

Einführung in die Meteorologie: Teil III

Roger K. Smith

Version: WS 2004/2005 8. November 2004



Inhaltsverzeichnis

1	Aerosol und Wolkenphysik	4
1.1	Aerosol	5
1.2	Die Physik der Wasserdampfkondensation	11
1.3	Warme Wolken	16
1.4	Die Entstehung von Regen in warmen Wolken	19
1.5	Kalte Wolken	21
1.6	Niederschlagsbildung in kalten Wolken	26
2	Wolken und Gewitter	29
2.1	Wolkenbildungsprozesse	29
2.2	Die Wolkenklassifikation	31
2.3	Konvektionswolken	37
2.4	Schichtwolken	43
2.5	Orographische Wolken	46
2.6	Luftmassengewitter	47
2.7	Frontgewitter	50
2.8	Konvektive Systeme	50
2.9	Squall lines	51
2.10	Multizellengewitter	54
2.11	Superzellengewitter	55
3	Strahlung und Strahlungsgesetze	57
3.1	Das elektromagnetische Spektrum	58
3.2	Absorption und Emission von Strahlung durch Moleküle	59
3.3	Definition von Strahlungsgrößen	60
3.4	Strahlungsmessung	61
3.5	Schwarzkörperstrahlung	63
3.6	Wiensches Verschiebungsgesetz	63
3.7	Stefan-Boltzmannsches Gesetz	65
3.8	Berechnung der effektiven Strahlungstemperatur der Erde	66
3.9	Absorptionsgrad und Emissionsgrad	66
3.10	Kirchhoffsches Gesetz	67

3.11	Wellenlängenabhängige Absorption und Emission	68
3.12	Strahlungstransport durch ein Medium	70
3.13	Absorption von solarer Strahlung	75
3.14	Streuung von solarer Strahlung	76
3.15	Optische Erscheinungen in der Atmosphäre	79
4	Die globale Energiebilanz	87
4.1	Die global gemittelte atmosphärische Energiebilanz	87
4.2	Die Energiebilanz der Troposphäre	93
4.3	Der Einfluß der Bodenbeschaffenheit auf das Energiegleichgewicht der Erdoberfläche	100
4.4	Veränderungen im Energiegleichgewicht	102
4.5	Klimaänderungen	112
5	Zusätzlicher Treibhauseffekt und stratosphärischer Ozonabbau	118
5.1	Natürlicher Treibhauseffekt	118
5.2	Konzentrationsanstieg der atmosphärischen Treibhausgase	119
5.3	Zusätzlicher Treibhauseffekt	121
5.4	Mögliche Klimaänderungen	123
5.5	Bildung, Verteilung und Variabilität des stratosphärischen Ozons	128
5.6	Bedeutung des stratosphärischen Ozons	130
5.7	Chemie des stratosphärischen Ozonabbaus	131
5.8	Anthropogene Ursachen des stratosphärischen Ozonabbaus	132
6	Allgemeine Zirkulation	138
6.1	Thermisch ausgelöste Zirkulationsbewegungen in Abwesenheit von Ro- tation	138
6.2	Erzeugung von kinetischer Energie	141
6.3	Die Auswirkungen der Erdrotation	142
6.4	Thermisch ausgelöste Zirkulationsbewegungen in den Tropen	146
6.5	Barokline Störungen	153
6.6	Die Rolle der allgemeinen Zirkulation im hydrologischen Kreislauf	159
6.7	Energietransport in der Atmosphäre	161

Kapitel 1

Aerosol und Wolkenphysik

In diesem Kapitel werden die mikrophysikalischen Prozesse erläutert, die bei der Bildung von Wolken und Niederschlag (Regentropfen, Schneeflocken usw.) ablaufen. Bisher wurde die Wolkenbildung dadurch erklärt, daß oberhalb des Kondensationsniveaus, in dem die relative Feuchte der aufsteigenden Luft 100% beträgt, irgendwie Wassertröpfchen (Wolken) entstehen. In Wirklichkeit sind die Verhältnisse jedoch erheblich komplizierter: Die aufsteigende Luft erreicht zwar den Zustand der Sättigung bezüglich einer ebenen Wasseroberfläche, nur ist in der freien Atmosphäre keine derartige Wasseroberfläche vorhanden, an der sich der Wasserdampf auskondensieren könnte. Wie man im Labor zeigen kann, tritt Kondensation in absolut sauberer Luft erst bei einer relativen Feuchte von rund 800% auf. So hohe Übersättigungen werden in der Atmosphäre aber nicht beobachtet. Die gemessenen Maximalwerte liegen nur wenig über 100%. Daher müssen Prozesse wirksam werden, die in der Atmosphäre zur Kondensation bei einer relativen Feuchte um 100% führen. Im Gegensatz zu dem Laborversuch besteht die Atmosphäre nicht aus absolut sauberer Luft, sondern enthält eine Vielzahl von festen und flüssigen Luftbeimengungen (z. B. Staubpartikel, Seesalzteilchen). Diese feinen und feinsten Partikel nennt man *Aerosolteilchen*. Häufig wird die Bezeichnung "Aerosols" als Synonym für "Aerosolteilchen" gebraucht, obwohl man im ursprünglichen Sinne unter einem Aerosol das System aus Luft *und* den darin enthaltenen Aerosolteilchen versteht. Die Aerosolpartikel spielen bei der Wolkenbildung eine wichtige Rolle, denn sie wirken als Kondensationskerne (bzw. Gefrierkerne) für die Wolkentropfen. Außerdem bestimmt die Zahl der in der Luft enthaltenen Aerosolpartikel die Sichtweite, die in absolut sauberer Luft ungefähr 300 km betragen würde.

Das wahrscheinlich kleinste meteorologische Phänomen, das man ohne spezielle Meßinstrumente beobachten kann, ist ein Regentropfen oder eine Schneeflocke. Für den Wolkenphysiker ist ein Regentropfen jedoch ein sehr großes Gebilde, denn er entsteht aus Millionen von Wolkentropfen. Die Wolkentropfen sind wiederum hundertmal größer als die Kondensationskerne, deren Radius nur etwa $0,1 \mu\text{m}$ beträgt. Abb. 1.1 zeigt einen Vergleich der relativen Größen von Regentropfen, Wolkentropfen und Kondensationskernen

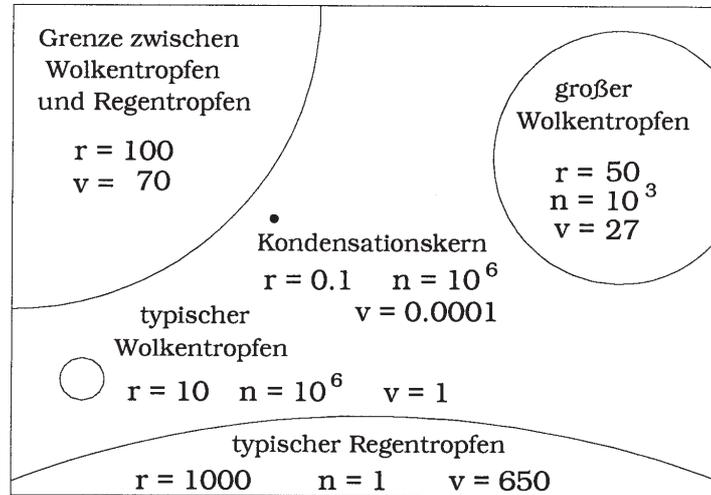


Abbildung 1.1: Größenvergleich von Regentropfen, Wolkentropfen und Kondensationskernen: hier sind r das Radius in μm , n die mittlere Anzahl pro Liter Luft, und v die Fallgeschwindigkeit im cm s^{-1} .

1.1 Aerosol

Zur Messung der Aerosolkonzentration wird vielfach der von dem schottischen Physiker John Aitken (1839-1919) entwickelte Kondensationskernzähler verwendet. In diesem Gerät wird gesättigte Luft schnell expandiert, wodurch die abgekühlte Luft dann gegenüber Wasser um einige hundert Prozent übersättigt ist. Bei einer derartig hohen Übersättigung kondensiert der Wasserdampf auf nahezu allen Aerosolpartikeln, so daß eine Wolke von kleinen Wassertröpfchen entsteht. Die Tröpfchen werden auf einer Glasplatte mit eingraviertem Zählgitter gesammelt und unter dem Mikroskop ausgezählt. Auf diese Weise läßt sich die Konzentration der Tröpfchen in der Wolke bestimmen, die annähernd gleich der Aerosolkonzentration ist.

Die Aerosolkonzentration variiert zwischen verschiedenen Orten auf der Erde sehr stark. Auch an einem festen Ort gibt es zeitliche Schwankungen um eine Größenordnung. Typische Teilchenanzahlen sind 1000 pro cm^3 über den Ozeanen, 10000 pro cm^3 über den Kontinenten und bis weit über 100 000 pro cm^3 in verschmutzter Stadtluft. Die Teilchenanzahl nimmt in größeren Höhen stark ab (Abb. 1.2).

Diese Beobachtungen zeigen, daß die Kontinente eine wichtige Aerosolquelle sind und daß dort insbesondere in Großstädten und Industriegebieten viele Teilchen freigesetzt werden.

Der Durchmesser der Aerosolpartikel variiert zwischen $10^{-4} \mu\text{m}$ und $10^2 \mu\text{m}$. Die Konzentration schwankt in Abhängigkeit von Ort und Teilchengröße zwischen 10^7 pro cm^3 und 10^{-6} pro cm^3 . Meßtechniken zur Bestimmung von Größe und Konzen-

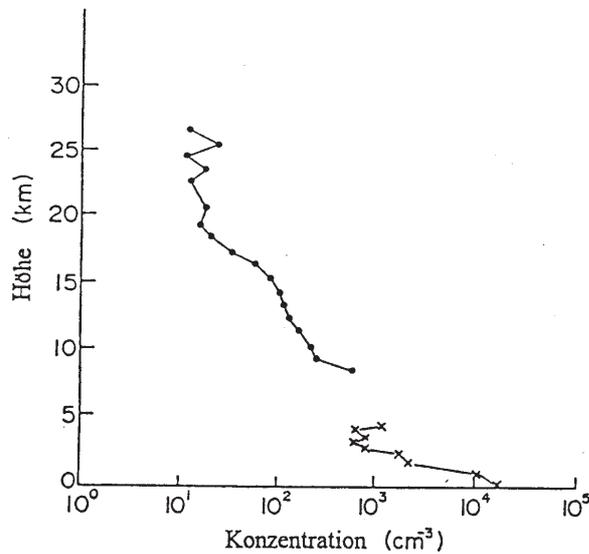


Abbildung 1.2: Höhenabhängigkeit der Aerosolkonzentration über Deutschland am 5. Oktober 1973; unter 5 km Höhe sind Flugmessungen, über 9 km Höhe sind Ballonmessungen eingetragen.

tration der Aerosolteilchen über einen so großen Bereich werden von Wallace und Hobbs (S. 145) beschrieben. Abb. 1.3 zeigt die Anzahlverteilung der Aerosolpartikel in kontinentaler Luft, maritimer Luft und verschmutzter Stadtluft. Die Kurven wurden durch Mittelung zahlreicher Messungen gewonnen. Unter Anzahlverteilung versteht man die Darstellung der Teilchenkonzentration N (Anzahl pro Volumeneinheit) als Funktion der Teilchengröße (Durchmesser D).

