

Wolkenschnüffler



Allgemeine Meteorologie - Wolken- und Niederschlagskunde -



Fallender Niederschlag

Michael F. H. Krutina

Stand: Sept. 2005

D:\Webseite\Deckblätter\Fallender Niederschlag Webseite.wpg

Inhaltsverzeichnis

	Seitenzahl
1. Erkennungsmerkmale der fallenden Niederschläge	1
2. Größe und Fallgeschwindigkeit von Hydrometeoren	3
3. Entstehung von Niederschlagselementen	8
3.1 Wachstum durch Kondensation	8
3.2 Bergeron-Findeisen-Prozess	10
3.3 Wachstum durch Zusammenstöße	12
3.3.1 Allgemeines	12
3.3.2 Kolloide Stabilität	13
3.3.3 Koaleszenzprozess	15
3.3.4 Aggregation	19
3.3.5 Vergraupelung	20
3.4 Kettenreaktionen	22
3.5 Veränderungen der Niederschlagselemente	24
3.5.1 Verdunstung	24
3.5.2 Schmelzen	24
4. Niederschlagsart und Wolkengattung	25
4.1 Niederschlag aus stratiformen Wolken	25
4.1.1 Dünner Sc, Ac und Cc der Art str/len	26
4.1.2 Stratus und Strocumulus	26
4.1.3 Dicke stratiforme und mehrschichtige Wolken	28
4.1.4 Gefrierender Niederschlag und Glatteisbildung	29
4.2 Niederschlag aus Quellwolken	31
4.2.1 Regenschauer aus Cumuluswolken	31
4.2.2 Schauer aus Cumulonimben	33
4.3 Resümee	45
5. Künstliche Niederschlagsbildung	47
6. Bedeutung der fallenden Niederschläge	48
Literatur	49

1. Erkennungsmerkmale der fallenden Niederschläge

Unter dem Begriff "Niederschlag" versteht man in der Meteorologie die Ausscheidung von Wasser aus der Atmosphäre im flüssigen und/oder festen Aggregatzustand, die man am Erdboden messen oder beobachten kann. Dabei wird unterschieden zwischen fallenden, aufgewirbelten und abgesetzten Niederschlägen.

Die fallenden Niederschläge sind definiert als das Ausscheiden von Wasser aus Wolken, das den Erdboden in flüssiger und/oder fester Form erreicht. Sie umfassen die in der Tabelle 1 aufgeführten Arten, fallen in der Regel nur aus den angegebenen Wolkengattungen und ihre Merkmale entsprechen ihrer Beschreibung im internationalen Wolkenatlas.

Arten der fallende Niederschläge (Tab. 1, Teil 1)

Art	Beschreibung	Wolkengattung*
Sprühregen	Ziemlich gleichmäßiger, dichter Niederschlag aus sehr kleinen Tröpfchen - Durchmesser etwa 0.1 - 0.5 mm -, die fast zu schweben scheinen und auch geringe Luftbewegungen sichtbar nachvollziehen	St, Nebel
Regen	Tropfen mit einem Durchmesser von etwa 0.5 - 6 mm; aber auch kleinere Tröpfchen werden als Regen bezeichnet, wenn sie nicht dicht, sondern in relativ großen Abständen ausfallen	Ns, As, (Sc str op), Cu con, Cb
Gefrierender Regen	Unterkühlter Regen, der beim Auftreffen auf den Erdboden oder auf Gegenstände mit Temperaturen von unter 0 °C gefriert	Ns, As, (Sc str op)
Gefrierender Sprühregen	Unterkühlter Sprühregen, der beim Auftreffen auf den Erdboden oder auf Gegenstände mit Temperaturen von unter 0 °C gefriert	St, Nebel
Schnee	Verzweigte, hexagonale Eiskristalle von ca. 1 - 5 mm Größe, die einzeln in Form von Schneesternchen als Pulverschnee bei Temperaturen an der Wolkenbasis von unter -15 bis -20 °C oder als Zusammenballungen und Verkettungen von Schneesternchen, den Schneeflocken, fallen können	Ns, As, (Sc str op), Cb
Schneegriesel	Kleine, weiße, weiche, undurchsichtige, häufig abgeplattete und längliche Körner von schneeähnlicher Struktur, die aus vergrau-pelten Eisnadeln oder Schneesternchen bestehen und einen Durchmesser von weniger als 1 mm aufweisen; sie sind leicht zerdrückbar und springen beim Auftreffen auf eine harte Unterlage nicht merklich auf und fallen nur kurzzeitig und in kleinen Mengen aus Stratus oder Nebel	aus St, Nebel mit Temperaturen teils unter -10 °C
Eisnadeln, Dia- mantstaub oder Polarschnee	Kleine, unverzweigte Eiskristalle in Form von Stäbchen oder Plättchen; ihr Gewicht ist so klein, dass sie zu schweben scheinen; da das auftreffende Sonnenlicht stark reflektiert wird, glitzern sie und werden deshalb auch als Diamantstaub bezeichnet	bei sehr tiefen Tem- peraturen aus höhe- ren Luftschichten und St, Nebel
Eiskörner	Durchsichtige bzw. einen trüben Kern und kaum Lufteinschlüsse aufweisende, kugelförmige oder unregelmäßige harte Körner mit einem Durchmesser von etwa 1 - 4 mm, die beim Auftreffen auf eine harte Unterlage hochspringen, ohne zu zerfallen	Ns, As

* : Wolkengattung, aus der üblicherweise der Niederschlag ausfällt

Arten der fallende Niederschläge (Tab. 1, Teil 2)

Art	Beschreibung	Wolkengattung*
Reifgraupeln	Weißer, spröder, undurchsichtiger, leicht zusammendrückbarer, meist runder Körner von schneeähnlicher Beschaffenheit mit einem Durchmesser von 2 - 5 mm, die beim Aufprall auf eine harte Unterlage nicht hochspringen und häufig zerplatzen	Cb
Frostgraupeln	Halbdurchsichtiger, runder, selten kegelförmiger, nasser Körner, die aus einem trüben, mit einem glasigen Überzug versehenen Kern bestehen, einen Durchmesser von 2 - 5 mm aufweisen und beim Aufprall auf den Erdboden hochspringen, ohne zu zerfallen	Cb
Hagel	Häufig aus abwechselnd undurchsichtigen und transparenten Schichten bestehende, unregelmäßig geformte Eisstücke mit abgerundeten Ecken und einem Durchmesser von 5 - 50 mm	Cb [Gewitter]

* : Wolkengattung, aus der üblicherweise der Niederschlag ausfällt

Die Niederschlagsmenge wird als Höhe der Wasserschicht in Millimetern in bezug auf eine horizontale, 1 m² große Fläche angegeben, wenn Abfluss, Versickerung und Verdunstung unberücksichtigt bleiben.

Die Intensität des Niederschlages wird von einem erfahrenen Beobachter geschätzt und als leicht, mäßig und stark eingestuft. Dabei gilt, je kräftiger der Niederschlag auftritt, desto kürzer ist seine zeitliche Dauer.

Intensität und Andauer des Niederschlages können in mittleren Breiten sehr unterschiedlich sein. Die in Deutschland auftretenden Niederschlagsmengen betragen im allgemeinen nur wenige Millimeter pro Stunde, im Extremfall jedoch können auch Werte bis zu 25 mm pro Stunde gemessen werden.

Berücksichtigt man den zeitlichen Verlauf der Niederschläge, so lassen sich Schauer und Dauerniederschläge unterscheiden :

- **Schauer** : Schauer fallen aus Quellwolken, beginnen und enden üblicherweise plötzlich, zeigen rasche Intensitätswechsel, dauern selten mehr, meist sogar weniger als 45 Minuten und können sehr intensiv sein.
- **Dauerniederschlag** : Dauerniederschlag fällt vorherrschend aus dicker stratiformer Bewölkung, beginnt und endet langsam, kann mehrere Stunden mit und ohne Unterbrechungen anhalten, lässt oft deutliche Intensitätsschwankungen erkennen und ist im allgemeinen von geringerer Intensität als Schauerniederschlag.
 - **ohne Unterbrechungen** ☞ Niederschlag fällt fortwährend.
 - **mit Unterbrechungen** ☞ Niederschlagspausen treten auf, die aber im Gegensatz zu Schauern kürzer als die Niederschlagsperioden sind.

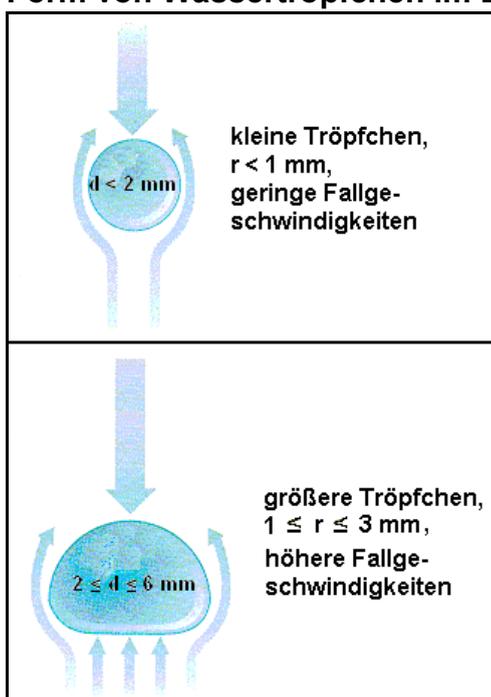
2. Größe und Fallgeschwindigkeit von Hydrometeoren

Ein Tröpfchen beginnt in einer Wolke zu fallen, wenn es durch den Aufwärtsströmung der Luft nicht mehr getragen wird. Seine Abwärtsbewegung erfolgt aufgrund der Schwerkraft F_G anfangs beschleunigt und danach, wenn die Gewichtskraft F_{GTr} des Teilchens durch die Luftwiderstandskraft F_w kompensiert wurde - die archimedische Auftriebskraft F_A des Tröpfchens wird aufgrund ihres sehr geringen Wertes vernachlässigt -, fällt es annähernd mit gleicher Geschwindigkeit. Nach dem 1. Newtonschen Axiom, dem Trägheitsgesetz, ist die Fallgeschwindigkeit konstant, wenn die Summe der am Wolkentröpfchen angreifenden Kräfte null ist. Damit lässt sich mit Hilfe dieses Kräftegleichgewichtes die Fallgeschwindigkeit bestimmen.

Sehr kleine Tröpfchen mit Radien von $r < 2 \cdot 10^{-5}$ m zeigen bei ihrer Abwärtsbewegung ein kugel- bis kegelförmiges Aussehen, so dass bei der Berechnung ihrer Fallgeschwindigkeit vereinfacht die Kugelgestalt angenommen wird. Aufgrund ihrer geringen Fallgeschwindigkeiten wird angenommen, dass sie von der umgebenden Luft laminar umströmt werden.

F_w lässt sich deshalb mit dem sogenannten Stokesschen Gesetz berechnen, das den Reibungswiderstand F_w von kugelförmigen Tröpfchen mit Radien von $r < 2 \cdot 10^{-5}$ m in einer laminaren Luftströmung erfasst (s. Abb. 1 und Tab. 1).

Form von Wassertröpfchen im Luftstrom beim Fallen (Abb. 1)



Sehr kleine Tröpfchen mit Radien von $r < 2 \cdot 10^{-5}$ m zeigen geringe Fallgeschwindigkeiten, so dass sie von der Luft laminar umströmt werden. F_w wird deshalb mit dem sogenannten Stokeschen Gesetz berechnet, das den Reibungswiderstand eines kugelförmigen Tröpfchens in einer laminaren Luftströmung erfasst.

Größere Partikel mit einem Radius von $r \geq 2 \cdot 10^{-5}$ und $r < 10^{-3}$ m haben höhere Fallgeschwindigkeiten, so dass die Luftströmung in ihrem Umfeld turbulent wird. Hier wirkt zusätzlich zum Reibungswiderstand auch noch der sogenannte Druckwiderstand.

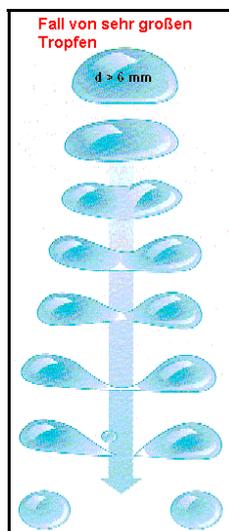
Ab einer Größe von $r \geq 10^{-3}$ m (≥ 1 mm) verformt sich daher die Tröpfchenunterseite im Luftstrom signifikant und ab einem Radius von etwa $r > 3$ mm zerplatzen sie deshalb bei längeren Fallwegen.

Größere Partikel mit Radien von $r \geq 2 \cdot 10^{-5}$ m dagegen besitzen höhere Fallgeschwindigkeiten, so dass der Strömungsfluss der Luft in ihrer unmittelbaren Umgebung turbulent ist und zusätzlich zum Reibungswiderstand auch noch der Formwiderstand wirkt (s. Tab. 2). Sie werden deshalb bei längeren Fallstrecken mit wachsender Fallgeschwindigkeit und damit zunehmendem Luftwiderstand F_w an ihrer Unterseite immer stärker deformiert - ihre Stirnfläche wird immer ebener (s. Abb. 2) - und ab einer Größe mit einem Radius r von etwa $r = 3$ mm zerplatzen sie.

Aerodynamischer Widerstand eines Tröpfchens beim Fallen (Tab. 2)

<p>Reibungswiderstand</p> <p>$F_w < 0$ (nach oben gerichtet)</p>	<p>Widerstand, der durch die Reibung der Luft an der Tröpfchenoberfläche entsteht und sich nur auf die unmittelbar aufliegende Luftschicht, die sogenannte Grenzschicht (boundary layer), beschränkt. In dieser wenigen Millimeter dicken Schicht wächst die Geschwindigkeit der strömenden Luft vom Wert null (Oberfläche) bis zum tatsächlichen Wert an. Innerhalb der Grenzschicht selbst kann die Strömung laminar (gleichmäßig) oder, bei Überschreitung eines Grenzwertes, turbulent verlaufen.</p> <p>Luftwiderstand bei laminarer Umströmung eines kugelförmigen Tröpfchens</p> $F_W = -6 \pi \eta r_{Tr} v \qquad F_w \sim v$
<p>Druckwiderstand (Form- oder Stirnflächenwiderstand)</p> <p>$F_w < 0$ (nach oben gerichtet)</p>	<p>Auf der Rückseite des fallenden Tröpfchens bilden sich Wirbel, in denen sich die Luftteilchen sehr schnell bewegen. Nach der Bernoulli-Gleichung vermindert sich dadurch der Staudruck, so dass Unterschiede des statischen Druckes vor und hinter dem Tröpfchen entstehen, deren Kraft dem Staudruck sowie der angeströmten Stirnfläche A proportional ist, mit dem Quadrat der Strömungsgeschwindigkeit v zunimmt und Druckwiderstand heißt.</p> <p>Der Proportionalitätsfaktor, der sogenannte Widerstandsbeiwert c_w ist dimensionslos, wird experimentell im Windkanal bestimmt und ist nur bei Vernachlässigung des Reibungswiderstandes konstant.</p> <p>Luftwiderstand bei turbulenter Umströmung eines kugelförmigen Tröpfchens</p> $F_W = -\frac{1}{2} c_w \rho_L v^2 A \qquad F_w \sim v^2$

Fall von sehr großen Tropfen mit $d > 6$ mm (Abb. 2)



Große Regentropfen werden bei längeren Fallstrecken mit wachsender Fallgeschwindigkeit und damit zunehmendem Luftwiderstand F_w an ihrer Unterseite immer stärker deformiert - ihre Stirnfläche wird immer platter (s. Abb. 2) - und ab einer Größe von etwa $d > 6$ mm zerfallen sie in kleinere Partikel. Dieser Vorgang des Zerbrechens wird auch noch durch Turbulenz und Zusammenstöße mit anderen Tropfen gefördert.

Die Fallgeschwindigkeiten von Wolkentröpfchen mit der Größe von $d < 100 \mu\text{m}$ und Regentropfen von $2 \leq d \leq 6 \text{ mm}$ lassen sich mit den Formeln 1 und 2 berechnen und die Gleichungen 3 und 4 zeigen die Fallgeschwindigkeiten von Tropfen von $d = 0.02 \text{ mm}$ und $d = 4 \text{ mm}$.

Fallgeschwindigkeit von Wolkentröpfchen mit Radien von $r < 5 \cdot 10^{-5} \text{ m}$ bzw. Durchmessern von $d < 100 \mu\text{m}$ (Form. 1)

$$F_{G_{Tr}} + F_W = 0$$

$$m_{Tr} g - 6 \pi \eta r_{Tr} v = 0$$

$$-6 \pi \eta r_{Tr} v = -\rho_{Tr} V_{Tr} g$$

$$6 \pi \eta r_{Tr} v = \rho_{Tr} \frac{4}{3} \pi r_{Tr}^3 g$$

$$v = \frac{2}{9} \frac{\rho_{Tr} g}{\eta} r_{Tr}^2 \quad [m \text{ s}^{-1}]$$

$F_{G_{Tr}}$: Gewichtskraft [N] des Wassertröpfchens;

$$F_{G_{Tr}} = m_{Tr} g$$

F_W : Widerstandskraft [N] bei laminarer Strömung (Stokessches Gesetz); $F_W = -6 \pi \eta r_{Tr} v$

g : Erdbeschleunigung [m s^{-2}]

m_{Tr} : Masse [kg] des Tröpfchens; $m_{Tr} = V_{Tr} \cdot \rho_{Tr}$

V_{Tr} : Volumen des Wassertröpfchens;

$$V_{Tr} = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot r_{Tr}^3$$

r_{Tr} : Radius [m] des Wassertröpfchens; $r_{Tr} = r_L$

ρ_{Tr} : Dichte [kg m^{-3}] des Wassertröpfchens

ρ_d : Dichte [kg m^{-3}] der verdrängten Luft

v : Fallgeschwindigkeit [m s^{-1}] des H_2O -Tröpfchens

η : Dynamische Viskosität [Pa s]; Koeffizient der inneren Reibung oder Zähigkeit der Luft

Fallgeschwindigkeit von Regentöpfchen mit Radien von $10^{-3} \leq r \leq 3 \cdot 10^{-3} \text{ m}$ bzw. Durchmessern $2 \leq d \leq 6 \text{ mm}$ (Form. 2)

$$F_{G_{Tr}} + F_W = 0$$

$$m_{Tr} g - \frac{1}{2} c_w \rho_d v^2 A = 0$$

$$-\frac{1}{2} c_w \rho_d v^2 A = -\rho_{Tr} V_{Tr} g v$$

$$\frac{1}{2} c_w \rho_d v^2 \pi r_{Tr}^2 = \frac{4}{3} \rho_{Tr} \pi r_{Tr}^3 g$$

$$v = \sqrt{\frac{8}{3} \frac{\rho_{Tr} g r_{Tr}}{c_w \rho_d}} \quad [m \text{ s}^{-1}]$$

$F_{G_{Tr}}$: Gewichtskraft [N] des Wassertröpfchens;

$$F_{G_{Tr}} = m_{Tr} g$$

F_W : Luftwiderstandskraft [N] bei turbulenter Strömung;

$$F_W = 0.5 c_w \rho_d v^2 A$$

c_w : Widerstandsbeiwert (dimensionslos);

$$c_w \approx 0.5 \text{ für Tröpfchen von } 10^{-3} \leq r \leq 4 \cdot 10^{-3} \text{ m}$$

A : Angeströmte Fläche [m^2] des Wassertröpfchens;

$$A = \pi \cdot r_{Tr}^2$$

Fallgeschwindigkeit eines Wolkenröpfchens mit einem Radius von $r = 10^{-5}$ m bzw. einem Durchmesser von $d = 0.02$ mm (Form. 3)

$$v = \frac{2}{9} \frac{\rho_{Tr} g r_{Tr}^2}{\eta} \quad [m s^{-1}]$$

$$v = \frac{2}{9} \frac{1000 \text{ kg m}^{-3} \cdot 9.81 \text{ m s}^{-2} \cdot (10^{-5} \text{ m})^2}{0.172 \cdot 10^{-4} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}} \quad [m s^{-1}]$$

$$v = 12674.42 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$$

$$v \approx 0.13 \text{ m s}^{-1}$$

- v : Fallgeschwindigkeit [$m s^{-1}$] des Wolkenröpfchens
- ρ_{Tr} : Dichte [$kg m^{-3}$] des Wassertröpfchen ; $\rho_{Tr} = 1000 \text{ kg m}^{-3}$
- g : Erdbeschleunigung [$m s^{-2}$]; $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$
- r_{Tr} : Radius [m] des Wassertröpfchens; $r_{Tr} = 0.01 \text{ mm}$ oder 10^{-5} m
- η : Dynamische Viskosität; Koeffizient der inneren Reibung oder Zähigkeit von trockener Luft; $\eta = 0.172 \cdot 10^{-4} \text{ Pa s}$ bei $t = 0 \text{ }^\circ\text{C}$ und $p = 1000 \text{ hPa}$

Fallgeschwindigkeit eines Regentropfens mit einem Radius von $r = 2 \cdot 10^{-3}$ m bzw. einem Durchmesser von $d = 4$ mm (Form. 4)

$$v = \sqrt{\frac{8}{3} \frac{\rho_{Tr} g r_{Tr}}{c_w \rho_d}} \quad [m s^{-1}]$$

$$v = \sqrt{\frac{8}{3} \frac{1000 \text{ kg m}^{-3} \cdot 9.81 \text{ m s}^{-2} \cdot 2 \cdot 10^{-3} \text{ m}}{0.5 \cdot 1.2929 \text{ kg m}^{-3}}}$$

$$v \approx 9.0 \text{ m s}^{-1}$$

- v : Fallgeschwindigkeit [$m s^{-1}$] des Regentropfens
- ρ_{Tr} : Dichte des Wassertröpfchens ; $\rho_{Tr} = 1000 \text{ kg m}^{-3}$
- g : Erdbeschleunigung [$m s^{-2}$]; $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$
- r_{Tr} : Radius [m] des Wassertröpfchens; $r_{Tr} = 2 \text{ mm}$ oder $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}$
- c_w : Widerstandsbeiwert (dimensionslos);
 $c_w \approx 0.5$ für Tröpfchen von $10^{-3} \leq r \leq 4 \cdot 10^{-3} \text{ m}$
- ρ_d : Dichte von trockener Luft; $\rho_d = 1.2929 \text{ kg m}^{-3}$ bei $t = 0 \text{ }^\circ\text{C}$ und $p = 1013.25 \text{ hPa}$

Weil sich mit zunehmender Größe der Tropfen bis zum Zerplatzen immer mehr verformt und damit der Luftwiderstand fortdauernd ansteigt, stagniert die Fallgeschwindigkeit, ist ab einem Tropfendurchmesser von etwa 2 - 3 mm deshalb praktisch konstant und beträgt im Meeresniveau etwa 9 m s^{-1} .

