

NUBES Y PROCESOS DE PRECIPITACION

1. Formación de gotitas nubosas.

Los cambios de fase juegan un rol esencial en la microfísica de las nubes. Los posibles cambios son:

vapor	⇔	líquido	(evaporación, condensación)
líquido	⇔	sólido	(fusión, congelamiento)
vapor	⇔	sólido	(sublimación, condensación)

Los cambios de fase de izquierda a derecha son los más importantes desde el punto de vista meteorológico, son los cambios que tienen lugar en orden molecular creciente y son procesos que llevan a la formación de nubes. Estos cambios, hablando de orden creciente, deben superar una fuerte barrera de energía libre. Las gotitas de agua, tienen intensas fuerzas de tensión superficial de modo que, para que pueda aumentar de tamaño, por condensación, a partir de vapor, la tensión superficial tiene que ser contrarrestada por un fuerte gradiente de presión de vapor.

La saturación es una condición de equilibrio, en la cual las velocidades de evaporación y condensación son iguales. Debido a la barrera de energía libre de las gotitas, el cambio de fase no ocurre en las condiciones de equilibrio de la masa de agua, o sea, las gotitas comenzaran a formarse (cuando tenemos vapor de agua puro) solamente cuando la humedad relativa alcanza valores de varios cientos por ciento.

La condensación de vapor de agua en la forma de gotitas en un medio físico, debido a la existencia de una fuerte supersaturación no es importante en la atmósfera y se denomina ***Nucleación Homogénea***. Sin embargo, en la atmósfera, se observa que las gotitas nubosas se comienzan a formar cuando el aire ascendente alcanza la saturación. Este hecho obedece a la existencia en la atmósfera de concentraciones de partículas, de tamaño microscópico, que tienen una gran afinidad con el agua y actúan como centros de condensación, tales partículas son llamadas ***núcleos de condensación*** y el proceso en el cual las gotitas de agua se forman sobre los núcleos, se designa como ***Nucleación Heterogénea***.

2. Nucleación de agua a partir de vapor

La gotita formada, será estable, si su tamaño supera un valor crítico, en la media, tales gotitas crecerán, mientras que las de tamaño inferior desaparecerán. El tamaño crítico es determinado por el equilibrio entre las dos tendencias opuestas: la de crecimiento y la de desaparición; tales tendencias por su vez, dependen que la gotita se forme en un espacio libre (nucleación homogénea) o en contacto con otro cuerpo (nucleación heterogénea).

2.1 Nucleación Homogénea

En el caso de la nucleación homogénea de agua pura la tasa de crecimiento depende la presión parcial del vapor de agua en el entorno, ya que esta determina la tasa con la cual las moléculas de agua inciden sobre la gotita. El proceso de desaparición, o evaporación, depende de la temperatura de la gotita y de su tensión superficial, debido a que las moléculas de la superficie de la gotita deben alcanzar suficiente energía para escapar superando las fuerzas de unión. Cuando se establece el equilibrio entre el líquido y el vapor la presión parcial de vapor es justamente la presión de vapor de saturación.

En el aire no saturado $e < e_s$ y por lo tanto $\ln(e/e_s)$ es negativo, o sea, las gotitas formadas al azar en el aire no saturado no crecen y tienden a desaparecer. Cuando el aire está supersaturado $e > e_s$ y $\ln(e/e_s)$ es positivo dependiendo del valor del radio. O sea, en aire supersaturado, las gotitas con $R < r_c$ tenderán a evaporarse, pero las gotitas que alcanzan $R = r_c$ siguen creciendo espontáneamente por condensación de vapor.

Por esto, para que una gotita muy pequeña pueda ser estable se requiere una saturación muy grande, cuando la supersaturación es del 1% ($S=1.01$) las gotitas cuyos radios son menores a 0.121μ son inestables tenderán a evaporarse.

Como los cocientes de saturación que son observados en la atmósfera, es del orden del 1%, la nucleación homogénea de agua a partir de vapor, es un proceso de importancia secundaria, respecto de la nucleación heterogénea.

