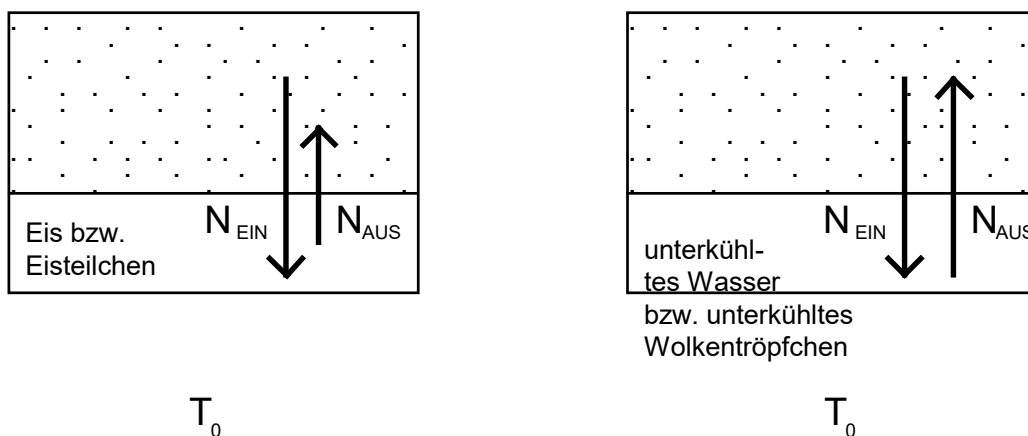
In einer Wolke, wo nun Eiskristalle und unterkühlte Wassertröpfchen gemischt vorkommen (-man nennt eine solche Wolke Mischwolke-), stellen die Eiskristalle derartige Eisflächen und die Tröpfchen solche Wasserflächen, wie eben beschrieben, dar. In der Wolke herrscht aber eine relative Luftfeuchte von  $r = \frac{a}{A_W} = 100\%$ , d.h. die

Luft ist in Bezug auf das flüssige unterkühlte Wasser gesättigt.

⇒ Die Luft in der Wolke enthält also die Wasserdampfmenge  $a = A_W$ .

In Bezug auf das Eis (die Eisteilchen) jedoch enthält diese Luft zu viele  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle, denn es ist  $A_{\text{EIS}} < A_{\text{WASSER}} = a$ . Daraus folgt, daß nun mehr  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle in die Eisfläche der Eiskristalle eintreten und sich dort anlagern als austreten, so daß also die Eiskristalle wachsen.

Skizze hierzu zur Veranschaulichung:<sup>694)</sup>



Der Lehrer weist in diesem Zusammenhang darauf hin:

Man kann diesen Effekt auch in einem Kühlschrank beobachten: Auch im Kühlschrank ist in Bezug auf flüssiges Wasser die Luft meist (bzw. fast) an Wasserdampf gesättigt, während sie in Bezug auf das Eis im Eisfach übersättigt ist, d.h. es ist  $A_{\text{WASSER}} \geq a \geq A_{\text{EIS}}$ . Daher wächst die Eisschicht im Eisfach des Kühlschranks durch Anlagern der Wasserdampfmoleküle an das Eis an, so daß dieser regelmäßig abgetaut werden muß.<sup>695)</sup>

Der Lehrer erklärt weiter:

Durch das Anwachsen der Eisteilchen in der Wolke verringert sich die Konzentration der  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküle in der Wolkenluft, da diese ja durch das Anlagern an die Eiskristalle "verbraucht" werden. So sinkt die relative Luftfeuchte  $r = \frac{a}{A_W}$  in der Wolke ein wenig

unter 100 %. Dadurch verdunsten wieder einige Wassertröpfchen in der Wolke.

Fazit: In einer Mischwolke wachsen die Eisteilchen/-kristalle auf Kosten der unterkühlten Wassertröpfchen.<sup>696)</sup>

Das Wachsen der Eiskristalle, die zunächst die Form von feinsten Nadeln, Prismen oder Plättchen haben, bewirkt, daß sich diese zu meist sechseckigen Schneesternen ausbil-

den, die kann schließlich aufgrund ihres Gewichts nach unten fallen. Auf ihrem Weg nach unten verketteten sie sich mit anderen Sternen zu Schneeflocken.

[Falls ein Schüler an dieser Stelle die Frage stellt, warum bzw. wie sich die Schneesterne mit den anderen zu Flocken gruppieren, schildert der Lehrer den Verkettungsvorgang, wie er in Kap. 1.2.3. beschrieben wird.]

⇒ Es schneit, falls (im Winter) die Temperatur unter oder um den Gefrierpunkt liegt. Liegt dagegen die Lufttemperatur am Boden weit über  $0\text{ °C}$ , schmelzen die Schneeflocken und -sterne in der Höhe auf ihrem Wege nach unten, nachdem sie die Nullgradgrenze durchfallen haben (-die Temperatur nimmt nach unten hin zu-), so daß Regen den Erdboden erreicht.

Ein Schneestern, der nach unten fällt, trifft auf unterkühlte Wolkentröpfchen, die sich an ihm anlagern. Wie in Kap. 1.2.3. beschrieben, erklärt der Lehrer, falls noch genügend Zeit vorhanden ist, abschließend zu dieser Stunde kurz die Entstehung der folgenden Niederschlagsarten, die sich vor allem in einer Cumulonimbuswolke entwickeln:

- Reifgraupel (Anfrieren von Wolkentröpfchen am Schneekristall)
- Frostgraupel (Wolkentröpfchen überziehen den Schneekristall mit einem Wasserfilm, der dann festfriert)
- Hagel (Wolkentröpfchen überziehen den Frostgraupel mit mehreren Eisschichten)
  - schwefelgelbliche, grünliche Färbung von Gewitterwolken an ihrer Unterseite als Hagelvorzeichen!

Zusammenfassung am Schluß der Stunde:

Kontrollfrage an die Schüler: Was ist nun eigentlich der Wegener Findeisen-Bergeron-Prozeß ?

Antwort: Der Wegener-Findeisen-Bergeron-Prozeß ist der Vorgang der Niederschlagsentstehung, bei dem in den Wolken die Eisteilchen auf Kosten der Wolkentröpfchen wachsen.<sup>697)</sup>

Er ist in unseren Breiten für die Niederschlagsbildung verantwortlich (d.h. fast alle Regentropfen waren ursprünglich feste Niederschlagsteilchen!).

Der Prozeß durch Koagulation spielt bei der Niederschlagsbildung kaum eine Rolle. Er tritt nur in den Tropen auf, wo die Kondensation in den Wolken aufgrund des hohen Feuchtigkeitsgehalts der Luft ziemlich intensiv ist.

Unterrichtszusatz:

## 5.2. Niederschlagsmessung

Frage an die Schüler: Wie mißt man eigentlich den Niederschlag ?

Antwort: Angabe der Niederschlagshöhe in mm (Millimeter) Wasserhöhe.

"Darunter versteht man die Tiefe der Wasserschicht, welche sich auf einer ebenen Fläche gebildet hätte, wenn das Niederschlagswasser nicht verdunstet, versickert oder abgelaufen wäre. Im Fall des festen Niederschlages -Schnee, Hagel usw.- muß in diesem Fall der Niederschlag zuerst durch Schmelzen in Wasser umgewandelt gedacht werden."<sup>698)</sup>

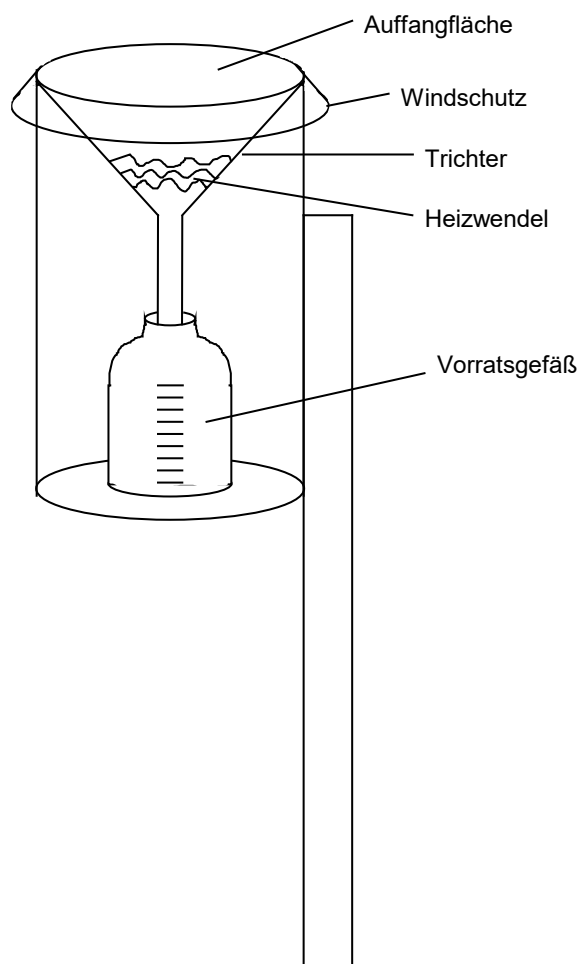
Beispiel: Niederschlag 1 mm  $\approx$  1 Liter Niederschlag pro Quadratmeter.

Meßgeräte zur Messung der Niederschlagsmenge:

Niederschlagsmesser:

Es sind dies meist Gefäße mit einer Auffangöffnung für den einfallenden Niederschlag von meist 200 cm<sup>2</sup> Fläche. Sie sind auch manchmal mit einer Heizung versehen, um den einfallenden festen Niederschlag (v.a. Schnee) zu schmelzen. Durch einen Trichter in der Auffangfläche wird das Wasser dann in ein Vorratsgefäß geleitet und dort zum Ablesen der Wassermenge gesammelt. (699)

Dazu folgende Skizze an die Tafel:



### Beurteilung der 19. Unterrichtsstunde aufgrund der gemachten Erfahrungen am Gymnasium Puchheim:

Die Stunde wurde vom Physiklehrer der 11 a gehalten. Auf die Frage, wie Niederschläge in Wolken wohl entstehen, waren drei Schüler der Meinung: Es kondensiert immer mehr Wasserdampf an den Wolkentröpfchen, bis sie so schwer sind, daß sie nach unten fallen. Es entspricht dies dem Punkt a) den der Lehrer gleich an die Tafel schrieb. Auf die Frage des Lehrers, ob es auch noch andere Prozesse geben könnte, antwortete ein anderer Schüler, daß das Zusammenstoßen und Verschmelzen von Wolkentröpfchen zu größeren wahrscheinlich eine Rolle spielen wird. Er hat also den Niederschlagsbildungsprozeß durch Koagulation angesprochen, den der Lehrer im Punkt b) festhielt. Nachdem der Lehrer mitgeteilt hatte, daß in unseren Breiten diese Prozesse kaum zur Niederschlagsbildung beitragen, schauten viele verwundert und ein Schüler fragte: Wie entsteht denn dann Niederschlag? Diese Frage und aufmerksame Blicke nach vorne

zeigten, daß die Klasse schon daran interessiert war, zu wissen, wie sich nun eigentlich Niederschlag in den Wolken formt. Leider wurde für die Wiederholung der vergangenen Stunde (Wetterbedeutung von Wolkenarten), die eigentlich in Bezug auf diese Stunde nicht nötig gewesen wäre, so viel Zeit verwendet (ca. 6 Minuten), so daß durch Kontrollfragen am Schluß der Stunde nicht mehr festgestellt werden konnte, inwieweit die Schüler den Wegener-Findeisen-Bergeron-Prozeß, so wie er erklärt wurde, nun verstanden haben oder nicht.

## **20. Stunde\*: Optische Erscheinungen und ihre Wetterbedeutung (1): Himmelfärbungen und Dunst.**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

In dieser Stunde sollen die Schüler verstehen lernen, warum der Tageshimmel blau erscheint und die Dämmerungsfarben rot. Ebenso sollen sie die Wetterbedeutung der verschiedenen Blaufärbungen des Himmels, von Morgen-, Abendrot und Abendgrau kennenlernen.

Nach einer kurzen Einleitung wird zunächst wiederholend zur 9. Jahrgangsstufe mit Hilfe eines Prismas gezeigt, daß Licht sich aus verschiedenen Farbkomponenten zusammensetzt.<sup>700</sup> Um die Blaufärbung des Tageshimmels zu erklären, wird ebenso ein Versuch durchgeführt, der das Geschehen der restlichen Stunde begleitet. An ihm läßt sich anschließend auch das Auftreten von Dunst gut simulieren und erläutern. Dabei hat der Lehrer den Vorgang der diffusen Reflexion zu beschreiben, der auch an den Wolkentröpfchen einer Cumuluswolke stattfindet, so daß diese strahlend weiß erscheint. Es wird nun zwischen trockenem und feuchtem Dunst unterschieden. Abrundend zum ersten Abschnitt dieser Stunde werden die Wetterbedeutungen der verschiedenen Blaufärbungen sowie des Auftretens von Dunst vorgestellt und begründet.

Durch Heranziehen der Beobachtungen am Versuch zum Himmelsblau wird anschließend erläutert und besprochen, wie es zu roten Dämmerungsfarben, insbesondere zu Morgen- und Abendrot kommt und warum dabei die Rotfärbung bei erhöhter Konzentration von Wasserdampf und Dunstpartikel in der Atmosphäre intensiver ist. Anhand dieses Versuchs wird auch noch demonstriert, warum die Sonne am Horizont oft als rote Scheibe sichtbar ist. Eine Abendrotstimmung und die tiefrote Sonnenscheibe am Horizont zeigt der Lehrer nun auf zwei Diabildern, die er an die Wand wirft. Mittels einer Bauernregel stellt der Lehrer in diesem Zusammenhang die Wetterbedeutung von Morgen- und Abendrot vor und begründet sie in Zusammenarbeit mit den Schülern. Abschließend zu dieser Stunde geht der Lehrer in diesem Sinne noch auf die Erscheinung Abendgrau ein.

Vorbereitend auf diese Stunde sollte der Lehrer im theoretischen Teil dieser Arbeit Kap. 1.2.5., Abschnitt 1., 2. und 5. studieren, um sich das nötige Rüstzeug für die Durchführung des im folgenden beschriebenen Unterrichts anzueignen.

## Unterrichtsablauf der 20. Unterrichtsstunde:

### 6. Optische Erscheinungen und ihre Wetterbedeutung

Frage des Lehrers: Welche optischen Wettererscheinungen sind Euch bekannt ?

Antworten sammeln: Regenbogen, Morgenrot, Abendrot,....

Überleitung: Optische Wettererscheinungen können nicht nur eine faszinierende Stimmung vermitteln (rot beleuchtete Wolken, Regenbogen vor einer mächtig aufquellenden, von der Sonne beschienenen Gewitterwolke,...). Sie haben oft auch eine ganz bestimmte Bedeutung in Bezug auf die Entwicklung des weiteren Wettergeschehens, je nachdem, bei welcher Witterung und zu welcher Tageszeit bzw. an welchem Ort sie auftreten. Wir werden uns also im folgenden mit meteorologischen optischen Erscheinungen und deren Wetterbedeutung beschäftigen.

Dabei werden wir uns zunächst mit einer optischen Erscheinung der Atmosphäre befassen, die jeder von uns ganz selbstverständlich wahrnimmt und zwar mit dem blauen Tageshimmel.

#### 6.1. Blauer Himmel und Dunst:

Frage des Lehrers an die Schüler: Wißt Ihr, warum der Himmel untertags blau und nicht rot oder andersfarbig ist ?

Die Schüler sollen einmal darüber nachdenken. Vielleicht hat der eine oder andere eine Vorstellung darüber, die er an dieser Stelle mitteilt.

Vorversuch:

Auf einer optischen Scheibe beleuchtet man ein Prisma mit hellen Strahl einer Kohlenbogenlampe und betrachtet die Farbzerlegung des Lichts.

Ergebnis dieses Versuchs: Licht besteht aus verschiedenen Farbkomponenten (rot, orange, gelb, grün, blau, violett).

Wir haben aber nun damit immer noch nicht geklärt, warum der Tageshimmel blau erscheint.

Um diese Frage beantworten zu können, nun folgender Versuch:

Ein Glasbecken (mit den Maßen von ca. 30 cm × 70 cm × 30 cm) wird mit Wasser gefüllt, das Klassenzimmer wird abgedunkelt. Man erklärt den Schülern, daß das Wasser unsere Atmosphäre darstellen soll. Durch die Längsseite des Beckens strahlt man helles weißes Licht hindurch, das eine Kohlenbogenlampe oder eine hell leuchtende Experimentier-/Taschenlampe aussendet. Die Lampe sei also ein Modell für die untertags scheinende Sonne. Auf der anderen Seite des Beckens stellt man einen Schirm auf, auf den der Lichtkegel, der das Wasser durchquert, fällt. Man gibt nun fortlaufend Tropfen Milch in das Becken und rührt gut um. Schaut man seitlich in den Wassertrog, so stellt man fest, daß die Lösung eine zunehmend bläuliche Färbung annimmt, bzw. daß das seitlich vom Strahl weggestreute Licht bläuliches Licht ist. Der Lichtfleck am Schirm erhält eine rötliche Färbung.<sup>701)</sup>

Es stellt sich die Frage: Wie kommt diese Erscheinung zustande?

Dazu erklärt der Lehrer: Das weiße Licht setzt sich aus den verschiedensten Farben (rot, orange, gelb, grün, hellblau, dunkelblau, violett) zusammen, wie wir am Versuch mit dem Prisma gesehen haben. An den Fettmolekülen der Milch werden hauptsächlich die blauen Anteile des Lichts (hellblau, dunkelblau, violett) gestreut, kaum aber die roten Lichtanteile (rot, orange). Letztere durchdringen daher die Milchlösung, so daß am Schirm ein rötlicher Lichtfleck sichtbar ist.

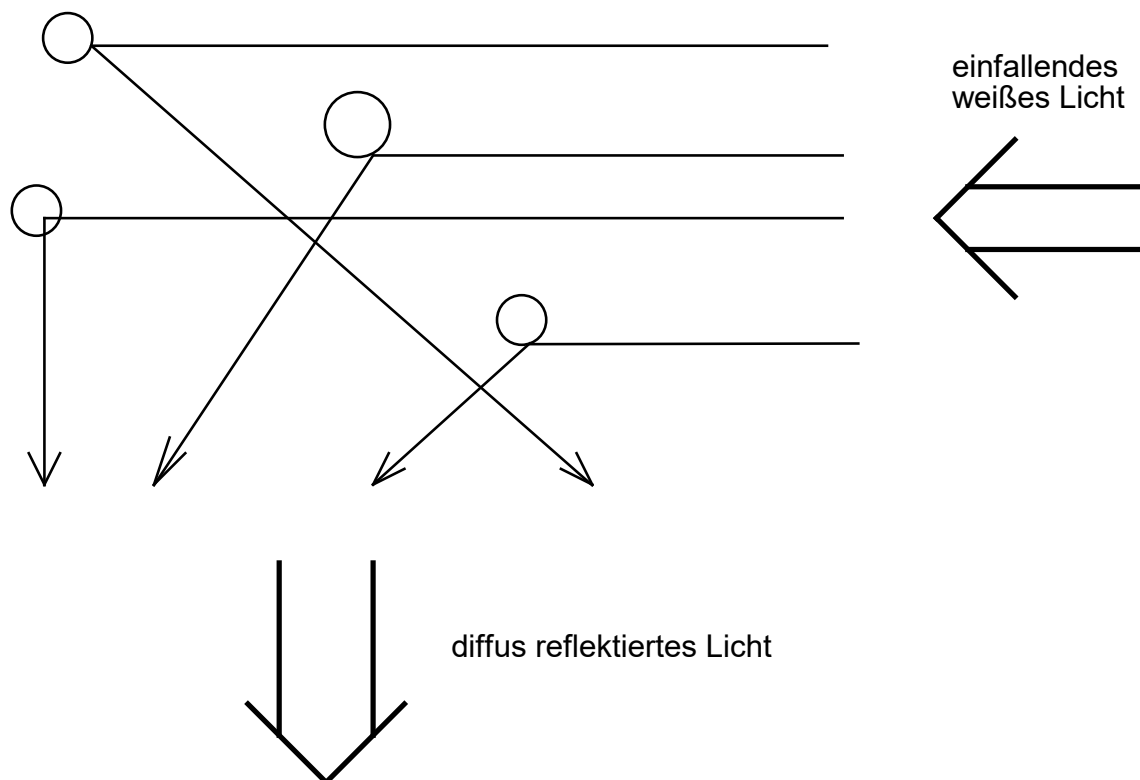
Vergleichen wir die Fettmoleküle in der Lösung mit den Luftmolekülen in der Atmosphäre, so kommen wir zu folgendem Ergebnis:

An den Luftmolekülen der Atmosphäre wird besonders stark der blaue Anteil des Sonnenlichts in alle Richtungen gestreut, so daß wir den Himmel als blau wahrnehmen.

Gibt man in das Glasbecken weiter Milch hinzu so ergibt sich ein Umschlag des bläulichen Farbtons ins Weißliche. Warum?

Klärung dieser Beobachtung: → Die Erhöhung der Fettkonzentration in der Lösung bewirkt, daß sich feinste im Wasser schwebende Milchtröpfchen bilden. An diesen wird das einfallende Licht reflektiert und zwar in alle Richtungen hin.<sup>702)</sup>

Skizze hierzu an die Tafel:



Man spricht von *diffuser Reflexion* bzw. *diffuser Streuung*. Da das einfallende Licht weiß ist und nur reflektiert wird, ist es ebenso das diffus gestreute.

Wir bemerken nun auch, daß die Sicht durch das Becken hindurch ziemlich getrübt ist.

Die Milchtröpfchen in unserer Lösung entsprechen nun feinsten Wassertröpfchen und Staubpartikeln in der Luft: An diesen Partikeln wird das weiße Sonnenlicht diffus reflektiert, so daß der blaue Himmel ein blaßes, weißliches, diesiges Aussehen annimmt, falls viele von ihnen vorhanden sind. Ist dabei die Sicht so sehr getrübt, daß die

horizontale Sichtweite weniger als 8 km (aber mehr als 1 km) beträgt, so spricht man von *Dunst*.

Also: Dunst = Ansammlung feinsten Wasser-, Staub- und Rußpartikel, so daß die Sichtweite unter 8 km zurückgeht.

Der Lehrer zeigt ein Dia einer strahlend weißen Cumuluswolke und fragt die Schüler: Warum erscheint diese Quellwolke blendend weiß ?

Antwort mit den Schülern erarbeiten: Auch an den Wolkentröpfchen findet diffuse Reflexion statt. Da das weiße Sonnenlicht an ihnen in alle Richtungen abgelenkt wird, erscheint eine sonnenbeschienene Wolke strahlend weiß.

Zurück zum Dunst:

Wir unterscheiden zwei Arten von Dunst:

**1. trockener Dunst:** hauptsächlich Staub-, Rauch-, Sand- und Rußteilchen in der Luft, wenig Wasserpartikel, → relative Luftfeuchtigkeit  $r < 80 \%$ .

**2. feuchter Dunst:** Sichttrübung nun v.a. durch flüssige Dunsttröpfchen, weniger durch feste Schwebeteilchen in der Luft. → relative Luftfeuchtigkeit  $r > 80 \%$ .

Je nach der Blaufärbung des Himmels und je nach Auftreten und Ausprägung einer bestimmten Dunstart kann man nützliche Hinweise für das weitere Wettergeschehen ablesen:

Wetterbedeutung der verschiedenen Blaufärbungen des Himmels und von Dunst (erläutern und begründen wie in Kap 1.2.5., Abschnitt 1. und 2.):

a) extrem dunkles Blau mit überscharfer Fernsicht:

→ weist auf bevorstehendes unbeständiges Wetter hin

b) mittleres bis leuchtend helles Blau

→ Fortdauer einer Schönwetterlage

c) auffallend blaßes Blau und  $r < 80 \%$  während einer Hochdrucklage:

→ kein Vorbote einer Wetterverschlechterung

d) Übergang von Blau nach Weiß–Grau und starker Dunst bei evt. fallendem Luftdruck:

→ aufkommende Tiefdrucklage

→ im Sommer bei schwüler Witterung hohe Gewitterbildungswahrscheinlichkeit gegeben!

e) feuchter Dunst ( $r > 80 \%$ ) während einer Schönwetterperiode im Herbst und Winter kündigt Nebel- bzw. Hochnebelbildung an.

## **6.2. Dämmerungsfarben:**

Der Lehrer verweist auf folgende Beobachtung am Versuch zum Himmelsblau:

Wir sehen am Versuch mit dem Glasbecken, daß bei fortlaufender Hinzugabe von Milchtröpfchen der Lichtfleck am Schirm eine immer rötlichere Farbe annimmt. Als wir das "Himmelsblau" im Versuch beobachtet haben, war dieser rotgelb. Jetzt nach weiterem Hinzufügen von Milch ist die Rotfärbung noch intensiver geworden.

Frage zur Wiederholung an die Schüler: Warum ist die Färbung des Schirmflecks rötlich ?

Antwort zusammen mit den Schülern erarbeiten: Das weiße Licht setzt sich zusammen aus verschiedenen Farben. Dadurch, daß die blauen Lichtanteile an den Fettmolekülen der Lösung stärker gestreut werden als die roten, werden die blauen sozusagen ausgeblendet und die roten durchdringen die Glaswanne mehr oder minder ungehindert. Daher ist das auf dem Schirm auftreffende Licht rötlich.

Weitere Frage des Lehrers: Und warum wird die Rotfärbung noch intensiver, wenn man weiter Milch hinzugibt ?

Antwort zusammen mit den Schülern erarbeiten: Je mehr Milchtropfen die Fettmolekülkonzentration erhöhen, umso mehr blaues Licht wird entzogen und umso rötlicher erscheint das Licht, das die Glaswanne durchstrahlt hat. Sobald diffuse Reflexion auftritt, wird durch sie auch noch die Intensität des gesamten weißen einfallenden Lichts beim Durchdringen gemindert, weil ein Teil des weißen Lichts seitlich weggestreut wird. Die Folge ist, daß der rotgelbe Fleck am Schirm zusätzlich seinen weißen Anteil etwas verliert, so daß dieser noch intensiver rot erscheint.<sup>703)</sup>

Frage des Lehrers an die Klasse: Was hat nun dieses Phänomen mit optischen Wettererscheinungen zu tun ?

Antwort zusammen mit den Schülern erarbeiten: Wir können es mit der Entstehung von Dämmerungsfarben bei Sonnenunter- bzw. -aufgang vergleichen:

Das Sonnenlicht legt einen besonders langen Weg durch die Atmosphäre kurz nach Sonnenaufgang und kurz nach Sonnenuntergang zurück. Auf dieser langen Strecke muß es viele Luftmoleküle (= Fettmoleküle im Versuch) durchdringen. Dabei werden vor allem die blauen Anteile an den Luftmolekülen herausgestreut, so daß die Sonne als rote Scheibe sichtbar ist. Dieses rote Sonnenlicht bestrahlt Wolken und Dunstschleier, so daß man den auf diese Weise rot gefärbten Himmel als Morgen- bzw. Abendrot wahrnimmt. Dabei ist die Rotfärbung umso intensiver, je mehr Wasserdampf und Dunstpartikel sich in der Atmosphäre befinden, genauso wie dies im vorliegenden Versuch der Fall ist, wenn wir die Milchkonzentration so weit erhöhen, daß sich feine diffus reflektierende Milchtröpfchen bilden.

Stellt man den Schirm weg und schaut von seiner Stelle aus in das Licht der Lampe, so wirkt dieses ebenso wie oft die auf- bzw. untergehende die Sonne am Horizont rot.

Der Lehrer fordert in diesem Zusammenhang die Schüler auf, daß sie am Ende der Stunde beim Hinausgehen am aufgebauten Versuch diese Beobachtung durch einen kurzen Blick durch das Becken hindurch verifizieren sollen.

An dieser Stelle den Schülern ein Foto (Dia), auf dem ein kräftiges Abendrot abgebildet ist, an die Wand werfen, ebenso ein Foto, das die tiefrote Sonnenscheibe am Horizont zeigt.

Wetterbedeutung von Morgen- und Abendrot:

Der Lehrer erwähnt:

Es gibt eine Wetterregel, die lautet: "Morgenrot – Schlechtwetter droht;  
Abendrot – Gutwetterbot."<sup>704)</sup>

Aufwerfen der Frage: Inwiefern ist diese Regel richtig ?

Der Lehrer beantwortet diese Frage, indem er die Wetterbedeutung von Morgen- und Abendrot erklärt und begründet, wie sie in Kap. 1.2.5., Abschnitt 4. beschrieben ist. Ebenso geht er in diesem Zusammenhang auf die Wetterbedeutung von Abendgrau ein: Abendgrau (→ Sonne vor Untergang nicht mehr sichtbar) = oft Vorzeichen für Schlechtwetter (Begründung hierzu siehe Kap. 1.2.5., Abschnitt 4!).

## **21. Stunde\*: Optische Erscheinungen und ihre Wetterbedeutung (2): Der Regenbogen**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

In den folgenden beiden Stunden werden ausschließlich optische Phänomene behandelt, die dadurch entstehen, daß das Sonnenlicht in seine Spektralfarben zerlegt wird. Hierzu zählt erstens der Regenbogen, bei dem dieser Vorgang besonders deutlich in Erscheinung tritt und der das Thema dieser Unterrichtsstunde darstellt.

