

CAPITULO 11

CONCEPTOS TEÓRICOS FUNDAMENTALES DE METEOROLOGÍA SINOPTICA

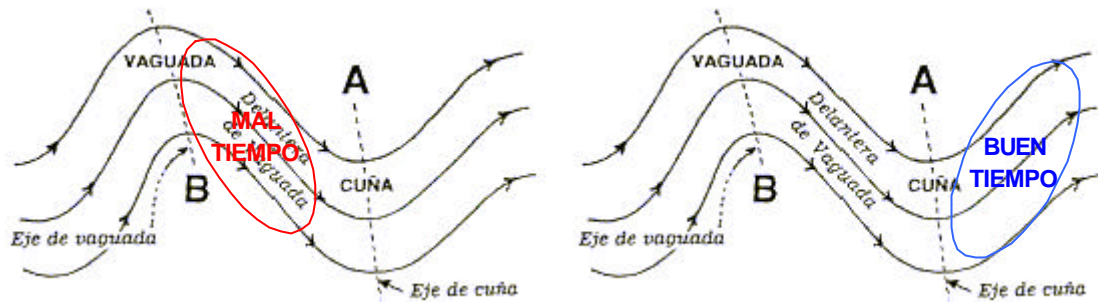
1. LA ATMÓSFERA METEOROLÓGICA COMO UN EDIFICIO DE VARIOS PISOS:

En los mapas meteorológicos se representan los frentes, los sistemas de baja y alta presión a través del trazado de las isobaras. Estos sistemas "obedecen" estrictamente las órdenes emanadas desde "arriba", o sea desde los vientos, cuñas y vaguadas de altura. Por lo tanto, se elaboran también cartas de altura con sus vaguadas y sus cuñas, para tratar de entender a la atmósfera como un gran edificio con muchos pisos. En la atmósfera el aire se mueve en todos los niveles; se puede entonces hablar de "viento en altura".

Las cartas de altura son similares a las cartas de superficie, pero en lugar de trazarse sobre ellas las isobaras (o líneas que unen puntos de igual presión) se trazan isohipsas (líneas que unen puntos de igual altura). Cada carta representa entonces una superficie de igual presión con sus valores correspondientes de altura. Es decir que se determina a cuántos metros geopotenciales se encuentra la superficie imaginaria de aire dentro de la cual se verifica la misma presión. Estas superficies se llaman superficies isobáricas. De ello resulta un mapa en donde además se señalan datos de temperatura, humedad y viento.

Las cartas analizadas diariamente son las de 850, 700, 500 y 250. Estas cartas son llamadas "topografías absolutas", en analogía con las curvas de nivel de las montañas, las líneas unen puntos en que el terreno tiene tantos metros sobre el nivel del mar. Existen otras cartas llamadas topografías relativas, las que indican la distancia en metros existentes entre dos superficies isobáricas. La más común es la de 1000/500.

Los mapas de altura son más simples y el viento es paralelo a las isohipsas, y es tanto más fuerte, cuanto más juntas o apretadas sean las isohipsas. Las curvas que se forman en el trazado de las isohipsas determinan las cuñas y las vaguadas. En nuestro hemisferio (Sur), una onda con forma de U invertida se denomina vaguada y en ella, la línea situada más adentro, es la altura más baja. Por su parte la cuña tiene forma de U y allí la curva interior representa la altura mayor. Haciendo semejanza con la cartografía, las vaguadas son algo así como valles, hendiduras, cañones y las cuñas son más bien mesetas, colinas o montañas. En la delantera de vaguada se genera casi siempre una amplia área de mal tiempo, mientras que en la delantera de cuña se encuentra un área de buen tiempo, debido a que delante de la vaguada se producen siempre movimientos de ascenso de aire. Entonces el contenido de vapor de agua existente en capas bajas de la atmósfera al ser obligado a ascender se enfría y se condensa formando abundante nubosidad que posiblemente generará precipitaciones. En cambio en la delantera de cuña predominan los movimientos de descenso, lo que genera una disminución de la humedad, y la disolución de la nubosidad.



SISTEMAS METEOROLÓGICOS DE ALTURA

La relación entre la vaguada de altura y la baja en superficie, radica en que las bajas de superficie se forman debajo de la delantera de vaguada (en el lugar donde las isohipsas tienen su punto de inflexión). Es decir que por encima de una baja el viento es del noroeste. Por lo tanto la baja se mueve hacia el sudeste y a una velocidad que es más o menos el 60% de la velocidad del viento en 500 hPa. Un sistema de alta presión por lo tanto tendrá por encima una delantera de cuña y se moverá hacia el noreste siguiendo la dirección del viento predominante en 500 hPa (sudeste).