2.2 Nucleación Heterogénea

En la atmósfera las gotitas nubosas se forman sobre aerosoles llamados **núcleos de condensación** o núcleos higroscópicos. La velocidad de formación de las gotitas nubosas está determinado por el número de tales núcleos y no por consideraciones estadísticas. En general, los aerosoles se pueden clasificar, de acuerdo con su afinidad con el agua, en higroscópicos, neutros e hidrófobos. La nucleación sobre un aerosol neutro requiera casi la misma supersaturación que la nucleación homogénea; sobre un aerosol hidrófobo, o sea que se opone a ser mojado la nucleación es todavía más difícil y requiera mayor supersaturación. De otra manera, sobre las partículas higroscópicas, que son solubles y tienen afinidad con el agua, la supersaturación que se necesita para la formación de gotitas puede ser menor que para la nucleación homogénea.

Un soluto al disolverse disminuye la presión de vapor de equilibrio con el líquido. Este efecto se puede interpretar por el hecho de que cuando las moléculas de soluto entran en el líquido, se desplazan moléculas de agua de la capa superficial y las sustituyen, generalmente la

presión de vapor del soluto es menor a la del disolvente y en consecuencia la presión de vapor quedará reducida en la proporción a la cantidad de soluto. Por esto, la gotita podrá existir en equilibrio en un ambiente cuya supersaturación sea mucho menor a la que correspondería a una gotita de agua pura del mismo tamaño.

Varias conclusiones pueden ser extraídas

a) En una población de gotitas conteniendo iguales masas de soluto, las gotitas pequeñas deben crecer a costa de las grandes.

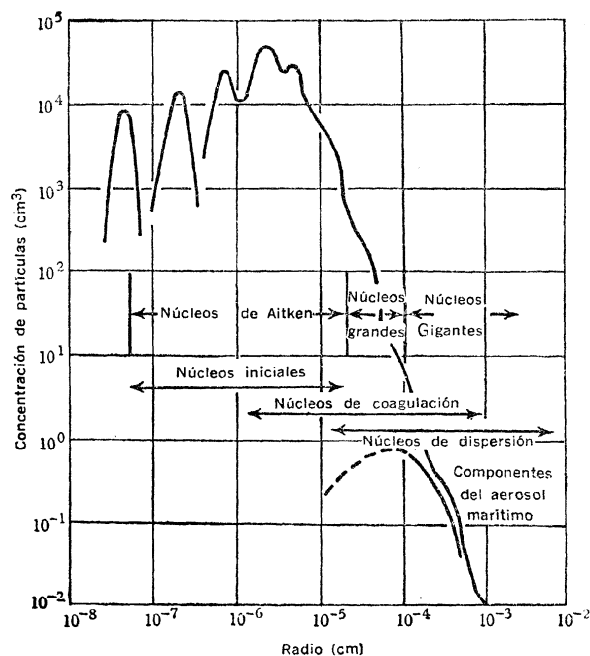
b) Mas allá de un tamaño critico las gotitas grandes pueden crecer a costa de las pequeñas.

c) Las gotitas pequeñas pueden existir con humedades relativas alejadas del 100% si las gotitas contienen suficiente cantidad de soluto. Los valores de la razón de saturación y radio crítico pueden ser obtenidos de la ecuación aproximada y son:

3. Distribución y propiedades de los aerosoles atmosféricos

Los aerosoles atmosféricos incluyen una gran variedad de tamaños de partículas, desde radios de 10^{-13} μ para los pequeños iones con pocas moléculas neutras alrededor de una molécula cargada, hasta mas de 10 μ para las partículas de sal o polvo. La concentración de aerosoles se expresa como el número de partículas por centímetro cúbico de aire, y también tiene una enorme variedad.

Los pequeños iones no participan de la condensación atmosférica (porque requieren supersaturación) mientras que las partículas mayores solo pueden permanecer en el aire por tiempo limitado (debido a la fuerza de gravedad). Por causa de la amplia gama de tamaños y concentraciones de partículas, son necesarias técnicas experimentales diferentes para evaluar al conjunto completo de los aerosoles atmosféricos. Por esto la medición y el examen de las partículas solo fueron hechos en pocos lugares. Debido a esto, los datos de las partículas que se poseen no representan toda la atmósfera bajo condiciones atmosféricas diferentes, pero, dentro de sus límites, la distribución de tamaños de los aerosoles medidos sobre tierra es, en media como indica la figura 1.



