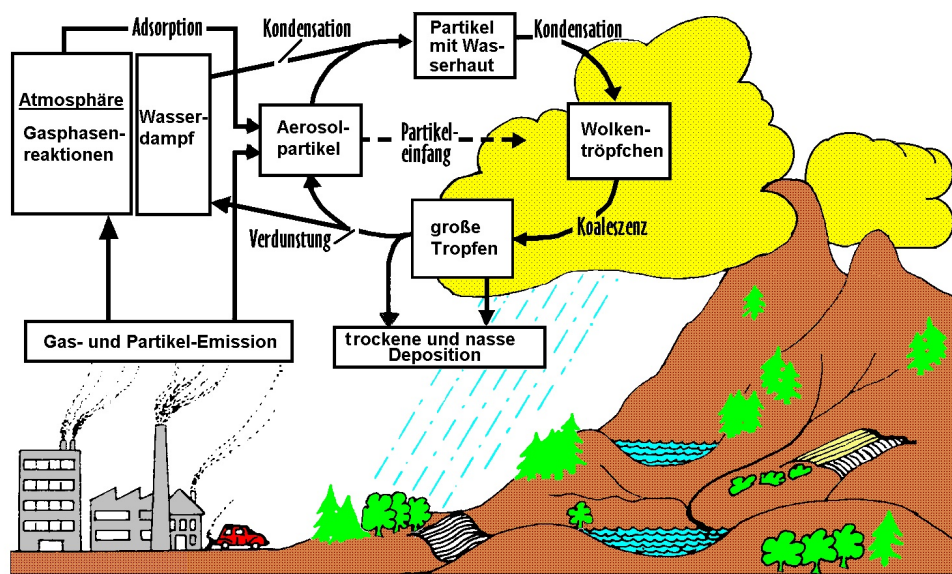


Wolkenschnüffler



Allgemeine Meteorologie - Wolken- und Niederschlagskunde -



Aerosolpartikel und Wolkenelemente

Michael F. H. Krutina

Stand: April 2014

D:\Webseite\Deckblätter\Aerosolpartikel Webseite.wpg

Inhaltsverzeichnis

| | Seite |
|--|--------------|
| 1. Luftbeimengungen | 1 |
| 1.1 Aerosolpartikel | 2 |
| 1.2 Wolkenbildungskerne | 5 |
| 2. Entstehung von Wolkenelementen | 6 |
| 2.1 Wolkentröpfchen | 7 |
| 2.2 Eiskristalle | 11 |
| 2.2.1 Primäre Eisbildung | 11 |
| 2.2.1.1 Eisbildung durch Gefrierkerne | 11 |
| 2.2.1.2 Eisbildung durch Sublimationskerne | 15 |
| 2.2.1.3 Kontaktkeimbildung | 15 |
| 2.2.2 Sekundäre Eisbildung | 18 |
| 2.2.2.1 Eismultiplikation | 18 |
| 2.2.2.2 Koaleszenz-Gefriervorgang | 17 |
| 2.2.3 Formen von Eisteilchen | 19 |
| 2.2.4 Dominierende der Eiskristallbildung | 20 |
| 3. Wechselwirkungen von Wolkenelementen | 24 |
| Anhang: Bilder von Eisteilchen | 27 |
| Literaturverzeichnis | 28 |

1. Luftbeimengungen

Die Atmosphäre ist kein in sich abgeschlossenes System, sondern es gelangen dauernd, durch Naturvorgänge und den Menschen (anthropogen) verursacht, Substanzen in die Luft-hülle der Erde, die dort umgesetzt und wieder ausgeschieden werden. Diese sogenannten Luftbeimengungen beeinflussen den Energie- und Wasserhaushalt der Atmosphäre, wie z.B. durch Absorption und Emission von Strahlung und durch ihre Beteiligung an den wol-ken- und niederschlagsbildenden Prozessen.

Luftbeimengungen sind Spurenstoffe, die der Luft in fester, flüssiger und gasförmiger Form in geringen Mengen beigemischt sind. Die festen und/oder flüssigen Schwebeteilchen werden `Aerosolpartikel`, ihr Gemisch mit der Luft `Aerosol` und die gasförmigen Stoffe `Spurengase` genannt.

Luftbeimengungen (Tab. 1)

| Art und Bezeichnung von Luftbeimengungen | |
|--|---|
| Spurenstoffe, die der Luft in fester, flüssiger und gasförmiger Form in geringen Mengen beigemischt sind | |
| Aerosolpartikel oder -kerne | Schwebeteilchen der Atmosphäre in fester und/oder flüssiger Form |
| Aerosol | Gemisch der Luft mit allen Schwebeteilchen der Atmosphäre, die aus fester und/oder flüssiger Materie bestehen |
| Spurengase | gasförmige Spurenstoffe |

Die Hauptmasse der atmosphärischen Spurenstoffe befindet sich in der Tro-posphäre, da die wesentlichen Bildungsprozesse in Bodennähe ablaufen und Transport, Umwandlung und Ablagerung sehr eng mit dem Wasserkreislauf verbunden sind.

Die Kenntnis über die Größenverteilung, Konzentration und chemische Zu-sammensetzung von Aerosolpartikeln ist von großer Bedeutung für das Verständnis atmo-sphärischer Vorgänge, weil die Teilchen

- besonders mit Spurengasen chemisch reagieren,
- als Wolkenbildungskerne wirken und
- eine Wechselwirkung mit der Strahlung zeigen und damit das Klima beeinflussen.

1.1 Aerosolpartikel

Aerosolpartikel werden ihrer Größe nach in drei Klassen eingeteilt und die Menge der in der Luft enthaltenen Teilchen zeigt große Schwankungen und ist von ihrer Größe abhängig.

Bezeichnung, Größe und Anzahl von Aerosolpartikeln (Tab. 2)

| Aerosolpartikel | | | |
|-----------------|---|---------------------------------|----------------|
| Bezeichnung | Radius [μm] | Anzahl [m^{-3}] | |
| Aitkenkerne | $5 \cdot 10^{-3}$ bis $2 \cdot 10^{-1}$ | über Ozeanen, über dem Bergland | $< 10^6$ |
| | | über Industriegebieten | $\geq 10^{12}$ |
| Große Kerne | 0.2 bis 1 | 10^6 bis 10^9 | |
| Riesenkern | > 1 | 10^6 | |

Quelle : [4]

Die Konzentration der Aitkenkerne pro Kubikmeter Luft variiert von weniger als 10^6 Teilchen über den Ozeanen und dem Bergland bis zu mehr als 10^{12} Partikeln in der Nähe von ausgedehnten Industriegebieten. Große Teilchen und Riesenkern sind im allgemeinen weniger häufig als Aitkenkerne, wobei die Anzahl von Großen Kerne meist $10^6 - 10^9$ und die von Riesenkernen ca. 10^6 Teilchen pro Kubikmeter Luft beträgt.

Betrachtet man nicht die Anzahl sondern die Masse der atmosphärischen Aerosolpartikel pro Kubikmeter Luft, so ergeben sich nachfolgende Werte (s. Tab. 3).

Massenkonzentrationen von Aerosolpartikeln (Tab. 3)

| Teilchenmasse pro m^3 Luft | | | | |
|-------------------------------------|-------------------------|------------------|------------------------|---|
| In der oberen Troposphäre | in gealterter Polarluft | In Bodennähe und | | |
| | | über Ozeanen | über Industriegebieten | in Industrieemissionen, Sandstürmen, Vulkanausbrüchen |
| $< 1 \mu\text{g}$ | $< 5 \mu\text{g}$ | $20 \mu\text{g}$ | $20 - 200 \mu\text{g}$ | bis in den oberen mg-Bereich |

Quelle : [4]

Der Hauptteil der Aerosolpartikel - relativ große Teilchen mit einem Radius r von $r > 0.1 \mu\text{m}$ (s. Tab. 4) - entstehen an der Erdoberfläche durch natürliche, in der Natur ablaufende Vorgänge und durch anthropogene, d.h. vom Menschen verursachte Prozesse.

Dazu gehören :

- Verwitterung von Erdbodenmaterialien und ihr Transport durch den Wind in die Atmosphäre ☞ z.B. das Aufwirbeln von Mineralstaub über ariden Gebieten,
- Zersprühen von Flüssigkeiten ☞ z.B. die Gischt über den Ozeanen,

- Vulkanausbrüche,
- Verbrennungsprozesse
 - antropogener Art → fossile Brennstoffe, Biomasse (z.B. Holz)
 - natürlicher Art → Waldbrände
- Zerkleinerung von Materialien bei industriellen Fertigungsprozessen.

Kleinere Aerosolpartikel mit einer Größe von $r < 0.1 \mu\text{m}$ bilden sich unmittelbar in der Atmosphäre aus anorganischen und organischen Spurengasen durch chemische Prozesse.

Globale Quellen von natürlichen/anthropogenen Spurenstoffen (Tab. 4)

| Aerosolpartikel | | | Typische Größe |
|--|---|---|-----------------------|
| natürlicher Ursprungs | | aus anthropogenen Quellen | |
| Direkter Massentransport in die Atmosphäre (pro Jahr) | | | |
| Seesalz | $1500 \cdot 10^6 \text{ t}$ | Industrie, Kleingewerbe Hausbrand, Verkehr | $r > 0.1 \mu\text{m}$ |
| Mineralstaub | $2000 \cdot 10^6 \text{ t}$ | | |
| Vulkane | $50 \cdot 10^6 \text{ t}$ | | |
| Verbrennung von Biomasse | $100 \cdot 10^6 \text{ t}$ | | |
| biogenes Material | $100 \cdot 10^6 \text{ t}$ | | |
| Summe | $3750 \cdot 10^6 \text{ t}$ | $130 \cdot 10^6 \text{ t}$ | |
| Entstehung aus der Gasphase (pro Jahr) | | | |
| Sulfate | $200 \cdot 10^6 \text{ t}$ | $200 \cdot 10^6 \text{ t}$ | $r < 0.1 \mu\text{m}$ |
| Nitrate | $600 \cdot 10^6 \text{ t}$ | $30 \cdot 10^6 \text{ t}$ | |
| Kohlenwasserstoffe | $500 \cdot 10^6 \text{ t}$ | $50 \cdot 10^6 \text{ t}$ | |
| Summe | $1300 \cdot 10^6 \text{ t}$ | $280 \cdot 10^6 \text{ t}$ | |
| Gesamtsumme | $5050 \cdot 10^6 \text{ t}$ | $410 \cdot 10^6 \text{ t}$ | Quelle : [4] |

Seltene große Vulkanausbrüche können riesige Stoffmengen in die Atmosphäre blasen. Der Vulkan 'El Chichon' z.B., der im Frühjahr 1982 in Mexico ausbrach, schleuderte mehrere Millionen Tonnen SO_2 in die Stratosphäre. Damit zählt dieser Vulkan bezüglich der Menge des in die Atmosphäre gebrachten Materials zu den größten Vulkanausbrüchen dieses Jahrhunderts und nur die Eruptionen des 'Tambora' im Jahre 1815 sowie des 'Krakatau' anno 1883 waren wahrscheinlich stärker. Im August 1982 bedeckte eine stratosphärische Wolke in Schichten ab der Tropopause bis zu einer Höhe von 33 km die geographischen Breiten 10° S bis 30° N .

Betrachtet man die chemischen Eigenschaften von Aerosolpartikeln, so bestehen sie aus anorganischen und organischen Verbindungen mit biologischen Anteilen.

Anorganische Bestandteile sind hauptsächlich Salze und schwerlösliche Oxide, die organischen Substanzen stammen im wesentlichen aus der Verbrennung fossiler Brennstoffe über den Kontinenten und der biologische Part basiert auf Stoffen aus der Biosphäre.