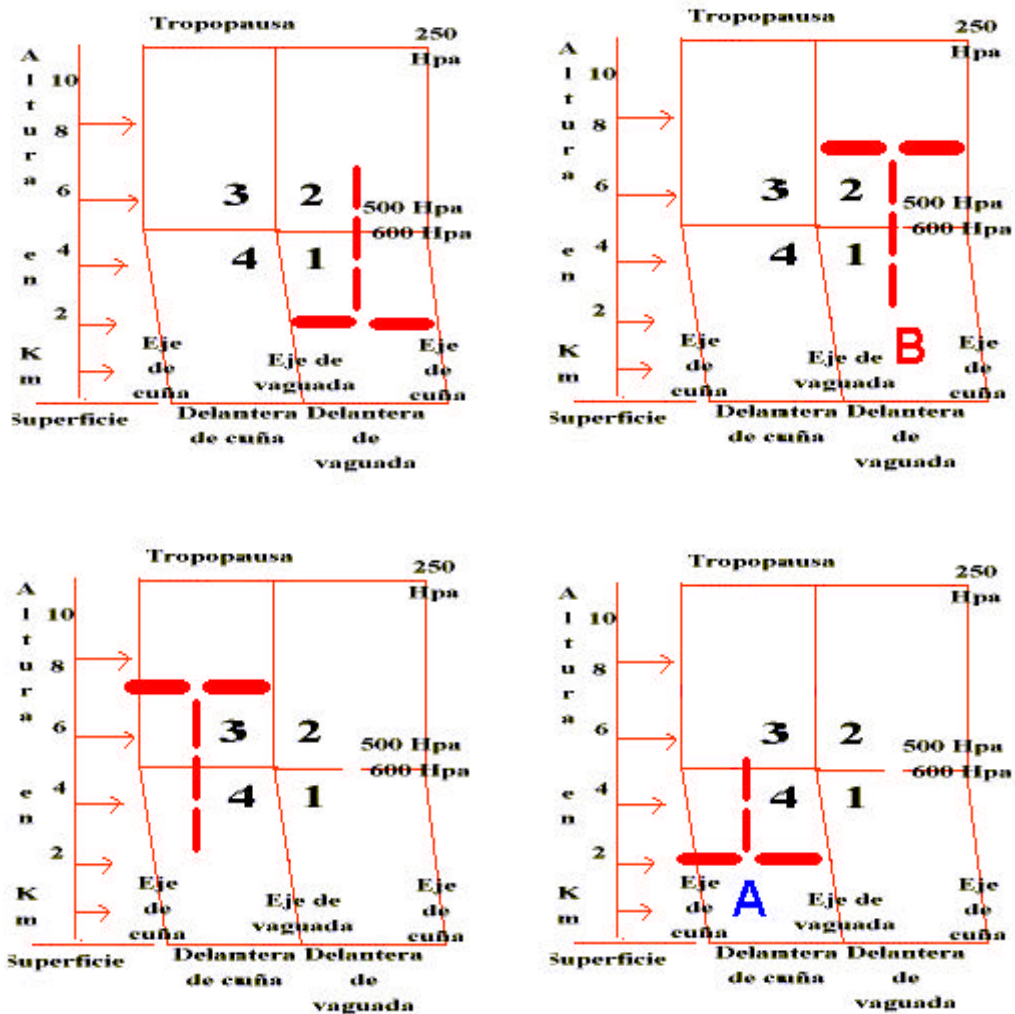
2. CICLOGÉNESIS Y FORMACIÓN DE UNA BAJA:

Se denomina ciclogénesis a los procesos atmosféricos que generan centros de baja presión. Se ha podido determinar que en determinada región existen grandes probabilidades de formación de una baja cuando se presentan simultáneamente:

- Un frente estacionario en superficie (puede tratarse también de frentes fríos o cálidos de lento desplazamiento)
- Advección de aire caliente desde el norte y aire frío desde el sur (esto significa llegada a una región de aire con distinta densidad al allí existente)
- Una parte delantera de vaguada difluente en altura se acerca a la región (es aquella en que las isohipsas (o líneas de igual altura) se vuelven cada vez más separadas (si las observamos en la dirección en que sopla el viento), o sea que se encuentran más apretadas en el eje de vaguada que en el eje de cuña). Una delantera de vaguada difluente provoca disminución de masa, con la consiguiente baja de la presión, o el descenso del nivel de las superficies isobáricas. Además de estos tres factores favorecen la ciclogénesis también:
 - Desviación de la trayectoria de la baja de su camino normal,
 - Un descenso de la tropopausa,
 - Subsistencia en la baja estratosfera (entre los 100 y 250 hPa) y
 - Pérdida de masa en esta región de la atmósfera.

