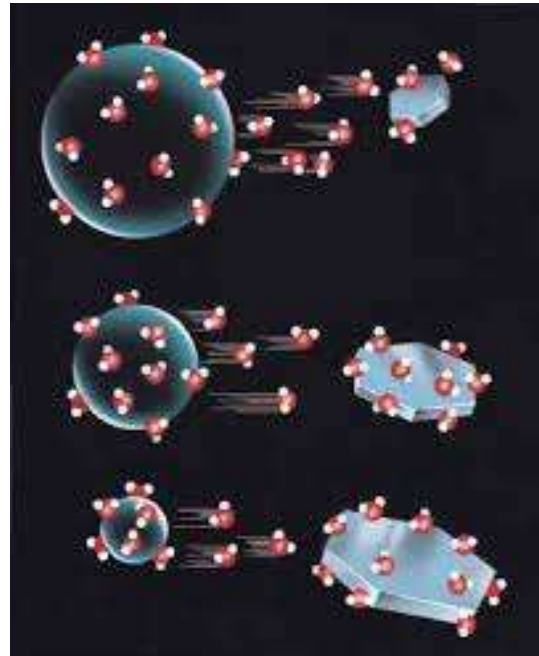


8

Microfísica de nubes frías

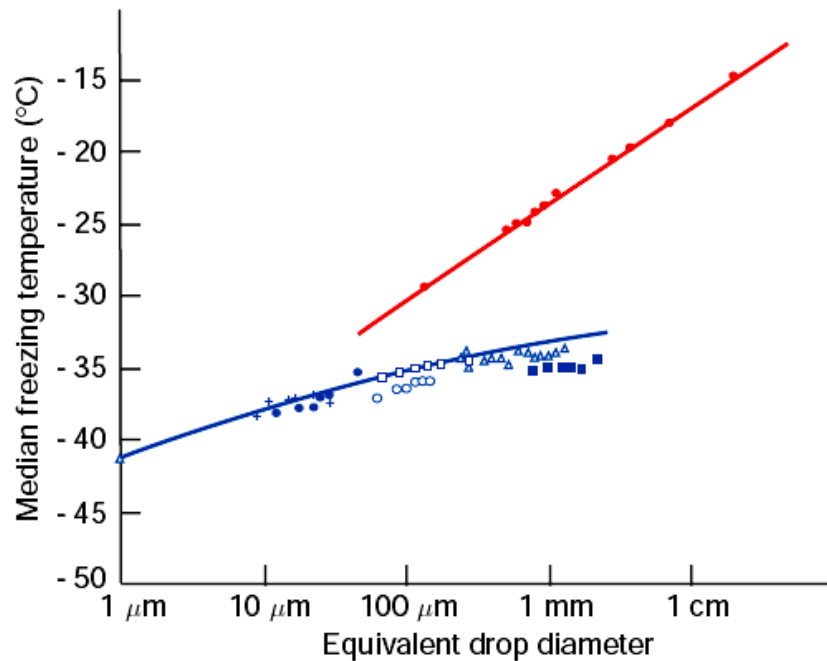


Si una nube se extiende por encima del nivel de 0 °C se llama una *nube fría*. A pesar de que la temperatura puede estar por debajo de 0 °C, las gotas de agua líquida todavía pueden existir en estas nubes, en cuyo caso se las llaman *gotitas superenfriadas*. Las nubes frías también pueden contener partículas de hielo. Si una nube fría contiene tanto partículas de hielo y como gotas enfriadas, se dice que es una *nube mixta*; si consiste completamente de hielo, se dice *congeada*.

La nucleación de partículas de hielo; núcleos de hielo

Una gotita superenfriada está en un estado inestable. Para que ocurra la congelación, suficientes moléculas de agua deben unirse dentro de la gotita para formar un embrión de hielo lo suficientemente grande como para sobrevivir y crecer. La situación es análoga a la formación de una gota de agua desde la fase vapor. Si un embrión de hielo dentro de una gotita supera un cierto tamaño crítico, su crecimiento producirá una disminución de la energía del sistema. Sin embargo, cualquier aumento en el tamaño de un embrión de hielo más pequeño que el tamaño crítico provoca un aumento en la energía total. En este último caso, desde un punto de vista energético, para el embrión es preferible no prosperar.

Si una gota de agua no contiene partículas extrañas, se puede congelar por *nucleación homogénea*. Debido a que la cantidad y tamaños de los embriones de hielo que se forman por agregaciones casuales aumentan con la disminución de la temperatura, por debajo de una cierta temperatura (que depende del volumen de agua considerada), la congelación por nucleación homogénea se convierte en hecho virtual.



La nucleación homogénea se produce en aproximadamente $-41\text{ }^{\circ}\text{C}$ para gotitas de aproximadamente $1\text{ }\mu\text{m}$ de diámetro y a alrededor de $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$ para las gotas de $100\text{ }\mu\text{m}$ de diámetro. Por lo tanto, en la atmósfera, la nucleación homogénea de congelación se produce generalmente sólo en nubes altas .

Fig. 6.29 Median freezing temperatures of water samples as a function of their equivalent drop diameter. The different symbols are results from different workers. The red symbols and red line represent heterogeneous freezing, and the blue symbols and line represent homogeneous freezing. [Adapted from B. J. Mason, *The Physics of Clouds*, Oxford Univ. Press, Oxford, 1971, p. 160. By permission of Oxford University Press.]

Si una gotita contiene un tipo especial de partícula, llamada *núcleo de congelación*, se puede congelar por un proceso conocido como *nucleación heterogénea* en la que las moléculas de agua en la gotita se disponen sobre la superficie de la partícula para formar una estructura similar al hielo que puede aumentar en tamaño y hacer que la gota se congele. Debido a que la formación de la estructura de hielo es ayudada por el núcleo de congelación, y el embrión de hielo también comienza con las dimensiones del núcleo, la nucleación heterogénea puede ocurrir a temperaturas mucho más altas que la nucleación homogénea. Los símbolos de color rojo en la figura. 6.29 muestran los resultados de experimentos de laboratorio sobre la congelación heterogénea de las gotas de agua. Las gotitas consistían en agua destilada a partir lo cual se eliminó la mayor parte (pero no todas) de las partículas extrañas. Un gran número de gotas de cada tamaño indicado en la figura fueron enfriadas, tomando nota de la temperatura a la que se habían congelado la mitad de ellas. Se puede observar que la mediana de la temperatura de congelación aumenta a medida que el tamaño de las gotitas se incrementa. La dependencia con el tamaño refleja el hecho de que una gota más grande es más probable que contenga un núcleo de congelación capaz de causar la nucleación heterogénea a una temperatura dada.

Hemos asumido anteriormente que la partícula que inicia la congelación está contenida dentro de la gotita. Sin embargo, también se pueden congelar gotas de la nube si una partícula adecuada en el aire entra en contacto con ella, en cuyo caso se dice que la congelación ocurre por *nucleación de contacto*, y la partícula se conoce como un *núcleo de contacto*. Los experimentos de laboratorio sugieren que algunas partículas pueden causar que una gota se congele por nucleación de contacto a temperatura varios grados más alta que si estuvieran embebidas en la gotita.

Ciertas partículas en el aire también sirven como centros en los que se puede formar hielo directamente desde la fase de vapor. Estas partículas se conocen como *núcleos de deposición*. El hielo se puede formar por deposición a condición de que el aire esté sobresaturado con respecto al hielo y la temperatura sea suficientemente baja. Si el aire está sobresaturado con respecto al agua, una partícula adecuada puede servir ya sea como núcleo de congelación (en la que el agua líquida se condensa primero sobre la partícula, y posteriormente se congela) o como un núcleo de deposición (en cuyo caso no hay fase líquida intermedia).

Si se quiere hacer referencia a una partícula de nucleación de hielo, en general, sin especificar su modo de acción, lo llamaremos un *núcleo de congelación o de hielo*. Sin embargo, se debe tener en cuenta que la temperatura a la que una partícula puede causar la formación de hielo depende, en general, del mecanismo.

Las partículas con separaciones moleculares y arreglos cristalográficos similares a los del hielo (que tiene una estructura hexagonal) tienden a ser eficaces como núcleos de hielo, aunque esta no es una condición ni necesaria ni suficiente. La mayoría de los núcleos de hielo eficaces son prácticamente insolubles en agua. Algunas partículas inorgánicas del suelo (principalmente arcillas) nuclean hielo a temperaturas bastante altas ($> -15\text{ }^{\circ}\text{C}$). Por ejemplo, en un estudio, el 87% de los cristales de nieve recogidos en el suelo tenía partículas minerales de arcilla en sus centros. Muchos materiales orgánicos son núcleos de hielo eficaces. Hojas de vegetales descompuestos contienen núcleos de hielo, algunos se activan a T tan alta como $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Núcleos de hielo activos a $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ también se han encontrado en el agua de mar rica en plancton.

Los resultados de las mediciones de laboratorio en Fig. 6.30 indican que la nucleación del hielo se produce a temperaturas más altas en condiciones de sobresaturación líquida (de manera que sea posible la condensación-congelación) que en condiciones subsaturadas (cuando solamente es posible el depósito de hielo).