Als Einführung zeigt der Lehrer in diesem Zusammenhang ein Foto eines Doppelregenbogens. Anhand einer Skizze erklärt der Lehrer, wann und an welchem Ort ein Regenbogen zu sehen ist. Er weist in diesem Zusammenhang die Schüler darauf hin, daß sie auch als Heimversuch auf einfache Art und Weise künstlich einen Regenbogen hervorrufen können. Wie der innere und äußere Bogen von der Farbreihenfolge aufgebaut ist, wird am Diabild analysiert. Dabei stellt sich schließlich die Frage, wie es überhaupt zu einer derartigen Erscheinung kommt. Dazu führt der Lehrer einen Versuch vor und zeigt eine Skizze über den Strahlengang innerhalb eines Tropfens, um erklären zu können, wie es dazu kommt, daß ein kreisförmiger Bereich in der einen, ein anschließender Bereich in einer anderen Farbe erscheint. Abschließend wird noch anhand einer Bauernregel die Wetterbedeutung des Regenbogens erarbeitet.

Es sei im Zusammenhang zu dieser Unterrichtsstunde noch darauf hingewiesen: Viele Ausführungen zum Thema Regenbogen in Physikbüchern weisen leider erhebliche Lücken und Fehler auf. Meist wird nämlich (sogar in wissenschaftlichen Lehrbüchern!) nur ein Lichtstrahl einer bestimmten Wellenlänge betrachtet und für ihn der Strahlenverlauf durch den Wassertropfen gezeigt. Anhand dieses Strahls wird dann der Sehwinkel plausibel gemacht, unter dem man die zugehörige Farbe des Regenbogens wahrnimmt (gemeint ist der Winkel zwischen Regenbogenkreismittelpunkt und zugehörigem Farbbogen). Dabei wird aber oft nicht beachtet, daß eigentlich der ganze Tropfen beleuchtet wird und es ohne Zweifel Strahlen der selben Farbe gibt, die aus ihm in ganz anderen Winkeln zur Einfallrichtung austreten. Daß es jedoch in einem ganz bestimmten Austrittswinkel zu einer Häufung von Lichtstrahlen einer Farbe, d.h. zu einem Intensitätsmaximum von Licht einer ganz bestimmten Wellenlänge kommt, wird meist gar nicht berücksichtigt.<sup>705)</sup>

Eine auf anschaulicher Ebene exakte Erklärung des Phänomens Regenbogen und wie in diesem Zusammenhang ein extra dafür entwickeltes Computerprogramm (namens RAINBOW) im Unterricht effektiv und nutzbringend verwendet werden kann, findet man in der Zeitschrift Physik in der Schule, Jahrgang 33 (1995) 2, S. 62-66. Durch den

Einsatz des Computers läßt sich mit Hilfe dieses Programms der Regenbogen gewiß anschaulicher und detaillierter den Schülern erklären, als dies in dem hier vorgestellten Unterrichtsablauf geschieht.

### Unterrichtsablauf der 21.Stunde:

#### 6.3. Der Regenbogen (Überschrift)

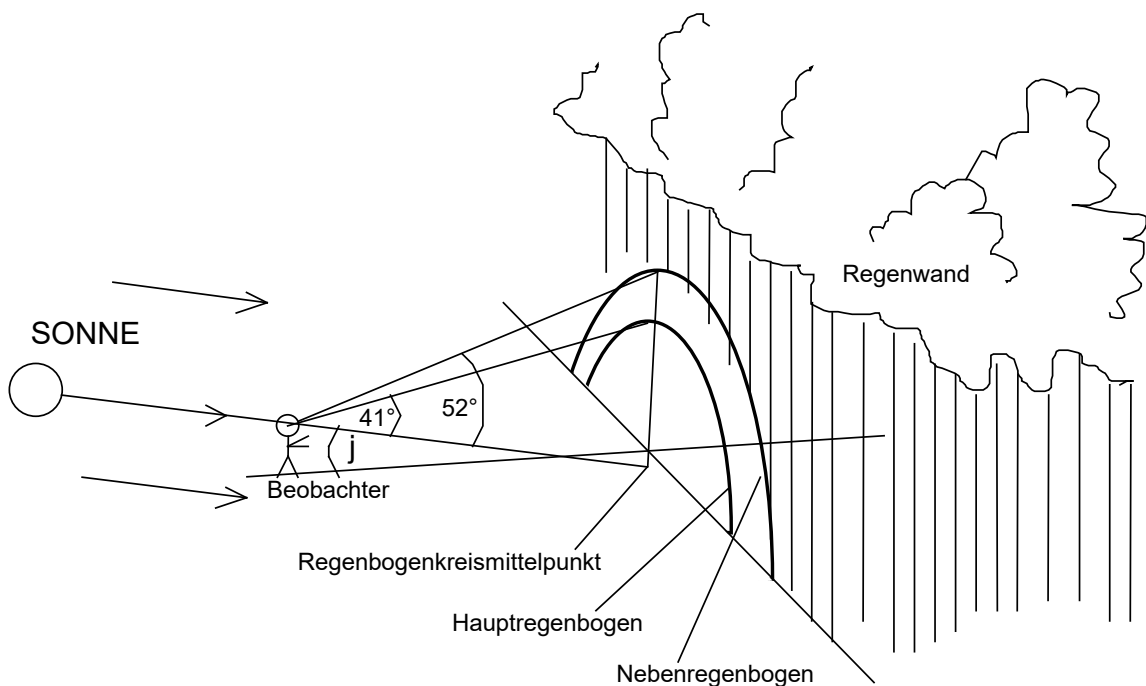
Der Regenbogen ist eines der auffälligsten optischen Phänomene im Wettergeschehen. Ein Foto bzw. Dia eines Doppelregenbogens (Haupt- und Nebenregenbogen sichtbar) an die Tageslichtprojektorwand werfen.

Frage an die Schüler: Wann sieht man einen Regenbogen? Welche Voraussetzungen müssen gegeben sein, um ihn beobachten zu können ?

Unter Einbeziehung der richtigen Antworten der Schüler erklärt und vervollständigt der Lehrer:

Ein Regenbogen ist meist sichtbar, wenn die Sonne auf ein Regengebiet scheint. Dabei sieht man in Richtung der der Sonne abgewandten Seite einen stark farbigen Bogen in einem Winkel von  $40-42^\circ$  zur Verbindungslinie Sonne–Auge, den sogenannten Hauptregenbogen. Manchmal sieht man auch über dem Hauptbogen einen schwächeren Bogen in einem Winkel von  $51-54^\circ$  zur Verbindungslinie Sonne–Auge.

Skizze hierzu (auf Tageslichtprojektorfolie herzeigen oder an die Tafel skizzieren):



An dieser Skizze sieht man, daß die Sonne nicht höher als  $\varphi = 41^\circ$  über dem Horizont stehen darf, um einen Regenbogen zu sehen. Denn bei  $41^\circ$  verschwindet gerade der obere Teil des Hauptregenbogens am Horizont.

Der Lehrer weist darauf hin, daß jeder Schüler zuhause einen Regenbogen auch künstlich erzeugen kann und zwar mit Hilfe eines Gartenschlauchs oder einer Blumenspritze, mit der man Wasser in feine Tröpfchen zerstäuben kann. Dazu ist mit einem dieser Geräte einfach ein Sprühregen auf der der Sonne abgewandten Seite herzustellen. Dadurch kann man einen oft sehr farbenprächtigen Regenbogen beobachten.

An dem an die Tageslichtprojektorwand projizierten Regenbogenfoto nun feststellen:  
 → Der innere Bogen hat die rote Farbe außen, die violette innen.  
 → Der äußere Bogen hat die rote Farbe innen, die violette außen, also die umgekehrte Farbreihenfolge.

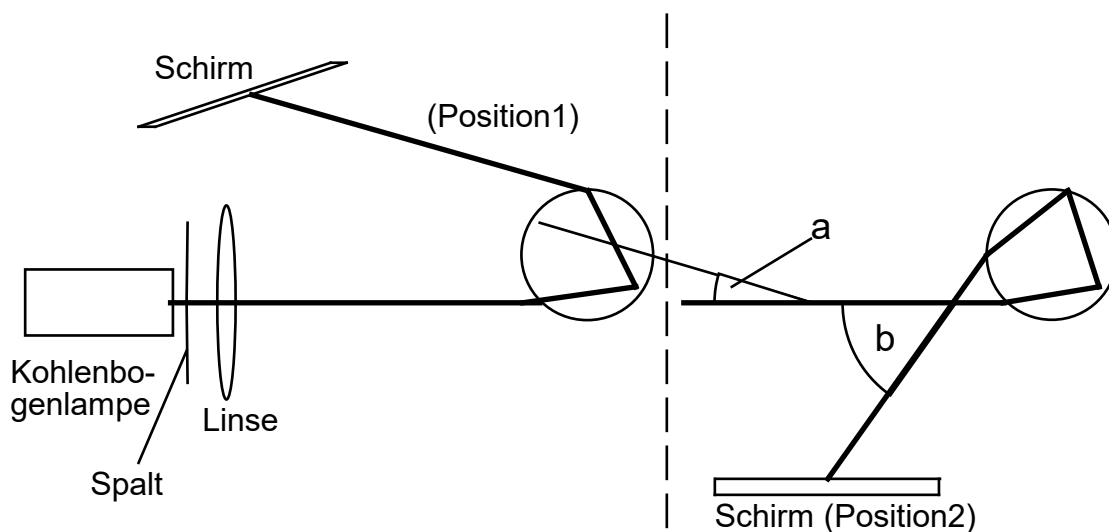
Problemstellung: Wie entsteht nun dieses Phänomen eines bzw. zweier farbiger Bögen bei Sonnenschein auf eine Regenwand?

Zur Klärung dieser Frage zunächst ein **Versuch:**

**a) entweder:**

Ein dünnwandiges Glas wird mit Wasser gefüllt und auf eine große ebene Platte (z.B. die eines großen fahrbaren Experimentiertisches) gestellt. Der Klassenraum wird verdunkelt. Ein spaltförmiges Lichtbündel wird seitlich auf dieses gelenkt, an dem es gebrochen, reflektiert und beim Austritt nochmals gebrochen wird (siehe Versuchsskizze). Durch einen Schirm läßt sich in einem Winkel  $\alpha$  zum einfallenden Lichtstrahl ein stark farbiges, aus dem Wasserglas austretendes Lichtbündel auffangen, dessen Farbfolge der des Regenbogens entspricht. Eventuell läßt sich, falls das Experimentierlicht sehr stark ist, zum einfallenden Lichtstrahl ein weiterer austretender Farbstreifen feststellen, der aber viel schwächer ist als der zuvor gefundene, der einen Winkel  $\beta$  zur Achse Spalt-Wasserglas hat und auf der anderen Seite mit dem Schirm nachgewiesen wird (siehe folgende Versuchsskizze).<sup>706)</sup>

Versuchsskizze (an die Tafel zeichnen):

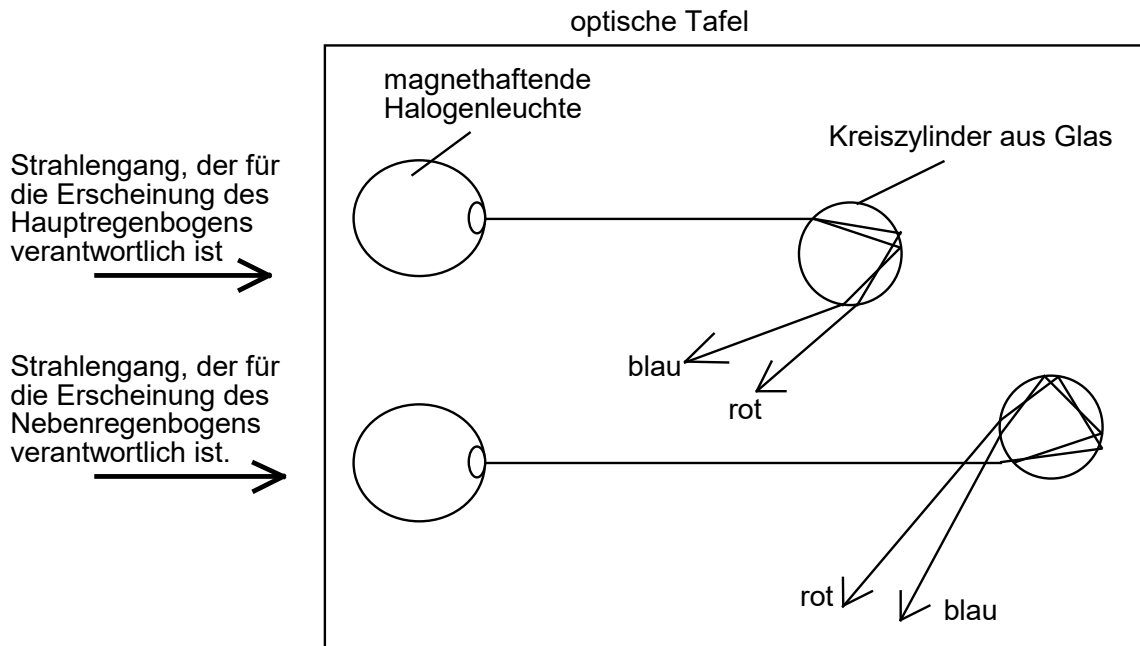


**b) oder (und zusätzlich):**

Nachvollziehen der Strahlengänge für Haupt und Nebenregenbogen an der optischen (magnethaftenden) Tafel:

Glaszylinderkörper auf die optische Tafel anbringen und seitlich mit einem Lichtstrahlenerzeuger beleuchten und den Strahlengang betrachten:

Versuchsskizze (an die Tafel zeichnen):

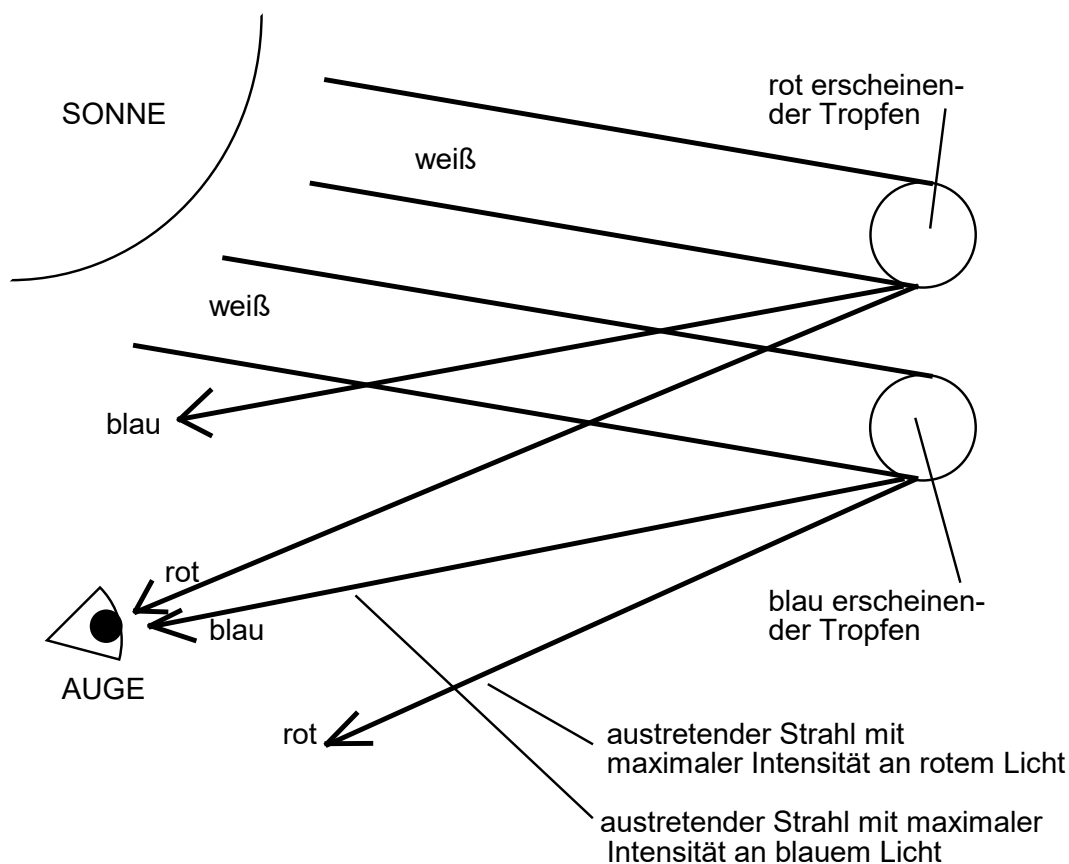


Bei Durchführung dieses Versuchs ist zu erwähnen, daß zwar die Glasscheiben Regentropfen darstellen, daß jedoch die Brechung am Glas stärker ist als bei Wasser (denn  $n_{\text{GLAS}} \cong 1,5 > 1,3 \cong n_{\text{WASSER}}^{707}$ ). Daher sind bei den runden Regentropfen zwar die Ablenkwinkel zwischen ein- und austretenden Strahlen anders, jedoch der Strahlengang ist jeweils im Prinzip gleich!

Mitteilung des Lehrers: Wir haben bisher nur einen Strahl und dessen Farbzerlegung betrachtet. Trifft aber ein ganzes Bündel von Strahlen auf den Regentropfen, so gibt es für eine ganz bestimmte Farbe des Lichts einen Winkel zwischen ein- und austretendem Strahl, an dem sich die Lichtstrahlen dieser Farbkomponente beim Austreten häufen.

Folgende Skizze oder eine gleicher Art zur Veranschaulichung hierzu auf Folie kopieren und mit Hilfe des Tageslichtprojektors an die Wand werfen:





[Zu obiger Skizze vgl. Calvani P.: Physik und Chemie spielend entdeckt: Abenteuer Wissenschaft. Köln 1990 (DuMont Buchverlag), S.114.]

Umgekehrt ist der Strahlenverlauf, bei dem zweimalige Reflexion im Tropfeninneren auftritt, für die Entstehung des Nebenregenbogens verantwortlich, denn hier müssen sich die vom Beobachter als rot wahrgenommenen Tropfen in niedrigerer Höhe befinden als die blauen.

Bei der Reflexion im Tropfeninneren wird auch ein Teil eines jeden Lichtstrahls nach außen gebrochen, wie man an Versuch b) an der optischen Ebene schön sieht. Da bei der Erscheinung des Nebenregenbogens gleich zweimal Reflexion im Inneren der Regentropfen auftritt, geht auch mehr Licht durch zweimalige Brechung nach außen verloren. Daher ist der Nebenregenbogen auch schwächer als der Hauptbogen.<sup>710)</sup>

#### An die Tafel:

Der Hauptregenbogen ist eine Erscheinung aufgrund einmaliger Reflexion im Inneren der Regentropfen.

(Falls man die Versuchsskizze zu Versuch b) nicht an die Tafel gezeichnet hat, kann man an dieser Stelle auch Abb. 90 a (siehe Theorieteil!) skizzieren.)

Der Nebenregenbogen entsteht durch zweimalige Reflexion im Tropfeninneren.

Abschließend erarbeitet der Lehrer die Wetterbedeutung des Regenbogens, wie sie in Kap. 1.2.5. beschrieben ist, zusammen mit den Schülern: Dazu stellt er zunächst die Bauernregel vor: "Regenbogen am Abend läßt gut Wetter hoffen, Regenbogen am Morgen läßt für Regen sorgen."<sup>711)</sup> und will von den Schülern mit Begründung beantwortet wissen, ob diese Regel eine richtige oder falsche Aussage beinhaltet.

## **22.Stunde\* : Optische Erscheinungen und ihre Wetterbedeutung (3): Ringe und Höfe um Sonne und Mond**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

In dieser Stunde werden optische Erscheinungen vorgestellt, wie sie um hell leuchtende Himmelskörper (um Sonne und Mond) sichtbar sind: Nachdem der Lehrer erklärt hat, was Haloerscheinungen sind und den Schülern in diesem Zusammenhang zwei Fotos gezeigt hat, skizziert er an der Tafel die wichtigsten Haloformen. Er erwähnt zwar, daß Brechung und Spiegelung des Sonnen-/Mondlichts an den Eiskristallen für die Bildung der Haloerscheinungen verantwortlich ist, geht aber nicht darauf ein, wie die einzelnen Halokomponenten nun genau entstehen. Statt dessen erarbeitet er zusammen mit den Schülern die Wetterbedeutung des Auftretens dieser optischen Phänomene. Würde man sich nämlich um eine genaue, lückenlose theoretische Begründung von Haloerscheinung im Unterricht bemühen, so wäre dies wahrscheinlich ziemlich zeitraubend. Zur Hof- und Kranzbildung um Sonne oder Mond werden den Schülern zunächst ebenso Fotos gezeigt. Zur einer anschaulichen Erläuterung der Entstehung dieser Erscheinungen führt der Lehrer einen oder auch zwei Versuche vor. Er stellt den Schülern abschließend zu dieser Stunde die Wetterbedeutung von Höfen und Kränzen vor, um sie schließlich in Zusammenarbeit mit den Schülern zu begründen.

Vorbereitend auf diese Unterrichtsstunde empfiehlt es sich, im Theorieteil Kap. 1.2.5., Abschnitt 5 und 6 durchzulesen. Um für die Beantwortung auftretender Fragen bezüglich der Entstehung der einzelnen Haloerscheinungen gewachsen zu sein, ist es angebracht, entsprechende Ausführungen und Erläuterungen zu Haloformen in einem Lehrbuch über Meteorologie nachzulesen (siehe Literaturhinweis in Kap. 1.2.5., Abschnitt 5).

### **Unterrichtsablauf der 22. Stunde:**

#### **6.4. Ringe und Höfe um Sonne bzw. Mond**

##### **6.4.1. Haloerscheinungen:**

Definition zu Beginn der Stunde: Haloerscheinungen sind optische Phänomene, die (durch Brechung und Spiegelung) an Eiskristallen entstehen.<sup>712)</sup>

Der Lehrer wirft ein Foto eines 22°-Ring-Halos an die Wand. Er fragt die Schüler, wer von ihnen einen solch farbigen Ring um die Sonne schon einmal gesehen hat und erwähnt anschließend, daß diese Erscheinung die häufigste ist, die man bei Cirrostratusbewölkung vorfindet.

Ebenso zeigt er den Schülern das Bild einer Nebensonne.

Die verschiedenen Haloerscheinungen beschreibt der Lehrer, wie in Kap. 1.2.5., Abschnitt 5 beschrieben. Er geht dabei jedoch nicht auf deren genaue physikalische Entstehung ein.

An die Tafel skizziert er Abb. 75 (siehe Theorieteil), um die wichtigsten Haloformen in einem Bild festzuhalten.

Abschließend geht er in diesem Zusammenhang auf die Wetterbedeutung von Haloerscheinungen, siehe Kap. 1.2.5., Abschnitt 5, ein. Dabei stellt er zunächst zur Motivation die Frage: Haben solche regenbogenartigen Ringe um die Sonne oder den Mond überhaupt eine Bedeutung für das Wetter? Anschließend erarbeitet er zusammen mit den Schülern, daß Haloerscheinungen ein Zeichen für vorhandenen Cirrostratus ist, die dann bei fallendem Luftdruck und Bewölkungsverdichtung nach Westen zu meist als Schlechtwettervorboten zu werten sind (Heranrücken einer Warmfront).

#### 6.4.2. Hofbildung:

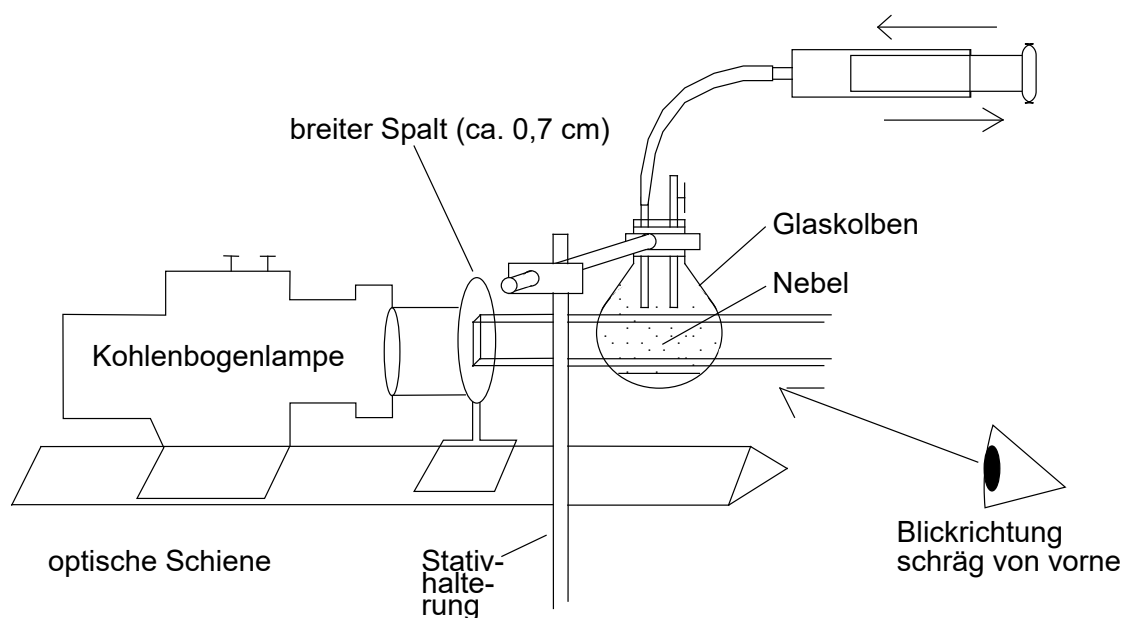
Es sind zunächst anhand von Bildern, die man an die Wand projiziert, und Skizzen an die Tafel die Beobachtungsphänomene Hof und Kranz um Mond bzw. Sonne zu beschreiben (siehe dazu Kap. 1.2.5., Abschnitt 6 !!).

Man erwähnt nun als Lehrer, daß Höfe und Kränze entstehen, wenn ein heller Himmelskörper (Sonne, Mond, helle Planeten) durch dünne schichtförmige Wolken scheint, die aus Wassertröpfchen bestehen. Es tritt dann eine Ablenkung der Lichtstrahlen an den Wolkentröpfchen auf, die man als *Beugung* bezeichnet.

Probieren wir nun, ob wir dieses Phänomen anhand eines Experiments (anhand von Experimenten) erzeugen können:

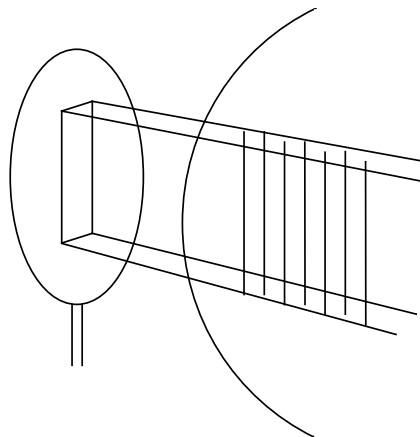
#### Versuch(e) dazu:

##### 1) Versuchsaufbau:



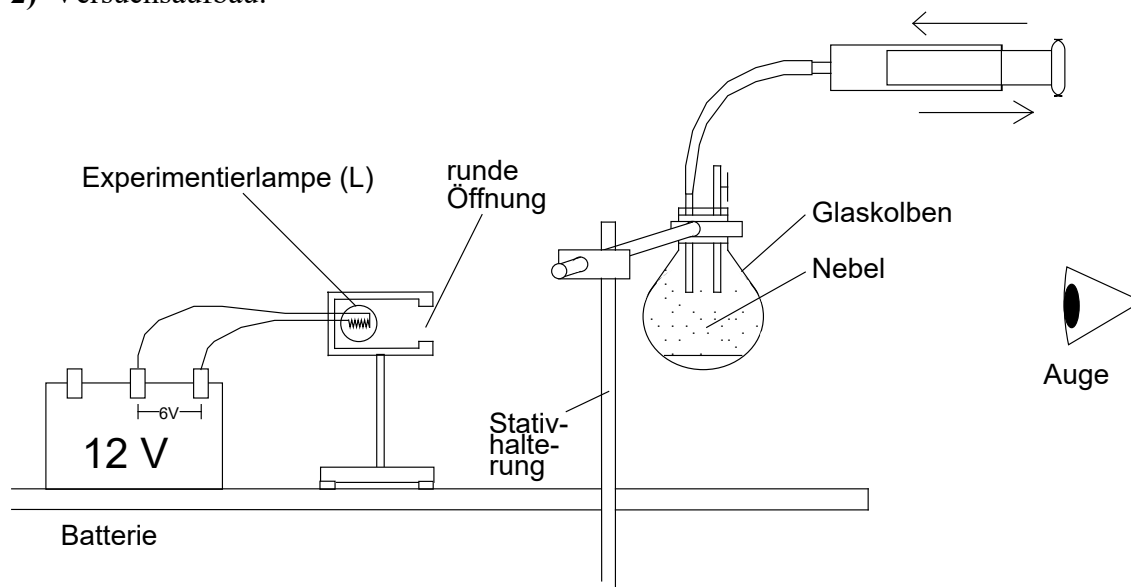
Wie bei dem Versuch in Kapitel 1.4. dieser Unterrichtssequenz (siehe 7. Unterrichtsstunde) ist durch adiabatische Entspannung in einem Glaskolben Nebel zu erzeugen. Diesen durchstrahlt man mit einem kräftigen Lichtstrahlenbündel einer Kohlenbogenlampe, vor die man eine Spaltblende stellt (Spaltbreite ca. 0.7 cm).