Die Tabelle 4 zeigt, dass die großen natürlichen Quellen die Wüsten und Ozeane darstellen, aus denen Mineralstaub und Seesalz in die Luft gebracht werden.

Der biologische Anteil, das biogene Material, setzt sich aus Sporen, Pollen und Pflanzenabrieb zusammen.

Man nimmt heute an, dass nur etwa 10 % der Aerosolmasse anthropogenen Ursprungs ist, und dass etwa 2/3 der Spurenstoffe aus natürlichen Quellen direkt in die Atmosphäre transportiert werden, während etwa 1/3 aus Gasreaktionen herrühren.

Bei den anthropogenen Stoffen, die unmittelbar in die Atmosphäre gelangen, beträgt der Gasphasenanteil etwa 2/3.

Besonders wichtig für die wolkenbildenden Prozesse ist, dass das kontinentale Aerosol zu etwa 2/3 aus wasserlöslichen und 1/3 aus wasserunlöslichen Teilen besteht.

Zusammensetzung des kontinentalen Aerosols (Tab. 5)

| Mittlere Zusammensetzung des kontinentalen Aerosols | | | |
|---|---------|----------------------|--------------------|
| Eigenschaft | Anteil | anorganische Materie | organische Materie |
| wasserlöslich | ca. 2/3 | 40 % | 25 % |
| wasserunlöslich | ca. 1/3 | 30 % | 5 % |

Quelle : [4]

Atmosphärische Aerosolpartikel binden mit steigender relativer Luftfeuchte Wasser, sie quellen sozusagen, weil der Sättigungsdampfdruck bzw. die relative Sättigungsfeuchte über Salzen und Säuren geringer und eine Funktion der Lösungskonzentration ist. Bei vorgegebener Luftfeuchte ändert sich die Lösungskonzentration solange durch Aufnahme oder Abgabe von Wasser, bis wieder Wasserdampfsättigung herrscht.

Jedes Salz hat eine charakteristische relative Sättigungsfeuchte; bei Kochsalz z.B. beträgt sie 75 %. Hat die relative Luftfeuchte einen höheren Wert, wird die Lösung durch Wasseraufnahme (Kondensation von Wasserdampf in die Lösung hinein) verdünnt. Bei geringeren Werten verdunstet Wasser, so dass die Lösungskonzentration steigt.

Bei geringeren Luftfeuchten als 75 % dagegen kristallisiert Salz aus, wozu jedoch ein Kristallisationskeim notwendig ist.

Das Wasseraufnahme- und -abgabevermögen bestimmt daher erheblich die Bestandteile und chemische Zusammensetzung von Aerosolpartikeln. Bei hohen relativen Luftfeuchten z.B. ist der Wassergehalt so groß, dass sich Spurengase lösen und chemische Reaktionen einsetzen.

Auch der Säuregehalt von Aerosolteilchen ändert sich mit der Feuchtequellung. Bei hoher Feuchte ist die Säure verdünnt (hoher PH-Wert), bei geringer Feuchte konzentrierter (kleiner PH-Wert). Da die Löslichkeit von vielen oxydierten Metallen vom PH-Wert abhängt, können Spurenmetalle - je nach Stärke der Säurekonzentration - in gelöster oder unlöslicher Form in Aerosolpartikeln vorhanden sein.

1.2 Wolkenbildungskerne

Ohne Fremdhilfe ist eine Bildung von Wolkenelementen durch Kondensation und Sublimation im allgemeinen nicht möglich, da diese Vorgänge Werte der relativen Luftfeuchte von weit über hundert Prozent erfordern, die in der Atmosphäre nicht erreicht werden. Die notwendige Voraussetzung ist deshalb das Vorhandensein von geeigneten Aerosolpartikeln, auf denen der Wasserdampf bei relativ geringen Übersättigungswerten kondensieren oder sublimieren kann.

Wolkenbildungskerne (Tab. 6)

| | |
|--------------------|--|
| Kondensationskerne | Kerne, auf denen der Wasserdampf ab 80 % relativer Luftfeuchte kondensieren kann; ihre Effektivität ist von der Kerngröße und der hygroskopischen Wirkung des Teilchens abhängig; gute Kondensationskerne sind große Lösungströpfchen von Salzen oder Säuren und Salzkristalle |
| Sublimationskerne | Kerne, an denen bei tiefen Temperaturen Wasserdampf sublimiert; ihre Effektivität wird von ihrem eisähnlichen Aufbau bestimmt; gute Sublimationskerne stellen große, wasserunlösliche Teilchen mit kristalliner, eisähnlicher Struktur dar |
| Mischkerne | Mischkerne, der Hauptanteil der Kondensationskerne, bestehen aus festen, mit löslichen Substanzen behafteten Partikeln |
| Gefrierkerne | Teilchen, die den Gefrierprozess von unterkühlten Tröpfchen einleiten; im allgemeinen werden ab -10 °C die ersten Kerne wirksam, ab -35 °C sind alle effektiv; gute Gefrierkerne sind große, wasserunlösliche Teilchen mit kristalliner, eisähnlicher Struktur |

Die Phasenwechsel erfolgen dabei sogar unterhalb des atmosphärischen Spitzenwertes der relativen Luftfeuchte von 101 % bzw. sogar bei Luftfeuchten bis zu 80 %, und der Wasserdampf wird bei diesem Vorgang durch Diffusionsvorgänge aus der Kernumgebung zu den Teilchen hin befördert. Auch das Gefrieren von Wasser wird bei relativ tiefen negativen Temperaturen von Kernen initiiert.

Je nach dem, welcher Phasenwechsel die Bildung von Wolkenelementen auslöst, unterscheidet man Kondensations-, Sublimations-, Misch- und Gefrierkerne (s. Tab. 6).

2. Entstehung von Wolkenelementen

Aitkenkerne, der Hauptanteil von Aerosolpartikeln, sind im allgemeinen zu klein, um den Kondensationsprozess effektiv einleiten zu können. Die dazu notwendige Übersättigung des Wasserdampfes wird durch troposphärische Vorgänge nicht erreicht. Hygroskopische Große Kerne und Riesenkerne dagegen können so wirksam sein, dass der Wasserdampf auf ihnen auch bei relativen Luftfeuchten von unter 100 % kondensiert.

Weil der Kondensationsprozess damit zuerst an wasserlöslichen Großen Kernen und Riesenkernen einsetzt, wird der größte Teil des in der Troposphäre zur Verfügung stehenden Wasserdampfes bereits gebunden. Kleinere Kerne nehmen deshalb nur wenig oder sogar überhaupt nicht an der Tröpfchenbildung teil, so dass nur ein Bruchteil der in der Wolke tatsächlich vorhandenen Kerne aktiv am Kondensationsprozess beteiligt ist.

Der Beginn der Tröpfchenbildung wird als Kondensations-Nukleation bezeichnet und das winzige, nicht sichtbare Teilchen, das dadurch entsteht, heißt Keim.

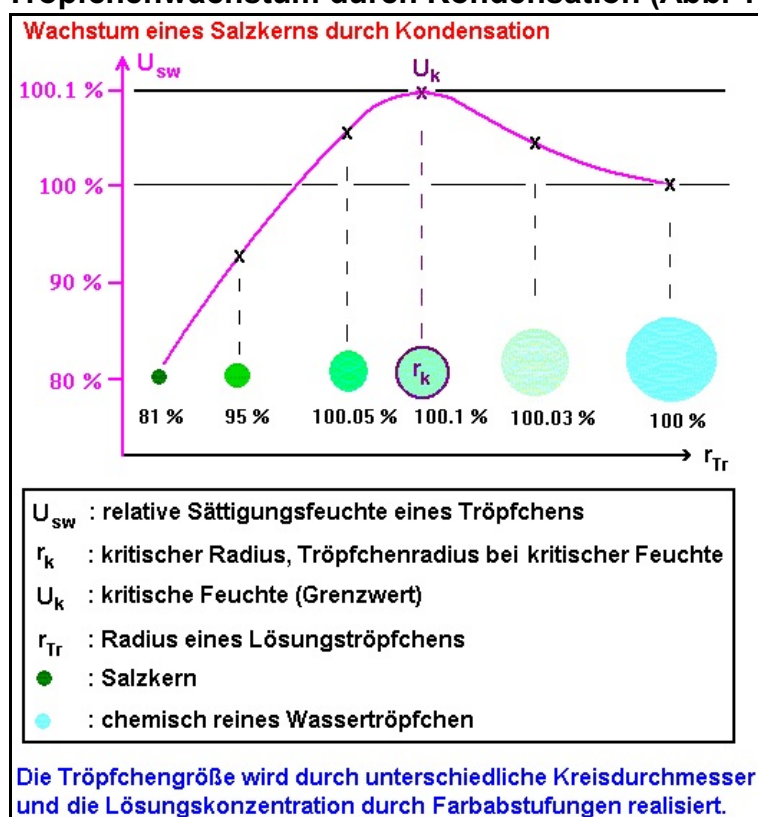
Nach der Keimbildung oder Nukleation wächst das Tröpfchen durch Diffusion des Wasserdampfes, dem Transport zum Teilchen hin und durch seine anschließende Kondensation auf der Tröpfchenoberfläche.

Wenn sich bereits größere Partikel in der Wolken befinden, die durch das Kondensationswachstum eine Mindestgröße von 30 µm erreicht haben, können sie in der Wolke aufgrund ihrer unterschiedlichen Fallgeschwindigkeiten und auch durch kleinräumige Turbulenz kollidieren und sich dadurch vereinigen (Koaleszenzwachstum).

2.1 Wolkentropfchen

Auf einem Kondensationskern kann nur Wasserdampf kondensieren, wenn Übersättigung gegenüber dem Kern herrscht. Seine Größe, der Krümmungsfaktor, und seine Natur, die hygroskopische Wirkung, bestimmen dabei den Sättigungswert. Durch Kondensation des Wasserdampfes auf dem Kern nimmt jedoch seine Größe zu und die Lösungskonzentration durch Verwässerung ab. Bei einem stabilen Phasengleichgewicht - also bei Wasserdampf-sättigung - entspricht daher jeder relativen Luftfeuchte U ein bestimmter Tropfenradius.

Tröpfchenwachstum durch Kondensation (Abb. 1)



Der Sättigungswert über einem Kondensationskern bzw. Lösungströpfchen ist von seiner Größe und seiner hygroskopischen Wirksamkeit abhängig. Über gekrümmten Oberflächen ($r < 10^{-6} m$) ist der Sättigungsdampfdruck größer als über ebenen Wasseroberflächen ($U = 100 %$) und über Lösungen geringer.

Die Abbildung 1 zeigt einen sehr guten Kondensationskern, dessen relative Sättigungsfeuchte bei ca. 81 % liegt, d.h. die hygroskopische Wirkung kompensiert die Krümmungswirkung über. Bei einer angenommenen geringfügigen troposphärischen Übersättigung wächst der Kern zu einem kleinen Lösungströpfchen heran. Weil dadurch die Lösungskonzentration abnimmt, kommt die sättigungsdampfdruckerhöhende Wirkung aufgrund des Krümmungsradius stärker zur Geltung, so dass die relative Sättigungsfeuchte auf 95 % ansteigt.

Kann der Tropfen weiter an Umfang gewinnen, so besteht die Möglichkeit, dass jetzt die Lösungswirkung aufgrund seiner stärkeren Verwässerung den Krümmungseinfluss gerade aufhebt. In diesem Fall beträgt die relative Sättigungsfeuchte genau 100 %. Bei weiter wachsendem Tropfenradius wird die Dampfdruckerhöhung infolge der geringeren Oberflächenkrümmung immer kleiner, so dass ein Maximum der relativen Sättigungsfeuchte erreicht wird, die sogenannte kritische Feuchte, die in der Abb. 1 einen Wert von 100.1 % aufweist; der zugehörige Tropfenradius heißt kritischer Radius.