Sprühregentröpfchen dagegen sind sehr klein und ihre Fallgeschwindigkeiten damit sehr gering, so dass sie fast zu schweben scheinen und auch geringe Luftbewegungen sichtbar nachvollziehen.

Allgemein bekannt ist auch, dass die größten Regentropfen aus einem sommerlichen Cb stammen. Es handelt sich hier um Eisteilchen, die erst kurz vor ihrem Auftreffen auf den Erdboden geschmolzen sind und deshalb wenig Zeit hatten, um zu zerplatzen.

Für atmosphärische Eiskristalle lässt sich die Fallgeschwindigkeit nur annähernd ermitteln. Aufgrund ihrer unterschiedlichen Formen wechselt ihr Luftwiderstand von Fall zu Fall und sie verändern zusätzlich ihr Gewicht, wenn sie sich zu Flocken verbinden (s. 3.3.4).

Die Tabelle 3 zeigt die Größen und Fallgeschwindigkeiten verschiedene Hydrometeore.

Größe und Fallgeschwindigkeit von Hydrometeoren (Tab. 3)

Hydrometeor		Endfallgeschwindigkeit		
Art	Größenspektrum Durchmesser [10 ⁻³ m]	Durchmesser [10 ⁻³ m]	[m s ⁻¹]	
Wolkentröpfchen	normal	0.002 - 0.01	0.002	0.0001
			0.01	0.0025
	groß	0.02 - 0.1	0.02	0.01
			0.1	0.25
Sprühregen	0.1 - 0.5	0.2	0.7	
		0.5	2.1	
Regentropfen	0.5 - 6.0	1	4.0	
		2	6.5	
		3	8.1	
		4	8.8	
		5 - 6	9.1	
Eisnadeln	keine Literaturangaben	1.5	0.5	
Schneesterne und Eiskristalle	1 - 5		0.3 - 0.7	
Schneeflocken	2 - 50		1.0 - 2.0	
Graupelkörner	2 - 5	2	1.5	
		3	2.0	
		4	2.3	
		5	2.5	
Hagelkörner	0.5 - 50	10	10	
		30	~20	
	sehr selten ☄	100 -140	~45	

Quelle : [7, 8]

Fallgeschwindigkeit
Abwärtsbewegung der Hydrometeore relativ zur umgebenden Luft; ist die Fallgeschwindigkeit größer als die Aufwärtsbewegung der Luft - verursacht durch den wolkenbildenden Hebungsvorgang - können die Teilchen als virga oder Niederschlag die Wolken verlassen.

Die umfangreichsten Flocken werden bei Temperaturen von knapp über 0 °C beobachtet, da sie dann nass sind und deshalb besonders leicht aneinander haften. Schneeflocken erreichen unter diesen Konditionen etwa einen Durchmesser von 50 mm.

Die maximale Größe von Graupelkörnern liegt etwa bei 5 mm und Hagelkörner (s. 4.2.2.2) können in Superzellen durchaus zu sehr seltenen Eisbrocken von mehr als 8 cm im Durchmesser mit hohen Fallgeschwindigkeiten heranreifen. Bei extremen Aufwindgeschwindigkeiten und optimalen Wachstumsbedingungen jedoch sind manchmal auch größere Teilchen zu beobachten.

3. Entstehung von Niederschlagselementen

3.1 Wachstum durch Kondensation

Wie die Tabelle 3 zeigt, sind die Fallgeschwindigkeiten von Wolkentröpfchen gering und betragen im allgemeinen nur wenige Zentimeter bis pro Sekunde.

Kleinere Wolkenpartikel werden deshalb meist durch die Aufwärtsbewegungen der Luft schwebend erhalten, aber größere Teilchen können auch, wenn sie von schwächeren Aufwinden nicht mehr getragen werden, ausfallen und verdunsten dann unterhalb der Wolkenbasis in der ungesättigten Luft. Virga-Erscheinungen treten auf.

Um den Erdboden zu erreichen, müssen die Wolkenelemente deshalb zu schneller fallenden Niederschlagspartikeln heranwachsen, deren Größe im Vergleich zu Wolkentröpfchen riesig ist. Ein Regentropfen von 1 mm hat z.B. das gleiche Volumen wie 1 Million Wolkentröpfchen mit einem Radius von 10 µm (s. Form. 5).

Volumen von Regen- und Wolkentropfen (Form. 5)

$$V_{1mm} = \frac{4}{3} \pi r^3 = \frac{4}{3} \pi (10^{-3} m)^3 = \frac{4}{3} \pi 10^{-9} m^3$$

$$V_{10^6} = 10^6 \cdot \frac{4}{3} \pi (10^{-5} m)^3 = \frac{4}{3} \pi 10^{-9} m^3$$

V_{1mm} : Volumen [m³] eines Regentropfens der Größe von $r = 1$ mm

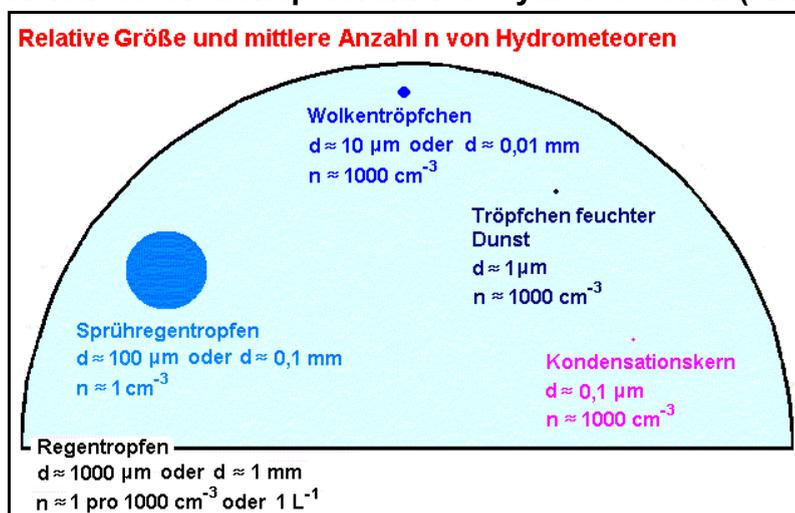
V_{10^6} : Volumen [m³] von 1 Million Wolkentröpfchen mit der Größe von $r = 10$ µm

Weil die Anzahl der Kondensationskerne in der Atmosphäre groß ist - häufig befinden sich um die 1000 Kerne in einem Kubikzentimeter Luft - bilden sich viele, aber kleine Wolkentröpfchen, so dass die Zeit, die ein Tröpfchen benötigt, um durch Kondensation zu einem Regentropfen heranzuwachsen, einen entscheidenden Faktor darstellt. Laborexperimente zeigten, dass ein Wolkentröpfchen durch Kondensation in ein bis zwei Minuten (10 - 100 s) von einem Radius von 1 μm auf 10 μm heranreifen kann. Eine weitere Zunahme um den Faktor 10 würde allerdings 30 Minuten bis zu 2 Stunden und eine darüber hinaus folgende Verdoppelung bis zu 8 Stunden andauern. Während dieser Wachstumszeit nimmt die Fallgeschwindigkeit auf etwa 1 - 2 m s^{-1} zu (s. Tab. 2). Dadurch können durchaus einige Wolkentröpfchen den Umfang von Sprühregentropfen erreichen, wenn sie lange genug in der Wolke verbleiben. Es ist aber äußerst unwahrscheinlich, dass sie so groß wie Regentropfen werden, weil sie bereits vorher in die ungesättigte Luft unterhalb der Wolkenbasis hineinfallen. Damit ist der Kondensationsprozess zu langsam, um Regentropfen zu entwickeln.

Weil außerdem der in der Luft enthaltene Wasserdampf nicht ausreichen würde, um allen Wolkentröpfchen bei gleichen Voraussetzungen ein Entfaltung zu Regentropfen zu ermöglichen, formen sich im allgemeinen durch Kondensation höchstens Sprühregentropfen.

Die nächste Grafik zeigt die relativen Größen von verschiedenen Hydrometeoren und Anhaltswerte darüber, wie viele Teilchen ein gegebenes Luftvolumen enthält. Das Spektrum beginnt mit Kondensationskernen, die einen Durchmesser d von $d = 1 \mu\text{m}$ aufweisen und von denen etwa 1000 in einem Kubikzentimeter Luft enthalten sind ($n = 1000 \text{ cm}^{-3}$) und endet mit einem Regentropfen, der einen Durchmesser von einem Millimeter hat und in einem Liter Luft einmal anzutreffen ist.

Relatives Größenspektrum von Hydrometeoren (Abb. 3)



Vergleicht man das Wachstum eines Wolkentröpfchens mit einem Durchmesser von $d = 10 \mu\text{m}$, das sich in etwa 30 Minuten bis zu einem Regentropfen mit einer Größe von $d = 1 \text{ mm}$ entwickelt, mit dem Werdegang eines Menschen, so müsste das Gewicht einer Person mit 70 kg in etwa 30 Minuten auf 7000 kg zunehmen.

3.2 Bergeron-Findeisen-Prozess

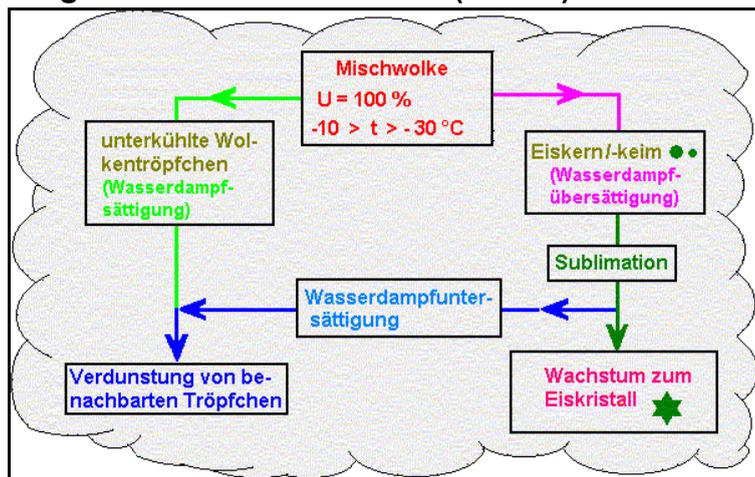
Dauerniederschlag, der überwiegend in mittleren Breiten aus frontaler Bewölkung fällt, entsteht, weil

- in troposphärischen Wolken bei Temperaturen unter 0 °C nicht nur die gasförmige und feste, sondern auch noch die flüssige Phase (unterkühltes Wasser) existieren kann und
- der Sättigungsdampfdruck über Eis bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt geringer als über unterkühltem Wasser ist.

Im unterkühlten Bereich einer Mischwolke bei relativen Luftfeuchten von 100% herrscht Wasserdampfsättigung gegenüber der flüssigen, aber Übersättigung in bezug auf die feste Phase, da der Sättigungsdampfdruck über Eis geringer als über Wasser ist (max. Abweichung bei -12 °C ca. 0.27 hPa). Dadurch wachsen die relativ wenigen Eiskeime bzw. -kerne durch Sublimation rasch zu Eiskristallen heran, während gleichzeitig benachbarte Wolkentröpfchen infolge der Wasserdampfentnahme verdunsten. Dieser Prozess hält so lange an, bis alle angrenzenden Wolkentröpfchen verschwunden oder die Eiskristalle so groß geworden sind, dass sie vom Aufwind nicht mehr getragen werden und ausfallen.

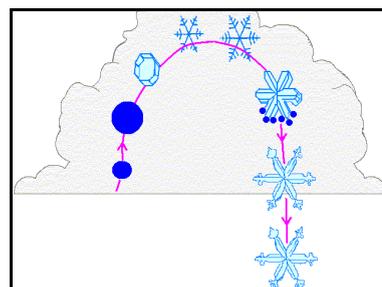
Ist die Anzahl der Eiskerne/-keime gering - etwa ein Teilchen pro 10^3 bis 10^6 Tröpfchen - dann kann jedes zu einem relativ großen Eiskristall von einigen Millimetern heranwachsen.

Bergeron-Findeisen-Prozess (Abb. 4)



Der Bergeron-Findeisen-Prozess oder der Sublimationsvorgang in Mischwolken ist typisch für Mischwolken, die

- einen Temperaturbereich von -10 bis -30 °C umfassen - diese Zahlen sind Näherungswerte; sie variieren stark in Raum und Zeit aufgrund der großen Unterschiede in der Effektivität und Konzentration von natürlichen Gefrierkernen - und
- über einen geringen Flüssigwasser-gehalt verfügen, da sonst andere Prozesse wirksam werden (s. 3.3.5).



Haben sich erst einmal große Eiskristalle gebildet, so fallen sie in tiefere, wärmeren Schichten der Troposphäre, wo sie bei Temperaturen über $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ zu Wassertropfen schmelzen, die als Niederschlag den Erdboden erreichen können.

Für dieses Sublimationswachstum in Mischwolken, das als Bergeron-Findeisen-Prozess nach dem norwegischen und deutschen Meteorologen Bergeron und Findeisen bekannt ist, sprechen die nachstehenden Fakten:

- Flugzeugmessungen von niederschlagsbildenden Wolken ergaben, dass großtropfiger Regen in mittleren Breiten überwiegend aus Mischwolken stammt;
- Bodenbeobachtungen zeigten, dass eine eindeutige Beziehung zwischen der Umwandlung eines Cu con in einen Cb (Anzahl der Eisteilchen an der Wolkenobergrenze ist zum ersten Male zahlreich) und der Ausbildung eines Schauers besteht. Besonders im Winter lässt sich dieser Vorgang häufig erkennen.
- Durchaus kleine Cu können sich im Winter zu einem schauerbildenden Cb entwickeln, wogegen sich im Sommer wesentlich mächtigere Cu nicht verändern. Der Grund dafür ist die im Winter kältere Troposphäre, so dass der Vereisungsvorgang der Wolkenobergrenze bereits in wesentlich tieferen troposphärischen Schichten einsetzt.

Die Größe und Anzahl der Eiskristalle, die im unterkühlten Mischwolkenbereich entstehen, ist temperaturabhängig, denn die ersten Eiskerne/-keime bilden sich durch ihren Kontakt mit Gefrierkernen, deren Aktivität von der Temperatur dominiert wird.

Weist die Wolke hohe Temperaturen (zwischen 0 und $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$) auf, ist die Anzahl der Eisteilchen aufgrund der wenigen aktiven Gefrierkerne gering, so dass sie sehr groß werden können. Bei einer zu kalten Wolke dagegen (unter $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$) ist die Menge der Eisteilchen so hoch, dass sie aufgrund der wenigen unterkühlten Wassertröpfchen über extrem schlechte Wachstumsbedingungen verfügen.

Der Bergeron-Findeisen-Prozess ist deshalb typisch für Mischwolken, die

- so mächtig sind, dass sie ein vertikales Temperaturspektrum von -10 bis $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ aufweisen (die Zahlenangaben sind Näherungswerte, die in Raum und Zeit aufgrund der großen Unterschiede in der Effektivität und Konzentration von natürlichen Gefrierkernen stark variieren) und
- über einen relativ geringen Flüssigwassergehalt sowie über relativ kleine Aufwärtsbewegungen verfügen, da sonst andere Prozesse wirksam werden (s. 3.3.5).

Nach dem Wachstum durch Sublimation wird die weitere Entwicklung noch beschleunigt durch Kollisionen der relativ großen Eiskristalle mit Wassertröpfchen oder anderen Eisformen. Dadurch können sich bei schwächerem Aufwind Schneeflocken bilden, deren Bildungstendenz mit abnehmender Höhe bzw. wachsender Temperatur steigt.

In tiefere Schichten mit höheren Temperaturen gelangend, vereinigen sich einzelne oder mehrere Schneesterne zu größeren oder kleineren Gruppen, den Schneeflocken, die beim Fall durch eine ausreichend dicke Luftschicht mit Temperaturen über dem Gefrierpunkt zu Regentropfen schmelzen.

Der Bergeron-Findeisen-Prozess scheint in mächtigen stratiformen Wolkenformen abzulaufen, die in Verbindung mit den Zyklonen der gemäßigten Breiten auftreten. Schichtwolkenysteme (Cs-As-Ns oder Ac - AcAs - Ns) und dicke Schichtwolken wie Ns, As und auch Sc str op entwickeln Niederschlags-elemente auf diese Art und Weise, wenn sie ausreichend unterkühlte Wolkenbereiche aufweisen.

Schauerniederschläge jedoch, die aus Cumuluswolken ausfallen können, lassen sich durch diese Vorgänge nicht erklären.

3.3 Wachstum durch Zusammenstöße

3.3.1 Allgemeines

Wie bisher erläutert wurde, führt der Bergeron-Findeisen-Prozess zur Entstehung von Dauerniederschlägen, die meist aus mächtigen Schichtwolken in Form von großen Eiskristallen und, wenn diese schmelzen, als Regentropfen fallen. Die Bildung anderer fallender Niederschlagsformen lässt sich jedoch damit nicht begründen, so dass noch weitere Mechanismen ablaufen müssen, besonders in Wolken, deren Temperatur vollständig über 0 °C liegt. Solche 'warmen' Wolken sind vor allem in tropischen und subtropischen Gegenden, aber durchaus auch in mittleren Breiten anzutreffen.

Erste Hinweise auf die Art der sich in den Wolken abspielenden Prozesse erhält man durch Untersuchungen der Struktur von Niederschlagspartikeln.

Eine Schneeflocke z.B. besteht aus einem Durcheinander von lose verbundenden Eiskristallen, und ein Reifgraupelkorn setzt sich aus einer Ansammlung von beim Fall durch die Wolke aufgefangenen und angefrorenen Wolkentröpfchen zusammen. Auf dieselbe Art und Weise entwickelt sich auch Rauheis an Pflanzen, wenn unterkühlte Nebeltröpfchen sich bei stärkerem Wind an ihnen absetzen.

So wie Schneeflocken und Reifgraupelkörner durch die Verbindung von relativ kleinen Wolkenelementen entstehen, können sich auch größere flüssige Teilchen durch Kollisionen von kleineren Tröpfchen und ihre anschließende Vereinigung bilden.

Zu einer Verbindung kommt es, wenn Wolkenpartikel

- unterschiedlicher Größe und damit ungleicher Fallgeschwindigkeiten vorhanden sind; dieser Zustand wird als kolloid instabil (s. 3.3.2) bezeichnet; große Elemente fallen schneller, so dass sie kleinere auf ihrem Fallweg aufsammeln können;
- sich durch unterschiedliche elektrische Aufladungen gegenseitig anziehen.

Der erste dieser beiden Vorgänge scheint der wichtigste zu sein; der zweite mag gelegentlich auftreten, ist aber noch zu wenig geklärt.