Una representación general de la distribución de tamaños de aerosoles naturales en aire muy contaminado sobre el continente. (De Junge, *Berichte des Deutschen Wetterdienstes U.S. Zone*, 35, 1952, 261.)

Figura 1. Distribución de aerosoles atmosféricos.

- 1) **Núcleos de Aitken**, con radios entre $5 \cdot 10^{-3}$ y $2 \cdot 10^{-1} \mu$
- 2) **Núcleos Grandes**, con radios entre 0.2 y 1μ
- 3) **Núcleos Gigantes**, con radios mayores que 1μ

El límite inferior de esta clasificación es dado por el hecho de que los núcleos de Aitken coagulan con partículas mayores por la influencia del movimiento browniano. El límite superior está determinado por el balance entre la velocidad con la cual son producidas partículas grandes en la superficie de la tierra, su transporte para arriba y su caída.

3.1 Núcleos de condensación de nubes

Los núcleos de condensación atmosféricos que sirven como núcleos sobre los cuales el vapor de agua se condensa son llamados núcleos de condensación de nubes (NCN), en inglés (CCN) por cloud condensation nuclei.

Se deduce de la discusión previa que al tamaño del aerosol y su solubilidad, fijan la supersaturación necesaria para que al aerosol pueda actuar como núcleo de condensación de nubes. De esta manera para actuar como NCN en una supersaturación de 1% una partícula insoluble necesita tener cerca de 0.1μ de radio, mientras que partículas solubles pueden ser tan pequeñas como 0.01μ radio. Por causa de estas restricciones solamente una pequeña parte del aerosol atmosférico sirve como NCN. (Cerca del 1% en el aire continental y cerca del 10-20% en el aire marítimo.) La mayoría

de los NCN consisten en una mezcla de componentes solubles y insolubles (también llamados núcleos mixtos).

4. Crecimiento de las gotitas nubosas

Hasta aquí hemos estudiado la naturaleza y propiedades de los núcleos de condensación y las primeras etapas del crecimiento de un núcleo aislado. Ahora vamos a considerar el crecimiento de una población de núcleos que llevan a la formación de una nube. La velocidad de crecimiento de cada una de las gotitas depende no solamente de las fuerzas de tensión superficial y de la humedad del aire, sino también del grado de transferencia del vapor de agua en la dirección de la gotita y del calor de condensación desde la gotita. Cuando consideramos una población de gotitas el problema es más complicado, porque las gotitas compiten por el vapor de agua disponible, su velocidad de crecimiento dependerá de la concentración, tamaño a naturaleza del núcleo, de la velocidad de enfriamiento del aire (el cual controla su tamaño y supersaturación) y de la magnitud o intensidad de los movimientos turbulentos en la nube.

4.1 Teorías de la formación de la precipitación

A pesar de que todas las nubes contienen agua, ¿por qué algunas producen precipitación y otras no? Primero, las gotitas de nubes son minúsculas, con diámetro medio menor que 20 μm (un hilo de cabello tiene un diámetro de 75 μm). Debido al pequeño tamaño, su velocidad de caída es tan pequeña, como veremos a continuación, de modo que, aún en ausencia de corrientes ascendentes, ella se evaporaría pocos metros por debajo de la base de la nube. Segundo, las nubes consisten de muchas de estas gotitas, todas compitiendo por el agua disponible; así, su crecimiento vía condensación es pequeño.