3. ESTRUCTURA VERTICAL DE UNA VAGUADA:

Imaginemos un edificio atmosférico, que cuenta con planta baja y primer piso y un total de cuatro habitaciones o compartimentos. La pared o tabique central está constituido por el eje de vaguada vertical. Este eje de vaguada, a modo de pared separa el compartimiento de la derecha que es la "parte delantera de la vaguada" y el de la izquierda "parte trasera de la vaguada" o lo que es lo mismo "parte delantera de cuña". Asimismo en la siguiente figura, se observa que el nivel de 600 hPa a modo de piso, separa la "planta alta" de la "planta baja".



En cada uno de los compartimentos atmosféricos se cumplen, según los casos, procesos de "convergencia" o "divergencia" horizontal. Significa que llega aire de los alrededores moviéndose horizontalmente y se acumula en el lugar. En cambio, existe "divergencia" horizontal cuando desde el sitio es emitido aire, el cual es enviado horizontalmente a los alrededores. Cabe destacar que el nivel de 600 hPa prácticamente no posee convergencia ni divergencia, motivo por el cual es denominado "Nivel de no Divergencia" (NND).

En la delantera de vaguada, y entre el suelo y el NND (habitación 1) se observa convergencia horizontal (acumulación de aire). Este aire que llega se eleva hacia el piso superior (habitación 2) en donde inmediatamente la divergencia horizontal existente lo expulsa o emite horizontalmente hacia los alrededores. Ya en la delantera de cuña (habitación 3), la convergencia horizontal crea una acumulación de aire, el cual es conducido por medio de la subsidencia (descenso de aire) hacia la planta baja (habitación 4). Aquí, en cuanto el aire llega, la divergencia horizontal existente lo expulsa hacia los alrededores y parte de él regresa a su punto de origen y desde aquí se reinicia el ciclo de movimientos del aire. Todos estos procesos son continuos y simultáneos, pero varían de intensidad de acuerdo al estado de desarrollo de la vaguada.

Pero... ¿Por qué se forma la baja en superficie?...La convergencia horizontal existente en la habitación 1 provoca en ella una acumulación de aire, pero éste no se queda allí, sino que inmediatamente "sube" y llena la habitación 2, la cual tiene mayor volumen o espacio que la primera. Desde la habitación 2 se emiten o expulsan grandes volúmenes de aire, todos provenientes de "planta baja". En síntesis, es mayor el volumen de aire que sale de la "habitación 2", que el que entra en la "habitación 1". Por lo tanto, en la columna vertical formada por las habitaciones 1 y 2 se pierde aire a través del tiempo. Esto se manifiesta en un descenso de la presión en superficie ("suelo" de la "habitación 1"). Los procesos de la "habitación 2" actúan como bomba de aire, absorbiendo el aire desde la "planta baja" y emitiéndolo a todo el entorno horizontal. Es así que una baja en superficie, es un área horizontal, encima de la cual la columna de aire es más liviano que el entorno.

A través del tiempo los volúmenes de aire que se acumulan en la "habitación 3" son mayores que los que se pierden en la "habitación 4". Entonces, es gradual el incremento de masa en la columna vertical conformada por las habitaciones 3 y 4. Es así como en el "suelo" de la habitación 4 asciende la presión atmosférica.

En la figura anterior, el "techo" del edificio atmosférico es la tropopausa (nivel de separación entre la troposfera y la estratosfera). Suele encontrarse en los 250 hPa (entre 10 y 13 Km. de altura).