Aus Abb. 1.3 lassen sich einige Schlußfolgerungen ziehen:

- Mit wachsendem Teilchendurchmesser nimmt die Aerosolkonzentration sehr stark ab. Deshalb haben die kleineren Teilchen an der Gesamtzahl der Teilchen (Messung mit dem Kondensationskernzähler nach Aitken) den größten Anteil. Die Teilchen mit einem Durchmesser kleiner als $0,2 \mu\text{m}$ nennt man *Aitkenteilchen*.
- Die Gesamtkonzentration des Aerosols ist über Großstädten und Industriegebieten am höchsten und in maritimer Luft am niedrigsten.
- Die Konzentration von Teilchen mit einem Durchmesser über $2 \mu\text{m}$ (sogenannte *Riesenteilchen*) ist im Mittel in kontinentaler Luft, maritimer Luft und verschmutzter Stadtluft ungefähr gleich groß.

Man kann zeigen (s. Wallace und Hobbs S. 147), daß die Riesenteilchen und die Aerosolteilchen mit einem Durchmesser zwischen $0,2 \mu\text{m}$ und $2 \mu\text{m}$ (sogenannte *große*

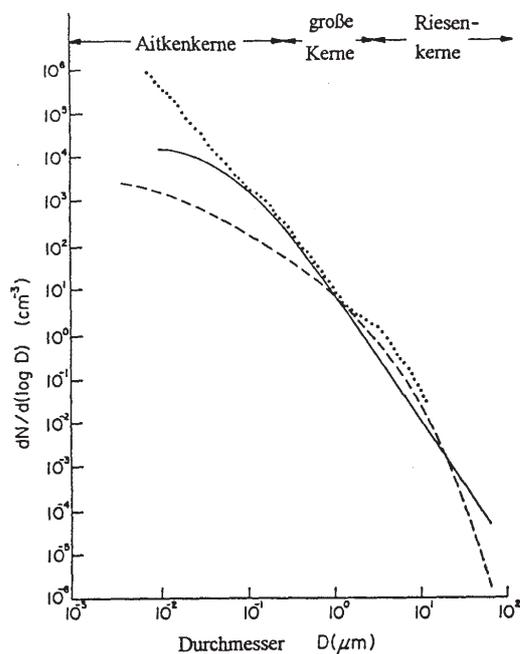


Abbildung 1.3: Anzahlverteilung der Aerosolteilchen in kontinentaler Luft (—) maritimer Luft (- - -) und verschmutzter Stadtluft (· · ·).

Teilchen) an der Gesamtmasse des kontinentalen Aerosols einen gleich großen Anteil haben, und dies, obwohl es wesentlich mehr große Teilchen als Riesenteilchen gibt. So haben auch die Aitkenkerne eine hohe Anzahlkonzentration, tragen jedoch nur ungefähr 10% bis 20% zur Gesamtmasse des Aerosols bei.

Die kleinsten Teilchen (Aitkenkerne) entstehen hauptsächlich bei Verbrennungsprozessen. Wichtige Quellen sind menschliche Aktivitäten (Heizung, Industrie, Verkehr), sowie Waldbrände und Vulkanausbrüche. Dies steht in Übereinstimmung zu Abb. 1.3: In verschmutzter Stadtluft ist die Konzentration der Aerosolteilchen mit einem Durchmesser unter $0,2 \mu\text{m}$ am höchsten. Aitkenkerne kommen aber auch in kontinentaler und maritimer Luft in beachtlichen Mengen vor. Diese Tatsache deutet darauf hin, daß es noch weitere Quellen für Aitkenkerne geben muß. Eine solche Quelle ist die chemische Umwandlung von atmosphärischen Spurengasen zu Aerosolpartikeln, die in der Fachliteratur als *gas-to-particle conversion* bezeichnet wird. Aerosol kann sich auf diese Weise in übersättigten Gasen bilden, infolge chemischer Reaktionen entstehen (wie z. B. Schwefelsäuretröpfchen durch Oxidation von Schwefeldioxid) oder ein Produkt photochemischer Reaktionen sein, verbunden mit der Absorption von solarer Strahlung durch die Moleküle.

Weitere Quellen für Aerosolteilchen sind die Aufwirbelung von Staub (besonders in ariden Gebieten) oder von pflanzlichen Sporen und Pollen, sowie das Zerplatzen

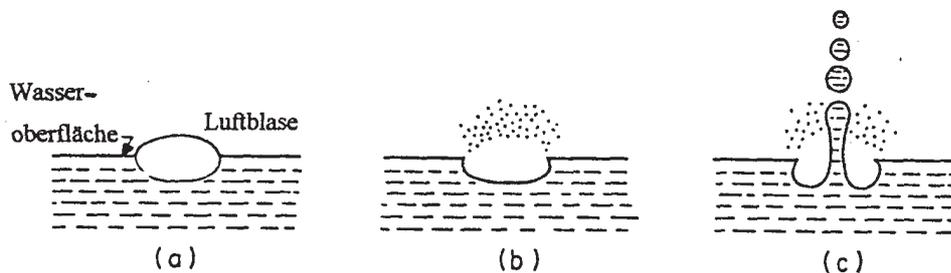


Abbildung 1.4: Vorgänge beim Zerplatzen einer Luftblase auf der Ozeanoberfläche.

von Luftblasen an der Wasseroberfläche der Ozeane. Durch diese Produktionsmechanismen entstehen hauptsächlich große Teilchen und Riesenteilchen.

Über den Ozeanen gelangen Seesalzteilchen in die Atmosphäre, wenn die in der Gischt der Wellen erzeugten Luftbläschen zerplatzen. Einige Tropfen werden auch direkt von den Schaumkronen der Wellen in die Luft gewirbelt. Diese Tropfen sind aber so groß, daß ihre Verweildauer in der Atmosphäre nur sehr klein ist. Abb. 1.4 zeigt die Vorgänge beim Zerplatzen einer Luftblase auf der Ozeanoberfläche.

Zunächst entstehen aus dem dünnen Wasserfilm an der Oberseite der Luftblase kleine Tröpfchen (Abb. 1.4b). Aus einer Luftblase mit 2 mm Durchmesser werden 100 bis 200 solcher Tröpfchen freigesetzt. Verdunsten die Tröpfchen, bleiben Seesalzteilchen mit einem Durchmesser von ungefähr $0,3 \mu\text{m}$ zurück. Nach der Auflösung des Wasserfilms der Luftblase stößt Ozeanwasser schlagartig nach oben (Abb. 1.4c). Dabei lösen sich 1 bis 5 Tropfen und werden ungefähr 15 cm in die Luft geschleudert. Einige dieser Tropfen verdunsten und es bleiben dann Riesenteilchen mit einem Durchmesser von $2 \mu\text{m}$ übrig. Die Produktion von Seesalzaerosol ist natürlich stark von der Windgeschwindigkeit abhängig. Der mittlere Wert liegt in der Größenordnung von $100 \text{ Teilchen pro cm}^2 \text{ s}^{-1}$.

Tab. 1.1 enthält eine Schätzung der weltweiten Aerosolproduktion pro Jahr, aufgliedert nach natürlichen und anthropogenen Quellen.

Die Gesamtmasse der aus natürlichen Quellen freigesetzten Aerosolteilchen ist demnach fünfmal so hoch wie die aus anthropogenen Quellen im Jahr 1968. Diese Schätzung ist jedoch relativ unsicher: Einige Autoren setzen den anthropogenen Anteil an den atmosphärischen Aerosolquellen mit nur 5% an, andere dagegen mit 45%. Bekannt ist jedoch, daß die Aerosolteilchen in der Großstadtluft hauptsächlich anthropogenen Ursprungs sind. Für das Jahr 2000 wird mit einer Verdoppelung der anthropogenen Aerosolproduktion gerechnet.

Im Mittel müssen die aus den verschiedenen Quellen freigesetzten Aerosolteilchen aus der Atmosphäre wieder abgeschieden werden, denn sonst würde die Aerosolkonzentration ständig steigen. Es gibt also auch Senken für Aerosolpartikel. Oft

Tabelle 1.1: Weltweite Aerosolproduktion (Angaben in 10^{12} g pro Jahr)

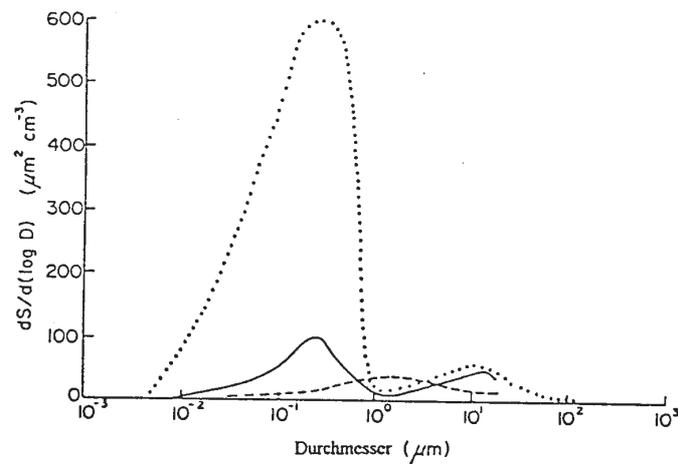
Durchmesser	Durchmesser der Aerosolteilchen	
	$> 5 \mu\text{m}$	$< 5 \mu\text{m}$
Natürliche Quellen		
Seesalz	500	500
gas-to-particle conversion	100	470
aufgewirbelter Staub	250	250
Waldbrände	30	5
Meteoritenstaub	10	0
Vulkanausbrüche (stark variabel)	?	25
Summe	890 (+?)	1250
Anthropogene Quellen (1968)		
gas-to-particle conversion	25	250
Industrie	44	12
fossile Brennstoffe (stationäre Quellen)	34	10
direkte Partikelinjektion	2	0,5
Verkehr	0,5	2
sonstige Quellen	23	5
Summe	128,5	279,5

verbessert sich nach dem Durchzug eines Niederschlagsgebietes die Sichtweite, weil die aerosolhaltige Luft durch die Niederschlagsteilchen gereinigt wurde. Man schätzt, daß 80% bis 90% der Aerosolmasse, die pro Jahr weltweit aus der Atmosphäre wieder zur Erdoberfläche gelangt, durch Niederschläge ausgewaschen wird. Zuvor dienen die Aerosolpartikel als Kondensations- bzw. Gefrierkerne für die Wolkenteilchen aus Wasser bzw. Eis.