Blickt man schräg von vorne in den Kolben, so sieht man farbintensive Beugungsstreifen um den Lichtspalt (siehe Skizze rechts), die wandern, wenn man den Tröpfchenradius durch Komprimieren bzw. Expandieren der Kolbenluft mittels des Stempels ändert. Statt dem Spalt kann man auch eine Lochblende verwenden, die man auf ca. 1 cm Durchmesser einstellt. Daß es sich um Beugung an den Tröpfchen handelt und nicht um andere Effekte, erkennt man daran, daß die Farbstreifen bei Tröpfchenturbulenz im Kolben verwaschen!

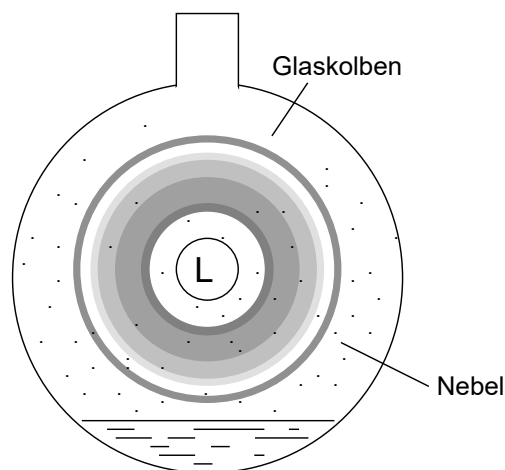


oder (und):

2) Versuchsaufbau:



Eine hell leuchtende Experimentierlampe runder Öffnung wird so aufgestellt, daß sie in einen Glaskolben strahlt, in dem wie in Kap. 1.4. dieser Unterrichtssequenz Nebel erzeugt wird. Das Licht der Lampe darf aber nicht zu hell sein, denn man muß mit dem Auge in ihr Licht sehen können! Durch Herausziehen des Stempels am Kolbenprober ist im Glaskolben Nebel zu erzeugen. Nun läßt man die Schüler durch den Kolben in die Öffnung der Experimentierlampe schauen. Sie beobachten um die Lampenöffnung eine helle Scheibe und um diese Farbringe kreisförmig um das Lampenlicht herum (siehe Skizze rechts). Bei Expansion bzw. Kompression der Nebelluft wandern die Farbringe von außen nach innen, bzw. von innen nach außen, denn es ändert sich dabei die Größe der Nebeltröpfchen, an denen das Licht gebeugt wird.



→ Analogie: Die helle Scheibe um das Lampenlicht entspricht der Hofbildung, die farbigen Ringe der Ring-/Kranzbildung um die Sonne bzw. den Mond als Zentrum. Diese Erscheinungen treten auf, falls der entsprechende leuchtende Himmelskörper durch eine Wolkenschicht (= Nebel im Versuch) scheint!<sup>713)</sup>

Man beobachtet bei diesem Versuch auch, ohne die Stellung des Stempels im Kolbenprober weiter zu verändern, daß kurz nach Nebelbildung der Durchmesser der Ringe kleiner wird.<sup>714)</sup> "Die Ursache liegt in einer allmählichen Zunahme des Durchmessers der beugenden Nebeltröpfchen. Ihre Größe kann man aus dem Durchmesser der Beugungsringe bestimmen."<sup>715)</sup>

Wetterbeutung von auftretenden Höfen und Kränzen (erklären wie in Kap. 1.2.5., Abschnitt 6 beschrieben!):

Der Lehrer stellt das Resultat an den Anfang: Man weiß, daß Höfe und Kränze um Sonne und Mond meist ein Vorzeichen für aufkommendes Schlechtwetter sind.

Frage an die Schüler: Warum folgt ihnen in den meisten Fällen schlechtes Wetter?

Antwort zusammen mit den Schülern erarbeiten:

Höfe und Kränze

→ weisen auf eine dünne Schichtbewölkung in der Höhe hin ( z.B. Altostratus als typische Schichtwolke beim Aufzug einer Warmfront oder Okklusion , Altocumulusdecke)

→ sind bei fallendem Luftdruck daher meist Vorzeichen einer bevorstehenden Wetterverschlechterung (heranrückende Warmfront oder Okklusion!).

## **23. Stunde\*: Lufterlektrizität und Gewitter:**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

In dieser Unterrichtsstunde wird die Schönwetterelektrizität, der Vorgang der Ladungstrennung in einer Gewitterwolke und damit verbunden die Blitzenstehung behandelt. Es besteht nun die Möglichkeit, sich als Lehrer im Rahmen dieser Unterrichtssequenz zum Thema Gewitter auf diese Stunde zu beschränken. Es ist aber zu empfehlen, die 24. Stunde als eine Art Weiterführung dieser Unterrichtsstunde zu halten, denn hier wird auf Donner, auf Gewitterarten, auf Indizien, die Gewitter ankündigen und Vorhersagemöglichkeiten von Gewittern eingegangen. Die 23. Stunde ist also eher theoretisch ausgerichtet, die 24. Stunde als Fortsetzung mehr anwendungsorientiert.

Über den Unterrichtsverlauf der 23. Stunde: Nach einer kurzen Einleitung zum Thema 'Gewitter', führt der Lehrer einen Versuch vor, um zu zeigen, welche hohen Spannungen (Feldstärken!) zur Funken-/Blitzenstehung erforderlich sind. Der Begriff 'Feldstärke' wird dabei nicht verwendet, denn er ist noch nicht bekannt und wird erst in der 12. Jahrgangsstufe eingeführt.<sup>716)</sup> Dem Ergebnis des einleitenden Versuchs folgt die grundlegende Problemstellung dieser Stunde, wie es zu solchen hohen Spannungen bei einem Gewitter überhaupt kommt. Es folgt nun ein Einschub, in dem erläutert wird, daß in der Luft stets eine Spannung herrscht (= Schönwetterelektrizität), die durch die Gewitter auf der ganzen Erde aufrecht erhalten wird. Falls in der Nähe der Schule ein freies Gelände

vorhanden ist, hat der Lehrer die Möglichkeit, hier die Schönwetterelektrizität mit Hilfe eines Versuchs nachzuweisen. Dieser erfordert aber viel Zeit, falls man ihn während der Physikstunde durchführt (gemeinsames Hinausgehen/Zurückkehren mit der Klasse + Versuchsdurchführung!). Deshalb ist er nur an der entsprechenden Stelle erwähnt und der Unterrichtsverlauf dieser Stunde ist insgesamt so konzipiert, als würde man den Versuch auf eine andere Stunde bzw. freie Zeit verschieben. Es wurde im Rahmen der Schönwetterelektrizität besprochen, warum die Erde negativ und die oberen Atmosphärenschichten positiv geladen werden. Wie es aber nun in einer Gewitterwolke selbst zur Ladungstrennung kommt, wird anhand eines Versuchs vorgeführt und besprochen. Der Lehrer zeigt daran anschließend an einer Skizze die resultierende Ladungsverteilung in und unter einer Gewitterwolke und macht an ihr die Blitzenstehung (Wolken- und Erdblick) deutlich. Abschließend zu dieser Stunde wird noch darauf eingegangen, daß der Wolkenaufwind in einer Gewitterwolke die Ladungen stets erneut trennt, so daß es bei einem Gewitter mehrmals zu einem Ladungsausgleich in Form von Blitzen kommt. Vorbereitend sollte der Lehrer im Theorieteil die ersten sechs Seiten von Kap. 1.2.4. studieren, um für eine erfolgreiche Durchführung dieser Stunde gerüstet zu sein.

### **Unterrichtsablauf der 23. Stunde:**

#### **7. Luftelektrizität und Gewitter** (Überschrift)

Einleitung des Lehrers: Es ist uns allen bekannt, daß vor allem während heißer Sommertage oft ganz unerwartet ein Gewitter aufzieht.

Eventuell nun den Schülern ein Dia eines schweren Gewitterunwetters an die Wand werfen.

Gewitter können oft sehr gefährlich werden, z.B. bei Gebirgstouren (→ Blitzschlag, Hagel).

Um sich vor einem Gewitter schützen zu können, wäre es von großem Vorteil, die Möglichkeit oder Fähigkeit zu haben, seine Bildung bzw. seinen Aufzug im voraus abschätzen zu können. Wir werden in dieser und der nächsten Stunde versuchen zu erarbeiten, wie das Phänomen Gewitter (Blitz, Donner) überhaupt entsteht und wie man es dann auch selbst vorhersagen kann, ohne auf den Wetterbericht angewiesen zu sein.

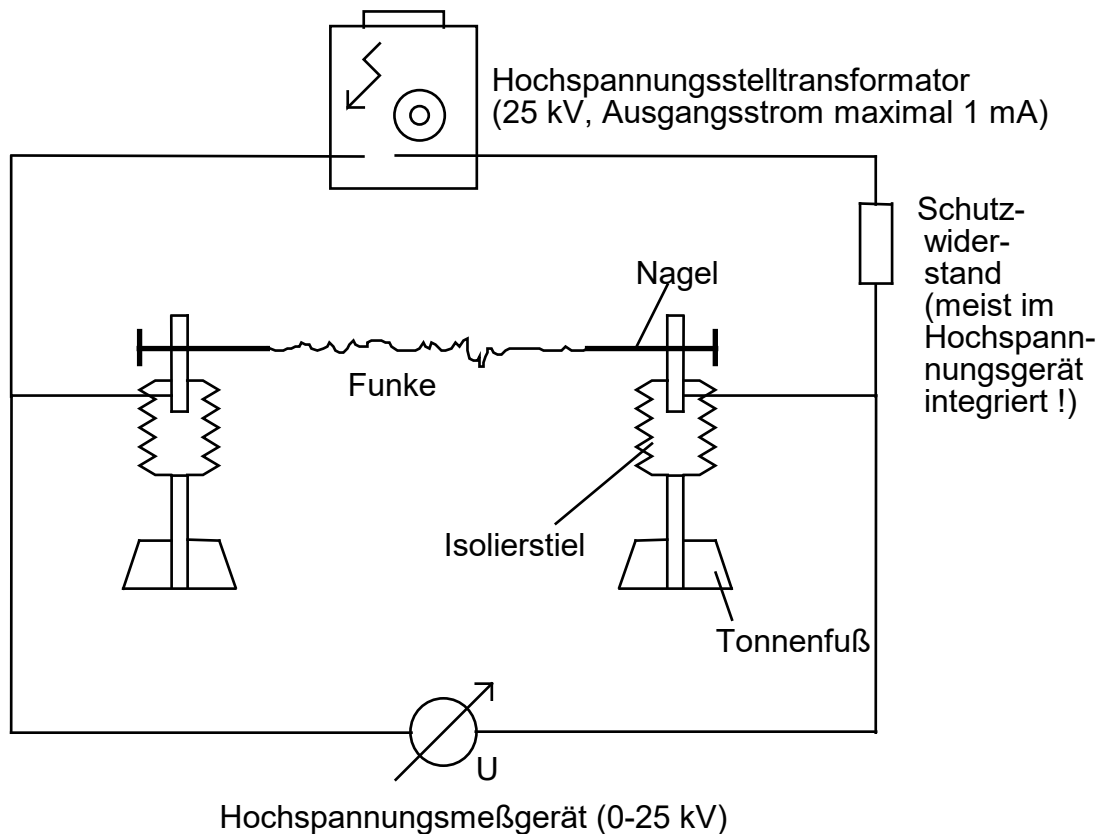
[Falls die 24. Stunde nicht gehalten wird, als Einleitung das Bild eines Gewitterblitzes an die Wand werfen und feststellen, daß es sich hier um einen Funken gewaltigen Ausmaßes handelt!]

Überleitung: Funken sind nichts anderes als kurze fließende Ströme in Luft, die durch hohe Spannungen verursacht werden. So gleicht ein Blitz bei Gewitter hohe Spannungen in der Luft aus. Bei genügend hoher Spannung in Luft kann sich dabei ein Blitz ausbilden.

Versuch dazu (siehe folgende Versuchsskizze):

Mittels eines regelbaren Transformators wird eine Hochspannung erzeugt. Diese liegt zwischen zwei leitenden Metallspitzen (hier Nagelspitzen), die zuvor in einen kleinen festen Abstand zueinander gebracht wurden, an. Die Spannung, die nun zum Auslösen eines Funkens zwischen beiden Spitzenelektroden erforderlich ist, wird mit einem Meßgerät bestimmt.

Versuchsskizze:



Spitzenelektroden ca. 1 cm auseinanderstellen. Spannung hochdrehen und den Wert messen, kurz vor dem ein Durchschlag eintritt. Man liest eine Durchschlagsspannung von ca. 10 kV ab.

⇒ Pro 1 Meter muß eine Spannung von ca.  $100 \cdot 10 \text{ kV} = 1000 \text{ kV} = 1 \cdot 10^6 \text{ V}$  herrschen, damit ein Funke/ein Blitz ausgelöst wird.<sup>717)</sup>

Problemstellung:

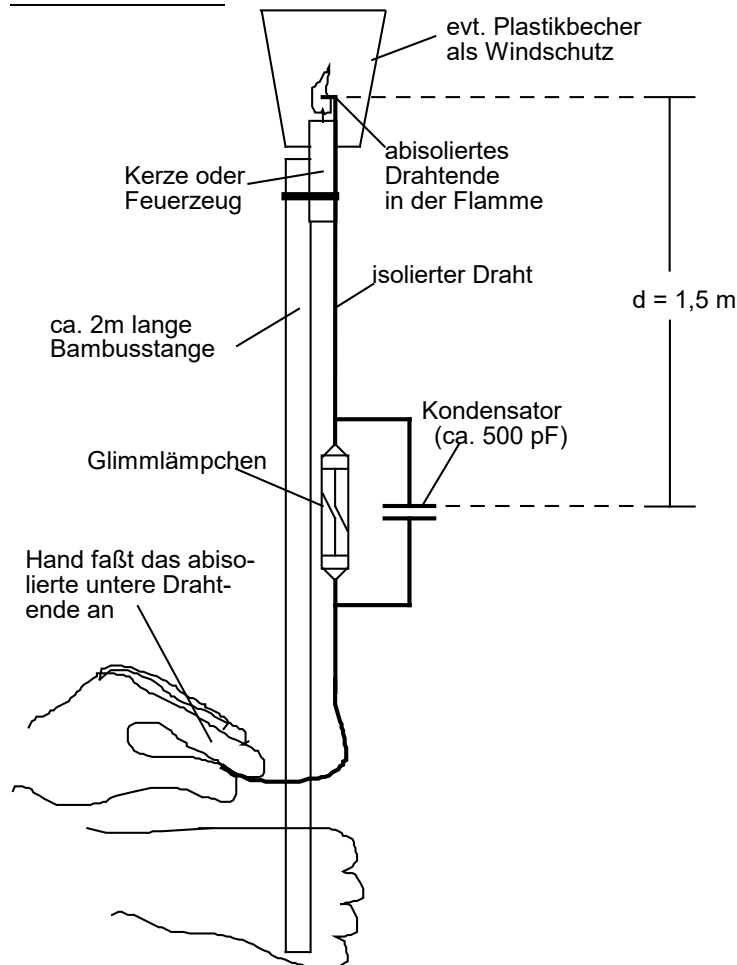
Wir haben nun einen Blitz simuliert. Wie entstehen nun in einer Gewitterwolke solch hohe Spannungen, daß es zu gewaltigen Entladungen (= Blitzen) kommt?

Der Lehrer erklärt: In der Luft herrscht stets eine Spannung, auch bei Schönwetter. Sie beträgt ca 130 V pro 1 m Höhendifferenz am Boden. Dieser Wert nimmt mit der Höhe ab und ist in 6 km Höhe auf nur noch 5 V pro Meter gesunken.

An dieser Stelle ist den Schülern mitzuteilen, daß diese Spannung nicht tödlich wirkt, da die Spannung nur in der Luft besteht und nicht zwischen Körperteilen des Menschen anliegt. Der Mensch befindet sich nämlich vollständig auf Erdpotential, ist also sozusagen "geerdet".<sup>718)</sup>

Falls die Voraussetzungen dazu günstig sind (gutes, ruhiges Wetter!), kann an dieser Stelle ein Versuch zum Nachweis der Lufterlektrizität im Freien durchgeführt werden:

Versuchsaufbau:



Die Kerzen- bzw. Feuerzeugflamme bewirkt, daß die Luft in der Umgebung des in ihr befindlichen Drahtendes leitend wird. Durch Anfassen des abisolierten, herabhängenden Drahtendes stellt man den Kontakt zur Erde her. Der Strom zwischen Flamme und Hand wäre aber zu gering, um in der Glimmlampe ein Leuchten hervorzurufen. Deshalb ist ein Kondensator (ca. 500pF) parallel geschaltet, der die Ladungen ansammelt, bis die Zündspannung erreicht ist. Das Lämpchen blitzt also in regelmäßigen Abständen auf.<sup>719)</sup>

Hinweis für den Lehrer zu diesem Versuch: Das Experiment muß auf möglichst freiem Gelände durchgeführt werden, da Häuser und Bäume selbst das Erdpotential annehmen und daher das lufterlektrische Feld abschirmen. Die Stange, die zum Versuch verwendet wird, darf nicht leiten, soll also aus trockenem Holz sein (z.B. Bambusstange), da sie sonst das Potential der Hand bzw. Erde annimmt.<sup>720)</sup>

Es ergibt sich die Frage: Woher kommt diese elektrische Spannung in Luft?

Der Lehrer erklärt dazu: Der Erdboden ist negativ geladen, einige Luftmoleküle in der Atmosphäre, vor allem in ca. 50 km Höhe positiv. Es ergibt sich also eine elektrische Spannung.

In diesem Zusammenhang folgende Frage: Warum bleibt diese Spannung bestehen?

Antwort des Lehrers dazu: Es fließt zwar schon ein Strom positiver Luftionen von der oberen Atmosphäre zur Erde, der die Spannung auszugleichen versucht, jedoch die Gewitter auf der ganzen Erde laden den Erdboden fortlaufend negativ und die oberen Atmosphärenschichten positiv auf, so daß die Schönwetterelektrizität erhalten bleibt.

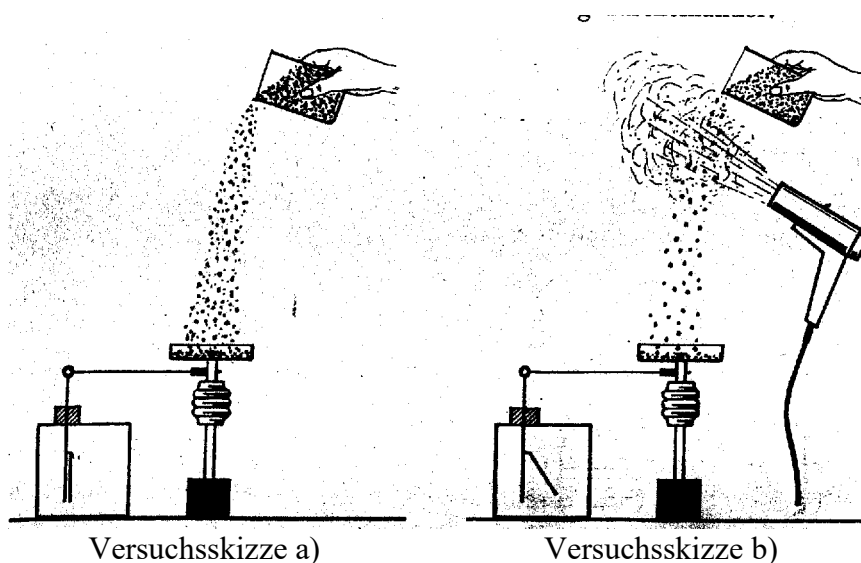
Weltweit fließt ein Ionenstrom von ca. 1600 A von der Atmosphäre zur Erde bzw. ein von den Gewittern ausgehender Ladestrom der selben Stromstärke.

Dazu Abb. 69 an die Tafel skizzieren oder kurz auf Folie am Tageslichtprojektor an die Wand werfen und erläutern (siehe Kap. 1.2.4.).

Aufwerfen der Frage: Wie kommt es aber nun nicht zwischen Erde und höheren Atmosphärenschichten, sondern in einer Gewitterwolke selbst zu einer Ladungstrennung?

Dazu folgender Versuch:

"Man füllt in ein Metallgefäß ein Gemisch von feinpulverisierter Schwefelblüte und Bleischrot und schüttelt die Bestandteile kräftig durcheinander. Hält man das Metallgefäß in einiger Entfernung über eine isoliert aufgestellte Metallschale, an die ein empfindliches Elektroskop angeschlossen ist, und läßt auf die Schale einen gleichmäßigen Strom von Bleischrot und Schwefelblüte herabfallen, so zeigt das Elektroskop keinen Ausschlag"(siehe Versuchsskizze a)). "Man wiederholt den Versuch, richtet aber gegen die herabfallenden Körper von der Seite her den Luftstrom eines Haartrockners. Dadurch wird die Schwefelblüte zur Seite getrieben; sie wird von den Schrotkugeln getrennt. Sofort zeigt das Elektroskop einen Ausschlag"<sup>721</sup>) (siehe Versuchsskizze b)).



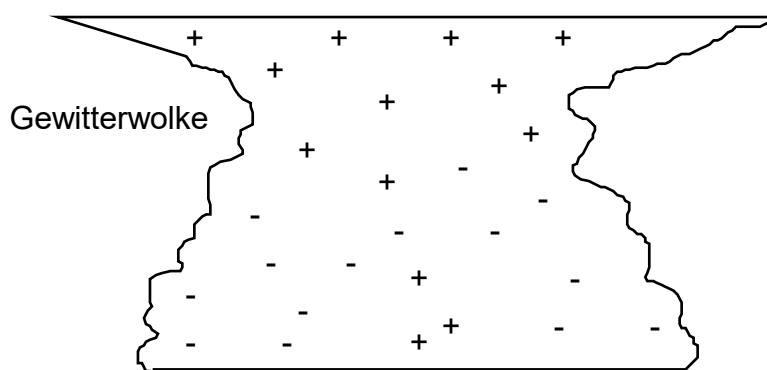
[ Versuchsskizze a) , b) entnommen aus: Brunstein W., Heise G., Fischer J., Paucker H.: Physikalische Schulversuche, Elektrizitätslehre I. Köln 1978 (Aulis-Verlag), S. 136, Abb. 5.1.9./1 a) und b).]

Steckt man an den "-"-Pol eines Hochspannungsgeräts ein Kabel, an dessen Ende eine Metallkugel leitend verbunden ist, und hält diese an die Nadel des Elektroskops, so ziehen sich Nadel und Kugel an. Da sich auf der Metallkugel negative Ladungen befinden ("-"-Pol!), ist also die Platte positiv geladen worden.

Fazit: Die großen Schrotteilchen haben sich beim Wegblasen der feinen Schwefelblüte positiv aufgeladen! Die feinen Teilchen haben demnach den großen negative Ladung entzogen, so daß diese negativ geladen sind.

Wir können nun diesen Effekt damit vergleichen, daß bei einem kräftigen Aufwind in einer Gewitterwolke Wassertropfen in große und kleine Tropfen zerspritzt werden und von Eis und Schneekristallen feinste Eissplitter abplatzen. Dabei findet nun eine Ladungstrennung statt, wobei die kleinen Niederschlagsteilchen negativ und die großen positiv geladen werden. Durch die unterschiedliche Fallgeschwindigkeit der verschiedenen geladenen Niederschlagsprodukte (große Niederschlagsteilchen fallen schneller, kleine langsamer), entfernen sich die Ladungen im Wolkenaufwind der Gewitterzelle voneinander, so daß es zu sehr hohen Spannungen kommt.<sup>722)</sup>

Nun erklärt der Lehrer, wie in Kap 1.2.4. beschrieben ist, das Zustandekommen der Ladungsverteilung in einer Gewitterwolke, ebenso die Ansammlung positiver Ladungen an der Erdoberfläche. Dazu folgende Skizze an die Tafel zeichnen oder die auf Folie kopierte Abb. 70 (siehe Kap. 1.2.4. im Theorieteil) mit Hilfe eines Tageslichtprojektors an die Wand werfen:



Erde + + + - + + +  
Ladungsverteilung in und unter einer Gewitterwolke

Es nimmt die Ladungskonzentration in den Bereichen der Gewitterwolke fortlaufend zu, bis die Spannung so groß ist, daß sich eine Elektronenlawine in Bewegung setzt und es zur Entladung kommt. → Es blitzt: innerhalb der Wolke = Wolkenblitz,  
von der Wolke zur Erde = Erdblitz.

Frage an die Schüler: Warum blitzt es in einer Gewitterwolke öfter und nicht nur einmal? So ist doch mit einem Blitz die Ladung ausgeglichen und damit die hohe Spannung abgebaut worden.

Antwort: Nach dem Ladungsausgleich durch einen Blitz führt der stetige Aufwind in der Wolke gemäß dem in dieser Stunde beschriebenen Prozeß wieder zur Ladungstrennung und es blitzt erneut. Der Wolkenaufwind wirkt also wie ein Generator, der die Wolke stets neu auflädt.<sup>723)</sup>

## **24. Stunde\* : Gewitter und ihre Vorhersage (Fortsetzung der 23. Stunde)**

### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Diese Stunde stellt eine Fortsetzung der vergangenen 23. Stunde dar: Zu Beginn wiederholt der Lehrer zusammen mit den Schülern den Prozeß des Ladungstrennungsvorgangs in einer Gewitterwolke, der letztendlich zur Blitzentstehung führt. Er schließt nun daran die Klärung der Frage an, warum auf den Blitz ein Donner folgt. Zusammen mit den Schülern wird dabei auch besprochen, wie man aus der Zeit zwischen Aufleuchten des Blitzes und dem Einsetzen des Donners die Entfernung des Blitzschlags berechnen und so in etwa die Entfernung des Gewitterzentrums abschätzen kann. Der Lehrer teilt die Gewitter in 3 Gewittertypen ein (Wärmegewitter, Kaltfrontgewitter und Warmfrontgewitter) und erläutert jeweils deren Auftreten und Charakteristika. Der Rest der Unterrichtsstunde befaßt sich mit der Vorhersage von Gewittern: Anhand des Versuchs zur Funkenentstehung, der zu Beginn der 23. Unterrichtsstunde vorgeführt wurde, zeigt der Lehrer, wie man mit Hilfe eines Radios bereits bestehende Gewitter nachweisen und ihr Auftreten auf diese Weise prognostizieren kann. Abschließend erläutert der Lehrer noch anhand einer Tabelle, die er den Schülern als Kopie austeilt, Wetterbeobachtungen und Faktoren, die das Entstehen bzw. Aufkommen eines Gewitters ankündigen.

Vorbereitend auf diese Unterrichtsstunde sollte sich der Lehrer vor allem das Wissen der letzten sechs Seiten des Kapitel 1.2.4. aneignen.

### **Unterrichtsablauf der 24. Stunde:**

Zu Beginn: Wiederholung des Ladungstrennungsvorgangs in Gewitterwolken und der Blitzentstehung (-wurde in der vergangenen 23. Stunde behandelt-).

Der Lehrer knüpft daran an: Nach dem Blitz hört man den Donner.

Frage an die Schüler: Warum ?

Antwort mit den Schülern erarbeiten: Während der Entladung schnell die Temperatur im Blitzkanal bis auf 30000 °C. Durch diesen hohen Temperatursprung kommt es zu einem enormen Druckanstieg im Blitzkanal und zu einer explosionsartigen Ausdehnung der hierin befindlichen Luft. Dies führt zur Bildung einer gewaltigen Schallwelle.

Mit den Schülern erarbeiten (vgl. hierzu Kap. 1.2.4.):

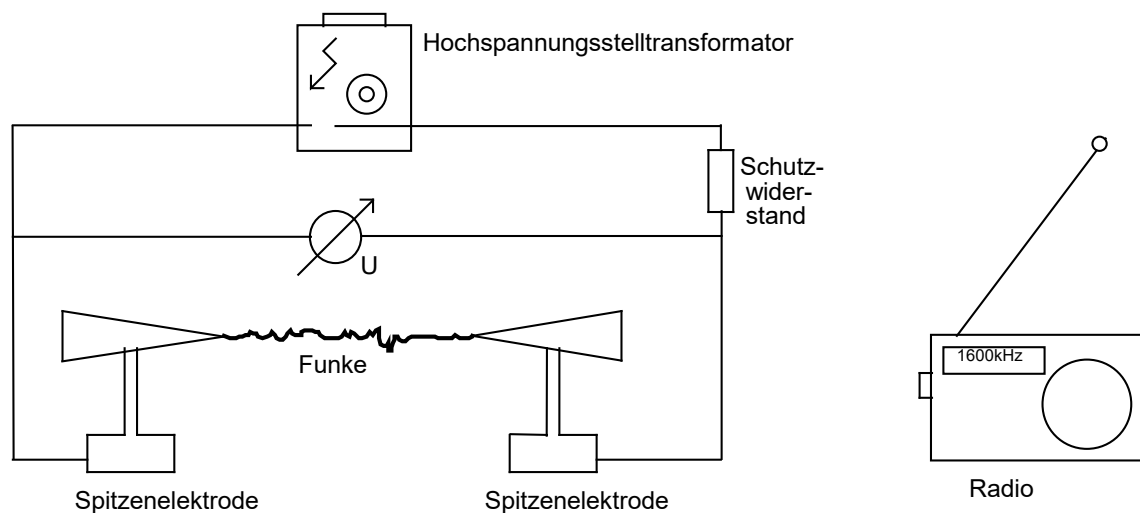
Da die Schallgeschwindigkeit 340 m/s (bei 13°C) beträgt, können wir die Distanz zwischen einem aufleuchtenden Blitz und dem Beobachtungsort  $\Delta s$  berechnen, wenn wir die Zeit  $\Delta t$  zwischen Auftreten des Blitzes und Donnerbeginn messen (z.B. mit einer Uhr mit Sekundenanzeige am Handgelenk):  $\Delta s = v_s \cdot \Delta t$ . Bei einem Gewitter in der Umgebung bekommen wir durch mehrmalige Messung auf diese Weise eine relativ genaue Angabe darüber, wie weit das Blitzzentrum vom eigenen Standort (noch) entfernt liegt.