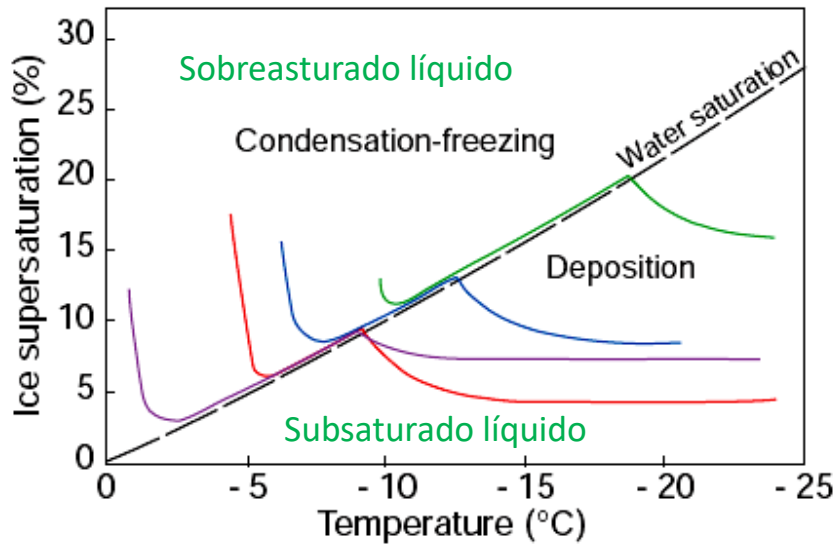


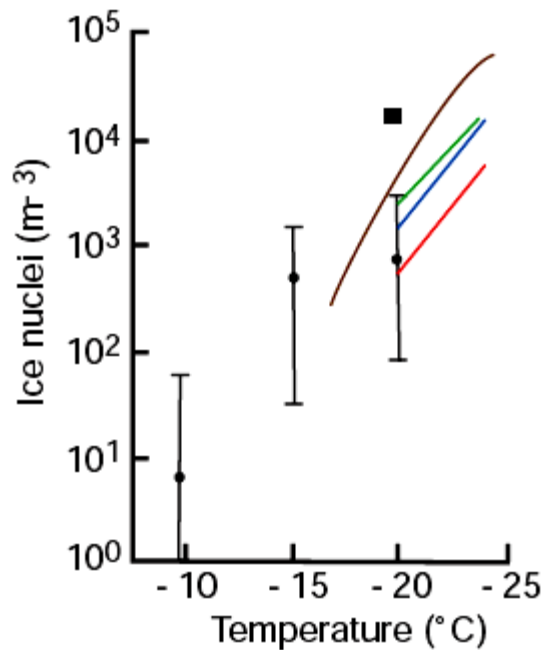
Fig. 6.30 Onset of ice nucleation as a function of temperature and supersaturation for various compounds. Conditions for condensation-freezing and ice deposition are indicated. Ice nucleation starts above the indicated lines. The materials are silver iodide (red), lead iodide (blue), methaldehyde (violet), and kaolinite (green). [Adapted from *J. Atmos. Sci.* 36, 1797 (1979).]

En algunos casos, después que una partícula ha servido como núcleo de hielo y a continuación todo el hielo visible se evapora de ella, pero la partícula no se calienta por encima de $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ o se expone a una humedad relativa con respecto al hielo de menos de 35%, puede servir posteriormente como núcleo de hielo a temperatura unos pocos grados más alta que a la que lo hizo inicialmente. Esto se conoce como *preactivación*. Por lo tanto, los cristales de hielo de nubes que se evaporan antes de alcanzar el suelo pueden dejar atrás los núcleos de hielo preactivados.

Para medir de las concentraciones de partículas en el aire, activas como núcleos de hielo a una temperatura dada, un método común es introducir un volumen conocido de aire en un recipiente y enfriarlo hasta que se forme una nube. A continuación, se mide el número de cristales de hielo formados a una temperatura particular. Las partículas pueden servir como núcleos de congelación, contacto o deposición. El número de cristales de hielo se puede determinar mediante la iluminación de un cierto volumen de la cámara y estimar visualmente el número de cristales en el haz de luz; dejando que los cristales de hielo caigan en un plato de jabón sobreenfriado o solución de azúcar en el que crecen y se pueden contar; o permitiendo que los cristales pasen a través de un tubo capilar unido a la cámara donde se producen clics audibles que se pueden contar electrónicamente. En otra técnica, un volumen medido de aire es aspirado a través de un filtro de Millipore que retiene las partículas en el aire. El número de núcleos de hielo en el filtro se determina entonces mediante la colocación en una caja mantenida a sobresaturación y temperatura conocidas y contando el número de cristales que crecen en el filtro. Más recientemente, la nucleación del hielo se ha estudiado mediante cámaras de difusión en las que la temperatura, la sobresaturación y la presión se pueden controlar de forma independiente.

Las mediciones globales de concentraciones de núcleos de hielo como función de la temperatura (Fig. 6.31) indican que estas tienden a ser mayores en el hemisferio norte que en el sur. Sin embargo, estas concentraciones pueden variar a veces en varios órdenes de magnitud durante varias horas. En promedio, el número N de núcleos de hielo por litro de aire activos a temperatura T tiende a seguir la relación empírica

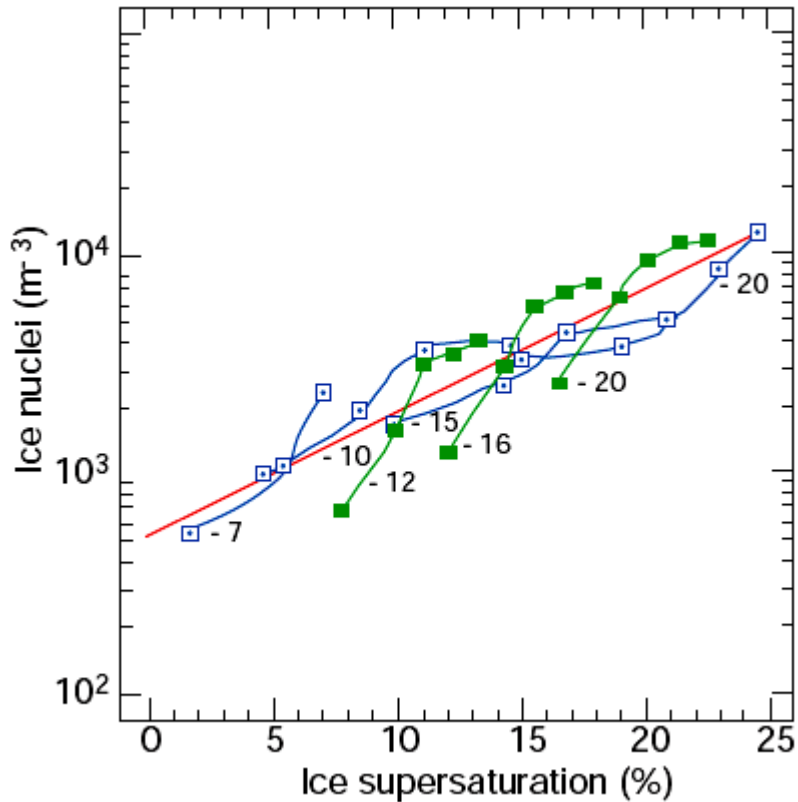
$$\ln N = a(T_1 - T) \quad (6.33)$$



donde T_1 es la temperatura a la que un núcleo de hielo por litro está activo (típicamente alrededor de -20 °C) y a varía de $\sim 0,3$ a $0,8$. En aire urbano, la concentración total de aerosoles es del orden de 10^8 litro^{-1} y sólo alrededor de una partícula en 10^8 actúa como núcleo de hielo a -20 °C .

Fig. 6.31 Measurements of average ice nucleus concentrations at close to water saturation in the northern and southern hemispheres. Southern hemisphere, expansion chamber (red); southern hemisphere, mixing chamber (blue); northern hemisphere, expansion chamber (green); northern hemisphere, mixing chamber (black square); Antarctica, mixing chamber (brown). Vertical lines show the range and mean values (dots) of ice nucleus concentrations based on Millipore filter measurements in many locations around the world.

Ejercicio 6.4. Si la concentración de los núcleos de congelación de una gota que está activa a temperatura T está dada por (6.33), muestre que la temperatura media de congelación de un número de gotas debe variar con su diámetro como muestra la línea roja en la Fig. 6.29. [Si una gota contiene n núcleos de congelación activos, suponga que la probabilidad p de que se congele en un intervalo de tiempo particular está dada por la distribución de Poisson para eventos aleatorios, $p = 1 - \exp(-n)$].



La sobresaturación no estaba controlada en las mediciones de la Fig. 6.31, en la cual se basa (6.33). El efecto de la sobresaturación se muestra en la Fig. 6.32. A T constante, cuanto mayor es la sobresaturación con respecto al hielo, más partículas sirven como núcleo.