Ist der Tropfen bis zum kritischen Radius herangewachsen, so könnte er nun - sofern noch Übersättigung herrscht - theoretisch unbegrenzt weiter an Umfang gewinnen, da nun die sättigungsdampfdruckerhöhende Wirkung der Oberflächenkrümmung immer weiter an Einfluss verliert. Die relative Sättigungsfeuchte des Tröpfchens wird deshalb wieder geringer und nähert sich allmählich der einer chemisch reinen, ebenen Wasseroberfläche ($U = 100 %$) an.

Wolkenströpfchen zeigen in der Regel eine kugelförmige Gestalt - nur bei größeren Teilchen treten Abweichungen davon auf - und ihre Dichte ist, sehr kleine Lösungströpfchen ausgenommen, näherungsweise gleich der von reinem Wasser.

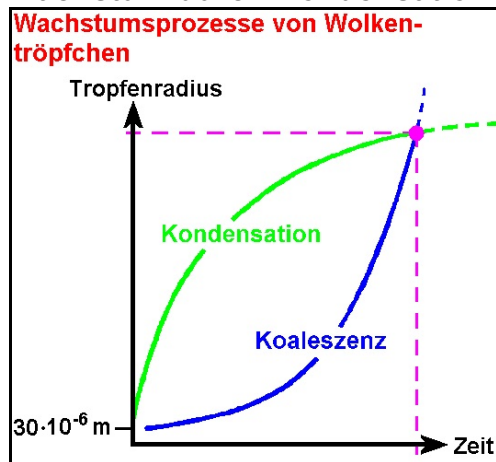
Für Tröpfchen, die bei ihrem Wachstum zu groß geworden sind, herrscht Wasserdampf-untersättigung - ihre Lösungskonzentration ist zu gering -, so dass sie verdunsten müssen.

Tröpfchen, die dagegen einen zu kleinen Radius besitzen, werden deshalb durch Kondensation vergrößert, um bei der vorherrschenden relativen Luftfeuchte U bestehen zu können. Diese Stabilitätsverhältnisse sind bis zu einem Maximalwert von U gültig, der sogenannten kritischen Feuchte mit dem zugehörigen kritischen Radius.

Wird beim Tropfenwachstum der kritische Radius überschritten, besteht nun ein labiles Phasengleichgewicht, d.h. die Tröpfchen befinden sich in einer übersättigten Umgebung und gewinnen solange an Größe, bis ihr Wachstum durch die Abnahme des vorhandenen Wasserdampfes in einer Umgebung mit sehr vielen Kondensationskernen endet. Die Diffusionsrate des Wasserdampfes zum Tropfen und die bei der Kondensation freiwerdende latente Wärme bestimmen ebenfalls das Tropfenwachstum.

Die Wachstumsrate eines Tröpfchens durch Kondensation sinkt jedoch mit der Zeit (s. Abb. 2), weil einerseits der Übersättigungsgrad abnimmt und andererseits der Radius r eines Tröpfchens der 3.-Wurzel aus seinem Volumen V proportional ist; damit sich der Radius verdoppelt, muss sich das Volumen verachtfachen (s. Form. 1).

Wachstum durch Kondensation und Koaleszenz (Abb. 2)



Koaleszenz : Tröpfchenwachstum durch Koaleszenz, ein beschleunigt ablaufender Vorgang, der bei einem Tropfenradius r von $r = 30 \mu\text{m}$ wirksam zu werden beginnt.

Kondensation : Tröpfchenwachstum durch Kondensation

Tropfenradius (Form. 1)

$$r = \sqrt[3]{\frac{3}{4} \pi V}$$

r : Tropfenradius [m]
 π : transzendente Kreiszahl; $\pi = 3.1415926535897\dots$
 V : Volumen [m^3] des Tropfens

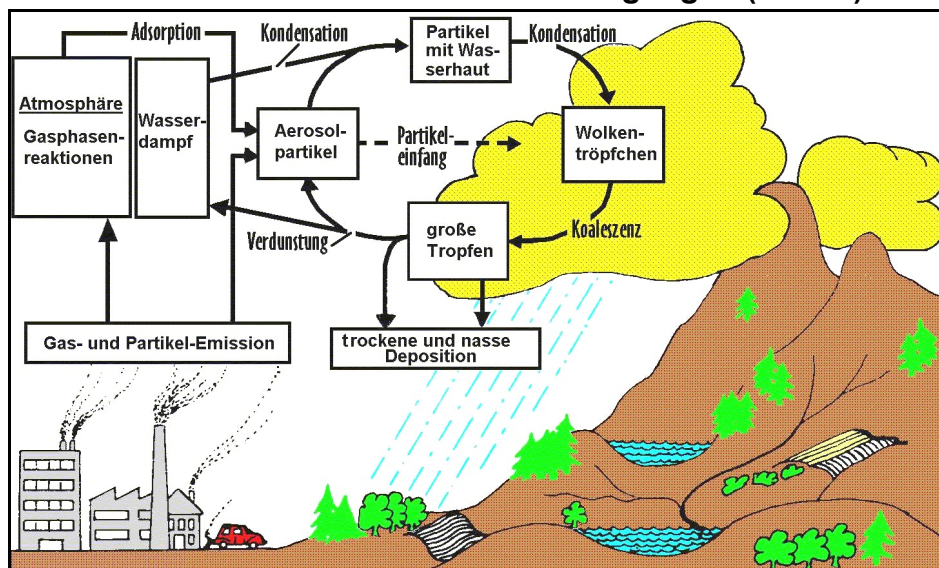
Weil außerdem die Anzahl der Kondensationskerne in der Atmosphäre groß ist - häufig befinden sich um die 1000 Kerne in 1 cm^3 Luft - bilden sich durch Kondensation meist nur kleinere Wolkentröpfchen, aber keine Niederschlagstropfen.

Die tatsächlich in der Troposphäre ablaufenden Vorgänge sind aber weitaus komplexer, als sie bisher geschildert wurden.

Wolkenluft stellt nämlich ein mehrkomponentiges, heterogenes (ungleichartiges) System dar, das sich aus trockener Luft - N_2 , O_2 , CO_2 , Spurengasen usw... -, Wasserdampf, Aerosolpartikeln und Hydrometeoren zusammensetzt und damit Wasser in allen drei Aggregatzuständen enthalten kann. In diesem Konglomerat bilden sich Tröpfchen einerseits durch Kondensation des Wasserdampfes im Aufwindstrom ständig neu, während bereits vorhandene wieder verdunsten können. Der sich bei der Keimbildung um den Kondensationskern entstehende Wasserfilm löst das Partikelmaterial ganz oder teilweise auf, so dass eine hochkonzentrierte Elektrolytlösung auftritt. Andererseits existieren fertig ausgeformte Tröpfchen, die meist aus stark verdünnten idealen Lösungen bestehen. Zwischen diesen beiden extremen Möglichkeiten gibt es aufgrund der dynamischen Vorgänge eine Vielzahl von Übergangsformen, deren jeweilige Lebensdauer aufgrund der mikrophysikalischen Gesetzmäßigkeiten sehr begrenzt ist.

Schematischer Kreislauf der Luftbeimengungen (Abb. 3)

Quelle : [4]



Partikeleinfang

Tröpfchen kollidieren mit Partikeln und fangen sie ein

Adsorption

Anlagerung von gelösten Stoffen an der Oberfläche fester Teilchen

Koaleszenz

Tröpfchen kollidieren untereinander, verbinden sich und wachsen dadurch

Trockene Deposition

Direkte Ablagerung von Aerosolpartikeln und Spurengasmolekülen an der Erdoberfläche

Nasse Deposition

Auswaschen von Aerosolpartikeln und Spurengasen durch Wolken und Niederschläge

Gasphasenreaktionen

Umwandlung von reaktionsfreudigen Spurengasen durch photochemische und katalytische Oxydation mit oder ohne Beteiligung von Aerosolpartikeln und weiteren Gasen zu andersartigen Gasen und zu Aerosolteilchen. Durch Oxydation wird z.B. Schwefeldioxyd zu Sulfataerosolen bzw. Schwefelsäuretröpfchen umgewandelt.

Das Werden und Vergehen von Wolkentröpfchen ist aber nicht nur eine Funktion der Temperatur und des Wasserdampfgehaltes, sondern hängt auch sehr stark vom chemischen Aufbau der Kondensationskerne ab. Die beim Verwässerungsvorgang sich bildende Elektrolytlösung beeinflusst den Sättigungsdampfdruck über der Tropfenoberfläche und ebenfalls die Lebensdauer des Teilchens.

In seinem Lebenszyklus wird es auch gasförmige Spurenstoffe aus der ihn tragenden Luft bis zum Erreichen eines Lösungsgleichgewichtes aufnehmen und natürlich auch einige, seine Bahn kreuzende wasserunlösliche Partikel einfangen (Partikeleinfang).

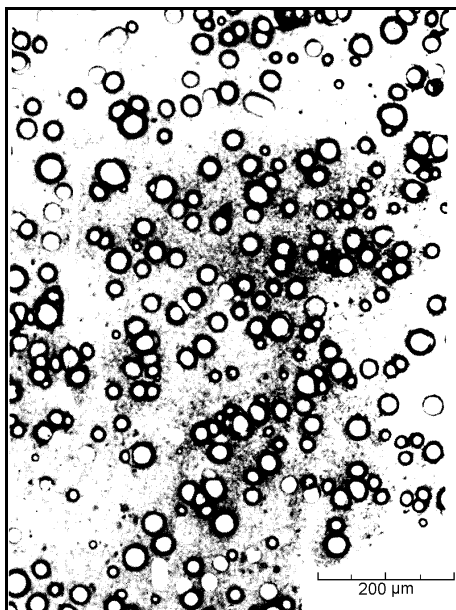
Weil sich in der wässrigen Phase die unterschiedlichen chemischen Stoffe sicherlich nicht miteinander im chemischen Gleichgewicht befinden, kommt es zu mannigfaltigen Reaktionen, die den Sättigungswert zwischen Tröpfchen und Wasserdampf verändern.

Da der Sättigungsdampfdruck über kleineren Tröpfchen größer ist, verdunsten sie schneller als größere, die dadurch durch Kondensation weiter an Umfang gewinnen. Diese und andere Wachstumsprozesse können dazu führen, dass der Hydrometeor zu schwer wird, ausfällt und unterhalb der Wolke wieder verdunstet. Aus gelösten Elektrolyten entstehen dann erneut Salzpartikel und die gelösten Gase werden wieder freigesetzt. Diese Substanzen können durch Aufwinde abermals in die Wolke verfrachtet werden, wo der Prozess - Kondensation, Koaleszenz, Partikeleinfang und chemischen Reaktionen im Tropfen - von vorn beginnt. Man nimmt an, dass dieser Zyklus bis zu hundertmal durchlaufen wird.

Wolkenpartikel in flüssiger Form sind deshalb unterschiedlich groß (s. Abb. 4), wobei ihre Radien im allgemeinen zwischen ca. 1 μm und 5 μm variieren.

Tropfen mit Radien von 1 μm bis 0.1 mm (10^{-6} bis 10^{-4} m) werden als Wolkenröpfchen und die größeren Teilchen als Niederschlagstropfen bezeichnet.

Wolkenröpfchen eines dünnen Stratus (Abb. 4)



Quelle : [5]

Photographie von Wolkenröpfchen (Replikatorsonde)

Replikatorsonde

Eine mit einer Substanz - häufig Kunstharz mit Chloroform als Lösungsmittel - beschichtete Fläche wird innerhalb der Wolke dem Luftstrom ausgesetzt. Die so eingefangenen Tröpfchen werden vom Kunstharz vollständig eingeschlossen und hinterlassen nach dem Verdunsten des Lösungsmittels eine Nachbildung (Replik) des Tropfens.