Die Fallgeschwindigkeiten von Aerosolpartikeln mit einem Durchmesser von mehr als $1 \mu\text{m}$ sind so groß, daß viele Partikel auf Grund ihrer Schwerkraft ausfallen (“trockene Ablagerung”). Beispielsweise beträgt die Fallgeschwindigkeit eines Aerosolteilchens mit einem Durchmesser von $1 \mu\text{m}$ ($10 \mu\text{m}$) ungefähr $3 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ ($3 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$). Ungefähr 10% bis 20% der jährlich produzierten Aerosolmasse erreicht durch trockene Ablagerung wieder die Erdoberfläche. Eine weitere Senke für Aerosolteilchen, insbesondere für die in großer Anzahl vorhandenen Aitkenkerne, ist die Koagulation. Darunter versteht man das Zusammentreffen und Zusammenbleiben von Teilchen etwa gleicher Größe. Dem Verlust kleiner Teilchen steht also eine Zunahme größerer Teilchen gegenüber. In Abb. 1.5 sind die verschiedenen Quellen und Senken für Aerosolpartikel zusammengefaßt. Außerdem ist die Oberflächenverteilung (d.h. die Oberfläche S als Funktion des Teilchendurchmessers D) für maritime, kontinentale und verschmutzte Luft angegeben. Die Kenntnis der Oberflächenverteilung

ist wichtig bei der Untersuchung der optischen Wirksamkeit der Aerosole.

Aerosole spielen eine wichtige Rolle bei vielen in der Atmosphäre ablaufenden chemischen Prozessen. Auf der Oberfläche fester Aerosole können Spurengase angelagert werden, die dann untereinander reagieren. Sind Spurengase in flüssigen Aerosolpartikeln gelöst, können ebenfalls chemische Reaktionen ablaufen. Besonders deutlich wird der Zusammenhang zwischen Aerosolen und Atmosphärenchemie in stark verschmutzter Luft.



Bezeichnung	Altkerne	grosse Kerne	Rieskerne	
Quellen	Verbrennung		aufgewirbelter Staub	
	Gas-to-particle conversion	Flugesche. Seesalz, Pollen		
	Koagulation von Altkernen		Emission von Rieskernen durch die Industrie	
	Verdunstung von Wolkentropfen			
Senken	Koagulation			Auswaschung durch Niederschlag
	Aufnahme in Wolkentropfen		trockene Ablagerung	
Verweilzeit	weniger als eine Stunde in verschmutzter Luft oder in Wolken	Tage	Stunden bis Tage	Minuten bis Stunden

Abbildung 1.5:

Oberflächenverteilung der Aerosolteilchen in kontinentaler Luft: (—), maritimer Luft (- - -) und verschmutzter Stadtluft (.....) sowie Übersicht über die Quellen, Senken und Verweilzeiten der Aerosolteilchen in der Troposphäre.

In einer feuchten, stabil geschichteten Luftmasse unterhalb einer Inversion kann

sich das von Industrie und privaten Haushalten produzierte Aerosol und Schwefeldioxid (neben anderen Abgasen) immer mehr ansammeln. Unter diesen Bedingungen bilden sich Sulfate und Schwefelsäuretröpfchen in hohen Konzentrationen. Derartigen "Smog" gab es häufig in London, bevor es verboten wurde, fossile Brennstoffe (u. a. Holz, Kohle) im offenen Feuer zu verbrennen. Der Ausdruck *Smog* bezeichnete ursprünglich das Aerosol, das im mit Rauch (*smoke*) verschmutzten Nebel (*fog*) entsteht. Heute wird der Begriff auch auf eine durch photochemische Reaktionsprodukte (z. B. Ozon) verunreinigte Luft angewandt. Diese Art (Photo-) Smog kommt besonders in Los Angeles vor, weil dort oft starke Sonneneinstrahlung herrscht und gleichzeitig die Luft stabil geschichtet ist (kühle Seeluft in Bodennähe, heiße Kontinentalluft in der Höhe).

Die Streuung und Absorption von Strahlung durch die Aerosole hat wichtige Auswirkungen auf die Sichtweite und den Strahlungshaushalt in der Atmosphäre. Für die Streuung von Strahlung im sichtbaren Wellenlängenbereich sind vor allem die Aerosolteilchen mit einem Durchmesser zwischen $0,2 \mu\text{m}$ und $2 \mu\text{m}$ verantwortlich. Viele dieser Teilchen quellen bei zunehmender relativer Feuchte auf, denn sie haben die Fähigkeit, die Feuchtigkeit in der umgebenden Luft teilweise zu absorbieren. Bei hoher relativer Feuchte vermindern diese Teilchen die Sichtweite durch die erhöhte Streuung des Lichts; es entsteht *Dunst*. Seesalzteilchen vergrößern beispielsweise bei einem Anstieg der relativen Feuchte von 60% auf 80% ihre Streuwirkung um das Dreifache.

Obwohl die Aerosole nur einen geringen Teil der Strahlung absorbieren oder streuen (Wolken und Spurengase haben einen wesentlich größeren Einfluß), könnte ein stetiges Wachstum der Aerosolkonzentration infolge menschlicher Aktivitäten die Strahlungsbilanz der Erde und damit das Klima ändern. Die Absorption solarer Strahlung durch eine größere Anzahl von Aerosolteilchen führt zu einer Erwärmung. Andererseits wird durch mehr Aerosolteilchen auch mehr Strahlung zurück in den Weltraum gestreut, gleichbedeutend mit einer Abkühlung der Atmosphäre. Daher sind die Auswirkungen des Anstiegs der Aerosolkonzentration seit Beginn dieses Jahrhunderts auf die globale Mitteltemperatur noch umstritten. Fest steht jedoch, daß die starke Erhöhung der Aerosolkonzentration nach heftigen Vulkanausbrüchen in der Stratosphäre eine Erwärmung bis zu 3K zur Folge hat. Während die in die Troposphäre geschleuderten Teilchen relativ schnell wieder ausgewaschen werden, kann die Störung der Teilchenkonzentration in der Stratosphäre über ein Jahr andauern. Die Troposphäre erreicht während dieser Zeit weniger Sonnenstrahlung, was zu einem geringen Temperaturrückgang am Erdboden führt.

1.2 Die Physik der Wasserdampfkondensation

In Kapitel 4 wurde die Wolkenuntergrenze mit der Höhe des Hebungs- bzw. Konvektionskondensationsniveaus gleichgesetzt. Es wurde also angenommen, daß die Kondensation in einem aufsteigenden Luftpaket sofort beginnt, wenn die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist, d.h. bei einer relativen Feuchte von 100%. Diese Annahme ist

in der Atmosphäre recht gut erfüllt, weil immer Aerosolpartikel vorhanden sind, an denen Kondensation stattfindet. Wie der Kondensationsprozeß im einzelnen verläuft, soll in diesem Abschnitt erläutert werden.

Zuerst wird die Bildung eines Tropfens untersucht, der aus absolut reinem, übersättigtem Wasserdampf kondensiert. *Übersättigung* bedeutet, daß der Dampfdruck e der Luft größer als der Sättigungsdampfdruck über einer ebenen Wasseroberfläche $e_s(T)$ ist (zum Begriff "Sättigungsdampfdruck" vgl. Teil I, S. 46f.). Analog definiert man Übersättigung bezüglich Eis. Wenn nicht näher bezeichnet, ist im folgenden immer Übersättigung bezüglich Wasser gemeint. In reinem Wasserdampf beginnt die Bildung eines Wassertropfens mit dem zufälligen Zusammentreffen von mehreren Wassermolekülen infolge der ständigen Molekülbewegungen. Das Resultat ist ein winzig kleiner Wassertropfen.

Angenommen es bildet sich ein winziger Wassertropfen mit dem Volumen V und der Oberfläche A spontan in übersättigtem Wasserdampf der Temperatur T . Man kann zeigen (s. Wallace und Hobbs S. 159), daß mit dem Übergang vom System Dampf auf das System Dampf + Tropfen folgende Änderung der Gesamtenergie ΔE verbunden ist

$$\Delta E = A\sigma - nV kT \ln(e/e_s). \quad (1.1)$$

In dieser Formel bezeichnet σ die Arbeit pro Flächeneinheit, die für den Aufbau einer Grenzfläche zwischen Dampf und Wasser nötig ist (entspricht der *Oberflächenspannung* von Wasser), n steht für die Anzahl der Wassermoleküle pro Volumeneinheit Wasser und k ist die Boltzmann-Konstante. Für einen Tropfen mit Radius R wird die Formel zu

$$\Delta E = 4\pi R^2 \sigma - \frac{4}{3}\pi R^3 n kT \ln(e/e_s). \quad (1.2)$$

In *untersättigter* Luft gilt $e < e_s$. Deshalb ist $\ln(e/e_s) < 0$ und ΔE immer positiv, wobei ΔE mit R anwächst (s. Abb. 1.6).

Mit anderen Worten, je mehr ein winziger Tropfen in untersättigter Luft anwächst, desto höher ist die Energie des Systems Dampf + Tropfen. Da das System jedoch einen Gleichgewichtszustand anstrebt, in dem die Energie ein Minimum erreicht, wird das Wachstum von Tropfen in nicht gesättigter Luft gestoppt. Dennoch können auf Grund der zufälligen Zusammenstöße der Wassermoleküle auch in nicht gesättigter, reiner Luft immer wieder sehr kleine Tröpfchen entstehen (die sofort wieder verdunsten), die aber nicht die Größe von Wolkentropfen erreichen und daher unsichtbar bleiben.