Die Art des Niederschlages, der sich durch diese Zusammenstöße bildet, hängt von der Beschaffenheit der Elemente ab, die überwiegend in der Wolke bzw. in bestimmten Wolkenregionen anzutreffen sind, so dass sich drei Fälle unterscheiden lassen (s. Tab. 4).

Zusammenstöße von Wolkenelementen (Tab. 4)

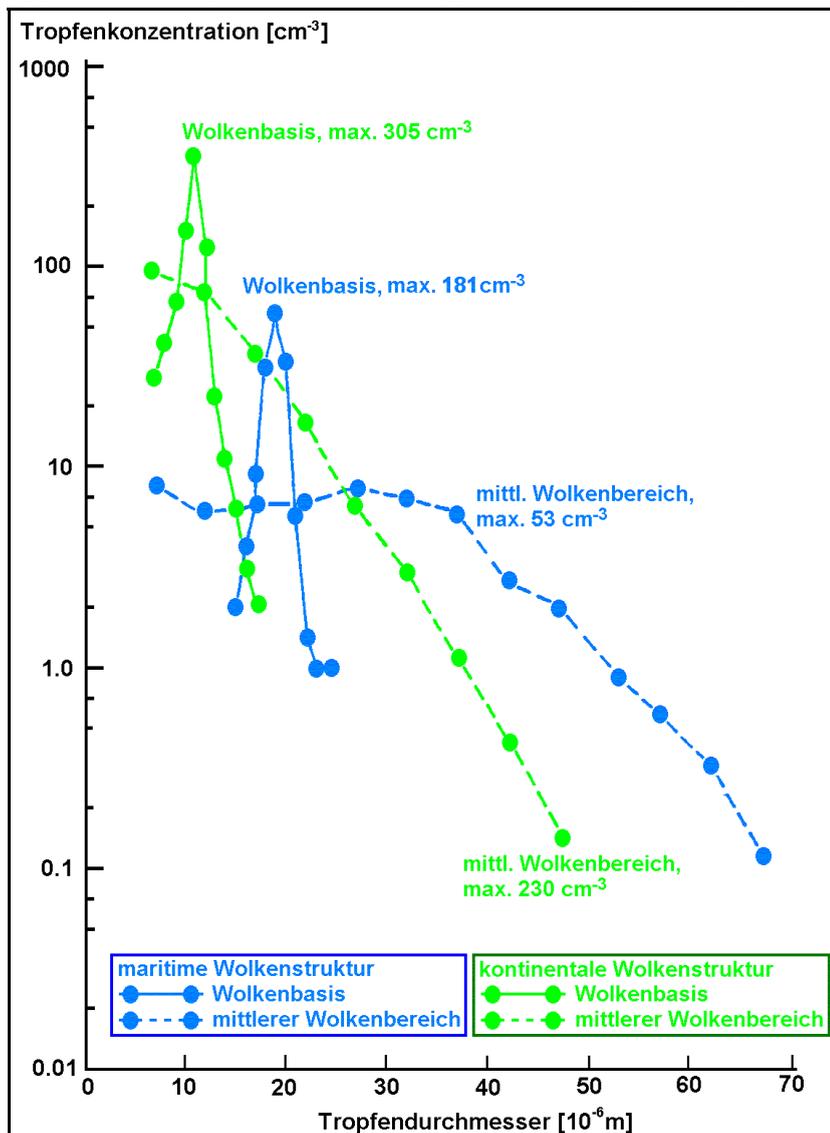
Art der Kollision	Prozess	Niederschlag
nur Wassertröpfchen	Koaleszenz	Sprühregen, Regenschauer
nur Eiskristalle	Aggregation	Schneeflocken
Wassertröpfchen und Eiskristalle	Vergraupelung	Graupel- und Hagelkörner

3.3.2 Kolloide Stabilität

In früheren Jahren wurde eine Niederschlagsbildung allein durch Kondensation ausgeschlossen. Tatsächlich neigt ein Tröpfchenwachstum durch Kondensation zu einer Reduzierung des Größenspektrums einer Gruppe von Wolken-tröpfchen, so dass die Unterschiede in ihren Fallgeschwindigkeiten abnehmen. Wolken, deren Tröpfchen sich in ihrer Größe wenig unterscheiden, so dass auch ihre Fallgeschwindigkeiten annähernd ähnlich sind, werden als kolloid stabil bezeichnet. Diese kolloide Stabilität ist ein Maß für die Wahrscheinlichkeit des Wachstums von Wolken-tröpfchen zu Niederschlagselementen durch Koaleszenz (Vereinigung).

Cumuluswolken, die sich in warmen maritimen Luftmassen ausbilden, zeigen im allgemeinen an der Wolkenuntergrenze eine Tropfenkonzentration von 30 - 300 pro cm^3 und ein breites Größenspektrum, d.h. die Wolke ist kolloid labil. Häufig wird zur Beschreibung dieses Zustandes auch der Ausdruck 'maritime Mikrostruktur' benutzt.

Typische Tröpfchenverteilung in Cu con (Abb. 5)



Quelle : [3]

Zu erkennen ist, dass die Tropfenkonzentration und -größe von Cu con mit einer maritimen (Florida, USA) und kontinentalen (Minnesota, USA) Mikrostruktur deutliche Unterschiede aufweist. In beiden Fällen tritt jedoch im Vergleich zu Schichtwolken ein weit gefächertes Tropfenspektrum oberhalb der Wolkenbasis in mittleren Bereichen der Wolke auf, das aber bei Quellwolken maritimer Mikrostruktur wesentlich umfangreicher ist.

- Ausgezogene Linien** : Tropfenspektrum an der Wolkenbasis
- Gestrichelte Linien** : Tropfenspektrum im mittleren Wolkenbereich
- Offene Kreise** : Maritime Mikrostruktur; Wolke ist kolloid labil
- Ausgefüllte Kreise** : Kontinentale Mikrostruktur; Wolke ist kolloid stabiler als bei maritimer Mikrostruktur
- Zahlenwerte** : Maximale Werte der Tröpfchenkonzentration (Anzahl der Tröpfchen pro cm^3)

Quellwolken dagegen, die in mäßig trockenen, kontinentalen Luftmassen entstehen, weisen üblicherweise eine wesentlich geringere Bandbreite unterschiedlicher Tröpfchengrößen als maritime Cu auf und ihre Tröpfchenzahl beträgt 200 - 2000 pro cm^3 .

Diese Wolken haben daher einen höheren Grad an kolloider Stabilität als maritime Cu und für sie wurde der Begriff "kontinentale Mikrostruktur" geprägt.

Das Tröpfchenspektrum einer Wolke wird hauptsächlich von der Anzahl der zur Verfügung stehenden Kondensationskerne und der Aufwindgeschwindigkeit in Höhe der Wolkenbasis bestimmt. Von großer Bedeutung ist allerdings auch die Temperatur, da bei kälteren Quellwolkenuntergrenzen eine mehr kontinentale Mikrostruktur zu finden ist, wobei die anderen Größen konstant bleiben.

So wie Luftmassen modifiziert werden und ihre Eigenschaften dadurch verändern, wandeln sich auch Wolken und weisen unterschiedliche Grade an kolloider Stabilität auf. Oberhalb der Wolkenbasis sind Tröpfchengröße und -anzahl einem ständigen Wechsel durch Kondensation, Koaleszenz, Niederschlag und Entrainment unterworfen.

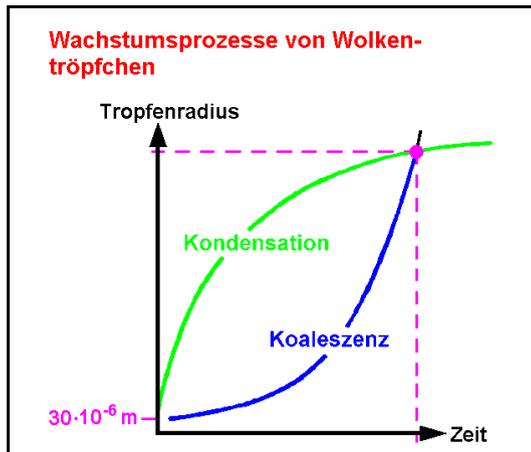
3.3.3 Koaleszenzprozess

3.3.3.1 Allgemeines

Regentropfen entstehen auch, wie bereits erwähnt, durch Wechselwirkungen zwischen Wolkentröpfchen, nämlich durch Zusammenstöße und ihre danach erfolgende Vereinigung (Koaleszenz), ein Vorgang, der auch als 'Mechanismus des warmen Regens' bezeichnet wird. Dieser, die Eisphase nicht einbeziehende niederschlagsbildende Prozess, der seit 1933 bekannt war, aber dessen große Bedeutung erst in den 50er-Jahren durchschaut wurde, als RADAR-Geräte zu Wolkenuntersuchungen herangezogen wurden, kann sehr effektiv in Cumuluswolken maritimer Luftmassen ablaufen. Aus tropischen Cu con fällt z.B. häufig ein Regenschauer, obwohl ihre Mächtigkeit nur 1500 - 2500 m beträgt und die Temperatur an der Wolkenobergrenze bei +10 °C liegt.

Der Koaleszenzprozess beginnt bei günstigen Bedingungen (wenig Kondensationskerne, relativ starke Aufwinde, vergleichsweise hohe Temperatur) an der Wolkenbasis wirksam in Kraft zu treten und wird durch die kontinuierliche Kondensation des Wasserdampfes im Aufwindstrom gefördert, während die Wolkentröpfchen nach oben transportiert werden. Auf diese Art und Weise verlagert sich der Koaleszenzprozess von der Wolkenbasis an aufwärts.

Tröpfchenwachstum durch Kondensation und Koaleszenz (Abb. 6)



Die Abbildung 6 zeigt, dass in Wasserwolken die Wolkenelemente anfangs durch Kondensation wachsen. Da aber nur ein Teil der Tröpfchen größer wird, nimmt die kolloide Stabilität ab, so dass Koaleszenz, ein sich beschleunigender Prozess, einsetzt.

3.3.3.2 Beeinflussende Faktoren

Die Anzahl von großen Tröpfchen in reinen Wasserwolken mit Tröpfchengrößen im Radius von 0.005 bis 0.03 mm ist gering und die unterschiedlichen Tröpfchengrößen sind eine Folge des Größenspektrums der Kondensationskerne. Ein großes Tröpfchen, das sich vertikal durch eine Wolke bewegt, kollidiert auf seinem Fallweg mit kleineren Tröpfchen, verbindet sich mit ihnen und gewinnt dadurch an Umfang. Die maximale Größe, die ein Fängertropfen so annehmen kann, hängt von der Länge seines Fallweges und seiner Wachstumsrate ab, die eine Funktion der Sammelstärke, des Flüssigwassergehaltes der Wolke und seiner Fallgeschwindigkeit ist.

3.3.3.2.1 Sammelstärke E

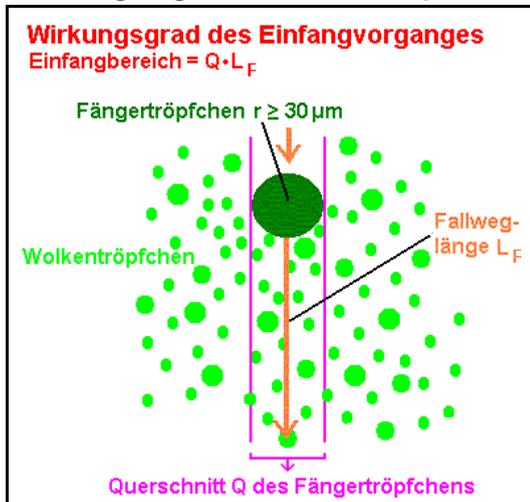
Die Sammelstärke E (Collision efficiency) ist ein Maß für den Wirkungsgrad des Einfangvorganges, mit dem also das Fängertröpfchen auf seinem Fallweg mit kleineren zusammenstößt, sich mit ihnen vereinigt und dadurch an Größe gewinnt. E lässt sich deshalb als Massenquotient aus den sich vereinigenden Wassertröpfchen und der Tröpfchen im Einfangbereich ausdrücken.

Sammelstärke E (Form. 6)

$$E = \frac{\text{Masse der sich vereinigenden Wassertröpfchen}}{\text{Masse der Wassertröpfchen im Einfangbereich}}$$

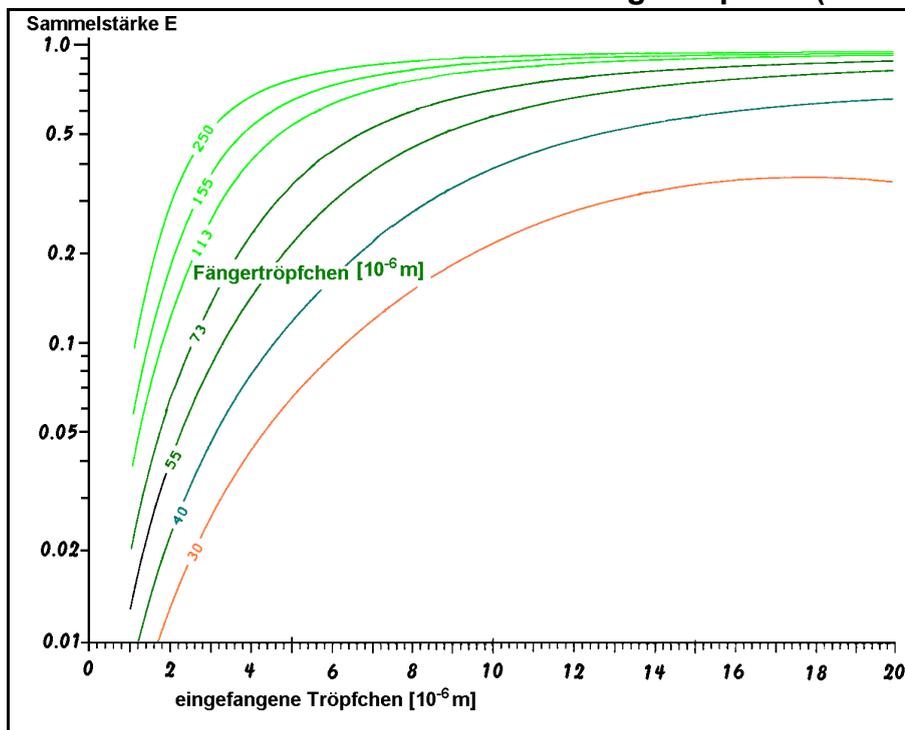
Der Einfangbereich stellt das Produkt aus dem Querschnitt des Fängertröpfchens und der Länge des Fallweges dar. Werden alle Tröpfchen in diesem Volumen (s. Abb. 7) aufgenommen, dann ist $E = 1$.

Vereinigung von Wolkentröpfchen (Abb. 7)



Ein großes Tröpfchen, das sich vertikal durch eine Wolke bewegt, kollidiert auf seinem Fallweg mit kleineren Tröpfchen, verbindet sich mit ihnen und gewinnt dadurch an Umfang. Die maximale Größe, die ein Fängertropfen so annehmen kann, hängt von der Länge des Fallweges und seiner Wachstumsrate ab, die eine Funktion der Sammelstärke, des Flüssigwassergehaltes der Wolke und seiner Fallgeschwindigkeit ist. Der Einfangbereich stellt das Produkt aus dem Querschnitt des Fängertröpfchens und der Länge des Fallweges dar. Werden alle Tröpfchen in diesem Volumen aufgenommen, dann ist $E = 1$.

Sammelstärke E und der Radius des Fängertropfens (Abb. 8)



Quelle : [4]

Die Sammelstärke E hängt von der Menge der Tröpfchen, die im Einfangbereich eingesammelt werden und von der Größen-differenz zwischen dem Fängertropfen und den integrierten Tröpfchen ab. Signifikante Werte von E werden erst dann erreicht, wenn der Radius des Fängertropfens mehr als $30 \mu\text{m}$ groß ist.

Die Sammelstärke E ist damit eine Funktion der Tröpfchenzahl im Einfangbereich und des Größenunterschiedes von Fängertropfen und eingesammelten Teilchen. Signifikante Werte von E werden aber erst dann erreicht (s. Abb. 8), wenn der Radius des Fängertropfens $30 \mu\text{m}$ übertrifft.

E kann aber durchaus auch höhere Werte als 1 annehmen, weil sogar Tröpfchen außerhalb des Einfangbereiches in den Luftzog eines mit höherer Geschwindigkeit fallenden größeren Tröpfchens geraten und sich dann durch Annäherung von oben mit ihm vereinigen können.

3.3.3.2 Flüssigwassergehalt (LWC)

Ist der Flüssigwassergehalt LWC (Liquid water content), die Masse an flüssigem Wasser pro Kubikmeter Wolkenluft, hoch, so enthält der Einfangbereich viele Wassertröpfchen. Die Wachstumsbedingungen sind dann besonders günstig.

Der LWC zeigt jedoch eine umfangreiche Variationsbreite. Er ist größer

- im Sommer als im Winter, weil aufgrund der wärmeren Luft höhere Luftfeuchten vorliegen, so dass mehr Wasserdampf kondensieren kann;
- in tiefen als in mittleren oder hohen Wolken (Begründung s. vorheriger Punkt);
- in cumuli- als in stratiformen Wolken (stärkere Aufwinde, mehr Wasserdampftransport).

3.3.3.2.3 Vertikalgeschwindigkeit des Fängertröpfchens

Je höher die Vertikalgeschwindigkeit eines Fängertröpfchens, desto größer ist seine Sammelstärke E und seine Wachstumsrate.

Der Koaleszenzprozess ist damit aufgrund der größeren Aufwindgeschwindigkeit in Quell-effizienter als in Schichtwolken und hat sein Maximum im Flüssigwasserbereich eines Gewitters. Weil beim Fallen mit wachsender Tröpfchengröße auch die Sinkgeschwindigkeit steigt, verstärkt sich dieser Vorgang selbst (s. Abb. 6).

3.3.3.2.4 Zusammenfassung

Betrachtet man die drei Größen, Sammelstärke, Flüssigwassergehalt und Fallgeschwindigkeit, so lässt sich erkennen, dass das Tröpfchenwachstum durch Koaleszenz beschleunigt abläuft. Untersuchungen ergaben, dass ein Wolkentröpfchen etwa in 20 Minuten bis 1 Stunde zu einem Regentropfen mit einem Radius von 2 mm heranwächst. Die meiste Zeit davon vergeht, um ein Teilchen mit einem Radius von 0.5 mm zu formen. Die sich daran anschließende weitere Entwicklung erfolgt dann sehr schnell. Dennoch wäre selbst bei ausreichenden Wachstumsraten die Ausbildung eines Regentropfens nicht möglich, wenn die Aufenthaltsdauer des Tröpfchens innerhalb der Wolke zu kurz wäre.

Diese Zeitspanne bestimmt daher wesentlich den Koaleszenzprozess und hängt ab von der

- Fallgeschwindigkeit des Teilchens. Seine Fallgeschwindigkeit muss höher als die Aufwindgeschwindigkeit der Wolke sein;
- Schichtdicke der Wolke, da flache Wolken schneller verlassen werden als mächtige;
- Lebensdauer der Wolke, weil Wolken mit einer Existenz von weniger als 20 Minuten, selbst wenn alle anderen Bedingungen erfüllt sind, nicht in der Lage sind, durch Koaleszenz Regentropfen zu erzeugen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass von den vielfältigen und komplexen, die Koaleszenz bestimmenden Faktoren sich die nachstehenden Bedingungen für die Bildung von Regentropfen als vorteilhaft erweisen :

- Ein breit gefächertes Tropfenspektrum der Wolke, wobei einige Tröpfchen Radien von mehr als 30 μm besitzen müssen;
- ein großer Flüssigwassergehalt;
- zumindest mäßige Aufwindgeschwindigkeiten in der Wolke (ca. 1 - 5 m s^{-1});
- große Schichtdicke der Wolke (einige 1000 m);
- eine lange Lebensdauer der Wolke (mindestens etwa eine halbe Stunde).

Die Bildungsvoraussetzungen von Sprühregen im Stratus (Nebel) unterliegen nicht diesen Bedingungen, weil seine Aufwindgeschwindigkeiten gering sind und seine Basis sehr tief liegt, so dass auch sehr kleine Tröpfchen den Erdboden als Sprühregen erreichen.

3.3.4 Aggregation

Der Vorgang der Entstehung von Schneeflocken durch Aggregation ähnelt dem Koaleszenzprozess. Kollidieren Eiskristalle miteinander, können sie sich aufgrund ihrer komplexen Gestalt und ihrer teilweise dendritischen Form leicht verhaken und so Schneeflocken bilden. Besonders haltbar ist die Verbindung der Eiskristalle, wenn ein Wasserfilm an ihrer Oberfläche existiert und sie durch die Eis-/Eis-Kohäsion aneinander haften bleiben. Berühren sich zwei feuchte Eisoberflächen, dann vereinigen sich ihre flüssigen Außenhäute, gefrieren bei Temperaturen von unter 0 °C durch den beidseitigen Eiskontakt und verbinden so beide Teilchen. Dieser Vorgang tritt bevorzugt auf, wenn die Eiskristalle in einer Umgebung wachsen, in der Übersättigung gegenüber Eis herrscht.