2.2 Eiskristalle

2.2.1 Primäre Eisbildung

Wie zur Entwicklung von Wolkentröpfchen sind auch zur primären Entwicklung der festen Phase des Wassers Aerosolpartikel notwendig, welche den Gefrier- oder Sublimationsprozess einleiten.

Die Keimbildung von Wassertröpfchen - die winzigsten, unsichtbare Teilchen nach dem Beginn der Kondensation - ist theoretisch und experimentell weitgehend untersucht worden, aber die Bildungsprozesse der kleinsten, nicht sichtbaren Eisteilchen, Eiskeime genannt, ist noch nicht hinreichend genau geklärt. Vorstellbar allerdings sind die folgenden Vorgänge, die als primäre Eisbildungsprozesse bezeichnet werden:

- In unterkühlten Tröpfchen vorhandene Aerosolpartikel, die Gefrierkerne, leiten den Gefriervorgang ein; diese Teilchen können vorher teilweise durchaus auch als Kondensationskerne gewirkt haben (Kondensations- oder Gefrier-Nukleation bzw. -Keimbildung).
- Der Wasserdampf sublimiert direkt auf einem Aerosolteilchen (Sublimations-Nukleation oder -Keimbildung).
- Unterkühlte Wassertröpfchen gefrieren durch den mechanischen Kontakt mit Aerosol- oder Eispartikeln (Kontaktgefrier-Nukleation oder Kontaktkeimbildung).

Welcher dieser primären Eisbildungsmechanismen bei bestimmten Wolkenbedingungen dominiert, ist noch ungeklärt, da die heutigen Messtechniken noch nicht ausreichen, um den relativen Anteil von Gefrier-, Sublimations- und Kontaktkernen in einem natürlichen oder künstlichen Aerosol zu ermitteln.

2.2.1.1 Eisbildung durch Gefrierkerne

Wie bereits bekannt ist, kann Wasser unter den Gefrierpunkt abgekühlt werden, ohne dass Kristallisation einsetzt. Wasser gefriert nämlich meist nur dann im Temperaturbereich von 0 bis $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$, wenn Kerne vorhanden sind, die den Gefrierprozess einleiten, bzw. wenn das unterkühlte Wasser in Berührung mit einer Eisoberfläche kommt.

Die Wahrscheinlichkeit, dass Wolkentröpfchen gute Gefrierkerne enthalten, sie einfangen oder mit Eisteilchen zusammenstoßen, nimmt mit ihrem Volumen zu.

Sind keine Gefrierkerne bzw. keine Eisoberflächen vorhanden, beginnt der Gefrierprozess durch die zufällige Vereinigung einiger weniger Wassermoleküle zu einem kleinsten festen Teilchen, dem Eiskeim. Sein extrem kleiner Krümmungsradius jedoch ermöglicht es den Molekülen bei nicht allzu tiefen Temperaturen - die Eisverdunstung ist dem Krümmungsradius Eiskeimoberfläche umgekehrt proportional, ähnlich wie bei der Tröpfchenbildung durch Kondensation - viel schneller wieder in die flüssige Umgebung zu entweichen, als es von einer ebenen Eisoberfläche der Fall ist. Deshalb ist die Lebensdauer von Eiskeimen bei höheren negativen Temperaturen gering und wird erst weit unter dem Gefrierpunkt größer. Erst ab ca. -40 °C (Schaefer-Punkt) können Wassertröpfchen spontan gefrieren, da nun die thermische Bewegung der Wassermoleküle bei diesen tiefen Temperaturen zu klein ist, um die Eiskeimbildung zu unterdrücken. Für die meisten Tröpfchen mit Radien zwischen 1 und $100\text{ }\mu\text{m}$ liegt der `Schaefer-Punkt` im Temperaturbereich von etwa -41 und -36 °C . Existieren jedoch Gefrierkerne, dann setzt der Kristallisationsvorgang um so früher ein, je eisähnlicher ihre Struktur und je größer der Kern ist. Hierbei gilt:

- Je kleiner die Gefrierkerne sind und je geringer ihre Anzahl ist, desto höher ist die Menge an unterkühlten Wassertröpfchen;
- eine lange Wasserbenetzung vermindert, ein Abtrocknen erhöht ihre Wirksamkeit;
- in Abhängigkeit von der Temperatur werden Gefrierkerne - je nach Größe und Beschaffenheit - unterschiedlich aktiv;
 - zwischen 0 und -8 °C sind nur wenige wirksam;
 - bei -12 °C befindet sich ein erstes Maximum und
 - ein zweites Maximum (nach einer Deaktivierung bis -16 °C) zwischen -18 und -20 °C ;
 - unter -35 °C scheinen alle Gefrierkerne tätig zu werden.

Numerisch lässt sich die Temperaturabhängigkeit der Gefrierkerne durch die nachstehende Exponentialgleichung erfassen.

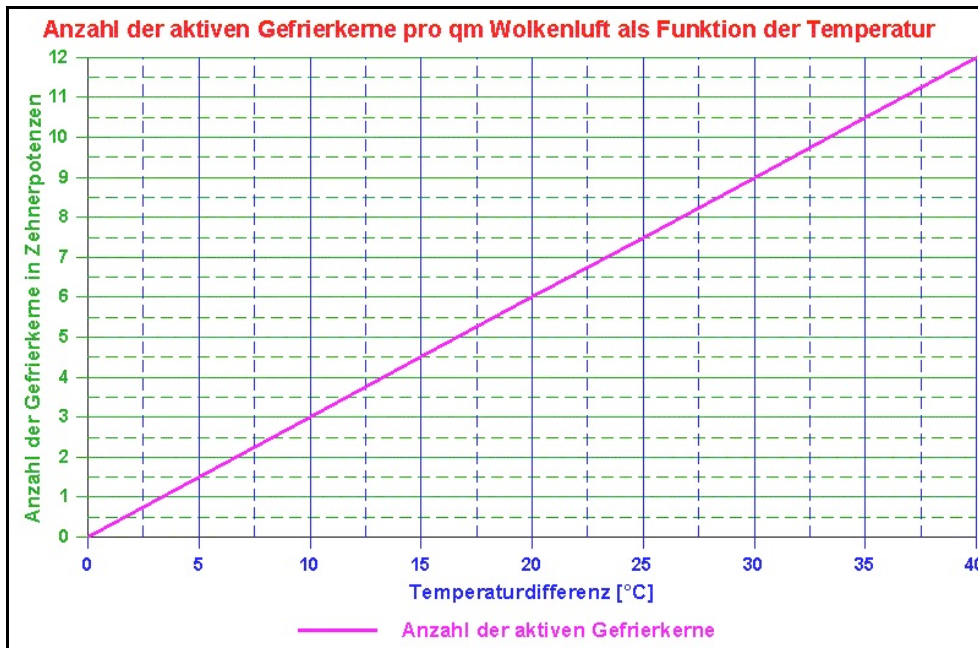
Aktivität der Gefrierkerne (Form. 2)

$$N = N_0^a \Delta t$$

N : Anzahl der aktiven Gefrierkerne pro m^3 Luft bei der Temperatur t
N₀ : Anzahl der aktiven Gefrierkerne pro m^3 Luft bei $t_0 = 0\text{ °C}$
a : Koeffizient; a variiert zwischen 0.3 bis 0.8
 Δt : $\Delta t = t_0 - t$

Dieser Sachverhalt entspricht nahezu den praktischen Erfahrungen. Für große Tröpfchen beginnt der Gefrierprozess bereits bei Temperaturen zwischen 0 und -4 °C und ist bei -15 °C beendet. Für kleine Teilchen - dem Hauptanteil der Wolkentropfen - fängt der Kristallisationsvorgang dagegen bei etwa -10 °C an, hat zwischen -12 und -15 °C ein Maximum und ist bei -20 °C und darunter überwiegend abgeschlossen.

Aktivität der Gefrierkerne (Abb. 5)



N
Anzahl der aktiven Gefrierkerne pro m³ Luft bei der Temperatur t

N₀
Anzahl der aktiven Gefrierkerne pro m³ Luft bei t₀ = 0 °C;
N₀ = 10⁰ = 1

a
Koeffizient; a = 0.3

Δt
Δt = t₀ - t

Die auf der Gleichung 2 basierende Grafik 5 zeigt, dass die Anzahl der aktiven Gefrierkerne N mit sinkender Temperatur t in der Wasserwolke exponentiell zunimmt. Ausgehend von einem aktiven Gefrierkern bei der Temperatur t₀ und einem Koeffizienten a von a = 0.3 sind 10³ unterkühlte Tröpfchen bei einer Wolkentemperatur von -10° C und 10⁶ bei -20° C gefroren. Bei -35° C, der Grenztemperatur zwischen Misch- und Eiswolken, beträgt die Anzahl der aktiven Gefrierkerne 5 · 10¹⁰ (50 Milliarden).

Damit der Phasenübergang Wasser/Eis bei relativ hohen Temperaturen eingeleitet werden kann, müssen Gefrierkerne u.a. nachstehende Bedingungen erfüllen:

- Ihr Kristallgitter sollte mit demjenigen des Eises gut übereinstimmen und
- ihr Aufnahmevermögen sollte so beschaffen sein, dass auf ihrer Oberfläche keine kontinuierliche Wasserschicht entsteht, sondern dass sich mehrere Wasserhäufchen bilden. Auch Wasserstoffbrücken zu Oberflächenatomen des Kerns stellen sich als hilfreich heraus.
- Gefrierkerne müssen wasserunlöslich sein und
- einen Durchmesser von mindestens 0.2 μm aufweisen.

Weiterhin gilt, dass die Eigenschaften der Gefrierkerne in Abhängigkeit von ihrer chemischen Zusammensetzung unterschiedlich stark ausgeprägt sind. Anders wäre es nicht zu erklären, dass eine ganze Reihe von nicht kristallinen (amorphen) und biologischen Stoffen gute Eiskeimbildner darstellen. Hervorragende Gefrierkerne sind deshalb große Mineral- und Silberjodidkristalle.

Lösliche Partikel dagegen erweisen sich meist als völlig ungeeignet.

Untersuchungen ergaben, dass Pflanzenblätter bei ihrem Zerfall zahlreiche superaktive Gefrierkerne produzieren, deren Menge vom Klima des Ursprungsgebiets abhängt.

Tropische Gegenden weisen 10^3 , feucht-gemäßigte Klimate 10^5 und kalt-gemäßigte Klimate bis zu 10^{10} Gefrierkerne pro Gramm Pflanzenmasse auf. Weil die atmosphärische Gefrierkernkonzentration eine ähnliche klimatische Abhängigkeit zeigt, ist möglicherweise ein Großteil der atmosphärischen Gefrierkerne biologischen Ursprungs.

Durch das Einbringen von Gefrierkernen in eine im Labor erzeugte unterkühlte Wolke stellte man fest, dass jede Substanz einen `Temperaturschwellenwert` besitzt, bei dem sie aktiv wird und den Gefriervorgang einleitet. Für die meisten in der Troposphäre wirksam werdenden Gefrierkerne liegt dieser Grenzwert bei etwa -10 bis -15 °C, so dass Wolkentröpfchen in der Regel erst ab ca. -10 °C gefrieren. Mit weiter abnehmender Temperatur nimmt die Zahl der aktiven Kerne in der Wolke stetig zu, anfangs langsam, ab -30 °C jedoch sprunghaft, so dass die Anzahl der Eisteilchen steigt und die Wolke unter -35 °C überwiegend aus festen Partikeln besteht.