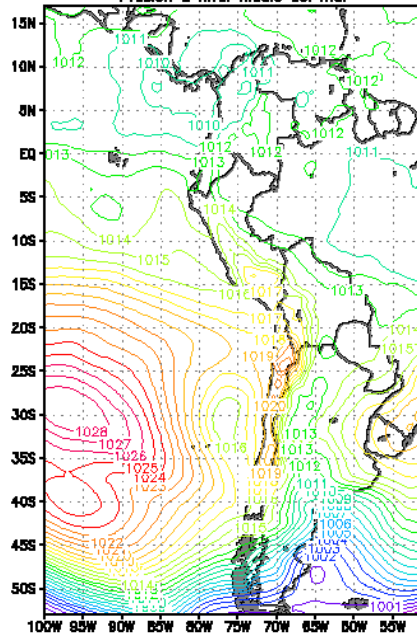
El ascenso que se produce en la parte delantera de vaguada, especialmente cuando se pone en juego aire cálido y húmedo, determina la formación de abundante nubosidad y precipitaciones.

En cambio en la delantera de cuña, la subsidencia del aire favorece la disipación de la nubosidad, el secado del aire y el buen tiempo.

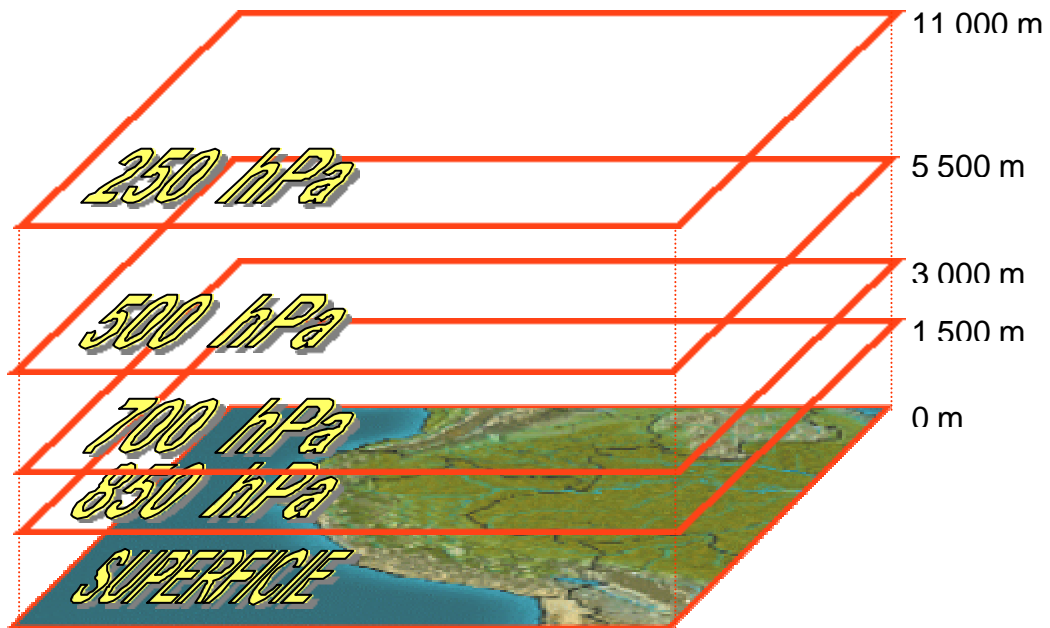
4. LAS CARTAS METEOROLÓGICAS DE SUPERFICIE:

Centros de baja y alta presión, frentes. Las curvas son isobaras y el viento no es paralelo a las mismas sino que se desvía hacia las bajas presiones. Aquí se ven reflejados todos los fenómenos atmosféricos. La carta de superficie es el piso del "edificio atmosférico"

Centro de Modelaje Numérico ETA-SENAMHI
 Pronóstico 12 Set 2001, 00+12h, válido para 12 Set 2001, 12UTC
 Presión a nivel medio del mar



5. **LAS CARTAS METEOROLÓGICAS DE ALTURA:**



Cartas de 850 Mb (hPa)

En el "primer piso" (entre 1000 y 1600 m.), los sistemas son prácticamente idénticos a los de superficie, la diferencia es que el viento es paralelo a las isohipsas. Se utiliza esta carta para detectar la ubicación de las corrientes de aire muy húmedo y las de aire seco y nos encontramos en el nivel donde se mueven o se forman las

nubes de lluvia o de tormenta ya que los vientos de este nivel transportan de un lugar a otro el vapor de agua generador de las nubes de lluvia.

Cartas de 700 Mb (hPa)

"Segundo piso" (3000 a 3500 metros). Se la utiliza para ubicar los bloques o núcleos de aire frío o de aire caliente. En algunas ocasiones aparecen en este nivel sistemas de baja presión que generan lluvias en superficie.