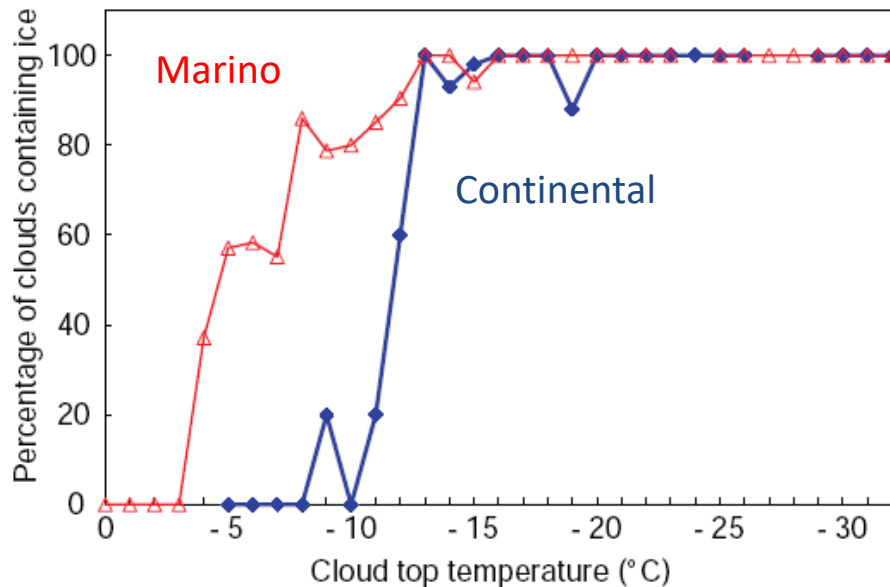
Fig. 6.32 Ice nucleus concentration measurements versus ice supersaturation; temperatures are noted alongside each line. The red line is Eq. (6.35). [Data reprinted from D. C. Rogers, "Measurements of natural ice nuclei with a continuous flow diffusion chamber," *Atmos. Res.* **29**, 209 (1993) with permission from Elsevier—blue squares, and R. Al-Naimi and C. P. R. Saunders, "Measurements of natural deposition and condensation-freezing ice nuclei with a continuous flow chamber," *Atmos. Environ.* **19**, 1872 (1985) with permission from Elsevier—green squares.]

La línea roja en la Fig. 6.32 es

$$N = \exp \{a + b [100 (S_i - 1)]\} \quad (6.35)$$

donde N es la concentración de núcleos de hielo por litro, S_i es la sobresaturación con respecto al hielo, $a = -0.639$, y $b = 0.1296$.

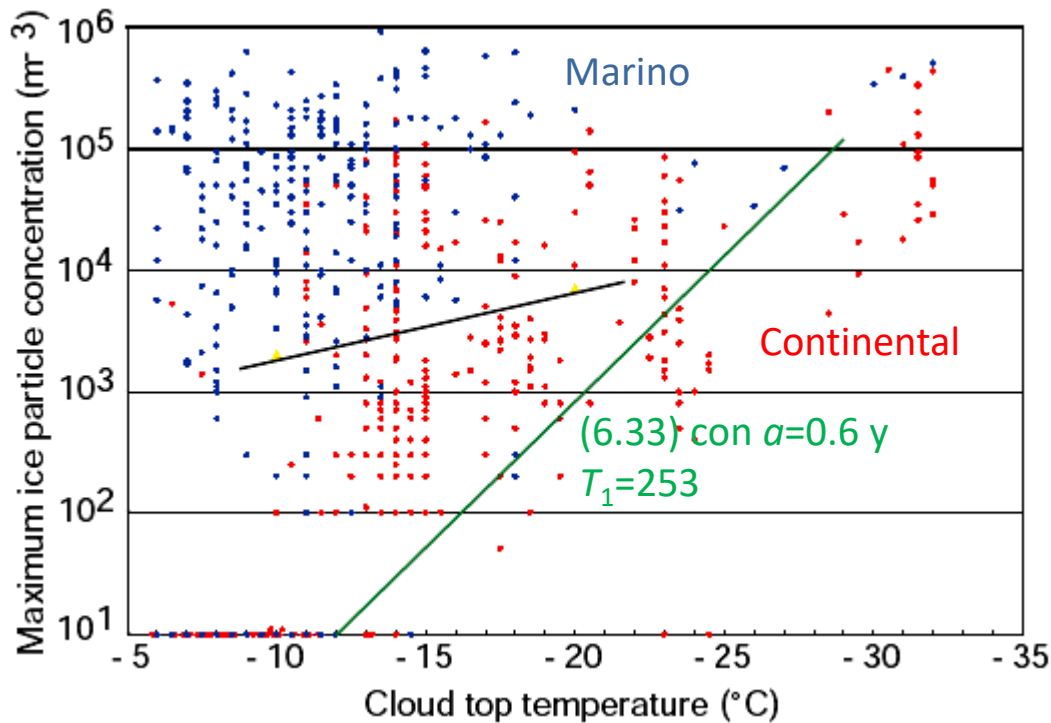
Concentración y multiplicación de partículas de hielo en nubes



La probabilidad de encontrar partículas de hielo en una nube aumenta a medida que disminuye la temperatura por debajo de 0 °C. Los resultados de la Fig. 6.33 indican que la probabilidad de encontrar hielo es 100% para temperaturas en tope de nube menes a -13 °C.

Fig. 6.33 Percentage of clouds containing ice particle concentrations greater than about 1 per liter as a function of cloud top temperature. Note that on the abscissa temperatures decrease to the right. Blue curve: continental cumuliform clouds with base temperatures of 8 to -18 °C containing no drizzle or raindrops prior to the formation of ice. Red curve: clean marine cumuliform clouds and clean arctic stratiform clouds with base temperatures from 25 to -3 °C containing drizzle or raindrops prior to the formation of ice.

A temperaturas mayores la probabilidad de encontrar hielo cae bruscamente, pero es mayor si la nube contiene llovizna o gotas de lluvia. Nubes con temperaturas de tope entre ~ 0 y -8 °C generalmente contienen numerosas gotitas superenfriadas. En estas, son mayores las probabilidades de encontrar condiciones de englamamiento fuerte, ya que las gotas superenfriadas se congelan cuando chocan con un avión.



(6.33) aproxima los valores mínimos de la concentración máxima de partículas de hielo. Sin embargo, en muchas ocasiones, la cantidad de partículas de hielo es varios órdenes de magnitud mayor que las cantidades medidas de núcleos de hielo.

Fig. 6.34 Maximum concentrations of ice particles versus cloud top temperature in mature and aging marine cumuliform clouds (blue dots) and in continental cumuliform clouds (red dots). Note that on the abscissa temperatures decrease to the right. Symbols along the abscissa indicate ice concentrations ≤ 1 liter⁻¹, which was the lower limit of detection. The green line shows ice nucleus concentrations predicted by Eq. (6.33) with $\alpha = 0.6$ and $T_1 = 253$ K. The black line shows ice nucleus concentrations from (6.35) assuming water-saturated conditions.

A temperaturas por encima de aproximadamente $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, las nubes marinas muestran una propensión particular a concentraciones de partículas de hielo muchos órdenes de magnitud mayor que las que sugerirían las mediciones del núcleos.

Se han propuesto varias explicaciones para las altas concentraciones de partículas de hielo observadas en algunas nubes. En primer lugar, es posible que las técnicas actuales de medición de núcleos no proporcionen estimaciones fiables de las concentraciones naturales. También es posible que las partículas de hielo en las nubes aumenten en número sin la acción de núcleos, lo que se denomina proceso de *multiplicación de hielo* (o *incremento de hielo*). Por ejemplo, algunos cristales son muy frágiles y pueden romperse cuando colisionan con otras partículas de hielo. Sin embargo, el candidato más fuerte para un proceso de incremento de hielo en nubes es aquel que implica congelación de gotas de agua. Cuando una gotita sobreenfriada se congela en forma aislada (por ejemplo, en caída libre) o después de chocar con una partícula de hielo (la congelación de gotitas sobre una partícula de hielo se llama *riming* o “*escarchado*”), lo hace en dos etapas. En la *primera etapa*, que se produce de forma casi instantánea, una malla fina de hielo se dispara a través de la gotita y se congela agua suficiente para elevar la temperatura de la gota a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. La *segunda etapa*, mucho más lenta, implica la transferencia de calor desde la gotita parcialmente congelada al aire ambiente más frío.

Durante la segunda etapa se forma una cáscara de hielo sobre la superficie de la gotita, y a continuación se espesa progresivamente hacia el interior. A medida que la capa de hielo avanza hacia adentro, el agua queda atrapada en el interior de la gotita; ya que esta agua se congela se expande y crea grandes tensiones en la capa de hielo. Estas tensiones pueden hacer que la capa de hielo se agriete e incluso explote, arrojando numerosas pequeñas astillas de hielo.

***Ejercicio 6.5.** Determine la fracción de masa de una gotita sobreenfriada que es congelada en la etapa inicial de congelación si la temperatura original de la gotita es $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Cuáles son los porcentajes de incremento en el volumen de la gotita debido a la primera y segunda etapas de congelación? [El calor latente de fusión es $3.3 \times 10^5\text{ J kg}^{-1}$; el calor específico del agua líquida es $4218\text{ J K}^{-1}\text{ kg}^{-1}$; el calor específico del hielo es $2106\text{ J K}^{-1}\text{ kg}^{-1}$; la densidad del hielo es $0.917 \times 10^3\text{ kg m}^{-3}$].*

Debido a que una partícula de hielo que cae a través de una nube superenfriada se verá afectada por miles de gotas, cada una de las cuales podrían arrojar numerosas astillas de hielo al congelarse, la producción de astillas por riming es potencialmente mucho más importante que la producción de astillas durante la congelación aislada de gotitas. Los experimentos de laboratorio indican que las astillas de hielo son expulsadas por riming, siempre que las gotas que participan tengan diámetros $\geq 25\text{ }\mu\text{m}$, temperaturas entre -2.5 y $-8.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, y la velocidad de impacto esté entre ~ 0.2 y 5 m s^{-1} .