In unmittelbarer Bodennähe jedoch, dort also, wo viele große und gute Kerne vorhanden sind, kann der Gefrierprozess auch eher einsetzen. Gefrierkerne mit einer relativ hohen Aktivitätstemperatur von etwa -2 bis -5 °C, die sich beim Zerfallen von Pflanzenblättern bilden, scheint an das Vorhandensein eines speziellen Bakteriums (*Pseudomonas Springae*) gebunden zu sein, das sogar selbst als Gefrierkern in Erscheinung tritt.

Auch die in einer Wolke vorhandenen Eiskristalle oder das vom Menschen in sie eingebrachte Silberjodid wirken als Gefrierkerne und leiten den Gefriervorgang bei -5 °C ein.

Die Auffassung über die Konzentration von Gefrierkernen in der Atmosphäre hat sich in den letzten 10 bis 15 Jahren entscheidend verändert. In den 60er-Jahren war man der Ansicht, dass der Gehalt an Gefrierkernen bei -5 °C ca. 1 Kern pro m^3 und bei -20 °C etwa 1000 Teilchen pro m^3 Luft (Fletcher 1962) beträgt. Diese Zahlenwerte stellten damals auch eine Grundlage für die meisten Versuche der künstlichen Niederschlagsbildung durch Impfungen der Wolken dar, da man glaubte, dass eine Zunahme der Gefrierkernkonzentration eine Verstärkung des niederschlagsbildenden Prozesses zur Folge hätte bzw. das Hagelkornwachstum verhindern würde.

Heute gibt es jedoch viele Anzeichen dafür, dass sich der atmosphärische Gehalt an Gefrierkernen wohl als wesentlich höher als früher angenommen erweist und die Anzahl der Eisteilchen sogar in einigen bedeutenden Fällen größer als die der Gefrierkerne ist.

2.2.1.2 Eisbildung durch Sublimationskerne

Wie bereits angesprochen, können sich kleinste, feste, wässrige Partikel durch den direkten Phasenübergang von Wasserdampf in Eis auf den sogenannten Sublimationskernen bilden. Dieser Prozess findet aber nur statt, wenn die Kerne wasserunlöslich sind und einen Durchmesser von über 200 nm aufweisen. Weiterhin muss die Eisübersättigung groß sein und die Temperatur weit unter dem Gefrierpunkt liegen (s. 2.2.1.1). Weil sich außerdem häufig an den unlöslichen und festen Partikeln in der Atmosphäre lösliche Substanzen angelagert haben, wirken sie meist als Kondensationskerne, so dass der Kondensations- dem Sublimationsprozess zuvorkommt. Deshalb entsteht anfangs ein dünner Wasserfilm um den Kern, der erst anschließend gefriert und einen nicht sichtbaren Eiskeim bildet, auf dem dann weiter Wasserdampf sublimieren kann.

2.2.1.3 Kontaktkeimbildung

Gefrieren unterkühlte Wassertröpfchen durch den mechanischen Kontakt mit Aerosol- oder Eispartikeln, so spricht man von Kontaktgefrier-Nukleation oder -keimbildung.

Besonders die Berührung mit Eisteilchen führt zu einer unmittelbaren Kristallisation von unterkühlten Wassertröpfchen und ist aufgrund der höheren Vertikalgeschwindigkeiten in cumuliformen Wolken kräftiger ausgeprägt als in stratiformer Bewölkung.

Die Kontaktgefrierkeimbildung führt zu einem Gefriervorgang, der an der Oberfläche des unterkühlten Wolkentröpfchens in der unmittelbaren Umgebung des Kontaktbereiches beginnt und danach die gesamte Oberfläche des Tröpfchens erfasst. Ein Eisteilchen mit einem flüssigen Kern ist entstanden.

Weil Eis eine geringere Dichte und damit ein größeres Volumen als flüssiges Wasser aufweist, dehnt sich der flüssige Kern beim Gefrieren aus, so dass das Tröpfchen zerplatzt und sein Umfeld mit Eisstückchen anreichert. Bei benachbarten unterkühlten Tröpfchen, die Kontakt mit diesen Eissplittern aufnehmen, läuft dann der gleiche Zyklus ab.

Die Folge ist eine Eismultiplikation, ein sich beschleunigender Prozess in Form einer Kettenreaktion, der besonders in Quellwolken aufgrund ihrer kräftigen Vertikalbewegungen eine rasche Zunahme des Eiskristallgehalts verursacht, aber durchaus auch in stratiformen Wolken wirksam wird und eine Vermehrung der Eisteilchen bedingt.

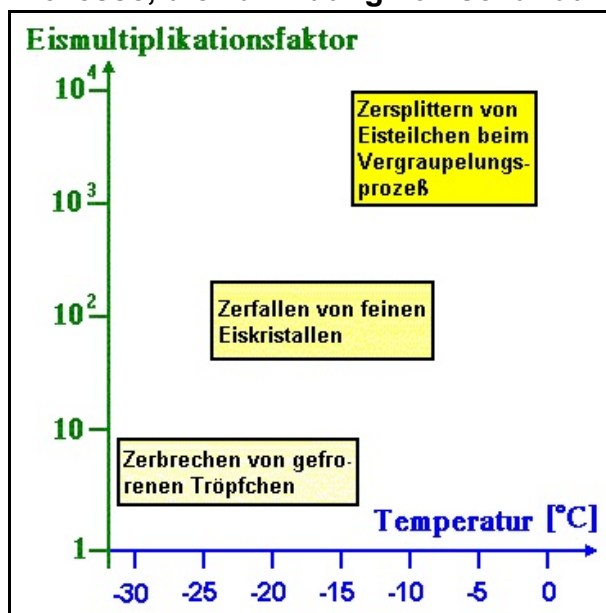
2.2.2 Sekundäre Eisbildung

Eispartikel können nicht nur durch primäre Eisbildung entstehen, sondern es gibt in Wolken noch einige mehr oder minder stark ausgeprägte Prozesse, die zur Erzeugung von sogenannten sekundären Eisteilchen führen. In einigen Wolken ist manchmal sogar die Zahl der Eisteilchen - wie bereits erwähnt - wesentlich größer als die üblicherweise beobachtete Menge von Gefrier- und Sublimationskernen.

2.2.2.1 Eismultiplikation

Anfangs der 60er-Jahre wurden in den USA über dem Staat Missouri sommerliche Quellwolken auf ihren Gehalt an Wolken- und Aerosolpartikeln untersucht (Projekt Whitetop). Die Messdaten ergaben, dass die Anzahl der gefrorenen Tröpfchen und Graupelkörnern bei Temperaturen im Bereich von -5 bis -15 °C häufig die Konzentration von primären Eisbildungskernen unterhalb der Wolke um den Faktor 2 bis 4 übertraf. Weiterführende Laborexperimente ergaben, dass durch den Vergraupelungsprozess beim Vorhandensein eines breiten Spektrums von Wolkentröpfchen im Temperaturbereich von -3 °C bis -8 °C viele Eisteilchen entstehen. Dieser Vorgang wird als 'Eisvervielfältigung' bezeichnet und die sich dadurch ausbildenden Elemente heißen 'sekundäre Eispartikel' (SIP, Secondary ice particle).

Prozesse, die zu Bildung von sekundären Eisteilchen führen (Abb. 6)



Quelle : [9]

Die Abbildung 6 zeigt drei der wichtigsten Vorgänge, die zu einer Vervielfältigung von Eisteilchen in unterschiedlichen Temperaturbereichen von Wolken führen.

Nicht enthalten ist das Entrainment, das in einem weit gefächerten Temperaturspektrum sekundäre Eisteilchen erzeugt.

Wie aus der Abbildung 6 zu ersehen ist, führt ein Zerbrechen von gefrorenen Tröpfchen, das etwa im Temperaturbereich zwischen -15 und -30 °C stattfindet, zu einem Anwachsen des Eiskristallgehaltes um den Faktor von weniger als 10.

Einen größeren Einfluss hat das Zerfallen von feinen Eiskristallen, das bei etwas höheren Temperaturen auftritt, mit einem Maximum bei ca. -15 °C, und die Anzahl der Eiskristalle um den Faktor 100 erhöhen kann.

Das Zersplittern von Eisteilchen beim Vergraupelungsprozess wirkt sich wesentlich stärker aus, liegt etwa im Größenordnungsbereich von 10^3 bis 10^4 , und ist besonders bei Temperaturen um die -5 °C aktiv. Hauptsächlich wird dieser Vorgang durch die Anzahl der Tröpfchen begrenzt, die mit dem wachsenden Eiskristall kollidieren.

Es gibt noch weitere, hier nicht aufgeführte wesentliche Prozesse der Eisvervielfältigung, bei denen die Breite des Tröpfchenspektrums und das Entrainment in einer Wolke die hauptsächlichen Faktoren zu sein scheinen.

Die Produktion von sekundären Eispartikeln ist von entscheidender Bedeutung für die mikrophysikalischen Abläufe in Wolken beim aktiven Koaleszenz-Gefrierprozess. Dieser Vorgang wird im Bereich des maximalen Dampfdruckgefälles ausgelöst und dadurch können mächtige Cumuluswolken (Cu con) in warmen, feuchten Luftmassen innerhalb von wenigen Minuten vollständig vereisen.

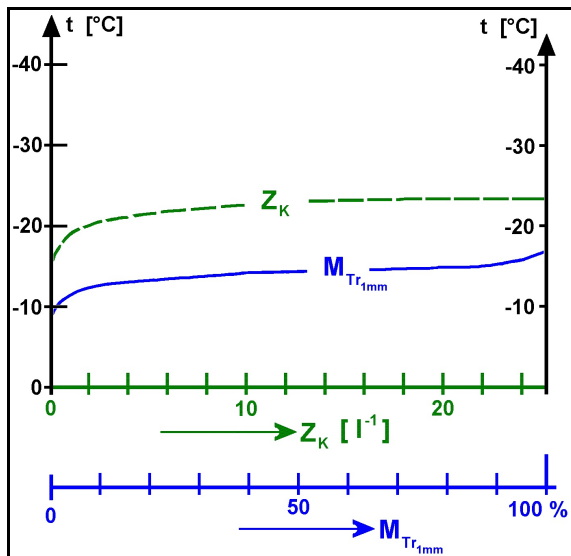
Auch in stratiformen Wolken wurden sekundäre Eispartikel bereits beobachtet, die wahrscheinlich auf der Kontaktkeimbildung beruhen (s. 2.2.2) aber aufgrund der geringeren Vertikalgeschwindigkeiten in stratiformer Bewölkung nicht so zahlreich vorhanden sind wie in cumuliformen Wolken.

2.2.2.2 Koaleszenz-Gefriervorgang

Wasserwolken, in denen ein aktiver Koaleszenzprozess abläuft, können wesentlich eher vereisen, als es sonst üblicherweise der Fall ist. Beobachtungen zeigten, dass millimetergroße Regentropfen bereits bei Temperaturen von über -10 °C gefrieren.

Die Eisphase beginnt sich damit in einem Temperaturbereich der Wolke zu entwickeln, in dem die Übersättigung in bezug auf Eis groß ist, so dass ein optimales Sublimationswachstum gewährleistet ist.

Anzahl von primären Gefrier-/Sublimationskernen und gefrorenen Niederschlags-tröpfchen mit einem Durchmesser von 1 mm (Abb. 7)



Quelle : [1]

Z_K : Anzahl der primären Gefrier- und Sublimationskerne pro Liter Wolkenluft

M_{Tr1mm} : Menge der gefrorenen Niederschlagströpfchen in Prozent mit einem Durchmesser von 1 mm

Der Vergleich der Kurven Z_K und M_{Tr1mm} lässt erkennen, dass Tröpfchen mit einem Durchmesser von 1 mm bei etwa -8 bis -10 °C zu gefrieren beginnen, obwohl bei diesen Temperaturen die Anzahl der primären Gefrierkerne effektiv null ist. Wolken mit einem aktiven Koaleszenzwachstum können deshalb bereits bei einer Temperatur von um die -10 °C zu Mischwolken umgewandelt werden. In diesem Fall wird die übliche, relativ langsam ablaufende Eiskristallbildungsphase des Bergeron-Findeisen-Prozesses vollständig übersprungen, so dass anschließend rasch der Vergraupelungsprozess eintritt. Damit beginnt aber auch die Produktion von sekundären Eispartikeln (s. 2.2.2.1), so dass die Wolken rasant vereisen kann.