Die Wahrscheinlichkeit der Flockenbildung nimmt deshalb mit der Temperatur und dem Grad der Übersättigung zu, so dass Aggregation besonders häufig bei Temperaturen zwischen 0 und -4 °C stattfindet.

Sogar bei Temperaturen von wenig über 0 °C können sich Flocken allein durch Kohäsion bilden.

Bei sehr tiefen Temperaturen dagegen, etwa unter -15 bis -20 °C, sind die Eiskristalle nur wenig verzweigt und es ist kaum ein Wasserfilm an ihrer Oberfläche vorhanden. Dann entwickeln sich nur wenig Schneeflocken sondern überwiegend Schneesterne und der Niederschlag fällt als Pulverschnee. Bei arktischen Temperaturen von unter -25 °C formen sich im allgemeinen nur noch Eisnadeln.

Effektive Aggregation findet entweder in Wolken statt, die größtenteils bzw. nur aus Eiskristallen bestehen (wie z.B. manchmal in einigen Formen des As und Ns und im oberen Teil eines Cb cap), oder dieser Prozess läuft in Mischwolken mit einem geringen Flüssigwasseranteil (As, Ns, winterlicher Cb) ab, in denen die dazu notwendigen Eiskristalle durch den Bergeron-Findeisen-Prozess gewachsen sind.

In Eiswolken dagegen, die sich durch Eisverdunstung allmählich auflösen, wie es z.B. beim Ci, Cs oder As der Fall sein kann, tritt Aggregation nicht auf.

3.3.5 Vergraupelung

Betrachtet man aufmerksam Schneeflocken, so stellt man fest, dass wenige, winzig kleine, gefrorene Wolkentröpfchen an ihnen haften, die beim Fall durch den unterkühlten Wasserbereich der Wolke eingefangen wurden (s. Abb. 9). Beim Auftreffen auf die Schneeflocke frieren bei tiefen negativen Temperaturen einzelne unterkühlte Wolkentröpfchen häufig schlagartig an und behalten ihre kugelförmige Gestalt.

Wenn eine fallende Schneeflocke oder ein Eiskristall nur einige wenige Tröpfchen einsammelt, entsteht ein rauhreifähnliches Eisteilchen. Werden dagegen viele unterkühlten Tröpfchen bei höheren negativen Temperaturen eingefangen, bilden sich Frostgraupel- und Hagelkörner.

Eisteilchen müssen jedoch eine Mindestgröße aufweisen, bevor dieser sogenannte Vergraupelungsprozess wirksam in Gang kommt..

Eiskristalle in Form von hexagonalen Plättchen fangen Wolken­tröpfchen erst ein, wenn sie bei etwa -12 °C durch Sublimation auf einen Durchmesser von etwa $300\text{ }\mu\text{m}$ angewachsen sind. Nadelförmige Kristalle, die sich bei Temperaturen von -7 bis -9 °C bilden, beginnen dagegen schon bei einer Größe von ca. $50\text{ }\mu\text{m}$ zu vergraupeln.

Schneestern mit angelagerten gefrorenen Wolken­tröpfchen (Abb. 9)



Quelle : [7]

Graupel- und Hagelkörner können nur in Mischwolken entstehen. Handelt es sich dabei um eine Wolke, in der auch der Bergeron-Findeisen-Prozess ablaufen kann, so wachsen die Wolken­elemente entweder durch Sublimation oder durch Vergraupelung und der Flüssigwasser­gehalt der Wolke bestimmt dabei den ablaufenden Vorgang:

- Ein kleiner Flüssigwasser­gehalt favorisiert das Wachstum von Eiskristallen durch Sublimation, da die Tröpfchenzahl pro Volumeneinheit zu gering ist, um die Vergraupelung auszulösen;
- ein großer Flüssigwasser­gehalt dagegen begünstigt den Vergraupelungsprozess, weil die Tröpfchenanzahl pro Volumeneinheit hoch ist.

Zwei Arten des Vergraupelungsprozesses lassen sich unterscheiden, die Reif- und Frostgraupelbildung.

a) Reifgraupeln

Reifgraupeln - weiche, leicht zerbrechliche, undurchsichtige Körner - stellen eine Zusammenballung von einzelnen, an den Eiskristallen angefrorenen Tröpfchen mit vielen Lufteinschlüssen dar. Sie sind rund, manchmal auch kegelartig geformt, weisen einen Durchmesser von $2 - 5\text{ mm}$ und eine geringe Dichte (ca. $1/10$ von Wasser) auf. Sie bilden sich bei einem geringeren Flüssigwasser­gehalt (ca. 0.1 bis 1.0 g m^{-3}) und fallen deshalb meist aus einem winterlichen Cb, der sich in einer maritimen Kaltluft­masse gebildet hat.

Dieser Vergraupelungsprozess, der dadurch gekennzeichnet ist, dass die unterkühlten Tröpfchen beim Auftreffen schlagartig gefrieren, wird auch als trockenes Wachstum bezeichnet (dry growth).

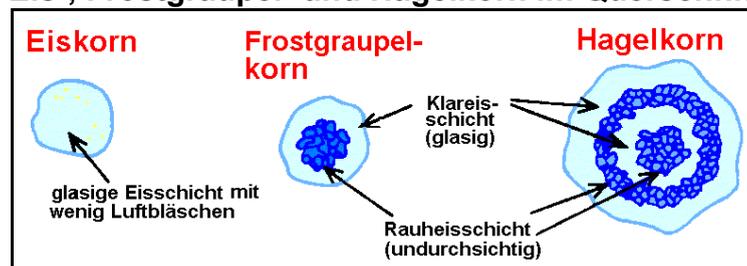
b) Frostgraupeln

Frostgraupeln - durchsichtige Eisteilchen mit wenig Luftpneinschlüssen und einer größeren Dichte als Reifgraupeln (etwa 3/4 von Wasser) - sind hart und nicht leicht zerbrechlich. Sie entstehen, wenn zahlreiche Kollisionen zwischen Eisteilchen und unterkühlten Wassertröpfchen stattfinden, so dass sich vor dem Gefrieren ein Flüssigwasserfilm um das Eisteilchen ausbilden kann.

Auf diese Art und Weise entwickelt sich auch Hagel in Cb mit großem Flüssigwassergehalt (ca. $> 1.0 \text{ g m}^{-3}$) und hohen Aufwindgeschwindigkeiten. Dieser Vergraupelungsprozess wird auch als nasses Wachstum bezeichnet (wet growth).

Eis-, Frostgraupel- und Hagelkorn im Querschnitt (Abb. 10)

Quelle : [8]



Das linke Eisteilchen ist ein Eiskorn, ein gefrorener Regentropfen, das deshalb kaum Luftpneinschlüsse enthält. Frostgraupelkörner (Mitte), weisen meist einen trüben Kern auf, der aus dem den Vergraupelungsvorgang initiierenden Eisteilchen besteht. Um den Kern hat sich durch das nasse Wachstum eine Klareisschicht gebildet.

Hagelkörner (rechts) zeigen oft abwechselnd trübe und glasige Schichten, die durch den Vertikaltransport des Eisteilchens im Cb (Gewitter) durch trockenes und nasses Wachstum entstanden sind.

3.4 Kettenreaktionen

Alle Mechanismen der Niederschlagsbildung, die bisher angesprochen wurden, haben eine Reduktion der Wolkenelemente zur Folge und resultieren in einem bevorzugten Wachstum einiger weniger Teilchen.

Zusätzlich entstehen kleinere Wolkenpartikel aber auch durch das Auseinander brechen größerer Teilchen, deren Fragmente dann wiederum wachsen, bis sie abermals zerfallen. Auf diese Art und Weise können sich aus einem einzigen Partikel Hunderte oder Tausende von Elementen bilden, solange wie genügend Wasserdampf vorhanden ist und ausreichend Wachstumszeit zur Verfügung steht.

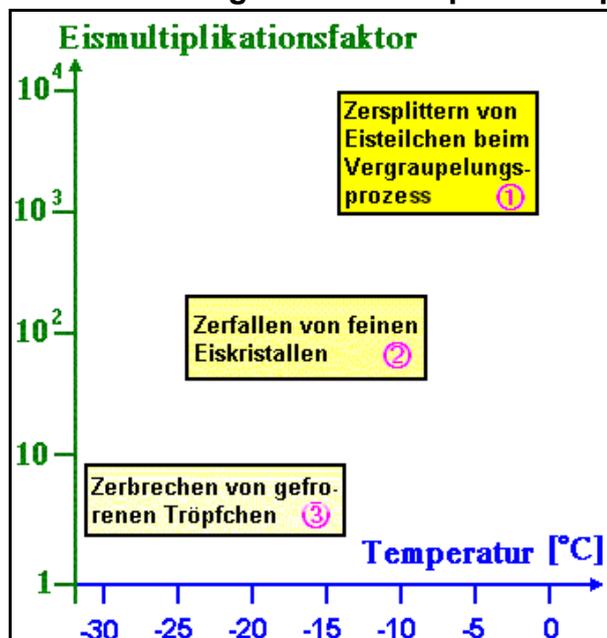
Dieser Prozess der Kettenreaktion umfasst nachstehende Varianten :

- In Wasserwolken, in denen günstige Bedingungen für den Koaleszenzprozess herrschen, entwickeln sich Tröpfchen so lange, bis sie zu mächtig geworden sind und zerfallen. Die meisten ihrer Fragmente sind hinlänglich groß, wachsen schnell und erreichen ihren maximalen Umfang wieder in einigen Minuten, so dass der Vorgang sich wiederholt. Diese Art der Tropfenvervielfältigung kann in einem sommerlichen Cumulus congestus und im Cumulonimbus stattfinden.

- Ludlam stellte 1950 die These auf, dass in Cumulonimben mit einem hohen Flüssigwassergehalt Tröpfchen beim Wachstum von Hagelkörnern durch den Vergraupelungsprozess so schnell eingefangen werden, dass sich vor dem Gefrieren eine flüssige Wasserhaut bildet. Diese Wasserschale kann sich dann von schwereren Eisteilchen bei ihrem raschen Fall durch die Wolke teilweise ablösen, so dass größere Tröpfchen entstehen.
- Während des Vergraupelungsprozesses können sich Eissplitter bilden. Dieser Vorgang ist bei Temperaturen um die -5 °C (-3 bis -8 °C) besonders aktiv und wird hauptsächlich durch die Anzahl der unterkühlten Tröpfchen begrenzt, die mit dem wachsenden Eiskristall kollidieren. Der Eisvervielfältigungsfaktor liegt hier in der Größenordnung von ca. 10^3 bis 10^4 .
- Einzelne Eiskristalle aber auch Graupelkörner können bei ihrem Wachstum in winzige Eisteilchen zerfallen, die dann als Gefrier- oder Sublimationskerne wirken. Dieser Vorgang hat sein Maximum bei etwa -15 °C und der Eismultiplikationsfaktor beträgt etwa 10^2 .
- Wenn der Kristallisationsvorgang eines Wassertröpfchens beginnt, entwickelt sich anfangs häufig ein Eisfilm an seiner Oberfläche. Gefriert anschließend der innere Bereich, kann der äußere, bereits feste Teil abgesprengt werden und dabei zersplittern, weil sich gefrierendes Wasser ausdehnt. Dieser Eisvervielfältigungsvorgang wurde bereits in Laborexperimenten nachvollzogen, verzehnfacht fast die Anzahl der Eisteilchen, übertrifft deshalb bei weitem die Konzentration an natürlichen Gefrierkernen und tritt im Temperaturbereich von -15 bis -30 °C auf.

Drei der wichtigsten Eismultiplikationsprozesse (Abb. 11)

Quelle : [10]



- ① Während des Vergraupelungsprozesses können sich Eissplitter bilden. Dieser Vorgang ist besonders aktiv bei Temperaturen um die -5 °C (-3 bis -8 °C) und wird hauptsächlich durch die Anzahl der unterkühlten Tröpfchen begrenzt, die mit dem wachsenden Eiskristall kollidieren. Der Eisvervielfältigungsfaktor liegt hier in der Größenordnung von ca. 10^3 bis 10^4 .
- ② Einzelne Eiskristalle aber auch Graupelkörner können bei ihrem Wachstum in winzige Eisteilchen zerfallen, die dann als Gefrier- oder Sublimationskerne wirken. Dieser Vorgang hat sein Maximum bei etwa -15 °C und der Eismultiplikationsfaktor beträgt etwa 10^2 .
- ③ Wenn der Kristallisationsvorgang eines Wassertröpfchens beginnt, entwickelt sich anfangs häufig ein Eisfilm an seiner Oberfläche. Gefriert anschließend der innere Bereich, kann der äußere, bereits feste Teil abgesprengt werden und dabei zersplittern, da sich gefrierendes Wasser ausdehnt. Dieser Eisvervielfältigungsvorgang wurde bereits in Laborexperimenten nachvollzogen, verzehnfacht fast die Anzahl der Eisteilchen, übertrifft deshalb bei weitem die Konzentration an natürlichen Gefrierkernen und tritt im Temperaturbereich von -15 bis -30 °C auf.

anschließend der innere Bereich, kann der äußere, bereits feste Teil abgesprengt werden und dabei zersplittern, da sich gefrierendes Wasser ausdehnt. Dieser Eisvervielfältigungsvorgang wurde bereits in Laborexperimenten nachvollzogen, verzehnfacht fast die Anzahl der Eisteilchen, übertrifft deshalb bei weitem die Konzentration an natürlichen Gefrierkernen und tritt im Temperaturbereich von -15 bis -30 °C auf.

3.5 Veränderungen der Niederschlagselemente

Bevor die Niederschlagselemente den Erdboden erreichen, können sie auf ihrem Fallweg durch Verdunstungs- und Schmelzvorgänge mehr oder minder stark modifiziert werden.

3.5.1 Verdunstung

Gelangen Niederschlagströpfchen in die ungesättigte Luft unterhalb der Wolkenbasis, so beginnen sie zu verdunsten. Aus diesem Grunde erreicht der Niederschlag aus Wolken mit einer Basis von über 3000 m ü. Grund nur selten den Erdboden, da auf dieser langen Fallstrecke meist auch noch die großen Tropfen verdunstet sind.

Zuerst verschwinden natürlich die kleinen Tropfen, so dass der Anteil an größeren zunimmt. Ein Beispiel dafür ist der Regen aus einem Altostratus, der aufgrund der hohen Wolkenbasis meist in Form von mäßig großen Partikeln fällt, während aus dem Nimbostratus mit seiner tiefen Untergrenze ein breites Spektrum von Regentropfen am Erdboden eintreffen.

Leichter Schneefall aus dem As kann unmittelbar unterhalb der Wolkenbasis eisverdunsten, so dass die Luft aufgrund der dadurch stattfindenden Abkühlung, die z.B. bei stärkerer Turbulenz örtlich sehr unterschiedlich ausfällt. Die nun vorhandene Instabilität bewirkt ein taschenweises Absinken der Luft, so dass die Wolkenuntergrenze ein diffus fleckiges Aussehen annimmt, das schwach dem Erscheinungsbild von mamma ähnelt.

Diese Merkmale können sogar an einer sich entwickelnden As-Schicht sichtbar werden, die noch keinen fallenden Niederschlag verursacht.

3.5.2 Schmelzen

Regen, der in der warmen Jahreszeit aus dem As, Ns oder Cb fällt, ist aus festen Niederschlagselementen entstanden, die nach dem Passieren der im Sommer hohen Nullgradgrenze geschmolzen sind.

Im Winter dagegen, wenn die 0 °C-Isotherme unter 500 - 300 m ü. Grund liegt, kann der Niederschlag den Erdboden in Form von Schnee erreichen.

Graupel- und kleinere Hagelkörner, deren Schmelzprozess gerade vor dem Auftreffen am Erdboden abgeschlossen wurde, bilden sehr große und kalte Schauertropfen.

Weil Hagelkörner über hohe Fallgeschwindigkeiten und eine große Dichte verfügen, bewegen sie sich einige Kilometer abwärts durch Luftschichten mit positiven Temperaturen, bevor sie vollständig geschmolzen sind. Große Hagelkörner können deshalb selbst dann an der Erdoberfläche auftreffen, wenn die Nullgradgrenze sich in 4000 m ü. Grund befindet.

Schneeflocken schmelzen schneller, normalerweise in den ersten 500 bis 1000 m unterhalb der 0 °C-Isotherme, so dass Schnee, wenn die Lufttemperatur im Flachland den Wert 4 °C überschreitet, selten am Erdboden beobachtet wird.

Der bei kontinuierlichem Schneefall (wie z.B. aus dem Ns) auftretende Schmelzvorgang kann durch den dabei stattfindenden Wärmeentzug eine fortschreitende Abkühlung der Luft unter 0 °C zur Folge haben. Dadurch besteht die Möglichkeit, dass sich unterhalb der Wolkenbasis eine nahezu isotherme Schicht mit einer Temperatur von 0 °C und einer Dicke von bis zu 1000 m ausbildet. In diesem Fall sinkt die Nullgradgrenze so schnell ab, dass der bis dahin noch geschmolzene Schnee am Erdboden in fester Form eintrifft. Regen kann so in Schnee übergehen.

4. Niederschlagsart und Wolkengattung

4.1 Niederschlag aus stratiformen Wolken

Stratiforme Bewölkung bildet sich bei stabiler Schichtung überwiegend durch langsame, räumlich und zeitlich ausgedehnte Hebungsvorgänge der Luft, deren Größenordnung überwiegend im Bereich von Zentimeter pro Sekunde liegt. Der Verlust an Wolkensubstanz durch die Entstehung und das Ausfallen von Niederschlagselementen wird dabei annähernd durch das ständige Kondensieren des Wasserdampfes im Aufwärtsstrom der Luft ausgeglichen. Dadurch kann der Niederschlag aus stratiformen Wolken zwar andauernd fallen, aber er ist im Vergleich zu Schauern meist von geringerer Intensität.

4.1.1 Dünner Sc, Ac und Cc der Art str/len

Sc , Ac und auch Cc der Arten stratiformis und lenticularis treten oft lediglich als flache Wolken mit einer Schichtdicke bis zu 300 m in Erscheinung und verfügen vorwiegend über einen sehr kleinen Flüssigwassergehalt. Größere Wolkenelemente in Form von Eiskristallen, die als Virga-Phänomen beobachtet werden können, entstehen dann nur, wenn die Temperatur in der Wolke unter -20 °C liegt.

4.1.2 Stratus und Stratocumulus

Stratus- und Stratocumulus-Wolken der Unterart opacus mit einer relativ großen Schichtdicke (etwa bis 1000 m) haben im allgemeinen schwache Aufwinde und einen geringen Flüssigwassergehalt. Jahreszeitlich gesehen weisen diese Gattungen überwiegend Temperaturen von über -10 °C auf, so dass sie in mittleren Breiten nur im Winter Eisteilchen enthalten können. Der Niederschlag, der in diesen reinen Wasserwolken durch Koaleszenz entsteht, ist meist schwach und von kleintropfiger Art. Im St bilden sich deshalb meist nur Sprühregen- und im Sc einzelne, kleine Regentröpfchen.

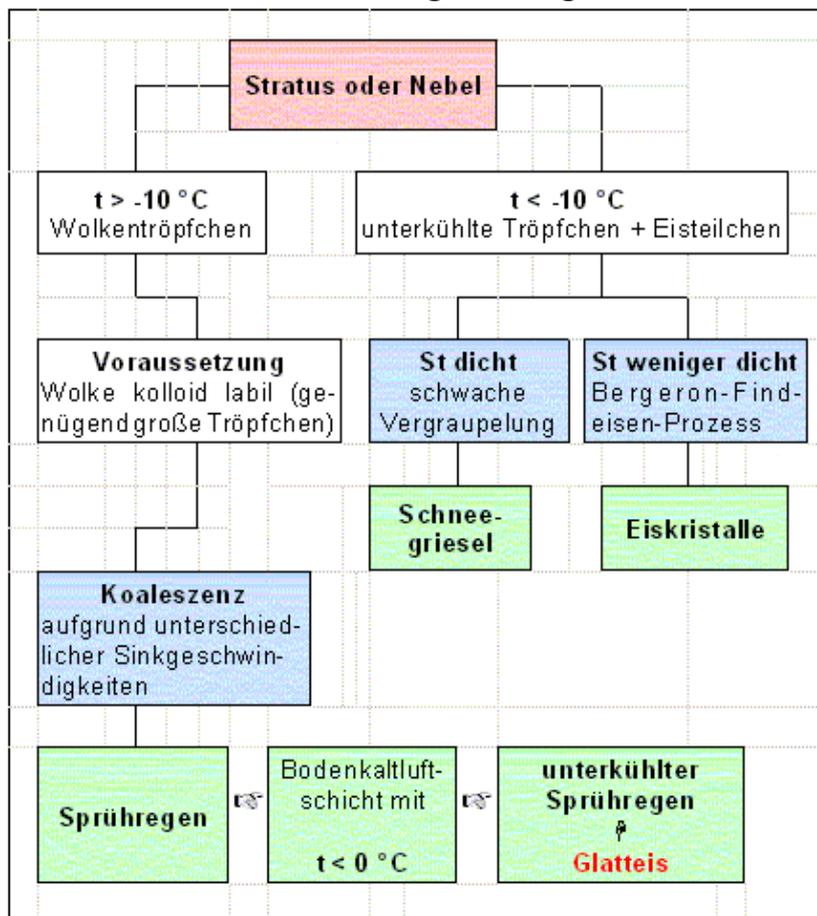
Zusätzliche orographische Hebungsvorgänge sind jedoch in der Lage, den niederschlagsbildenden Prozess so stark zu intensivieren, so dass manchmal aus dem St und Sc auch dichter, kleintropfiger Regen ausfällt.