Las altas concentraciones de partículas de hielo (100 liter^{-1} o más) observadas en algunas nubes (Fig. 6.34) se asocian principalmente a nubes de mayor edad. Las torres cúmulus jóvenes, en general consisten en su totalidad de gotas de agua y requieren alrededor de 10 minutos para mostrar signos de partículas de hielo abundantes. También se desprende de las mediciones que altas concentraciones de partículas de hielo se producen después de la formación de gotas con diámetros $\geq 25 \mu\text{m}$ y cuando aparecen las partículas de hielo escarchado. Estas observaciones son consistentes con la hipótesis de que las altas concentraciones de partículas de hielo se deben a la expulsión de astillas de hielo durante el riming. Sin embargo, los cálculos basados en experimentos de laboratorio sobre la producción de astillas durante el riming sugieren que este proceso es demasiado lento para explicar la formación explosiva de concentraciones extremadamente altas de partículas de hielo observadas en algunas nubes. Como se indica esquemáticamente en la Fig. 6.35, en ocasiones puede operar un mecanismo adicional de "super" incremento de hielo, pero la naturaleza exacta de este mecanismo sigue siendo un misterio.

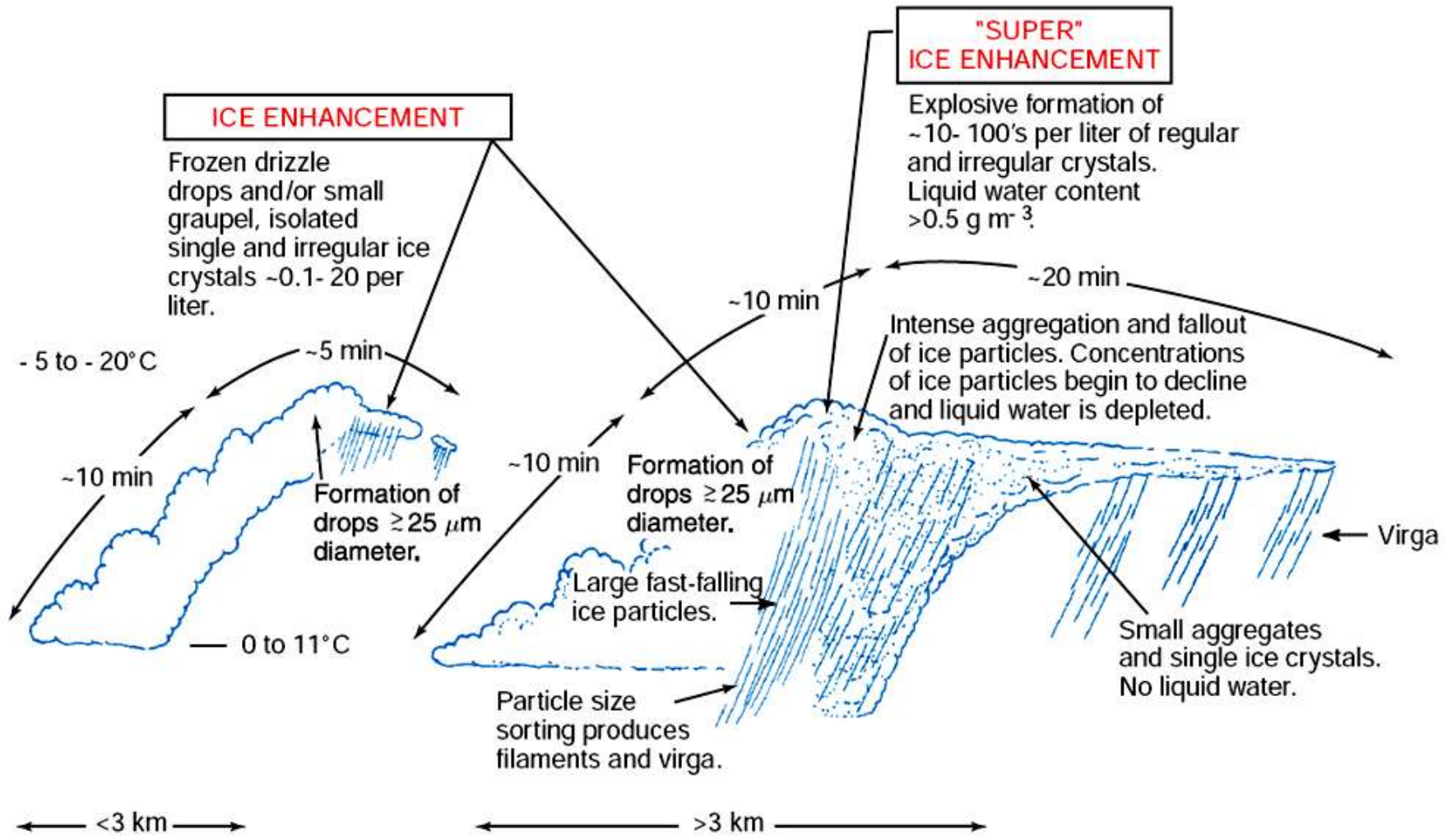


Fig. 6.35 Schematic of ice development in small cumuliform clouds. [Adapted from *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **117**, 231 (1991). Reproduced by permission of The Royal Meteorological Society.]

Crecimiento de partículas de hielo en nubes

(A) El crecimiento desde la fase de vapor (deposición).

En una nube mixta dominada por gotitas sobreenfriadas, el aire se encuentra cerca de la saturación con respecto al agua líquida y, por tanto, está sobresaturado con respecto al hielo. Por ejemplo, aire saturado con respecto al agua líquida a -10 °C está sobresaturado con respecto al hielo en un 10% y a -20 °C , en un 21%.

Estos valores son mucho mayores que las sobresaturaciones de aire nuboso con respecto al agua líquida, que rara vez supera el 1%. En consecuencia, las partículas de hielo crecerán desde la fase de vapor mucho más rápidamente que las gotitas. De hecho, si una partícula de hielo crece, reduce la presión de vapor en su proximidad por debajo de la saturación del agua, y por lo tanto las gotitas adyacentes se evaporarán.



Fig. 6.36 Laboratory demonstration of the growth of an ice crystal at the expense of surrounding supercooled water drops. [Photograph courtesy of Richard L. Pitter.]



Fig. 6.37 The growing cumulus clouds in the foreground with well-defined boundaries contained primarily small droplets. The higher cloud behind with fuzzy boundaries is an older glaciated cloud full of ice crystals. [Photograph courtesy of Art Rangno.]

Las torres cumulus que contienen partículas relativamente grandes de hielo a menudo muestran límites difusos, mientras que las que contienen sólo pequeñas gotitas tienen límites más nítidos, en particular si la nube está creciendo (Fig. 6.37). Otro factor que contribuye a la diferencia en la apariencia del hielo y el agua en las nubes es la presión de vapor de equilibrio más baja para el hielo que para el agua a la misma temperatura, lo cual permite a las partículas de hielo recorrer distancias mayores que las gotitas en el aire no saturado que rodea a la nube antes de que se evaporen.

Por la misma razón, las partículas de hielo lo suficientemente grandes como para caer fuera de una nube puede sobrevivir grandes distancias antes de evaporarse completamente, incluso si el aire ambiente está subsaturado con respecto al hielo.



Fig. 6.38 Fallstreaks of ice crystals from cirrus clouds. The characteristic curved shape of fallstreaks indicates that the wind speed was increasing (from left to right) with increasing altitude. [Photograph courtesy of Art Rangno.]

Las partículas de hielo crecerán en el aire subsaturado con respecto al agua, siempre que esté sobresaturado con respecto al hielo. Los senderos de cristales de hielo producidos de esta manera se denominan fallstreaks o virgas (Fig. 6.38).

Los factores que controlan la tasa de crecimiento de la masa de un cristal de hielo por deposición a partir de la fase de vapor son similares a los que controlan el crecimiento de una gota por condensación. Sin embargo, el problema es más complicado, porque los cristales de hielo no son esféricos.

Para el caso especial de una partícula de hielo esférica de radio r , podemos escribir, por analogía con (6.19),

$$\frac{dM}{dt} = 4\pi r D [\rho_v(\infty) - \rho_{vc}]$$

donde ρ_{vc} es la densidad del vapor justo adyacente a la superficie del cristal. Podemos derivar una expresión para la velocidad de aumento de la masa de un cristal de hielo de forma arbitraria por analogía entre el campo de vapor alrededor de un cristal de hielo y el campo de potencial electrostático alrededor de un conductor cargado de la misma forma y tamaño. La fuga de la carga del conductor (el análogo del flujo de vapor hacia o desde un cristal de hielo) es proporcional a la capacidad electrostática C del conductor, que se determina por el tamaño y la forma del conductor. Para una esfera,

$$\frac{C}{\epsilon_0} = 4\pi r \quad *$$

Combinando las dos expresiones

$$\frac{dM}{dt} = \frac{DC}{\epsilon_0} [\rho_v(\infty) - \rho_{vc}] \quad (6.36)$$

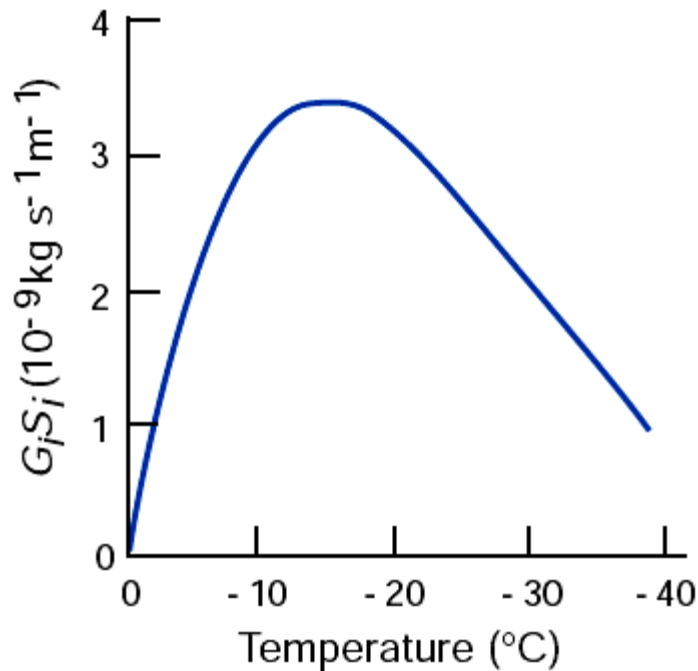
La ecuación (6.36) es bastante general y se puede aplicar a un cristal de forma arbitraria de capacidad C .