Cartas de 500 Mb (hPa)

"Tercer piso" (5000 a 5920 metros). Esta carta es fundamental para el pronóstico del tiempo a 24 y 48 horas. Esta carta es esencial ya que se ha comprobado que el peso de atmósfera que queda por encima de ella, resulta casi idéntico al que queda desde esa presión hasta el suelo. Brinda por lo tanto una idea de las condiciones medias de la atmósfera. Situando las cuñas y vaguadas, se determinan las futuras áreas de buen tiempo, como así también las zonas de probables lluvias, mal tiempo y formación de bajas en superficie

Cartas de 250 Mb (hPa)

"Terraza del edificio". En este nivel soplan vientos muy intensos con velocidades de 50 a 100 nudos. En este nivel o sus inmediaciones suele estar la "corriente en chorro" o "jet".

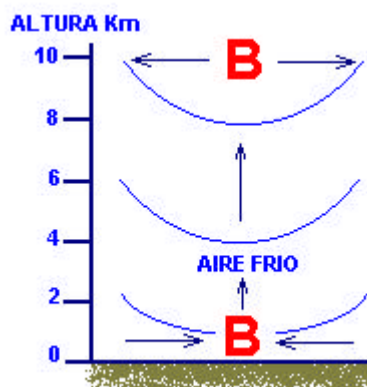
6. ESTRUCTURA DE "ALTAS" Y "BAJAS":

Recordemos que una superficie isobárica es una superficie dentro en la cual existe igual presión en todos sus puntos. Las cartas de altura describen las posiciones o alturas de esas superficies isobáricas en forma de vaguadas y de cuñas.

Se ha comprobado que a mayor pendiente (inclinación respecto de la vertical) de las superficies isobáricas, mayor es el viento que sopla en ese nivel. Por otra parte, la distancia vertical existente entre dos superficies isobáricas se denomina espesor. Existe una regla que indica que los espesores son mayores cuanto mayor es la temperatura del aire dentro del mismo. La resta vectorial entre el viento de dos niveles (viento de "arriba" menos viento de "abajo") da como resultado un tercer viento denominado viento térmico. En nuestro hemisferio este viento se caracteriza por dejar el aire frío a su derecha y el aire caliente a su izquierda. Tales sistemas de presión y su desarrollo en altura son:

Baja fría (dinámica)

Es un centro de baja presión en superficie, que por efecto de aire frío presente en su columna vertical central los espesores se reducen, por lo que la baja se intensifica con la altura. Esta baja posee ascenso de aire en su centro con convergencia horizontal en capas bajas y divergencia horizontal en los niveles altos.



Está asociada a nubosidad en todos los niveles y casi siempre con mal tiempo y precipitaciones. La pendiente de las superficies isobáricas aumenta con la altura, por lo que también se incrementa la velocidad del viento.

Anticiclón Cálido (dinámico)

Posee aire caliente en su columna central por lo que los espesores dentro de ella son mayores que el entorno. En consecuencia la alta se intensifica con la altura. También aumenta con la altura la pendiente de las superficies isobáricas, motivo que trae aparejado un incremento de la velocidad del viento. Existe divergencia horizontal en superficie y convergencia horizontal en los niveles altos.

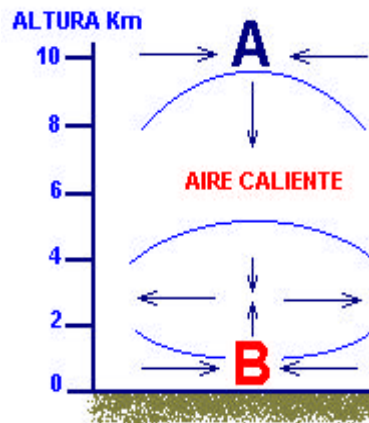


La subsidencia (descenso de aire) en todos los niveles, determina la disipación de las nubes y cielo casi despejado con buen tiempo.

Baja cálida (térmica)

Tiene un centro de baja presión junto al suelo, el que desaparece ya en los 2 ó 3 Km. de altura. Más arriba se encuentra una alta que se intensifica con la altura y abarca casi toda la troposfera.