La velocidad de caída de una gotita de nube o cristal de hielo a través del aire calmo depende de dos fuerzas: la fuerza de gravedad (peso) y la fricción con el aire. Cuando la partícula es acelerada para abajo por la fuerza de gravedad, su velocidad crece y la resistencia del aire crece hasta eventualmente igualar la fuerza de gravedad y entonces la partícula caerá con velocidad constante, llamada **velocidad terminal**. Considerando una partícula esférica con radio r , la fuerza de fricción esta dada por la ley de Stokes:

$$A = 6\pi r\eta v$$

Donde η es el coeficiente de viscosidad y v la velocidad de la partícula. En el equilibrio, cuando la velocidad es constante:

$$6\pi r\eta v = mg$$

Recordando que la masa m es igual al producto de la densidad ρ por el volumen

$$\frac{4}{3} \pi r^3$$

$$6\pi r\eta v = \rho \frac{4}{3} \pi r^3 g$$

donde se obtiene:

$$v = \frac{2\rho r^2 g}{9\eta}$$

Para tomar en consideración la fuerza de empuje, r en la realidad es la diferencia entre la densidad de la partícula y la densidad del aire $\rho = \rho_p - \rho_a$ (Ocurre que la densidad del aire es mucho menor que la del agua.).

De la ecuación se ve que cuanto mayor es el radio de la gotícula, mayor es la velocidad terminal. Gotículas con radio de 20mm tienen una velocidad terminal en torno de 1,2 cm/s (llevaría más de 50 horas para caer 2200 m). Esta velocidad terminal es fácilmente compensada por las corrientes ascendentes dentro de la nube, que son usualmente fuertes y suficientes para impedir que las partículas de nube dejen la base de la nube. Asimismo si ellas descienden de la nube, su velocidad es tan pequeña que ellas recorrerían apenas una pequeña distancia antes de evaporarse en el aire no saturado situado debajo de la nube.

Por lo tanto, las gotículas de nube precisan crecer lo suficiente para vencer las corrientes ascendentes en las nubes y sobrevivir como gotas o copos de nieve a un descenso hasta la superficie sin evaporarse. Para eso, sería necesario juntar en torno de un millón de gotículas de nube para formar una gota de lluvia.

Dos importantes mecanismos fueron identificados para explicar la formación de gotas de lluvia:

- 1. proceso de Bergeron**
- 2. Proceso de colisión - coalescencia.**

4.1.1 Proceso de Bergeron

El proceso de Bergeron se aplica a nubes frías, que están con temperaturas por debajo de 0° C. Esto se basa en dos propiedades interesantes del agua.

La primera es la propiedad de que las gotículas de las nubes no se congelan a 0° C como se esperaría. De hecho, el agua pura suspendida en el aire no congela hasta alcanzar una temperatura en torno de - 40° C. La situación es análoga a la formación de una gotícula de agua pura a partir de la fase de vapor. En aquel caso era necesario tener supersaturación para que moléculas en la fase de vapor se unan, a través de colisiones al azar para

formar gotículas embrión de agua suficientemente grandes para subsistir. En este caso de congelamiento, debe existir baja temperatura para que un embrión de hielo de tamaño suficiente se forme por la agregación aleatoria de un número suficiente de moléculas de agua en la gotícula. El agua en estado líquido por debajo de 0°C es generalmente denominada **superenfriada o subenfriada**.

El congelamiento se facilita, pudiendo ocurrir en temperaturas más altas, cuando las gotículas superenfriadas se agrupan sobre la superficie de una partícula sólida llamada núcleo de congelamiento. La necesidad de núcleos de congelamiento para iniciar el proceso de congelamiento es similar a la necesidad de núcleos de condensación en el proceso de condensación. Al contrario de los núcleos de condensación, los núcleos de congelamiento son menos abundantes en la atmósfera y generalmente no se tornan activos hasta la temperatura de -10°C (o menos), según mencionamos anteriormente. Por lo tanto, las nubes con temperatura entre 0 e -10°C están típicamente compuestas de gotículas de agua superenfriada. Entre -10°C y -20°C las gotículas líquidas coexisten con cristales de hielo. Por debajo de -20°C , la temperatura de activación de muchos núcleos de deposición, las nubes usualmente consisten enteramente de cristales de hielo.

La distribución de gotículas superenfriadas y cristales de hielo puede ser muy complicada en nubes con gran desarrollo vertical. En los cumulonimbus, por ejemplo, están compuestos por cristales de hielo en la parte más elevada, por una mezcla de gotículas superenfriadas y cristales de hielo en la parte media y gotículas de agua en la parte inferior. Además de esto, las fuertes corrientes de convección dentro del cumulonimbus transportan gotículas líquidas para arriba, donde ellas se congelan. Esta es una fuente importante de cristales de hielo en nubes de tormenta.

