

TECANA AMERICAN UNIVERSITY
Bachelor of Science in Atmospheric Sciences and Applied Meteorology



INFORME N° 4
“Física de nubes.”

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Angenir Barrios', with several overlapping loops and lines.

Cursante: Angenir Barrios

“Por el presente juro y doy fe que soy el único autor del presente informe y que su contenido es fruto de mi trabajo, experiencia e investigación académica”

Madrid, España – febrero, 2022

Índice

Introducción y objetivos	1
CAPÍTULO I: NUBES	2
Descripción y formación de nubes.....	2
Clasificación de las nubes.....	3
CAPÍTULO II: TERMODINÁMICA ATMOSFÉRICA	11
La ecuación de estado para el aire seco.....	12
Vapor de agua	13
Diagramas termodinámicos	14
Parcelas de aire.....	18
Mezclado y Convección de masas de aire.....	19
Mecanismo de crecimiento de las gotas de agua	20
Precipitación en nubes cálidas	20
CAPÍTULO III: MICROFÍSICA DE NUBES	22
Formación y crecimiento de cristales de hielo.....	22
Aerosoles	22
Procesos de precipitación	23
Modificación artificial de nubes	30
Conclusiones	35
Bibliografía.....	36

Índice de gráficos

Gráfico 1. Identificación de las nubes.....	09
Gráfico 2. Modelo de un emagrama.....	15
Gráfico 3. Modelo de un diagrama de Skew-T.	16
Gráfico 4. Modelo de un diagrama de Stuve.	17
Gráfico 5. Variante del tefigrama usada por NOAA.....	18
Gráfico 6. Barridos para el estudio de las nubes en diferentes inclinaciones de la antena.....	29
Gráfico 7. Rango de cobertura de los radares en millas.....	30
Gráfico 8. Ejemplo de siembra de nubes, tanto generadores terrestres como en aeronaves.....	31

Índice de cuadros

Cuadro 1: Tipos de nubes.....	03
-------------------------------	----

Introducción y objetivos

En este informe se estudiará todo lo relacionado con la física de nubes el cual es importante para conocer todos los procesos físicos que contribuyen en el desarrollo de nubes y a su vez entender las nubes, se analiza los principios de la termodinámica y la física de nubes. La metodología que se utiliza es análisis de las bibliografías recomendadas, trabajos de reconocidos autores y con la ayuda en los años de experiencia del autor en cuanto a la predicción meteorológica. Se desarrollarán tres (03) capítulos que conforman este trabajo.

El presente informe analizará la física de nubes. Para lo cual, el objetivo principal del presente trabajo es:

“Describir los procesos físicos los cuales contribuyen en la formación de nubes y los efectos de estas según su tipo”.

Los objetivos específicos se dividen de tal forma que ayudan a desarrollar los capítulos que comprenden la investigación. Dichos objetivos específicos son:

- ✓ Conocer los diferentes tipos de nubes y procesos para su formación.
- ✓ Examinar los diferentes parámetros termodinámicos mediante el uso de diagramas termodinámicos.
- ✓ Identificar los diferentes tipos de precipitación y las técnicas para la modificación artificial de nubes.

Para lograr los objetivos antes mencionados es importante desarrollar tres (03) capítulos:

Capítulo I: Nubes

En este capítulo se desarrollará todo lo conveniente a formación de nubes y los procesos necesarios para identificarlas.

Capítulo II: Termodinámica atmosférica

En este capítulo se desarrollará todo lo conveniente a los sistemas termodinámicos para comprender los procesos de formación de nube.

Capítulo III: Microfísica de nubes

En este capítulo se desarrollará todo lo conveniente a la formación de nubes de acuerdo con su estructura física.

CAPÍTULO I: NUBES

Descripción y formación de nubes

Definición de nube de la OMM: Agregado de partículas de agua o hielo en suspensión en la atmósfera libre.

Microfísica de nubes: formación y crecimiento de estas partículas hasta agregados visibles.

Identificación de las nubes

Existe gran variedad de formas y tamaños:

Su nomenclatura no refleja ninguna característica dinámica de la nube. Es meramente descriptiva y está basada en su apariencia física. Es útil para que personas sin formación meteorológica sepan reconocerlas en observatorios o al aire libre.

Modos de identificación:

Visual:

Observador en superficie, apariencia, ninguna característica dinámica, atlas internacional de nubes

Satélite:

sí se observan características físicas, radiación que llega al satélite

Radar:

en modo normal: tamaño, movimiento

Escalas de movimiento que afectan a las nubes

De acuerdo con las escalas del movimiento de Olanski (1975) las nubes se pueden clasificar en tres escalas que afectan a la dinámica de las nubes:

- ✓ escala sinóptica: escala horizontal aprox 2000Km
- ✓ mesoescala: 20-2000 Km
- ✓ escala convectiva (meso-γ): 0,2-20Km

Tipos de nubes identificadas visualmente

El modo clásico de identificar las nubes es de modo visual (observación visual). Se aprecian formas diferentes que permiten agrupar nubes y que son reconocidas internacionalmente.

Cada 6 horas (observación climática), cada 3 h (sinóptica) o cada 1/2h (metasinóptica) se hace una observación y se valora la cantidad de nubes que cubren el cielo (se mide en octavos) y el tipo de nube. Esta información se transmite a los centros meteorológicos. también se anota y transmite la forma,

aparición y evolución de las nubes observadas en las siguientes horas (observación cada 6 horas: tipo y cubierta).

Aunque la definición y nombre de las nubes es por su aspecto visual cada tipo tiene características dinámicas diferentes.

En principio se sigue el Atlas Internacional de Nubes de la OMM que clasifica las nubes en:

- ✓ Observación visual: se dividen en 10 géneros
- ✓ Cada género tiene diversas formas --> especies
- ✓ Cada especie se divide en variedades

Nos quedamos con los 10 géneros y lo más importante para nosotros es la división por alturas:

Altura de la base de la nube: bajas (hasta 2Km), medias (de 2 a 4-8 Km) y altas (de 4-6 a 13-18Km).

Además de estos 10 géneros deberíamos también considerar la niebla, aunque de acuerdo con las normas mundiales de observación es más una “reducción de visibilidad” que una nube propiamente dicha. La consideraremos como una nube baja de base en el suelo.

Así tenemos la siguiente tabla:

Por su altura		
Tipo	Altura	Descripción
Altas	entre 6.000 y 13.000 m	Formadas de hielo, con temperaturas inferiores a -35° C, y de contornos indefinidos. Incluyen a los cirrus, cirrostratus y cirrocumulus.
Medias	entre 2.000 y 6.000 m	Formadas por agua y hielo, con temperaturas que oscilan entre -35° C y -10° C, y aspecto mixto. Incluyen a los alto cumulus, altostratus y nimbostratus.
Bajas	hasta 2.000 m	Formadas por agua, con temperaturas superiores a los -10° C e incluso por encima de 0° C, y de contornos perfectamente definidos. Incluye a los stratocumulus y stratus, además de las nubes de evolución vertical (desde 600 hasta 7.000 m) cumulus y cumulonimbus.

Cuadro 1: Tipos de nubes.

niebla: falta de visibilidad

El nombre de las nubes en latín nos da ya alguna información de su forma. Por ejemplo:

cumulus: significa “montón”; stratus: cubierto por una capa; nimbus: produce precipitación; altum: de cierta altura; cirrus: mechón de pelo.

Clasificación de las nubes

a) NUBES BAJAS

5 géneros + niebla.

Se pueden dividir en 2 subgrupos:

NUBES CUMULIFORMES: Cu y Cb, que se forman por ascensos rápidos de aire que dan lugar un gran desarrollo vertical (aspecto de torre o de pompa).

NUBES ESTRATIFORMES: Nieblas, St, Sc, Ns que son laminares (desarrollo horizontal). Se caracterizan por poco o nulo desarrollo vertical (velocidades verticales pequeñas).

Cu

Son nubes:

- ✓ generalmente separadas
- ✓ densas
- ✓ bordes nítidos
- ✓ de desarrollo vertical formando protuberancias, cúpulas, torres, etc., la cima a menudo se parece a una coliflor.

Las partes de estas nubes iluminadas por el sol son blanco brillante mientras que su base es sensiblemente horizontal, plana y relativamente oscura.

Tienen gran variedad de tamaños (una que generalmente menos de 1Km en la horizontal)

En la vertical también suelen tener menos de 1 Km, a veces no se desarrollan más, especialmente cuando están aislados (humilis), pero se pueden agrupar formando clústeres de gran tamaño (congestus).

Cb

- ✓ Nube densa y pesada dimensión vertical considerable en forma de montaña o de enormes torres. Región superior es lisa, fibrosa o estriada y casi siempre extendida (yunque) tope del yunque muy cerca de la tropopausa.
- ✓ Están constituidas de gotitas de agua y, principalmente en su región superior, de cristales de hielo.
- ✓ Los Cb se forman en general a partir de grandes Cu muy desarrollados (congestus) Debajo del yunque: zona oscura donde la precipitación no tiene por qué llegar al suelo (virga)
- ✓ Nubes de tormentas

Ni: nube que toca el suelo

NIEBLAS DE RADIACIÓN:

- ✓ la superficie se enfría por radiación.
- ✓ Situación de calma. Bastante estacionarias.
- ✓ Pueden ser a mesoescala e incluso a escala sinóptica.
- ✓ Continente.

NIEBLAS DE ADVECCIÓN:

- ✓ Aire cálido que se mueve sobre una superficie fría.
- ✓ Costa.

NIEBLAS DE EVAPORACIÓN:

- ✓ Aire frío que se mueve sobre aguas cálidas.
- ✓ Costa

St

- ✓ Capa nubosa gris clara o blanquecina de base bastante uniforme.
- ✓ Muchas veces transparente al sol.
- ✓ Extensión: $\Delta z < 1\text{Km}$; L hasta 1000 Km
- ✓ En caso de dar lugar a precipitaciones son en forma de llovizna.
- ✓ Los St se originan debido al enfriamiento de las capas más bajas de la atmósfera. Un proceso frecuente de formación de St es por la elevación progresiva de una capa de niebla provocada por el calentamiento del suelo o por el aumento de la velocidad del viento.