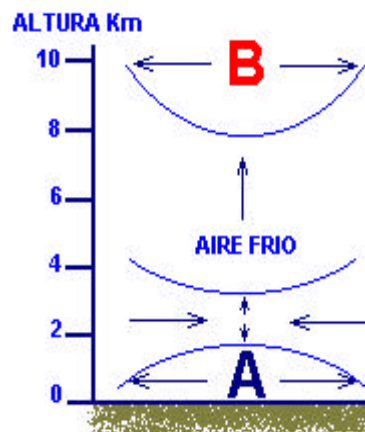
Esto se debe a la presencia de aire caliente en todos los niveles de la columna vertical central. Los vientos de la baja térmica disminuyen con la altura hasta que se hacen nulos en el nivel donde las superficies isobáricas se hacen horizontales. Más arriba, comienzan a aumentar nuevamente, ya que se incrementan las pendientes de las superficies isobáricas. Entre el suelo y el nivel en que desaparece la baja se distingue ascenso de aire y por encima existe subsidencia.



Se forma en zonas continentales cálidas y suelen tener dentro de sí, tiempo bueno y poca nubosidad.

Alta fría (térmica)

Tiene en su columna central aire frío. La alta de superficie es reemplazada entonces a los 2 ó 3 Km. por una baja que aumenta su intensidad con la altura. Tiene descenso de aire en las adyacencias al suelo y ascenso en las capas medias y altas de la troposfera.



Forma nubosidad media y alta. Se pueden producir algunas precipitaciones que caen dentro de la alta fría de superficie.

7. LA DEPRESIÓN AISLADA DE NIVELES ALTOS – DANA (Gota Fría):

La depresión aislada de niveles altos DANA, en el ámbito meteorológico, es una particular baja muy conocida, denominada también gota fría. Se trata de una baja en altura, con un diámetro aproximado de 500 a 1.000 Km. y se encuentra asociada a un núcleo de aire muy frío. Se la suele encontrar entre los 5 y los 9 Km. de altura y acostumbra presentarse en invierno, por lo común se manifiesta entre las latitudes de 30° a 45° Sur desde el Océano Pacífico, luego cruza por encima de la cordillera de los andes generalmente entre Chile y Argentina. Esta "DANA o gota fría", con frecuencia origina una zona poco definida de mal tiempo, especialmente con nubes medias que se extienden en un área de 500 kilómetros o más de diámetro. Por lo general, se desplaza con lentitud y la dirección de movimiento es incierto (pues depende del total de los movimientos verticales), resultando así difícil de predecir.

En la mayoría de los casos, la "DANA o gota fría" se origina a partir de un brusco corte en la corriente en chorro ("Jet stream"). Esto sucede cuando del lado frío del jet se desprende un remolino de aire frío, que avanza hacia el norte, entrando en la masa cálida, en la que flota a manera de "gota" que gira sobre sí misma. El aire frío de la "DANA" queda de esta manera completamente separado de su fuente de origen. La baja así formada carece de frentes. Su energía es comunicada por los vientos de la corriente en chorro y por la "inyección" de aire frío. Esta energía es tan grande, que la "DANA" taladra la atmósfera hacia abajo, ya que el aire que la constituye es más pesado que el cálido en que se halla sumergida. En consecuencia, puede aparecer la correspondiente baja en tierra. Es así que los fenómenos atmosféricos asociados suelen ser intensos, pues mientras que el aire frío desciende, el aire caliente de las capas bajas es obligado a ascender violentamente. Se producen así abundantes lluvias, con tormentas en verano, y a veces con nevadas en invierno.

Teniendo en cuenta que la "gota fría" no recibe nuevos aportes de energía, gasta ella poco a poco su propio contenido energético, hasta que apaga su vida. Cabe destacar que no siempre se refleja en el campo bórico de superficie, sea por intermedio de la formación de una baja o por la aparición de circulación ciclónica. Entonces, suele suceder que la "DANA" da origen a precipitaciones en la parte central de un anticiclón de superficie preferentemente en invierno.