Im winterlichen Mitteleuropa liegt die Temperatur an der Schichtwolkenobergrenze durchaus geringfügig unter -10 °C , so dass sich dort einzelne Eisteilchen bilden. In nicht zu dichter Bewölkung können diese dann durch den Bergeron-Findeisen-Prozess zu wenigen, gut entwickelten Eiskristalle heranwachsen, die als Schneesterne oder auch sogar als Schneeflocken zum Erdboden herabsinken.

In dichteren stratiformen Wolken ist auch, besonders wenn sich kleine Eisprismen gebildet haben, ein schwacher Vergraupelungsprozess möglich, so dass im St neb op Schneegriesel und im Sc str op einzelne Reifgraupeln entstehen.

Die Menge des aus den Wolkengattungen St und Sc ausfallenden Niederschlages ist aber grundsätzlich gering.

Schematisierte Niederschlagsbildung im Stratus/Nebel (Tab. 5)



Der Stratus wurde von der WMO als Wasserwolke klassifiziert, tritt aber im Winter in unseren Breiten auch als Mischwolke in Erscheinung. Enthält der Stratus als Wasserwolke (linke Seite der Grafik) genügend größere Tröpfchen (kolloid labil), wachsen diese beim Fall aus den oberen Bereichen einer dickeren Wolke durch Koaleszenz und können den Erdboden aufgrund der tiefen Wolkenbasis und der damit dünnen ungesättigten Luftschicht darunter als Niederschlag erreichen ohne vollständig zu verdunsten. Je nach dem, ob eine bodennahe Kaltluftschicht mit Temperaturen von über oder unter 0 °C vorhanden ist oder nicht, bildet sich Sprühregen oder unterkühlter Sprühregen mit Glatteis. Im Winter (rechter Teil der Grafik), wenn die Schichtwolke mit ihrer Obergrenze in Temperaturbereiche von wenig unter -10 °C hineinreicht, sind dort auch einige Tröpfchen gefroren. Bei einem dichten Stratus bilden sich dann durch einen schwachen Vergraupelungsprozess Schneegriesel und bei einer weniger dichten Wolke durch Sublimation (Bergeron-Findeisen-Vorgang) größere Eiskristalle und vereinzelt kleine Schneeflocken.

Niederschlag aus St und Sc op (Tab. 6)

Niederschlag	Wolkengattung	
	St	Sc
Regen	–	☉ ¹
Sprühregen	☉	–
unterkühlter Sprühregen	☉	–
Schnee	–	☉ ¹
Eiskristalle	☉	–
Schneegriesel	☉	–
Reifgraupeln	–	☉ ²

- : kein Niederschlag dieser Art
- ☉¹ : nur schwacher Niederschlag
- ☉² : Niederschlag selten

4.1.3 Dicke stratiforme und mehrschichtige Wolken

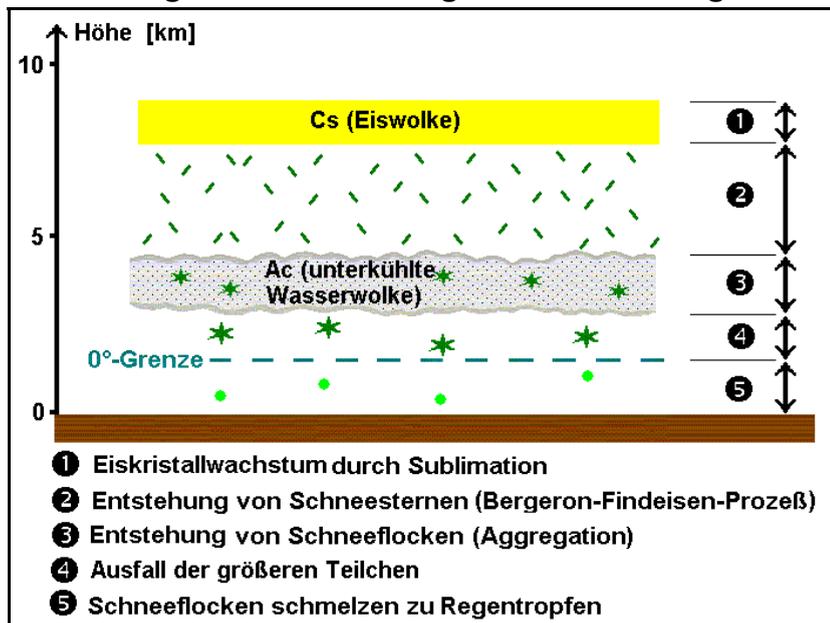
Räumlich und zeitlich ausgedehnter Niederschlag entsteht in dicken stratiformen oder mehrschichtigen Wolken, deren Obergrenzen bis in Höhen reichen, in denen die Temperatur tief genug ist, um eine Vielzahl von Eiskristallen und Schneeflocken zu produzieren. Die Niederschlagspartikel, die ausfallen, beginnen nach der Passage der Nullgradgrenze zu Regentropfen zu schmelzen, die bei längeren Fallwegen im positiven Temperaturbereich der Wolke durch Koaleszenz weiter wachsen. Ist die Schichtdicke der Wolken groß, kann so mäßiger oder sogar starker Regen auftreten.

Sind mehrere Wolkenschichten vorhanden, besteht die Möglichkeit, dass die höchste und damit kälteste Wolke die Bildung von Niederschlagselementen einleitet, wenn aus ihr Eiskristalle in tiefere Wolkenschichten mit unterkühltem Wolkenwasser fallen und dort durch den Bergeron-Findeisen-Prozess schnell an Größe gewinnen. Dieser Vorgang wird als 'Impfung' bezeichnet (s. Abb. 12).

Dicke Schichtwolken und Niederschlag (Tab. 7)

Niederschlag	Wolkengattung	
	Ns	As
unterkühlter Regen	ja	
Eiskörner	ja	
Schnee	ja	

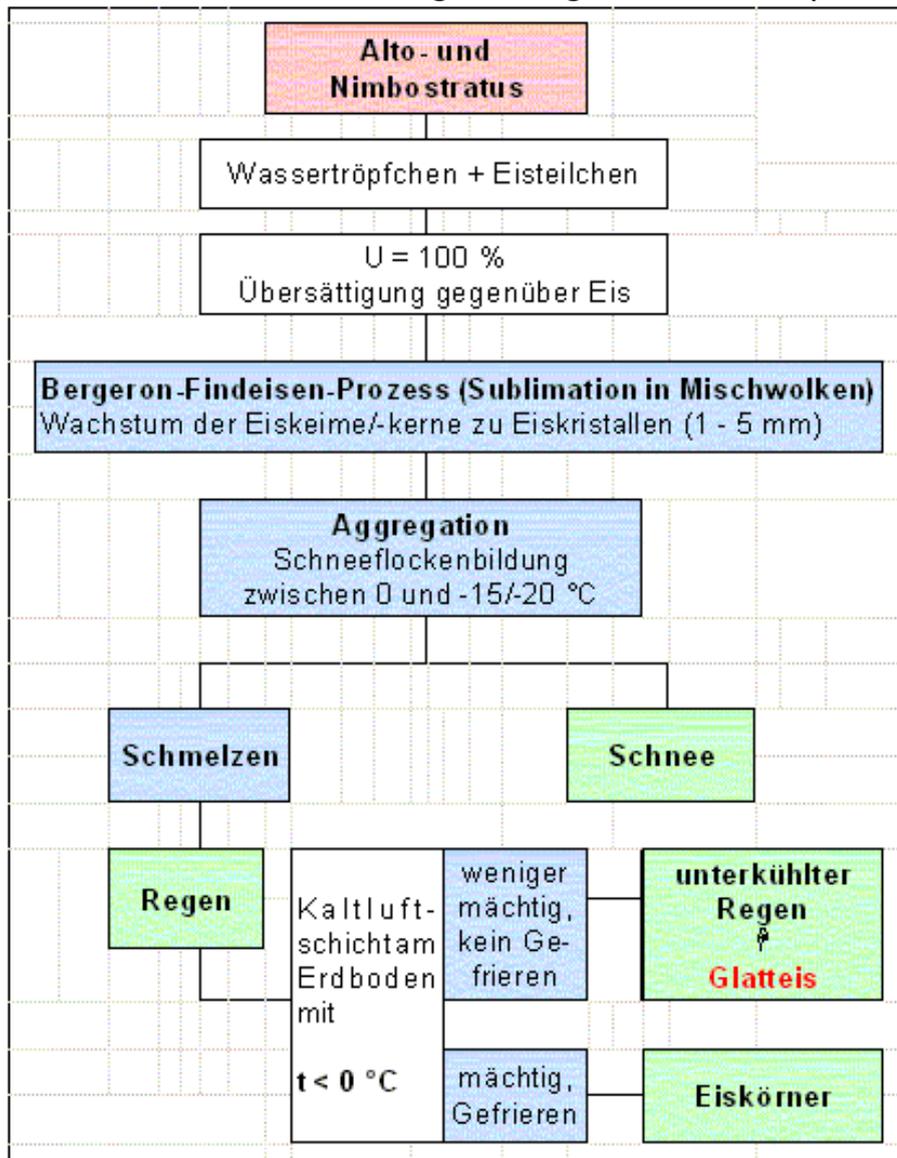
Entstehung von Niederschlag in mehrschichtiger Bewölkung (Abb. 12)



Quelle : [8]

Die Abbildung 12 zeigt Eiskristalle, die aus einem Cs in eine tiefere Ac-Schicht gelangen, dort rasch wachsen und sich zu Schneeflocken verbinden. Beim Passieren einer sommerlichen, hohen Nullgradgrenze schmelzen sie zu Regentropfen. Im Winter allerdings, bei einer tiefen Nullgradgrenze, kann aus mehrschichtiger Bewölkung Niederschlag in Form von Schnee ausfallen.

Schematisierte Niederschlagsbildung im As und Ns (Tab. 8)



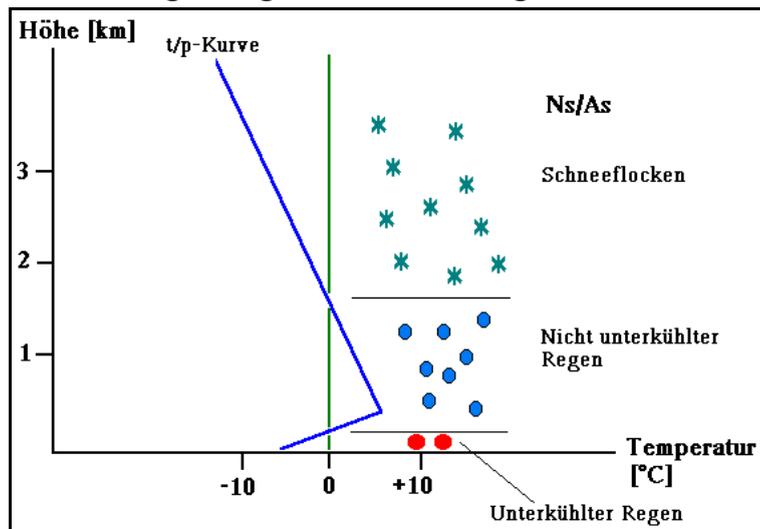
Alto- und Nimbostratus zählen zu den Mischwolken und enthalten deshalb Wasser in allen drei Aggregatzuständen. Weil ihre Aufwindgeschwindigkeiten gering sind (Größenordnung cm/s) dominiert der Bergeron-Findeisen-Prozess, so dass die Eiskeime/-kerne zu Eiskristallen mit einem Durchmesser von 1 - 5 mm heranwachsen. Bei Temperaturen von über -15/-20 °C bilden sich durch Aggregation Schneeflocken. Bei Nullgradgrenzen von mehr als 300 bis 500 m ü. Grund schmelzen die Flocken, so dass es regnet und bei einer geringeren Höhe des Freezing levels fällt Schnee. Ist eine bodennahe, nicht zu dicke Kaltluftschicht mit Temperaturen von unter 0 °C vorhanden, entstehen unterkühlter Regen und Glatteis und bei einer mächtigen bodennahen Kaltluftschicht Eiskörner (s. 4.1.4).

4.1.4 Gefrierender Niederschlag und Glatteisbildung

Manchmal kann Regen im unterkühlten Stadium in der kalten Jahreszeit auch den Erdboden erreichen. Dieser sogenannte gefrierende Regen entsteht, wenn die Tropfen in einer erdbodennahen, weniger dicken Luftschicht mit Temperaturen von unter 0 °C unterkühlt werden und erst nach ihrem Auftreffen an der Erdoberfläche gefrieren.

Am häufigsten ist dieser auch als Eisregen bezeichneter Vorgang anzutreffen, wenn dicke stratiforme Bewölkung, die sich durch frontale Hebung oder durch Konvergenz gebildet hat, über eine winterliche, stark abgekühlte Landoberfläche geführt wird.

Entstehung von gefrierendem Regen und Glatteis (Abb. 13)

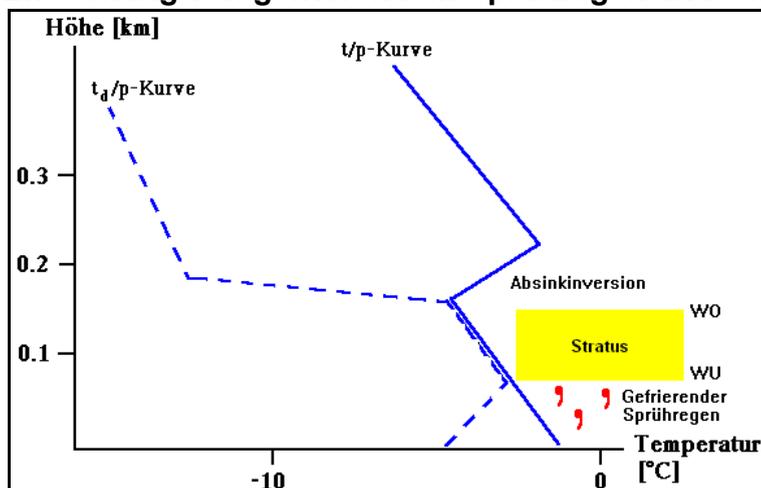


Voraussetzung für die Entstehung von gefrierendem Regen ist eine bodennahe, nicht zu dicke Kaltluftschicht - bei einer mächtigeren bilden sich sonst Eiskörner - mit einer Temperatur von unter 0 °C, in der die Regentropfen unterkühlt werden. Da-rüber muss eine Luftschicht mit Temperaturen über 0 °C vorhanden sein, in der die Eiskristalle und Schneeflocken, die in höheren Schichten bei Temperaturen von unter -10 °C entstanden sind, schmelzen.

Weil die Temperatur des Untergrundes und der bodennächsten Luftschicht unter 0 °C liegt, gefrieren die unterkühlten Regentropfen nach ihrem Kontakt mit dem Untergrund. Dieser Vorgang läuft aber aufgrund der freiwerdenden Gefrierwärme meist so langsam ab, dass sich vor dem Erstarren ein flüssiger Wasserfilm ausbildet. Dadurch entwickelt sich Klareis, eine den Erdboden, die Bäume, Büsche, Autos und sonstige Gegenstände überziehende glasige Eisschicht. Ist die Kaltluftschicht am Erdboden mächtig, dann erfolgt der Kristallisationsvorgang der Regentropfen bereits in der Luft, so dass der Niederschlag in Form von Eiskörnern fällt.

Gefrierender Sprühregen entsteht, wenn sich Stratus in einer bodennahen Luftschicht gebildet hat, deren Temperatur unter dem Gefrierpunkt liegt und die Wolke mächtig genug ist, um Sprühregentropfchen durch Koaleszenz zu erzeugen.

Entstehung von gefrierendem Sprühregen und Glatteis (Abb. 14)



WO : Wolkenobergrenze
 WU : Wolkenuntergrenze
 St : Stratus

Unterhalb einer winterlichen Absinkinversion bildet sich bei ausreichender Luftfeuchte häufig Stratus oder Nebel, aus dem bei ausreichender Mächtigkeit und Temperaturen von unter dem Gefrierpunkt unterkühlter Sprühregen ausfallen kann.

4.2 Niederschlag aus Quellwolken

Eines der offensichtlichsten dynamischen Merkmale einer Quellwolke ist der im Vergleich zu Schichtwolken relativ starke Aufwindstrom, der durch adiabatische Abkühlung der Luft zur Kondensation des überschüssigen Wasserdampfes führt. Gleichzeitig aber werden Quellwolken ständig besonders in ihren Randbereichen mit ihrer Umgebungsluft (Entrainment), aber auch in ihrem Inneren durch Turbulenz durchmischt. Das Entrainment schwächt den Auftrieb, reduziert den Flüssigwassergehalt, mischt vertikale und horizontale Impulse und beeinflusst das Partikelspektrum der Quellwolke in einer Art und Weise, die noch nicht restlos geklärt ist.

So lange wie der Aufwindstrom vorhanden ist, wird vor dem Substanzverlust der Wolke durch Entrainment und Niederschlag durch Kondensation permanent Flüssigwasser produziert. Lässt allerdings die Aufwärtsbewegung der Luft nach, wird der Nachschub an Wasserdampf unzureichend und die Quellwolke beginnt sich aufzulösen.

Weil cumuliforme Wolken sich durch kräftige, lokal begrenzte Aufwärtsbewegungen der Luft bilden, ist der vertikale Wasserdampftransport höher als in Schichtwolken und die größeren Partikel verweilen länger in ihr. Dadurch kann sich über einem relativ kleinen Bodenareal viel kondensiertes Wasser ansammeln, so dass heftige, räumlich und zeitlich begrenzte Niederschläge die Folge sind.

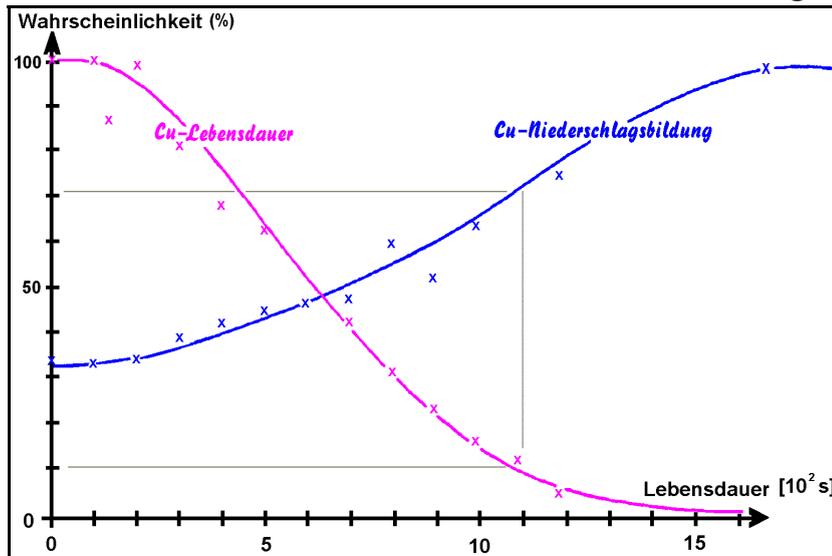
4.2.1 Regenschauer aus Cumuluswolken

Der Lebenszyklus von Cumuluswolken entspricht tendenziell einer Exponentialfunktion, mit einer großen Anzahl von kurzlebigen und einer sehr geringen Zahl an langlebigen Cu (s. Abb. 15). Nur in langlebigen, hochaufgetürmten Cumuluswolken entstehen Regentropfen durch Koaleszenz, wobei dieser Prozess in etwa 15 - 20 Minuten abläuft.

Sind die Aufwinde schwach (etwa 1 m s^{-1}), fällt aus einem sommerlichen Cu con mit einer Schichtdicke von nur 1500 m im allgemeinen kein Niederschlag. Ein leichter Regenschauer ist dann nur auf der Luvseite von Küsten oder im bergigen Gelände möglich.