Diese Punkte illustriert die Abbildung 7. Der Vergleich von Kurve Z_K mit M_{Tr1mm} lässt erkennen, dass Tröpfchen mit einem Durchmesser von 1 mm bei -8 bis -10 °C zu gefrieren beginnen, obwohl bei diesen Temperaturen die Anzahl der primären Gefrierkerne effektiv null ist. Wolken mit einem aktiven Koaleszenzwachstum können deshalb bereits bei einer Temperatur von um die -10 °C zu Mischwolken umgewandelt werden. In diesem Fall wird die übliche, relativ langsam ablaufende Eiskristallbildungsphase des Bergeron-Findeisen-Prozesses vollständig übersprungen, so dass anschließend rasch der Vergraupelungsprozess eintritt. Damit beginnt aber auch die Produktion von sekundären Eispartikeln (s. 2.2.2.1), so dass die Wolken rasant vereisen kann.

Dieser Koaleszenz-Gefriervorgang kommt besonders in Cumuluswolken zur Geltung, die eine maritime Mikrostruktur, d.h. ein breites Tropfenspektrum besitzen.

In Schichtwolken dagegen müssen die Wolkenobergrenzen, damit der Bergeron-Findeisen-Prozess wirksam werden kann, Temperaturen von mindestens -20 °C aufweisen, was im Mittel einer Obergrenze von etwa 5000 - 6000 m in polar-maritimen und von 8000 m in tropisch-maritimen Luftmassen entspricht.

2.2.3 Formen von Eisteilchen

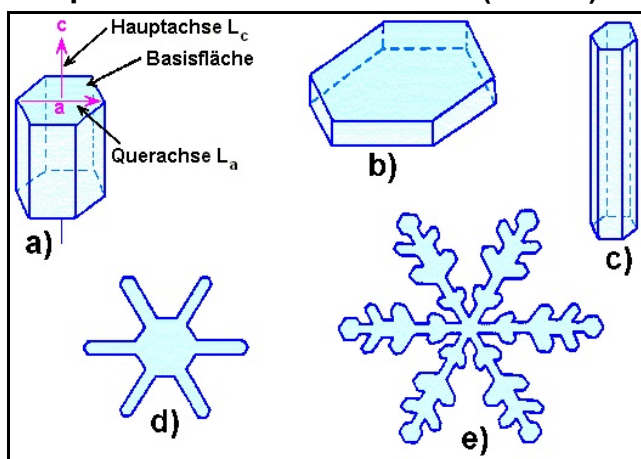
Nach der Keimbildung wachsen die Teilchen zunächst durch Sublimation zu Eiskristallen heran. Eiskristalle sind Partikel, die ausschließlich durch Sublimation entstanden sind und eine meist regelmäßige, symmetrische hexagonale Struktur aufweisen.

Interne Bedingungen (z.B. Störstellen im Kristallgitter) und externe Einflüsse (z.B. Temperatur- und Feuchteverhältnisse) bestimmen ihre Form. Das Aussehen von Eiskristallen ändert sich dabei mit sinkender Temperatur von Plättchen über Nadeln zu Dendriten und hohlen Prismen.

Komplexere Formen von Eiskristallen entwickeln sich dann, wenn Wasserdampf unmittelbar auf einer Eisoberfläche sublimiert. Dieser Vorgang beginnt aber erst wirksam zu werden, wenn Wasserdampfsättigung in bezug auf die flüssige Phase annähernd vorhanden ist. Bevor sich die feste Phase in der Wolke ausbildet, müssen deshalb Wolkentröpfchen durch Kondensation entstanden sein, die durch weitere Hebungsprozesse in höhere und damit kältere Wolkenregionen gelangen und dabei gefrieren. Bei diesem Ereignis behalten sie weitgehend ihre kugelförmige Form.

Hauptformen von Eiskristallen (Abb. 8)

Quelle : [9]



Eiskristalle

Partikel, die ausschließlich durch Sublimation gewachsen sind und eine hexagonale, mehr oder minder regelmäßige, symmetrische Struktur und üblicherweise eine Größe von 1 bis 5 mm im Durchmesser besitzen.

- a) : Eisprisma
 L_c ↔ Hochachse (Hauptachse)
 L_a ↔ Querachse
- b) : Eisplättchen
- c) : Eisnadel
- d) : Schneestern
- e) : Dendritischer Schneestern

Untersuchungen ergaben, dass sich atmosphärische Eiskristalle oder Teile davon als hexagonale Prismen (Abb. 8, a)) entwickeln, die sich als flache Plättchen (Abb. 8, b)) vorwiegend entlang der Querachse L_a formen, oder als Eisnadeln (Abb. 8, c)) in Erscheinung treten, die sich hauptsächlich in Richtung der Hauptachse L_c entfalten. Auch Schneesterne sind oft anzutreffen, einerseits als einfache verzweigte, sechsarmige Platten (Abb. 8, d)) oder andererseits mit dendritischen Auswüchsen (Abb. 8, e)).

Nur selten wurden perfekt gleichmäßig aufgebaute Eiskristalle festgestellt, obwohl der Symmetriegrad manchmal hoch ist. Vielfach sind auch Höhlungen oder Luftblasen im Kristallinneren zu entdecken.

Kombinationen dieser Grundformen sind nicht ungewöhnlich. Platten mit Verzweigungen an den Ecken wurden ebenso beobachtet wie Schneesterne mit Plättchen an den Spitzen und Säulchen mit Platten an beiden Enden. Eine mannigfaltige Formenvielfalt zeigen auch Schneeflocken, die aus einem lockeren Verband von Eiskristallen bestehen.

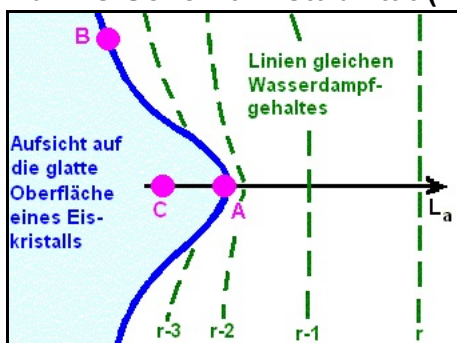
2.2.4 Dominierende Prozesse der Eiskristallbildung

Zwei dominierende Prozesse, der Oberflächen- und Diffusions-Effekt, bestimmen überwiegend die Wachstumsrate eines Eisteilchens in seiner wasserdampfübersättigten Umgebung. Die physikalische Beschaffenheit der Oberfläche des Eisteilchens - glatte Regionen, Ecken oder Kanten - legt die Wirksamkeit fest, mit der sich die Wasserdampfmoleküle in seiner unmittelbaren Umgebung mit ihm verbinden. Bedeutend dabei scheint die Luft/Eis-Grenze, eine quasi-flüssige Schicht zu sein, deren Dicke bei tiefen Temperaturen gering ist und mit der Temperatur zunimmt. Bei $t = -10\text{ °C}$ beträgt sie nur wenige Moleküle und bei 0 °C umgibt eine flüssige Wasserschicht die gesamte Eisoberfläche.

Der Oberflächeneffekt bestimmt anfangs das Wachstum. Aus Eiskeimen entstehen winzige Eiskristalle und danach durch Sublimation kleine Eisprismen. Haben die sich erstmalig gebildet, dominiert der Diffusions-Effekt. Dieser Vorgang legt die Menge der Wasserdampfmoleküle fest, die in der Wolkenluft durch ihre Wärmebewegungen von Orten höherer zu denen geringfügiger Konzentration auf unregelmäßigen Bahnen zum Eiskristall hin befördert werden. Wird dabei hinreichend Wasserdampf transportiert, bilden sich größere Teilchen und verzweigte Eiskristalle.

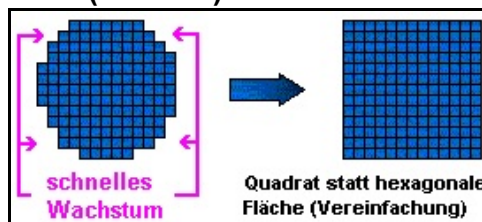
Glatte Eisflächen wachsen allerdings langsamer als unregelmäßige Strukturen in Form von Kanten, Ecken und Beulen. Dieser Vorgang, der als Mullins-Sekerka-Instabilität bezeichnet wird, kann z.B. ein symmetrisches Wachstum von Eiskristallen bewirken, sofern die Übersättigung gegenüber Eis nicht allzu hoch ist. Am Punkt A der Abb. 9, der als Aufwölbung in die wasserdampfhaltigere Umgebung hineinragt, lagern sich mehr Wasserdampfmoleküle an als bei B und C. Das Eiskristall entwickelt sich daher schneller in die Richtung L_a . Ein Beispiel dafür zeigt die Abbildung 10, das aus Gründen der Vereinfachung das Wachstum zu einer quadratischen und nicht hexagonalen, symmetrischen Fläche demonstriert.

Mullins-Sekerka-Instabilität (Abb. 9)



Quelle : [12]

Beispiel eines symmetrischen Wachstums (Abb. 10)



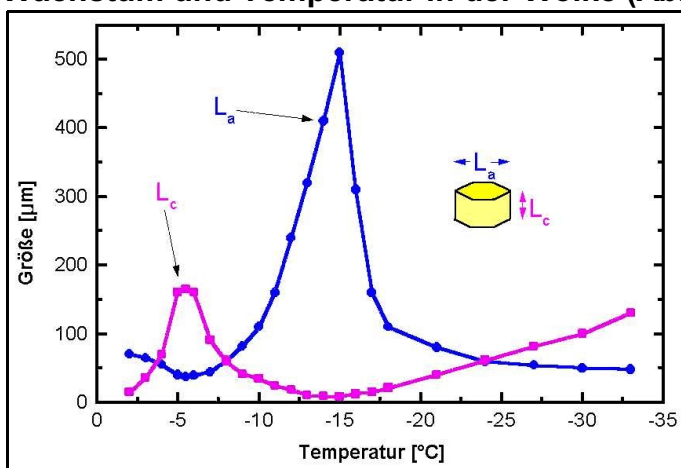
Glatte Eisflächen wachsen allerdings langsamer als unregelmäßige Oberflächenstrukturen in Form von Kanten, Ecken und Beulen. Dieser Vorgang, der als Mullins-Sekerka-Instabilität bezeichnet wird, kann z.B. ein symmetrisches Wachstum von Eiskristallen bewirken, sofern die Übersättigung gegenüber Eis nicht allzu groß ist. Am Punkt A der Abb. 9, der als Aufwölbung in die wasserdampfhaltigere Umgebung hineinragt, lagern sich mehr Wasserdampfmoleküle an als bei B und C. Das Eiskristall entwickelt sich daher schneller in die Richtung L_a . Ein Beispiel dafür zeigt die Abbildung 10, das aus Gründen der Vereinfachung das Wachstum eines Eiskristalls zu einer symmetrischen quadratischen und nicht hexagonalen Fläche demonstriert.

Vernachlässigt man den Einfluss des Diffusions-Effektes und betrachtet nur die Entwicklung von kleinen, einfachen, symmetrischen Eisprismen, dann bestimmt die Temperatur die Wachstumsrichtung entlang der Haupt- oder Querachse (s. Abb. 11). Bei Wolkentemperaturen von um die -5 °C sowie bei sehr tiefen Werten bilden sich bevorzugt Eisprismen (bevorzugtes L_c -Wachstum) und bei -15 °C entwickeln sich vorrangig Eisplättchen (optimales L_a -Wachstum).