Sc

- ✓ Nubes grises o blanquecinas casi siempre partes oscuras, compuestas de losas, guijarros, rodillos, etc. de aspecto no fibroso, unidos o no -> parecido al estrato con estructura discernible
- ✓ Se ve mejor desde satélite (calles de nubes)
- ✓ La mayor parte de sus elementos están dispuestos con regularidad y tienen un diámetro aparente de al menos 5°.
- ✓ Puede haber precipitación, generalmente débil y descont.
- ✓ En caso de tiempo muy frío pueden dar lugar a nieve.
- ✓ Suele ir junto a campos de St (costas-> Ni o St; mar adentro -> más inestabilidad -> Sc). Tb células.
- ✓ Descarga fría de la vaguada

Ns

- ✓ Capa nubosa gris oscura
- ✓ El espesor de esta capa es suficiente para ocultar el sol.
- ✓ Dimensión horizontal grande (puede cubrir todo el cielo, menor que St y Sc)
- ✓ Pueden tener un desarrollo vertical muy grande (tropopausa)
- ✓ Es la típica nube de lluvia o nieve continua y persistente
- ✓ base más alta que las otras

b) NUBES MEDIAS

As

- ✓ Manto o capa nubosa grisácea o azulada de aspecto estriado, fibroso o uniforme
- ✓ cubre por entero o parcialmente el cielo muy parecido a los St, base más alta

- ✓ puede dejar ver el sol al menos vagamente.
- ✓ Da lugar a precipitaciones que no suelen llegar al suelo, continuas y en forma de lluvia o nieve.

Ac

- ✓ Capa de nubes blancas o grises, o a la vez blancas y grises
- ✓ Con estructura, loetas, guijarros, rodillos, etc. de aspecto a veces parcialmente fibroso o difuso, unidos o no.
- ✓ La mayor parte de sus pequeños elementos están dispuestos con regularidad, en general con un diámetro aparente de entre uno y cinco grados.
- ✓ Variedad más importante: Ac estratiforme -> Sc más alto
- ✓ Muchas especies:
 - ✓ flocus -> ovillo de lana
 - ✓ castellanus -> en forma de castillo

c) NUBES ALTAS:

Partículas de hielo

Fuertes vientos -> advección de partículas a gran distancia -> aspecto fibrilar y deshilachado

Ci

- ✓ Nubes separadas, en forma de filamentos blancos y delicados, de bancos o de franjas estrechas,
- ✓ blancas del todo o en su mayor parte.
- ✓ Tienen aspecto fibroso, sedoso o ambos a la vez.
- ✓ Muy poco desarrollo vertical

Cs

- ✓ Velo nuboso transparente y blanquecino, de aspecto fibroso (parecido a cabellos) o liso, sin mucha estructura cubre total o parcialmente el cielo y produce generalmente halos.
- ✓ Casi nunca tiene agujeros, aunque en algunas partes puede adelgazarse mucho.
- ✓ Yunque de Cb
- ✓ Parte delantera de sistema de frentes

Cc

- ✓ Capa delgada de nubes blancas, sin sombras compuesta por elementos muy pequeños en forma de granos, ondulaciones, etc.
- ✓ unidos o separados y distribuidos con mayor o menor regularidad.
- ✓ La mayoría de los elementos tienen una anchura aparente inferior a un grado.
- ✓ Equivalentes a Sc y Ac pero en niveles altos

Identificación de nubes por satélite

2 tipos: geoestacionarios o de órbita polar

DE ÓRBITA POLAR:

- ✓ aprox 850 Km
- ✓ gran resolución espacial
- ✓ pobre resolución temporal

GEOESTACIONARIOS:

- ✓ 36000 Km de altura
- ✓ siempre en el mismo punto subsatélite
- ✓ disco de 60° de radio
- ✓ alta resolución temporal
- ✓ menor resolución espacial

En general:

Visible:

- ✓ albedo (luz solar reflejada)
- ✓ nubes: espesor óptico
- ✓ más blanca cuanto más espesa

Infrarrojo:

- ✓ temperatura (radiación emitida por la tierra)
- ✓ nubes: temperatura (altura) del tope
- ✓ invertido: más blanca cuanto más fría (alta)

Vapor de agua:

- ✓ banda de absorción de vapor de agua
- ✓ cantidad de humedad
- ✓ se pueden detectar nubes

Algunas masas de aire que componen la atmósfera terrestre llevan entre sus componentes significativas cantidades de agua que obtuvieron a partir de la evaporación del agua de mar y de la tierra húmeda, juntándose así con partículas de polvo o cenizas que hay en el aire (núcleos de condensación).

Estas masas de aire cálido y húmedo tienden a elevarse cuando se topan con otra masa de aire frío y seco. Las masas de aire no se revuelven entre sí cuando chocan; están bien delimitadas y tienden a desplazarse hacia zonas de menor presión atmosférica. Al elevarse las masas de aire caliente se expanden al encontrar menor presión en las alturas y, de acuerdo con la ley de los gases ideales, disminuye también su temperatura. Esto causa que el vapor de agua que contienen estas masas de aire se condense formando las nubes.

Cuando la masa de aire cálido y húmedo es forzada a subir muy alto en la troposfera se enfría de tal manera que se forman nubes de cristales de hielo, llamadas cirros, cirrostratos o cirrocúmulos. A menor altitud se forman las nubes de gotas de agua, como son los altoestratos y altocúmulos que generalmente acompañan a los frentes cálidos, al igual que los estratos de menor altitud.

Los cúmulos, en cambio, acompañan a los frentes fríos. Estas nubes tienden a crecer de forma vertical hasta llegar a formar masas en altura, conocidas como cumulonimbos. Estas nubes de tormenta esconden en su interior un sistema de torbellinos, ascendentes en el interior y descendentes en el exterior. Si se dan las condiciones adecuadas, estos torbellinos pueden llegar hasta el suelo en forma de tornados.

La electricidad estática generada por el movimiento de los torbellinos dentro de estas nubes es una posible causa de las tormentas eléctricas.

Procesos de formación

Las nubes pueden formarse por procesos distintos:

por ascenso orográfico;

por convección térmica;

por convección producida por un frente.

Nubes por ascenso orográfico

La masa de aire caliente y húmedo choca con una montaña. Esto hace que el aire ascienda a capas más frías, dando origen a un tipo de nubes horizontales, llamadas estratos. Se forman por debajo de los 3 km de altitud.

Nubes de convección térmica

Una corriente de aire caliente y húmedo asciende a capas más altas y frías, dando lugar a la formación de cúmulos. Esto suele ocurrir por debajo de los 3 km de altitud. La nube puede crecer en altura, transformándose en un cumulonimbo. Cuando se produce la caída de la lluvia la nube se separa en dos fragmentos, porque no puede ascender el aire caliente. Al fragmentarse la nube, cesa la lluvia. Se producen borrascas de corta duración, pero muy intensas.

Nubes producidas por un frente

Los frentes son zonas de contacto entre dos masas de aire que tienen distinta temperatura y densidad. Si una masa de aire caliente y húmedo, en movimiento, choca con una de aire frío, se forman nubes horizontales, llamadas nimboestratos (3 km de altitud), altostrato (entre 3 y 5 km de altitud) o cirro y cirrostrato (12 km de altitud). Los nimboestratos y los altostratos producen, generalmente, lluvia. En cambio, los cirros indican buen tiempo si no se mueven deprisa o cambian en cirrostratos. Cuando una masa de aire frío, que se desplaza, choca con una masa de aire caliente se forman cumulonimbos

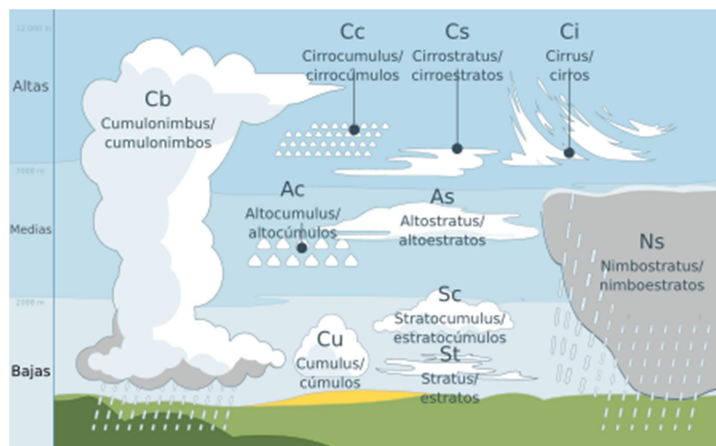


Gráfico 1. Identificación de las nubes.

Efectos de las nubes sobre la troposfera, el clima y el cambio climático

Las nubes troposféricas ejercen numerosas influencias sobre la troposfera y el clima de la Tierra. En primer lugar, son la fuente de precipitación, lo que influye en gran medida en la distribución y la cantidad de precipitación. Debido a su flotabilidad diferencial en relación con el aire libre de nubes circundante, las nubes pueden asociarse con movimientos verticales del aire que pueden ser convectivos, frontales o ciclónicos. El movimiento es hacia arriba si las nubes son menos densas porque la condensación del vapor de agua libera calor, calentando el aire y disminuyendo así su densidad. Esto puede provocar un movimiento hacia abajo porque la elevación del aire produce un enfriamiento que aumenta su densidad. Todos estos efectos dependen sutilmente de la estructura vertical de temperatura y humedad de la atmósfera y dan como resultado una importante redistribución del calor que afecta el clima de la Tierra.

La complejidad y diversidad de las nubes en la troposfera es una de las principales razones de la dificultad para cuantificar los efectos de las nubes sobre el clima y el cambio climático. Por un lado, las cimas de las nubes blancas promueven el enfriamiento de la superficie de la Tierra al reflejar la radiación de onda corta (visible e infrarroja cercana) del sol, disminuyendo la cantidad de radiación solar que se absorbe en la superficie, mejorando el albedo de la Tierra. La mayor parte de la luz solar que llega al suelo se absorbe, calentando la superficie, que emite radiación hacia arriba en longitudes de onda infrarrojas más largas. Sin embargo, a estas longitudes de onda, el agua de las nubes actúa como un absorbente eficaz. El agua reacciona irradiando, también en infrarrojos, tanto hacia arriba como hacia abajo, y la radiación de onda larga hacia abajo provoca un aumento del calentamiento en la superficie. Esto es análogo al efecto invernadero de gases de efecto invernadero y vapor de agua.

Los tipos de género de alto nivel muestran particularmente esta dualidad tanto con el enfriamiento del albedo de onda corta como con los efectos de calentamiento del invernadero de onda larga. En general, las nubes de cristales de hielo en la troposfera superior (cirros) tienden a favorecer el calentamiento neto. Sin embargo, el efecto de enfriamiento es dominante con nubes de nivel medio y bajo, especialmente cuando se forman en capas extensas. Las mediciones de la NASA

indican que, en general, los efectos de las nubes de nivel medio y bajo que tienden a promover el enfriamiento superan los efectos de calentamiento de las capas altas y los resultados variables asociados con las nubes desarrolladas verticalmente.