Cumuluswolken dagegen mit stärkeren Aufwinden, etwa in der Größenordnung von 5 m s^{-1} , und einer vertikalen Mächtigkeit von mindestens 3000 m sind in der Lage, Wolkenröpfchen zu erzeugen, welche die Kettenreaktion zur Produktion von Regentropfen in Gang setzen.

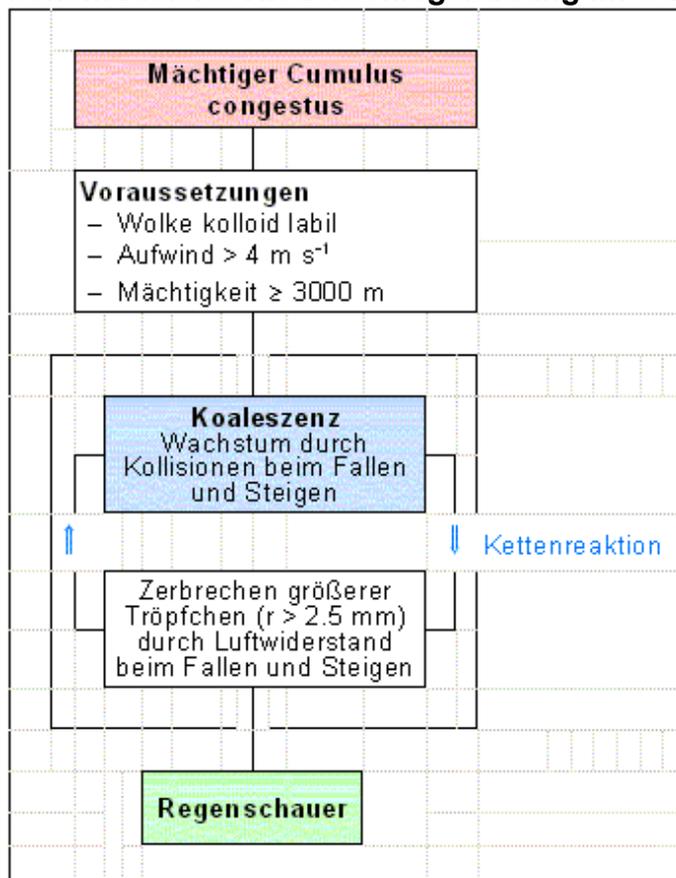
Lebensdauer von Cumuluswolken und Niederschlagsbildung (Abb. 15)



Quelle : [8]

Die Grafik zeigt, dass nur 10 % der sich bildenden Cumuluswolken eine Lebensdauer von ca. 17 Minuten (1100 s) aufweisen. Die Wahrscheinlichkeit, dass aus diesen Wolken Niederschlag ausfällt, beträgt dann etwa 70 %.

Schematisierte Niederschlagsbildung im Cu (Tab. 9)



In mächtigen Cu con (TCU, Towing cumulus) mit einem weiten Spektrum von Tropfengrößen (kolloid labil) und Aufwindgeschwindigkeiten von mehr als 4 m s^{-1} wachsen die größeren Tröpfchen durch Koaleszenz im Aufwindstrom. Sind sie zu groß und schwer, trägt sie der Aufwind nicht mehr und sie beginnen sich, weiter wachsend, abwärts zu bewegen. Tropfen mit einem Radius von mehr als 2.5 mm zerplatzen dabei im Luftstrom und ihre Bruchteile werden wieder aufwärts befördert. Bei dieser Kettenreaktion könnte theoretisch aus einem einzigen großen Anfangströpfchen eine Vielzahl von Regentropfen entstehen, deren zunehmendes Gewicht stetig den Aufwind schwächt, so dass nicht nur der Nachschub an Wasserdampf zur Kondensation immer unzureichender wird, sondern auch die Wassermenge nicht mehr getragen werden kann und als Regenschauer ausfällt.

In mittleren Breiten, in denen die Aufwinde im Cu im allgemeinen nicht sehr kräftig sind, fällt aus einem Cu con vor allem in Meeresnähe nur ein schwacher Regenschauer aus. In den Tropen allerdings, in denen sich aufgrund der starken Aufheizung des Untergrundes und der hohen Nullgradgrenzen auch sehr mächtige Cu mit hohen Aufwindgeschwindigkeiten entwickeln können, bilden sich auch starke Regenschauer.

Die zunehmende Anzahl großer Tröpfchen jedoch schwächt allmählich durch das anwachsende Gewicht des Wassers den Aufwind immer stärker, so dass nicht nur der Wasserdampfnachschub zur Kondensation stetig nachlässt, sondern auch die größeren Tropfen in Form eines Regenschauers ausfallen.

Breiten sich Cumuluswolken unterhalb einer Inversion als dicke Schichtwolke in Form eines Sc cugen aus, werden größere Tröpfchen nicht mehr länger von den nun reduzierten Aufwinden getragen und erreichen den Erdboden als feinen Regen.

Im Winter allerdings müssen Cumuluswolken mächtiger sein, weil der Koaleszenzprozess aufgrund des geringeren Flüssigwassergehaltes nicht mehr genügend wirksam ist. Genaugenommen haben sie in Höhen hineinzureichen, in denen die Temperaturen so tief sind, dass der Bergeron-Findeisen- oder der Vergraupelungsprozess dominieren. Damit hat sich aber der Cu in einen Cb umgewandelt.

4.2.2 Schauer aus Cumulonimben

4.2.2.1 Regen-, Schnee- und Graupelschauer

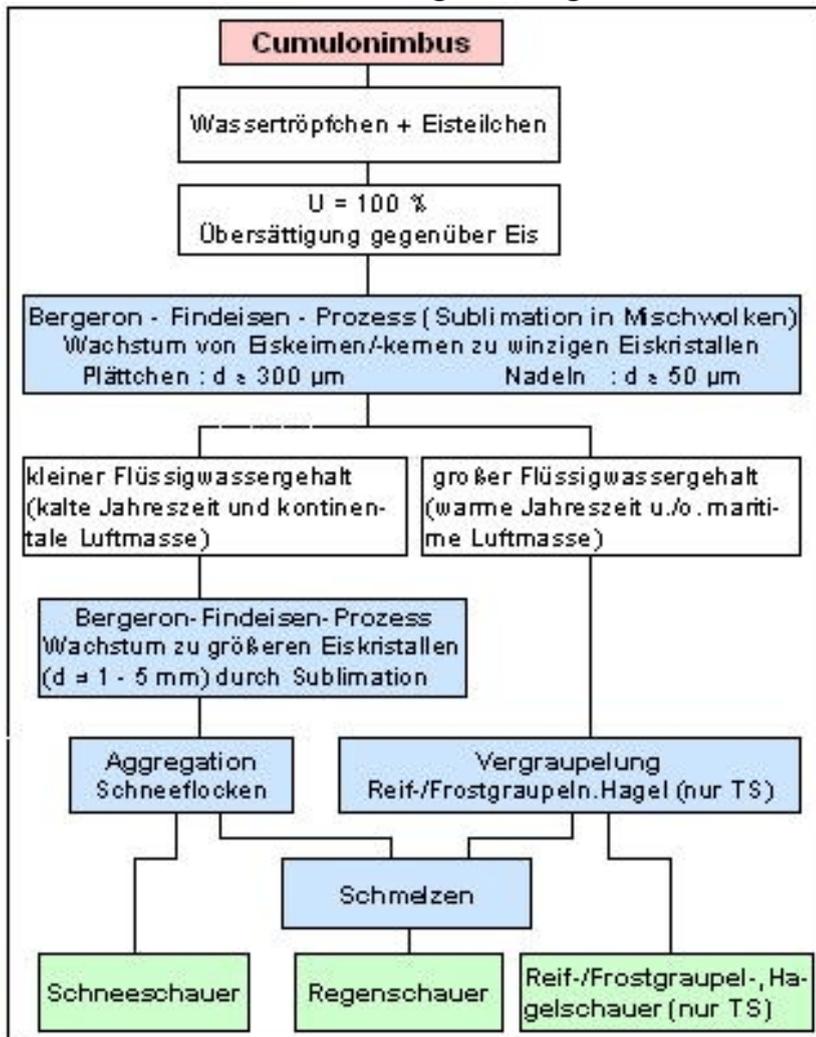
Reichen die Obergrenzen von Cumuluswolken in Höhen mit Temperaturen von etwa $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, beginnen die ersten Tröpfchen zu gefrieren. Dauert die vertikale Wolkenentwicklung an, nimmt die Anzahl an festen Partikeln zu, so dass eine Mischwolke, ein Cb cal entstanden ist. Wenn die Wolke dann weiter in Temperaturregionen von unter $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ hineinwächst, vereist ihr Wolkengipfel vollständig. Ein Cb cap hat sich gebildet.

Mächtige sommerliche Cu con, die das Jugendstadium eines Cb darstellen, können Temperaturen an ihren Obergrenzen von nahezu $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ aufweisen und sind im allgemeinen bis zu 3000 m dick, so dass sie viel unterkühltes Wasser mit großen, durch Koaleszenz gewachsene Tröpfchen enthalten.

In Cb-Regionen mit tiefen Temperaturen von unter $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ kollidieren kleine Tröpfchen mit Eisteilchen und frieren schlagartig an ihnen fest, so dass Reifgraupeln, weiße, undurchsichtige Körner, entstehen.

Bei höheren Temperaturen als $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ gefrieren die Tröpfchen bei ihren Zusammenstößen mit den festen Teilchen nicht unverzüglich, sondern breiten sich vor ihrer Erstarrung auf der Eisoberfläche aus, so dass sich eine Klareisschicht mit wenig Luftpfehlüssen bildet (s. Abb. 10). Dadurch formen sich Frostgraupel- und Hagelkörner.

Schematisierte Niederschlagsbildung im Cumulonimbus (Tab. 10)



Der Cumulonimbus, eine Mischwolke mit besonders im Sommer hohen Aufwindgeschwindigkeiten der Luft, enthält Wasser in allen drei Aggregatzuständen. Sind die kleinsten festen Teilchen, die Eiskeime und Eiskerne, durch den Bergeron-Findeisen-Prozess zu winzigen Eiskristallen herangewachsen, beginnt bei ausreichendem Flüssigwassergehalt der Vergraupelungsprozess wirksam zu werden (linke Seite der Grafik). Dann können sich Reif- und Frostgraupeln und bei höheren Aufwindgeschwindigkeiten im Gewitter (TS) auch Hagelkörner formen. Schmelzen die Teilchen beim Fall durch Luftschichten mit Temperaturen von über 0 °C, bilden sich Regentropfen. Ist der Flüssigwassergehalt des Cb wie z.B. im Winter klein, (rechte Seite der Grafik), wachsen die winzigen Eiskristalle durch Sublimation zu größeren Teilchen heran, die sich bei Temperaturen von über -15/-20 °C durch Aggregation zu Schneeflocken verbinden. Bei Nullgradgrenzen von mehr als 300 - 500 m ü. Grund schmelzen diese, so dass ein Regenschauer entsteht und bei einer geringeren Höhe des Freezing levels fällt ein Schneeschauger.

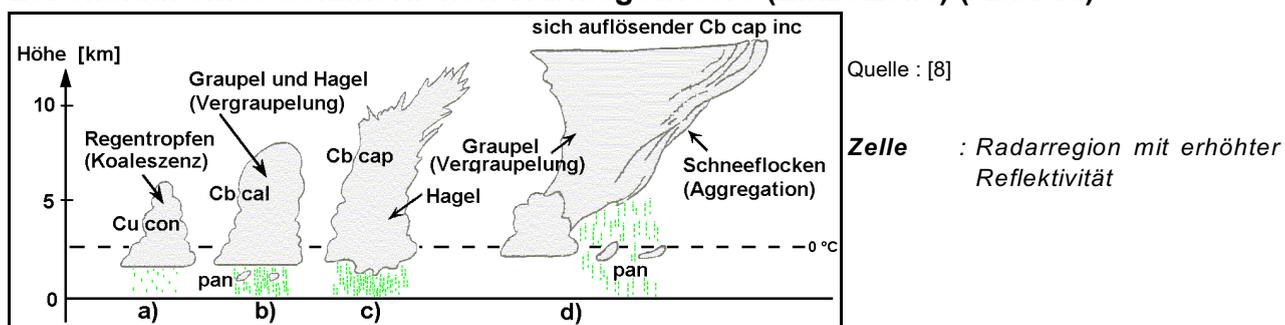
Im Winter findet der Übergang vom Cu zum Cb im allgemeinen bei einer geringeren vertikalen Mächtigkeit und einem kleineren Flüssigwassergehalt als im Sommer statt. Der Vereisungsprozess, der mit einer Abnahme des Flüssigwassergehaltes und dem Wachstum der Eiskristalle durch Aggregation verbunden ist, läuft dann sehr schnell ab. Die Bildung von Hagel ist deshalb nicht sehr wahrscheinlich, so dass höchstens ein Reifgraupelschauger ausfällt. In dieser Jahreszeit können Cumulonimben bei sehr tiefen Temperaturen bereits bei einer Dicke von 1000 m oder weniger zu vereisen beginnen, so dass sich die Wolke regelrecht in eine Vielzahl von fallenden Schneeflocken aufzulösen vermag.

Entwickelt sich der Cb in einer höhenwindschwachen Luftschicht, ist die Wolke meist örtlich stationär, so dass der gesamte Niederschlag in all seinen Formen lokal begrenzt über einem Gebiet in der Größenordnung von bis zu 250 km² ausfällt.

Die Abbildung 15 veranschaulicht dazu den schematisierten Lebenslauf einer einzelnen Gewitterzelle. Obwohl manchmal ihr Lebenszyklus vor Ort unmittelbar erkennbar wird, ist der Wind normalerweise stark genug, um die Wolken langsam driften zu lassen. Ein aufmerksamer Beobachter wird daher mehrere Schauer in unterschiedlichen Entwicklungsstadien wahrnehmen.

Gewitter können in Form einer einzigen Zelle (s. Abb. 16) oder als komplexes System, als Gruppe von Einzelzellen, der Multizelle, bzw. sehr selten als riesige Einzelzelle, der Supperzelle, in Erscheinung treten. Solche, die nur aus einer einzigen, kleineren Zelle bestehen, stellen den sozusagen Grundbaustein jedes Gewittersystems dar und treten manchmal im Sommer nachmittags als Einzelperscheinung oder unregelmäßig verteilt als sogenannte 'Wärmegewitter' auf.

Lebenslauf eines sommerlichen Wärmegewitters (Einzelzelle) (Abb. 16)



- a) : Jugendstadium : Vertikal mächtiger Cu con; andere Cu, deren Entwicklung zum Cb fehlgeschlagen ist, können bereits vorher vorhanden gewesen sein; Niederschlagsart ☔ große Regentropfen
- b), c) : Beginn/Ende des Reifestadiums : Cb cal/Cb cap; in dieser Phase findet die komplette Umwandlung vom Cu con zum Cb cal und zum Cb cap statt und Blitz und Donner können auftreten; Niederschlagsart
 - b) große Regentropfen und/oder Hagelkörner
 - c) starker Regenschauer mit oder ohne Graupel-/ Hagelkörner
- d) : Auflösungsstadium : Der Regen verliert an Intensität, wobei dieser sich meist aus schmelzenden Schneeflocken gebildet hat. Blitz und Donner treten nicht mehr auf; Niederschlagsart ☔ mäßig große Regentropfen

Sind Windscherungen vorhanden, halten die konvektiven Vorgänge meist länger an und der Eisschirm kann in einer starken Höhenströmung stromabwärts transportiert werden bzw. bei schwächerem Wind in der Höhe als am Erdboden auch zurückbleiben.

4.2.2.2 Hagelschauer

Hagel entsteht nur in Cumulonimbuswolken, die über kräftige Vertikalbewegungen verfügen. Nur Gewitter besitzen ausreichend starke Aufwindschloten, und die dazu notwendige intensive Konvektion, die sich ausschließlich bei einer hochreichend labilen Schichtung entwickelt, tritt in mittleren Breiten gewöhnlich im Sommer über Land auf.

Im allgemeinen fällt lediglich aus jedem zehnten Gewitter ein Hagelschauer und das vom Hagelschlag betroffene Bodenareal hat meist eine Länge von wenigen Kilometern und Breite von unter 1000 Metern.

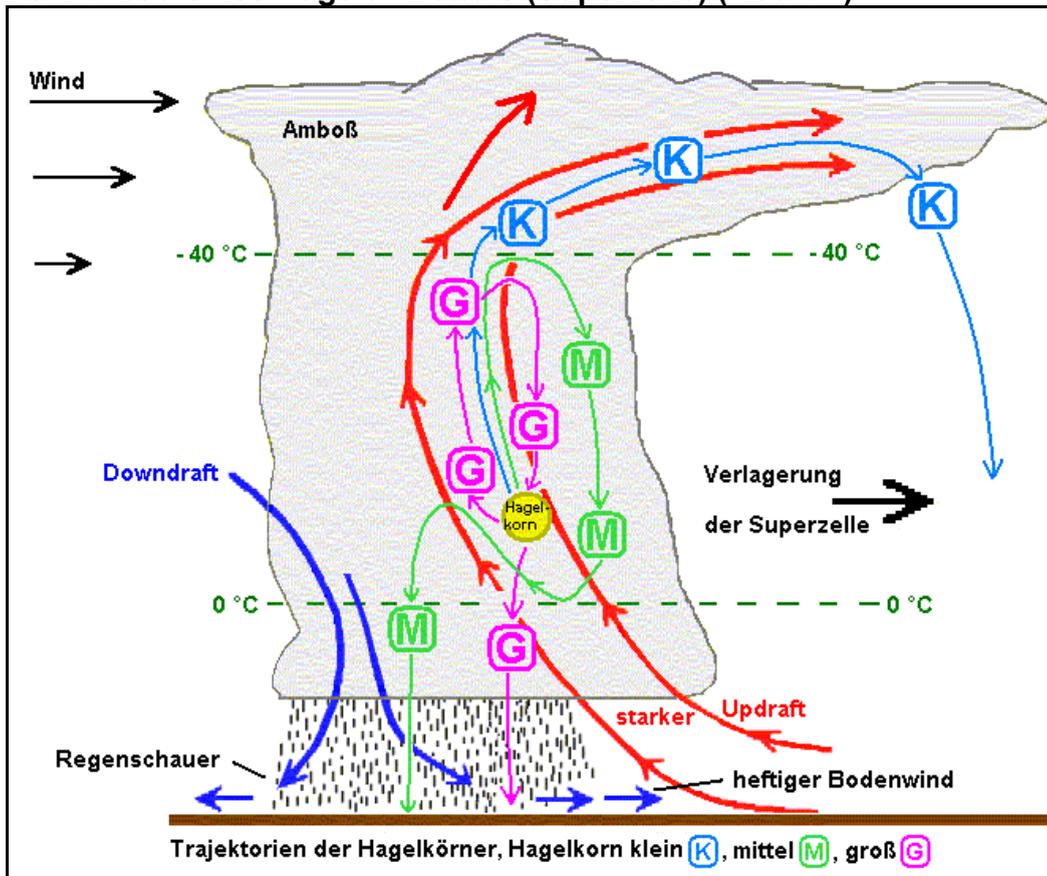
Seltene Unwetter jedoch können auch Hagelbänder von mehr als 100 Kilometer in der Länge und einigen Kilometern in der Breite verursachen.

Hagel entwickelt sich durch den Vergraupelungsprozess (s. 2.3.5), aber nicht jede Kollision eines Eispartikels mit einem unterkühlten Tröpfchen führt zu einem Wachstum von Eisteilchen, sondern sie können auch dadurch zerstört werden. Auch wenn Tröpfchen gefrieren, ist ein Zersplittern möglich, so dass durch diese Vorgänge sekundäre Eispartikel (s. 2.4, Eismultiplikation) entstehen und sich die Wolke kräftig mit Eisteilchen anreichert.

Untersuchungen von Hagelkörnern zeigten, dass viele einen Kern aus Reifgraupeln oder gefrorenen Regentropfen besitzen, der von einer abwechselnd klaren oder weißen, porösen Eisschicht umgeben ist. Diese Struktur beruht auf den ungleichen Wachstumsbedingungen in den unteren und oberen Regionen eines Gewitters, in die das Hagelkorn durch die vertikal und horizontal stark variierenden Aufwindgeschwindigkeiten transportiert werden kann. In Wolkenbereichen mit tiefen negativen Temperaturen und kleinem Flüssigwasseranteil bildet sich dabei eine rauheisähnliche Schicht (trockenes Wachstum) und bei hohen negativen Temperaturen und großem Flüssigwasseranteil entsteht eine Klareishülle (nasses Wachstum), weil die freiwerdende latente Wärme ein sofortiges Erstarren verhindert und das Flüssigwasser deshalb verzögert bzw. erst beim Transport des Hagelkorns in Wolkenbereiche mit tieferen Temperaturen gefriert. So wachsen die Partikel oft vorherrschend im Aufwindbereich zu größeren Teilchen heran, die anschließend, wenn sie zu schwer geworden sind und nicht mehr getragen werden, ausfallen.