Vernachlässigt man den Einfluss des Diffusions-Effektes und betrachtet nur die Entwicklung von kleinen, einfachen, symmetrischen Eisprismen, dann bestimmt die Temperatur die Wachstumsrichtung entlang der Haupt- (L_c) oder Querachse (L_a).

Wachstum und Temperatur in der Wolke (Abb. 11)

Quelle : [12]



Vernachlässigt man den Einfluss des Diffusions-Effektes und betrachtet nur das Wachstum von kleinen, einfachen, symmetrischen Eisprismen, dann bestimmt die Temperatur die Wachstumsrichtung entlang der Haupt- (L_c) oder Querachse (L_a). Bei Temperaturen in der Wolke von um die -5 °C sowie bei sehr tiefen Werten bilden sich bevorzugt Eisprismen (bevorzugtes L_c -Wachstum) und bei -15 °C entwickeln sich vorrangig Eisplättchen (optimales L_a -Wachstum).

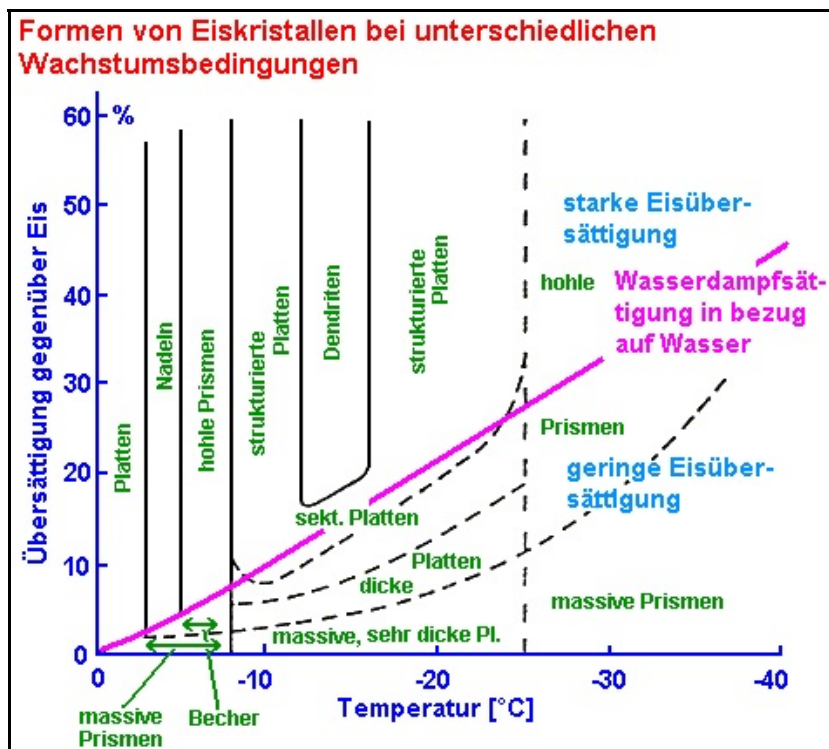
Nachdem ein größeres Eiskristall entstanden ist, dominiert der Diffusions-Effekt seinen weiteren Entwicklungsvorgang und damit sein Aussehen. Von Bedeutung dabei ist die sogenannte Mullins-Sekerka-Instabilität, die besagt, dass Segmente von Eiskristallen, die als Spitzen oder Ecken in die übersättigte Umgebung hineinragen, dazu tendieren, sich schneller zu entwickeln als Teile mit glatten Oberflächen.

Dadurch können komplexe Eiskristallformen mit dendritischen Verzweigungen bilden.

. Dieser Effekt kann allerdings auch dazu führen, dass beim Eckenwachstum Moleküle aus der Oberflächenmitte eines Eiskristalls geraubt werden. Dadurch entwickeln sich becherförmige Hohlprismen und -platten, die so genannten Hopper-Kristalle (s. Abb. 13. b)).

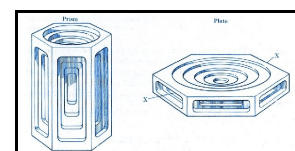
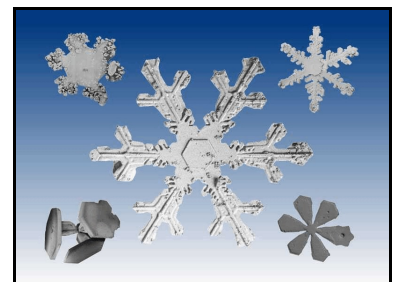
Weil in der Mischwolke die Übersättigung in bezug auf Eis mit der Höhe variiert, zeigen Eiskristalle beim Diffusionswachstum in Abhängigkeit von der Temperatur ein unterschiedliches Aussehen. Bei geringen Übersättigungen - einige wenige Prozent - und um Temperaturen von -2 bzw. -15 °C bilden sich Plättchen und um -5 sowie unter -25 °C Säulchen. Bei höheren Werten entwickeln sich extremere Formen wie z.B. lange Eisnadeln bei -5 °C ($L_a/L_c \ll 1$) und sehr flache, plättchenähnliche Kristalle bei -15 °C ($L_a/L_c \gg 1$). Bei noch größeren Übersättigungen zeigen sich mehr Strukturen. Beispielsweise entfalten sich bei mittlerer Eisübersättigung sowie bei -15 °C sektorielle Plättchen und bei hohen Werten farnartige dendritische Eiskristalle, die am besten im Temperaturbereich von etwa -12 bis -16 °C ausgebildet sind, weil dort die Übersättigung gegenüber Eis ihr Maximum hat. Das Formenreichtum der Eiskristalle in der Natur, basierend auf den 5 Basistypen der Abb. 12, weist daher auf die vielfältigen und mathematisch schwer erfassbaren Wachstumsbedingungen hin, wenn sich die Teilchen in der Wolke vertikal durch die unterschiedlichen Temperatur- und Feuchteverhältnisse bewegen. Kein Eiskristall gleicht deshalb einem anderen.

Eiskristallformen bei unterschiedlichen Wachstumsbedingungen (Abb. 12, 13 a), b))



Quelle : [12]

In Abhängigkeit vom Grad der Übersättigung des Wasserdampfes gegenüber der festen Phase des Wassers und/oder von der Temperatur in der Wolke bilden sich in der Natur Eisprismen, -Nadeln, -becher und -dendriten in vielfältigen Variationen.



Die Grafik 12 verdeutlicht noch einmal die Vielzahl von unterschiedlichen Eiskristallformen, die in der Natur vorkommen können. In Abhängigkeit vom Grad der Übersättigung des Wasserdampfes gegenüber der festen Phase des Wassers und/oder von der Temperatur in der Wolke bilden sich Eisprismen, -Nadeln, -becher und -dendriten in vielfältigen Variationen.

Neben den regulären Eiskristallen und unterkühlte Wassertröpfchen existieren jedoch in strati- und cumuliformen Mischwolken auch noch bereifte Eiskristalle, Graupelkörner (meist nur im Cb), gefrorene Tropfen, Hagel (nur im Cb) und Schneeflocken, die allgemein als Eispartikel oder -teilchen bezeichnet werden.

Die Größe von einzelnen regulären Eiskristallen beträgt im Durchmesser ca. 1 - 5 mm und die Dichte der Teilchen ist davon abhängig, wie viel Luft im Eis beim Bildungsprozess konserviert wurde.

Ihre maximale Dichte von $\rho_i = 900 \text{ kg m}^{-3}$, die Dichte von reinem Eis, weisen die Partikel dann auf, wenn keine Lufteinschlüsse vorhanden sind.

Ein weiterer interessanter Aspekt ist auch der mit abnehmender Temperatur steigende Härtegrad von Eis.

Bei etwa $-40 \text{ }^\circ\text{C}$ ist es so fest wie Eisen, so dass in der Arktis die Berührung von scharfen, vom Winde getriebenen Eisnadeln mit der nackten menschlichen Haut sehr schmerzhaft sein kann.

3. Wechselwirkungen von Wolkenelementen

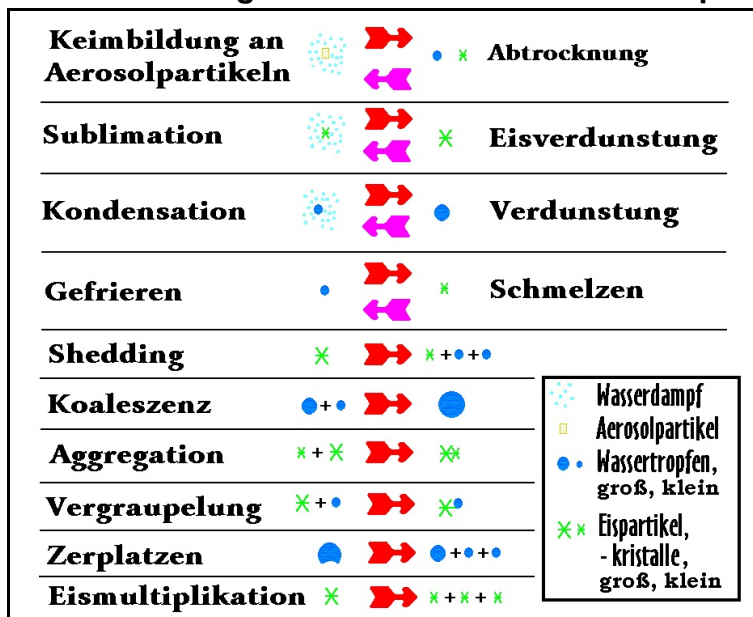
Wolkenluft besteht aus einem Gemisch von trockener Luft, Wasserdampf, Hydrometeoren und Aerosolpartikeln, deren einzelne Bestandteile sich ständig wandeln und sich gegenseitig beeinflussen.

Die Entstehung von Hydrometeoren wird durch die Keimbildung (Nukleation) eingeleitet und diese winzigen Partikel wachsen bei Wasser-/Eisübersättigung durch Kondensation/Sublimation des Wasserdampfes. Bei Wasser-/Eisuntersättigung dagegen verlieren sie an Masse durch Verdunstung/Eisverdunstung und im Extremfall bleibt - da alle Hydrometeore zumindest ein Aerosolteilchen als Kern besitzen -, die abgetrocknete Substanz zurück.

Flüssige Teilchen werden hydrodynamisch instabil und zerplatzen in mehrere kleinere Tropfen, wenn ihr Durchmesser den kritischen Wert von ca. 5 mm überschreitet.

Auch bei Zusammenstößen von zwei Wassertropfen muss nicht unbedingt ein größerer Tropfen durch Koaleszenzwachstum entstehen, sondern es können dadurch durchaus mehrere kleinere Tröpfchen erzeugt werden.