Como los núcleos que forman gotículas de agua son mucho más abundantes que los núcleos que forman cristales de hielo, en las nubes con temperaturas entre -10°C e -20°C gotículas de agua superenfriada son mucho más abundantes que los cristales de hielo, al menos inicialmente. De hecho, un solo cristal de hielo puede estar rodeado por centenares de miles de gotículas de agua superenfriada.

Esto nos lleva a la segunda propiedad importante del agua. La presión de vapor de saturación sobre cristales de hielo es mucho menor que sobre gotículas de agua superenfriada. Esta situación ocurre porque cristales de hielo son sólidos, lo que significa que las moléculas de agua individuales en el hielo son mantenidas juntas más firmemente que aquellas formando una gotícula líquida. Por lo tanto, es más fácil para las moléculas de agua escapar de las gotículas líquidas superenfriadas. Por eso, las presiones de vapor de saturación son mayores sobre las gotículas líquidas superenfriadas que sobre los cristales de hielo. En consecuencia, cuando el aire está saturado ($\text{HR}=100\%$) con relación a las gotículas líquidas, él está supersaturado con relación a los cristales de hielo. Por ejemplo, en -10°C ,

cuando la humedad relativa es 100% con relación al agua, ella será de 110% con relación al hielo.

El proceso de Bergeron depende de la diferencia entre la presión de saturación del vapor sobre el agua y sobre el hielo. Consideremos una nube con temperatura de -10°C , donde cada cristal de hielo está rodeado por muchos miles de gotículas líquidas. Si el aire está inicialmente saturado con relación al agua líquida, él está supersaturado con relación a los recién formados cristales de hielo. Como resultado de esta supersaturación, los cristales de hielo colectan más moléculas de agua que pierden por sublimación. La deposición remueve vapor de agua de la nube u por eso disminuye la humedad relativa por debajo de 100%, y las gotículas se evaporan. Así la evaporación continúa de las gotículas suministra una fuente de vapor y los cristales de hielo crecen a expensas de las gotículas de agua superenfriada (Figura 2).

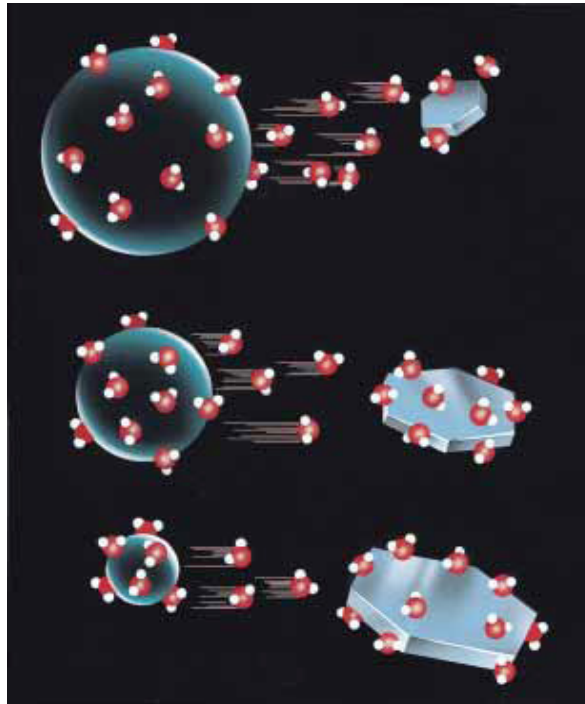


Figura 2. El proceso de Bergeron

Como el nivel de supersaturación con relación al hielo puede ser grande, el crecimiento de cristales de hielo es generalmente rápido y suficiente para generar cristales tan grandes como para caer. Durante su descenso estos cristales de hielo aumentan en la medida que interceptan gotículas superenfriadas de nube que se congelan sobre ellos. Este es el proceso de acreción, que lleva a estructuras con orlas de gotículas congeladas. El granizo es un caso extremo de crecimiento de partículas de hielo por acreción. Este consiste de una serie de capas casi concéntricas. Es producido solamente en cumulonimbus, donde las corrientes ascendentes son fuertes y hay un suministro abundante de agua superenfriada. El

granizo comienza como pequeños embriones de hielo que crecen colectando gotículas superenfriadas en la medida que caen a través de las nubes. Si encuentran una fuerte corriente ascendente, ellas pueden ser levantadas nuevamente y recomenzar la jornada para abajo. Cada viaje a través de la región de agua superenfriada de la nube puede representar una capa adicional de hielo.