Siempre que la presión de vapor correspondiente a $\rho_v(\infty)$ no sea mucho mayor que la presión de vapor de saturación e_{si} sobre una superficie plana de hielo, y el cristal de hielo no sea demasiado pequeño, (6.36) puede escribirse como

$$\frac{dM}{dt} = \frac{C}{\varepsilon_0} G_i S_i \quad (6.37)$$

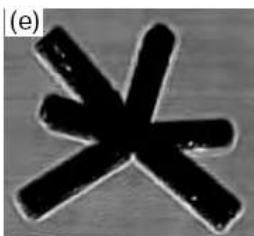
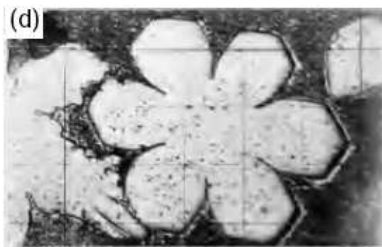
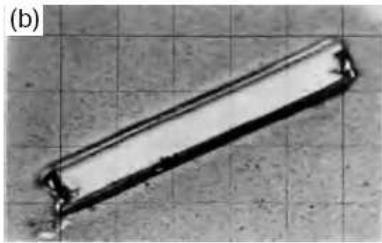
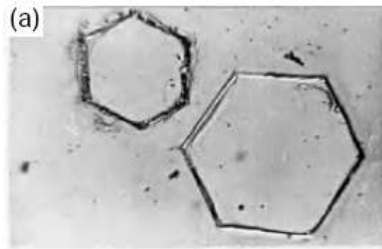
donde S_i es la sobresaturación (como una fracción) con respecto al hielo, $[e(\infty) - e_{si}] / e_{si}$, y

$$G_i = D \rho_v(\infty) \quad (6.38)$$



El producto $G_i S_i$ alcanza un máximo a ~ -14 °C, debido principalmente a que la diferencia entre las presiones de vapor de saturación respecto al agua y al hielo es máxima cerca de esta T . En consecuencia, los cristales que crecen por deposición de vapor en nubes mixtas aumentan más rápidamente a esta T .

Fig. 6.39 Variation of $G_i S_i$ [see Eq. (6.37)] with temperature for an ice crystal growing in a water-saturated environment at a total pressure of 1000 hPa.



La mayoría de las partículas de hielo en las nubes son de forma irregular. Sin embargo, estudios de laboratorio muestran que bajo condiciones adecuadas, los cristales que crecen desde la fase de vapor pueden asumir una variedad de formas regulares (o *hábitos*), en forma de *placas* o *columnas*. La forma más simple de cristales placa es la plana hexagonal (Fig. 6.40a), y de cristales columna es la columna sólida de sección transversal hexagonal en (Fig. 6.40b).

El hábito básico se determina por la temperatura a la que crece (Tabla 6.1). En el intervalo entre 0 y -60 °C el hábito básico cambia tres veces, cerca -3 , -8 , y -40 °C. Cuando el aire está saturado o sobresaturado con respecto al agua, los hábitos básicos se vuelven “adornados”.

Debido a que los cristales de hielo son generalmente expuestos continuamente a cambios de temperatura y sobresaturación a medida que caen a través de las nubes y el suelo, pueden asumir formas bastante complejas.

Fig. 6.40 Ice crystals grown from the vapor phase: (a) hexagonal plates, (b) column, (c) dendrite, and (d) sector plate. [Photographs courtesy of Cloud and Aerosol Research Group, University of Washington.] (e) Bullet rosette. [Photograph courtesy of A. Heymsfield.]

Table 6.1 Variations in the basic habits of ice crystals with temperature^a

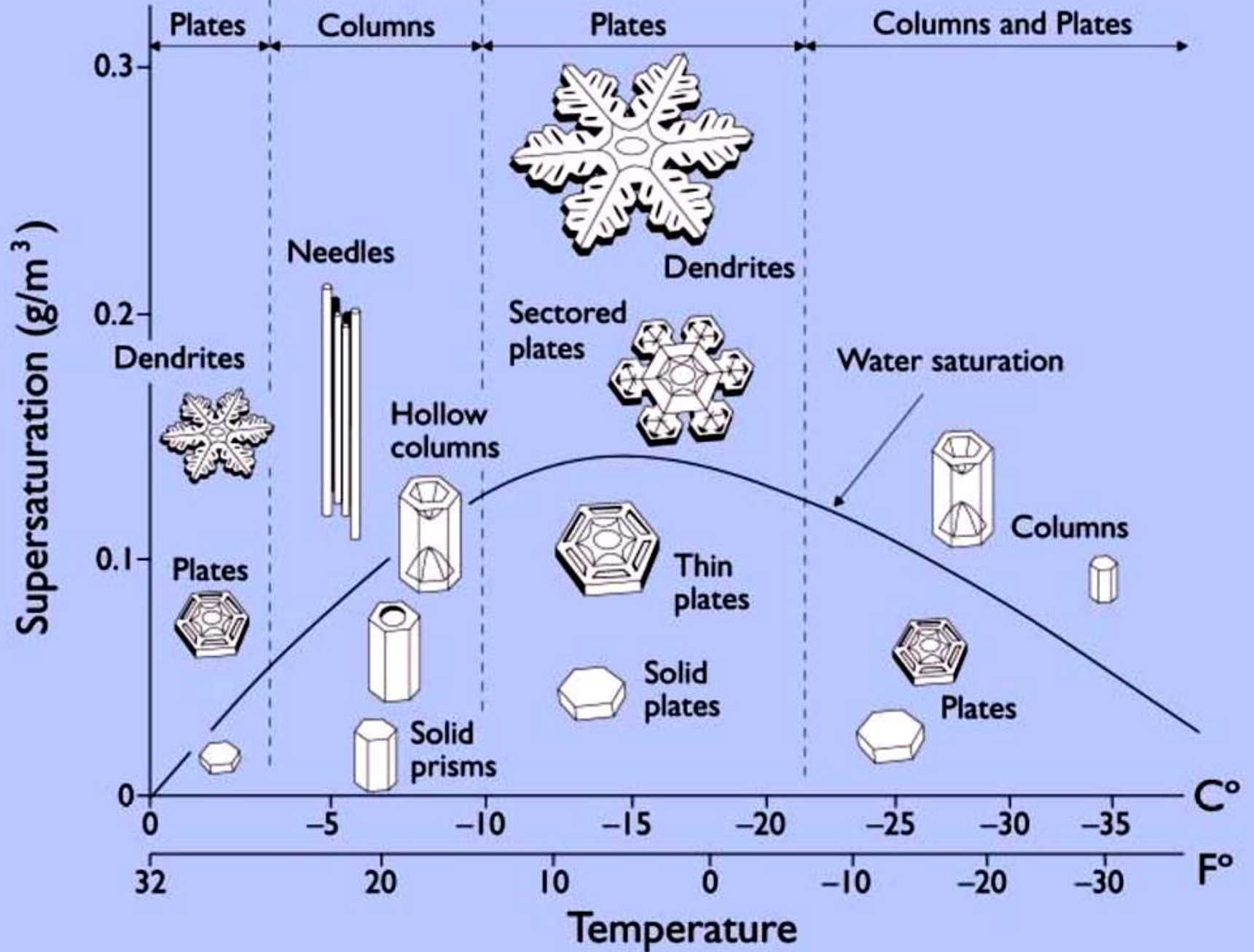
Temperature (°C)	Basic habit	Supersaturation ^{b, c}	
		Between ice and water saturation	Near to or greater than water saturation
0 to -2.5	Plate-like	Hexagonal plates	Dendrites -1 to -2 °C
-3	Transition	Equiaxed	Equiaxed
-3.5 to -7.5	Column-like	Columns	Needles -4 to -6 °C Hollow columns -6 to -8 °C
-8.5	Transition	Equiaxed	Equiaxed
-9 to -40	Plate-like	Plates and multiple habits ^d	Scrolls and sector plates -9 to -12 °C Dendrites -12 to -16 °C Sector plates -16 to -20 °C
-40 to -60	Column-like	Solid column rosettes below -41 °C	Hollow column rosettes below -41 °C

^a From information provided by J. Hallett and M. Bailey.