In *übersättigter* Luft ist $e > e_s$ und $\ln(e/e_s) > 0$. Deshalb wird ΔE in Gleichung (1.2) positiv für $R < R_0$, und negativ für $R > R_0$, wobei

$$R_0 = \frac{3\sigma}{nkT \ln(e/e_s)}. \quad (1.3)$$

Die Änderung von ΔE mit R ist auch für diesen Fall in Abb. 1.6 dargestellt. Das Maximum von ΔE liegt bei $r = 2R_0/3$, d.h. bei

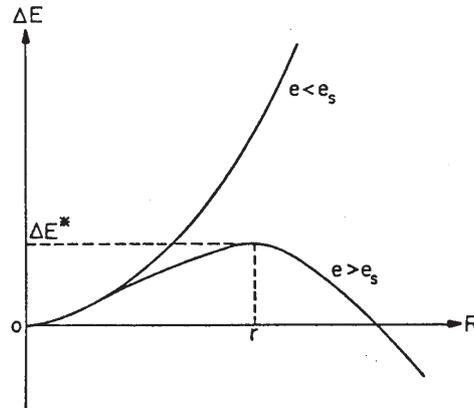


Abbildung 1.6: Die Energieänderung ΔE eines Systems bei der Entstehung eines Wassertropfens mit Radius R in der Luft mit Dampfdruck e ; e_s ist der Sättigungsdampfdruck über einer ebenen Wasseroberfläche.

$$r = \frac{2\sigma}{nkT \ln(e/e_s)}. \quad (1.4)$$

Das bedeutet, daß winzige Tropfen mit dem Radius $R < r$ wieder verdunsten, weil dabei die Energieänderung im System Dampf + Tropfen kleiner wird. Für Tropfen mit $R > r$ nimmt dagegen ΔE bei der Vergrößerung von R ab, d.h. diese Tropfen können spontan durch Kondensation von Wassermolekülen aus der Dampfphase anwachsen. Ist R nur wenig größer oder kleiner als r , kann ein Tropfen infinitesimal wachsen oder verdunsten, ohne daß sich dabei die Energie des Systems Dampf + Tropfen ändert (weil $\partial(\Delta E)/\partial R = 0$ bei $R = r$).

Gleichung (7.4), die sogenannte Kelvin-Formel, läßt sich folgendermaßen anwenden:

- i) Ist der Dampfdruck e der Luft vorgegeben, kann man den Radius r der Tropfen berechnen, die sich im (instabilen) Gleichgewicht mit dem Wasserdampf in der Luft befinden. Es handelt sich um ein instabiles Gleichgewicht zwischen Tropfen und Dampf, denn kommt zu dem winzigen Tropfen noch ein Molekül hinzu, vergrößert er sich durch Kondensation immer mehr; verliert der Tropfen jedoch ein Molekül, geht die Verdunstung weiter.
- ii) Man kann das Verhältnis e/e_s für Tropfen mit gegebenem Radius r bestimmen. Es stellt - mit 100 multipliziert - die relative Feuchtigkeit dar, die in der Luft wenigstens erreicht sein muß, damit der Wasserdampf auf Tropfen aus reinem Wasser kondensieren kann. Der Dampfdruck e der Luft ist dann gleich dem Sättigungsdampfdruck über der gekrümmten Tropfenoberfläche.

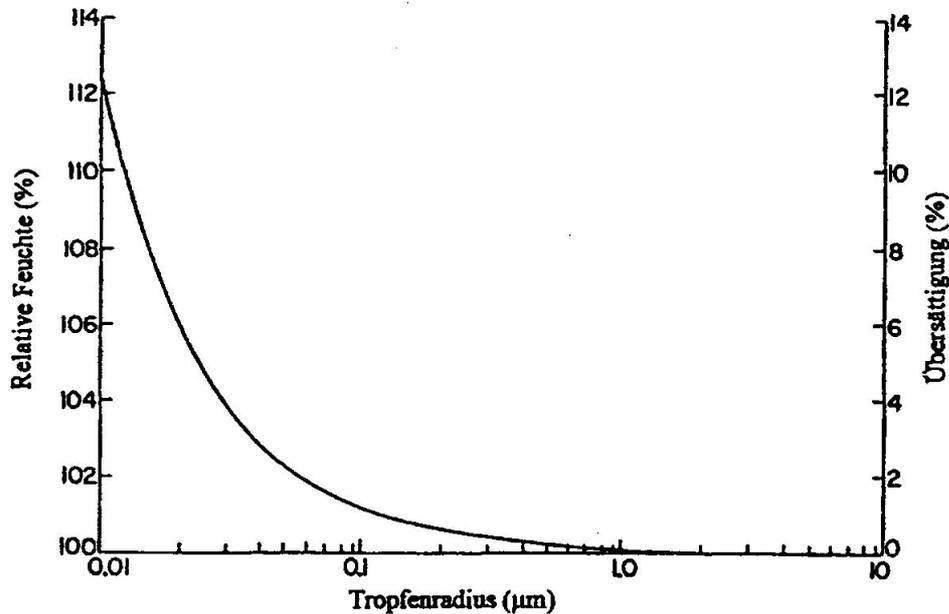


Abbildung 1.7: Die relative Feuchte und Übersättigung bezüglich einer ebenen Wasseroberfläche, bei der zwischen Tropfen (aus reinem Wasser) und Dampf bei 5°C ein (instabiles) Gleichgewicht bestehen kann.

Aus (7.4) folgt für die Abhängigkeit der relativen Feuchte vom Tropfenradius $100e/e_s = 100 \exp[2\sigma/(nkrT)]$. Die zur Bildung von Tropfen erforderliche Übersättigung nimmt demnach exponentiell mit dem Tropfenradius r ab (s. Abb. 1.7).

Ein Tropfen mit Radius $0,01 \mu\text{m}$ kann nach Abb. 1.7 nur bei einer relativen Feuchte von 112,5%, d.h. bei einer Übersättigung von 12,5%, im (instabilen) Gleichgewicht mit seiner Umgebung sein. Für einen Tropfen mit Radius $1 \mu\text{m}$ genügt dagegen eine relative Feuchte von 100,12%, d.h. eine Übersättigung von 0,12%.

In den Wolken liegt die Übersättigung der adiabatisch aufsteigenden Luft nur selten über 1%. Deshalb sind auch die größten Tropfen, die gerade noch durch zufällige Zusammenstöße von Wassermolekülen entstehen, mit einem Radius von ungefähr $0,01 \mu\text{m}$ kleiner als der kritische Radius $r = 0,1 \mu\text{m}$, der für das Wachstum von Tropfen bei 1% Übersättigung erforderlich wäre. Daraus folgt, daß sich die Wolkentropfen nicht durch Kondensation aus reinem Wasserdampf bilden können. Dennoch wachsen in der Atmosphäre bei so geringen Übersättigungen Tropfen, weil der Kondensationsprozeß durch die in der Luft schwebenden Aerosolpartikeln eingeleitet wird.

Aus dem letzten Abschnitt ist bekannt, daß in der Atmosphäre viele Aerosolteilchen vorhanden sind, deren Größe meist zwischen $0,01 \mu\text{m}$ und $10 \mu\text{m}$ liegt.

An denjenigen Teilchen, die wasseranziehend (hydrophil) sind, kann Wasserdampf kondensieren. Eine Oberfläche ist vollständig *wasseranziehend*, wenn sich darauf ein dünner Wasserfilm bilden kann. Eine Oberfläche ist dagegen vollständig *wasserabweisend* (hydrophob), wenn sich kleine Tröpfchen bilden. Um wasseranziehende Aerosole bildet sich ein Wasserfilm; die Größe der "Tropfen" ist dann auch bei den geringen atmosphärischen Übersättigungen für weiteres Anwachsen ausreichend. Kondensiert beispielsweise auf einem wasseranziehenden Aerosolteilchen mit einem Radius von $0,3 \mu\text{m}$ genügend Wasser zu einem Film auf der gesamten Oberfläche, folgt aus Abb. 1.7, daß der Wasserfilm im (instabilen) Gleichgewicht mit zu 0,4% übersättigter Luft steht. Bereits bei einer geringfügig höheren Übersättigung würde mehr Wasser auf dem Film kondensieren und der Tropfen würde größer werden.

Einige Aerosolteilchen sind wasserlöslich, so daß sie sich aufzulösen beginnen, sobald Wasser auf ihnen kondensiert. Dadurch wird der Kondensationsprozeß beeinflusst, denn der Sättigungsdampfdruck über der Oberfläche einer Lösung (z. B. Wasser + Salz, Wasser + Ammoniumsulfat) ist kleiner als über reinem Wasser, weil die Wassermoleküle in der Lösung eine größere Bindungsenergie als in reinem Wasser haben. Diese Herabsetzung des Sättigungsdampfdruckes wird als *Lösungseffekt* bezeichnet. Der Lösungseffekt wirkt dem *Krümmungseffekt* (Erhöhung des Sättigungsdampfdruckes infolge der Krümmung der Tropfenoberfläche) entgegen. Wenn der Tropfen sehr klein und die Konzentration der Lösung daher groß ist, überwiegt der Lösungseffekt und es können Tropfen sogar bei einer relativen Feuchte von 80% entstehen. Mit zunehmendem Radius und abnehmender Salzkonzentration kommt der Krümmungseffekt mehr zur Geltung, da in diesem Fall die Luft über den Tropfen erst bei einer relativen Feuchte von mehr als 100% gesättigt ist. (Eine ausführliche Diskussion des Lösungseffekts findet sich bei Wallace und Hobbs auf S. 161 ff.)

Die Aerosolteilchen, die in der Atmosphäre als Kerne für die Kondensation von Wasserdampf dienen, nennt man (Wolken-) *Kondensationskerne* (KK). Es zeigte sich, daß bei wachsendem Teilchenradius die Aerosolpartikel bei immer kleineren Übersättigungen als KK wirken können, weil mit wachsendem Radius der Krümmungseffekt abnimmt. Dazu müssen die Aerosolpartikel wasseranziehend sein, denn sonst kann sich kein Wasserfilm bilden. Als KK können auch wasserlösliche Aerosolpartikel dienen; dabei gilt: je besser die Wasserlöslichkeit, desto größer ist der Lösungseffekt. Damit vollständig wasseranziehende aber wasserunlösliche Teilchen bei einer Übersättigung von 1% als KK wirken, müssen sie mindestens einen Radius von ca. $0,1 \mu\text{m}$ haben, während für wasserlösliche Teilchen bereits der Radius $0,01 \mu\text{m}$ genügt. Wegen dieser Anforderungen (Größe, Wasserlöslichkeit, Benetzbarkeit) ist nur ein kleiner Bruchteil der Aerosolteilchen als KK geeignet (ca. 1% in kontinentaler Luft und ca. 10% bis 20% in maritimer Luft). Die meisten KK bestehen vermutlich aus einem unlöslichen Kern und angelagerten löslichen Komponenten (sogenannte gemischte Kerne).