Los cristales de hielo pueden crecer también colisionando y adhiriendo unos con otros, formando cristales mayores, que son los copos de nieve. Este es el proceso de agregación. Cuando la temperatura de la superficie esta por encima de 4°C , los copos de nieve generalmente se derriten antes de alcanzar el suelo y continúan cayendo como lluvia.

La siembra de nubes utiliza el proceso de Bergeron, adicionando núcleos de congelamiento (comúnmente yoduro de plata) a las nubes con agua superenfriada, por lo que se puede cambiar la evolución de estas nubes.

4.1.2 Proceso de Colisión - Coalescencia

El proceso de colisión - coalescencia ocurre en algunas nubes cálidas, esto es, nubes con temperatura por encima del punto de congelamiento del agua (0°C).

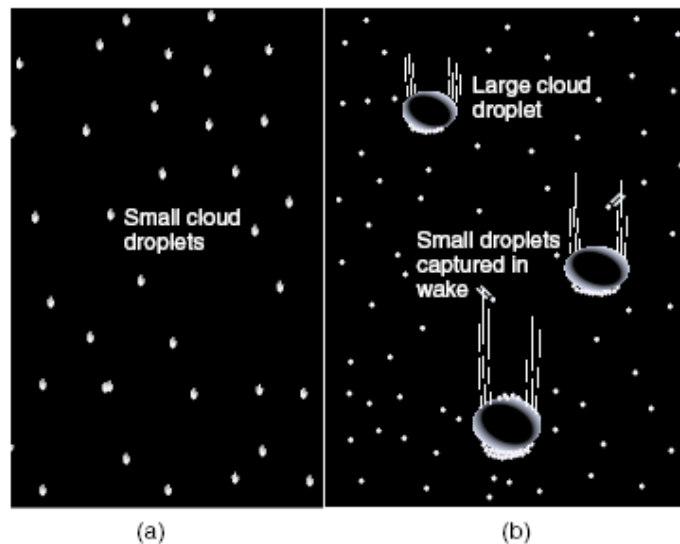


Figura 3. Proceso de colisión – coalescencia

- En una nube cálida compuesta solamente de pequeñas gotículas de tamaño uniforme, las gotículas están menos propensas a colisionar y por lo tanto caen lentamente y con la misma velocidad.
- En una nube compuesta de diferentes tamaños de gotículas, las grandes caen más rápidamente que las más pequeñas. Por lo tanto las pequeñas son absorbidas en la parte delantera de las gotículas grandes que caen mientras que otras son capturadas por el proceso de coalescencia en la parte trasera de la misma gotícula.

Estas nubes están enteramente compuestas de gotículas de agua líquida y necesitan contener gotículas con diámetros mayores que 20 mm para que se forme precipitación. Estas gotículas mayores se forman cuando existen núcleos de condensación "gigantes" y partículas higroscópicas, como sal marina. Estas partículas higroscópicas comienzan a remover el vapor de agua del aire con humedad relativa por debajo de 100% y por lo tanto pueden crecer mucho.

Como estas gotículas gigantes caen rápidamente, ellas chocan con las gotículas menores y más lentas y hacen coalescencia (se combinan) con ellas, volviéndose cada vez mayores. Al volverse mayores, ellas caen más rápidamente y aumentan sus chances de colisión y crecimiento (Fig. 6). Después de un millón de colisiones, ellas están suficientemente grandes para caer hasta la superficie sin evaporarse. Las gotículas en nubes con gran profundidad y humedad abundante tienen más chances de alcanzar el tamaño necesario. Las corrientes ascendentes también ayudan, porque permiten que las gotículas atraviesen la nube varias veces. Las gotas de lluvia pueden crecer hasta 6 mm de diámetro, cuando su velocidad terminal es de 30km/h. En este tamaño y velocidad, la tensión superficial del agua, que la mantiene entera, es superada por la resistencia impuesta por el aire, que acaba "partiendo" la gota. Las pequeñas gotas resultantes recomienzan la tarea de anexar gotículas de nube. Las gotas menores que 0,5 mm al alcanzar el suelo, son denominadas chubasco y requieren en torno de diez minutos para caer de una nube con base en 1000 m.