Tan difícil como es evaluar las influencias de las nubes actuales en el clima actual, es aún más problemático predecir cambios en los patrones y propiedades de las nubes en un clima futuro más cálido y las influencias de las nubes resultantes en el clima futuro. En un clima más cálido entraría más agua a la atmósfera por evaporación en la superficie; como las nubes se forman a partir del vapor de agua, se esperaría que aumentara la nubosidad. Pero en un clima más cálido, las temperaturas más altas tenderían a evaporar las nubes. Ambas afirmaciones se consideran precisas y ambos fenómenos, conocidos como retroalimentación de las nubes, se encuentran en los cálculos del modelo climático. En términos generales, si las nubes, especialmente las nubes bajas, aumentan en un clima más cálido, el efecto de enfriamiento resultante conduce a una retroalimentación negativa en la respuesta climática al aumento de gases de efecto invernadero. Pero si las nubes bajas disminuyen o si aumentan las nubes altas, la retroalimentación es positiva. Las diferentes cantidades de estas retroalimentaciones son la razón principal de las diferencias en las sensibilidades climáticas de los modelos climáticos globales actuales. Como consecuencia, muchas investigaciones se han centrado en la respuesta de las nubes bajas y verticales a un clima cambiante. Sin embargo, los modelos mundiales líderes producen resultados bastante diferentes, algunos muestran nubes bajas en aumento y otros muestran disminuciones. Por estas razones, el papel de las nubes troposféricas en la regulación del tiempo y el clima sigue siendo una fuente principal de incertidumbre en las proyecciones del calentamiento global.

CAPÍTULO II: TERMODINÁMICA ATMOSFÉRICA

Conceptos básicos de la termodinámica

Termodinámica: La termodinámica es la rama de la física que estudia los efectos de los cambios de temperatura, presión y volumen de un sistema físico (un material, un líquido, un conjunto de cuerpos, etc.), a un nivel macroscópico. La raíz "termo" significa calor y dinámica se refiere al movimiento, por lo que la termodinámica estudia el movimiento del calor en un cuerpo. La materia está compuesta por diferentes partículas que se mueven de manera desordenada. La termodinámica estudia este movimiento desordenado.

Sistema: Los sistemas físicos que encontramos en la Naturaleza consisten en un agregado de un número muy grande de átomos.

La materia está en uno de los tres estados: sólido, líquido o gas: En los sólidos, las posiciones relativas (distancia y orientación) de los átomos o moléculas son fijas. En los líquidos, las distancias entre las moléculas son fijas, pero su orientación relativa cambia continuamente. En los gases, las distancias entre moléculas son en general, mucho más grandes que las dimensiones de estas. Las fuerzas entre las moléculas son muy débiles y se manifiestan principalmente en el momento en el que chocan. Por esta razón, los gases son más fáciles de describir que los sólidos y que los líquidos.

El gas contenido en un recipiente está formado por un número muy grande de moléculas, $6.02 \cdot 10^{23}$ moléculas en un mol de sustancia. Cuando se intenta describir un sistema con un número tan grande de partículas resulta inútil (e imposible) describir el movimiento individual de cada componente. Por lo que mediremos magnitudes que se refieren al conjunto: volumen ocupado por una masa de gas, presión que ejerce el gas sobre las paredes del recipiente y su temperatura. Estas cantidades físicas se denominan macroscópicas, en el sentido de que no se refieren al movimiento individual de cada partícula, sino del sistema en su conjunto.

Estado de equilibrio: Denominamos estado de equilibrio de un sistema cuando las variables macroscópicas presión p , volumen V , y temperatura T , no cambian. El estado de equilibrio es dinámico en el sentido de que los constituyentes del sistema se mueven continuamente.

El estado del sistema se representa por un punto en un diagrama p - V . Podemos llevar al sistema desde un estado inicial a otro final a través de una sucesión de estados de equilibrio.

Transformación: Es cuando un sistema pasa de un estado de equilibrio termodinámico a otro.

La energía interna U del sistema depende únicamente del estado del sistema, en un gas ideal depende solamente de su temperatura. Mientras que la transferencia de calor o el trabajo mecánico dependen del tipo de transformación o camino seguido para ir del estado inicial al final.

Termodinámica del aire seco

Aire seco es aire que no contiene agua en forma alguna.

Composición de la atmósfera

El aire es una mezcla de varios de los denominados gases permanentes, un grupo de gases de concentración variable, así como partículas sólidas y líquidas también en variable concentración. El nitrógeno y el oxígeno constituyen, respectivamente, el 78 % y el 21 %, en volumen, de los gases permanentes; el resto, el 1 %, está constituido fundamentalmente por argón, pero con vestigios de neón, helio y otros gases. La composición del aire es notablemente uniforme, y la proporción relativa de los gases permanentes se mantiene prácticamente constante, siendo la misma en todas partes y hasta una altura de 90 km. De los gases que están presentes en cantidades variables, los más abundantes son el vapor de agua, el anhídrido carbónico y el ozono; son los gases que más notablemente afectan a la transferencia radiativa en la atmósfera. El vapor de agua, por otra parte, juega también un importante papel en la termodinámica de la atmósfera. Las partículas de materia, sólidas y líquidas, suspendidas en el aire, se denominan aerosoles. Ejemplos corrientes son las gotitas de agua, incluyendo las nubes, partículas de polvo ordinario y polen. La termodinámica se ocupa de los gases, pero ocurre que un grupo selecto de aerosoles, denominados núcleos higroscópicos, son cruciales en la condensación del vapor de agua en la atmósfera. En meteorología se enfoca el problema del aire tratándolo como si en realidad fuera la mezcla de dos gases ideales, "aire seco" y vapor de agua; esta mezcla se denomina aire húmedo. Las propiedades termodinámicas del aire húmedo se determinan combinando los comportamientos, por separado, del aire seco y del vapor.

La ecuación de estado para el aire seco

La ecuación de estado para un gas perfecto, o ley del gas ideal, expresa la relación entre presión p , volumen V , y temperatura T , de un gas en equilibrio térmico:

$$pV = CT,$$

donde C es una constante propia de cada gas. Esta ecuación se reduce a una forma standard, recurriendo a la ley de Avogadro que establece que, a la misma presión y temperatura, el volumen ocupado por un mol de cualquier gas es el mismo. Llamando v a dicho volumen, tenemos:

$$pv = C'T,$$

donde ahora C' es una constante, igual para todos los gases. Se denomina la constante universal de los gases y se designa por R^* ; su valor es $R^* = 8,314 \times 10^7 \text{ ergs. } K^{-1} \text{ mol}^{-1} = 8,314 \text{ joules } K^{-1} \text{ mol}^{-1}$. Como un volumen cualquiera $V = nv$, siendo n el número de moles, se deduce que:

$$pV = nR^*T.$$

y dividiendo por la masa M del gas, resulta

$$\frac{PV}{M} = \frac{n}{M} R^*T$$

Pero, $V/M = a$, o volumen específico, y $n/M = 1/m$, donde m designa el peso molecular del gas. En consecuencia, queda reducida a

$$p\alpha = R'T$$

donde $R' = R^*/m$, es la constante individual del gas. El peso molecular efectivo del aire seco puede calcularse mediante un adecuado promedio del peso molecular del nitrógeno, oxígeno, etc., de que está compuesto, y resulta ser igual a 28,9 g/mol. En consecuencia, la constante individual para el aire seco es

$$R' = 2.7 \times 10^6 \text{ ergs } g^{-1} K^{-1}$$

Para los intervalos de temperatura y presión que se consideran en meteorología, la fórmula describe bastante bien el comportamiento del aire seco y con suficiente precisión en la mayor parte de los casos.

Vapor de agua

El vapor de agua es un gas que se obtiene por evaporación o ebullición del agua líquida o por sublimación del hielo. Es inodoro e incoloro.

El vapor de agua es responsable de la humedad ambiental. En ciertas condiciones, a alta concentración, parte del agua que está en forma de vapor se condensa constituyendo gotas de agua líquida en suspensión, y así se forma la niebla o, a alturas mayores sobre el suelo, nubes.

Podemos también apreciar el vapor de agua en nuestra exhalación en climas fríos y con alta humedad.

Rol del vapor del agua en la termodinámica de la atmósfera

El vapor de agua es el "medio de trabajo" del motor termodinámico atmosférico que transforma la energía térmica de la irradiación solar en energía mecánica en forma de vientos. La transformación de la energía térmica en energía mecánica requiere un nivel de temperatura superior e inferior, así como un medio de trabajo que va y viene entre ambos. El nivel superior de temperatura viene dado por el suelo o la superficie del agua de la tierra, que absorbe la radiación solar entrante y calienta, evaporando el agua. El aire húmedo y cálido del suelo es más ligero que su entorno y se eleva hasta el límite superior de la troposfera. Allí, las moléculas de agua irradian su energía térmica al espacio exterior, enfriando el aire circundante. La atmósfera superior constituye el nivel de temperatura más bajo del motor termodinámico atmosférico. El vapor de agua en el aire ahora frío se condensa y cae al suelo en forma de lluvia o nieve. El aire frío y seco, ahora más pesado, también desciende al suelo; el motor termodinámico atmosférico establece así una convección vertical, que transporta el calor del suelo a la atmósfera superior, donde las moléculas de agua pueden irradiarlo al espacio exterior. Debido a la rotación de la tierra y las fuerzas de Coriolis resultantes, esta convección atmosférica vertical también se convierte en una convección horizontal, en forma de ciclones y anticiclones, que transportan el agua evaporada sobre los océanos hacia el interior de los continentes, permitiendo que la vegetación crezca.

Diagramas termodinámicos

Son una variedad de los gráficos que llamamos "nomogramas". Los nomogramas son gráficos que tienen líneas que muestran soluciones a una serie de ecuaciones. Cada línea del diagrama representa cientos de soluciones para una determinada ecuación. Son una excelente herramienta empleada por los meteorólogos para entender la atmósfera y se emplean esencialmente como una herramienta para predecir el tiempo severo obteniendo parámetros de temperatura y humedad a través de técnicas gráficas. Mediante este tipo de diagramas se pueden conocer las características termodinámicas de la masa de aire, su grado de estabilidad y pronosticar altura de las nubes.

Para ello deberán plotearse los perfiles verticales de temperatura, temperatura de rocío y viento observados mediante una radiosonda.