Besprechung der wichtigsten Gewittertypen:

1. Wärmegewitter: beschreiben und Entstehung erläutern (wie in Kap. 1.2.4.).
2. Kaltfrontgewitter: beschreiben (wie in Kap. 1.2.4.) mit der Wetterregel:  
'Treten kräftige Gewitter nachts oder in den Morgenstunden auf, so sind dies fast immer Kaltfrontgewitter, denen meist Wetterverschlechterung folgt.'
3. Warmfrontgewitter: treten selten auf. Es entwickeln sich Cumulonimben innerhalb der Aufgleitbewölkung.

Zur Gewittervorhersage:

Der Lehrer teilt den Schülern mit: Jeder von Euch kann beurteilen, ob in der Umgebung eine Gewitterwolke entstanden ist oder nicht.

Versuch dazu:

Es ist das Experiment aus der letzten Stunde zur Blitzentstehung, das zu Beginn des Unterrichtskapitels "Luftelektrizität und Gewitter" vorgeführt wurde, zu wiederholen. Neben diesen Versuchsaufbau stellt man aber nun zusätzlich ein Radio, dessen Empfang auf einen sendefreien Bereich um ca. 1600 kHz (Mittelwelle) eingestellt ist. In ihm hört man bei Funkenüberschlag zwischen den Spitzenelektroden dann ein lautes Krachen.

Fazit: Mit einem Radio lassen sich auf Mittelwelle elektrische Blitzentladungen hörbar nachweisen. Mit Hilfe eines Radios kann man also feststellen, ob sich in der Umgebung eine Gewitterwolke gebildet hat oder nicht.

⇒ Nun Gewittervorhersage durch ein Radio erklären, wie in Kap. 1.2.4. beschrieben.

Zu Wetterbeobachtungen, die die Entstehung bzw. das Aufkommen eines Gewitters ankündigen, Tabelle 9 des Theorieteils dieser Arbeit als Kopie austeilen und soweit man noch kommt, durchbesprechen.

### **Anmerkung zur 24. Unterrichtsstunde:**

Es läßt sich diese Unterrichtsstunde zu einer unabhängigen Einheit (d.h. ohne Behandlung der 23. Stunde) zum Thema 'Gewitter' umfunktionieren, falls man ihren Ablauf etwas umstrukturiert und beispielsweise folgendermaßen vorgeht:

1. Einleitung: Wie zu Beginn der 23. Stunde werden die Gefahren eines Gewitterunwetters und die Notwendigkeit seiner Vorhersage herausgestrichen.
2. Ausführliche Behandlung der verschiedenen Gewittertypen.
3. Besprechung der Faktoren, die eine Gewitterbildung bzw. einen Gewitteraufzug ankündigen.
4. Versuch zur Gewittervorhersage mit Radio und Erläuterung dazu.
5. Der Lehrer stellt die Situation vor, daß man sich schon relativ nahe an einem Gewitter befindet, und daß man die Entfernung zum Unwetterzentrum abschätzen möchte  
→ Messen der Zeit zwischen Blitz und Eintreten des Donners  
→ Berechnung der Entfernung aus der Kenntnis der Schallgeschwindigkeit.

### **25. Stunde: Wetterlagen in unserem Raum und Beurteilung in Bezug auf das weitere Wettergeschehen.**

#### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Einleitend wird der Begriff "Wetterlage" anhand der Erfahrung, daß sich das Wettergeschehen oft über eine längere Zeit nicht bzw. nur kaum verändert, deutlich gemacht. Der Lehrer motiviert eine genauere Untersuchung verschiedener Wetterlagentypen im Unterricht, indem er herausstellt, daß deren Kenntnis die Einschätzung des momentanen und Vorhersage des weiteren Wetterverlaufs ziemlich erleichtert. Anschließend beginnt er, anhand einer Zusammenstellung von Arbeitsblättern die Hoch- und Tiefdruckwetterlagen zu besprechen. Abschließend zu dieser Stunde zeigt er die aktuelle Wetterkarte des Unterrichtstages, die er aus einer Tageszeitung entnommen hat. In Zusammenarbeit mit den Schülern wird dabei versucht, die gezeigte aktuelle Wetterlage zu bestimmen, um schließlich daraus und aus der momentanen Wettersituation eine kurzfristige Wettersvorhersage zu erstellen.

In dieser Unterrichtsstunde wird durch den häufigen Umgang mit Bodenwetterkarten als Nebeneffekt das Wissen vermittelt, wie die meteorologischen Parameter in einer Wetterkarte eingetragen sind, und die Fähigkeit geschult, wie man eine Wetterkarte liest. Vorbereitend auf diese Unterrichtsstunde sollte der Lehrer im Theorieteil Kap. 1.1.4. lesen.

## Unterrichtsablauf der 25. Stunde:

### 8. Wichtige Wetterlagen in unserem Raum

Beginn der Stunde: Schüler ansprechen ob sie sich an Wettergeschehen erinnern können, bei denen es langanhaltend über mehrere Tage hinweg geschneit oder geregnet hat.

Der Lehrer erinnert auch daran: Umgekehrt gibt es auch langanhaltende Schönwetterperioden, z.B. Schönwetter über mehrere Wochen.

Frage an die Schüler: Wie kommt es, daß das Wetter oft über eine längere Zeit gleich bleibt ?

Antwort zusammen mit den Schülern erarbeiten: Hoch- und Tiefdruckgebiete bestimmen unser Wettergeschehen. Je nachdem wie sich diese Druckgebilde auf unser Gebiet auswirken, wie lange sie über unserem Raum verharren, kommt es zu mehr oder weniger stabilen Schlecht- bzw. Schönwetterlagen. Das Wetter hängt also von der großräumigen Verteilung der Hoch- und Tiefdruckgebiete ab.

In diesem Zusammenhang stellt der Lehrer folgende Definition vor (vgl. Kap. 1.1.4.): Wir nennen eine Wetterlage die aktuelle, augenblickliche, großräumige Verteilung der Hoch- und Tiefdruckgebiete sowie von Luftmassen und Strömungsverhältnissen in Bezug auf ein Gebiet.

Der Lehrer weist darauf hin: Die Stellung von Hoch- und Tiefdruckgebieten, sowie die Strömungsverhältnisse lassen sich leicht aus den Wetterkarten der Zeitungen ablesen. Kennt man damit die entsprechende Wetterlage, kann man, wenn man über ihre Charakteristika und ihre Bedeutung für das weitere Wettergeschehen bescheid weiß, die weitere Entwicklung des Wetters der nächsten Tage leicht einschätzen. Dies ist sehr hilfreich, um das augenblickliche Wetter selbst noch besser zu verstehen und erleichtert schließlich, eine eigene Wetterprognose zu erstellen.

Daher werden wir in diesem Kapitel die wichtigsten Wetterlagen behandeln, die für unseren Raum von Bedeutung sind. Wir unterscheiden dabei Tiefdruckwetterlagen (→Wetterlage wird hauptsächlich durch ein Tief bestimmt) und Hochdruckwetterlagen (→Wetterlage wird hauptsächlich durch ein Hoch bestimmt).

#### Methodisches Vorgehen bei der Beschreibung von Wetterlagen:

Es empfiehlt sich zur Erläuterung der Wetterlagen ein Arbeitsblatt zu erstellen. Dabei ist zu jedem Wetterlagentyp eine Wetterkarte zu kopieren (aus Zeitungen (die Wetterkarten in der Süddeutschen Zeitung sind hierbei besonders zu empfehlen, da sie ziemlich übersichtlich und ausführlich abgedruckt sind), aus Büchern,...). Über jeder Wetterkarte läßt man einen leeren Platz frei, an dem die Bezeichnung der dazugehörigen Wetterlage geschrieben werden soll. Unter den Wetterkarten ist jeweils knapp und stichpunktartig die Verteilung der Druckgebilde, der Tiefdruckfronten, sowie das Wettergeschehen beschrieben.

Mit den Schülern bespricht man nun jeweils die Verteilung der Hoch- und Tiefdruckgebiete, der Luftmassen und Fronten (Kaltfront, Warmfront, Okklusionsfront). Zusammen mit den Schülern werden dann die charakteristischen Merkmale der auf der Wetterkarte dargestellten Wetterlage gesammelt. Nachdem man mit den Schülern über den weiteren Verlauf des gesamten Wettergeschehens diskutiert hat, also mit ihnen eine kurzfristige

Prognose erstellt hat, wird zusammenfassend die entsprechende Wetterlage in Bezug auf unser Gebiet als eine solche spezielle herausgestellt und ihr eine Bezeichnung verliehen.

Auf diese Weise folgende Wetterlagen beschreiben (siehe hierzu in Kap.1.1.4.!!!), wobei man Punkt 1.f) (Trogwetterlage, siehe unten) aus Zeitgründen auch weglassen kann:

### 1. Tiefdruckwetterlagen:

- a) Süddeutschland an der Ostseite eines heranrückenden Tiefs (→ Föhn)
- b) Nordwestwetterlage
- c) Nordwetterlage
- d) Genuatief → Tief über dem Golf von Genua oder Oberitalien
- e) Westwetterlage → bringt unbeständiges Wetter, milde Witterung im Winter und kühle im Sommer
- f) Trogwetterlage → Schlechtwetter hinter einer Kaltfront, Vorzeichen: Hinter der Kaltfront steigt der Luftdruck nicht an, sondern fällt weiter!

### 2. Hochdruckwetterlagen:

- a) Zwischenhoch → Hoch zwischen zwei Zyklonen
- b) Hoch über Mitteleuropa ( Der Lehrer erwähnt, daß es auch in der Höhe ausgeprägt ist, ohne jedoch auf die Höhenwetterkarte näher einzugehen.)
- c) Festlandshoch über Westrußland
- d) Azorenhoch (= Subtropenhoch über den Azoren) steuert unser Wettergeschehen (Erklärung hierzu: Da das Azorenhoch auch in den oberen Troposphärenschichten noch stark ausgeprägt ist, lenkt es Tiefausläufer, die entlang der Höhenströmung ziehen, um sich herum.)

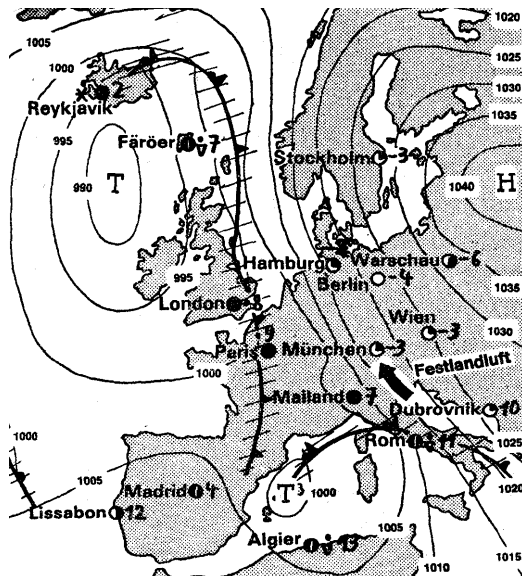
Die am Gymnasium Puchheim verwendete Zusammenstellung, die den Schülern in Form von Kopien ausgeteilt wurde, soll hier als Anregung dienen:

## Wichtige Wetterlagen in unserem Raum

**Definition:** Wir nennen eine Wetterlage die aktuelle, augenblickliche, großräumige Verteilung der Hoch- und Tiefdruckgebiete sowie von Luftmassen und Strömungsverhältnissen in Bezug auf ein Gebiet.

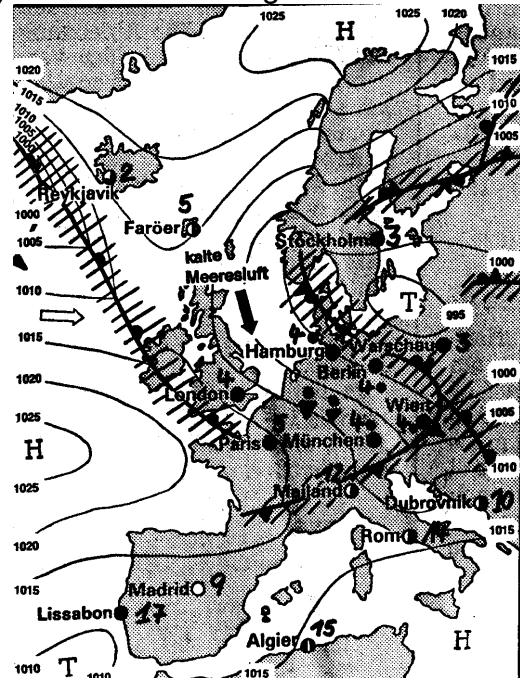
### 1. Tiefdruckwetterlagen:

a) Süddeutschland an der Ostseite eines heranrückenden Tiefs (→ Föhn):



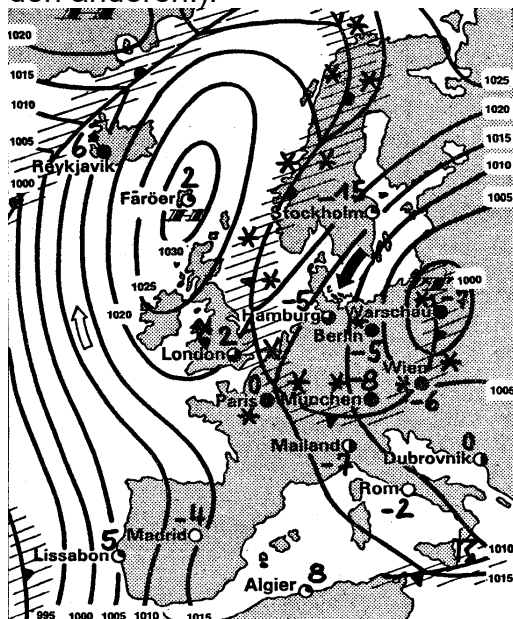
Der Bodenwind weht aus südlicher Richtung und bringt meist ziemlich warme Luft aus dem Mittelmeerraum zu uns nach Norden. Föhn zögert die Wetterverschlechterung oft lange hinaus.

b) Nordwestwetterlage :

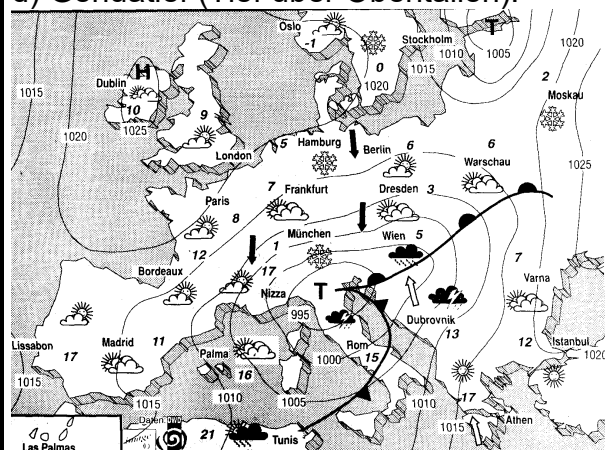


Eine Kaltfront bewegt sich von Nord nach Süd. Hinter ihr ist es ziemlich kühl und es kommt zu Schauerwetter. Eine Stauwetterlage herrscht am Nordrand der Alpen.

c) Nordwetterlage (extremere Wetterlage als in b): ein Schauer jagt den anderen!:

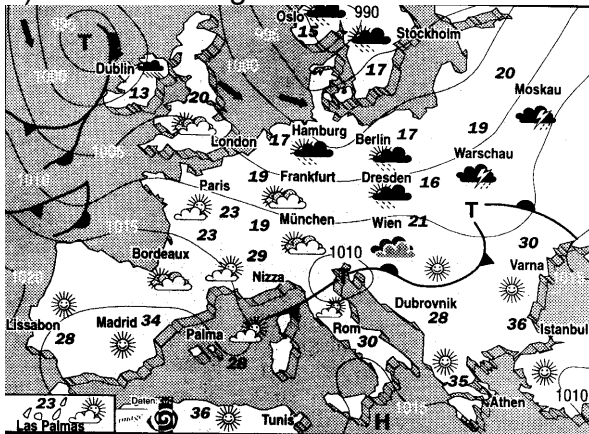


d) Genuatief (Tief über Oberitalien):



Ergiebige, langanhaltende Niederschläge gehen bei kalten Temperaturen im südlichen Bereich Deutschlands nieder. Das schlechte Wetter kann sich mehr als eine Woche lang einhängen, bevor das Tief in Richtung Polen weiterzieht.

e) Westwetterlage:



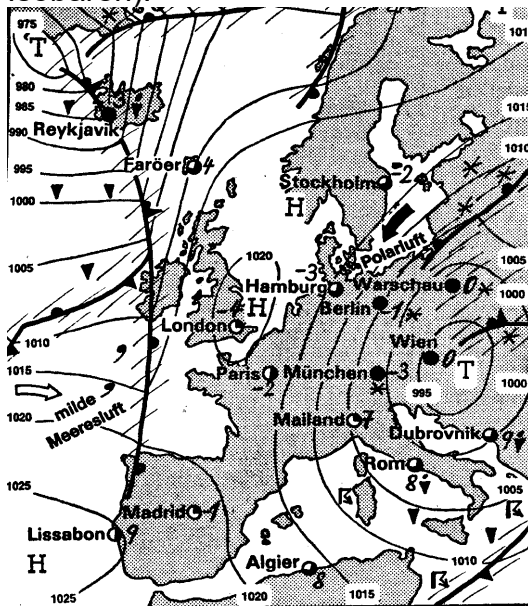
Sie bringt unbeständiges Wetter, milde Witterung im Winter, kühle im Sommer. Ein Tiefdruckgebiet nach dem anderen überquert Deutschland.

f) Trogwetterlage:

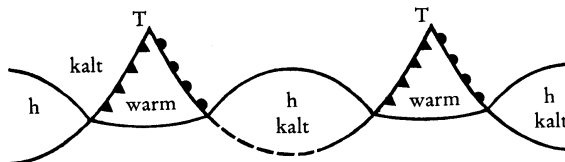
→ Schlechtwetter hinter einer Kaltfront, Vorzeichen: Hinter einer Kaltfront steigt der Luftdruck nicht an, sondern fällt weiter.

2. Hochdruckwetterlagen:

a) Zwischenhoch (= Hoch zwischen zwei Zyklonen, mit geschlossenen Isobaren):

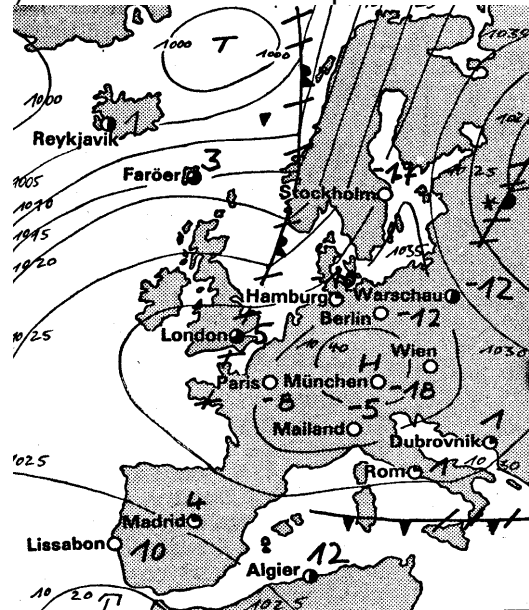


Zwischenhochkeil (offene Isobaren):



Zwischenhochs und Zwischenhochkeile bringen nur kurze Wetterbesserung von etwa 24 bis 36 Stunden.

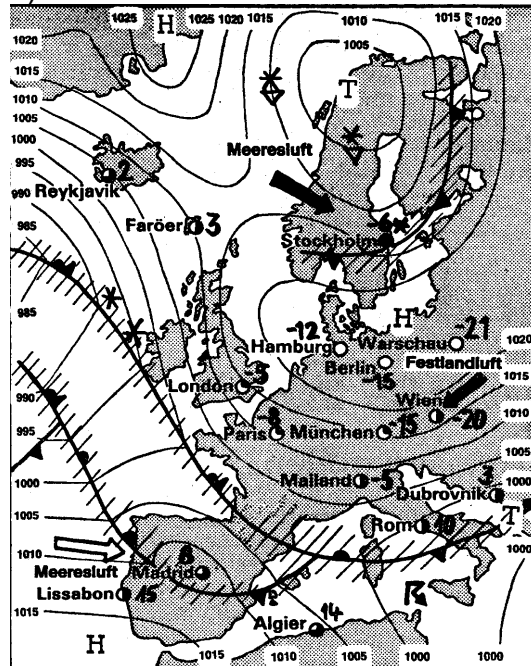
b) Hoch über Mitteleuropa:



Es handelt sich um ein Hoch, das Tiefdruckgebiete um sich herumsteuert.

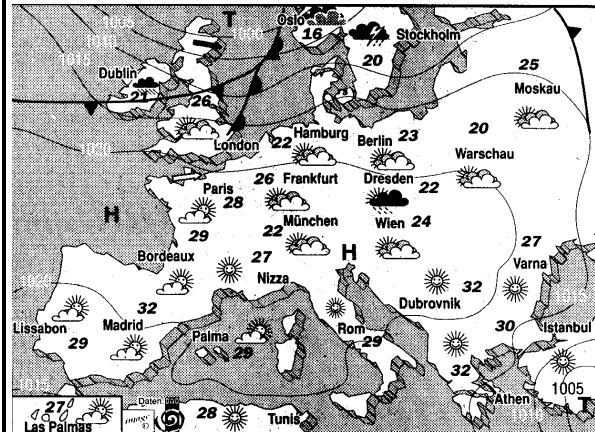
Dauer der Schönwetterlage: durchschnittlich 1 Woche

c) Festlandshoch über Westrußland:



Das Hoch über Westrußland führt zu einer langandauernden Schönwetterperiode, bringt im Sommer warmes bis heißes Wetter, im Winter dagegen extreme Kälte. Es herrscht in Süddeutschland Ostwind, der sehr böig sein kann.

d) Azorenhoch (steuert unser Wettergeschehen):



Das Azorenhoch ist als Subtropenhoch bis in die oberen Troposphärenschichten ausgeprägt. Es lenkt daher Tiefdrucksysteme um sich herum und steuert daher unser Wettergeschehen. Beeinflusst es Süddeutschland (siehe Wetterkarte), so ist mit mildem, schönem Wetter zu rechnen.

[Zu obiger Zusammenstellung: Alle Bodenwetterkarten wurden jeweils entnommen aus der Wasserburger Zeitung, S. 2: 1. a) vom 15.11.1984, 1. b) vom 2.5.1985, 1. c) vom 4.1.1985, 1. d) vom 2.4.1996, 1. e) vom 2.7.1996, 2. a) vom 18.3.1985, 2. b) vom 20.2.1985, 2. c) vom 12.2.1985, 2. d) vom 13./14. 7. 1996. Die Skizze zum Zwischenhochkeil in 2. a) wurde entnommen aus Wildegger R.: Praktisches Wetterlexikon. München 1987 (Verlag C.H. Beck), S. 118.]

Am Schluß wird den Schülern die aktuelle Wetterkarte des Tages (Folienkopie aus einer Tageszeitung!) mit Hilfe des Tageslichtprojektors an die Wand geworfen. Anhand dieser sollen die Schüler nun in Zusammenarbeit mit dem Lehrer versuchen, die zur Zeit vorherrschende Wetterlage zu bestimmen. Durch Beurteilen der Wettersituation sollen die Schüler ebenso probieren, anhand der Wetterkarte und unter Einbeziehung ihres in dieser Stunde erworbenen Wissens die Weiterentwicklung des Wettergeschehens zu prognostizieren.

Abschließend liest der Lehrer die Wettervorhersage aus der aktuellen Tageszeitung vor, aus der er die Wetterkarte entnommen hat, und vergleicht sie mit den Ergebnissen der Schüler.

### **Beurteilung der 25. Unterrichtsstunde aufgrund der gemachten Erfahrungen am Gymnasium Puchheim:**

Auf die Frage des Lehrers, warum das Wetter manchmal stabil schlecht bzw. schön ist, lautete die Antwort eines Schülers, daß Druckgebilde wohl über längere Zeit hinweg über unserem Bereich verharren und ihn beeinflussen. Auch die Frage des Lehrers zum Rußlandhoch, warum es im Winter eine extrem kalte und im Sommer eine extrem heiße Witterung mit sich führt, beantworteten die Schüler richtig: Die Ursache liegt im Kontinentalcharakter des Landes (→ Rasche Erhitzung und Abkühlung des Festlandes). Ein Schüler wollte sich vergewissern, ob nicht im Winter das Hoch über Rußland häufiger vorkommt als im Sommer. Die Antwort darauf ist "Ja", denn es bildet sich über dem ausgekühlten Festland kalte Luft, die als spezifisch schwerere Luft hier absinkt.<sup>724</sup> Ein Schüler wollte bereits vor Beginn des Unterrichts wissen, ob das Wetter es erlauben wird, daß er eine Grillparty im Freien abhalten kann oder nicht. Der Lehrer verwies ihn an das Ende dieser Physikstunde, an dem anhand der Wetterkarte des Tages ohnehin eine Wetterprognose beabsichtigt war und dann auch erstellt wurde.

Diese Fragen und auch die rege Mitarbeit der Schüler zeigten, daß sie sich für Wetterlagen interessierten. Als der Unterrichtende dieser Stunde hatte ich Bedenken, ob man all die 10 Wetterlagen nacheinander quasi ohne Unterbrechung behandeln könne, ohne daß der Unterrichtsablauf zu monoton wird, die Schüler sich also schließlich langweilen und die Klasse unruhig wird. Dem war aber überraschenderweise keineswegs so. Sie waren froh über die ausführlich gestalteten Arbeitsblätter und hörten den Ausführungen des Lehrers aufmerksam zu. Vor allem das Bestimmen der Wetterlage und Erstellen einer eigenen Wetterprognose anhand der aktuellen Wetterkarte machte den Schülern Spaß. Mehrere schätzten die vorherrschende Wettersituation richtig ein und produzierten durchaus vertretbare Wettervorhersagen.

### **26. Stunde\*: Die eigene Erstellung einer Wetterprognose (Hinweise und Tips)**

#### **Überblick über den Unterrichtsverlauf und methodische Begründung:**

Als eine Art abschließende Stunde dieser Unterrichtssequenz versucht der Lehrer den Schülern nahezubringen, wie sie ihr bisher gewonnenes Wissen anwenden können, um die weitere Entwicklung des Wetters abschätzen zu können. Es ist ja das Ziel dieser Unterrichtssequenz, daß die Schüler zumindest einen Einblick gewinnen, wie man als Laie bzw. Nichtmeteorologe durchaus auf eigene Faust das Wettergeschehen beurteilen und vorhersagen kann. In diesem Zusammenhang betont der Lehrer zunächst, daß eine Wettervorhersage umso zuverlässiger wird, je mehr Beobachtungsaspekte dabei berücksichtigt werden. Er listet einige dieser Aspekte auf, die zur Erstellung einer Wettervorhersage von Bedeutung sind und erwähnt, daß diese nicht isoliert zu sehen sind, sondern unter Betrachtung des vorliegenden Wettergeschehens in Beziehung zueinander gesetzt werden müssen. Er macht dies anhand der sogenannten Querwindregeln deutlich, bei denen der Zusammenhang zwischen Boden- und Höhenwind analysiert wird. Abschließend probiert er, zusammen mit den Schülern anhand der zu betrachtenden Faktoren, eine Wettervorhersage für die kommenden drei Tage zu erstellen.

## Ablauf der 26. Unterrichtsstunde:

Überschrift:

### 9. Die eigene Erstellung einer Wetterprognose (Hinweise und Tips)

Der Lehrer leitet motivierend ein:

Wir haben nun eine Menge vom Wetter erfahren, insbesondere von der Wetterbedeutung verschiedener Wettererscheinungen (Wolken, optische Erscheinungen,...). Dieses Wissen soll nicht nutzlos für uns sein, es soll uns nun verhelfen, das Wettergeschehen in Bezug auf seine Weiterentwicklung einschätzen zu können, d.h. fähig zu sein, eine Wettervorhersage auf eigene Faust erstellen zu können.

Um die eigene Wettervorhersage so effektiv wie möglich zu gestalten, erarbeiten wir in dieser Stunde hierzu noch ein paar zusätzliche wichtige Wetterregeln und nützliche Tips.

Es genügt nicht, zur Erstellung einer Wettervorhersage nur einen Aspekt zu betrachten, also z.B. nur den Luftdruck oder nur optische Wettererscheinungen. Es ist dies meist zu ungenau. So kann z.B. fallender Luftdruck während einer Schönwetterperiode nur ein Zeichen dafür sein, daß sich das bestehende Hochdruckgebiet vorübergehend etwas abschwächt. Es bedeutet der fallende Luftdruck also hier nicht das Aufkommen einer Schlechtwetterlage. Anders ausgedrückt: Erst durch das Zusammentragen und Auswerten verschiedener Beobachtungen und Messungen wird die eigene Wetterprognose detaillierter und damit zuverlässiger.