^b If the ice crystals are sufficiently large to have significant fall speeds, they will be ventilated by the airflow. Ventilation of an ice crystal has a similar effect on embellishing the crystal habit, as does increasing the supersaturation.

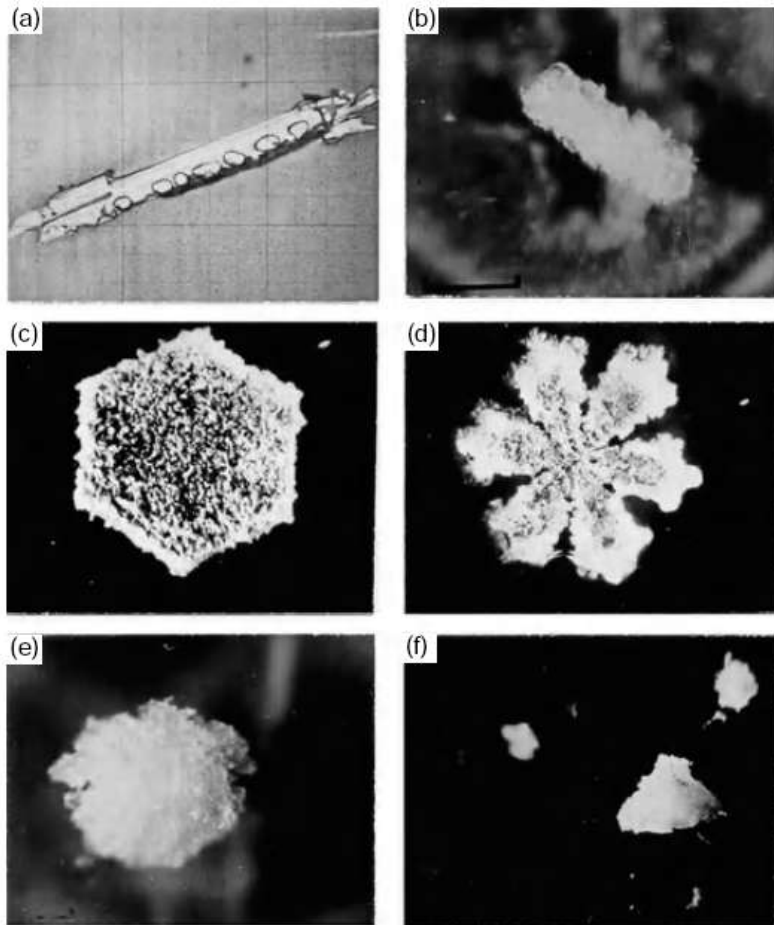
^c At low supersaturations, crystal growth depends on the presence of molecular defects. As water saturation is approached, surface nucleation occurs near the crystal edges and layers of ice spread toward the crystal interior. Growth at the edges of a crystal is limited by vapor and/or heat transfer and in the interior of a crystal by kinetic processes at the ice-vapor interface.

^d At lower supersaturations different crystal habits grow under identical ambient conditions depending on the defect structure inherited at nucleation.



(B) Crecimiento por riming (escarchado) y formación de granizo.

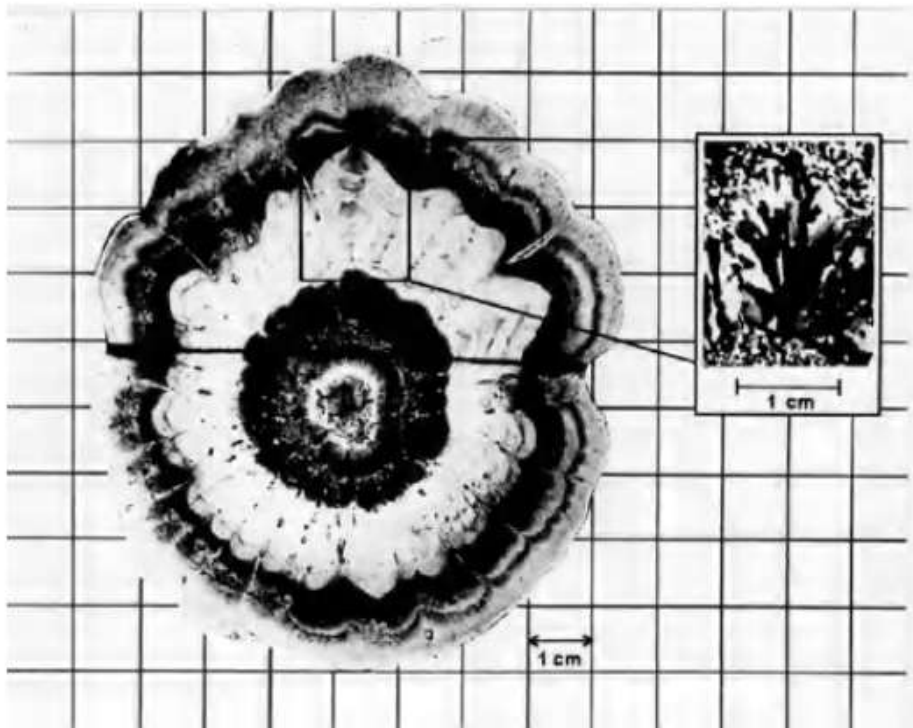
El crecimiento por riming conduce a la formación de diversas estructuras. Cuando el escarchado continúa más allá de una determinada etapa se hace difícil discernir la forma original del cristal. La partícula escarchada se denomina entonces *granizo blando* o *graupel*.



La Fig. 6.41a muestra una aguja que recoge unas cuantas gotas en su borde delantero a medida que cae por el aire; la Fig. 6.41b, una columna uniforme y densamente escarchada; la Fig. 6.41c, una placa escarchada; y la Fig. 6.41d, un cristal dendrita escarchado. Ejemplos de graupel esférico y cónico se muestran en las Figs. 6.41e y 6.41f, respectivamente.

Fig. 6.41 (a) Lightly rimed needle; (b) rimed column; (c) rimed plate; (d) rimed stellar; (e) spherical graupel; and (f) conical graupel. [Photographs courtesy of Cloud and Aerosol Research Group, University of Washington.]

El granizo representa un caso extremo de crecimiento de las partículas de hielo por riming. Se forma en nubes convectivas vigorosas que tienen un alto contenido de agua líquida. Si una piedra de granizo recoge gotas sobreenfriadas a un ritmo muy alto, su temperatura superficial se eleva a 0 °C y una parte del agua que recoge permanece líquida. La superficie de la piedra de granizo luego se cubre con una capa de agua y se dice que “*crece húmedo*”. En estas condiciones, una parte del agua se puede derramar en la estela de la piedra, pero otra parte se puede incorporar en una malla de hielo y agua para formar lo que se conoce como *granizo esponjosa*.



Las capas oscuras son de hielo opaco que contiene numerosas pequeñas burbujas de aire, y las claras son de hielo sin burbujas. El hielo claro es más probable que se forme por creciendo húmedo. El examen detallado de la orientación de los cristales individuales dentro del granizo (usando filtros de polarización cruzados) puede revelar si se ha producido crecimiento húmedo.

Fig. 6.42 Thin section through the center of a hailstone. [From *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 92, 10 (1966). Reproduced by permission of The Royal Meteorological Society.]

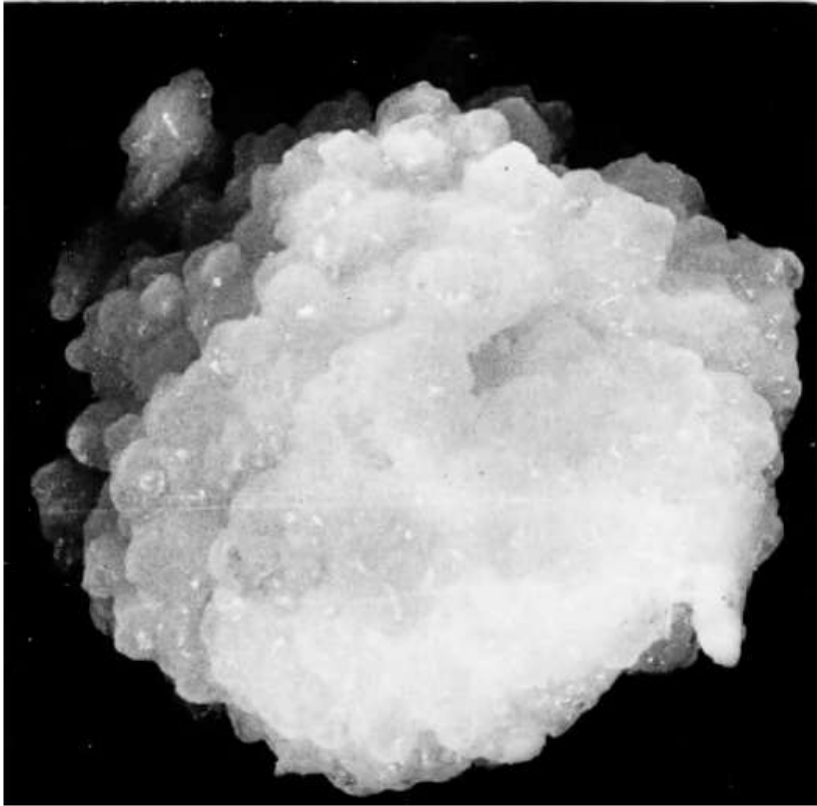


Fig. 6.43 Artificial hailstone (i.e., grown in the laboratory) showing a lobe structure. Growth was initially dry but tended toward wet growth as the stone grew. [Photograph courtesy of I. H. Bailey and W. C. Macklin.]