Existen diferentes tipos de diagramas termodinámicos. Un diagrama termodinámico completo debe contener un set de cinco líneas o curvas:

- ✓ Isobaras (líneas de presión constante)
- ✓ Isotermas (líneas de temperatura constante)
- ✓ Adiabáticas secas
- ✓ Adiabáticas húmedas o saturadas
- ✓ Líneas de relación de mezcla de saturación constantes (isohumas)

Muestran la relación entre cinco propiedades atmosféricas:

- ✓ Presión (Hpa)
- ✓ Temperatura (°C)
- ✓ Temperatura potencial (K)
- ✓ Temperatura potencial equivalente (K)
- ✓ Relación de mezcla de saturación (g/Kg)

Permiten determinar y cuantificar:

- ✓ La estabilidad atmosférica
- ✓ Capas de nubes
- ✓ Altura de la tropopausa
- ✓ Temperatura del tope de las nubes
- ✓ Zonas frontales
- ✓ Cortante vertical de viento
- ✓ Ubicación de inversiones térmicas
- ✓ Tipos de precipitación
- ✓ Altura del nivel de congelamiento

Propiedades de los diagramas termodinámicos:

- ✓ Área proporcional a la energía
- ✓ Coordenada vertical proporcional a la altura
- ✓ Adiabáticas secas forman ángulos cercanos al recto con las isotermas.
- ✓ Adiabáticas saturadas forman un ángulo mayor que las adiabáticas secas en la baja atmósfera.

Existen diferentes tipos de diagramas termodinámicos: emagrama, Stuve, SkewT y Tefigrama. La diferencia entre ellos es la elección y orientación de dos coordenadas fundamentales (que están entre cualquiera de las 5 variables (propiedades atmosféricas) mencionadas anteriormente o variantes de estas).

Emagrama: es uno de los cuatro diagramas termodinámicos (junto con el diagrama de Stüve, el nomograma herloffson y el tefigrama) utilizados para analizar la estructura térmica de la atmósfera terrestre y hacer pronósticos meteorológicos. El hemagrama fue desarrollado en 1884 por Heinrich Hertz. En su forma original, se usa principalmente en Europa. Se utiliza para trazar los valores de temperatura y punto de rocío que generalmente provienen de mediciones realizadas con globos de sonda, aeronaves o satélites meteorológicos y que permiten calcular la estabilidad o el potencial convectivos disponible Energía (CAPE, del acrónimo de la terminología inglesa Convective Available Potential Energy). Pequeñas flechas que indican la dirección y la fuerza de los vientos a diferentes niveles de presión también se pueden colocar en el emagrama. Los ejes de un emagrama son los de la temperatura T y el logaritmo de la presión P en un diagrama semi-logarítmico. En la versión original, estos dos ejes eran perpendiculares, pero actualmente las versiones con el eje de temperatura inclinado 45 grados hacia la derecha, como en el nomograma de Herloffson, se utilizan principalmente. Esta disposición se llama "Skew - T log-P diagrama" en los Estados Unidos y "émagramme 761" en Francia.

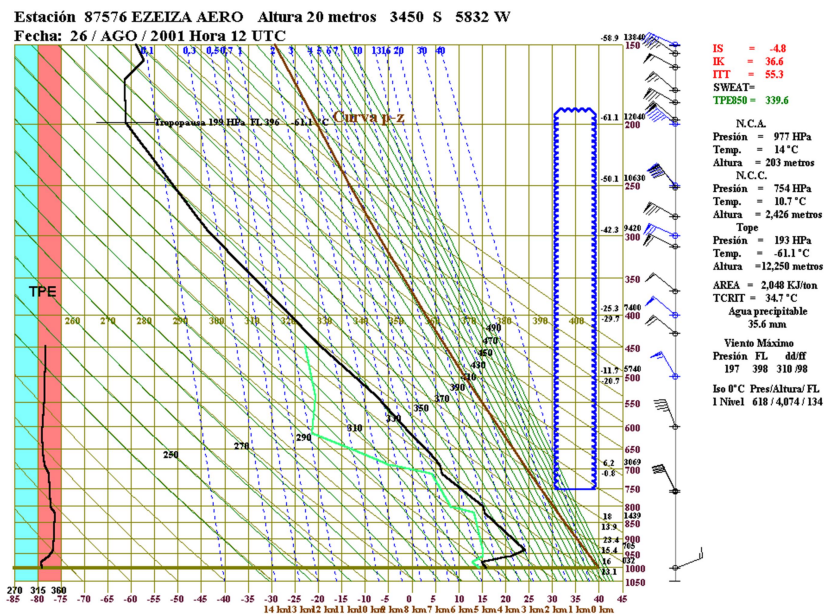


Gráfico 2. Modelo de un emagrama. Fuente The Comet Program.

Skew-T: es uno de los cuatro diagramas termodinámicos que se utilizan comúnmente en el análisis y pronóstico del tiempo. En 1947, N. Herloffson propuso una modificación al emagrama que permite isobaras horizontales rectas y proporciona un gran ángulo entre isotermas y adiabáticas secas, similar al del tefigrama. Por lo tanto, era más adecuado para algunas de las técnicas de análisis más nuevas inventadas por la Fuerza Aérea de los Estados Unidos.

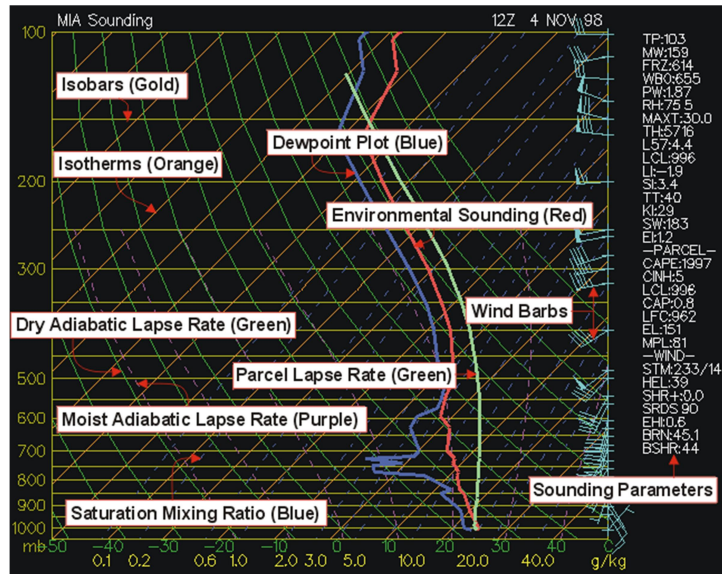


Gráfico 3. Skew-T. Fuente the Comet Program.

Diagrama de Stüve: se utiliza para determinar la energía de la atmósfera y su estabilidad; la formación de nubes convectivas o de desarrollo vertical, el paso de frentes y la aparición de engelamiento y de turbulencias.

De la información suministrada por un radiosondeo trazaremos en el diagrama tres curvas:

- ✓ T: Curva de estado que da la variación de la temperatura con la presión
- ✓ Td: Curva del punto de rocío, que da la variación del punto de rocío o temperatura de saturación de la presión.
- ✓ P-H: Curva de Presión-Altura, que proporciona la altura que corresponde a cada nivel de presión. Se considera en el eje de las abscisas las alturas haciendo coincidir, por ejemplo, la temperatura de 40° con el 0 de altura; 30°, con 1000 metros de altura; 20° con 2000 metros de altura, etc.

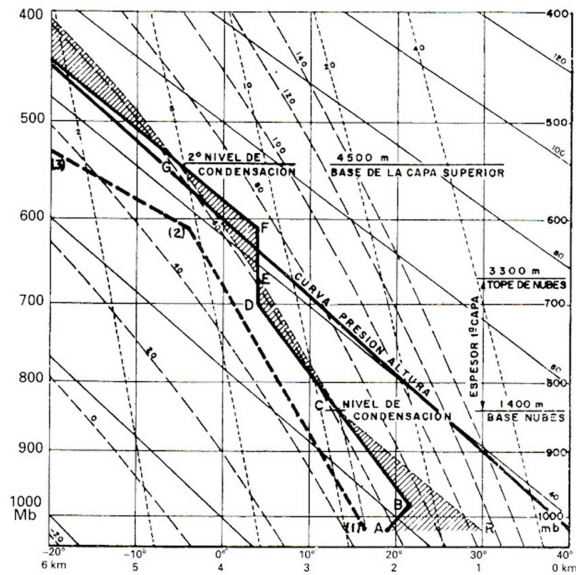


Gráfico 4. Diagrama de Stüve. Fuente The Comet Program.

Tefigrama: es un diagrama termodinámico empleado para trazar perfiles verticales de temperatura, humedad y viento atmosféricos. Hace décadas que el tefigrama se utiliza para evaluar una amplia gama de condiciones meteorológicas, principalmente en lo que se refiere a la estabilidad atmosférica.

Los datos empleados para representar el perfil atmosférico —también denominado sondeo— en el diagrama provienen de numerosas fuentes, como las radiosondas, las radiosondas con paracaídas, los globos piloto, las aeronaves, los modelos numéricos y las sondas satelitales. Para decodificar el formato de una fuente de datos en particular, es preciso acudir al manual de referencia apropiado. Aunque hoy en día los diagramas con los sondeos se generan principalmente en forma electrónica, las explicaciones que se ofrecen en esta lección siguen siendo pertinentes a la hora de crear un tefigrama manualmente.

Variante del tefigrama usada por NOAA/ESRL/GSD

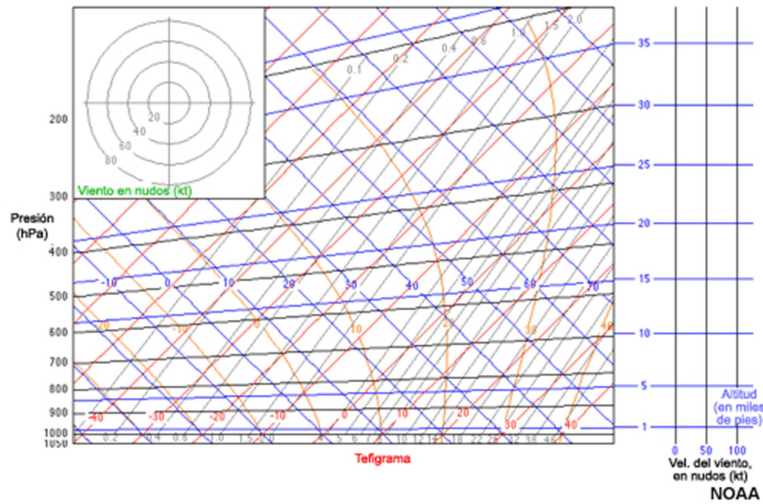


Gráfico 5. Variante del tefigrama usada por NOAA. Fuente: The Comet Program.