Zu betrachtende Aspekte bei der eigenständigen Erstellung einer Wettervorhersage:

1. Meßwerte: Dabei sind die Meßwerte von ihrem zeitlichen Verlauf und von ihrem Wert her zu betrachten.
  - a) Temperatur
  - b) Luftdruckwert und Luftdrucktendenz (stark/schwach steigend/fallend)
  - c) relative Luftfeuchtigkeit (wichtig, um zusammen mit der gemessenen Temperatur den Taupunkt zu bestimmen und damit Nebel vorhersagen zu können)
2. Beobachtung der Wolken:
  - a) Wolkenformen (und ihre Wetterbedeutung)
  - b) Wolkenentwicklung
3. Beobachtung des Bodenwindes in 1000m über Grund am Zug tiefer Wolken (Cumulus, Stratocumulus, Hochnebelschwaden)
4. Beobachtung des Oberflächenwinds an Anzeigehilfen am Boden (Rauch, Bäume,...).

Er ist aufgrund der Oberflächenreibung und aufgrund eventuell auftretender lokaler Windsysteme in der Regel nicht gleich dem Bodenwind in 1000m Höhe !!!
5. Beobachtung des Höhenwindes am Zug hoher Wolken (Cirrus, Cirrostratus, Cirrocumulus).
6. Beobachtung von optischen Erscheinungen:
  - a) Sichtweite (läßt auf das Vorhandensein von Dunst oder Nebel schließen)
  - b) Stärke bzw. Färbung des Himmelsblau
  - c) Ausschau halten nach anderen optische Erscheinungen (Halo, Regebogen,...)
- {7. Falls griffbereit: Wetterkarte in der Zeitung studieren. (→ läßt die Wetterlage erkennen und daraus Schlüsse in Bezug auf den weiteren Verlauf des Wetters ziehen)}

Der Lehrer weist darauf hin:

Die Aspekte 1–6 {bzw. 1–7} sind nicht isoliert zu sehen, sondern müssen miteinander verknüpft und in Beziehung zueinander gesetzt werden, um das Wettergeschehen schließlich anhand von den uns nun bekannten Zusammenhängen, Wetterbedeutungen und Regeln richtig abschätzen zu können!

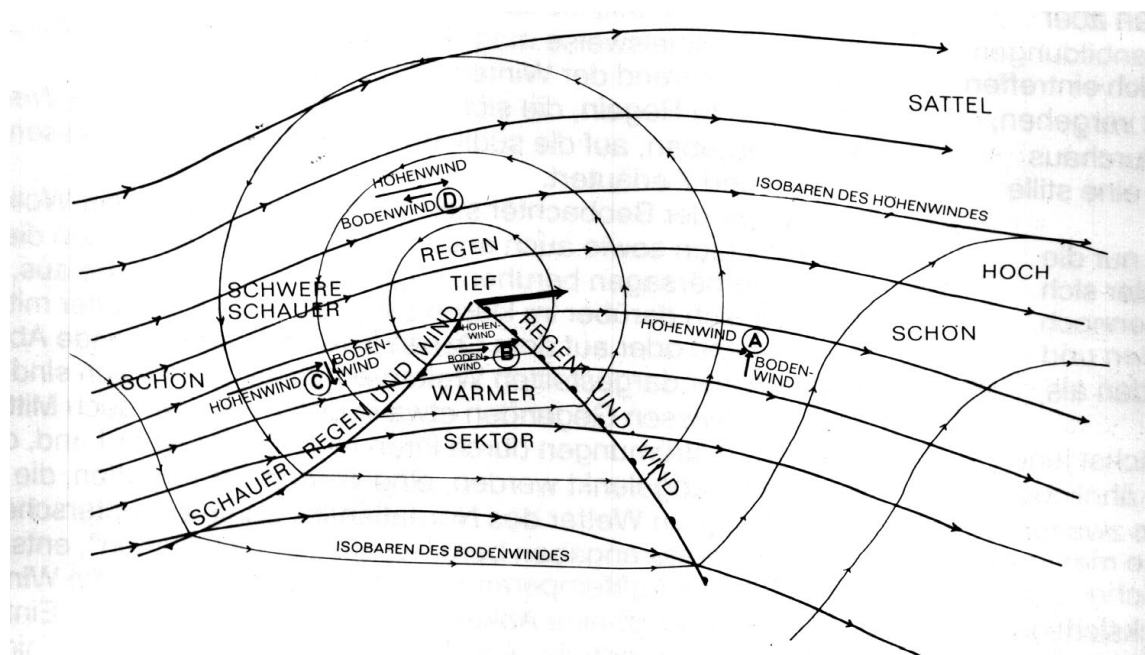
So ist z.B. der Zusammenhang zwischen Höhen- und Bodenwind besonders wichtig für die Abschätzung des weiteren Wettergeschehens: Es gelten hier folgende Wetterregeln, die man *Querwindregeln* nennt:

1. Stellt man sich mit dem Rücken gegen den Bodenwind, blickt also in die Zugrichtung des Bodenwindes und kommt dann der Höhenwind von links, wird sich das Wetter üblicherweise verschlechtern.
2. Blickt man in Richtung des Bodenwindes und der Höhenwind kommt von rechts, so tritt normalerweise Wetterbesserung ein.
3. Das Wetter wird sich nicht sehr viel ändern, wenn man feststellt, daß Höhen- und Bodenwind ungefähr parallel in gleicher oder entgegengesetzter Richtung wehen.<sup>725)</sup>

Frage an die Schüler: Warum stimmen diese Regeln?

Antwort zusammen mit den Schülern erarbeiten:

Dazu wirft der Lehrer mit Hilfe des Tageslichtprojektors folgende Skizze an die Wand:



Grafische Darstellung der Querwind-Regeln.

[Obige Skizze entnommen aus Watts A.: Wolken und Wetter. Bielefeld o. J., 7. Auflage (Delius Klasing Verlag), S. 6 (entspricht dort Abb. 1).]

Das Tiefdruckgebiet zieht mit der Höhenströmung. Der Bodenwind jedoch weht spiralförmig bzw. in größeren Höhen (ab ca. 1000m Höhe) in geschlossenen Bahnen um das Tiefdruckzentrum (siehe obige Skizze). Steht man nun mit dem Rücken zum Bodenwind, der z.B. in ca 1 km Höhe durch den Zug von Cumuluswolken angezeigt wird, und

sieht man Cirren, deren Bewegung die Höhenströmung kennzeichnet, von links nach rechts wandern, so befindet man sich an der Vorderseite eines heranrückenden Tiefs (= Punkt A in obiger Skizze). Es wird also Schlechtwetter aufziehen. Umgekehrt sehen wir an obiger Skizze (Punkt C), daß sich, wenn man in in Richtung des Bodenwindes blickt, die hohen Wolken von rechts nach links bewegen, falls man sich als Beobachter auf der Rückseite des Tiefs befindet. Dieses zieht ab, so daß das Wetter sich bessern wird. An obiger Abbildung sehen wir auch, daß Höhen- und Bodenwind parallel zueinander und in die gleiche Richtung wehen, falls sich das Tief nördlich vom Beobachtungsstandort befindet. Man befindet sich dann entweder im Warmsektor des Tiefs (Punkt B) oder das Tief zieht nördlich vorbei, ohne das Wettergeschehen zu beeinflussen. In beiden Fällen ändert sich das Wettergeschehen kaum (entweder weiterhin wechselhaft oder weiterhin schönes Wetter). Ebenso können wir ablesen, daß Boden- und Höhenströmung entgegengesetzt gerichtet sind, falls sich das Tief südlich des Beobachtungsstandorts befindet (Punkt D) Auch in diesem Fall bleibt vorerst der Charakter des momentanen Wetters erhalten.<sup>726)</sup>

Nun mit den Schülern unter Berücksichtigung der Aspekte 1–7 versuchen, unabhängig von der Wettervorhersage der Medien eine Wetterprognose für die nächsten Tage zu erstellen. Er geht dabei mit der Klasse ins Freie, z.B auf den Sportplatz der Schule. Der Lehrer kann dabei Arbeitsgruppen bilden: Jede Gruppe soll sich einem der Aspekte widmen und die entsprechende Beobachtung schildern. Entsprechende Meßgeräte (Hygrometer, Barometer, Thermometer, eventuell Anemometer) sollte der Lehrer zu Beginn der Stunde zur Verfügung stellen.

## **3. Literatur**

### **3.1. Überblick über empfehlenswerte Literatur**

(nach dem ABC geordnet)

#### **3.1.1. Literatur über bereits gemachte Erfahrungen von Lehrern bezüglich des Additums Physik der Atmosphäre:**

- Akademie für Lehrerfortbildung: Beiträge zum Additum der 11. Jahrgangsstufe Physik der Atmosphäre, Akademiebericht Nr. 218. Dillingen 1992.  
[→ stellt theoretische Grundlagen der Meteorologie vor, enthält einen ausführlichen Abschnitt über die gegenwärtige Klimaveränderung (Treibhauseffekt), und ihrer Bewältigungsmaßnahmen, ebenso einen Vorschlag für eine Unterrichtssequenz zu speziellen Themen]
- Masch K.: Projekt Meteorologie: Projektorientierter Physikunterricht im Additum der Jahrgangsstufe 11 - "Physik der Atmosphäre". Schriftliche Hausarbeit für die Wissenschaftliche Prüfung für das Lehramt an Gymnasien in Bayern, LPO I, Lehrstuhl für Didaktik der Physik. – LMU München 1991.

#### **3.1.2. Literatur über die Lehre der Meteorologie an Gymnasien, in der Schule allgemein:**

- Friedrich A.: Handbuch der experimentellen Schulphysik: Wärmelehre, Thermodynamik, Wetterkunde. Köln 1964 (Aulis-Verlag).  
[→ enthält ausführliche Erläuterungen zu Schulversuchen, insbesondere einen eigenen Teil, in dem Experimente zur Wetterkunde vorgestellt werden]
- Götz R., Dahncke H., Langensiepen F.: Handbuch des Physikunterrichts Sekundarbereich I, Band 3: Wärmelehre / Wetterkunde. Köln 1986 (Aulis-Verlag).  
[→ gibt Anregungen, didaktische Hinweise für Unterrichtssequenzen, insbesondere für die Behandlung des Themas Wetter und Klima (eigenes Kapitel!); das Buch ist zwar gedacht für Sekundarbereich I, stellt aber trotzdem eine sehr nützliche Hilfe für den Wetterkundeunterricht in der 11. Jahrgangsstufe des Gymnasiums dar!]
- Halberstadt E., Berghändler A.: Physik und Chemie für Hauptschulen. Frankfurt a. Main / Berlin / München 1971<sup>2</sup> (Diesterweg-Verlag).  
[→ Schulbuch für Hauptschulen, das ein eigenes Kapitel "Vom Wetter" enthält: Es sind hier Arbeitsanweisungen für die Schüler zu bestimmten Themen, sowie Versuche zu finden, wie sie durchaus in eine Unterrichtssequenz zur Physik der Atmosphäre an Gymnasien eingebaut werden könnten.]

- Kreische K., Kreisel K.: Klassische Mechanik und Wellen, Akustik, Störung, Physik der Atmosphäre, einige ausgewählte Experimente: Für die 11. Jahrgangsstufe an mathematisch-naturwissenschaftlichen Gymnasien. Bamberg 1987 (C.C. Buchners Verlag).

[→ Schulbuch, das eine gelungene Unterrichtseinheit zum Additum Physik der Atmosphäre enthält]

- Mann H., Pohlmann D., Jansen U.: Erde und Weltraum: Allgemeine Erd-, Himmels- und Wetterkunde. Bonn 1981<sup>13</sup> (Dümmler-Verlag), Kapitel 3, S. 55–71).

[→ für Schüler gedacht als Lehr- und Arbeitsbuch begleitend zum Erdkundeunterricht]

- Pohlmann D.: Wetterkunde: Ein Lehrgang für Arbeitsgemeinschaften in der Sekundarstufe II. Köln 1974 (Aulis-Verlag).

[→ gelungenes Werk, sowohl für Schüler der 11. Jahrgangsstufe als auch für Lehrer gedacht, macht das Wettergeschehen physikalisch verständlich, ist aber als eine Hilfe für die Erstellung einer eigenen Wettervorhersage nicht geeignet]

### 3.1.3. Empfehlenswerte Literatur für Schüler und Lehrer:

- Bachmann P. (Hrsg.): Wetterhandbuch für Piloten. Stuttgart 1978 (Motorbuch-Verlag).

[→ sehr gute Darstellung: enthält detaillierte physikalische Erklärungen (ohne Formeln), für interessierte Schüler, sowie zur Vertiefung für den Physiklehrer geeignet]

- Bonsall G.: Das Wetter (Ein Was ist Was Buch über das Wetter). Hamburg 1962 (Tessloff-Verlag Hamburg).

[ → für Kinder ab ca. 8 Jahren gedacht, schöne physikalische Experimente zum Selbermachen]

- Bont, Gerrit de: Wolkenatlas: Wolken und Wetter. Stuttgart 1987 (Ulmer-Verlag).

[enthält sehr schöne Wolkenbilder, die im Unterricht beispielsweise mittels eines Episkops hergezeigt werden können, ebenso Tips für das Fotografieren von Wolken]

- Cosgrove B.: Das Wetter. Hildesheim 1991 (Gerstenberg-Verlag).

[→ sehr gute Photographien, veranschaulichende Bebilderung und Modellzeichnungen, für den Lehrer zum Vorzeigen geeignet, wenig Text, nicht fundiert, nur oberflächliche Beschreibungen]

- Frick M.: Wetterkunde: Einführung in die Meteorologie. Stuttgart 1992 (Parkland-Verlag).

[ → ein auf 92 Seiten sehr knapper Überblick über die Wetterkunde]

- Göbel P.: Kosmos-Ratgeber: Garten. Praktische Wetter- und Klimakunde für den Gartenfreund. Stuttgart 1984.  
[→ für Landwirte, Gärtner und Hobbygärtner geeignet]
- Hardy R. / Wright P. / Gribbin J. / Kongtion J.: Einführung in die Wetterkunde. Eine farbige Enzyklopädie mit 364 Photographien, Wetterkarten, Übersichten und graph. Darstellungen. München 1982 (Lizenzausgabe für Pawlak-Verlag Herrsching).  
[→ Dieses Buch geht v. a. auf die Geschichte und Phänomenologie ein. Physikalische Erläuterungen fehlen oft oder sind zu wenig ausführlich erklärt. Jedoch zeichnet es sich durch schöne Fotos und Graphiken aus.]
- Hess R.: Wetterbeobachtung durch das Jahr: Grundwissen, Projekte für jeden Monat, Wetterregeln, Viele praktische Tips. München 1996 (Orbis-Verlag).  
[→ sehr empfehlenswert, führt zur Natur- und Wetterbeobachtung hin]
- Krüger L.: Wetter und Klima: Beobachten und verstehen. Berlin / Heidelberg / New York 1994 (Springer-Verlag).  
[→ ein für Schüler empfehlenswertes Werk, um die Prozesse der Atmosphäre, die globalen und lokalen Wettervorgänge zu verstehen. Dabei werden Zusammenhänge und Begründungen physikalisch anschaulich und fundiert erläutert, ohne daß Formeln verwendet werden. Da durchwegs die physikalischen Erklärungen lücken- und fehlerlos sind, ist dieses Buch, das in etwa dem Niveau der 11. Jahrgangsstufe angemessen ist, den Schülern mit gutem Gewissen zu empfehlen.]
- Malberg H.: Bauernregeln: Aus meteorologischer Sicht. Berlin/Heidelberg 1993 (Springer-Verlag).  
[→ Bauernregeln zu jeder Jahreszeit werden von einem Meteorologen kritisch beleuchtet. Dabei werden die Sachverhalte zum großen Teil physikalisch erklärt (ohne Formeln) und so der Leser in die Lehre der Meteorologie eingeführt. Es ist dies ein für Schüler und Lehrer empfehlenswertes Buch.]
- Meyers Lexikonredaktion: Schülerduden Wetter und Klima. Mannheim / Wien / Zürich 1988 (Duden-Verlag).  
[→ sehr übersichtlich gestaltetes Lexikon über alle denkbaren Begriffe bezüglich Wetter und Klima, eignet sich als unterrichtsbegleitendes Nachschlagewerk, stellt eine Ergänzung des Wissensangebots der einschlägigen Lehrbücher für den Schüler dar, ist eine gute Hilfe für den Lehrer]
- Neukamp E.: Wolken-Wetter-Kompass Gräfe und Unzer - Verlag o.J. .  
[→ als ein kleines Begleitheft zur Wolkenkunde im Wetterkundeunterricht für Schüler geeignet, regt zur Wolkenbeobachtung an]
- Panzram H.: Internationaler Reisewetterführer. Ravensburg 1982 (Otto Maier Verlag Ravensburg).  
[→ Helfer und Kalender für die Urlaubsplanung, kaum physikalische Erläuterungen der geschilderten Fakten, für Laien gedacht]

- Rocznik K.: Wetter und Klima in Bayern. Nürnberg 1960 (Hans Carl - Verlag).  
[→ ähnlich aufgebaut wie "Wetter und Klima in Deutschland" (siehe Literaturangabe vorhin), jedoch speziell auf den bayerischen Raum ausgerichtet, ist leider vergriffen]
- Rocznik K.: Wetter und Klima in Deutschland. Stuttgart 1995<sup>3</sup> (Hirzel-Verlag).  
[→ enthält detaillierte praktische Informationen über Wetterlagen und Witterungsvorgänge über dem deutschen Raum, ist sehr empfehlenswert]
- Ronan C. A.: Der Himmel bei Tag und Nacht. Stuttgart 1986 (Kosmos Franckh-Verlag).  
[→ gute kurze, aber teilweise dennoch etwas zu knappe Beschreibungen, viele Bilder, gibt Hinweise über die Photographie des Taghimmels, regt zu Beobachtungen an]
- Roth G.D.: Praktische Wetterkunde für Segler, Surfer und Motorbootfahrer. München / Wien / Zürich 1981 (BLV-Verlag).
- Roth G.D.: Wetterkunde für alle: Was man über unser Wetter wissen muß. München / Wien / Zürich 1989 (Sonderausgabe des BLV-Verlags)  
oder Roth G.D.: Wetterkunde für alle, die wandern, bergsteigen, segeln, fliegen, jagen, fischen, säen, ernten. München / Bern / Berlin 1979<sup>2</sup>.  
[→ ein umfassendes, leicht zu lesendes, gut verständlich geschriebenes, praxisbezogenes Buch über Wetterkunde, gibt Anregungen zur gezielten Wetterbeobachtung und -vorhersage; ist auf alle Fälle für Schüler empfehlenswert!!!]
- Schneider, Dr. A.: Wetter und Bergsteigen. Tatsachen-Erfahrungen-Beobachtung-Vorhersage. München 19814 (Bergverlag Rudolf Rother GmbH).  
[→ optimal für Hobbybergsteiger und interessierte Schüler und Lehrer, auch für Schüler aus Alpenrandregionen Süddeutschlands bestens geeignet, enthält viele Wetterregeln, regt zur Erstellung einer eigenen Wettersvorhersage an.]
- Schönwiese C.-D., Diekmann B.: Der Treibhauseffekt: Der Mensch ändert das Klima. Hamburg 1989 (Rowohlt Taschenbuchverlag).
- Schöpfer S.: Wie wird das Wetter ? Eine leicht verständliche Einführung in die Wetterkunde. Stuttgart 1981 (Kosmos-Naturführer).  
[→ eine rein populäre Darstellung, kein wissenschaftliches Werk]
- Seifert V.: Wie wird das Wetter? Artia, Praha 1987 (Lizenzausgabe für Weltbild-Verlag Augsburg 1990).  
[→ gutes Buch, beschreibt ausführlich und anschaulich (Wolkenbilder!) die Wettererscheinungen beim Durchzug eines Tiefs und den Weg der Meteorologen zur Wettersvorhersage!]

- Sönig W., Keidel C.: Wolkenbilder, Wettervorhersage. München 1993 (BLV-Naturführer).  
[→ bestens für Schüler geeignet als ihr eigener Wolkenführer zur Erstellung einer eigenen Wetterprognose und Wetterbeobachtung, dieses Buch ist sehr zu empfehlen, auch für den Lehrer, der sich mit den Wolkenformen vertraut machen will!]
- Veit B., Wolfrum C.: Das Buch vom Klima. Ravensburger Buchverlag Otto Maier GmbH 1992.  
[→ für Kinder der 5. bis 8. Jahrgangsstufe, beschreibt die Auswirkungen bei Klimaänderungen kindgemäß]
- Walch D.: Wetterkunde: Alles, was man über das Wetter wissen sollte. Düsseldorf 1986. (Econ Taschenbuch Verlag).  
[→ Dieses Buch bietet eine interessante Einführung in die Wetterkunde auf physikalischer Ebene: gibt einen Einblick in das weltumfassende Wettersystem, über das Wetter in Deutschland und über die Wettervorhersage, ist aber an einigen Stellen etwas knapp]
- Walch D., Neukamp E.: Wolken / Wetter. Wetterentwicklungen erkennen und vorhersagen. Mit Anleitungen für die eigene regionale Wetterprognose. o.O., o.J. (Gräfe und Unzer - Verlag).  
[→ enthält sehr schöne Bilder, teils falsche und physikalisch unzureichende Erklärungen]
- Watts A.: Wolken und Wetter. Bielefeld, o. J., 7. Auflage (Delius Klasing Verlag).  
[→ enthält 24 Wolkenansichten, typische Wettererscheinungsbilder, die als Vorboten des zu erwartenden Wetters häufig vorkommen; gutes Buch ohne Formeln, für Schüler zum Training des Erstellens der eigenen Wettervorhersage geeignet]
- Wildegger R.: Praktisches Wetterlexikon. München 1987 (Verlag C.H. Beck München).  
[→ sehr gute Darstellung; für Schüler und Lehrer bestens geeignet als kleines praktisch orientiertes Nachschlagewerk und für die Erstellung eigener Wetterprognosen]
- Wilson F., Mansfield F.: Wir entdecken und bestimmen das Wetter (Band 621 der Reihe "Wir entdecken und bestimmen"). Ravensburg 1980.  
[→ für Kinder ab 8 Jahren gedacht und auch empfehlenswert]

### 3.1.4. Literatur zur Fortbildung des Physiklehrers auf dem Gebiet der Meteorologie:

- Körber H.-G.: Vom Wetteraberglauben zur Wetterforschung. Leipzig 1987 (Lizenzausgabe für Pinguin-Verlag Innsbruck).  
[→ erläutert die Geschichte und Kulturgeschichte der Meteorologie, für Interessenten]
- Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen: eine praxisbezogene Wetterkunde – nicht nur für den Leistungssegelflieger. Stuttgart 1986<sup>4</sup> (Motorbuch-Verlag).  
[→ beschreibt physikalisch fundiert lokale Windströmungen und die Wolkenbildung, ohne dabei Formeln zu verwenden; enthält ein ausführliches Kapitel über Tiefdruckfronten; allein durch Studium dieses Buchs erhält der Lehrer ein detailliertes praxisbezogenes Wissen über die Meteorologie]
- Liljequist G.H., Cihak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig / Wiesbaden 1984 (Vieweg-Verlag).  
[→ laut Vorwort nur Gymnasialkenntnisse in Mathematik erforderlich, thermodynamische Beschreibung der Meteorologie, sehr gut gegliedert, führt ausführlich, gut verständlich, physikalisch exakt und detailliert in die Lehre der Meteorologie ein]
- Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Berlin/Heidelberg/New York 1994<sup>2</sup> (Springer-Verlag).  
[→ leicht zu lesende Lektüre, ideal zur Vorbereitung des Lehrers auf den Unterricht zum Additum Physik der Atmosphäre]
- Möller F.: Einführung in die Meteorologie. (Band1/Band2) Mannheim / Wien / Zürich 1973 (Bibliographisches Institut).  
[→ gute Erklärung und Herleitung von Formeln, aber leider im cgs-System und dessen Einheiten geschrieben]
- Weischet W.: Einführung in die Allgemeine Klimatologie: physikalische und meteorologische Grundlagen. Stuttgart 1995<sup>6</sup> (Teubner-Verlag).  
[→ gutes Buch, für ein vertieftes Verständnis des Physiklehrers]

### 3.1.5. Literatur in Bezug auf eine wissenschaftliche Vertiefung auf dem Gebiet der Meteorologie:

- Baumer H.: Sferics: Die Entdeckung der Wetterstrahlung. Reinbek 1987 (Rowohlt-Verlag).  
[→ Buch beschreibt die Erforschung der Sferics, der bislang von Meteorologen nicht beachteten elektromagnetischen Impulsstrahlung des Wetters, zeigt die Forschung auf dem Gebiet der Meteorologie, gibt Einblick in die Schwierigkeiten, die sich dabei ergeben/ergaben.]
- Dahlke E.: Der Ozon-Ratgeber. München 1995<sup>2</sup> (Südwest-Verlag).  
[→ enthält alles über Ozon]

- England J. , Ulbricht H.: Flugmeteorologie. Belin 1990 (transpress-Verlag).  
[→ für Interessenten, von zwei Diplommeteorologen geschrieben]
- Heyer E., Prof. Dr.: Witterung und Klima: eine allgemeine Klimatologie. Leipzig 1988<sup>8</sup> (Teubner-Verlag).  
[→ wissenschaftliches Werk über das Klima, über Klimate]
- Kreipl M.: Das Thermik-Handbuch. Stuttgart 1989 (Motorbuch-Verlag).  
[→ sehr gut verständlich geschrieben, ohne Formeln, für Interessenten (Lehrer und Schüler geeignet, die mehr über Thermik wissen wollen)]
- Lisken M., Gerber U.: Das Thermikbuch für Modellflieger: Thermik finden und optimal nutzen. Baden-Baden 1992 (Verlag für Technik und Handwerk).
- Manfred K.: Synoptische Meteorologie. Offenbach am Main 1990 (Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes).  
[→ Buch für die Ausbildung zum Meteorologen am Deutschen Wetterdienst]
- Meteorological Office: Meteorological Glossary. London: Her Majesty's Stationery Office 1963.  
[→ Nachschlagelexikon für meteorologische Begriffe im Englischen, hilfreich beim Lesen englischer Literatur].
- Pauchev S.: Dynamic Meteorology. Dordrecht / Boston / Landchester 1985.  
[→ Lehre der Theoretischen Meteorologie in englischer Sprache]
- Perseke F.: Das Segelflugmodell, Teil 2. Villingen-Schwenningen 1980<sup>3</sup> (Neckar-Verlag), S. 157–176.  
[→ hier wird der Modellflug im Hangaufwind und in der Thermik gut dargestellt und ausführlich behandelt; besonders für Schüler und Lehrer, die sich für das Hobby des Segelflugmodellbaus interessieren, zu empfehlen]
- Pichler H.: Dynamik der Atmosphäre. Mannheim / Wien / Zürich 1986<sup>2</sup> (Bibliographisches Institut).  
[→ für den Lehrer, der sich in der Theoretischen Meteorologie vertiefen will]
- Thies W.: Ferngelenkte Segelflugmodelle bauen und fliegen. Niedernhausen 1983 (Falken-Verlag), S. 155-173.  
[→ Diese Seiten behandeln Modellsegelfliegen in der Thermik und im Hangaufwind]
- Westerwelle H.: Wettersatelliten-Empfangspraxis. Theoretische Grundlagen und praktischer Aufbau von Wettersatelliten-Empfängern. München 1989 (Franzis-Verlag).  
[→ für Hobbyelektroniker]
- Zwatz-Meise V.: Satellitenmeteorologie: Satelliten beobachten das Wetter. Berlin / Heidelberg 1987 (Springer-Verlag).  
[→ beschreibt alles über Wettersatelliten, Satellitenbilder, deren Übertragung und Auswertung, für Interessenten sehr zu empfehlen]

### 3.2. Quellenangabe und Anmerkungen:

- 1) Vgl. Meyers Lexikonredaktion: Schülerduden Wetter und Klima. Mannheim / Wien / Zürich 1988 (Dudenverlag), S. 214.
- 2) Vgl. Krüger L.: Wetter und Klima. Beobachten und verstehen. Berlin / Heidelberg 1994 (Springer-Verlag), S.157.
- 3) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie. Eine Einführung. Berlin / Heidelberg 1994<sup>2</sup> (Springer-Verlag), S. 249.
- 4) Vgl. Krüger L., a.a.O., S.158.
- 5) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.249.
- 6) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.250.
- 7) Malberg H.: Bauernregeln. Ihre Deutung in meteorologischer Sicht. Berlin / Heidelberg 1993, S. 9.
- 8) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.250f. .
- 9) Krüger L., a.a.O., S. 160.
- 10) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle. Was man alles über unser Wetter wissen muß. München / Wien / Zürich 1989 (Sonderausgabe, BLV-Verlag), S. 102f. .
- 11) Pohlmann D.: Wetterkunde. Ein Lehrgang für Arbeitsgemeinschaften in der Sekundarstufe II. Köln 1974 (Aulis-Verlag), S. 23f. .
- 12) Vgl. Weischet W.: Einführung in die allgemeine Klimatologie. Physikalische und meteorologische Grundlagen. Stuttgart 1995<sup>6</sup> (Teubner-Verlag), S. 112.
- 13) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.251ff. .
- 14) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.252.
- 15) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.261.
- 16) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.260f. .
- 17) Vgl. Wildegger R.: Praktisches Wetterlexikon. München 1987 (Verlag C. H. Beck München), S. 93.
- 18) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.263f. .
- 19) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.264.
- 20) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.264.
- 21) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.264.
- 22) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.264.
- 23) Wert entnommen aus:  
Hammer A./ Hammer K.: Physikalische Formeln und Tabellen. München 1992<sup>5</sup> (J. Lindauer-Verlag(Schaefer)), S. 77, Tabelle 8.2. .
- 24) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.264.
- 25) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 33 f. .
- 26) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.264ff. .
- 27) Breitengrade und Höhenangaben abgelesen aus:  
Diercke Weltatlas, Braunschweig 1974, Auflage 1983/84 (Westermann-Verlag), S.22, 82, 83, 120, 121.
- 28) Vgl. Rocznik K.: Wetter und Klima in Bayern. Nürnberg 1960 (Verlag Hans Carl Nürnberg), S.67ff..
- 29) Vgl. Rocznik K.: Wetter und Klima in Bayern, a.a.O., S. 66.
- 30) Vgl. Rocznik K.: Wetter und Klima in Deutschland. Ein meteorologisches Jahreszeitenbuch mit aktuellen Wetterthemen. Stuttgart 1995<sup>3</sup> (Hirzel-Verlag), S. 67.
- 31) Vgl. Rocznik K.: Wetter und Klima in Deutschland, a.a.O., S. 67ff. .
- 32) Breitengradabschätzung vorgenommen anhand  
Diercke Weltatlas, a.a.O., S. 20,21.
- 33) Genaue Einteilung siehe Weischet W., a.a.O., S. 30f. .