Weltweite Messungen haben keine systematischen breitenabhängigen oder jahreszeitlichen Schwankungen der KK-Konzentration ergeben. In der unteren Troposphäre gibt es jedoch in kontinentalen Luftmassen im allgemeinen mehr KK als in maritimen

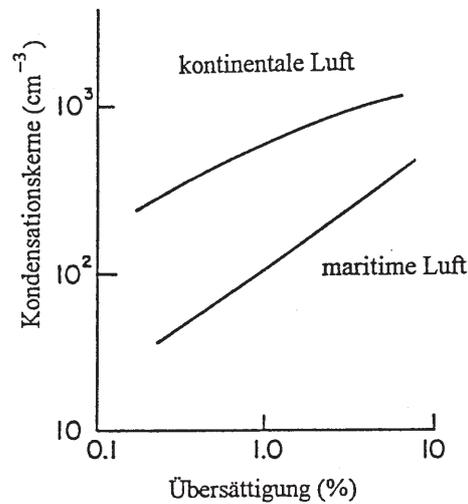


Abbildung 1.8: Anzahl der Kondensationskerne in kontinentaler und maritimer Luft (Mittelwerte aus Messungen).

Luftmassen (s. Abb. 1.8).

Beträgt die Übersättigung der Luft 1%, sind nach Abb. 1.8 in kontinentaler Luft ungefähr 500 KK pro cm³ vorhanden, in maritimer Luft ungefähr 100 KK pro cm³. Die Konzentration der KK verringert sich über Land von der Erdoberfläche bis in 5 km Höhe um den Faktor 5 während über den Ozeanen die Konzentration der KK im gleichem Höhenbereich nahezu konstant bleibt. Messungen in Bodennähe zeigen einen Tagesgang der KK-Konzentration mit einem Minimum um 6 Uhr und einem Maximum um 18 Uhr.

1.3 Warme Wolken

Wolken, die sich vollständig unterhalb der Nullgradgrenze befinden, nennt man *warme Wolken*. In solchen Wolken bestehen alle Tropfen aus Flüssigwasser. Um Aussagen über die mikrophysikalischen Prozesse in warmen Wolken machen zu können, benötigt man folgende Größen:

- die Menge des Flüssigwassers pro Volumeneinheit Luft (der sogenannte *Flüssigwassergehalt*, üblicherweise in g pro m³ angegeben),
- die Gesamtzahl der Wassertropfen pro Volumeneinheit Luft (die sogenannte *Tropfenkonzentration*, üblicherweise in Anzahl n pro cm³ angegeben) und
- die Größenverteilung der Wolkentropfen (das sogenannte *Tropfenspektrum*, üblicherweise in einem Histogramm als Anzahl n der Tropfen pro cm³ für verschie-

dene Tropfengrößen dargestellt).

Im Rahmen dieser Vorlesung würde es zu weit führen, die Meßmethoden für die einzelnen Größen vorzustellen; eine kurze Beschreibung geben Wallace und Hobbs (S. 167f.). Hier sollen nur einige Ergebnisse betrachtet werden.

Abb. 1.9 zeigt die Ergebnisse der Messungen von Tropfenkonzentration und Tropfenspektrum für Cumulus-Wolken in maritimer Luft und für Cumulus-Wolken in kontinentaler Luft. Die Tropfenkonzentration in maritimen Wolken war meistens kleiner als 100 cm^{-3} und nie größer als 200 cm^{-3} (Abb. 1.9a). Im Gegensatz dazu wurde in einigen kontinentalen Cumulus-Wolken eine Tropfenkonzentration von 900 cm^{-3} gemessen. In den meisten kontinentalen Wolken lag die Konzentration bei ein paar hundert Tropfen pro cm^3 (Abb. 1.9c). Diese Unterschiede sind eine Folge der höheren KK-Konzentration in kontinentaler Luft. Da andererseits der Flüssigwassergehalt in einem maritimen Cumulus nahezu gleich groß wie in einem kontinentalen Cumulus ist, müssen die höheren Tropfenkonzentrationen in kontinentalen Wolken gleichzeitig mit einer geringeren durchschnittlichen Tropfengröße verbunden sein. Der Vergleich von Abb. 1.9b und 1.9d zeigt, daß das Tropfenspektrum für kontinentale Cumulus-Wolken nicht nur viel schmaler als das für maritime Cumulus-Wolken ist, sondern daß auch der durchschnittliche Tropfenradius wesentlich kleiner ist. So findet sich in maritimen Quellwolken pro Liter Luft ein Tropfen mit einem Radius von ungefähr $30 \mu\text{m}$, während in kontinentalen Wolken die gleiche Tropfenkonzentration erst bei einem Radius von $20 \mu\text{m}$ auftritt. Diese Ergebnisse verdeutlichen den großen Einfluß der KK auf Konzentration und Größenverteilung der Wolkentropfen. Es stellt sich heraus, daß die Unterschiede in der Mikrostruktur der Wolken wichtige Auswirkungen auf die Niederschlagsentstehung in warmen maritimen bzw. kontinentalen Cumulus-Wolken haben.

In warmen Wolken können sich Tropfen durch Kondensation in der über-sättigten Luft oder durch Kollision und Koaleszenz (Zusammenwachsen) mit anderen Wolkentropfen vergrößern. Zunächst soll das Wachstum durch Kondensation betrachtet werden. Steigt ein Paket mit ungesättigter Luft auf, dehnt es sich aus und kühlt sich adiabatisch ab, bis es in einer bestimmten Höhe bezüglich einer (ebenen) Wasseroberfläche gesättigt ist. Weitere Hebung führt zu einer Übersättigung, die anfangs proportional zur Aufwindgeschwindigkeit anwächst. Bei weiter zunehmender Übersättigung werden die KK mit der größten Wirksamkeit aktiviert. Wird durch die adiabatische Abkühlung genausoviel Feuchte "verfügbar" wie durch die Kondensation auf den KK und den Wolkentropfen verloren geht, dann erreicht die Übersättigung den Maximalwert. Die Konzentration der Wolkentropfen ist in diesem Niveau (ungefähr 100 m über der Wolkenbasis) gleich der Anzahl der KK, die bis dorthin aktiviert worden sind. Darüber beginnt die Übersättigung abzunehmen, weil beim Tropfenwachstum mehr Wasser verbraucht wird, als durch die Abkühlung der Luft hinzukommt. Das führt dazu, daß die kleinsten Tropfen langsam verdunsten und nur die großen, aktivierten Tropfen (d.h. Tropfen mit einem Radius größer als der kritische Radius r_c) durch Kondensation weiter anwachsen können. Man kann nachweisen, daß das Wachstum eines Tropfens durch Kondensation umgekehrt proportional zu dessen

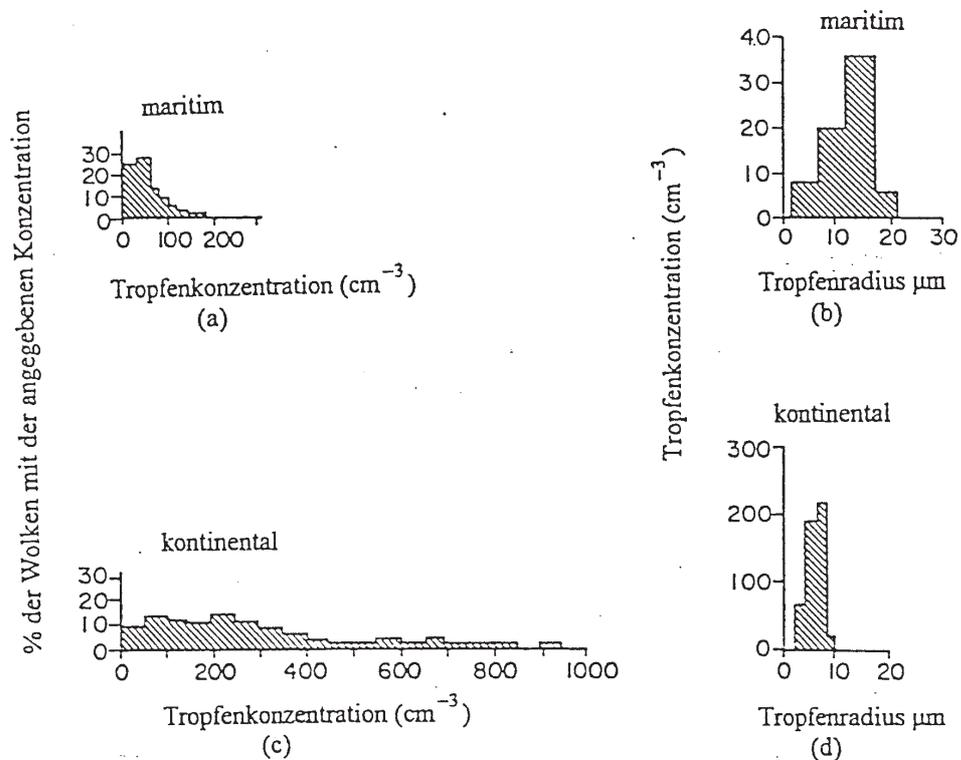


Abbildung 1.9: Häufigkeit der angegebenen Tropfenkonzentrationen in (a) maritimen und (c) kontinentalen Cumulus-Wolken; Tropfenspektrum für (b) maritime und (d) kontinentale Cumulus-Wolken.

Radius ist. Die kleineren aktivierten Tropfen wachsen also schneller als die größeren Tropfen. Das bedeutet, daß die Größe der Wolkentropfen mit der Zeit immer einheitlicher wird. Die in einigen hundert Metern über der Wolkenbasis gemessene Größenverteilung der Tropfen zeigt daher einen scharfen Peak (s. Abb. 1.10). Bei der zum Vergleich eingetragenen berechneten Größenverteilung wurde ein Tropfenwachstum ausschließlich durch Kondensation über 5 Min. angenommen. Zwischen beiden Kurven besteht gute Übereinstimmung.