Niveles característicos en un diagrama termodinámico:

- ✓ Nivel de condensación por ascenso
- ✓ Nivel de condensación por convección
- ✓ Nivel de temperatura del termómetro húmedo de 0° C
- ✓ Nivel de convección libre
- ✓ Nivel de condensación por mezcla
- ✓ Nivel de equilibrio
- ✓ Nivel máximo de la burbuja

Parcelas de aire

Cuerpo pequeño e imaginario de aire utilizado para explicar el comportamiento del aire. Las parcelas son suficientemente grandes para contener un gran número de moléculas, pero lo suficientemente pequeñas para que las propiedades a ellas asignadas sean aproximadamente uniformes en su totalidad.

Fuerza boyante: también conocida como “fuerza de flotación” o “empuje hidrostático”, es una fuerza de empuje, esta fuerza se relaciona con el principio de Arquímedes, la cual dice: “todo cuerpo sumergido dentro de un fluido experimenta una fuerza ascendente llamada empuje, equivalente al peso del fluido desalojado por el cuerpo”.

Ecuación de la fuerza boyante: la ecuación de este principio es la de calcular la fuerza de empuje que experimenta todo cuerpo sumergido multiplicando la densidad del fluido por el volumen sumergido por el valor de la gravedad:

$$E = \rho_f \cdot V_s \cdot g$$

Estabilidad atmosférica: es una condición de equilibrio. De forma que, en una atmosfera estable se produce una perturbación en el flujo. Si tras la perturbación

vuelve al estado original el sistema es estable. Pero si la perturbación evoluciona y cambia el estado del sistema entonces se dice que es inestable, existen varios métodos para establecer el grado de estabilidad atmosférica, siendo el más usado aquel que se basa en las propuestas hechas por Pasquill, Obukhov y Van Ulden – Hostlang, los cuales para este trabajo se han adaptado a las condiciones de la zona de estudio (entre 5° latitud sur y 1°21' latitud norte y alrededor de, 78° longitud oeste) (Van Ulden, 1985), con la finalidad de estudiar su comportamiento durante el día y los diferentes meses del año.

Mezclado y Convección de masas de aire

La circulación general puede interpretarse como el sistema mundial de vientos mediante el cual se lleva a cabo el transporte de calor desde las latitudes tropicales hasta las polares, necesario para mantener las temperaturas globales.

El aire que envuelve la Tierra (la atmósfera) no es una masa estática, sino que está en continuo movimiento. Esto se produce a causa del desigual reparto de la energía solar en la superficie terrestre y por los movimientos propios del sistema solar (rotación, traslación y otros) regidos por la mecánica celeste. El resultado de la acción conjunta de estos factores es la existencia de centros de altas presiones (anticiclones) y de bajas presiones (cyclones o depresiones), cuya localización fluctúa en un área geográfica determinada.

Estos centros originan un movimiento de masas de aire superficiales (hasta los 1.000 m) y de altura. El desplazamiento de éstas se realiza a través de planos horizontales y verticales, lo cual origina la existencia de tres células de circulación meridiana en cada hemisferio. La primera de ellas recibe el nombre de célula directa o de Hadley o de las bajas latitudes; es de origen térmico, ya que en el ecuador es donde se concentra la mayor intensidad de radiación solar, la cual provoca el ascenso (convección) de masas de aire húmedo y cálido. Estas, a determinadas altura se enfrían, condensan y precipitan con lo cual se hacen más livianas y se desplazan hacia los trópicos, donde descienden por advección generando el centro de altas presiones tropicales (anticiclón tropical). La segunda célula térmica directa o de las altas latitudes, producida por el frío de los polos, genera el centro de altas presiones permanentes polares, que desplaza masas de aire frío superficial hacia el centro de bajas presiones subpolares. En este centro se localiza el denominado frente polar desde donde salen masas de aire húmedo y frías de altura, las cuales van a descender sobre los trópicos. La circulación de estas últimas masas de aire de altura origina la tercera célula indirecta o de las latitudes medias (Ferrel); ésta, en su parte inferior, es completada por masas de aire superficial que se originan en los trópicos y que se desplazan hacia el frente polar, donde son obligadas a ascender por convección.

La circulación de las masas de aire superficiales es afectada por el rozamiento de la superficie terrestre con la atmósfera (efecto Coriolis) por lo cual son desviadas en dirección NE a SO en el hemisferio N y en dirección SE a NO en el hemisferio S. Caso contrario sucede con las masas de aire de altura que tienen una gran movilidad y velocidad, con lo cual toman caracteres de corriente por lo que son denominadas corrientes de chorro o jet stream.

Mecanismo de crecimiento de las gotas de agua

Cuando las gotitas nubosas crecen por condensación por encima de un tamaño de unas 20 micras, entonces es otro mecanismo de crecimiento el que empieza a predominar - Coalescencia de gotitas de nube. La importancia relativa de los mecanismos de condensación y coalescencia se pone de manifiesto en la figura.

Teoría de la coalescencia

No basta con que exista condensación para que se desencadene el mecanismo de la lluvia, además, ha de haber un proceso de crecimiento de las gotas de lluvia hasta que alcancen un tamaño suficiente como para ser atraídas por la gravedad terrestre.

Si se pregunta a la gente cómo crecen las gotas de lluvia la respuesta de casi todo el mundo es «juntándose», es decir, por coalescencia, pero la acreción de las gotas de lluvia no es sencilla. Dos gotas de agua de tamaño similar, si llegan a chocar en la atmósfera, lo más normal es que se disgreguen, y no que se «junten». Para que se produzca la acreción una de las gotas ha de ser mucho mayor que la otra. Por otra parte, es necesario un barrido en el recorrido de las gotas para que entren en contacto unas con otras y lleguen a adherirse.

Los cálculos experimentales demuestran que las gotas deben de tener radios mayores a 19 micras para que puedan soldarse unas con otras. Las gotas más pequeñas son barridas hacia un lado ante una gota grande.

Pero ¿cómo aparecen esas gotas grandes? En una nube cuyo límite superior no está por debajo del punto de congelación sería necesaria la presencia de núcleos de condensación gigantes para que se produzcan esas primeras gotas.

El mecanismo de la coalescencia puede ser complementario al de Bergeron, es decir funcionar una vez creadas las primeras gotas de lluvia lo suficientemente grandes.

Precipitación en nubes cálidas

Las nubes que se extienden totalmente por debajo de la isoterma de 0°C, llamadas nubes cálidas, contienen solamente gotitas de agua líquida. Por lo tanto, en la descripción de la microestructura de nubes cálidas, estamos interesados en la cantidad de agua por unidad de volumen de aire, llamado el contenido de agua líquida (LWC), el número total de gotitas de agua por unidad de volumen de aire, llamado la concentración de gotitas de nube, y la distribución de tamaños de gotitas de nube, llamado el espectro de tamaños de gotitas. Estos tres parámetros no son independientes entre sí.

En los inicios de las mediciones de nubes, películas cubiertas de aceite eran expuestas al aire nuboso desde una aeronave a lo largo de una trayectoria de medición. Las gotitas que chocaban con la diapositiva, y se sumergían totalmente en el aceite, quedaban así conservadas para el análisis posterior. Un método alternativo fue obtener réplicas de las gotitas cubriendo una película con polvo de óxido de magnesio. Cuando las gotitas de agua chocaban con estas películas dejaban marcas. Los métodos de impacto directo, del tipo descrito, sesgan las

gotitas más pequeñas, que tienden a seguir las líneas de corriente en la caída evitando así la captación. Por consiguiente, deben hacerse rectificaciones sobre la base de cálculos teóricos de trayectorias de gotitas alrededor de la película.

Crecimiento de gotitas en nubes cálidas: en las nubes cálidas, las gotitas pueden crecer por condensación en un entorno sobresaturado y al chocar y coalescer con otras gotas de la nube.

Estas nubes están enteramente compuestas de gotículas de agua líquida y necesitan contener gotículas con diámetros mayores que 20 μm 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. 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. En este tamaño 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 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).

CAPÍTULO III: MICROFÍSICA DE NUBES

Formación y crecimiento de cristales de hielo

Crecimiento de partículas de hielo en nubes: este proceso propone la coexistencia de gotas líquidas y cristales de hielo. El proceso de Bergeron se aplica a nubes frías, que están con temperaturas por debajo de 0°C . Por lo tanto, este proceso es muy importante en latitudes medias y altas, donde las nubes son capaces de tener una extensión vertical alcanzado fácilmente T por debajo de 0°C .

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 a 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 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 . 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.

Aerosoles

En ingeniería ambiental, se denomina aerosol a un coloide de partículas sólidas o líquidas suspendidas en un gas. El término aerosol se refiere tanto a las partículas como al gas en el que las partículas están suspendidas. El tamaño de las partículas puede ser desde $0,002\ \mu\text{m}$ a más de $100\ \mu\text{m}$, esto es, desde unas pocas moléculas hasta el tamaño en el que dichas partículas no pueden permanecer suspendidas en el gas al menos durante unas horas.

Dentro de los procesos que ocurren a nivel troposférico en contacto directo con la vida del planeta, se incluye la emisión de material particulado (PM, Particulate Matter). La notación PM_{10} se refiere a las partículas que pasan a través de un cabezal de tamaño selectivo para un diámetro aerodinámico de $10\ \mu\text{m}$ con una eficiencia de corte del 50%, mientras que $\text{PM}_{2,5}$ representa partículas de menos de $2,5\ \mu\text{m}$ de diámetro aerodinámico. De forma análoga pueden utilizarse otros valores numéricos.

La generación de aerosoles puede ser de origen natural o debida a la actividad humana. Algunas partículas se dan de manera natural, las cenizas volcánicas, las tormentas de polvo, la erosión del suelo, los incendios forestales y de pastizales, y la pulverización de agua marina. Las actividades humanas, como la quema de combustibles y la alteración de la superficie terrestre también generan aerosoles. En términos globales, los aerosoles artificiales generados por las actividades humanas representan aproximadamente el 10% del total de aerosoles en nuestra atmósfera.

Los aerosoles atmosféricos pueden ser originados de forma natural o antropogénica. Algunas de estas partículas son emitidas directamente a la atmósfera (emisiones primarias) y otras son emitidas como gases que por reacciones químicas de coagulación o condensación entre moléculas reactivas forman partículas en la atmósfera (emisiones secundarias). La composición de las partículas de un aerosol depende de la fuente donde son generadas.