La superficie de una piedra de granizo puede contener grandes lóbulos. El crecimiento en lóbulo parece ser más pronunciado cuando las gotitas de acreción son pequeñas y el crecimiento se encuentra cerca del límite húmedo. El desarrollo de los lóbulos puede deberse al hecho de que las pequeñas protuberancias en una piedra de granizo serán áreas de mayor eficiencia de recolección de gotas.

(C) Crecimiento por agregación.

El tercer mecanismo por el cual los cristales pueden crecer es por colisión y agregación entre uno y otro. Las partículas de hielo pueden colisionar entre sí, siempre que sus velocidades terminales de caída sean diferentes. La velocidad de caída terminal de una columna no escarchada aumenta a medida que aumenta su longitud; por ejemplo, las velocidades de caída de agujas de 1 y 2 mm de longitud son aproximadamente 0,5 y 0,7 m s⁻¹, respectivamente. Por el contrario, cristales no escarchados en forma de placa tienen velocidades terminales de caída que son prácticamente independientes de su diámetro por la siguiente razón: el espesor de un cristal en forma de placa es esencialmente independiente de su diámetro, por lo tanto, su masa varía linealmente con su área de sección transversal. Debido a que la fuerza de arrastre que actúa sobre un cristal en forma de placa también varía como el área de la sección transversal del cristal, la velocidad de caída terminal, que está determinada por un equilibrio entre resistencia y fuerza gravitacional, es independiente del diámetro de una placa. Debido a que cristales escarchados similares a placas tienen velocidades de caída de terminales similares, es poco probable que choquen entre sí. Las velocidades de caída terminales de cristales escarchados y granizo blando son fuertemente dependientes de sus grados de escarchado y dimensiones. Por ejemplo, las partículas de graupel de 1 y 4 mm de diámetro tienen velocidades de caída terminales de alrededor de 1 y 2,5 m s⁻¹, respectivamente. En consecuencia, la frecuencia de colisiones es mucho mayor cuando ha tenido lugar algo de escarchado.

El segundo factor que influye en el crecimiento por agregación es si dos partículas de hielo se adhieren cuando chocan. La probabilidad de adherencia se determina principalmente por dos factores: los tipos de partículas de hielo y la temperatura.

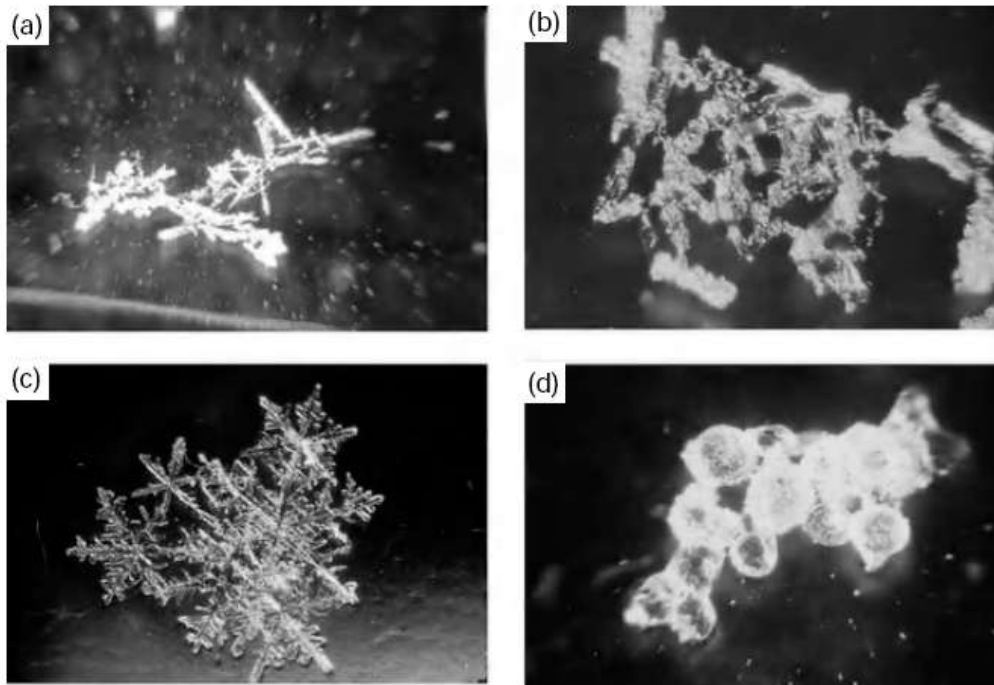


Fig. 6.44 Aggregates of (a) rimed needles; (b) rimed columns; (c) dendrites; and (d) rimed frozen drops. [Photographs courtesy of Cloud and Aerosol Research Group, University of Washington.]

Los cristales “intrincados”, como dendritas, tienden a adherirse unas con otras, ya que se entrelazan en la colisión, mientras que dos placas sólidas tenderán a rebotar. Aparte de esta dependencia de las formas, la probabilidad de que dos cristales que chocan queden adheridos aumenta al aumentar la temperatura, siendo particularmente probable por encima de aproximadamente $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, temperaturas a la que las superficies de hielo se vuelven bastante adherentes. Algunos ejemplos de agregados de partículas de hielo se muestran en la Fig. 6.44.

Formación de precipitación en nubes frías

Ya en 1789 Franklin sugirió que "gran parte de lo que es lluvia, cuando llega a la superficie de la Tierra, podría haber sido nieve cuando comenzó su descenso. . . ". Wegener, en 1911, declaró que las partículas de hielo crecerían preferentemente por deposición a partir de la fase de vapor en una nube mixta. Posteriormente, Bergeron en 1933, y Findeisen en 1938, desarrollaron esta idea de una manera más cuantitativa y señalaron la importancia de núcleos de hielo en la formación de cristales.

Consideremos el crecimiento de las partículas de hielo al tamaño de precipitación un poco más de detalle. Una placa hexagonal creciendo por deposición desde la fase de vapor en aire saturado respecto del agua a $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ puede obtener una masa de $\sim 7\text{ }\mu\text{g}$ (es decir, un radio de $\sim 0.5\text{ }\mu\text{m}$) en media hora. A partir de entonces, su tasa de crecimiento disminuye significativamente. En la fusión, un cristal de hielo de $7\text{ }\mu\text{g}$ formaría una pequeña gota llovizna de $\sim 130\text{ }\mu\text{m}$ de radio, que podría llegar al suelo, a condición de que la velocidad de la corriente ascendente del aire fuera menor que la velocidad terminal de caída del cristal (aproximadamente $0,3\text{ m s}^{-1}$) y la gota sobreviva a la evaporación a medida que desciende a través de la capa por debajo de las nubes. Cálculos como este indican que el crecimiento de cristales de hielo por deposición de vapor no es lo suficientemente rápido para producir grandes gotas de lluvia.

A diferencia del crecimiento por deposición, las tasas de crecimiento por escarchado y agregación aumenta a medida que aumenta el tamaño de las partículas de hielo. Un cristal de hielo en forma de placa de 1 mm de diámetro, que cae a través de una nube con un contenido líquido de $0,5 \text{ g m}^{-3}$, podría convertirse en una partícula esférica de granizo blando alrededor de 0,5 mm de radio en unos pocos minutos. Una partícula de graupel de este tamaño, con una densidad de 100 kg m^{-3} , tiene una velocidad de caída terminal de alrededor de 1 m s^{-1} y se fundiría en una gota de $\sim 230 \text{ }\mu\text{m}$ de radio. El radio de un copo de nieve puede aumentar de 0,5 mm a 0,5 cm en ~ 30 min debido a la agregación de cristales de hielo, siempre que el contenido de hielo de la nube sea de aproximadamente 1 g m^{-3} . Un copo de nieve agregada con un radio de 0,5 cm tiene una masa de aproximadamente 3 mg y una velocidad de caída terminal de alrededor de 1 m s^{-1} . Tras la fusión, un copo de nieve de esta masa formaría una gota de aproximadamente 1 mm de radio.

Llegamos a la conclusión de que el crecimiento de cristales de hielo, primero por deposición a partir de la fase de vapor en nubes mixtas y luego por escarchado y / o agregación, puede producir partículas de tamaño de precipitación en períodos de tiempo razonables (unos 40 min).

El rol del hielo en la producción de precipitación en nubes frías se demuestra por las observaciones de radar. La banda horizontal (en marrón) justo por encima de una altura de 2 km es producida por la fusión de partículas de hielo. La reflectividad es alta alrededor del nivel de fusión ya que, durante la fusión, las partículas de hielo se cubren de una película de agua que aumenta su reflectividad. Cuando los cristales se han fundido completamente, se colapsan en gotitas y su velocidad de caída terminal aumenta de manera que se reduce la concentración de partículas. Estos cambios provocan una fuerte disminución de reflectividad por debajo de la banda de fusión.