- 34) Rocznik K.: Wetter und Klima in Bayern, a.a.O., S. 66.
- 35) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 42.
- 36) Weischet W., a.a.O., S. 42.
- 37) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 184f. .
- 38) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 42.
- 39) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 326, Stichwort *Stratosphäre* und ebenso Weischet W., a.a.O., S. 43.
- 40) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 117.
- 41) Weischet W., a.a.O., S. 43.
- 42) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 43.
- 43) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 170–173.
- 44) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 90.
- 45) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 91.
- 46) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 91.
- 47) Krüger L., a.a.O., S. 91.
- 48) Krüger L., a.a.O., S. 91.
- 49) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 91f. .
- 50) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 64.
- 51) Wert entnommen aus: Weischet W., a.a.O., S. 50.
- 52) Vgl. Nolting W.: Grundkurs: Theoretische Physik 1. Klassische Mechanik. Ulmen 1993<sup>3</sup> (Verlag Zimmermann-Neufang), S.105f. .
- 53) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 82.
- 54) Diese Herleitung der Scheinkräfte (Corioliskraft, Zentrifugalkraft) im rotierenden System wurde weitgehend übernommen aus der Vorlesung von Prof. Dr. Manfred Weigel "TL I : Theoretische Physik für Lehramtskandidaten: Theoretische Mechanik", gehalten im Sommersemester 1993 an der Ludwig-Maximilians-Universität München.
- 55) Zur gesamten Herleitung vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 65.
- 56) Vgl. Erklärungsmodell bei Krüger L., a.a.O., S. 95.
- 57) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 63f., Stichwort *Corioliskraft*.
- 58) Vgl. Weltner K.: Mathematik für Physiker. Basiswissen für das Grundstudium der Experimentalphysik. Lehrbuch Band 1 . Braunschweig 1990<sup>9</sup> (Vieweg-Verlag), S.188.
- 59) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 95.
- 60) Krüger L., a.a.O., S. 95.
- 61) Krüger L., a.a.O., S. 95f. .
- 62) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 96.
- 63) Vgl. Weischet W., a.a.O., S.246.
- 64) Vgl. Krüger L., a.a.O., S.96 und Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 257.
- 65) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 94f. .
- 66) Krüger L., a.a.O., S. 96.
- 67) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 97.
- 68) Krüger L., a.a.O., S. 97.
- 69) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 252f., Stichwort *Polarfront*
- 70) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 116f. .
- 71) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 117.
- 72) Vgl. mit der Abbildung in Liljequist G.H., Cihak K.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig / Wiesbaden 1984<sup>3</sup> (Vieweg-Verlag), S.335, Bild 23-15.
- 73) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 97f. .

- 74) Krüger L., a.a.O., S. 98.
- 75) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 235.
- 76) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 162.
- 77) Krüger L., a.a.O., S. 162.
- 78) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 81.
- 79) Vgl. Bachmann P.: Wetterhandbuch für Piloten. Stuttgart 1978 (Motorbuch-Verlag), S. 33.
- 80) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 53f. .
- 81) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 60.
- 82) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 60.
- 83) Zu dieser Herleitung vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 220f. .
- 84) Zu dieser Herleitung vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 54f..
- 85) Zu dieser Herleitung vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 226f. .
- 86) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 97.
- 87) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 233.
- 88) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 227.
- 89) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 122.
- 90) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 56, Stichwort Bodenwetterkarte.
- 91) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 123,128 und S.130f. .
- 92) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., Kap. 8.6., S. 85.
- 93) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 122.
- 94) Vgl. Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Kleine Wetterkunde. Wetterkundliche Lehrmittel Nr. 10. Offenbach 1973, Kap. 5 : Die Luftdruckkarte S. 4f.  
oder auch Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 62, Bild 6-9 mit Text zu Bild 6-9.
- 95) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 122.
- 96) Vgl Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 122.
- 97) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 64 und S. 67–69.
- 98) Pohlmann D., a.a.O., S.67.
- 99) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 68f. .
- 100) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 228ff., Kap. 16.5. .
- 101) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., Kap. 16.8., S. 236f. .
- 102) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 69.
- 103) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 70.
- 104) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 70.
- 105) Vgl. Roth G.D.: Praktische Wetterkunde für Segler, Surfer und Motorbootfahrer. München / Wien / Zürich 1981 (BLV-Verlag) , S. 59.
- 106) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 170f. und S. 173,  
ebenso: Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 143.,  
ebenso: Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 16, Stichwort adiabatische Prozesse.
- 107) Vgl. Martienssen W.: Einführung in die Physik III. Thermodynamik. Studienbuch für Physik, Chemie, Biologie, Mathematik, Ingenieurwissenschaften und verwandter Fächer. Wiesbaden 1990<sup>5</sup>, S. 324 unten.
- 108) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 16, Stichwort adiabatische Zustandsänderung.
- 109) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 124.
- 110) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 124.
- 111) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O.,S.123f.,  
ebenso: Körber H.-G.: Vom Wetteraberglauben zur Wetterforschung. Leipzig 1987 (Lizenzausgabe für Pinguinverlag Innsbruck), S.198.
- 112) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 124.

- 113) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 74.
- 114) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 124f. .
- 115) Vgl. Keidel C.G., Windolf R.: BLV Naturführer Wolkenbilder-Wettervorhersage. Mit 104 Farbfotos von typischen Wettererscheinungen. München / Wien / Zürich 1986<sup>3</sup> (BLV-Verlag), S. 12f.  
oder Pohlmann D., a.a.O., S. 73, Anmerkung unten.
- 116) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 125.
- 117) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 125f. .
- 118) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 126.
- 119) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 126.
- 120) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 122f.,  
ebenso Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 126.
- 121) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 74.
- 122) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 127f. .
- 123) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 128.
- 124) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 50 unter Stichwort *Kaltfront*,  
ebenso Pohlmann D., a.a.O., S. 75,  
ebenso Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 12.
- 125) Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., Kap. 19.5.2., S. 270.
- 126) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 75,  
ebenso Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 128f.,  
ebenso Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 16, Stichwort *adiabatische Prozesse*.
- 127) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 118f. .
- 128) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 130f.,  
Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., Kap.20.2 , S. 277f.;  
vgl. ebenso mit Kreipel M: Mit dem Wetter segelfliegen. Eine praxisbezogene Wetterkunde - nicht nur für den Leistungssegelflieger. Stuttgart 1986<sup>4</sup> (Motorbuch-Verlag), Kap. VII, S. 104f. .
- 129) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., Kap. 23.2 , S. 319 und Bild 23-6, S. 325.
- 130) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 257.
- 131) Vgl. Krüger L., a.a.O., S.101.
- 132) Vgl. dazu Krüger L., a.a.O., Kap. 15, S. 99–107.
- 133) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 144f. .
- 134) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 145.
- 135) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 147.
- 136) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S.147.
- 137) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 143–146.
- 138) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 199.
- 139) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 40.
- 140) Wildegger R., a.a.O., S. 40.
- 141) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 392, Stichwort *Wetterlagenklassifikation*.
- 142) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 101 unter Stichwort Vorderseite  
und Schneider A.: Wetter und Bergsteigen. Tatsachen – Erfahrungen – Beobachtung – Vorhersage. München 1981<sup>4</sup> (Bergverlag Rudolf Rother), S. 140f. .
- 143) Vgl. Weischet W., a.a.O., Kap. 15.4 , S. 172–175  
und Pohlmann D., a.a.O., S. 115.
- 144) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., Kap. IV, S. 78f. .
- 145) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 78–83.
- 146) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 193, Stichwort *latente Wärme*.

- 147) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 180 und 182.
- 148) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 24f. .
- 149) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 115 und Krüger L., a.a.O., S. 24f. .
- 150) Zur Definition der relativen Luftfeuchtigkeit  
siehe Pohlmann D., a.a.O., S. 81f.  
oder Weischet W., a.a.O., S. 157  
oder Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 12.
- 151) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 50f., Unterkapitel "Föhn".
- 152) Vgl. Rocznik K.: Wetter und Klima in Deutschland, a.a.O., S. 77.
- 153) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 29 unter Stichwort *Föhn*.
- 154) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 84.
- 155) Vgl. Rocznik K.: Wetter und Klima in Deutschland, a.a.O., S. 76.
- 156) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 102, Abschnitt "Kaltfrontgewitter",  
ebenso Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 62, Unterkapitel "Gewitter".
- 157) Vgl. Rocznik K.: Wetter und Klima in Deutschland, a.a.O., S. 76.
- 158) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 66, Unterkapitel "Rückseiten-  
wetter".
- 159) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 86f. , Kapitel "Alpenstau",  
ebenso Wildegger R., a.a.O., S. 87f. unter Stichwort *Staulage*.
- 160) Wildegger R., a.a.O., S. 88.
- 161) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 32 unter Stichwort *Genuatief*.
- 162) Vgl. Schneider A., a.a.O., S.150, Unterkapitel " Ein Genuatief ".
- 163) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 63.
- 164) Vgl. Walch D.: Wetterkunde. Alles, was man über das Wetter wissen sollte. Düssel-  
dorf 1986 (ECON-Verlag), S.89.
- 165) Walch D., a.a.O., S. 89f. .
- 166) Vgl. Walch D., a.a.O., S. 90.
- 167) Walch D., a.a.O., S. 90.
- 168) Vgl auch: Wildegger R., a.a.O., S. 32f. unter Stichwort *Genuatief*.
- 169) Vgl. Walch D., a.a.O., S. 90f. und Schneider A., a.a.O., S.150.
- 170) Vgl. Schneider A., a.a.O., S. 150.
- 171) Vgl. Rocznik K.: Wetter und Klima in Deutschland, a.a.O., S. 75f. .
- 172) Vgl. Krüger L., a.a.O., S.141 und 157f.,  
(zur Vertiefung ebenso Kap. 19, S.124–133),  
ebenso: Schneider A., a.a.O., S. 100f. .
- 173) Krüger L., a.a.O., S. 141.
- 174) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 48f. unter Stichwort *Islandtief*.
- 175) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 385f. unter Stichwort *Westlage*  
und Pohlmann D., a.a.O., S. 75 und S. 76, Abb. 52.
- 176) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 366 unter Stichwort *Van-Bebber-Zugstra-  
ßen* und S. 104, Stichwort *Fünf-b-Tief*,  
Rocznik K.: Wetter und Klima in Deutschland, a.a.O., S. 80,  
ebenso vgl. Schneider A., a.a.O., S. 150.
- 177) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S.194  
und Wildegger R., a.a.O., S. 98, Stichwort *Trog*.
- 178) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 151.
- 179) Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 169 unter Stichwort *Kaltlufttropfen*.
- 180) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 169 unter Stichwort *Kaltlufttropfen*  
und Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 135.

- 181) Zu dieser Herleitung und zur Benennung "statische Grundgleichung" vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 45f. .
- 182) Vgl. dazu Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 134f. .
- 183) Zur Entstehung einer Schauer- bzw. Gewitterwolke vgl. hierzu Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., Kapitel II, S. 17–23, Kapitel III, S. 41–43 oder Krüger L., a.a.O., Kap. 7, S.45–48; ansonsten vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., Kap. 7.4, S.134–138.
- 184) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 45 unter Stichwort *Höhentief*.
- 185) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 118f. unter Stichwort *Zwischenhoch*, ebenso Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 417 unter Stichwort *Zwischenhoch*.
- 186) Vgl. Liljequist G.H., Cihak K., a.a.O., Kap. 23.1, S. 319 und S. 320–324 (Wetterkarten dazu).
- 187) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 43 unter Stichwort *Hoch*.
- 188) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 26f. unter Stichwort *Festlandshoch*.
- 189) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 261 unter Stichwort *quasistationäre Druckgebilde*.
- 190) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 26f. unter Stichwort *Festlandshoch*.
- 191) Wildegger R., a.a.O., S. 26 unter Stichwort *Festlandshoch*.
- 192) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 8f. unter Stichwort *Azorenhoch*. Zum Begriff "Hochdruckkeil" siehe Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 134, Stichwort *Hochdruckkeil*.
- 193) Wildegger R., a.a.O., S. 9 unter Stichwort *Azorenhoch*.
- 194) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 5 unter Stichwort *Altweibersommer*; ebenso vgl. Rocznik K.: Wetter und Klima in Deutschland, a.a.O., S. 49f. .
- 195) Vgl. Krüger L., a.a.O., Kap. 11, S. 69–71 und Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 286f. .
- 196) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 287.
- 197) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 287.
- 198) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 287, ebenso Krüger L., a.a.O., S. 71.
- 199) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 287f. und Roth G.D.: Praktische Wetterkunde für Segler, Surfer und Motorbootfahrer, a.a.O., S. 72.
- 200) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 77f. und Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 54f. .
- 201) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 75–78.
- 202) Krüger L., a.a.O., S. 76.
- 203) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 75–78 und Weischet W., a.a.O., S. 133f. .
- 204) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 288.
- 205) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 288.
- 206) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 288f., Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 47 (Abbildung mit Text), S. 47f. unter Stichwort *Berg- und Talwindzirkulation*, S. 126f. unter Stichwort *Hangwind* und Schneider A., a.a.O., S. 125.  
Vgl. hierzu ebenso Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., Kap. IV, Unterkapitel "Berg- und Talwind", S. 57–59.
- 207) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 77f., ebenso Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 47f. unter Stichwort *Berg- und Talwindzirkulation*.
- 208) Schneider A., a.a.O., S. 127.
- 209) Schneider A., a.a.O., S. 127.

- 210) Vgl. Thies W.: Ferngelenkte Segelflugmodelle bauen und fliegen. Niederrhein/Ts. 1983, S. 161f.,  
ebenso Bachmann P., a.a.O., S. 176–178.
- 211) Zur Bezeichnung "Thermischer Hangwind" siehe Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 114.
- 212) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 114 und Thies W., a.a.O., S. 162.
- 213) Vgl. hierzu Thies W., a.a.O., S. 162f. .
- 214) Vgl. hierzu Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 114,  
ebenso Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 58.
- 215) Vgl. Kreipl M.: Das Thermik–Handbuch. Stuttgart 1989<sup>1</sup>(Motorbuch-Verlag), S. 8.
- 216) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 345 unter Stichwort *Thermik*.
- 217) Thies W., a.a.O., S. 156.
- 218) Vgl. Kreipl M.: Das Thermik–Handbuch, a.a.O., S. 24,  
ebenso Pohlmann D., a.a.O., S. 33.
- 219) Pohlmann D., a.a.O., S. 33.
- 220) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 16.
- 221) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 16f. und Thies W., a.a.O., S. 155.
- 222) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 30f. .
- 223) Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 31f. .
- 224) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 16–19.  
und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 345 unter Stichwort *Thermik*.
- 225) Zum Begriff "pulsierende Thermikquelle" siehe Kreipl M.: Das Thermik–Handbuch, a.a.O., S. 32, ebenso S. 59 und S. 61.
- 226) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 33.
- 227) Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 33.
- 228) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 32f. .
- 229) Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 33.
- 230) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 345 unter Stichwort *Thermik*.
- 231) Vgl. Weischet W., a.a.O., Kap. 15.3, S. 171.
- 232) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 186, Stichwort *Konvektion*.
- 233) Kuchling H.: Taschenbuch der Physik. Leipzig 1991<sup>13</sup> (Fachbuchverlag Leipzig–Köln), S. 33 (Kap. 18.1.).
- 234) Rabe E.: Segelflugmodelle: Praktikum für Freunde des Flugmodellbaus. München 19783 (Richard Pflaum Verlag), S.33 (Kap. 3.6).
- 235) Vgl. Bachmann P., a.a.O., S. 151,152,  
ebenso Kreipl M.: Das Themik–Handbuch, a.a.O., S. 60 und S. 62  
(Zu den Begriffen "Konvergenz" und "Divergenz" in diesem Zusammenhang siehe Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 70 unter Stichwort *Divergenz* und S. 187 unter Stichwort *Konvergenz*.)
- 236) Vgl. Lisken M., Gerber U.: Das Thermikbuch für Modellflieger: Thermik finden und optimal nutzen. Baden –Baden 1992 (Verlag für Technik und Handwerk), S. 97,  
ebenso Perseke F.: Das Segelflugmodell, Teil 2. Villingen–Schwenningen 1980<sup>3</sup> (Neckar-Verlag), S. 169.
- 237) Vgl. Bachmann P., a.a.O., Kap. 16, S. 154  
und Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 142.
- 238) Vgl. Rabe E., a.a.O., S. 33.
- 239) Vgl. Thies W., a.a.O., S. 158f.,  
ebenso Rabe E., a.a.O., Kap 3.5 und 3.6 (S. 31–33),  
ebenso Perseke F., a.a.O., Kap. 12.0 (S. 167–176).

- 240) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 32 und S. 39f. .
- 241) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 19–21  
und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 345 unter Stichwort *Thermik* und S.52  
unter Stichwort *Blauthermik*.
- 242) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 22f. und S. 39,  
ebenso Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 74.
- 243) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 143 (Kap. 12.1.).
- 244) Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 406 unter Stichwort *Wolken*.
- 245) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 24.
- 246) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 143f. sowie die Untergliederung der Wol-  
ken in hohe, mittelhohe, tiefe Wolken in Kap. 12.2. und nach ihrer Entstehungsart  
gemäß Kap. 12.3. .
- 247) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., Kap. IX, S. 128 – 130.
- 248) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 94 (Kap. 5.4) und  
Körber H.–G., a.a.O., S. 138.
- 249) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 144.  
und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 384 unter Stichwort *Weltorganisation für  
Meteorologie*.
- 250) Vgl. Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III. München  
Juli 1993 (Skript zur Vorlesung "Einführung in die Meteorologie – Teil III", gehalten  
im Wintersemester 1992/93 am Meteorologischen Institut der Ludwig-Maximilians-  
Universität München, Theresienstraße 37, nur dort erhältlich), S. 29.
- 251) Vgl. De Bont G.: Wolkenatlas: Wolken und Wetter. Stuttgart 1987 (Ulmer-Ver-  
lag), S. 22, woraus die Einteilung der Wolken in ihre drei Höhenbereiche übernom-  
men wurde,  
ebenso Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 144.
- 252) Siehe Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 29;  
vgl. mit Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 143.
- 253) Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 30.
- 254) Zu den 10 Hauptwolkenarten siehe auch Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 144,  
ebenso Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 408.
- 255) Vgl. dazu Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 144,  
ebenso Weischet W., a.a.O., S. 205, Fig. 61.
- 256) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 143.
- 257) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 97.  
und Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 145f. .
- 258) Siehe Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Die Wolken. Wetterkundliche Lehrmittel  
Nr. 9 Offenbach o.J., letzte Seite, Auflistung aus dem Lateinischen abgeleiteter  
Bezeichnungen, die der Wolkenklassifikation dienen,  
ebenso Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 146, Tabelle 19.
- 259) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 97.
- 260) Von Punkt a) bis c) ist dies die Reihenfolge, wie die Entstehung der wichtigsten  
Wolkenarten erklärt wird in Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie  
– Teil III, a.a.O., S. 36–46. Punkt d) wurde eigens hinzugefügt, um die restlichen  
nicht unter a) bis c) fallenden Wolkentypen gesondert erklären zu können.
- 261) Vgl. Roth G.D.: Praktische Wetterkunde für Segler, Surfer und Motorbootfahrer,  
a.a.O., S. 72  
ebenso Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 287f. .

- 262) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 21.  
Zur Bezeichnung "Thermodynamisches Diagramm" siehe Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 98f., ebenso Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 347f. unter Stichwort *thermodynamisches Diagramm*.
- 263) Zu dieser Herleitung vgl. Weischet W., a.a.O., S. 174f. .  
Wert für  $M_{\text{Luft}}$  entnommen aus  
Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil I. München Februar 1992 (Skript zur Vorlesung "Einführung in die Meteorologie – Teil I", gehalten im Wintersemester 1991/92 am Meteorologischen Institut der Ludwig-Maximilians-Universität München, Theresienstraße 37, nur dort erhältlich), S. 19 (in Kap. 3).  
Werte für die allgemeine Gaskonstante  $R$  und für die Fallbeschleunigung  $g$  (gerundet) entnommen aus Hammer A., Hammer K.: Physikalische Formeln und Tabellen, a.a.O., S. 85, Tabelle T18.
- 264) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 18f. .
- 265) Weischet W., a.a.O., S. 182 (Kap. 15.5).
- 266) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 177f. .
- 267) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 19 und 21.
- 268) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 19.
- 269) Vgl. mit der Bestimmung des Hebungskondensationsniveaus in  
Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 21.
- 270) Zur Herleitung der Rechenformel für  $H_{\text{KKN}}$  vgl. Weischet W., a.a.O., S. 178.
- 271) Vgl. Bachmann P., a.a.O., S. 169 (in Kap. 16).
- 272) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 21.
- 273) Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 21.
- 274) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 22f. .
- 275) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 310 unter Stichwort *Sperrschicht*.
- 276) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 39f. .
- 277) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 62.
- 278) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 41.
- 279) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 64.
- 280) Vgl. Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 40f.  
und Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 64.  
Zur mittleren Lage der Nullgradgrenze im Sommer siehe Krüger L., a.a.O., S. 62.
- 281) Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 41.
- 282) Vgl. auch Weischet W., a.a.O., S. 117.
- 283) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 39 und 41f. .
- 284) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 42f. .
- 285) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 66,  
ebenso Seifert V.: Wie wird das Wetter ? Augsburg 1990 (Lizenzausgabe des Verlages Artia Praha 1987), S. 134f.,  
ebenso Weischet W., a.a.O., S. 194.
- 286) Krüger L., a.a.O., S. 42.
- 287) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 148f. und Krüger L., a.a.O., S. 29–31; siehe ebenso Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 97: Das Foto oben zeigt deutlich, daß die Cumuluswolken nur bis an die obere Grenze der Dunstglocke (= Untergrenze der Inversionsschicht ) quellen.
- 288) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 60.
- 289) Vgl. Liljequist G.H., Cihak K., a.a.O., S. 150 (in Kap. 12.3.3.).
- 290) Vgl. Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 43f..  
Zum Aufbrechen des  $Sc$  in Schollen siehe Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 60.

- 291) Vgl. hierzu Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 42: Es wird hier von "groben Schäfchen" des Altocumulus gesprochen, ebenso von "lockeren Schäfchen", woraus man schließen kann, daß jeder Ballen bzw. jede Scholle der Wolke als ein Schäfchen in einer ganzen Gruppierung betrachtet wird.
- 292) Vgl. Wilson F., Mansfield F.: Wir entdecken und bestimmen das Wetter. Ravensburg 1980 (Band 621 der Serie 'Wir entdecken und bestimmen'; Lizenzausgabe für den Otto Maier Verlag), S. 14.
- 293) Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 36.
- 294) Siehe dazu Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 42 unter der Wetterbedeutung von Altocumulus, 1. Absatz.
- 295) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 146, 148, 150f. und Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 46.
- 296) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 29–31 und Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 106f. .
- 297) Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 107.
- 298) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 107f., ebenso Krüger L., a.a.O., S. 30–32.
- 299) Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 147.
- 300) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 147f.,  
ebenso Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 28f. .  
Daß die Konvektionszellen regelmäßig angeordnet sind, sieht man an der gleichmäßigen Anordnung der Wolkenballen von Cc, Ac und Sc (vgl. dazu Abbildungen in De Bont G.: Wolkenatlas, a.a.O., S. 42, S. 44, S. 72 oben).
- 301) Es ist diese Aussage eine naheliegende Vermutung des Autors dieser Zulassungsarbeit.
- 302) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 148.
- 303) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., S. 133 ( unter Kap. 10.9.1.), S. 148 (unter Kap. 12.3.2.), S. 269 (unter Kap. 19.5.1.)  
und Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 127 (hieraus den Wert der Neigung zu 1:150 entnommen, vgl. auch Kap. 1.1.3 der Zulassungsarbeit).
- 304) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 269.  
Zum Stratocumulus als Begleitwolke des Nimbostratus siehe auch Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 60. Zur Nimbostratuswolke und der Wetterbedeutung ihrer Strukturität siehe Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 52.
- 305) Krüger L., a.a.O., S. 32.
- 306) Siehe dazu Pohlmann D., a.a.O., S. 78f. .
- 307) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 32f. und Wildegger R., a.a.O., S. 64.
- 308) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 56.
- 309) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 140 (unter Kap. 11.4.2.)  
und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 227 unter Stichwort *Nebelklassifikation*.
- 310) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 104  
und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 227 unter Stichwort *Nebelklassifikation*  
und unter Stichwort *Seerauch*.
- 311) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 104.
- 312) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 105  
und Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 141.
- 313) Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 141.
- 314) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 141.
- 315) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 33.
- 316) Krüger L., a.a.O., S. 33.

- 317) Zur Bezeichnung des Hochnebels als Stratus  
vgl. mit Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 56,  
ebenso Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 96.
- 318) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 148.
- 319) Vgl. Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 45.  
Daß die Alpen (bei Föhn) sowie viele Mittelgebirgszüge im süddeutschen Raum  
(bei geeignetem Wind und geeigneter atmosphärischer Schichtung) den Leewellen-  
effekt hervorrufen, wird geschildert bzw. beschrieben in Kreipl M.: Mit dem Wetter  
segelfliegen, a.a.O., S. 64f., S. 68 und im Kapitel "Wellenflüge im deutschen Mittel-  
gebirgsraum" (S. 78–82).
- 320) Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 46.
- 321) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 148f.,  
ebenso Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O.,  
S. 46, ebenso Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 68.
- 322) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 44.
- 323) Siehe dazu Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 66 und 69.
- 324) Vgl. Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 44f..
- 325) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 148.
- 326) Vgl. dazu Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 69.
- 327) Vgl. De Bont G.: Wolkenatlas, a.a.O., S. 24 und 49,  
ebenso Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 44.
- 328) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 44.
- 329) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 34.
- 330) Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 34.
- 331) Zu den angegebenen Werten siehe Pohlmann D., a.a.O., S. 79f. .
- 332) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 34 und Krüger L., a.a.O., S. 60.
- 333) Vgl. Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 40f.  
und Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 102.
- 334) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 48.
- 335) Zu den leuchtenden Nachtwolken sei verwiesen auf  
Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 76f.,  
ebenso Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 196 unter Stichwort *leuchtende Nacht-  
wolken*.  
Zum Erscheinungsbild bzw. zur Entstehung der Perlmutterwolken sei verwiesen auf  
Kreipl M.: Mit dem Wetter segelfliegen, a.a.O., S. 66,  
ebenso Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 247 unter Stichwort Perlmutterwolken  
ebenso Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 149.
- 336) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 230 unter Stichwort *Niederschlag*.
- 337) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 160.  
Zu den Angaben über Durchmesser und Fallgeschwindigkeit der einzelnen  
Niederschlagsformen siehe Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O.,  
S. 93, Tab. 15.
- 338) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 176f. .
- 339) Vgl. Seifert V.: Wie wird das Wetter ?, a.a.O., S. 93.
- 340) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 212 (unter Kap. 16.3),  
ebenso Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 129.
- 341) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 212 (unter Kap. 16.3),  
und Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 130 (unter Kap. 10.7.).
- 342) Weischet W., a.a.O., S. 212.
- 343) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 212.

- 344) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 79 und S. 82f. .
- 345) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 86.  
( Zur Beziehung  $\frac{e}{E} = \frac{a}{A}$  siehe Pohlmann D., a.a.O., S. 82.)
- 346) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 86f.,  
ebenso Pohlmann D., a.a.O., S. 83.
- 347) Zu den Bezeichnungen "Aerosolteilchen" und "Aerosol"  
siehe Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 1,  
ebenso Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 87.
- 348) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 86f. .  
Zur Bildung von Salzteilchen durch Zerplatzen von Gischtblasen  
siehe Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 5f..
- 349) Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 2.
- 350) Vgl. Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 2  
und Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 87.
- 351) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 212.
- 352) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 212f.  
und Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 96.
- 353) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 213.
- 354) Weischet W., a.a.O., S. 213.
- 355) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 213f. .  
Zum Begriff *Mischwolke* siehe Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 221.
- 356) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 54  
und Hardy R., Wright P., Gribbin J., Kington J.: Einführung in die Wetterkunde.  
München 1982 (Lizenzausgabe für Manfred Pawlak Verlagsgesellschaft,  
Herrsching), S. 62  
und Körber H.–G., a.a.O., S. 164 und 198.  
Zum Begriff "Wegener-Findeisen-Bergeron-Theorie(Prozeß)" siehe Liljequist G.H.,  
Cehak K., a.a.O., S. 129 und 130.
- 357) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 91.
- 358) Vgl. Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 20.
- 359) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 90.
- 360) Vgl. Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 20f..  
Vgl. auch Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 121f. .
- 361) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 89f. .  
(Zu den Sublimationskernen vgl. ebenso Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 331  
unter Stichwort *Sublimationskerne*.)
- 362) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 90.
- 363) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 56f. .
- 364) Krüger L., a.a.O., S. 57.
- 365) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 114 (unter Kap. 10.1.)  
und Krüger L., a.a.O., S. 57.
- 366) Krüger L., a.a.O., S. 57.
- 367) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 57f.,  
ebenso Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 91f. .
- 368) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 214f. .
- 369) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 341 unter Stichwort *Temperaturgradient*,  
ebenso Wildegger R., a.a.O., S. 93.
- 370) Vgl. Schneider A., a.a.O., S. 75 (unter Kap. 3.).
- 371) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 287 unter Stichwort *Schneeregen*.