Las mayores fuentes naturales son la actividad volcánica, suelos erosionados, plantas, flores, microorganismos, la superficie de mares y océanos, las tormentas de polvo y los incendios forestales y de pastizales. La pulverización de agua marina también es una gran fuente de aerosoles, aunque la mayoría de estos caen al mar cerca de donde fueron emitidos.

La mayor fuente de aerosoles debida a la actividad humana es la quema de combustibles en motores térmicos para el transporte y en centrales termoeléctricas para la generación de energía eléctrica, la fundición de metales como cobre o zinc, la producción de cemento, cerámica y ladrillos, además del polvo generado en las obras de construcción y otras zonas de tierra donde el agua o la vegetación ha sido removida. Algunos de los principales componentes que desprenden son sulfatos, nitratos y aerosoles orgánicos.

La composición química de los aerosoles afecta directamente a la forma en que interactúa la atmósfera con la radiación solar y el contenido de agua líquida. Los componentes químicos de los aerosoles alteran el índice de refracción global de la atmósfera. El índice de refracción determina la cantidad de luz que es dispersada y la que es absorbida.

Procesos de precipitación

La precipitación es cualquier producto de la condensación del vapor de agua atmosférico que se deposita en la superficie de la Tierra. Ocurre cuando la atmósfera (que es una gran solución gaseosa) se satura con el vapor de agua, y el agua se condensa y cae de la solución (es decir, precipita). El aire se satura a través de dos procesos: por enfriamiento y añadiendo humedad. La precipitación que alcanza la superficie de la tierra puede producirse en muchas formas diferentes, como lluvia, lluvia congelada, llovizna, nieve, aguanieve y granizo. La virga es la precipitación que comienza a caer a la tierra pero que se evapora antes de alcanzar la superficie.

La precipitación es un componente principal del ciclo hidrológico, y es responsable de depositar la mayor parte del agua dulce en el planeta.

Aproximadamente 505000 km³ de agua caen como precipitación cada año, y de ellos 398000 km³ caen sobre los océanos. Dada el área superficial de la Tierra, eso significa que la precipitación anual promediada globalmente es más o menos de 1 m, y la precipitación anual media sobre los océanos de 1.1 m.

Tipos de precipitación

La precipitación se divide en tres categorías:

- ✓ Precipitación líquida: llovizna y lluvia.
- ✓ Precipitación glacial: llovizna y lluvia congeladas (aguanieve).
- ✓ Precipitación congelada: nieve, bolitas de nieve, granos de nieve, bolitas de hielo (aguanieve), granizo, bolitas o copos de nieve y cristales de hielo

Cómo se satura el aire

El aire contiene humedad, medida en gramos de agua por kilogramo de aire seco (g/kg), aunque es común expresarla como porcentaje de humedad relativa. La humedad que un volumen de aire puede mantener antes de que se sature (humedad relativa del 100%) depende de su temperatura. El aire cálido tiene una capacidad mayor para mantener la humedad que el aire frío. A causa de esta propiedad del aire, un modo de saturar un volumen de aire es refrescarlo. El punto de rocío es la temperatura a la que un volumen de aire tiene que enfriarse para que se produzca su saturación.

Algunos mecanismos de enfriamiento del aire incluyen:

Elevación (convectiva, mecánica, advección de vorticidad positiva):

- ✓ Enfriamiento conductivo (el aire cálido se mueve sobre una superficie fría)
- ✓ Enfriamiento radiacional (el calor se irradia hacia el espacio por la noche)
- ✓ Enfriamiento evaporativo (la temperatura del aire baja cuando el agua líquida usa la energía para cambiar a fase de vapor)

El otro modo de saturar el aire es añadirle humedad, mediante:

- ✓ Precipitación que cae desde arriba (estrato que forma lluvia bajo una nube más alta)
- ✓ El calor del agua que, de día, se evapora de la superficie de océanos y lagos
- ✓ Aire más seco que se mueve sobre aguas abiertas (corrientes de nieve en los Grandes Lagos en invierno)

Cómo se forma la precipitación

Condensación

La precipitación comienza a formarse cuando asciende el aire cálido y húmedo. Al enfriarse el aire, el vapor de agua comienza a condensarse en núcleos de condensación, formando nubes. Después de que las gotitas de agua se ponen lo bastante grandes, pueden ocurrir los siguientes dos procesos.

Coalescencia (fusión)

La coalescencia ocurre cuando las gotitas de agua se funden para crear otras gotitas más grandes, o cuando las gotitas se congelan en un cristal de hielo. La resistencia del aire hace que las gotitas de agua en una nube permanezcan inmóviles. Cuando se produce una turbulencia del aire, las gotitas de agua chocan, produciendo gotitas más grandes. Cuando estas gotitas descienden, la fusión continua, de modo que las gotas se hacen lo bastante pesadas como para vencer la resistencia del aire y caer como lluvia. La coalescencia sucede más a menudo pasa en nubes por encima de la congelación.

Proceso de Bergeron

El proceso de Bergeron ocurre cuando los cristales de hielo adquieren moléculas de agua de las gotitas de agua superfrías cercanas. Cuando estos cristales de hielo ganan bastante masa, comienzan a caer. Esto generalmente requiere más masa que la fusión entre el cristal y las gotitas de agua vecinas. Este proceso es dependiente de la temperatura, ya que las gotitas de agua superfrías sólo existen en una nube por debajo de la congelación. Además, debido a la gran diferencia de temperaturas entre la nube y el nivel de tierra, estos cristales de hielo pueden derretirse cuando caen y convertirse en lluvia.

Formas de precipitación

Actividad frontal

La precipitación estratiforme o dinámica ocurre como consecuencia del ascenso lento del aire en sistemas sinópticos, como en los frentes fríos, y antes de los frentes cálidos. Un ascenso similar se observa alrededor de los ciclones tropicales fuera del ojo, y en modelos de precipitación con cabeza de coma alrededor de los ciclones de latitud media.

Convección

La lluvia convectiva proviene de nubes convectivas, como los cumulonimbos o cúmulos congestus. Cae como chaparrones con una intensidad que varía rápidamente. La precipitación convectiva cae en un tiempo relativamente corto sobre un área determinada. La mayor parte de la precipitación en zonas tropicales parece ser convectiva; sin embargo, se ha sugerido que también se da la precipitación estratiforme. Los copos de nieve y el granizo siempre indican convección. A latitudes medias, la precipitación convectiva tiene relación con los frentes fríos (a menudo detrás del frente), las líneas de chubascos y los frentes cálidos con una significativa humedad disponible.

Efectos orográficos

La precipitación orográfica ocurre en el lado de barlovento de las montañas y está causada por el movimiento ascendente de un flujo de aire húmedo a través de la montaña, que provoca la refrigeración adiabática y la condensación.

En las zonas montañosas del mundo, sujetas a vientos relativamente consistentes (por ejemplo, los vientos alisios), prevalece un clima más húmedo por lo general en el lado de barlovento de la montaña que en el lado de sotavento. La humedad

es eliminada por el ascenso orográfico, dejando el aire más seco en la bajada (generalmente calentándose), y una sombra de lluvias al lado de sotavento.

La precipitación orográfica es bien conocida en las islas oceánicas, como por ejemplo las Islas Hawaianas, donde la mayor parte de la precipitación queda en el lado de barlovento, mientras que el lado de sotavento tiende a ser completamente seco (casi parecido a un desierto). Este fenómeno causa sustanciales declives locales en la precipitación media; en las áreas costeras caen entre 500 y 750 mm por año (20 a 30 pulgadas), mientras que en los altiplanos interiores caen 2.5 m por año (100 pulgadas).

En Sudamérica, la sierra de Los Andes bloquea la mayor parte de la humedad Atlántica que llega a aquel continente, causando un clima parecido a un desierto en la costa pacífica de Perú y norte de Chile, ya que la fría Corriente de Humboldt asegura que el aire del Océano Pacífico sea seco también. En el lado de sotavento de Los Andes está el Desierto de Atacama, en Chile. También está bloqueado de la humedad por las montañas a su oeste. No es de extrañar que este sea el lugar más seco de la tierra. La Sierra Nevada crea el mismo efecto en Norteamérica, formando el desierto Great Basin, el desierto de Mojave y el de Sonora.

Actividad tropical

La actividad tropical, en general, consiste en grandes masas de aire de varios cientos de millas con la presión baja en el centro y con vientos que soplan alrededor del centro en cualquier dirección en el sentido de las agujas del reloj (hemisferio sur) o contrario a las agujas del reloj (hemisferio norte). La precipitación surge cuando un frente cálido se forma debido a una masa progresiva de aire cálido que sube por una superficie inclinada de aire frío que se retira, y es enfriada en el proceso de elevación causando la precipitación.

El Gran Desierto Arenoso obtiene casi toda su lluvia durante las tormentas monzónicas o la depresión lluviosa de algún ciclón tropical ocasional. Las tormentas ocurren en un promedio de 20-30 días anualmente en la mayor parte del área. Aunque el desierto tenga tasas de precipitación bastante altas, debido a que también hay una alta tasa de evaporación, esta área permanece con un ambiente árido y áreas enormes de arena.

Otras áreas del mundo donde se producen estos raros acontecimientos de precipitación son el noroeste de México, el sudoeste de los Estados Unidos y el sudoeste de Asia. En Norteamérica, los desiertos de Chihuahua y Sonora han recibido algo de precipitación tropical en los últimos diez años. La actividad tropical es rara en todos los desiertos, pero la poca lluvia que cae es importante para la existencia del ecosistema.

Características de la precipitación

Tamaño y forma

Las gotas de lluvia tienen tamaños en los límites de 0.1 mm hasta los 9 mm de diámetro, y por encima de ese tamaño tienden a romperse. Las gotas más pequeñas se llaman gotitas de nube, y su forma es esférica. Cuando una gota de

lluvia aumenta de tamaño, su forma se hace más redondeada, con un corte transversal más grande.

Intensidad y duración

La intensidad y duración de la precipitación están, por lo general, inversamente relacionadas; es decir, las tormentas de intensidad altas probablemente serán de duración corta, y las tormentas de intensidad baja pueden tener una duración larga.

Intensidad y área

Sobre un área grande la precipitación suele ser menos intensa que sobre un área pequeña.

Tamaño de gota e intensidad

Las tormentas de intensidad alta tienen un tamaño de gota más grande que las tormentas de intensidad baja.