Der Tropfenradius liegt jedoch noch unter 10 μm und ist damit weit vom Radius eines Regentropfens entfernt. Bereits 1877 wies Osborne Reynolds darauf hin, daß das Wachstum durch Kondensation in warmen Wolken viel zu langsam ist, um dadurch die Entstehung von Regentropfen mit einem Durchmesser von einigen Millimetern erklären zu können. Tatsache ist aber, daß es aus warmen Wolken regnet - in den Tropen sogar in großen Mengen. Diese Tropfen bilden sich nicht durch Kondensation, sondern durch Kollision und Koaleszenz. Bereits in Abb. 1.1 wurde gezeigt, welche Größenunterschiede zwischen Wolken- und Regentropfen liegen. Wenn ein Wolken-

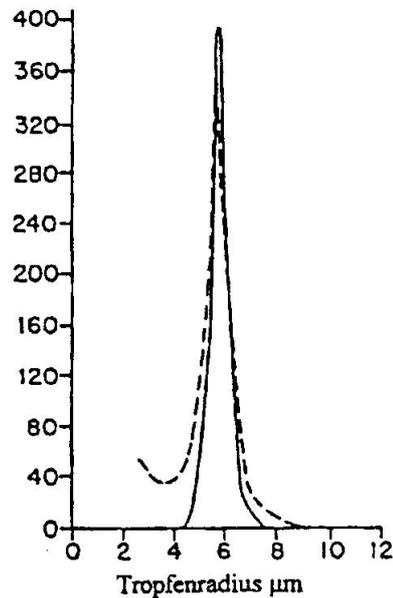


Abbildung 1.10: Beobachtetes Tropfenspektrum in einer warmen Cumulus-Wolke 244 m über der Basis (- - - -) und das unter der Annahme von Tropfenwachstum ausschließlich durch Kondensation berechnete Tropfenspektrum (—).

tropfen mit einem Radius von $10 \mu\text{m}$ zu einem Regentropfen mit einem Radius von 1 mm anwächst, vergrößert sich das Volumen um den Faktor 10^6 ! Es muß allerdings von einer Million Tropfen nur ungefähr 1 Tropfen (d.h. ca. 1 Tropfen pro Liter Luft) zum Regentropfen anwachsen, damit aus der Wolke Regen fällt.

1.4 Die Entstehung von Regen in warmen Wolken

In warmen Wolken erreichen die kleinen, in der übersättigten Luft kondensierten, Wolkentropfen durch Kollision und Koaleszenz mit anderen Tropfen die Größe von Regentropfen. Für so kleine Teilchen wie Wolken- oder Regentropfen gilt, daß die Reibungskraft pro Masseneinheit F , die dem freien Fall entgegenwirkt, zur Fallgeschwindigkeit v proportional ist, d.h. $F = Dv$. Die Konstante D hängt von der Viskosität der Luft μ und vom Radius des fallenden Teilchens R ab ($D = 9\mu/2R^2$). Daher lautet die Bewegungsgleichung für den freien Fall kleiner Tropfen (für Tropfen

mit $R > 0,6$ mm ist $F \sim v^2$) nach dem Newtonschen Gesetz¹

$$m \frac{dv}{dt} = mg - mDv \quad (1.5)$$

Für $v = 0$ bei $t = 0$ ergibt sich folgende Lösung der Differentialgleichung

$$v = (g/D) [1 - e^{-Dt}]. \quad (1.6)$$

Die Fallgeschwindigkeit erreicht nach einer bestimmten Zeitspanne den konstanten Wert g/D . Zum Zeitpunkt $t = 3/D$ beträgt die Geschwindigkeit 95% des Maximalwerts. Da D mit zunehmendem Teilchenradius abnimmt, haben die Wolkentropfen, deren Radius etwas über dem Durchschnitt liegt, eine größere Fallgeschwindigkeit. Diese Tropfen kollidieren auf ihrem Fallweg mit kleineren, langsameren Tropfen, wobei jedoch nicht alle der kleineren Tropfen mit dem größeren Tropfen zusammenfließen (ein Vorgang, den man Koaleszenz nennt). Einige werden im Luftstrom um den größeren Tropfen herumgeführt, ohne ihn zu berühren, andere prallen an dessen Oberfläche ab. Dies macht die Berechnung der Wirksamkeit des sogenannten Kollision-Koaleszenz-Prozesses recht kompliziert. Hinzu kommt, daß zu große Regentropfen in mehrere kleine Tropfen zerplatzen. Einige dieser Probleme werden von Wallace und Hobbs diskutiert (s. S. 173 ff.).

Numerische Simulationen der Kollision-Koaleszenz-Prozesse ergeben eine Zeitdauer für die Entstehung von Regen in Cumulus-Wolken, die mit den Beobachtungen ungefähr übereinstimmt. Insbesondere zeigen die Berechnungen, daß der Regen in warmen Wolken mit starken Aufwinden schneller entsteht als in Wolken mit schwachen Aufwinden. Damit sich Regentropfen in Wolken mit starken Aufwinden bilden können, müssen diese jedoch vertikal ziemlich mächtig sein. Die Regentropfen, die aus solchen Wolken fallen, sind dann wesentlich größer als die Regentropfen aus Wolken mit schwachen Aufwinden.

Es wurden theoretische Modelle entwickelt, mit denen der Lebenslauf einer Wolke in einer vorgegebenen Umgebung vorhergesagt werden kann. In diesen Modellen simuliert man die Kollisionen der Tropfen als räumlich und zeitlich statistisch verteilte Ereignisse (sogenannte stochastische Kollisions-Modelle). Die Berechnungen werden an leistungsfähigen Computern durchgeführt. In Abb. 1.11 sind einige Ergebnisse zusammengefaßt.

Die numerische Simulation des Tropfenwachstums durch Kondensation und Kollision bestätigt die bereits am Anfang dieses Abschnitts erwähnten Unterschiede zwischen warmen maritimen und warmen kontinentalen Cumulus-Wolken. Für nichtregnende Cumulus-Wolken in maritimer Luft ergab sich im Mittel ein deutlich größerer Tropfenradius und ein wesentlich breiteres Tropfenspektrum als für Wolken in kontinentaler Luft (Abb. 1.9). Dies wurde durch die höhere KK-Konzentration in der

¹Vernachlässigt wird dabei die archimedische Auftriebskraft des Tropfens, die gleich der Gewichtskraft der von ihm verdrängten Luft ist, weil die Luft eine wesentlich kleinere Dichte als Wasser hat.

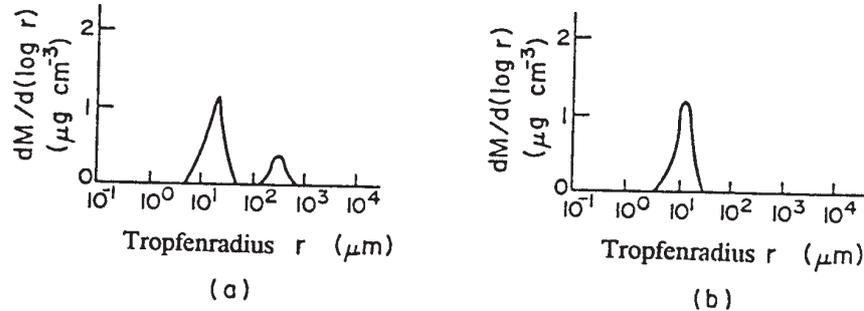


Abbildung 1.11: Berechnetes Massenspektrum der Tropfen in der Mitte (a) einer warmen maritimen Cumulus-Wolke und (b) einer warmen kontinentalen Cumulus-Wolke nach 67 Min. Wachstum.

kontinentalen Luft erklärt. Abb. 1.11 zeigt die Wirkung des unterschiedlichen Aufbaus der Wolken auf die Entstehung von größeren Tropfen. Die im Modell für die zwei Wolken verwendeten KK-Spektren basieren auf Messungen, nach denen die KK-Konzentrationen in der kontinentalen Luft wesentlich höher liegt als in der maritimen Luft (ungefähr 200 pro cm^3 gegenüber 45 pro cm^3 bei 0,2% Übersättigung). In der 67 Minuten lang bestehenden maritimen Cumulus-Wolke haben sich einige Tropfen mit Radien zwischen $100 \mu\text{m}$ und $1000 \mu\text{m}$ (d.h. Regentropfen) entwickelt, während in der kontinentalen Wolke nur Tropfen mit Radien unter $20 \mu\text{m}$ enthalten sind. Diese Unterschiede treten auf, weil in der maritimen Wolke ein kleiner Bruchteil der größeren Tropfen (anfänglich möglicherweise durch Kondensation auf den Riesenseesalzteilchen oder durch zufällige Kollision von zwei kleinen Tropfen entstanden) durch Kollision und Koaleszenz wächst. Dagegen ist in kontinentalen Wolken die Anzahl der Tropfen, die groß genug sind, um durch Kollisionen zum Regentropfen zu wachsen, nicht ausreichend. Diese Modellergebnisse bestätigen die Beobachtung, daß aus einer maritimen Cumulus-Wolke bei gleicher vertikaler Mächtigkeit eher Regen fällt als aus einer kontinentalen Cumulus-Wolke.

1.5 Kalte Wolken

In mittleren Breiten liegen die Temperaturen in den Wolken häufig unter 0°C . Auch in diesen sogenannten *kalten Wolken* gibt es Tropfen aus flüssigem Wasser (Unterkühlte Tropfen). Bei Temperaturen unter -10°C enthält eine kalte Wolke sowohl Eiskristalle als auch unterkühlte Wassertropfen (*Mischwolke*). Wolken, die ausschließlich aus Eiskristallen bestehen (*Eiswolken*), bilden sich meist erst unter -35°C , d.h. in Höhen oberhalb 6000 m bis 7000 m. Im folgenden wird das Wachstum der Eiskristalle und die Niederschlagsbildung in kalten Wolken erläutert.

Ein unterkühlter Wassertropfen befindet sich in einem instabilen Gleichgewicht. Der Tropfen gefriert jedoch erst, wenn im Tropfen ausreichend viele Wassermoleküle so zusammenkommen, daß ein genügend großer Eiskeim entsteht. Die Situation ist ähnlich wie bei der Bildung eines Wassertropfens aus der Dampfphase. Überschreitet er eine bestimmte Größe, wächst er von allein weiter, weil dabei die Gesamtenergie des Systems Wasser + Eis abnimmt. Dagegen hat das Wachstum von Eiskeimen, die kleiner als die kritische Größe sind, eine Zunahme der Gesamtenergie zur Folge. Diese Eiskeime brechen deshalb wieder auseinander.