8. LAS ONDAS PLANETARIAS:

En nuestro hemisferio, en latitudes medias, predominan los vientos del oeste. Estos vientos separan aire cálido (al norte), de aire frío (al sur). El flujo de aire en esas capas es muy parecido al transporte de agua en un río caudaloso. Bajo la influencia de la rotación de la Tierra, del efecto de la orografía del terreno y de diferente calentamiento del aire en distintas superficies, queda distorsionado el flujo de vientos, convirtiéndose en una especie de movimiento ondulatorio. Surgen así las

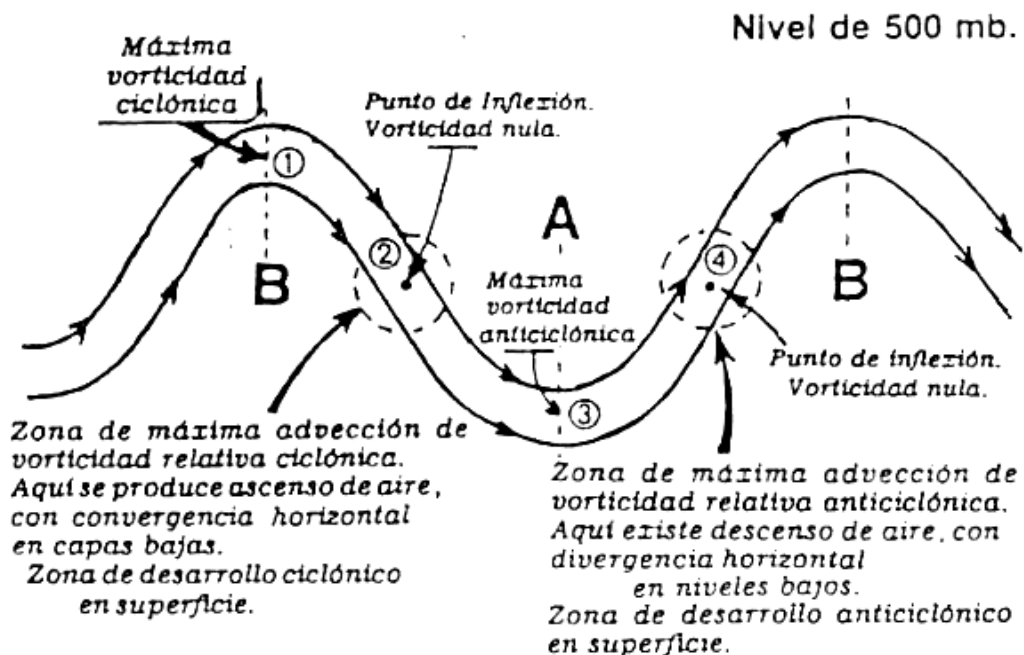
ondas planetarias u ondas de Rossby, con sus vaguadas y sus cuñas que se desplazan desde el oeste hacia el este, alrededor de nuestro planeta. Su periodo de crecimiento puede variar desde unos días a una semana. Estas ondas pueden alcanzar de 3 a 6 mil kilómetros de amplitud y se forman generalmente detrás de las grandes cordilleras del mundo, por ejemplo al oeste de la Cordillera de los Andes.

Cuando la amplitud de las ondas sigue en aumento, se inestabilizan y se "rompen" formando burbujas o remolinos aislados. Cada baja de altura tiene asociado su bloque de aire frío, que ha quedado aislado o segregado. Simultáneamente aparecen anticiclones o burbujas de alta presión que quedan bloqueadas y asociadas a aire caliente. En síntesis, la rotura de la circulación de los vientos del oeste ocasiona cambios bruscos de tiempo en las respectivas latitudes (frío en las zonas subtropicales y calor en las áreas polares). Comprendemos entonces que las ondas contribuyen al transporte de calor entre el Ecuador y los Polos.

9. LA VORTICIDAD:

Cuando las partículas del aire son arrastradas por el viento, a lo largo de las distintas cuñas y vaguadas, presentan no sólo un movimiento de traslación, sino también un movimiento de giro sobre sí mismas (vorticidad) a lo largo de su trayectoria.

La vorticidad surge en una corriente siempre que el vector velocidad no sea constante a lo largo del recorrido (ya sea por cambios en la velocidad (módulo) o en la dirección).



Entonces, en una corriente en que el vector velocidad del viento es constante (en módulo y dirección), las partículas de aire no girarán sobre sí mismas.

Si permanece constante la dirección, pero no el módulo de la velocidad, existirá una cortante o variación lateral de la velocidad del viento. Entonces, a mayor cortante, mayor vorticidad (efecto de la cortante). Por otra parte, si el módulo permanece constante, pero varía la dirección, también habrá vorticidad. Esta será directamente proporcional al módulo de la velocidad e inversamente proporcional al radio de curvatura (efecto de curvatura).

Sumando ambos efectos, se obtiene la vorticidad relativa, que resulta del giro de las partículas de aire en relación con una Tierra fija, que no rota. Si le agregamos el efecto de rotación de la Tierra (Coriolis), aparece la vorticidad absoluta.