Im Bereich der stärksten Aufwinde können Hagelkörner sogar bis in Höhen mit Temperaturen von unter -40 °C transportiert werden, wo ihr Wachstum dann endet.

Der Aufbau eines Hagelunwetters (Superzelle) (Abb. 17)



Quelle : [8]

Drei mögliche Trajektorien von Hagelpartikel in einer Superzelle existieren:

- K — — — K** : Weg, den die kleineren Hagelkörner zurücklegen, die nur im Aufwindbereich herangewachsen sind und aus dem oberen Teil des Aufwindstromes herausgeschleudert werden, fallen, dabei schmelzen und den Erdboden als Regen erreichen können.
- M — — — M** : Trajektorie der mäßig großen Partikeln, die während des Steigens und des anschließenden Sinkens wachsen. Die meisten von ihnen verlassen dann den Updraft und fallen als Hagel mittlerer Größe aus.
- G — • — • G** : Für eine kleine Anzahl der in den Aufwindstrom wieder eintretenden Teilchen besteht die Möglichkeit, dass sie, wenn sie die richtige Größe besitzen, in einen Aufwindbereich mit zunehmender Geschwindigkeit gelangen und dabei bis zu einer Größe heranreifen, bei der ihre Fallgeschwindigkeit gerade knapp unterhalb der Steigrate des maximalen Aufwindbereiches liegt. Dann werden sie aus dem Aufwindstrom hinausbefördert und erreichen den Erdboden als große Hagelkörner.

In seltenen Superzellen allerdings können sie im kräftigen und gebogenen Aufwindstrom durchaus mehrfach aufwärts befördert werden, bevor sie als große Hagelbrocken ausfallen (s. Abb. 17 und 20).

Hagelkörner werden nicht nur unterhalb der Gewitterwolke beobachtet, sondern sie können aus überhängenden Wolkenteilen ausfallen und sogar aus der Wolke regelrecht herausgeschleudert werden. Bei Messflügen wurde Hagel 9 km leewärts eines Gewitters in wolkenfreier Luft in einer Höhe von ca. 45000 ft festgestellt.

Aufbau von Hagelkörnern (Abb. 18)

Quelle : [13]



Querschnitt eines Hagelkorns (03.09.1970, Coffeyville, USA)

Untersuchungen von Hagelkörnern zeigten, dass viele einen Kern aus Reifgraupeln oder gefrorenen Regentropfen besitzen, der von einer abwechselnd klaren oder weißen, porösen Eisschicht umgeben ist. Der schichtweise Aufbau von Hagel lässt sich dadurch erklären, dass das Korn in verschiedenen Temperaturbereichen der Wolke (zwischen 0°C und -40°C) wachsen kann, da die Aufwindgeschwindigkeiten vertikal und horizontal im Cb stark variieren. Die Ursache dafür sind z.B. vertikale Windscherungen, die den Aufwindstrom mit der Höhe umlenken (s. Abb. 17). In Wolkenbereichen mit tiefen Temperaturen und kleinem Flüssigwassergehalt bildet sich dabei eine rauheisähnliche

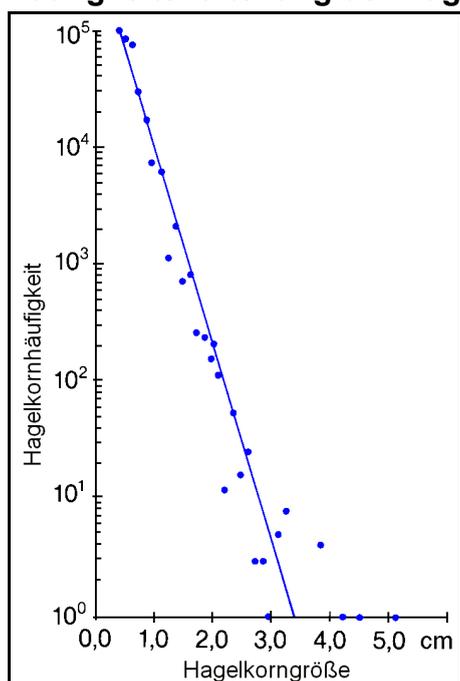
Schicht (trockenes Wachstum) und bei hohen Temperaturen und großem Flüssigwasseranteil entsteht eine Klareishülle (nasses Wachstum), weil die freiwerdende latente Wärme ein sofortiges Erstarren verhindert und das Wasser deshalb verzögert bzw. erst beim Transport des Hagelkorns in Wolkenregionen mit tieferen Temperaturen gefriert.

Die mikrophysikalischen Prozesse, die in der Wolke ablaufen, sind in Wirklichkeit aber wesentlich komplexer, als sie bisher beschrieben wurden. Ein Gewitter als Mischwolke enthält gleichzeitig alle drei Aggregatzustände des Wassers in Form von Wasserdampf, Wolken- und Niederschlagstropfen, primären und sekundären Eisteilchen, Schneesternchen und -flocken, Graupel- und Hagelkörnern, die sich gegenseitig beeinflussen. Durch diese Interaktionen ändern sich Hagelkorngröße und -aussehen schnell. Hagel kann deshalb durchaus manchmal auch aus Zusammenballungen von aneinander angefrorenen kleineren Wolkenelementen, aus Eisteilchen mit einem flüssigen Kern oder aus unregelmäßig geformten Klumpen bestehen, die durch das Zerschlagen großer Teilchen zustande kommen.

Die Anzahl der Hagelkörner innerhalb eines Gewitters beträgt bei kleineren Teilchen (Durchmesser $d = 10\text{ mm}$ ($\pm 1\text{ mm}$)) einige 10 Partikel pro m^3 Wolkenluft und bei seltenen großen Hagelkörnern ($d > 50\text{ mm}$) sind es nur noch höchstens 1 Korn pro 1000 m^3 . Etwa die Hälfte aller Hagelkörner, die am Erdboden gefunden wurden, waren im Durchmesser kleiner als 10 mm und nur 5 bis 10 % zeigten einen Querschnitt von mehr als 30 mm . Die meisten Teilchen weisen einen Durchmesser von 5 bis 12 mm auf, aber es sind auch schon solche mit mehr als 50 mm entdeckt worden. Das größte dokumentierte Hagelkorn des Münchener Unwetters vom 12.07.1984 hatte einen Durchmesser von 95 mm und ein Gewicht von 300 g . Durchaus glaubhaft wurde aber auch von einem Eisbrocken mit einem Durchmesser von 140 mm und einem Gewicht von 800 g berichtet.

Hagelkörner mit einem Durchmesser von 10 mm fallen mit einer Endgeschwindigkeit von etwa 10 m s^{-1} , solche von 30 mm mit mehr als 20 m s^{-1} und die größten Hagelkörner mit ca. 45 m s^{-1} .

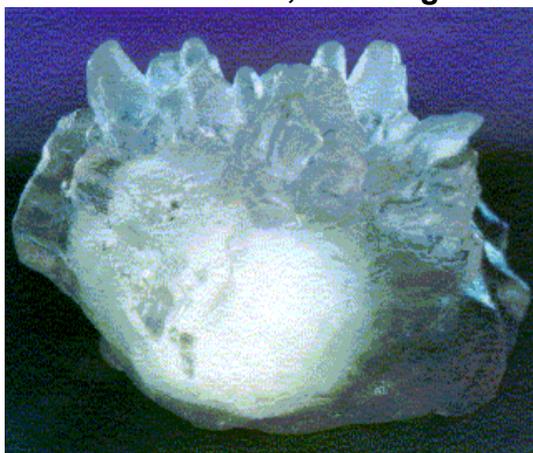
Häufigkeitsverteilung der Hagelkorngröße (Abb. 19)



Quelle : [9]

Die Häufigkeit des Auftretens von Hagelkörnern nimmt mit ihrer Größe ab (dreijährige Messungen in Kanada, Alberta); kleinere Hagelkörner mit einem Durchmesser von 1 cm sind etwa 30 mal so häufig zu beobachten wie 2-cm-Körner; noch größere Hagelkörner treten sehr selten auf; die Häufigkeit eines 3-cm-Brockens liegt z.B. um den Faktor 1500 unter der eines 1-cm-Teilchens.

Aussehen seltener, extrem großer Hagelbrocken (Abb. 20 a) und b))



Quelle: [9]

Hagelbrocken einer Superzelle

Gewichtsmäßig größtes dokumentiertes Hagelkorn mit einem Durchmesser von 14 cm, einem Gewicht von 750 g und Aufschlaggeschwindigkeit von 170 km h^{-1} (03.09.1970, Coffeyville, Kansas, USA)



Quelle: [14]

Hagelkorn vom Format einer Grapefruit mit einem Durchmesser von 17.8 cm und einem Umfang von 47.63 cm (dokumentiert in Aurora, Nebraska, USA, am 23.06.2003)

Schwere Hagelkörner besitzen aufgrund ihrer hohen kinetischen Energie eine hohe Zerstörungskraft (s. Abb. 21), so dass kräftige Hagelunwetter enorme volkswirtschaftliche Schäden anrichten können. Das starke Münchener Hagelunwetter vom 12.07.1984 z.B. verursachte Versicherungsschäden in Höhe von etwa 750 Millionen €.

Beschädigte Fassade eines Hauses (Abb. 21)



Quelle : [9]

Durch Hagelschlag demolierte Fassadenverkleidung eines Hauses.

4.2.2.2.1 Hagelkorngröße und Aufwindgeschwindigkeit

Um die Hagelkorngröße in Abhängigkeit von der Aufwindgeschwindigkeit in Gewittern zu berechnen, wird angenommen, dass ein relativ rundes Hagelkorn die maximale Größe erreicht hat, wenn es durch den Aufwindstrom gerade schwebend erhalten werden kann.

Hagelkorngröße r_{Ha} und Aufwindgeschwindigkeit v_A (Form. 7)

$$F_{G_{Ha}} + F_{W_{Ha}} = 0$$

$$m_{Ha} g - \frac{1}{2} c_w \rho_d v^2 A = 0$$

$$-\frac{1}{2} c_w \rho_d v^2 A = -\rho_{Ha} V_{Ha} g$$

$$\frac{1}{2} c_w \rho_d v_A^2 \pi r_{Ha}^2 = \rho_{Ha} \frac{4}{3} \pi r_{Ha}^3 g$$

$$\frac{1}{2} c_w \rho_d v_A^2 = \frac{4}{3} \rho_{Ha} g r_{Ha}$$

$$r_{Ha} = \frac{3}{8} \frac{c_w \rho_d v_A^2}{\rho_{Ha} g}$$

$$r_{Ha} = \frac{3}{8} \frac{0.7 \cdot 1.2929 \text{ kg m}^{-3} \cdot v_A^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}}{9.81 \text{ m s}^{-2} \cdot 917 \text{ kg m}^{-3}}$$

$$r_{Ha} \approx 3.77 \cdot 10^{-5} v_A^2 \text{ m}$$

$F_{G_{Ha}}$: Gewichtskraft des Hagelkorns;

$$F_{G_{Ha}} = m_{Ha} \cdot g \text{ [N]}$$

$F_{W_{Ha}}$: Luftwiderstandskraft des Hagelkorns;

$$F_W = -\frac{1}{2} c_w \rho_d v_A^2 A \text{ [N]}$$

c_w : Widerstandsbeiwert (keine Dimension);

$$c_w \approx 0.7 \text{ für relativ runde Hagelkörner}$$

A : Angeströmte Fläche des Hagelkorns;

$$A = \pi \cdot r_{Ha}^2 \text{ [m}^2\text{]}$$

ρ_d : Dichte trockener Luft bei $t = 0 \text{ °C}$ und

$$p = 1013.25 \text{ hPa}; \rho_d = 1.2929 \text{ kg m}^{-3}$$

V_{Ha} : Volumen des Hagelkorns;

$$V_{Ha} = \frac{4}{3} \pi r_{Ha}^3 \text{ [m}^3\text{]}$$

g : Erdbeschleunigung; $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$

ρ_{Ha} : Dichte von Eis bei 0 °C ; $\rho_{Ha} = 917 \text{ kg m}^{-3}$

v_A : Aufwindgeschwindigkeit [m s^{-1}] der Luft

r_{Ha} : Radius [m] des Hagelkorns

Die Hagelkorngröße ist dem Quadrat der Aufwindgeschwindigkeit der Luft im Gewitter proportional.

Nach dem Newtonschen Axiom ergibt sich daher ein Gleichgewicht zwischen den Kräften, die das Teilchen aufwärts und abwärts befördern wollen. Das sind die Schiebekraft des Aufwindes und somit die Widerstandskraft $F_{W_{Ha}}$ des Hagelkorns im Luftstrom und die dieser Kraft entgegengesetzt gerichtete Gewichtskraft $F_{G_{Ha}}$ des Partikels. Die statische oder archimedische Auftriebskraft des Hagelkorns wurde vernachlässigt.

Die Gleichung 7 zeigt, dass die Hagelkorngröße dem Quadrat der Aufwindgeschwindigkeit der Luft im Gewitter proportional ist.

Aufwindgeschwindigkeit v_A und Hagelkorngröße r_{Ha} (Form. 8)

$$\frac{1}{2} c_w \rho_d v_A^2 = \frac{4}{3} \rho_{Ha} g r_{Ha}$$

$$v_A^2 = \frac{8}{3} \frac{\rho_{Ha} g r_{Ha}}{c_w \rho_d}$$

$$v_A = \sqrt{\frac{8}{3} \frac{\rho_{Ha} g r_{Ha}}{c_w \rho_d}}$$

$$v_A = \sqrt{\frac{8}{3} \frac{917 \text{ kg m}^{-3} \cdot 9.81 \text{ m s}^{-2} \cdot r_{Ha}}{0.7 \cdot 1.2929 \text{ kg m}^{-3}}}$$

$$v_A = \sqrt{26.506 \cdot 10^3 r_{Ha}} \text{ [m s}^{-1}\text{]}$$

$$v_A \approx \sqrt{26.506 \cdot 10^3 \cdot (2.5 \cdot 10^{-3})} \text{ m s}^{-1}$$

$$v_A \approx 8.1 \text{ m s}^{-1}$$

$$v_A = \sqrt{26.506 \cdot 10^3 \cdot (1.0 \cdot 10^{-2})} \text{ m s}^{-1}$$

$$v_A \approx 16.3 \text{ m s}^{-1}$$

- c_w : Widerstandsbeiwert (keine Dimension);
 $c_w \approx 0.7$ für relativ runde Hagelkörner
- A : Angeströmte Fläche des Hagelkorns;
- ρ_d : Dichte trockener Luft bei $t = 0 \text{ }^\circ\text{C}$ und $p = 1013.25 \text{ hPa}$; $\rho_d = 1.2929 \text{ kg m}^{-3}$
- V_{Ha} : Volumen des Hagelkorns;
 $V_{Ha} = 4/3 \pi r_{Ha}^3 \text{ [m}^3\text{]}$
- g : Erdbeschleunigung; $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$
- ρ_{Ha} : Dichte von Eis bei $0 \text{ }^\circ\text{C}$; $\rho_{Ha} = 917 \text{ kg m}^{-3}$
- v_A : Aufwindgeschwindigkeit [m s^{-1}] der Luft
- r_{Ha} : Radius [m] des Hagelkorns
- d_{Ha} : Durchmesser des Hagelkorns

$$d_{Ha} = 5 \text{ mm}$$

$$d_{Ha} = 2 \text{ cm}$$

Wird die Gleichung 7 nach v_A aufgelöst, lässt sich die Mindest-Aufwindgeschwindigkeit v_A berechnen, die erforderlich ist, um ein Eisteilchen in der Gewitterwolke schwebend zu erhalten (s. Form. 8). Um ein kleinstes Hagelkorn mit einem Durchmesser von $d_H = 5 \text{ mm}$ am Ausfallen zu hindern, ist eine Aufwindstärke von ca. $v_A \approx 8.1 \text{ m s}^{-1}$ notwendig. Große Hagelkörner dagegen mit $d_H = 2 \text{ cm}$ benötigen bereits Geschwindigkeiten von mehr als $v_A \approx 16.3 \text{ m s}^{-1}$, damit sie in der Gewitterwolke verbleiben und weiter wachsen können.

Weil Hagelkörner oft kein kugelförmiges Aussehen zeigen, ist ihr Luftwiderstand wesentlich höher, so dass auch der ein zusätzliches Wachstum ermöglichende Aufwind entsprechend kräftiger sein muss.

4.2.2.2 Intensitätsskala von Hagel

Die Hagel-Intensitätsskala (Tab. 11) wurde 1986 von Jonathan Webb in Großbritannien eingeführt, um Hagelschäden klassifizieren und die potentiellen Folgen von Hagelschlag abschätzen zu können:

- Die möglichen Auswirkungen, die Hagelschlag verursachen kann, hängen überwiegend von der Korngröße und der Vertikalgeschwindigkeit des Umfeldes ab, in dem der Hagel ausfällt.

Ein Hagelkorn mit einem Durchmesser von 30 mm, das in einem starken Downdraft den Erdboden erreicht, besitzt eine größere kinetische Energie und damit einen höheren potentiellen Zerstörungsgrad als ein Brocken der gleichen Größe, der sich in einem schwachen Ab- oder sogar in einem Aufwindbereich nach unten bewegt.

Der Zerstörungsgrad ist aber nicht nur eine Funktion der kinetischen Energie des Eisteilchens, sondern wird zusätzlich noch geringfügig durch seine Härte und Form sowie seine Orientierung im Fall mitbestimmt.

- Die Intensität eines Hagelunwetters lässt sich relativ einfach feststellen, wenn das Gewitter in einer Region auftritt, in dem eine Vielzahl von Objekten mit unterschiedlichen Eigenschaften - wie z.B. in Siedlungsgebieten - vorhanden sind, die eine Beurteilung der Auswirkungen des Hagelschlags erlauben.

Die Intensität des Hagelschlags kann dann in Verbindung zu den maximalen Schäden gebracht werden, die in der Tabelle 11 beschrieben werden.

Weil das Spektrum der Schäden eines Unwetters jedoch örtlich stark differieren kann, wird der Hagelschlag immer nach den größten auftretenden Schäden eingestuft.

- Ein zeitlich kurzer oder ein länger andauernder Hagelschlag über unbesiedeltem, offenem Gelände dagegen verursacht häufig keine Schäden. Seine Intensität ist dann aus der Tabelle der Hagelkorngröße (Tab. 12) in Verbindung mit Tabelle 11 ableitbar.

- In der Tabelle 11 wird die Korngröße über mehrere Intensitätsklassen in Beziehung zu den Ereignissen gesetzt, die möglicherweise vorkommen können.

Treten keine Schäden auf, so ist immer die kleinste Intensitätsstufe zu wählen.

Dieser Fall tritt auch ein, wenn Schäden vorkommen, die nicht den maximalen Auswirkungen entsprechen, die ein Hagelkorn dieser Größe bewirken könnte. Vorstellbar zum Beispiel ist ein Unwetter, das grapefruitgroße Eisbrocken produziert, aber im Hagelgebiet selbst werden nur ein paar Glashäuser zertrümmert. Hagel dieser Größe verursacht zwar nach der Tabelle 11 Schäden in den Klassen H6 bis H8, jedoch seine maximalen Auswirkungen wären nur nach H5 einzustufen, so dass dieses Unwetter mit H6 zu klassifizieren ist.

Zum allgemeinen Verständnis muss allerdings hervorgehoben werden, dass Hagel einer gegebenen Korngröße aller Wahrscheinlichkeit nach Schäden in dem nach Tabelle 11 definierten Umfang zeigt.

- Die Mehrfachangabe der Intensitätsklasse in der Tabelle 12 wird benötigt, um das vertikale Windfeld mit zu berücksichtigen.

Hagelkörner eines bestimmten Durchmessers, die in einer starken Aufwindregion am Erdboden eintreffen, können Schäden zu verursachen, die unter ihrem Wirkungspotential liegen und noch nicht einmal den Folgen der untersten Klasse ihrer Größe entsprechen.

Wenn sie aber in einem extrem starken Downburst/Microburst oder einem Tornado ausfallen, sind sie durchaus in der Lage, Zerstörungen anzurichten, die sich über dem notierten Limit ihres Durchmessers befinden.