- 372) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 205f. .
- 373) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 215.  
und Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 164 (unter Kap.13.5.).
- 374) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 215.
- 375) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 215  
und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 124f. unter Stichwort *Hagel*.
- 376) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 70.
- 377) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 88 und 62,  
sowie Wildegger R., a.a.O., S. 41 unter Stichwort *Hagel*.  
Daß Hagel vorwiegend im Sommer an Kaltfronten auftritt wird erwähnt und  
beschrieben in Seifert V., a.a.O., S. 136 und 100f. .
- 378) Vgl. Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 25,  
ebenso Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 130.
- 379) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 129f. .
- 380) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 214f. .
- 381) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 48.  
Daß aus Altocumuluswolken vereinzelt Regentropfen (Schneeflocken) den Erdboden  
erreichen können, hat der Autor dieser Zulassungsarbeit schon manchmal beobachten  
können.
- 382) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 214f.  
und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 64 unter Stichwort *Cumulonimbus*  
und Seifert V., a.a.O., S. 136f. .
- 383) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 176 (unter Kap. 13.14.).
- 384) Vgl. Seifert V., a.a.O., S. 96f.,  
ebenso Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 103f. .
- 385) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 176.
- 386) Vgl. Seifert V., a.a.O., S. 96f.  
und Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 104.  
Vgl. ebenso Bachmann P., a.a.O., S. 51.
- 387) Vgl. Seifert V., a.a.O., S. 97.
- 388) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 75 unter Stichwort *Reif* und Seifert V., a.a.O., S. 96  
und Bachmann P., a.a.O., S. 51.
- 389) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 124.
- 390) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 176f. (in Kap. 13.14.).
- 391) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 177f. (unter Kap.13.15.),  
ebenso Bachmann P., a.a.O., S. 90 – 94 und S. 97 (des Kapitels 10).
- 392) Vgl. Seifert V., a.a.O., S. 89f. .  
Zur Glatteisbildung im Verlauf der Annäherung einer Bodenwarmfront  
siehe Krüger L., a.a.O., S. 37f. .
- 393) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 114 unter Stichwort *Gewitter*.
- 394) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 36 unter Stichwort *Gewittertag*.
- 395) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 187 (in Kap. 14.6.).
- 396) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 117f. .  
Genauer zur Ionisierung der Luftmoleküle und Partikel in der Luft siehe  
Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 179.
- 397) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 187f. .
- 398) Vgl. Feynman R.P., Leighton R.B., Sands M.L.: deutsch/englische Bilingua-Ausgabe  
von THE FEYNMAN LECTURES ON PHYSICS, Band II, Teil 1, MAINLY  
ELECTROMAGNETISM AND MATTER. München / Wien 1973 (Oldenbourg-  
Verlag), S. 9–4.

- 399) Feynman R.P., Leighton R.B., Sands M.L., a.a.O., S. 9–4.
- 400) Vgl. Reif F.: Statistische Physik, Berkeley Physik Kurs, Band 5. Braunschweig 1990<sup>3</sup> (Vieweg-Verlag), S. 29 unter Kapitel 1.6.3. .
- 401) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 187 (in Kap. 14.6.).
- 402) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 189 (in Kap. 14.6.).
- 403) Vgl. Feynman R.P., Leighton R.B., Sands M.L., a.a.O., S. 9–4, S. 9–6 und S. 9–18.
- 404) Zu diesem Wert vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 119.
- 405) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 198 (in Kap. 14.8.), S. 194 (in Kap. 14.7.2.) und Pohlmann D., a.a.O., S. 119.
- 406) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 191 (unter Kap. 14.7.1.), ebenso Weischet W., a.a.O., S. 206.
- 407) Vgl. De Bont G., a.a.O., S. 27.
- 408) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 115 unter Stichwort *Gewitterelektrizität*, ebenso Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 194.
- 409) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 192f. (in Kap. 14.7.2.) und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 115 unter Stichwort *Gewitterelektrizität*. Zu näheren Angaben über Abb. 79, die die Strömungsverhältnisse und Ladungsverteilung in einer Gewitterwolke skizziert, sei verwiesen auf das Abbildungsverzeichnis.
- 410) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 101, ebenso Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 98.  
Zum Begriff "Vereisung" siehe Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 74.
- 411) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 195 unter Stichwort *Lenard-Effekt*. Daß der Lenard-Effekt bei der Ladungstrennung in Gewitterwolken eventuell eine Rolle spielt, zeigt ebenso diese Literaturstelle.
- 412) Vgl. Feynman R.P., Leighton R.B., Sands M.L., a.a.O., S. 9–14f. .
- 413) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 101.
- 414) Vgl. mit der Theorie in Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 101. Hier werden nur noch zusätzlich die unterschiedlich großen flüssigen Niederschlagsteilchen (Wassertropfen) mit in den Ladungstrennungsvorgang einbezogen.
- 415) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 101.
- 416) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 62: Auch hier ist von unterschiedlichen Fallgeschwindigkeiten der Niederschlagsteilchen die Rede, ebenso wie von der Generatorwirkung der Gewitterwolke.
- 417) Es ist dies eine eigene Überlegung des Autors dieser Arbeit.
- 418) Vgl. Feynman R.P., Leighton R.B., Sands M.L., a.a.O., S. 9–15f. .
- 419) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 194 (in Kap. 14.7.2.) und Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 102, Abb. 59.
- 420) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 117 und 119.
- 421) Vgl. dazu die Beschreibungen und Informationen in Feynman R.P., Leighton R.B., Sands M.L., a.a.O., S. 9–12f., ebenso Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 101.

- 422) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 193f. und Pohlmann D., a.a.O., S. 121.  
Zur Stoßionisation siehe Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 182 (Kap. 14.3.),  
ebenso Westphal W.H.: Physik. Berlin / Heidelberg / New York 1970<sup>26</sup> (Springer-  
Verlag), S. 318.  
Zur Beobachtung, daß bei der Entladung in Luft durch Stoßionisation die dazu  
nötige Feldstärke die Größenordnung  $10^6$  V/m erreichen muß, siehe auch  
Gerthsen C., Vogel H.: Physik: Ein Lehrbuch zum Gebrauch neben Vorlesungen.  
Berlin / Heidelberg / New York 1993<sup>17</sup> (Springer-Verlag), S. 440 (in Kap. 8.3.3).  
Zur Abhängigkeit der Feldstärke an der Oberfläche eines geladenen, leitenden Kör-  
pers vom Krümmungsradius siehe  
Dransfeld K., Kienle P.: Physik II Elektrodynamik: Einführungskurs für Studierende  
der Naturwissenschaften und Elektrotechnik. München / Wien 1975 (Oldenbourg-  
Verlag), S. 62 (in Kapitel 3.6).  
Die hier beschriebene Theorie der Blitzkanalbildung stützt sich vor allem auf die  
Beschreibungen in Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 193f. und in Feynman R.P.,  
Leighton R.B., Sands M.L., a.a.O., S. 9–17.
- 423) Vgl. Feynman R.P., Leighton R.B., Sands M.L., a.a.O., S. 9–17.
- 424) Feynman R.P., Leighton R.B., Sands M.L., a.a.O., S. 9–17.
- 425) Vgl. Feynman R.P., Leighton R.B., Sands M.L., a.a.O., S. 9–17f.  
und Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 194 (in Kap. 14.7.2.).  
Die Feststellung, daß das beobachtbare Flackern eines Blitzes darauf zurückzu-  
führen ist, daß er sich aus mehreren Teilentladungsvorgängen (Vor- und Hauptent-  
ladung) zusammensetzt, ist zu finden in Pohlmann D., a.a.O., S. 123.
- 426) Vgl. Feynman R.P., Leighton R.B., Sands M.L., a.a.O., S. 9–19.  
Zur Abhängigkeit der Feldstärke an der Oberfläche eines geladenen, leitenden Kör-  
pers vom Krümmungsradius siehe Dransfeld K., Kienle P., a.a.O., S. 62 (in Kapitel  
3.6).  
Vgl. ebenso Westphal W.H., a.a.O., S. 325f. .
- 427) Vgl. Bergmann L., Schaefer C.: Lehrbuch der Experimentalphysik / Bergmann-  
Schaefer, Bd. 2 : Elektrizität und Magnetismus. Berlin / New York 1987<sup>7</sup>, S. 607f.  
(in Kap. 8.7), Westphal W.H., a.a.O., S. 325 (in § 187)  
und Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 106.
- 428) Vgl. Schneider A., a.a.O., S. 180,  
ebenso Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 106.
- 429) Zu den Bezeichnungen Erdblitz / Wolkenblitz siehe  
Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 101, ebenso  
Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 52 unter Stichwort *Blitz*.  
Zu den Bezeichnungen Linienblitz / Flächenblitz siehe  
Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 72.
- 430) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 101f.,  
ebenso Malberg H.: Bauernregeln, a.a.O., S. 64.
- 431) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 102  
und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 71 unter Stichwort *Donner*  
und Feynman R.P., Leighton R.B., Sands M.L., a.a.O., S. 9–17.
- 432) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 102.
- 433) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 71 unter Stichwort *Donner*.

- 434) Vgl. Kuchling H.: Taschenbuch der Physik. Leipzig 199113 (Fachbuchverlag Leipzig-Köln), S. 324 (in Kap. 22.1.3.) und zu den Werten 332 m/s bei 0°C und 344 m/s bei 20 °C S. 619, Tabelle 35.  
Es wurde der Wert 340 m/s für die durchschnittliche Schallgeschwindigkeit unter normalen Verhältnissen aus Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 71 (siehe dort unter Stichwort *Donner*) entnommen. Für ihn ergibt sich durch Interpolation der Wertepaare 0 °C ↔ 332 m/s und 20 °C ↔ 344 m/s eine zugehörige Temperatur von ca. 13 °C, wie man sie in unseren Breiten als mittlere, bei Gewittern mit Niederschlag vorherrschende Temperatur der bodennahen Luftschichten während des Jahres gewiß in etwa grob annehmen kann.
- 435) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 72,  
ebenso Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 193 (in Kap. 14.7.2.),  
ebenso Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 71 unter Stichwort *Donner*.
- 436) Vgl. Roth G.D.: Praktische Wetterkunde für Segler, Surver und Motorbootfahrer, a.a.O., S. 77.
- 437) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 103  
und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 115 unter Stichwort *Gewitter* und unter Stichwort *Gewitterbö*.
- 438) Es ist diese Wetterregel eine Folgerung des Autors dieser Arbeit aus dem vorangegangenen Kontext.
- 439) Vgl. Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 46.
- 440) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 100 und Wildegger R., a.a.O., S. 34f. .
- 441) Vgl. dazu Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 62,  
ebenso Schneider A., a.a.O., S. 116.  
Daß sich Wärmegewitterzellen oft am Alpenrand entwickeln und nordostwärts in das Alpenvorlandgebiet ziehen, hat der Autor dieser Arbeit schon mehrmals beobachten können.  
Daß Wärmegewitter häufig nordostwärts ziehen, wird auch bestätigt in Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 62, denn hier ist von Gewittertürmen in den Sommermonaten die Rede, die häufig am südwestlichen Horizont aufziehen.
- 442) Vgl. dazu Schneider A., a.a.O., S. 113 und 116.
- 443) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 62  
und Wildegger R., a.a.O., S. 34 unter Stichwort *Gewitter*.
- 444) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 192 (in Kap. 14.7.1.) und S. 110 (in Kap. 9.14.4.), ebenso Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 241 unter Stichwort *orographische Gewitter*.
- 445) Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 110 (in Kap. 9.14.4.).
- 446) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 110 (in Kap. 9.14.4.).
- 447) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 86.
- 448) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 192 (in Kap. 14.7.1.) und S. 110 (in Kap. 9.14.4.).
- 449) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 100.
- 450) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 378 unter Stichwort *Warmfrontgewitter*.
- 451) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 102  
und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 168 unter Stichwort *Kaltfrontgewitter*.  
(Zur Feststellung, daß Hagel in sommerlichen Kaltfrontgewittern auftreten kann, siehe Wildegger R., a.a.O., S. 40f. unter Stichwort *Hagel*.)
- 452) Wildegger R., a.a.O., S. 35.

- 453) Vgl. dazu Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 311 unter Stichwort *Spherics*.  
Zur Schreibweise mit "f", also "Sferics" siehe in Wildegger R., a.a.O., S. 35,  
ebenso in Baumer H.: *Sferics: Die Entdeckung der Wetterstrahlung*. Reinbek bei  
Hamburg 1987 (Rowohlt -Verlag).
- 454) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 35f. .
- 455) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 41 unter Stichwort Hagel  
und Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 70.
- 456) Vgl. Schneider A., a.a.O., S. 116 und Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 62  
( siehe dabei Zitatnummer 441) ).
- 457) Vgl. Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 70 und 62.
- 458) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 200.
- 459) Vgl. Dransfeld K., Kienle P., a.a.O., S. 213f. (Kap. 10.10)  
und Niedrig H. (Hrsg.): *Lehrbuch der Experimentalphysik / Bergmann-Schaefer*,  
Bd. 3: *Optik*. Berlin / New York 1993, S. 425f.  
(Vgl. ebenso Westphal W.H., a.a.O., S. 517 in § 296,  
ebenso Gerthsen C., Vogel H.: *Physik*, a.a.O., S. 525f. (in Kap 10.3.5).)  
Zur Abgrenzung 390–770 nm für den sichtbaren Anteil des Sonnenspektrums  
siehe Kuchling H.: *Taschenbuch der Physik*, a.a.O., S. 508 (in Abschnitt 34.2.3.).
- 460) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 204 (in Kap. 15.2.).
- 461) Vgl. Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 34  
und Weischet W., a.a.O., S. 65 (in Kap 6.2).
- 462) Daß man aus dem Aussehen des Himmels qualitativ den Staubgehalt der Atmosphä-  
re abschätzen kann, wird auch erwähnt in Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 204.
- 463) Vgl. Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 34.  
Daß der Himmel vor allem nach dem Durchzug einer Kaltfront und bei Föhnwetter  
im Voralpenland tiefblau wirkt, hat der Autor dieser Arbeit schon öfters beobachten  
können.
- 464) Vgl. hierzu Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 66  
und Malberg H.: *Metorologie und Klimatologie*, a.a.O., S. 41 und S. 147  
und Seifert V., a.a.O., S. 139.
- 465) Vgl. hierzu Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 50.  
Zur Beobachtung, daß die Sichtweite bei klarer und annähernd staubfreier Luft, wie  
sie bei Föhn vorherrscht, ca. 200 km beträgt, siehe Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O.,  
S. 206.
- 466) Vgl. Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 34.  
Zur Angabe "< 80 %" für eine verhältnismäßig niedrige relative Luftfeuchtigkeit in  
diesem Zusammenhang vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 74 unter Stichwort  
*Dunst* und S. 365 unter Stichwort *trockener Dunst*.
- 467) Vgl. Schneider A., a.a.O., S. 109.  
Aus Kapitel 1.2.4. dieser Arbeit ist bereits bekannt, daß vor allem eine schwüle,  
feuchte Witterung im Sommer die Gewitterbildung begünstigt.
- 468) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 22 unter Stichwort *Dunst*,  
ebenso Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 74 unter Stichwort *Dunst*.
- 469) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 74 unter Stichwort *Dunst*.
- 470) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 356 unter Stichwort *trockener Dunst*  
und Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 48.

- 471) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 356 unter Stichwort *trockener Dunst* und Roth G.D.: *Praktische Wetterkunde für Segler, Surver und Motorbootfahrer*, a.a.O., S. 40.  
Zur Bildung bzw. Größe der Dunsttröpfchen siehe Weischet W., a.a.O., S. 197 bzw. S. 204.
- 472) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 94 unter Stichwort *feuchter Dunst* und Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 48.
- 473) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 64f. (Kap. 6.2), S. 197 (in Kap. 16.1) und S. 204 (in Kap. 16.3).
- 474) Genaueres zur Sicht bzw. Sichtweite in diesem Zusammenhang siehe Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 205f. (in Kap. 15.2.).
- 475) Vgl. Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 48.  
Zur Beobachtung und Tatsache, daß feuchter Dunst ein Vorzeichen einer bald einsetzenden Nebelbildung (v.a. im Herbst) sein kann, siehe Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 140.  
Daß v.a. im Herbst und Winter auf feuchtem Dunst häufig Nebel- oder Hochnebelbildung einsetzt, kann auch der Autor dieser Arbeit aufgrund von mehreren gemachten derartigen Beobachtungen bestätigen.  
Besonders der Winter 1995/96 zeigte diesen Ablauf des Wettergeschehens mehrmals, ebenso wie die Beständigkeit des entstandenen Nebels und Hochnebels über oft sogar ein paar Wochen.
- 476) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 200f. und Pohlmann D., a.a.O., S. 101.
- 477) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 101.
- 478) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 201f. .
- 479) Vgl. Smith R.K., Eisert B.: *Einführung in die Meteorologie – Teil III*, a.a.O., S. 85.
- 480) Es ist dies eine selbst überlegte Erklärung vom Autor dieser Arbeit zur Beobachtung, daß bei labiler Schichtung die Alpen groß und bei stabiler Schichtung klein erscheinen, und damit zu Abb. 85 a und b, entnommen aus Smith R.K., Eisert B.: *Einführung in die Meteorologie – Teil III*, a.a.O., S. 85 (hier Abb. 9.18).
- 481) Smith R.K., Eisert B.: *Einführung in die Meteorologie – Teil III*, a.a.O., S. 85.
- 482) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 102.  
Genaueres zu Luftspiegelungen siehe Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 202f. (in Kap. 15.1.), ebenso Smith R.K., Eisert B.: *Einführung in die Meteorologie – Teil III*, a.a.O., S. 85f. .
- 483) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 95 unter Stichwort *Flimmern* und Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 203.
- 484) Vgl. Rabe E.: *Segelflugmodelle*, a.a.O., S. 33.
- 485) Vgl. Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 32  
und Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 203,  
ebenso Pohlmann D., a.a.O., S. 112.
- 486) Vgl. Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 32.
- 487) Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 32.
- 488) Vgl. Roth G.D.: *Wetterkunde für alle*, a.a.O., S. 32.

- 489) Vgl. hierzu Malberg H.: Bauernregeln, a.a.O., S. 58  
und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 11 unter Stichwort Abendrot.  
Daß der blaue Anteil der Strahlung der in Horizontnähe befindlichen Sonne durch Rayleigh-Streuung so weit ausgefiltert wird, daß diese dann rötlich erscheint, wird auch erläutert in Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 204.  
Aus Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 204 geht auch hervor, daß auch feine Dunstpartikel, die in etwa so groß wie die Wellenlänge des sichtbaren Lichts sind, das blaue Sonnenlicht intensiver streuen als das rote, jedoch nicht so intensiv wie noch kleinere Teilchen, die eine Rayleigh-Streuung hervorrufen.  
Insgesamt führt eine vermehrte Ansammlung von Dunstpartikeln zu einer verstärkten Rotfärbung der Sonne, denn vor allem durch die größeren Dunstteilchen (Tröpfchen und Staubpartikel) wird das weiße Sonnenlicht insgesamt so weit durch diffuse Reflexion an ihnen ausgefiltert und damit die Intensität des gesamten Spektrums so weit abgeschwächt, daß nur noch der intensivste nicht gestreute Anteil, also die rote Farbe zu sehen ist.  
Ein größerer Wasserdampfgehalt führt zur verstärkten Dunstbildung (siehe Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 137 in kap. 11.1.) und damit letztendlich zur verstärkten Rotfärbung der Sonne am Horizont.
- 490) Daß bei Dämmerung oft Wolken eindrucksvoll rot bestrahlt werden, ist beschrieben und schön zu sehen in Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 36f. .
- 491) Vgl. hierzu Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 36.  
Der Begriff "Abendgrau" wird geprägt in Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 108 und S. 124.
- 492) Vgl. Müller-Fonfara R., Scholl W.: Physikalische Denkspiele: Aufgaben und Lösungen ausgefallener Probleme. Eltville am Rhein 1993 (Lizenzausgabe für den Bechtermünz-Verlag), S. 99.
- 493) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 112f. .
- 494) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 108  
und Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 36.  
(Die physikalische Erklärung zur Entstehung und Wetterbedeutung des Abendgrau hat sich der Autor dieser Arbeit aus diesen beiden Textstellen selbst überlegt.)
- 495) Müller-Fonfara R., Scholl W., a.a.O., S. 99.
- 496) Vgl. Müller-Fonfara R., Scholl W., a.a.O., S. 99.
- 497) Vgl. Malberg H.: Bauernregeln, a.a.O., S. 58f. .
- 498) Vgl. Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 108.
- 499) Vgl. Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 82, ebenso Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 38f. .
- 500) Vgl. hierzu Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 214f. .
- 501) Vgl. Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 82f. und Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 214–217.
- 502) Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 110.
- 503) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 38 (auf S. 39 ist ein unterer Berührungsbogen zum 22°-Ring zu sehen).  
Genauerer zu den Berührungsbögen des 22°-Rings  
siehe Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 218.

- 504) Vgl. Hardy R., Wright P., Gribbin J., Kington J.: Einführung in die Wetterkunde, a.a.O., S. 44f. .  
(Daß die um die Sonne sichtbaren Haloerscheinungen auch um den Mond als Lichtquelle auftreten können, wird ebenso erwähnt in Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 38, ebenso in Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 83.)
- 505) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 38f.,  
Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 110  
und Wildegger R., a.a.O., S. 42 unter Stichwort *Halo*.
- 506) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 112.
- 507) Vgl. Wildegger R., a.a.O., S. 42 unter Stichwort *Halo*,  
ebenso Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 39.
- 508) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 40.  
Daß der Rand eines Hofes rötlich erscheint, ist zu finden  
in Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 188 unter Stichwort *Kranz*.  
Der Autor dieser Arbeit hat bereits mehrere Male um helle Fixsterne und Planeten Höfe beobachtet und kann dadurch bestätigen, daß diese einen sehr viel kleineren Durchmesser haben als die Höfe um Sonne und Mond.
- 509) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 207 (in Kap. 15.3.)  
und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 188 unter Stichwort *Kranz* und S. 135  
unter Stichwort *Hof*.
- 510) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 206f.,  
ebenso Niedrig H.: Lehrbuch der Experimentalphysik / Bergmann-Schaefer,  
Bd. 3: Optik, a.a.O., S. 422–425 (in Kapitel 3.13).
- 511) Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 40.
- 512) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 40.  
Zum Begriff "Wasserwolke" vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 381f. unter  
Stichwort *Wasserwolken*.  
Zum Begriff "Mischwolke" vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 221 unter  
Stichwort *Mischwolken*.
- 513) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 44,  
ebenso Keidel C.G., Windolf R., a.a.O., S. 112.  
Zur genauen Winkelangabe von Haupt- und Nebenregenbogen  
siehe Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 209 (in Kap. 15.4.).
- 514) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 107  
und Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 80f.  
In Smith R.K., Eisert B.: Einführung in die Meteorologie – Teil III, a.a.O., S. 80f.  
wird nur ein Sonnenstrahl betrachtet. Es ist dies falsch. Zu einer richtigen und vollständigen Erklärung des Phänomens Regenbogen siehe Gleixner C., Luchner K.:  
Der Regenbogen: Ein didaktisches Lehrstück der geometrischen Optik auf dem  
Computer. In: Physik der Schule, 33. Jg. (1995)2, S. 62ff. .
- 515) Pohlmann D., a.a.O., S. 107.
- 516) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 107.
- 517) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 44.
- 518) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 106.
- 519) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 112 und Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 44.
- 520) Vgl. Lehrplan für das bayerische Gymnasium, Fachlehrplan für Physik:  
KWMBL I So.-Nr. 9/1991, S. 1287.
- 521) Zur Vertiefung auf dem Gebiet Chaos und Wettervorhersage: Rülle D.: Zufall und  
Chaos 1993.

- 522) Über Temperaturmessung wissen die Schüler bereits aus der 9. Jahrgangsstufe bescheid, vgl. Lehrplan für das bayerische Gymnasium, Fachlehrplan für Physik: KWMBL I So.-Nr. 9/1991, S. 1268.
- 523) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 17.  
Näheres über Flüssigkeitsthermometer ist zu finden in  
Friedrich A.: Handbuch der experimentellen Schulphysik. Band 4: Wärmelehre mit Thermodynamik, Wetterkunde. Köln 1964 (Aulis-Verlag), S. 10 ff.
- 524) Vgl. Schollmeyer G.: Physikalische Schulversuche: Wärmelehre. Köln 1980 (Aulis-Verlag), S. 57f. .
- 525) Vgl. Götz R., Dahncke H., Langensiepen F.: Handbuch des Physikunterrichts, Sekundarbereich I, Band 3: Wärmelehre/Wetterkunde. Köln 1986 (Aulis-Verlag), S. 39.
- 526) Vgl. Friedrich A., a.a.O., S. 29
- 527) Vgl. Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 42f. .  
Zu Heißleiter bzw. Kaltleiter siehe Rentzsch S.B.: Begriffe der Elektronik. München 1989<sup>3</sup> (Franzis-Verlag) S. 204 unter *Heißleiter* bzw. S. 234 unter *Kaltleiter*.
- 528) Schon zu haben für knapp 6,-- DM bei Elektronik-Versand Conrad-Elektronik, siehe Hauptkatalog 1997, S. 66. Es handelt sich hier um ein Bimetallthermometer mit einer Genauigkeit laut Katalog von  $\pm 1^\circ\text{C}$ .
- 529) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 19.
- 530) Vgl. Meteorologisches Institut der Universität München: Meteorologisches Instrumentenpraktikum. München 1994 (nur im meteorologischen Institut der Ludwig-Maximilians-Universität erhältlich), S. 3.
- 531) Vgl. hierzu Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 35f. .
- 532) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 18.
- 533) Pohlmann D., a.a.O., S. 18.
- 534) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 19f. .
- 535) Pohlmann D., a.a.O., S. 20.
- 536) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 20.
- 537) Friedrich A., a.a.O., S. 13f. .
- 538) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 21.
- 539) Vgl. hierzu Schollmeyer G., a.a.O., S. 146f. .
- 540) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 21f. .
- 541) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 22.
- 542) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 22,  
ebenso Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 245.
- 543) Vgl. hierzu Lehrplan für das bayerische Gymnasium, Fachlehrplan Physik: KWMBL I So.-Nr. 9/1991, S. 1265.
- 544) Pohlmann D., a.a.O., S. 40
- 545) Vgl. Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 239.
- 546) Die Erklärung zu diesem Versuch ist in vielen Büchern nicht richtig bzw. vollständig. Meist wird vergessen, daß die im Glas verbleibende Restluft (bei mit Wasser vollgefülltem Glas) bzw. vorhandene Luft (bei halbvoll mit Wasser gefülltem Glas) einen Druck besitzt. Zu einer akzeptierbaren physikalischen Erläuterung dieses Versuchs siehe z.B. Treitz N.: Spiele mit Physik. Harri-Deutsch-Verlag, S. 19.
- 547) Siehe hierzu Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 241,  
ebenso Pohlmann D., a.a.O., S. 38f. .