Medida de la precipitación

El método estándar de medir la lluvia o nevada es un pluviómetro estándar, que puede ser de plástico o metal, y de entre 100 mm y 200 mm. El cilindro interior se llena con 25 mm de lluvia, que al desbordar fluye en el cilindro externo. Los calibradores plásticos tienen marcas en el cilindro interior con una resolución de 0.25 mm, mientras que los calibradores metálicos requieren el uso de un palo diseñado con marcas de 0.25 mm. Estos calibradores se adaptan para el invierno quitando el embudo y el cilindro interior y permitiendo que la lluvia de nieve entre en el cilindro externo. Una vez que la nevada o hielo termina de acumularse, o cuando se acerca a 300 mm, se retira para que se derrita, o se usa agua caliente para llenar el cilindro interior a fin de derretir la precipitación congelada en el cilindro externo, guardando la cantidad de fluido caliente añadido, que luego se resta del total general una vez que todo el hielo o nieve se ha derretido.

Otros tipos de calibradores incluyen el pluviómetro de cuña (el pluviómetro más barato y frágil), el pluviómetro de cubeta basculante y el pluviómetro pesado. Los pluviómetros de cuña y de cubeta basculante tienen problemas con la nieve. Las tentativas de compensar la nieve o hielo calentando la cuña basculante tienen un éxito limitado, ya que la nieve puede sublimar si el calibrador se guarda por encima de la temperatura de congelación. Los pluviómetros pesados con anticongelante son más apropiados para la nieve, pero hay que quitarles el embudo antes de que comience la precipitación. Para quienes quieren medir la precipitación de una forma casera y económica, es posible hacerlo con una lata cilíndrica con lados rectos, pero su exactitud dependerá de la regla que se use para medir la lluvia. Cualquiera de los pluviómetros mencionados puede ser construido en casa.

Hay varias redes de mediciones de precipitación repartidas por todo el mundo, que comparten sus datos a través de Internet o de oficinas meteorológicas locales. Los datos de precipitación son importantes para pronosticar los flujos de los ríos y

la calidad del agua del río, usando modelos de transporte hidrológicos como SWMM, SHE o el modelo DSSAM.

Período de retorno

La probabilidad de que se produzca un evento, con una intensidad y duración especificada, se llama período o frecuencia de retorno. La intensidad de una tormenta puede predecirse para cualquier período de retorno y duración de la tormenta, a partir de tablas basadas en datos históricos de posición.

Frecuencia de inundación

No hay ningún modo de predecir cuándo tendrá lugar una inundación y de qué tamaño será, pero los eventos de inundaciones pasadas pueden proporcionar alguna información en cuanto a lo que se podría esperar.

Radar Meteorológico

Un radar meteorológico, o radar meteo, es un tipo de radar usado en meteorología para localizar precipitaciones, calcular sus trayectorias y estimar sus tipos (lluvia, nieve, granizo, etc.). Además, los datos tridimensionales pueden analizarse para extraer la estructura de las tormentas y su potencial de trayectoria y de daño. Finalmente, los ecos de precipitaciones y de atmósfera clara del radar meteo permiten estimar la dirección y velocidad del viento en las zonas bajas de la atmósfera.

El "radar meteo" suele usarse junto con detectores de rayos, para ubicar la actividad mayor de una tormenta.

El radar meteorológico emite pulsos de energía en forma de ondas electromagnéticas que viajan por la atmósfera. Durante su propagación, las ondas colisionan con objetos tales como gotas de agua, piedras de granizo, partículas, etc ... y parte de la energía es reflejada en la dirección del radar.

El radar alterna periodos de emisión con periodos de «escucha», en los cuales mide la energía procedente de los reflejos. Estos reflejos se conocen como ecos o retornos (echo / return).

Cada pulso emitido dura aproximadamente 0.00000157 segundos, mientras que cada periodo de «escucha» dura 0.00099843 segundos. En el intervalo de una hora, el radar emite durante 7 segundos y permanente a la escucha durante 59 minutos y 53 segundos.

A partir del eco recibido, el radar Doppler es capaz de identificar:

La dirección del objeto que produjo el eco, que es la misma en la que se encontraba la antena cuando se emitió el pulso.

La distancia al objeto, que se calcula teniendo en cuenta el tiempo que tarda el pulso en alcanzarlo y el eco en retornar (ambos viajan a la velocidad de la luz).

El posible movimiento del objeto, bien en la dirección del radar o alejándose de él. La detección del movimiento se realiza midiendo la fase de la onda reflejada (efecto Doppler).

El tipo de objeto: lluvia moderada, lluvia, granizo, etc...

El radar Doppler realiza un barrido horizontal de 360° para enviar energía y medir ecos en todas las direcciones del horizonte. Además, este barrido se realiza para diferentes inclinaciones de la antena (0.5° , 1.5° , 2.4° , 3.4° , etc...) para permitir que los haces de energía alcancen diferentes altitudes y detecten las precipitaciones que se registran a cada una de ellas.

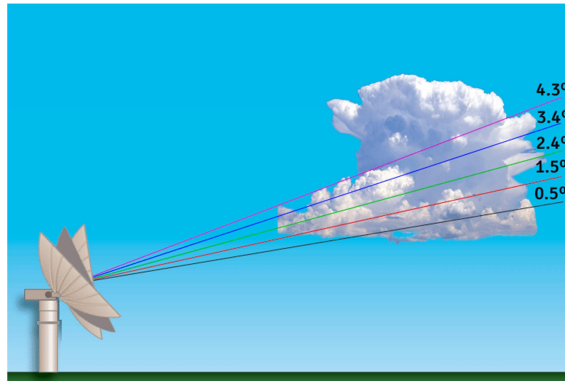


Gráfico 6. Barridos para el estudio de las nubes en diferentes inclinaciones de la antena

El conjunto de inclinaciones de antena para las cuales se realiza un barrido horizontal, en una serie de medidas, se conoce como Volume Coverage Pattern (VCP) o Patrón de Cobertura Volumétrica. Un radar meteorológico utiliza diferentes VCPs en función de las condiciones atmosféricas, es decir, realiza mediciones para diferentes inclinaciones de antena en función del estado del tiempo.

Una vez completadas las mediciones de ecos para todas las inclinaciones de antena determinadas por el VCP utilizado, el radar es capaz de construir una imagen de la intensidad de las precipitaciones para cada altitud y en todas las direcciones del horizonte.

Si observamos la gráfica siguiente, que muestra el conjunto de inclinaciones de antena que forman parte de uno de los VCPs utilizados habitualmente (VCP21), podemos extraer las siguientes conclusiones:

- ✓ Los haces de energía se expanden conforme se alejan de la localización del radar.
- ✓ Los haces de energía se curvan ligeramente hacia altitudes mayores.
- ✓ Conforme nos alejamos del radar y debido tanto a la curvatura del haz de energía, como a la inclinación de la antena, mediremos ecos de partículas que se encuentran a mayor altitud.
- ✓ Cada inclinación de la antena se traduce en un alcance diferente del radar tanto en distancia como en altura. Por ejemplo, las medidas a 19.5° de inclinación pueden alcanzar los 70.000 pies, mientras que las observaciones a 0.5° alcanzan cotas que se sitúan ligeramente por encima de los 20.000 pies

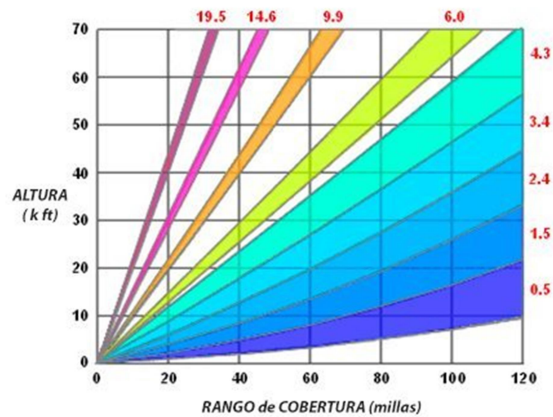


Gráfico 7. Rango de cobertura de los radares en millas.

Modificación artificial de nubes

La siembra de nubes es una forma de manipulación del clima. Es el intento de cambiar la cantidad o el tipo de precipitación que cae de las nubes mediante la dispersión de sustancias en el aire que sirven como núcleos de condensación de nubes o núcleos de hielo, que alteran los procesos dentro de la microfísica de las nubes. La intención siempre es aumentar la precipitación (lluvia o nieve), pero la supresión del granizo y la niebla son también ampliamente practicados en los aeropuertos.

¿Como funciona la siembra de nubes?

Las sustancias más comunes utilizadas para la siembra de nubes son el yoduro de plata y el hielo seco (dióxido de carbono congelado). La expansión de propano líquido en gas también se ha utilizado y puede producir cristales de hielo a temperaturas más cálidas que el yoduro de plata. El uso de materiales higroscópicos, tales como la sal, está aumentando en popularidad debido a algunos resultados de investigación prometedores.

La siembra de nubes requiere que éstas contengan agua líquida sobreenfriada, es decir, en estado líquido por debajo de cero grados Celsius. La introducción de una sustancia como el yoduro de plata, que tiene una estructura cristalina similar a la del hielo, induce la congelación a través de la nucleación de cristales de hielo. El hielo seco o propano al expandirse enfrían el aire hasta tal punto que los cristales de hielo se nuclean espontáneamente desde la fase de vapor. Por lo tanto, a diferencia de la siembra con yoduro de plata, esta nucleación no requiere de gotas o partículas existentes, ya que se produce una muy alta sobresaturación cerca de la sustancia de la siembra. Sin embargo, las gotas de agua existentes son necesarias para que los cristales de hielo se conviertan en partículas suficientemente grandes como para generar precipitaciones.

En latitudes medias, la estrategia se ha basado en el hecho de que la presión de vapor de equilibrio es menor sobre el hielo que sobre el agua. Cuando las partículas de hielo se forman en nubes sobreenfriadas, pueden crecer a expensas

de las gotas de líquido. Si hay crecimiento suficiente, las partículas se vuelven lo suficientemente pesadas como para caer en forma de nieve (o, si se fusionan, en forma de lluvia). De otro modo no producen precipitación. Este proceso se conoce como “siembra estática”.

La siembra en nubes convectivas de estación cálida o tropical (cumulonimbus) trata de aprovechar el calor latente liberado por la congelación. Esta estrategia de siembra “dinámica” supone que el calor latente adicional añade flotabilidad, fortalece las corrientes de aire, garantiza más bajo nivel de convergencia, y en última instancia, causa el crecimiento rápido de las nubes seleccionadas adecuadamente.