Las gotas de lluvia producidas en nubes cálidas son usualmente menores que aquellas de nubes frías. De hecho, raramente las gotas de lluvia de nubes cálidas exceden 2 mm de diámetro. El crecimiento de las gotas a través de una combinación del proceso de Bergeron más colisión - coalescencia (en nubes frías) produce gotas mayores que el proceso de colisión - coalescencia por separado (en nubes cálidas).

5. Clasificación de Nubes

Las nubes son clasificadas con base a dos criterios: ***aparición y altura***.

Basados en la apariencia, se distinguen tres tipos: cirrus, cumulus e stratus. Cirrus son nubes fibrosas, altas, blancas y finas. Los Stratus son capas que cubren gran parte o todo el cielo. Los Cumulus son masas individuales globulares de nubes, con apariencia de domos salientes. Cualquier nube refleja una de estas formas básicas o es una combinación de ellas.

Basados en su altura, las nubes más comunes en la troposfera son agrupadas en cuatro familias: nubes altas, medias, bajas y nubes con desarrollo vertical. Las nubes de las tres primeras familias son producidas por elevación sobre áreas extensas. Estas nubes se dispersan lateralmente e son llamadas estratiformes. Nubes con desarrollo vertical generalmente cubren pequeña áreas y están asociadas con ascensos más fuertes. Son

llamadas nubes cumuliformes. Las nubes altas normalmente tienen bases arriba de los 6000 m; las nubes medias generalmente tienen bases entre 2000 a 6000 m; las nubes bajas tienen base hasta 2000 m. Estos números no son fijos. Existen variaciones estacionales y latitudinales. En altas latitudes o durante el invierno en latitudes medias las nubes altas son generalmente encontradas en altitudes menores.

Debido a las bajas temperaturas y pequeñas cantidades de vapor de agua en altas altitudes, todas las nubes altas son finas y formadas de cristales de hielo. Como hay más vapor de agua disponible en altitudes más bajas, las nubes medias y bajas son más densas.

Las nubes en capas en cualquiera de esas altitudes generalmente indican que el aire es estable. No esperaríamos normalmente que las nubes crecieran o persistieran en aire estable. Mas aun, el desarrollo de nubes de este tipo es común cuando el aire es forzado a subir, como a lo largo de un frente o próximo al centro de un ciclón, cuando vientos convergentes provocan el ascenso del aire. Tal ascenso forzado del aire estable lleva a la formación de una capa estratificada de nubes que tiene una extensión horizontal grande comparada con su profundidad.

Las nubes con desarrollo vertical están relacionadas con aire inestable. Las corrientes convectivas asociadas al aire inestable pueden producir nubes cúmulos, cúmulos congestus e cumulonimbus. Como la convección es controlada por el calentamiento solar, el desarrollo de nubes cúmulos frecuentemente sigue a la variación diurna de la insolación. En un día de buen tiempo las nubes cúmulos comienzan a formarse del mediodía para el final de la mañana, después que el sol haya calentado el suelo. La cobertura de cúmulos en el cielo a mediados de la tarde - usualmente el período más cálido del día - es la más extensa. Si las nubes cúmulos presentan algún crecimiento vertical, estos llamados cúmulos de "buen-tiempo" pueden producir una débil lluvia. Al aproximarse la puesta del sol la convección se debilita y las nubes cumulus comienzan a disiparse (se evaporan).

Una vez formados los cumulus, el perfil de estabilidad de la troposfera determina su crecimiento. Si el aire ambiente es estable por encima, el crecimiento vertical se inhibe. Si es inestable para aire saturado, entonces el movimiento vertical se acelera y los topes de las nubes cumulus aumentan. Si el aire ambiente es inestable hasta grandes altitudes, la masa de nube toma la apariencia de una coliflor, en cuanto se transforma en cumulus congestus y entonces en cumulonimbus, que puede producir tormentas.