Se llama advección de vorticidad en un punto, al cambio de vorticidad a través del tiempo, debido al arrastre de esa propiedad por efecto del viento. Por efecto de la advección de vorticidad ciclónica en el nivel de 500 hPa y en la vertical al punto de inflexión, existe máximo aumento, a través del tiempo, de la rotación ciclónica de las partículas. O sea que el viento trae partículas con rotación cada vez más ciclónica. En cambio, en la parte delantera de una cuña, el aire trae partículas de aire con rotación cada vez más anticiclónica.

Como conclusión final surge que "ocurre un desarrollo ciclónico en superficie, cuando una advección de vorticidad ciclónica en niveles altos, se superpone con una zona baroclínica en niveles bajos (un frente por ejemplo)". El aire es baroclínico cuando no existe relación entre la densidad (o temperatura) y la presión, las superficies isotérmicas se encuentran inclinadas y las isobáricas están prácticamente horizontales. En consecuencia se cortan formando ángulos entre sí (quedan configurados así unos prismas de aire que reciben el nombre de solenoides). Cuando en todo punto del espacio, la densidad (y por consiguiente la temperatura), está en función de la presión (las superficies isotérmicas e isobáricas son paralelas) se dice que el aire es barotrópico.

10. LA INVERSIÓN TÉRMICA:

La temperatura en el seno de la troposfera siempre decrece cuando ascendemos. Sucede, sin embargo, que con cierta frecuencia, para un lugar específico, la temperatura aumenta con la altura en ciertas capas de la atmósfera. Cuando esto sucede se dice, entonces, que tenemos una inversión de temperatura o, más simplemente, inversión térmica.

La inversión térmica es un fenómeno natural que, en principio, se puede presentar cualquier día del año y a cualquier hora del día y que debido a su carácter natural, por sí misma no representa ningún riesgo para la salud humana; solamente se vuelve peligrosa cuando, en la capa atmosférica en la que se encuentre inmersa, existan altas concentraciones de contaminantes, ya que una inversión térmica es sinónimo de estabilidad atmosférica, al menos temporal, por lo que no permite la dispersión de los mencionados contaminantes mientras dure.



La inversión térmica puede producirse a partir del suelo, se dice entonces que es una inversión en superficie. Cuando la inversión se produce en una capa situada a una altura cualquiera se denomina inversión en altura.

Las causas de una inversión de temperatura son múltiples, entre las cuales las más importantes son:

La radiación Enfriamiento rápido de la superficie terrestre durante las noches sin nubes principalmente.

La advección Transporte de aire frío hacia zonas calientes, superficies acuosas, principalmente.

La Subsistencia Descenso de grandes masas de aire normalmente frío, provocado por los sistemas de altas presiones.

Los fenómenos frontales Estos fenómenos meteorológicos propician advección.

Efectos de la Inversión Térmica

Debido a que los movimientos verticales son frenados y tienden a desaparecer rápidamente, una inversión térmica es indicativo de estabilidad atmosférica en la capa de aire en la que se encuentra inmersa, aunque no necesariamente son la causa de altas concentraciones de contaminantes. Estas concentraciones pueden estar asociadas a sistemas meteorológicos más significativos y de gran escala en cuanto a su extensión se refiere.

¿Cuándo desaparece una Inversión Térmica?

En el transcurso del día, los rayos del sol calientan la superficie terrestre. A su vez esta, calienta las capas de aire adyacentes a la misma. Si existe una inversión, el aire frío que tiene en la base, poco a poco va calentándose hasta que se elimina la diferencia de temperatura entre la base y la cima, dejando de existir la inversión.

Elementos que Caracterizan una Inversión Térmica

Espesor: Es la diferencia de altura que existe entre la cima y la base de la inversión.

Espesor= Altura de la Cima – Altura de la base.

Intensidad: Se define como intensidad a la diferencia entre la temperatura de la cima y la temperatura de la base.

Intensidad= Temperatura de la cima – Temperatura de la base

Temperatura y hora de Ruptura

Es la temperatura que se requiere para que la temperatura de la cima de la inversión se equilibre con la temperatura de superficie, con la cual se rompe la inversión. El valor de este parámetro puede ser pronosticado, para tener una idea de a que hora comenzará la dispersión de los contaminantes, si es que nos referimos a cuestiones ambientales.