Los productos químicos pueden ser dispersados por las aeronaves o por dispositivos de dispersión desde el suelo. Para ser liberado por una aeronave, se enciende una bengala de yoduro de plata y se dispersa mientras la aeronave atraviesa la nube. Cuando se liberan por medio de dispositivos en el suelo, las partículas finas se dispersan en dirección del viento y hacia arriba, mediante corrientes de aire ascendente.

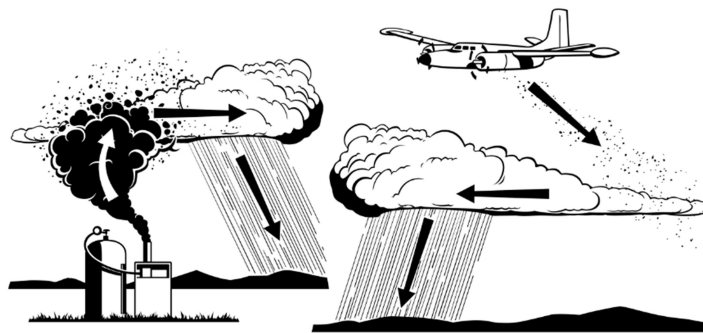


Gráfico 8. Ejemplo de siembra de nubes, tanto generadores terrestres como en aeronaves.

Electrificación de nubes

El relámpago es de los fenómenos naturales más comunes. Desde que Benjamín Franklin demostró que el rayo era una descarga eléctrica gigantesca, relámpagos, rayos y tormentas han sido objeto de numerosas investigaciones científicas.

En 1752 se observó que en las nubes de una turbonada tormentosa se hallan, en un estado negativo de electrificación, pero que en algunas ocasiones se encuentra en estado positivo.

Se ha aceptado que el relámpago es el paso de carga eléctrica, positiva o negativa, de una región de la nube a otra, y el rayo el tránsito equivalente de nube tierra. Por lo tanto, la nube debe hallarse electrificada, es decir, las cargas eléctricas positivas deben estar separadas de las negativas.

Los fenómenos microfísicos pueden provocar que las cargas se separen, es decir, que en una región poseerá más cargas positivas o negativas que la otra.

La separación de cargas se mide en volt, cuanto mayor separación, mayor es el voltaje.

En un principio el rayo se trataba como una estructura en dipolo. Para explicar esta supuesta estructura dipolar de las nubes, se tratan dos modelos muy diferentes: la hipótesis de la precipitación y la hipótesis de la convección.

La hipótesis de la precipitación supone que las gotas de lluvia, el pedrisco y las partículas de granizo en una tormenta son atraídas hacia abajo por la gravedad a través del aire, dejando atrás gotas de agua menores. Las colisiones entre las grandes partículas de precipitación y la neblina de gotitas de agua y cristales de hielo, al parecer, cargan negativamente las partículas de precipitación; además por conservación de la carga total, la neblina se carga positivamente. De aquí que, si las partículas de precipitación se cargan negativamente, la parte más baja de la nube irá acumulando carga negativa y la parte superior carga positiva.

En cambio, el modelo de convección supone que las cargas eléctricas de la nube proceden, inicialmente de los rayos cósmicos y un campo eléctrico. Los rayos cósmicos inciden sobre las moléculas del aire por encima de la nube y las ionizan. Y el intenso campo eléctrico que ciñe objetos puntiagudos de la superficie de la tierra produce una descarga en corona de iones positivos. El aire caliente los transporta hacia arriba; este asciende por convección.

Una vez han alcanzado las regiones superiores de la nube, esos iones positivos atraen a los negativos que los rayos cósmicos habían formado encima de la nube. Los iones negativos penetran en la nube y se unen rápidamente a gotitas de agua o cristales de hielo, creando así una capa pantalla cargada negativamente. Las corrientes de aire descendentes en la periferia de la nube transportan las partículas cargadas negativamente de la capa protectora hacia abajo; el resultado vuelve a ser la formación de una estructura de dipolo positivo. En todas las nubes que producen relámpagos se observan precipitación y convección. La hipótesis elemental de la precipitación no requiere la convección, ni viceversa.

Un poco más tarde se decía que la estructura básica de una nube tormentosa era la de un dipolo positivo, hasta que se llegó a la conclusión opuesta; la región inferior de una nube tormentosa estaba cargada positivamente y la superior lo estaba negativamente, formando pues un dipolo negativo.

De todas maneras, a medida en la que la evolución del estudio de las tormentas progresa, se llega a la conclusión de que la estructura básica de las nubes tormentosas no es dipolar, sino tripolar: hay una región principal de carga negativa en el centro, con una región de carga positiva encima de ella y una segunda región, menor, de carga positiva debajo de aquella.

Los campos eléctricos más intensos de la nube tormentosa se encuentran en las fronteras superior e inferior de la capa principal de carga negativa.

La región inferior de carga positiva es tan pequeña que el campo eléctrico se halla a veces determinado por la carga negativa principal. Se observa una capa de carga negativa por encima de la región positiva superior. Esta capa puede proceder de iones negativos, producidos encima y fuera de la nube, capturados después por las gotitas de agua o las partículas de hielo de la nube; se trata de la capa

apantalladora predicha por la hipótesis de la convección; la capa pantalla parece ser una característica secundaria que no altera apreciablemente la estructura básica tripolar de la nube.

La estructura tripolar de las nubes exige algunas modificaciones del modelo de precipitación, aunque se han propuesto varios arreglos que permitían explicar la región positiva inferior y dar razón de que la lluvia suele llevar carga positiva.

De otra manera, el modelo de convección conducía, a una estructura tripolar ya que admitía la descarga en corona.

Lo que sí sabemos es que la mayoría de las partículas positivamente cargadas que caen debajo de la región principal de carga negativa no son gotitas, sino hielo.

Sabiendo también que las partículas de hielo adquirirían una fuerte carga positiva al fundirse. Aunque no parece que la fusión del hielo cause la estructura tripolar observada, las colisiones entre los cristales de hielo y las partículas de granizo blando es una prueba considerable.

Cuando las partículas de granizo blando chocan con los cristales de hielo, la polaridad de la carga que pasa a las partículas depende notablemente de la temperatura.

Por debajo de una temperatura crítica llamada temperatura de inversión de carga, donde las partículas se cargan negativamente a temperaturas más altas.

La hipótesis de la inversión de carga explica porque las cargas negativas se encuentran con menos frecuencia por debajo de esa altura: las partículas de granizo blando se cargan positivamente al caer a través de los cristales de hielo suspendidos y colisionar con ellos. Estas cargas positivas que caen forman la región inferior positiva del tripolo.

Se ha observado también que las máximas tasas de producción de rayos se hallan asociadas al movimiento ascendente del granizo blando y granizo por encima de la región principal de carga negativa. Así pues, esta explicación contradice la hipótesis de la precipitación en la que solo las partículas de granizo blando que se movían hacia abajo causaban la electrificación. El movimiento relativo entre los cristales de hielo y el granizo blando es la razón probable de la separación de cargas a gran escala.

Las corrientes descendentes están también asociadas a la intensa precipitación que se produce cuando se agotan las corrientes ascendentes.

En el modelo de convección, las corrientes de aire transportan las partículas cargadas negativamente desde la capa apantalladora hacia varios kilómetros abajo.

Una vez que la nube tormentosa se ha cargado hasta el punto en que el campo eléctrico excede la rigidez dieléctrica local de la atmósfera, esto es la capacidad de la atmósfera para mantener una separación de cargas eléctricas, el resultado es un relámpago. Durante esa fracción de segundo, la energía electrostática de la carga acumulada pasa a energía electromagnética, energía acústica y finalmente en calor.

Las chispas se producen en regiones con precipitación o sin ella, dentro y fuera de las nubes; sus trayectorias suelen ser aleatorias.

Además, que la distribución de carga y el campo no son estáticos sino dinámicos.

Descubrimos que el rayo se producía en donde el campo eléctrico se torna más intenso; el rayo asciende entonces a través de la región de máxima carga negativa.

Se cree que la mayor parte de la energía eléctrica de una tormenta se libera en forma de rayos.

La energía eléctrica liberada por los rayos debe proceder de alguna parte. Se sabe que proviene del calor que provoca la expansión del vapor de agua, se haga este menos denso que el aire exterior y ascienda. Durante la ascensión, el vapor se va condensando en forma líquida o sólida; el calor latente se desprende y el agua líquida o hielo comienzan a caer. La energía potencial gravitatoria liberada por la precipitación que cae es la energía disponible para electrificar las nubes; se calcula multiplicando la fuerza gravitatoria ejercida sobre la precipitación por la distancia caída.

La atmósfera terrestre constituye un aislante de extraordinaria calidad ya que está situada entre dos conductores: la superficie terrestre abajo y la alta atmósfera. Estas capas son componentes pasivos del circuito eléctrico global.

Conclusiones

Partiendo del objetivo principal de esta investigación el cual describir los procesos físicos los cuales contribuyen en la formación de nubes y los efectos de estas según su tipo, se ha podido constatar que, el estudio de cada uno de los sistemas físicos y termodinámicos han abierto más la comprensión de los principios fundamentales para el desarrollo de nubosidad, partículas de hielo y precipitaciones, sin embargo, todos esos temas fueron abordados en el capítulo I, donde el **primer objetivo específico** que fue conocer los diferentes tipos de nubes y procesos para su formación, el cual se basó en el estudio de cada una de las nubes y su formación, donde se puede evidenciar e identificar a cada una de las nubes.

En el capítulo II, dio a conocer la atmosfera en términos generales a través de la termodinámica, el **segundo objetivo específico**, examinar los diferentes parámetros termodinámicos mediante el uso de diagramas termodinámicos, para esto se dio a conocer cada uno de los agentes necesarios para la formación de las nubes, así como también los fenómenos nubosos internos, como formación de la gota de agua y el hielo.

En el capítulo III, donde el objetivo específico fue identificar los diferentes tipos de precipitación y las técnicas para la modificación artificial de nubes, se basó en conocer las nubes y como modificarlas artificialmente para su crecimiento y generar precipitaciones.

Bibliografía

Angenir Barrios, (2022): Informe 3: Termodinámica atmosférica Tecana American University.

Bader, M.J. et al. (1995): Images in weather forecasting. Ed: Cambridge University Press. ISBN: 0-521-45111-6

Houze, R.A. (1993): Chapter 1, Identification of Clouds. Cloud Dynamics, págs: 4-25. International

Geophysics Series, Vol. 53. Ed: Academic Press Inc.