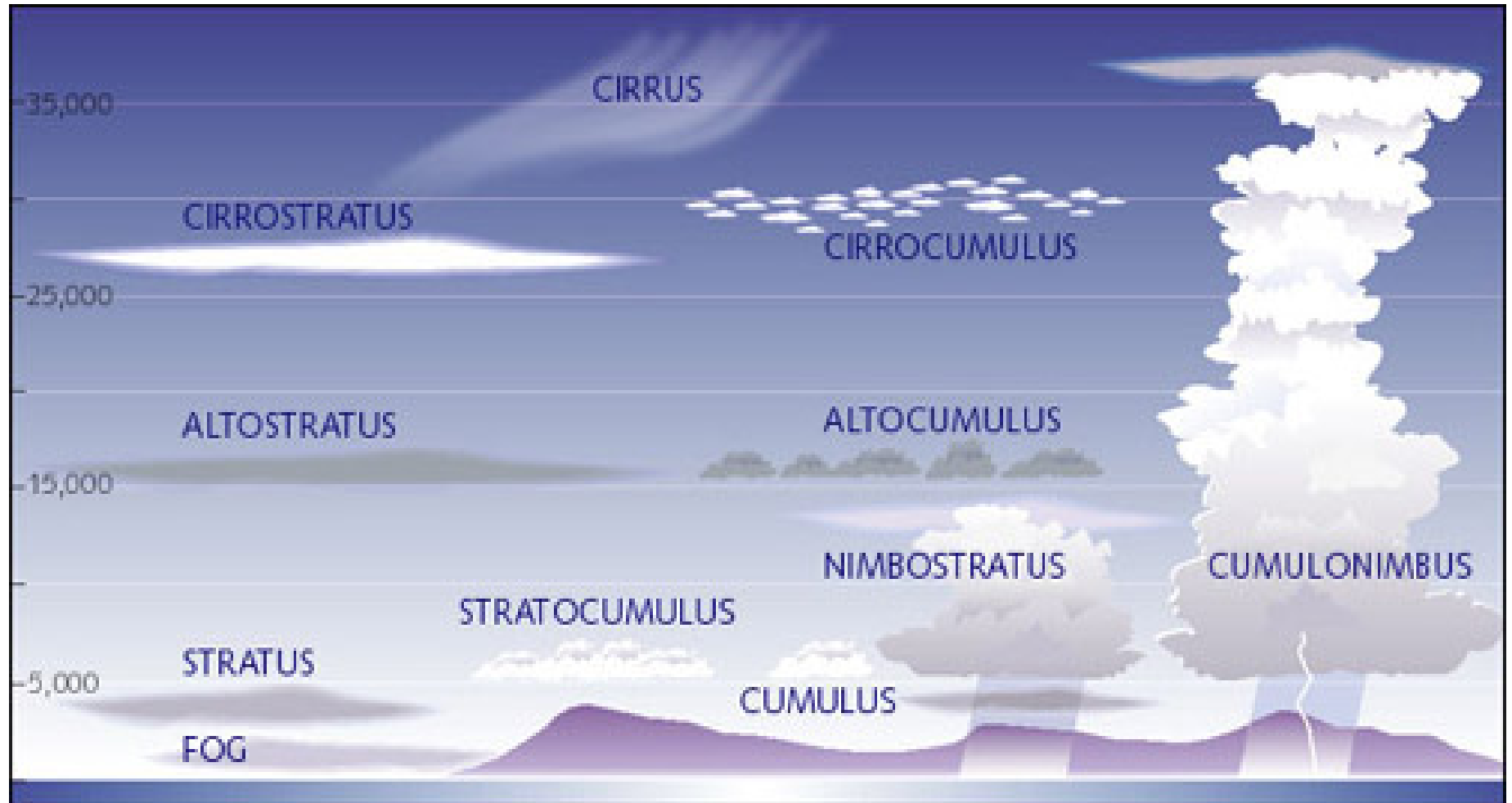


Figura 4 Formas típicas de nubes