Wechselwirkungen und Prozesse von Wolkenpartikeln (Abb. 13)



Quelle : [5]

Eiskristalle

Eisteilchen, die ausschließlich durch Sublimation gewachsen sind und eine regelmäßige, meist symmetrische hexagonale Struktur zeigen

Eispartikel

Eisteilchen, deren geometrische Form sehr komplex sein kann, wie z.B. Schneeflocken, vergraupelte Eiskristalle, Graupelkörner, gefrorene Tropfen und Hagel

Keimbildung

Aufnahme von Wasserdampf durch Aerosolpartikel

Shedding

Ablösung des Wasserfilms beim Schmelzen eines relativ großen Eispartikels

Aggregation

Kollisionen von Eisteilchen und ihre Zusammenballung

Vergraupelung (Bereifen)

Kollisionen von Eisteilchen mit unterkühlten Wassertropfen, die anfrieren

Zerplatzen

- bei Überschreitung des kritischen Durchmessers (ca. 5 mm), zerbricht der Tropfen im Luftstrom in mehrere kleinere Tropfen (hydrodynamische Instabilität)
- beim Zusammenstoß von zwei Tropfen kann nicht nur ein größerer (Koaleszenzprozess) entstehen, sondern es ist auch ein Zerbrechen in zwei oder mehrere kleinere Tröpfchen möglich

Eismultiplikation

- Abbrechen von Eisstückchen bei Kollisionen von Eiskristallen
- Zersplittern von Eispartikeln während der Vergraupelung
- Zerbrechen von gefrorenen Tropfen

Durch den Bergeron-Findeisen-Prozess bilden sich die Eiskristalle und durch die Vorgänge Aggregation, Gefrieren und Vergraupelung entstehen Teilchen mit mehr oder weniger unregelmäßigen Formen und Eisdichten.

Dazu gehören z.B. Eiskristalle, vergraupelte Eiskristalle/Schneeflocken, gefrorene Wassertropfen, Eiskörner, Schneegriesel, Reif-/Frostgraupeln sowie Hagelkörner.

Eispartikel entwickeln sich aber nicht nur durch die primäre Eisbildungsprozesse - Sublimations-, Kondensations- oder Kontaktgefrier-Nukleation -, sondern auch durch Eismultiplikation.

In unterkühlten maritimen Wolken z.B. kann der Gehalt an Eisteilchen durch die sekundäre Eisbildung und das nachfolgende Zersplittern von Eis beim Vergraupelungsprozess (Koaleszenz-Gefriervorgang) in kurzer Zeit rasch anwachsen

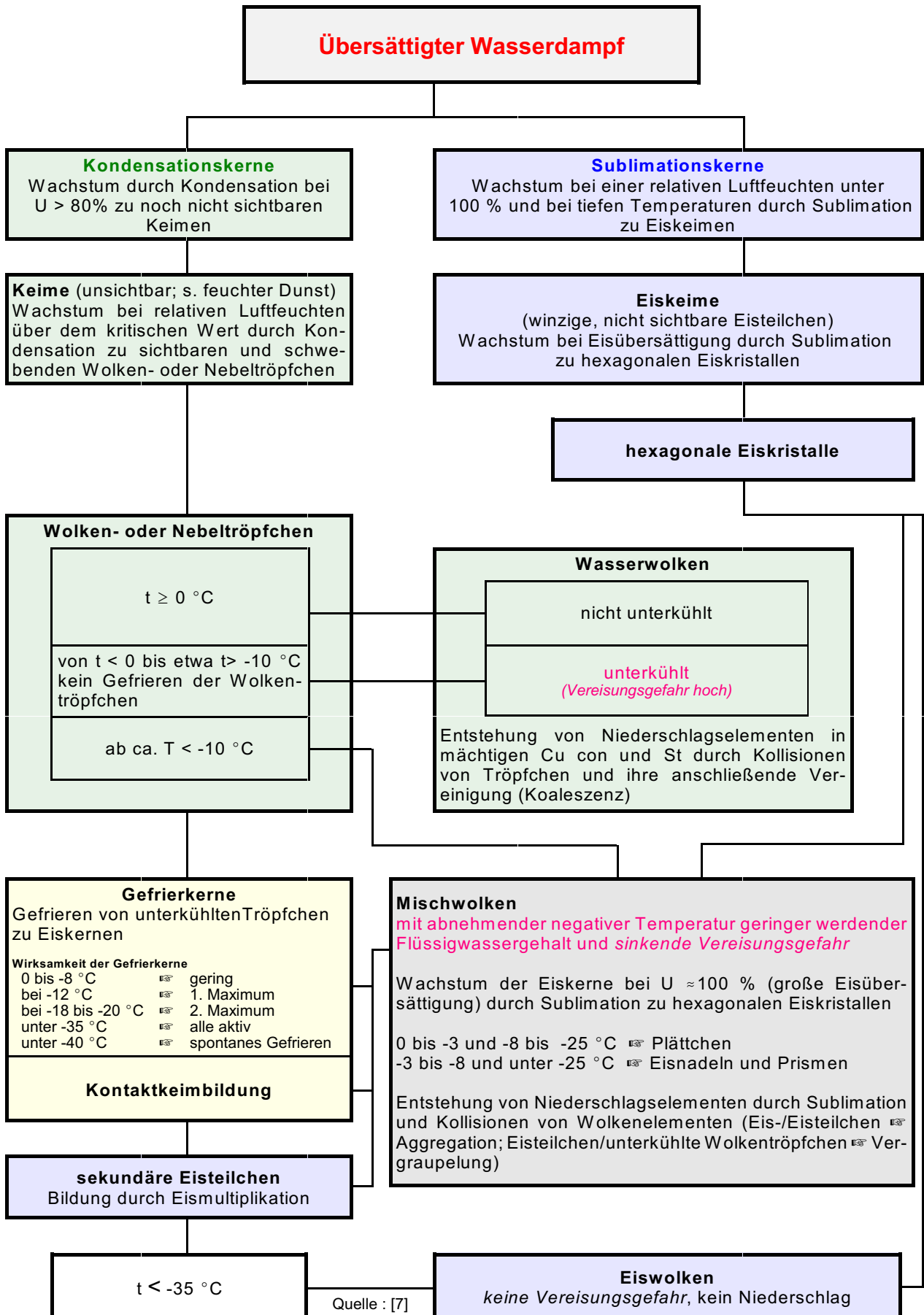
Größere Wolkenelemente mit nennenswerten Fallgeschwindigkeiten entstehen bei

- Kollisionen mit anderen Teilchen :
 - Tropfen fließen zusammen, so dass sich ein großer Tropfen ausformt (Koaleszenz);
 - Tropfen frieren an Eisteilchen an, so dass bei nicht zu hohen Temperaturen wieder Eisteilchen entstehen (Vergraupelungsprozess);
 - Eispartikel verbinden sich durch den Kristallisationsvorgang bzw. sie verhaken sich miteinander, so dass sich Schneeflocken bilden (Aggregation).
- das Sublimationswachstum in Mischwolken, in denen die Eisteilchen auf Kosten der unterkühlten Wolkentropfen zu 1 - 5 mm großen Eiskristallen heranwachsen (Bergeron-Findeisen-Prozess).

Weiterhin können Eispartikel schmelzen. Dadurch entstehen sehr große Tropfen mit Durchmessern von über 4 mm, so wie sie beim Auftreten von sommerlichen Regenschauern zu beobachten sind.

Relativ kleine Tröpfchen formen sich durch 'Shedding', wenn sich der Wasserfilm, der sich beim Schmelzen eines großen Eisteilchens bildet, ablöst und in kleinere Elemente zerfällt.

Schematisierte Darstellung der Entstehung von Wolken (Tab. 7)

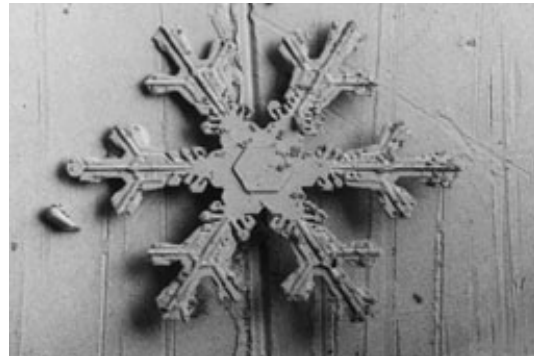


Anhang

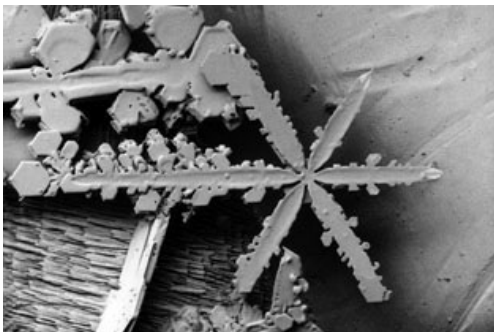
Bilder von Eisteilchen ([Quellen:13, 12])



Normales hexagonales dendritisches Eiskristall



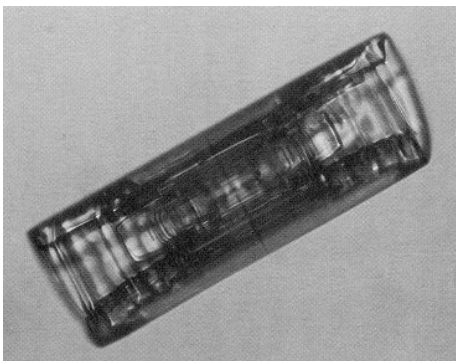
Hexagonales Eisplättchen mit dendritischen Auswüchsen



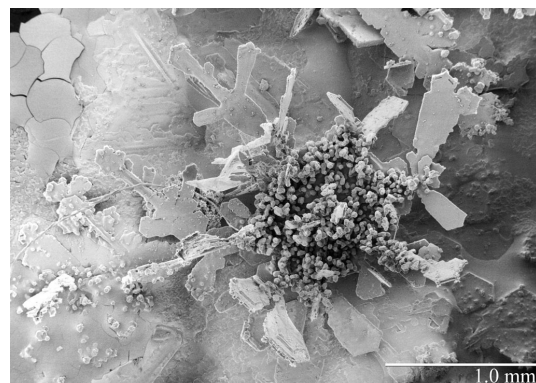
Sternförmiges Schneekristall



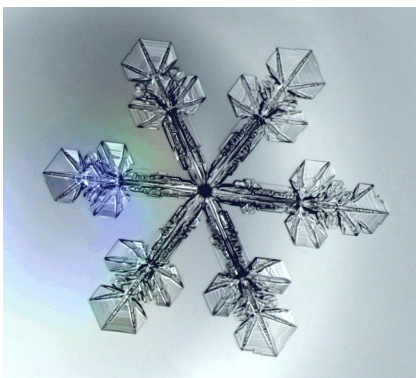
Hexagonales Schneekristall mit breiten Ästen, aus zwei gewöhnlichen 3-ästigen Schneekristallen bestehend



Hohle Säule



Graupelkorn mit dendritischen Eiskristallen



Literatur

- [1] Braham, R.R. : The cloud physics of weather modification;
University of Chicago (USA)
- [2] DWD : Allgemeine Meteorologie;
Leitfaden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst,
3. Auflage, Offenbach 1987
- [3] DWD : Die chemische Zusammensetzung der unteren Atmosphäre;
II. Die Aerosole;
Promet 3'75
- [4] DWD : Reaktive Spurenstoffe in der Atmosphäre;
Promet 3/4 89
- [5] DWD : Wolkenphysik und Wolkendynamik I;
Promet 1/2 93
- [6] Federer, Bruno : Aktuelle Probleme der Wolkenphysik;
Meteorologische Rundschau Nr. 33,
April 1980
- [7] Knorr, H. : Unterrichtsmaterial;
DWD WDS Langen
- [8] Liljequist, G.H.,
Cehak, K. : Allgemeine Meteorologie; 3. Auflage,
Friedr. Vieweg & Sohn, 1984
- [9] Meteorological Office : A Course of Elementary Meteorology; Second Edition,
Her Majesty's Stationery Office,
London 1978
- [10] Meteorological Office : Meteorological Glossary; 5. Edition,
Her Majesty's Stationery Office,
London 1972
- [11] Rakovec, J. : Thunderstorms and Hail;
Theoretical and Applied Climatology 40, 179 - 186 (1989),
Springer Verlag 1989
- [12] Internet : Snow crystals;
<http://www.its.caltech.edu/~atomic/snowcrystals/>
- [13] Internet : Snow crystals;
<http://emu.arsusda.gov/snowsitere/selected/select1.html>