Wenn ein Wassertropfen keine Fremdkörper enthält, können sich Eiskerne nur durch zufälliges Ordnen mehrerer Wassermoleküle bilden. Die Anzahl und Größe der Eiskerne, die auf diese Weise entstehen, nimmt bei tieferen Temperaturen zu. Ab einer bestimmten Temperatur (die vom Tropfenvolumen abhängt) setzt die Eisbildung mit großer Wahrscheinlichkeit ein. Tropfen aus reinem Wasser mit einem Radius zwischen $20\ \mu\text{m}$ und $60\ \mu\text{m}$ gefrieren bei ungefähr -36°C , Tropfen mit einem Radius von einigen Mikrometern bei ungefähr -39°C . Diese Art der Eiskristallbildung spielt daher nur in sehr hohen Wolken eine Rolle.

Sind in den Wassertropfen Fremdkörper vorhanden, erfolgt das Gefrieren der Tropfen bei geringeren Unterkühlungen. Denn auf der Oberfläche dieser sogenannten *Gefrierkerne* können sich Wassermoleküle so anordnen, daß eine eisähnliche Struktur entsteht, deren Größe für ein weiteres Wachstum ausreicht. Als Gefrierkerne eignen sich Teilchen, die einen ähnlichen Aufbau wie die Eiskristalle haben (z. B. Mineralkristalle). Außerdem sollten die Teilchen wasserunlöslich sein. (Verschiedene Methoden zur Messung der Konzentration von Gefrierkernen werden von Wallace und Hobbs auf S. 184 beschrieben.) Abgesehen von den Eiskristallen selbst zählen Silberjodidkristalle zu den besten bisher bekannten Gefrierkernen. Sie werden ab -5°C wirksam. Je geringer die Unterkühlung ist, desto größer müssen die Gefrierkerne sein, um die kritische Größe zu überschreiten. Weil die Anzahl der in der Atmosphäre vorhandenen Gefrierkerne mit wachsendem Kernradius jedoch abnimmt, werden zwischen 0°C und -10°C nur wenige Gefrierkerne aktiviert. In diesem Temperaturbereich gefrieren daher nur wenige Wolkentropfen. Mit tieferen Temperaturen nimmt die Zahl der aktivierbaren Kerne stetig zu. Bei -35°C sind meist alle Gefrierkerne wirksam geworden. Die Anzahl der Gefrierkerne (ca. 1 pro cm^3) ist allgemein wesentlich kleiner als die der Kondensationskerne (> 100 pro cm^3).

Bis jetzt wurde angenommen, daß die Gefrierkerne im Tropfen enthalten sind. Wolkentropfen können aber auch gefrieren, wenn sie in Berührung mit einem Gefrierkern kommen. Laborversuche ergeben, daß die Gefrierkerne in diesem Fall bereits bei um einige Grad höheren Temperaturen wirken können.

Zur Bildung von Eiskristallen in der Atmosphäre gibt es noch einen weiteren Prozeß, denn an bestimmten Kernen geht der Wasserdampf direkt in die Kristallform über. Diese sogenannten *Sublimationskerne* müssen einen Radius von mehr als $0,1\ \mu\text{m}$ besitzen und wasserunlöslich sein. Außerdem sind sehr tiefe Temperaturen und große Eisübersättigungen erforderlich. Ist die Luft gegenüber Wasser und Eis gesättigt, kann ein geeignetes Teilchen entweder als Gefrierkern oder als Sublimationskern die-

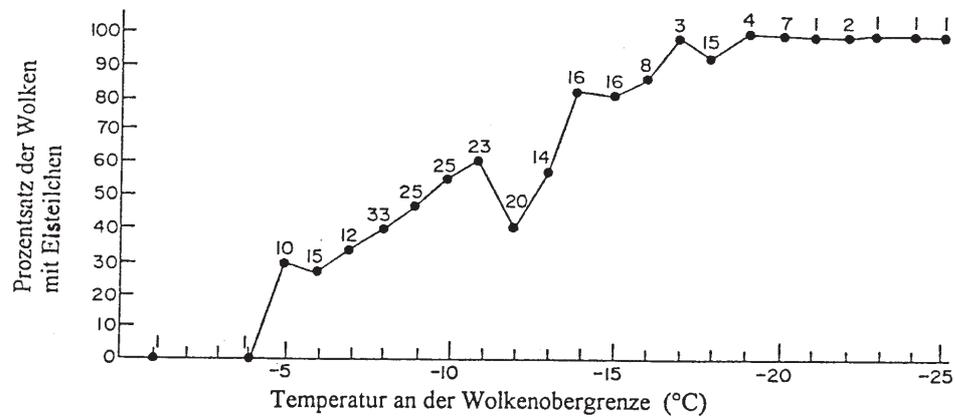


Abbildung 1.12: Die Wahrscheinlichkeit (in %) für Eisteilchen in Wolken als Funktion der Temperatur an der Wolkenobergrenze. Gemessen wurde in 30 orographischen Wolken und 228 Cumulus-Wolken. Die Zahl über jedem Punkt gibt an, wieviele Messungen bei der jeweiligen Temperatur zur Verfügung standen.

nen. Im ersten Fall kondensiert der Wasserdampf auf der Partikeloberfläche und gefriert danach, während im zweiten Fall die flüssige Phase nicht durchlaufen wird.

Die Temperatur, bei der die Eisbildung in einer Wolke einsetzt, hängt von Eigenschaften der Gefrier- bzw. Sublimationskerne und von dem ausgelösten Kristallisationsmechanismus ab. Man kann daher nur die Wahrscheinlichkeit angeben, mit der bei einer bestimmten Temperatur Eiskristalle in den Wolken vorkommen. Abb. 1.12 zeigt die Ergebnisse von Beobachtungen in verschiedenen Wolken. Bei Temperaturen zwischen 0°C und -4°C an der Wolkenobergrenze bestehen die Wolken ausschließlich aus unterkühlten Tropfen. In solchen Wolken ist die Vereisungsgefahr für Flugzeuge am größten, da die Wolkentropfen beim Aufprall auf die Flugzeugoberfläche sofort festfrieren. Beträgt die Temperatur an der Wolkenobergrenze -10°C, kann man mit einer Wahrscheinlichkeit von 50% Eiskristalle in den Wolken erwarten. Unter -20°C steigt die Wahrscheinlichkeit auf 95% an. Die Messung der Konzentration von Eiskristallen in einer Wolke ist sehr schwierig. Einige damit verbundene Probleme und Meßtechniken diskutieren Wallace und Hobbs auf S. 186 ff.

Für das Wachstum von Eiskristallen bis zur Größe von Niederschlagsteilchen gibt es verschiedene Möglichkeiten.

- a) **Wachstum durch Sublimation:** In Mischwolken, die überwiegend aus unterkühlten Tropfen bestehen, ist die Luft gegenüber Flüssigwasser gesättigt und gleichzeitig bezüglich Eis stark übersättigt. Bei -10°C beträgt diese Übersättigung 10% und bei -20°C sogar 21%. Dagegen überschreitet die Übersättigung gegenüber Flüssigwasser in der Wolkenluft selten 1%. Deshalb strömt ständig

Wasserdampf aus der Umgebung der Tropfen zu den Eiskristallen und gefriert hier an, d.h. die Eiskristalle wachsen auf Kosten der Tropfen.

Die Eiskristalle, die aus der Dampfphase durch Sublimation wachsen, können eine vielfältige Form und Größe annehmen. Die einfachsten Kristalle bestehen aus ebenen hexagonalen Platten (Abb. 1.13a) oder hexagonalen Prismen (Abb. 1.13b).

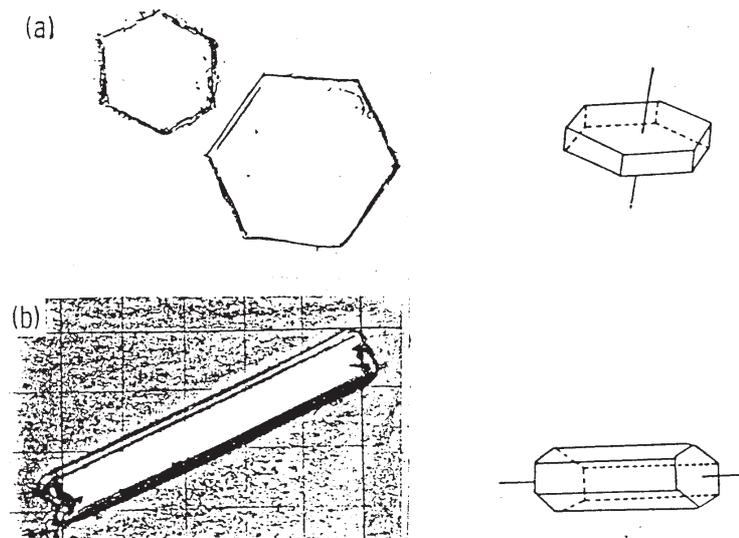


Abbildung 1.13: Die einfachsten atmosphärischen Eiskristalle (a) Platten, (b) Prismen.

Laborversuche, in denen das Wachstum von Eiskristallen durch Sublimation unter kontrollierten Bedingungen untersucht wurde, und Beobachtungen in realen Wolken zeigen, daß die Eiskristallart von der beim Kristallwachstum herrschenden Temperatur bestimmt wird (1.14). In der Natur sind die Kristalle auf ihrem Weg durch eine Wolke ständig wechselnden Temperaturen und Übersättigungen ausgesetzt. Daher können ziemlich komplexe Formen entstehen, auch wenn die Kristalle ausschließlich durch Sublimation wachsen.