Intensitätsskala von Hagel (Tab. 11)

Klasse	Code Hagel-korngröße	Beschreibung der maximalen Schäden
H0	1	Körner sind erbsengroß, aber es entstehen keine Schäden
H1	1 - 3	Blätter werden durchlöchert, Blumenblätter abgeschnitten
H2	1 - 4	Blätter werden von Bäumen und Pflanzen abgeschlagen
H3	2 - 5	einige Scheiben von Glas-/Treibhäusern und/oder Oberlichtfenster zerbrechen; hölzerne Zäune empfangen Dellen; Fenstersimse erhalten Farbkratzer; Wohnwagendächer werden eingeebult, Plexiglasdächer durchlöchert; Zeltplanen zerreißen; Halme von Getreidefeldern knicken ab und Saatgut wird gedroschen; Früchte zerstückelt
H4	3 - 6	einige Gebäudefenster und/oder Windschutzscheiben von Autos zerbrechen/zerspringen; Glashäuser werden weitgehend demoliert, einige Asbestdächer durchschlagen; Mauern und Autos erhalten Farbkratzer; einige dünne PKW-Oberflächen zeigen sichtbare Beulen; kleine Äste werden von Bäumen abgeschlagen; ungeschützte/s Vögel/Geflügel werden getötet; im festen Erdboden bilden sich Einschlagkrater
H5	4 - 7	einige Dach-Schieferplatten und Tonziegel zerspringen; viele Fenster werden zertrümmert; flache Glasdächer und dickere Glasfenster zerbrechen; Oberseite der meisten Autos wird sichtbar eingedellt; Oberflächen von Kleinflugzeugen erhalten sichtbare Beulen; Kleintiere können schwer oder tödlichen Verletzungen erleiden; Rindenstreifen werden von Bäumen gerissen; Holzteile bekommen Dellen und splintern; größere Äste werden von Bäumen abgebrochen
H6	5 - 8	viele Schieferplatten und Tonziegel zerspringen; Schindel- und Strohdächer werden durchschlagen; Wellblech- und einige Eisenblechdächer werden eingedellt und manche durchlöchert; Ziegelsteinmauern werden leicht beschädigt; hölzerne Fensterrahmen zerbrechen
H7	6 - 9	Schiefer-, Schindel- und viele Ziegeldächer werden zertrümmert, Dachsparren freigelegt; Metaldächer eingedellt, Ziegel- und Steinmauern bekommen Einschlagkrater; metallene Fensterrahmen zerbrechen; Oberflächen von Autos und Kleinflugzeugen werden irreparabel beschädigt
H8	7 - 10	Beton-Dachziegel zerspringen; Eisenblech-, Schiefer-, Schindel- und Ziegeldächer werden zerstört; Bürgersteige erhalten Einschlagkrater; Oberflächen von gewerblichen Flugzeugen werden schwer beschädigt; kleine Baumstämme zersplintern; Personen im Freien können ernsthafte Verletzungen erleiden
H9	8 - 10	Betonmauern bekommen Einschlagkrater; Beton-Dachziegel zerbrechen weitgehend; Wände von Holzhäusern werden vollständig durchschlagen, große Baumstämme zerbrochen; Personen im Freien können lebensgefährliche Verletzungen erleiden
H10	9 - 10	Holzhäuser werden zerstört; Steinhäuser sehr stark demoliert; ungeschützte Personen können lebensgefährliche Verletzungen erleiden

Quelle : [12]

Hagelcode und -größe (Tab. 12)

Code	Durchmesser [mm]	Hagelkorngröße		Intensitäts- klasse
		Beschreibung		
1	5 - 10	Erbsen		H0 - H2
2	11 - 15	Mottenkugel, Bohne, Haselnuss		H0 - H3
3	16 - 20	Murmeln, Kirsche, kleine Weintraube		H1 - H4
4	21 - 30	große Murmel, große Weintraube, Walnuss		H2 - H5
5	31 - 45	Kastanie, Taubenei, Golf-/Tischtennis-/Squashball		H3 - H6
6	46 - 60	Hühnerei, kleiner Pfirsich/Äpfel, Billardkugel		H4 - H7
7	61 - 80	großer Pfirsich/Äpfel, Gänse-Ei, kleine/mittlere Orange, Tennis-/Kriquet-/Baseball		H5 - H8
8	81 - 100	große Orange, Grapefruit		H6 - H9
9	101 - 125	Melone		H7 - H10
10	> 125	Kokosnuss		H8 - H10
Größenver- hältnisse (Durchmes- ser [mm])	1 Cent : 16	2 Cent : 19	5 Cent : 21	
	10 Cent : 19	20 Cent : 22	50 Cent : 24	
	1 Euro : 23	2 Euro : 26	Tischtennisball : 38	
	Golfball : 41	Billardkugel : 57.2	Tennisball : 68	
	Kriquetball : 73			

Quelle : [12]

Besonders Hagelunwetter mit ihren Auswirkungen wurden bereits im Mittelalter in Kirchenbüchern und/oder Stadtarchiven dokumentiert, so dass Vergleiche mit der Neuzeit möglich sind (s. Tab.13).

Besondere Hagelunwetter in Europa (Tab. 13)

Quelle : [12, 9]

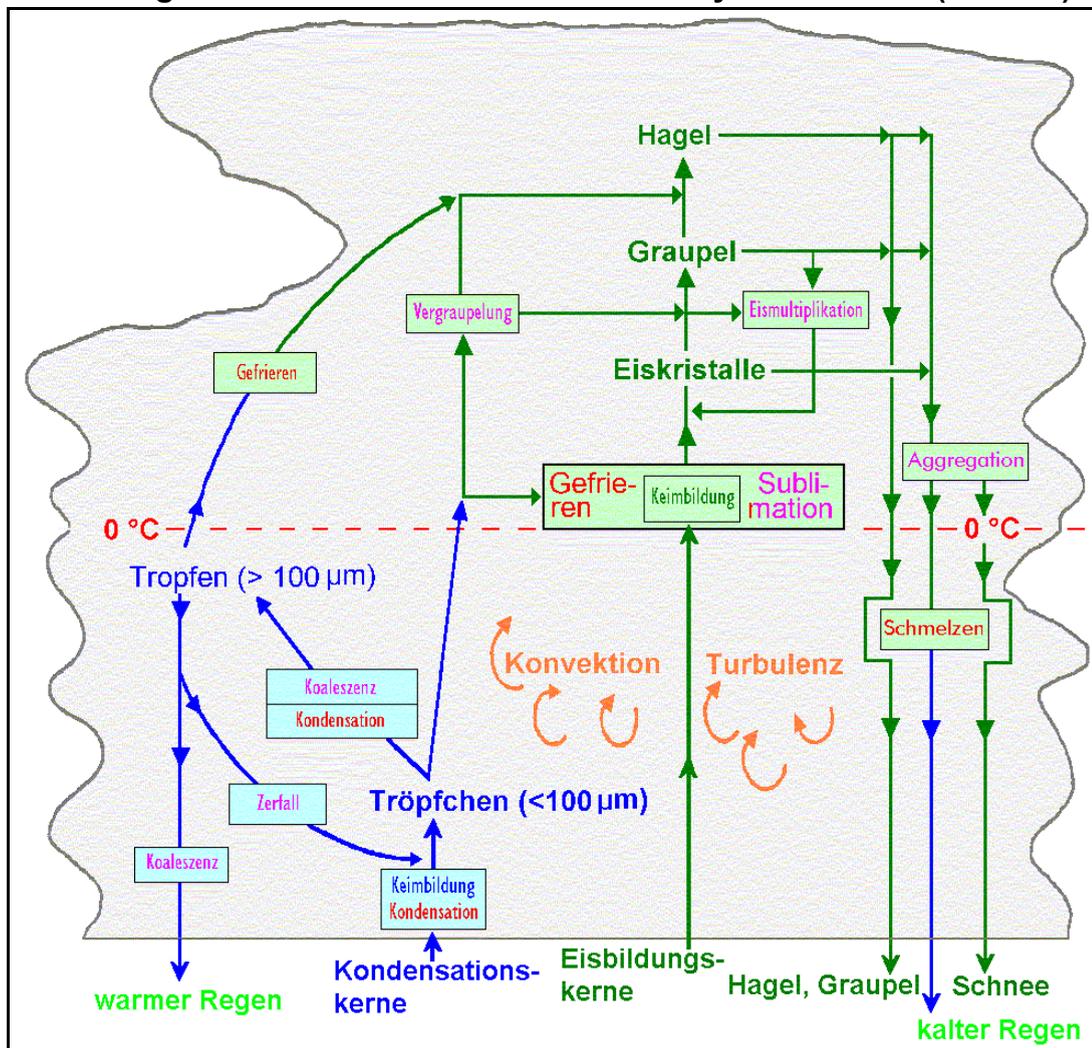
Datum	Ort des Auftretens	Hagel	
		Stärke	Besonderheiten
Mai 1141	England, Wellesbourne	H3	frühestes bekanntes starkes Hagelunwetter in England
15.05.1697	England, Hertfordshire	H8	stärkstes bekanntes Hagelunwetter
22.05.1935	England, Newport	H6	längste bekannte Hagelspur, 335 km (wahre Länge wahrscheinlich größer)
05.09.1958	England, West Sussex	H7	größtes Hagelkorn; Gewicht 141 g
12.07.1984	Deutschland, München	H6	größtes dokumentiertes Hagelkorn mit einem Durchmesser von d = 95 mm und einem Gewicht von 300 g

4.3 Resümee

Die in dieser Unterrichtshilfe geschilderten niederschlagsbildenden Prozesse wurden vereinfacht dargestellt und bestehen in der Natur aus komplizierten mikrophysikalischen und dynamischen Vorgängen, die in Wolken ablaufen, ausgeprägte Wechselwirkungen zeigen, sich in mancher Hinsicht nur im Labor nachvollziehen lassen, deshalb vor Ort in der Troposphäre durch Flugbeobachtungen und -messungen erforscht wurden/werden und zum Teil auch noch aus Hypothesen bestehen.

Entstehung von schwebenden und fallenden Hydrometeoren (Abb. 22)

Quelle : [5]



Links findet man den sogenannten Warmregen-Vorgang, der von den durch Kondensation entstandenen Wolkenröpfchen über den Koaleszenzprozess zu Tropfenradien r in der Größenordnung von mit $r > 100 \mu\text{m}$ führt, die durch Zerfall und erneutes Wachstum durch Koaleszenz (Kettenreaktion) den Niederschlagsprozess wirksam in Gang halten. Rechts ist das Bergeron-Findeisen-Verfahren abgebildet. Die durch die beiden Mechanismen der Keimbildung - Gefrieren und Sublimation - entstandenen Eiskristalle können durch Vergraupelung zu Eisteilchen heranwachsen, die im Temperaturintervall zwischen -3 und $-8 \text{ }^\circ\text{C}$ beim Vorhandensein eines breiten Spektrums von Wolkenröpfchen einen ergiebigen Eismultiplikationsprozess einzuleiten vermögen. Graupelkörner oder gefrorene Tropfen sind dann in der Lage, bei ausreichenden Aufwindstärken in Wolkenregionen mit hohem Flüssigwassergehalt zu Hagelementen heranzureifen.

Zur Vertiefung des Unterrichtsstoffes veranschaulicht die Abbildung 22 als schematischen Über- und Rückblick die wichtigsten Wolken- und Niederschlagspartikel, ihre Bildungsprozesse und Rückkoppelungsmechanismen und verdeutlicht damit einmal mehr die komplexen physikalisch-chemischen Vorgänge, die in der Troposphäre ablaufen und die wir Menschen in ihrer Gesamtheit gemeinhin als Wetter bezeichnen.

Im linken Teil der Abb. 22 ist der sogenannte Warmregen-Vorgang dargestellt, der von den durch Kondensation entstandenen Wolkentröpfchen über den Koaleszenzprozess zu Tropfenradien r in der Größenordnung von mit $r > 100 \mu\text{m}$ führt, die durch Zerfall und erneutes Wachstum durch Koaleszenz (Kettenreaktion) den Niederschlagsprozess wirksam in Gang halten.

Der rechte Teil zeigt das Bergeron-Findeisen-Verfahren auf. Die durch die beiden Mechanismen der Keimbildung - Gefrieren und Sublimation - entstandenen Eiskristalle können durch Vergraupelung zu Eisteilchen heranwachsen, die im Temperaturintervall zwischen -3 und $-8 \text{ }^\circ\text{C}$ beim Vorhandensein eines breiten Spektrums von Wolkentröpfchen einen ergiebigen Eismultiplikationsprozess einzuleiten vermögen. Graupelkörner oder gefrorene Tropfen sind dann in der Lage, bei ausreichenden Aufwindstärken in Wolkenregionen mit hohem Flüssigwassergehalt zu Hagelelementen heranzureifen.

Die Tabelle 14 fasst noch einmal alle die Arten der fallenden Niederschläge zusammen, die in mittleren Breiten im allgemeinen zu beobachten sind.

Wolkengattung und Niederschlag (Tab. 14)

Niederschlag	Wolkengattung					
	Cb	Cu	Ns	As	St	Sc
Regen	☉ ¹	☉ ²	☉	☉	–	☉ ³
unterkühlter Regen	–	–	☉	☉	–	–
Sprühregen	–	–	–	–	☉	–
unterkühlter Sprühregen	–	–	–	–	☉	–
Eiskörner	–	–	☉	☉	–	–
Schnee	☉ ¹	–	☉	☉	–	☉ ³
Eiskristalle	–	–	–	–	☉	–
Schneegriesel	–	–	–	–	☉	–
Reifgraupeln	☉ ¹	–	–	–	–	☉ ⁴
Frostgraupeln	☉ ¹	–	–	–	–	–
Hagel	☉ ¹ (nur aus Gewittern)	–	–	–	–	–

– : kein Niederschlag dieser Art

☉ : fallender Niederschlag

☉¹ : Niederschlag in Schauerform

☉² : Niederschlag in Schauerform, in mittleren Breiten jedoch nur von schwacher Intensität

☉³ : nur schwacher Niederschlag

☉⁴ : selten

5. Künstliche Niederschlagsbildung

In den vergangenen Jahren wurden weltweit viele Versuche unternommen, die niederschlagsbildenden Prozesse in Wolken zu beeinflussen.

Besonders Gewitter, die der Landwirtschaft durch Hagelschlag große Schäden in Millionenhöhe zufügen können, wurden häufig mit Trockeneis oder Silberjodid geimpft.

Kohlendioxid-Kristalle -Trockeneis genannt - werden in Wolken eingestreut, verdunsten und kühlen dabei die Luft so stark ab, dass die Wolkenröpfchen spontan gefrieren.

Durch den anschließend sofort einsetzenden Bergeron-Findeisen-Prozess wachsen die Eisteilchen auf Kosten der umgebenden unterkühlten Tröpfchen, so dass der für die Hagelbildung notwendige hohe Flüssigwassergehalt möglicherweise entscheidend reduziert wird. Das Einbringen von Silberjodid, das sehr gute Gefrierkerne ergibt, hat einen ähnlichen Effekt, da hier die Wolkenröpfchen bereits ab -5 °C gefrieren.

Ob diese Methoden erfolgversprechend sind oder nicht, ist leider nur sehr schwer feststellbar, da Form und Menge des Niederschlages, der über einem bestimmten Gebiet innerhalb einer gegebenen Zeitspanne fällt, von einer Vielzahl von Wolkenfaktoren abhängen. Dazu gehören u.a. Art und Stärke der Vertikalbewegungen, die Höhe des Flüssigwassergehaltes und die Konzentration und Verteilung von Wolkenröpfchen sowie Eiskristallen.

Es besteht zwar kein Zweifel, dass durch das Impfen Wolken modifiziert werden können, jedoch die Ergebnisse dieser Experimente sind bisher weitgehend als noch nicht schlüssig befunden worden. Es ist aber durchaus möglich, dass durch Impfvorgänge der Niederschlag früher entsteht, so dass sich die Wolke bereits abregnet, bevor sie den Höhepunkt ihrer Entwicklung erreicht hat und Hagelbildung einsetzt.

Die Stadtväter von Rosenheim (Bayern) halten das Impfen für sehr effektiv und beschäftigen deshalb sogenannte 'Hagelflieger', die mit Hilfe von Zusatztanks an den Flügelenden ihrer Flugzeuge in potentielle hagelproduzierende Gewitterwolken Silberjodid durch Verbrennung einbringen. Weil aber das gesamte Verfahren, wie bereits erwähnt, wissenschaftlich noch nicht schlüssig zu begründen ist, wurde ein Gutachten bei der DLR, der Deutschen Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt, in Auftrag gegeben. Die DLR beobachtete 5 Jahre lang Rosenheim und Umgebung mit Hilfe eines Doppler-RADAR und kam zu dem Ergebnis, dass in Rosenheim, trotz der durchgeführten Maßnahmen zur Hagelbekämpfung, die Häufigkeit von Hagelschlag nicht signifikant von dem Vorkommen in den angrenzenden Regionen abweicht.

6. Bedeutung der fallenden Niederschläge

Eine der wichtigsten Substanzen der Fauna und Flora unserer Erde ist das Wasser, weil dieser Stoff sozusagen als 'Lebenselixier' nahezu in allen menschlichen Daseinsbereichen eine bedeutsame Rolle spielt. Wasser ist zum Beispiel

- Bestandteil der Organismen sowie Lösungsmittel für viele Substanzen,
- Grundnahrungsmittel,
- Transportmittel (Schifffahrt, Abwasser),
- Energieträger (Wasserkraft, Dampfturbine, Wärmespeicherungsvermögen) und
- in Form von Starkniederschlägen eine Gefahr für die Öffentlichkeit.

Die Beobachtungen der Niederschlagsart und -dauer sowie die Messungen der Niederschlagshöhe und -intensität sind deshalb von fundamentaler Bedeutung und werden besonders von der synoptischen Meteorologie und Klimatologie als Basisdaten für die Wettervorhersage bzw. Planungsgrundlage für viele infrastrukturelle Bauvorhaben benötigt.

In der Synoptik erweisen sich Art und Intensität der fallenden Niederschläge als wichtiges Hilfsmittel für die Analyse der Wetterlage und die Erkennung und Prognose der gefährlichen Wettererscheinung 'gefrierender Regen' sowie von Starkniederschlägen, die Überschwemmungen verursachen können. Niederschlags- und Schneedeckenhöhen gehen außerdem in die Gleichungen des Vorhersagemodells ein.

Die klimatologischen Anwendungsgebiete umfassen z.B. die Wasserwirtschaft, die Land- und Forstwirtschaft und das Bau- und Verkehrswesen.

Zu den niederschlagsbeeinflussenden Aufgabenbereichen der Wasserwirtschaft gehören die Vorratshaltung, die Gewässergüte, die Binnenschifffahrt, die Stadtentwässerung, die Abwasserbehandlung sowie -beseitigung und Talsperren-Dimensionierung.

In der Land- und Forstwirtschaft dienen die Daten u.a. der Beregnungsberatung und den Untersuchungen über Bodenerosion und Auswaschvorgängen.

Im Bauwesen ist z.B. die Schneelast von Dächern und der Durchmesser von Dachrinnen und Abwasserkanälen von Relevanz und im Straßenverkehr wird das meteorologische Element Niederschlag zur Abschätzung der Aquaplaninggefahr verwendet.

Für die Touristikbranche und für Veranstaltungen unter freiem Himmel stellt der fallende Niederschlag ebenfalls einen wesentlichen Wirtschaftsfaktor dar. Einerseits wollen sonnenhungrige Reisende möglichst wenig Regen während ihres Sommerurlaubs erfahren und andererseits wünschen sich Winterurlauber zwar viel Schnee auf den Pisten, aber wenig Schneefall tagsüber. Auch auf die Durchführung von Freiluft-Konzerten wirkt sich Regen durchaus erschwerend aus.

Literatur

- [1] Bayern 3 : Hagelflieger;
Fernsehfilm, Okt. 1993
- [2] Bohr, P. : Physik der Atmosphäre, Wolken und Niederschläge;
Lehrunterlage WDS
- [3] Braham, R.R. : The cloud physics of weather modification;
University of Chicago (USA)
- [4] DWD : Wolkenphysik und Wolkendynamik I;
Promet 1/2 93
- [5] Federer, B. : Aktuelle Probleme der Wolkenphysik;
Meteorologische Rundschau 33 (April 1980)
- [6] Johnson, D. B. : The onset of effective coalescence growth in convective clouds;
Q.J.R. Meteorological Society, 1993
- [7] Liljequist, G.H.,
Cehak, C. : Allgemeine Meteorologie;
3. Auflage, Friedr. Vieweg & Sohn, 1984
- [8] Meteorological Office : Meteorological Glossary;
Fünfte Auflage, Her Majesty's Stationary Office, London 1972
- [9] Münchener Rückver- : Hagel;
sicherungs-Gesellschaft 1984
- [10] Rakovec, J. : Thunderstorms and Hail;
Theoretical and Applied Climatology 40, 179 - 186 (1989),
Springer Verlag 1989
- [11] VDI-Richtlinien : VDI 3786, Blatt 7/Part 7 Juli 1985
- [12] Tornado and Storm Re- : Severe Storm Definitions;
search Organisation <http://www.torro.org.uk>, Aug. 1997
(TORRO), England
- [13] Habe, Jeff : Analysis of Hail size and giant hail;
<http://www.theweatherprediction.com/severe/gianthail/>
- [14] National Center for At- : Hail;
mospheric Research <http://www.ucar.edu/research/storms/hail.shtml>