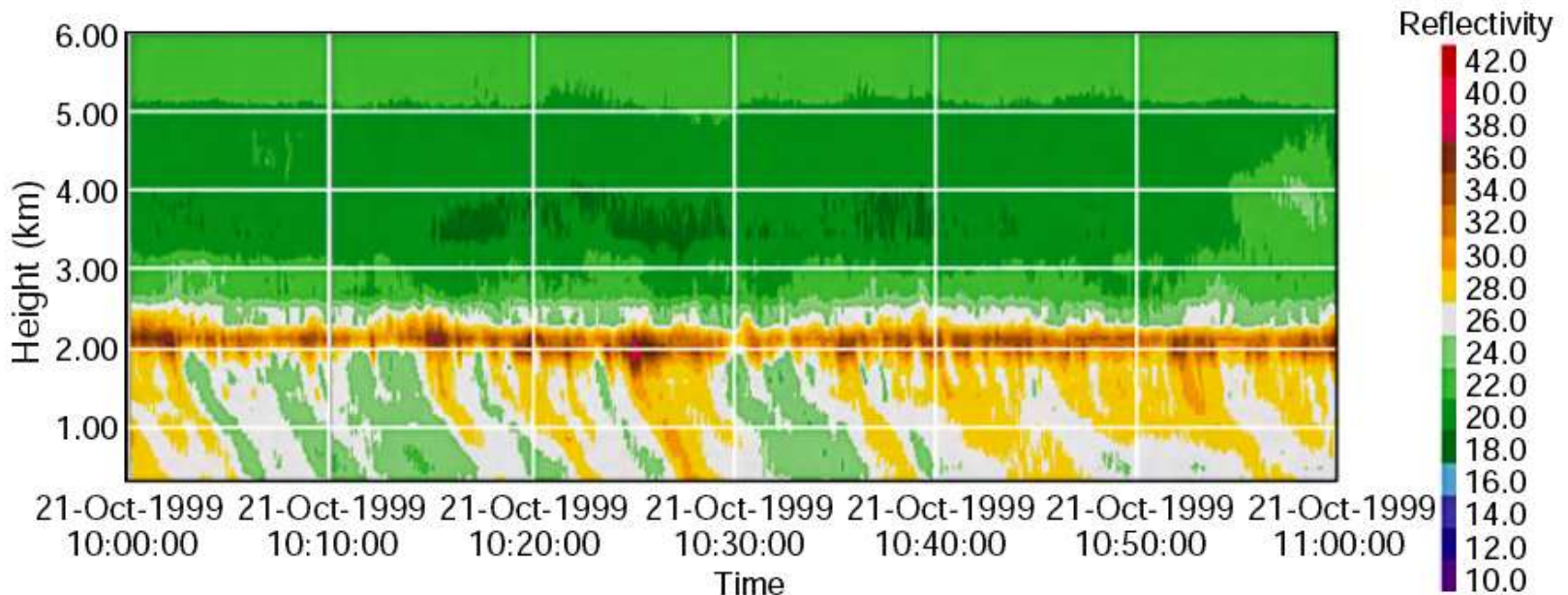


Fig. 6.45 Reflectivity (or “echo”) from a vertically pointing radar. The horizontal band of high reflectivity values (in brown), located just above a height of 2 km, is the melting band. The curved trails of relatively high reflectivity (in yellow) emanating from the bright band are *fallstreaks* of precipitation, some of which reach the ground. [Courtesy of Sandra E. Yuter.]

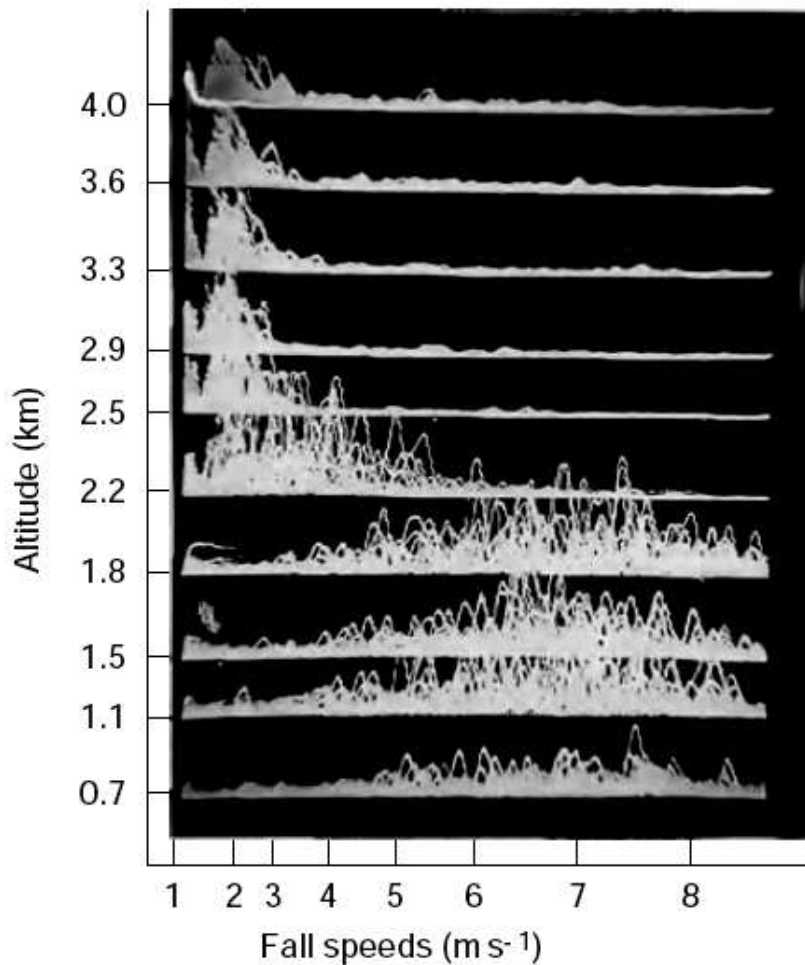


Fig. 6.46 Spectra of Doppler fall speeds for precipitation particles at ten heights in the atmosphere. The melting level is at about 2.2 km. [Courtesy of Cloud and Aerosol Research Group, University of Washington.]

El fuerte aumento de las velocidades de caída de las partículas producido por fusión se ilustra en la Fig. 6.46. En alturas superiores a 2,2 km están las partículas de hielo con velocidades de caída en torno a 2 m s^{-1} . A 2,2 km las partículas se funden parcialmente, y por debajo de 2,2 km hay gotas de agua con una velocidad de caída centradas alrededor de los 7 m s^{-1} .

Clasificación de precipitación sólida

El crecimiento de partículas de hielo por deposición desde la fase de vapor, riming y agregación, conduce a una muy amplia variedad de partículas de precipitación sólida (Tabla 6.2)

Table 6.2 A classification of solid precipitation^{a,b,c}

Typical forms

Description



A plate is a thin, plate-like snow crystal the form of which more or less resembles a hexagon or, in rare cases, a triangle. Generally all edges or alternative edges of the plate are similar in pattern and length.



A stellar crystal is a thin, flat snow crystal in the form of a conventional star. It generally has 6 arms but stellar crystals with 3 or 12 arms occur occasionally. The arms may lie in a single plane or in closely spaced parallel planes in which case the arms are interconnected by a very short column.



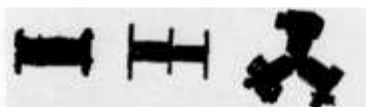
A column is a relatively short prismatic crystal, either solid or hollow, with plane, pyramidal, truncated, or hollow ends. Pyramids, which may be regarded as a particular case, and combinations of columns are included in this class.



A needle is a very slender, needle-like snow particle of approximately cylindrical form. This class includes hollow bundles of parallel needles, which are very common, and combinations of needles arranged in any of a wide variety of fashions.



A spatial dendrite is a complex snow crystal with fern-like arms that do not lie in a plane or in parallel planes but extend in many directions from a central nucleus. Its general form is roughly spherical.



A capped column is a column with plates of hexagonal or stellar form at its ends and, in many cases, with additional plates at intermediate positions. The plates are arranged normal to the principal axis of the column. Occasionally, only one end of the column is capped in this manner.



An irregular crystal is a snow particle made up of a number of small crystals grown together in a random fashion. Generally the component crystals are so small that the crystalline form of the particle can only be seen with the aid of a magnifying glass or microscope.



Graupel, which includes soft hail, small hail, and snow pellets, is a snow crystal or particle coated with a heavy deposit of rime. It may retain some evidence of the outline of the original crystal, although the most common type has a form that is approximately spherical.



Ice pellets (frequently called sleet in North America) are transparent spheroids of ice and are usually fairly small. Some ice pellets do not have a frozen center, which indicates that, at least in some cases, freezing takes place from the surface inward.



A hailstone^d is a grain of ice, generally having a laminar structure and characterized by its smooth glazed surface and its translucent or milky-white center. Hail is usually associated with those atmospheric conditions that accompany thunderstorms. Hailstones are sometimes quite large.

^a Suggested by the International Association of Hydrology's commission of snow and ice in 1951. [Photograph courtesy of V. Schaefer.]

^b Additional characteristics: *p*, broken crystals; *r*, rime-coated particles not sufficiently coated to be classed as graupel; *f*, clusters, such as compound snowflakes, composed of several individual snow crystals; *w*, wet or partly melted particles.

^c Size of particle is indicated by the general symbol *D*. The size of a crystal or particle is its greatest extension measured in millimeters. When many particles are involved (e.g., a compound snowflake), it refers to the average size of the individual particles.

^d Hail, like rain, refers to a number of particles, whereas hailstone, like raindrop, refers to an individual particle.