- 548) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 40f. und 37f.,  
 ebenso Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 247f. und 239f. .  
 Zu nötigen Korrekturen des am Quecksilberbarometer abgelesenen Luftdruckwerts  
 siehe Pohlmann D., a.a.O., S. 41f., ebenso Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 56–  
 59, Kap. 6.3.2. .
- 549) Siehe hierzu Pohlmann D., a.a.O., S. 42f.,  
 ebenso Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 251.
- 550) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 43f. .
- 551) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 44 und Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 99.
- 552) Zu diesem Versuch vgl. Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 244,  
 ebenso Pohlmann D., a.a.O., S. 54.
- 553) Zu diesem Wert vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 97. Es heißt hier:  
 "In den unteren Schichten der Atmosphäre nimmt der Luftdruck pro 11 Meter Hö-  
 henerhebung um 1 mm Quecksilbersäule ( $= \frac{4}{3}$  hPa) ab." Umrechnung ergibt dann  
 eine Luftdruckabnahme von 1 hPa pro 8,25 m. Mit der barometrischen Höhenfor-  
 mel (Gl. 5) erhält man z.B. bei einer Lufttemperatur von  $0^\circ\text{C}$  und einem Bodenluft-  
 druck von 1013 hPa den Wert 1 hPa pro 7,88 m, bei einer Lufttemperatur von  $15^\circ\text{C}$   
 und 1013 hPa den Wert 1 hPa pro 8,32 m.  
 $\Rightarrow$  Fazit: Der Luftdruck nimmt in Bodennähe um ca 1 hPa pro 8 m Höhenzunahme  
 ab.
- 554) Vgl. Lehrplan für das bayerische Gymnasium, Fachlehrplan für Mathematik:  
 KWMBL I So.-Nr. 8/1991, S. 1214 und S. 1230 bzw. S. 1214 und S. 1243.
- 555) Zu diesem Wert vgl. Kreische W., Kreisel K.: Klassische Mechanik und Wellen,  
 Akustik, Strömung, Physik der Atmosphäre, einige ausgewählte Experimente.  
 Bamberg 1987 (C.C. Buchners-Verlag), S. 190f. .  
 Daß und wie Radiosonden zur Messung von meteorologischen Parametern in gro-  
 ßen Höhen verwendet werden, ist beschrieben in Malberg H.: Meteorologie und Kli-  
 matologie, a.a.O., S. 186–188, Kap. 8.4 .
- 556) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 45f. .
- 557) Vgl. Kreische W., Kreisel K., a.a.O., S. 190f. .
- 558) Es ist diese Barometrische Höhenformel (Gl. 5) die Lösung der Differentialglei-  
 chung (DGL)  $\left( \lim_{\Delta h \rightarrow 0} \frac{\Delta p}{\Delta h} = \right) \frac{dp}{dh} = -\frac{g}{R_L \cdot T_0} \cdot p$  für  $T = T_0 = \text{const.}$ , wobei die DGL  
 durch Bildung des Grenzübergangs  $\lim_{\Delta h \rightarrow 0} \frac{\Delta p}{\Delta h}$  aus Gl. 4 folgt.  
 Denn aus  $\frac{dp}{dh} = -\frac{g}{R_L T_0} p$  ergibt sich  $\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_L T_0} \cdot dh \Rightarrow$   
 $\Rightarrow \int_{p_0}^p \frac{dp'}{p'} = -\frac{g}{R_L T_0} \cdot \int_{h_0}^h dh' \Leftrightarrow \ln p - \ln p_0 = -\frac{g}{R_L T_0} \cdot (h - h_0) \Leftrightarrow$   
 $\ln \frac{p}{p_0} = -\frac{g}{R_L T_0} \cdot (h - h_0) \Leftrightarrow \frac{p(h)}{p_0} = e^{-\frac{g}{R_L T_0} (h-h_0)} \Leftrightarrow p(h) = p_0 \cdot e^{-\frac{g}{R_L T_0} (h-h_0)}$  (§Gl. 5)  
 Vgl. hierzu auch Pohlmann D., a.a.O., S. 48 und 50 ff. .
- 559) Vgl. in diesem Zusammenhang diese Vorgehensweise bei der Luftdruckreduktion  
 mit der in Pohlmann D., a.a.O., S. 52; vgl. ebenso mit Meyers Lexikonredaktion,  
 a.a.O., S. 199 unter Stichwort *Luftdruckreduktion*.
- 560) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 42f. .
- 561) Vgl. Roth G.D.: Wetterkunde für alle, a.a.O., S. 100.
- 562) Vgl. hierzu Wildegger R., a.a.O., S. 57 unter Stichwort *Luftdruck*.

- 563) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 30–32 unter Stichwort *Atmosphäre*, Abschnitt: Zusammensetzung der Atmosphäre.
- 564) Vgl. Friedrich A., a.a.O., S. 167, ebenso Pohlmann D., a.a.O., S. 81.
- 565) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 13 unter Stichwort absolute Feuchte und S. 200 unter Stichwort Luftfeuchte, ebenso Pohlmann D., a.a.O., S. 78.
- 566) Vgl. Es ist dies die Definition der absoluten Feuchte in Kuchling H., a.a.O., S. 217 (unter Kap. 15.3.5.).
- 567) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 78.
- 568) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 78.
- 569) Vgl. Krüger L., a.a.O. S. 22.
- 570) Es ist dies die Definition der maximalen Feuchte (Sättigungsmenge) in Kuchling H., a.a.O., S. 217. (unter Kap. 15.3.5.).
- 571) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 78f. .
- 572) Vgl. hierzu Meteorologisches Institut der Universität München: Meteorologisches Instrumentenpraktikum, a.a.O., S. 16 → Der Sättigungsdampfdruck  $E$  ist eine reine Temperaturfunktion und Pohlmann D., a.a.O., S. 80 →  $E = C \cdot A \cdot T \Rightarrow A = \frac{E(T)}{C \cdot T}$   
ist reine Temperaturfunktion!
- 573) Pohlmann D., a.a.O., S. 80.
- 574) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 81f., ebenso Kuchling H., a.a.O., S. 217f. .
- 575) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 83f., ebenso Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 48.
- 576) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 84,  
ebenso Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 48, Kap. 5.3.2. .
- 577) Siehe Tabelle 12 in Pohlmann D., a.a.O., S. 80.
- 578) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 80.  
Eine schöne schülergemäße Erklärung zum Partial- und Dampfdruck findet sich in Luchner K.: Physik ist überall: Streifzüge durch Natur, Alltag, Technik und Forschung. München 1994 (Ehrenwirth-Verlag), S. 110f. .
- 579) Vgl. hierzu Luchner K., a.a.O., S. 111.
- 580) Zu dieser Formel siehe Pohlmann D., a.a.O., S. 80.
- 581) Zu dieser Definition des Sättigungsdampfdrucks vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 80, ebenso Westphal W.H.: Physik, a.a.O., S. 229.
- 582) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 80.
- 583) Vgl. hierzu Meteorologisches Institut der Universität München: Meteorologisches Instrumentenpraktikum, a.a.O., S. 16.
- 584) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 11.
- 585) Vgl. hierzu auch Weischet W., a.a.O., S. 152f. .
- 586) Vgl. Meteorologisches Institut der Universität München: Meteorologisches Instrumentenpraktikum, a.a.O., S. 18 und Pohlmann D., a.a.O., S. 81.
- 587) Pohlmann D., a.a.O., S. 81
- 588) Die Anregungen zu diesem Versuch wurden geholt aus Meteorologisches Instrumentenpraktikum, a.a.O., S. 18 und Pohlmann D., a.a.O., S. 81.
- 589) Friedrich A., a.a.O., S. 115.
- 590) Vgl. Friedrich A., a.a.O., S. 115.
- 591) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 80-82.
- 592) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 9f. .
- 593) Vgl. Kuchling H., a.a.O., S. 218.
- 594) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 10f. .

- 595) Zu diesem Versuch vgl. Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 275, ebenso Friedrich A., a.a.O., S. 170.
- 596) Vgl. hierzu Pohlmann D., a.a.O., S. 88.
- 597) Vgl. Luchner K., a.a.O., S. 116.
- 598) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 79.
- 599) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 83.
- 600) Vgl. Friedrich A., a.a.O., S. 167.
- 601) Dieser Versuch wurde vom Autor dieser Arbeit erfolgreich erprobt.
- 602) Vgl. Friedrich A., a.a.O., S. 167.
- 603) Vgl. hierzu Pohlmann D., a.a.O., S. 85f. und Meteorologisches Institut der Universität München: Meteorologisches Instrumentenpraktikum, a.a.O., S. 18:  
Die Meßwerte  $\tau_1$  und  $\tau_2$  sind nicht genau gleich:  
 $\tau_1$  liegt leicht unterhalb des Taupunkts. Bei Absinken der Becherwandtemperatur werden nämlich genau bei Erreichen des Taupunkts nach keine Kondenswassertröpfchen gebildet, da ja der Luftfilm an der Metallwand den Wasserdampf noch in sich bergen kann (es ist in diesem Moment  $a=A!$ ). Die Taupunkttemperatur muß also geringfügig unterschritten werden, bevor die Kondensation sichtbar einsetzt. Außerdem liest man  $\tau_1$  auch deshalb zu tief ab, da die Metallgefäßwandtemperatur im Sinken begriffen ist, und da der Beobachter zwischen Auftreten des Beschlags und Ablesen am Thermometer eine Reaktionszeit benötigt. Es kommt noch hinzu, daß sich der Thermometerfühler innerhalb des Bechers befindet, wo mit Eisstückchen das Wasser gekühlt wird und die Temperatur etwas unter der an der Becheraußenfläche, die mit der äußeren Luft Kontakt hat, liegt (Wärmeleitung!).  
Umgekehrt liegt der Meßwert für  $\tau_2$  leicht oberhalb des Taupunkts. Auch hierfür gibt es drei Gründe:  
– Der Kondenswasserbeschlag kann sich erst oberhalb des Taupunkts auflösen, denn erst dann ist der Luftfilm an der Gefäßwand wieder in der Lage, Wasserdampf aufzunehmen.  
– Während die Gefäßwandtemperatur stets steigt, benötigt der Beobachter eine Reaktionszeit, um bei Verwischen des Beschlags diesen Vorgang zu erkennen und dann das Thermometer abzulesen.  
– Haben sich zuvor beim Abkühlen größere Kondenswassertröpfchen gebildet, benötigen diese mehr Zeit, um durch Verdunsten zu verschwinden. Währenddessen steigt aber die Temperatur der Gefäßwand stetig an.  
Insgesamt liegt also der Taupunkt zwischen  $\tau_1$  und  $\tau_2$ , und man schätzt ihn daher durch das arithmetische Mittel  $\frac{\tau_1 + \tau_2}{2}$  ab. Diese Abschätzung wird auch bei der Taupunktbestimmung mit dem Taupunkthygrometer nach Daniell angewendet (siehe Textabschnitt vor Zitatnummer 605)).
- 604) Friedrich A., a.a.O., S. 167.
- 605) Vgl. Friedrich A., a.a.O., S. 167, ebenso Pohlmann D., a.a.O., S. 85f. .
- 606) Vgl. Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 278, ebenso Meteorologisches Institut der Universität München: Meteorologisches Instrumentenpraktikum, a.a.O., S. 32.
- 607) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 87.
- 608) Zu diesem Versuchsaufbau vgl. Friedrich A., a.a.O., S. 168, Versuch 177 a).
- 609) Vgl. Liljequist G.H., Cihak K., a.a.O., S. 47.
- 610) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 87.

- 611) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 47.
- 612) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 170f.,  
ebenso Pohlmann D., a.a.O., S. 88,  
ebenso Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 278.
- 613) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 47.
- 614) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 32f. in Kap 4.1.4. .
- 615) Vgl. Meteorologisches Institut der Universität München: Meteorologisches Instru-  
mentenpraktikum, a.a.O., S. 36.
- 616) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 87f.  
Nach dieser Literaturstelle ist erst im Bereich  $v_{\text{Belüftungswind}} \geq 2 \frac{\text{m}}{\text{s}} \Delta\theta$  unabhängig  
von der Windgeschwindigkeit des Belüftungsstroms. So ist die Psychrometertafel  
allgemein gültig für Psychrometer mit einer Belüftungswindgeschwindigkeit von  
mehr als  $2 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ .
- 617) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 397 unter Stichwort *Wind*.
- 618) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 173.
- 619) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 35 unter Stichwort *Aufwind*.
- 620) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 15 unter Stichwort *Abwind*.
- 621) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 56 unter Stichwort *Bodenwind*.
- 622) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 138 unter Stichwort *Höhenwind*  
und Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 236f..
- 623) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 173,  
ebenso Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 236f. .  
Den Vektorbegriff kennen die Schüler bereits aus der Mathematik der 8. Jahrgangs-  
stufe (siehe Lehrplan für das bayerische Gymnasium, Fachlehrplan für Mathema-  
tik, KWMBL I So.-Nr. 8/1991, S. 1205), ebenso aus der Physik der 8. Jahrgangsstu-  
fe, in der Kräfte in ihrer Beschreibung als Vektorpfeile eingeführt werden (siehe  
Lehrplan für das bayerische Gymnasium, Fachlehrplan für Physik: KWMBL I So.-  
Nr. 9/1991, S. 1264)
- 624) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 173.
- 625) Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 173.
- 626) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 173.
- 627) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 58-60  
und Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 281 unter Stichwort *Schalenkreuzanemo-  
meter*.
- 628) Vgl. Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 256f. .
- 629) Pohlmann D., a.a.O., S. 59.
- 630) Vgl. Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 256f. .
- 631) Der Versuchsaufbau stellt nichts anderes als ein Prandtl'sches Staurohr dar, das den  
dynamischen Druck (= Staudruck)  $p_{\text{STAUDRUCK}} = \frac{1}{2} \cdot \rho_{\text{Luft}} \cdot v^2$  der Luftströmung des  
Föhns mißt.  
Vgl. hierzu Bergmann L., Schaefer C.: Lehrbuch der Experimentalphysik / Berg-  
mann-Schaefer, Bd. 1: Mechanik, Akustik, Wärme. Berlin/New York 1990<sup>10</sup> (De  
Gruyter-Verlag, S. 345, ebenso Hammer K.: Physik, Mechanik, Additum Strö-  
mungslehre. München 1987 (Oldenbourg-Verlag), S. 26f. .
- 632) Vgl. hierzu Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 69f.,  
ebenso Pohlmann D. a.a.O., S. 59f. .
- 633) Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 256.
- 634) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 66 (in Kap. 7.1.).
- 635) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 56.

- 636) Vgl. Liljequist G.H., Cihak K., a.a.O., S. 69.
- 637) Vgl. Wilson F., Mansfield F.: Wir entdecken und bestimmen das Wetter. Band 621. Ravensburg 1980, S. 58f. .
- 638) Vgl. hierzu Liljequist G.H., Cihak K., a.a.O., S. 70ff. (Kap 7.2.).
- 639) Vgl. Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 260f. .
- 640) Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 261.
- 641) Vgl. Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 260.
- 642) Zu dieser Bezeichnung vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 55.
- 643) Zum Einfluß der Reibung: Der Autor dieser Arbeit konnte bereits mehrmals lokale Windsysteme beobachten, wo aufgrund der Temperaturunterschiede gewiß ein horizontales Druckgefälle dauerhaft bestand und sich für längere Zeit eine konstante Windgeschwindigkeit (leichter Wind) einstellte.  
( → Flurwind am Stadtrand von Wasserburg am Inn, → Wind vom Umland zu einem Industriegebiet hin, → Der Chiemseewind: Es ist dies ein Lokalwind, der bei ruhigem Hochdruckwetter untertags am Boden vom Bereich des kalten Chiemsees südlich ca. 10 –15 km weit zum Alpenrand weht und dort an den Bergen einen Hangaufwind verursacht. Diesen nutzen die Segelflugpiloten der Alpensegelflugschule Unterwössen zur Höhengewinnung aus.)  
Demnach kann hier nur die Reibung die Ursache dafür sein, daß in diesen Druckgefällen die strömende Luft nicht fortlaufend beschleunigt wird.  
Zur Tatsache, daß die Bodenreibung mit zunehmender Windgeschwindigkeit wächst, vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 64f., ebenso Möller F.: Einführung in die Meteorologie, Band 1. Mannheim/Wien/Zürich 1973 (Verlag Bibliographisches Institut), S. 122 (in Kap. 5.7.).
- 644) Vgl. Kreische W., Kreisel K., a.a.O., S. 191.
- 645) Vgl. hierzu Westphal W.H., a.a.O., S. 216f. (Kap.109).
- 646) Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 266.
- 647) Vgl. Götz R., Dahncke H., Langensiepen F., a.a.O., S. 266.
- 648) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 77f. .
- 649) Zum Begriff Lokalwind siehe Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 197 unter Stichwort Lokalwinde.
- 650) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 22 unter allgemeine Zirkulation der Atmosphäre.
- 651) Vgl. Luchner K., a.a.O., S. 126 – 128.
- 652) Zu dieser Erklärung der Coriolisablenkung und zur hier beschriebenen Demonstration am Globus vgl. die Erläuterung der Corioliswirkung in Krüger L., a.a.O., S. 82–86.
- 653) Siehe hierzu den ausführlichen Einschub zur Corioliswirkung in Kap. 1.1.2. dieser Arbeit.
- 654) Vgl. Luchner K., a.a.O., S. 127ff. .
- 655) Vgl. hierzu Pohlmann D., a.a.O., S. 73f. .
- 656) Pohlmann D., a.a.O., S. 67.
- 657) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 60, ebenso Pohlmann D., a.a.O., S. 67.  
Zur Erscheinung, daß der Wind unter dem Reibungseinfluß an der Erdoberfläche nicht mehr entlang von geradlinigen zueinander parallelen Isobaren weht, siehe Liljequist G.H., Cihak K., a.a.O., S. 236f. in Kap. 16.8. .
- 658) Vgl. Liljequist G.H., Cihak K., a.a.O., S. 226f. in Kap. 16.4. .
- 659) Vgl. hierzu Pohlmann D., a.a.O., S. 92f., ebenso Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 26.

- 660) Ein Hochdruckgebiet muß nicht immer schönes Wetter mit sich führen:
1. Fall: Dichter Hochnebel im Herbst/Winter unter der Absinkinversion eventuell mit feinem Sprühregen
  2. Fall: Ein Tiefausläufer (lange, kräftige Kaltfront oder Okklusion) erstreckt sich über ein Hochdruckgebiet und löst sich über ihm nicht ganz auf.
  3. Fall: Man befindet sich im Bereich eines Höhentiefs / Kaltlufttropfens (vgl. hierzu Kap. 1.1.4. Unterpunkt 1 f ) ).
  4. Fall: Schichtwolkenbildung durch vertikale Durchmischung (vgl. Kap. 1.2.2., Unterpunkt b) 1. .
- 661) Vgl. hierzu Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 275 und 277.
- 662) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 118f. .
- 663) Krüger L., a.a.O., S. 119.
- 664) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 67 – 69,  
ebenso Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 228f. (in Kap. 16.5.),  
ebenso Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 62f. .
- 665) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 69f. .
- 666) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 23,  
ebenso Bachmann P., a.a.O., S. 54f. .
- 667) Vgl. Kreische W., Kreisel K., a.a.O., S. 194.  
Haufenwolken entstehen durch Aufsteigen von Warmluftblasen. Da z.B. in einem großen Thermikschlauch der Wärmeaustausch, insbesondere die Vermischung der hierin aufsteigenden Luftpakete mit der Außenluft gering ist, kann man mit gutem Gewissen eine Trennung zwischen Innen- und Außenluft vornehmen und sich um die einzelnen Blasen eine Art Ballonhülle vorstellen. Auch wenn die Durchmischung einer aufsteigenden Thermikblase an ihrem Rand eine Rolle spielt, so kann dennoch ihr Kernbereich isoliert betrachtet werden, der mit zunehmender Höhe adiabatisch (d.h. ohne Wärmeaustausch mit der Umgebungsluft) nach der hier beschriebenen Art und Weise abkühlt.
- 668) Vgl. Lehrplan für das bayerische Gymnasium, Fachlehrplan für Physik: KWMBL I So.-Nr. 9/1991, S. 1269.
- 669) Krüger L., a.a.O., S. 18.
- 670) Krüger L., a.a.O., S. 18.
- 671) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 16 unter Stichwort *adiabatisch* und *adiabatische Zustandsänderung*.
- 672) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 16 unter Stichwort *adiabatische Prozesse*.
- 673) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 356 unter Stichwort *Trockenadiabate* und *trockenadiabatischer Temperaturgradient*.
- 674) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 93.  
Das Freiwerden von latenter Wärme bei Kondensation kann man sich auch auf molekularer Ebene plausibel machen:  
Durch die molekularen Anziehungskräfte werden bei der Tröpfchenbildung die H<sub>2</sub>O-Moleküle aufeinander zubeschleunigt. Dies führt dazu, daß das H<sub>2</sub>O-Konglomerat zusätzlich zu der kinetischen Energie, die es allein aufgrund des Zusammenstoßes und Aneinanderhaftens von H<sub>2</sub>O-Molekülen hätte, kinetische Energie erhält. Die Tröpfchen haben also eine erhöhte Geschwindigkeit, d.h. eine höhere Temperatur und erwärmen ihre Umgebungsluft, die als Wolkenluft nach oben steigt.
- 675) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 16 unter *adiabatische Zustandsänderung*.
- 676) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 18.

- 677) Feuchtadiabatische Erwärmung tritt eigentlich bei Luft nie lange Zeit auf: Wird nämlich beispielsweise Wolkenluft über einen Gebirgsgrat gehoben und sinkt auf der anderen Seite wieder ab, so genügt beim Absteigen schon eine geringfügige Erwärmung, um die Wolke aufzulösen. Es handelt sich dabei nur um wenige Meter, innerhalb derer feuchtadiabatische Erwärmung während des Verdunstens der Wolkentröpfchen stattfindet. Die Tröpfchen sind also innerhalb weniger Sekunden verschwunden und die weitere Erwärmung der nach unten sinkenden Luft geschieht ausschließlich trockenadiabatisch. Es wird also feuchtadiabatische Erwärmung bei der Betrachtung des Temperaturverlaufs absinkender Luft nicht berücksichtigt, da sie nur für wenige Meter Höhenunterschied auftritt und damit nicht ins Gewicht fällt und mit gutem Gewissen vernachlässigt werden kann. Aus diesem Grunde wird in fast allen Lehrbüchern über Meteorologie der Prozeß der feuchtadiabatischen Erwärmung überhaupt nicht angesprochen, geschweige denn erwähnt.
- 678) Vgl. Doherty P., Rathjen D.: *The Cool Hot Rod and other Electrifying Experiments on Energy and Matter*. New York / Chichester / Brisbane / Toronto / Singapore 1996 (John Wiley & Sons-Verlag), S. 45–47.
- 679) Vgl. hierzu Erklärung zur Abkühlung aufsteigender Luft in Kreische W., Kreisel K., a.a.O., S. 194.
- 680) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 241 unter Stichwort *orographische Wolken*.
- 681) Dieser Prozeß läßt sich bei ruhigem Hochdruckwetter besonders gut am Chiemsee beobachten: Während sich über den Uferregionen untertags Quellwolken bilden, bleibt es über der Wasserfläche nahezu wolkenfrei.
- 682) Vgl. Malberg H.: *Meteorologie und Klimatologie*, a.a.O., S. 288.
- 683) Vgl. Neukamp E.: *Wolken-Wetter-Kompaß: Mit 47 Wolken und Wetterbildern und mit Farbgrafiken*. Gräfe und Unzer Verlag, o.J., S. 60f. .
- 684) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 148f. .
- 685) Vgl. hierzu Pohlmann D., a.a.O., S. 95.
- 686) Vgl. Weischet W., a.a.O., S. 212–214.
- 687) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 129.
- 688) Normalerweise gefriert Wasser bei 0 °C. Es handelt sich aber genau betrachtet dabei meist um kein destilliertes Wasser. So ist Wasser am Boden stets mit mikroskopisch kleinen Teilchen durchsetzt, die selbst kleine Kriställchen darstellen. Um diese Keime lagern sich die Wassermoleküle bereits in einer eisähnlichen Kristallstruktur an, so daß das Wasser bereits bei 0 °C gefrieren kann. Anders ist dies bei reinem Wasser das keine derartigen Verunreinigungen enthält, z.B. bei Kondenswassertröpfchen bzw. Wolkentröpfchen: Zur Anordnung der H<sub>2</sub>O-Moleküle zu einem Kristallverband ist in diesem Fall Energie erforderlich, denn sie müssen dabei in entsprechende Positionen gebracht und zueinander ausgerichtet werden. So kann es passieren, daß die Wassermoleküle noch nicht in die regelmäßige Raumgitterordnung von Eis umgelagert werden konnten, obwohl die Temperatur sich schon unter dem Gefrierpunkt befindet. Das Wolkentröpfchen ist also unterkühlt. erst wenn die Energie zur Ausrichtung der Moleküle zugeführt wird (z.B. durch Erschütterung) oder eine andere Orientierungshilfe geboten wird (z.B. durch Verunreinigungen des Wassers, die als Gefrierkerne wirken), erstarrt das unterkühlte Wasser schlagartig.  
Vgl. hierzu Westphal W.H., a.a.O., S. 225 (in §114).
- 689) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 365 unter Stichwort "unterkühltes Wasser".
- 690) Vgl. Westphal W.H., a.a.O., S. 225 (in §114), ebenso Friedrich A., a.a.O., S. 103.

- 691) Friedrich A., a.a.O., S. 103.
- 692) Friedrich A., a.a.O., S. 103.
- 693) Übernommen aus Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 90 (siehe Zitatnummer 362) in Kap. 1.2.3. dieser Arbeit).
- 694) Vgl. hierzu Krüger L., a.a.O., S. 56 – 58 und S. 61.
- 695) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 63.
- 696) Vgl. Krüger L., a.a.O., S. 61.
- 697) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 130.
- 698) Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 166.
- 699) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 97f.,  
hierzu ebenso Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 167f. .
- 700) Die Dispersion von Licht ist bereits bekannt aus der Physik der 9. Jahrgangsstufe, siehe Lehrplan für das bayerische Gymnasium, Fachlehrplan für Physik: KWMBL I So.-Nr. 9/1991, S. 1270.
- 701) Zu diesem Versuch vgl. Calvani P.: Physik und Chemie spielend entdeckt. Köln 1990 (Du Mont-Verlag), S. 116,  
ebenso Wittmann J: Trickkiste1: Experimente, wie sie nicht im Physikbuch stehen. München 1983 (Bayerischer Schulbuch - Verlag), S. 150 f. .
- 702) Vgl. Calvani P., a.a.O., S. 116.
- 703) Vgl. mit den geschilderten Beobachtungen und knappen Erläuterungen in Wittmann J., a.a.O., S. 151 und Calvani P., a.a.O., S. 116.
- 704) Malberg H.: Bauernregeln, a.a.O., S. 56.
- 705) Vgl. Gleixner C., Luchner K.: Der Regenbogen: Ein didaktisches Lehrstück der geometrischen Optik auf dem Computer. In: Physik der Schule, 33. Jg. (1995) 2, S. 62–64.
- 706) Vgl. hierzu Versuch 24 in Pohlmann D., a.a.O., S. 104 und S. 106.  
Achtung: Der Versuch 24 enthält zwar keine Mängel, jedoch ist das Ergebnis zu Versuch 24 in Pohlmann D.: Wetterkunde. Köln 1974 nicht richtig formuliert. Es ist nämlich die Aussage falsch, daß Lichtstrahlen in Wasser- bzw. Regentropfen total-reflektiert werden!
- 707) Zu genauen Werten der Brechzahl verschiedener Stoffe siehe Kuchling H., a.a.O., S. 621, Tabelle 39:  $\Rightarrow$  Quarzglas:  $n = 1.45886 \approx 1,5$ , Wasser:  $n = 1.33299 \approx 1,3$ .
- 708) Vgl. Gleixner C., Luchner K., a.a.O., S. 64f. .
- 709) Vgl. hierzu Calvani P., a.a.O., S. 114 f. .  
Achtung: In dieser Literaturstelle ist die Lage des Nebenregenbogens falsch angegeben und seine Entstehung ebenso falsch beschrieben!
- 710) Vgl. Pohlmann D., a.a.O., S. 107.  
Es handelt sich bei der Entstehung des Nebenregenbogens nicht um Totalreflexion, wie an dieser Literaturstelle beschrieben. Ersetzt man jedoch in Pohlmann D., a.a.O., S. 106f. jeweils das Wort "Totalreflexion" einfach durch "Reflexion", so wird hier die physikalische Erklärung zur Entstehung des Regenbogens richtig.
- 711) Malberg H.: Bauernregeln, a.a.O., S. 57.
- 712) Vgl. Meyers Lexikonredaktion, a.a.O., S. 125 unter Stichwort Haloerscheinungen.
- 713) Zu diesen Versuchen vgl. Doherty P., Rathjen D., a.a.O., S. 48,  
ebenso Niedrig H.: Lehrbuch der Experimentalphysik / Bergmann-Schaefer, Bd. 3: Optik, a.a.O., S. 425.
- 714) Vgl. Niedrig H.: Lehrbuch der Experimentalphysik / Bergmann-Schaefer, Bd. 3: Optik, a.a.O., S. 425.
- 715) Niedrig H.: Lehrbuch der Experimentalphysik / Bergmann-Schaefer, Bd. 3: Optik, a.a.O., S. 425.
- 716) Vgl. Lehrplan für das bayerische Gymnasium, Fachlehrplan für Physik: KWMBL I

So.-Nr. 9/1991, S. 1289 (Grundkurs Physik der Jahrgangsstufe 12) und S. 1309f. (Leistungskurs Physik der Jahrgangsstufe 12).

717) Die Durchschlagfeldstärke in trockener Luft beträgt  $3 \cdot 10^6 \frac{\text{V}}{\text{m}}$ , in feuchter Luft  $1 \cdot 10^6 \frac{\text{V}}{\text{m}}$  (siehe Kap. 1.2.4. des Theorieteils).

718) Vgl hierzu Feynman R.P., Leighton R.B., Sands M.L., a.a.O., S. 9–1.

719) Zu diesem Versuch siehe Wittmann J., a.a.O., S. 205 – 207.

720) Vgl. Wittmann J., a.a.O., S. 207.

721) Brunstein W., Fischer J., Heise G., Pauker H.: Physikalische Schulversuche, Elektrizitätslehre I. Köln 1978 (Aulis-Verlag), S. 136f. .

722) Vgl. Brunstein W., Fischer J., Heise G., Pauker H., a.a.O., S. 136.

723) Vgl. Liljequist G.H., Cehak K., a.a.O., S. 194 in Kap. 14.7.3. .

724) Vgl. Malberg H.: Meteorologie und Klimatologie, a.a.O., S. 147.

725) Vgl. Watts A.: Wolken und Wetter. Bielefeld o.J., 7.Auflage (Delius Klasing Verlag), S. 6f. .

726) Vgl. Watts A., a.a.O., S. 6f. .

## Erklärung

Ich versichere hiermit, daß ich diese vorliegende Zulassungsarbeit in allen Teilen selbsttätig verfaßt und keine anderen als die in der Arbeit angegebenen Hilfsmittel benutzt habe. Alle Zeichnungen und Skizzen, unter denen keine Anmerkung in eckigen Klammern vermerkt sind, habe ich selbst mit Hilfe des Computers angefertigt.

Ich versichere weiterhin, daß ich die vorliegende Arbeit nicht bereits als Zulassungsarbeit oder Diplomarbeit an einer anderen Universität oder Hochschule eingereicht habe.

Wasserburg am Inn, im Januar 1997

Christian Flemisch