- b) **Wachstum durch Koagulation:** Wenn Eiskristalle durch eine Mischwolke fallen, kollidieren sie mit unterkühlten Wolkentropfen. Durch das Anfrieren der Tropfen (man nennt diesen Vorgang, wie das Zusammentreffen und Zusammenbleiben von Aerosolteilchen, Koagulation) wachsen die Eiskristalle und ändern dabei ihre Gestalt so sehr, daß man die ursprüngliche Kristallform oft nicht mehr erkennen kann (Abb. 1.15). Häufig bilden sich poröse Kugeln mit einem Durchmesser von einigen Millimetern (*Graupel*). In konvektiven Wolken mit kräftigen Aufwinden und hohem Flüssigwassergehalt kann das Wachstum

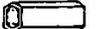
Temperaturbereich (C°)	Grundform	Eiskristallart bei geringer Übersättigung gegenüber Wasser	
0 bis -4	Platten	dünne hexagonale Platten	
-4 bis -10	Prismen	Nadeln (-4 bis -6°C)	
		Hohlprismen (-5 bis -10°C)	
-10 bis -22	Platten	Sektorplatten (-10 bis -12°C)	
		Dendriten (-12 bis -16°C)	
-22 bis -50	Prismen	Sektorplatten (-16 bis -22°C)	
		Prismen	

Abbildung 1.14: Die Eiskristallarten in Abhängigkeit von der Bildungstemperatur.

durch Koagulation extreme Ausmaße annehmen. Es entsteht dann *Hagel* mit einem Durchmesser von bis zu 10 cm.

- c) **Wachstum durch Adhäsion:** Die Eiskristalle können sich auch vergrößern, wenn sie im freien Fall mit anderen Kristallen zusammenstoßen und sich dabei verhaken oder aneinander kleben bleiben (*Adhäsion*). Voraussetzung ist, daß die Teilchen unterschiedliche Fallgeschwindigkeiten haben. Die Wahrscheinlichkeit für Kollisionen steigt an, sobald sich auf den Kristallen einige Wolkentropfen angelagert haben, denn dann erhöht sich die Fallgeschwindigkeit der Teilchen (Graupelkorn mit 1 mm Durchmesser $\rightarrow 1 \text{ m s}^{-1}$, Graupelkorn mit

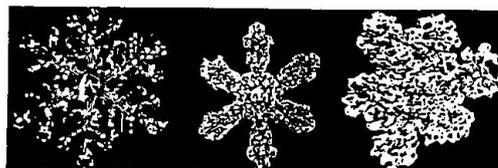


Abbildung 1.15: Zunehmende Vergraupelung von Schneesternen

4 mm Durchmesser $\rightarrow 2,5 \text{ m s}^{-1}$). Ob die Teilchen nach einer Kollision zusammenbleiben oder nicht, hängt hauptsächlich von der Eiskristallart und von der Temperatur ab. Kompliziert aufgebaute Kristalle, wie z. B. dendritische Kristalle (Schneesterne mit vielen Verzweigungen), verhaken sich bei einer Kollision, während einfache Platten aneinander abprallen. Bei Temperaturen über -5°C werden die Eisoberflächen "klebrig", weshalb in diesem Temperaturbereich die Adhäsion von Eisteilchen am häufigsten vorkommt.

1.6 Niederschlagsbildung in kalten Wolken

Berechnungen ergeben, daß eine hexagonale Platte, wenn sie durch Sublimation in gegenüber Wasser gesättigter Luft bei -5°C anwächst, in 30 Min. eine Masse von höchstens $7 \mu\text{g}$ (d.h. einen Durchmesser von ca. 1 mm) erreichen kann. Ist die Aufwindgeschwindigkeit der Luft kleiner als die Fallgeschwindigkeit des Eiskristalls (ca. $0,3 \text{ m s}^{-1}$), kann sich der Eiskristall nicht mehr in der Wolke halten und fällt als kleiner Nieseltröpfchen mit einem Radius von ca. $130 \mu\text{m}$ zu Boden, vorausgesetzt der Tröpfchen verdunstet nicht zwischen Wolkenbasis und Erdoberfläche. Ausschließlich durch Sublimation vergrößern sich die Eiskristalle demnach so langsam, daß keine großen Regentropfen entstehen können.

Anders als beim Wachstum durch Sublimation wachsen die Teilchen durch Koagulation und Adhäsion mit zunehmendem Radius immer schneller. Die gleiche hexagonale Platte wie oben kann sich daher innerhalb von 10 Min. zu einem kugelförmigen Graupelteilchen mit einem Durchmesser von 1 mm entwickeln. Ein Graupelkorn dieser Größe hat eine Dichte von 100 kg m^{-3} eine Fallgeschwindigkeit von 1 m s^{-1} und würde zu einem Tropfen mit einem Radius von ca. $230 \mu\text{m}$ schmelzen. Der Durchmesser einer Schneeflocke kann sich durch Verhaken von mehreren Eiskristallen in 30 Min. von 1 mm auf 1 cm erhöhen, falls der Eisgehalt der Wolke 1 g m^{-3} beträgt. Eine solche Schneeflocke hat eine Masse von ca. 3 mg und eine Fallgeschwindigkeit von 1 m s^{-1} . Schmilzt der Schneekristall, entsteht ein Tropfen mit einem Radius von ca. 1 mm. Aus diesen Angaben folgt, daß Eiskristalle in Mischwolken, zuerst durch Sublimation von Wasserdampf und dann durch Koagulation und Adhäsion, innerhalb einer realistischen Zeitspanne (ca. 40 Min.) die Größe von Niederschlagsteilchen erreichen können. Diese Art der Niederschlagsbildung bezeichnet man als Bergeron-Findeisen-Prozeß. Abb. 1.16 zeigt die Niederschlagsbildung in warmen und kalten Wolken im Vergleich.

Radarmessungen bestätigen die Bedeutung der Eisphase bei der Entstehung von Niederschlag in kalten Wolken. Überstreicht der Radarstrahl eine vertikale Ebene, werden die Impulse besonders stark aus der Höhe reflektiert, in der die Eisteilchen zu schmelzen beginnen.

Die hohe Radarreflektivität schmelzender Eisteilchen wird durch den dünnen Wasserfilm verursacht, der die Oberfläche überzieht, sobald die Niederschlagsteilchen den warmen Teil der Wolke erreichen. Mit einem Doppler-Radar läßt sich nachweisen, daß sich die Fallgeschwindigkeit der Niederschlagsteilchen beim Übergang von

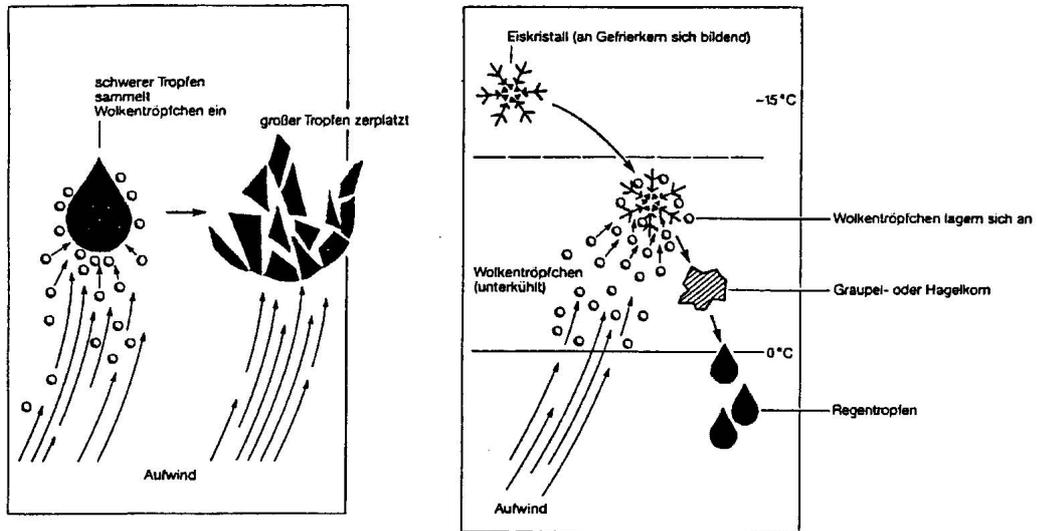


Abbildung 1.16: Links: Entstehung von Regentropfen in Wasserwolken durchh Kollision und Zusammenfließen grosser und kleiner Tröpfchen (Koaleszenz). Rechts: Entstehung von Regentropfen in Mischwolken (nach der Bergeron-Findeisen-Theorie).

Eiskristallen zu Regentropfen erhöht. In Abb. 1.17 sind die Fallgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Höhe angegeben. In 2,2 km Höhe liegt in dieser Wolke die Übergangszone zwischen Eiskristallen und Tropfen. Darüber bestehen alle Teilchen aus Eis und haben eine mittlere Fallgeschwindigkeit von 2 m s^{-1} . Unter 2,2 km Höhe sind alle Eiskristalle zu Tropfen geschmolzen. Deren Fallgeschwindigkeit beträgt im Mittel 7 m s^{-1} .

Sehr kleine Tropfen, die wasserlösliche Aerosolteilchen in hoher Konzentration enthalten, können auf Grund des Lösungseffekts auch bei geringen Übersättigungen in einem stabilen Gleichgewicht mit der Umgebung stehen. Diese Tropfen sind für Entstehung von Dunst verantwortlich (s. Wallace und Hobbs S.163).

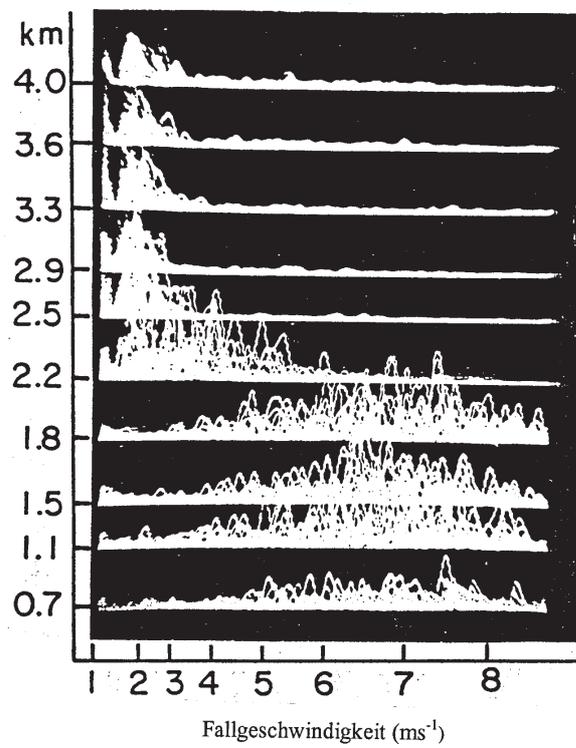


Abbildung 1.17: Die Spektren der Doppler-Fallgeschwindigkeiten für Niederschlags-
teilchen in zehn verschiedenen Höhen.