

## 1.- LA ATMÓSFERA. COMPOSICIÓN Y ESTRUCTURA.

La composición del aire seco es constante. Además puede tener una cantidad variable de vapor de agua que oscila generalmente entre el 1 y 4 %.

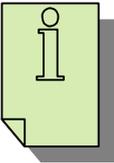
<b>NITRÓGENO</b>	<b>78%</b>	Es inerte y se considera un gas de relleno.
<b>OXÍGENO</b>	<b>20,9%</b>	Es un gas muy activo que reacciona fácilmente con otros elementos oxidándolos.
<b>ARGÓN</b>	<b>0,93%</b>	Es inerte. Proviene de la desintegración radiactiva del Potasio 40 en el manto y la corteza. O es desprendido por los volcanes.
<b>VAPOR DE AGUA</b>	<b>Variable</b>	Depende del lugar y es mayor en el aire caliente.
<b>DIÓXIDO DE CARBONO</b>	<b>0,03%</b>	Desaparece de la atmósfera por la fotosíntesis y queda fijado en los caparazones de animales marinos y rocas calcáreas. Es devuelto a la atmósfera por la respiración, la combustión de materia orgánica y combustible fósiles.
<b>OTROS</b>	<b>0,14%</b>	Otros <b>gases reactivos</b> son: CO, CH <sub>4</sub> , Hidrocarburos, Óxido Nítrico ( N <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ), Dióxido de Nitrógeno ( NO <sub>2</sub> ), NH <sub>3</sub> , SO <sub>2</sub> , Ozono. <b>Gases no reactivos:</b> He, Ne, Kr, Xe, H <sub>2</sub> , óxido Nitroso ( N <sub>2</sub> O)

### 1.1. CARACTERÍSTICAS DE LAS DISTINTAS CAPAS

La clasificación se realiza en función de las diferentes temperaturas

<b>TROPOSFERA</b>	<p>En esta capa la temperatura disminuye lentamente( <b>GRADIENTE VERTICAL TÉRMICO</b> = 0,65 °C cada 100 m.) hasta alcanzar los -70°C. La extensión de esta capa es de unos 10 Km en los polos y unos 18 Km en el ecuador.</p> <p>También varía según la época del año.</p> <p>Aquí se concentran el 80% de los gases atmosféricos.</p>
	<p>Aquí se producen los <b>FENÓMENOS ATMOSFÉRICOS</b>.</p> <p>Se forman la mayoría de las nubes, de las precipitaciones, existen movimientos verticales ( ascendentes y descendentes) que reciclan el aire facilitando la dispersión de los contaminantes, del polvo en suspensión, los volcanes, la sal marina, y diversos agentes industriales.</p> <p>Estos se acumulan en los primeros 500 metros en la llamada <b>CAPA SUCIA</b> que provoca la coloración rojiza del cielo al amanecer y anochecer.</p>
	<p>Aquí tiene lugar el <b>EFEECTO INVERNADERO</b>.</p> <p>Se produce por la acción de ciertos gases como el CO<sub>2</sub>, Vapor de agua..., que absorben toda la <b>radiación infrarroja</b> procedente del Sol y el 88 % de la emitida por la Tierra.</p> <p>Este efecto es similar al que se produce en un invernadero en el que los cristales o plásticos dejan pasar los rayos solares y éstos al reflejarse pierden energía y quedan atrapados.</p> <p>Gracias al efecto invernadero la Tierra tiene una temperatura que permite la vida alrededor de los 15° C de media, en lugar de los - 18°C que debería tener por su situación en el sistema solar.</p>
	<p><b>TROPOPAUSA</b></p> <p>Es la interfase con la siguiente capa.</p>

<b>ESTRATOSFERA</b>	<p>Llega hasta los 50-60 Km. La temperatura aumenta progresivamente. El aire es muy tenue y no existen movimientos verticales, sino horizontales, ya que los gases se disponen en estratos. En las partes inferiores se pueden producir concentraciones de hielo que producen fenómenos luminosos ( noctilucientes).</p>
	<p>Entre los 15 y 30 Km de altura se encuentra la <b>CAPA DE OZONO</b>. Son moléculas de O<sub>3</sub>, gaseosas, de olor picante que existen en toda la atmósfera y que en la troposfera es un contaminante. Tiene un espesor variable siendo máximo en el ecuador y mínimo en los polos. Las cantidades de Ozono sufren variaciones diarias y estacionales.</p>
	<p>En condiciones normales existe un mecanismo natural de formación y destrucción del Ozono</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1- <b>Fotólisis del Oxígeno por la luz ultravioleta: <math>O_2 + UV = O + O</math></b></li> <li>2- <b>Formación de Ozono : <math>O + O_2 = O_3 + \text{calor}</math></b></li> <li>3- <b>Destrucción del Ozono:</b> <ol style="list-style-type: none"> <li>A.- <b>Por fotólisis: <math>O_3 + UV = O_2 + O</math></b></li> <li>B.- <b>Por reacción con Oxígeno: <math>O + O_3 = O_2 + O_2</math></b></li> </ol> </li> </ol> <p>Este proceso retiene el 9° % de los RAYOS U.V. y libera calor que aumenta la temperatura de la zona. El proceso ocurre por encima de los 30 Km de altura mejor cuanto más cerca de la estratopausa ya que llegan más Rayos U.V. Más abajo los rayos no pueden producir esta fotólisis por lo que el Ozono se acumula.</p>
<b>ESTRATOPAUSA</b>	Interfase con la siguiente capa
<b>MESOSFERA</b>	<p>Se extiende hasta los 80 Km. La temperatura disminuye de nuevo hasta 80 ° C. La densidad del aire es muy reducida, pero suficiente para defendernos de los meteoritos.</p>
<b>IONOSFERA O TERMOSFERA</b>	<p>Se extiende hasta los 600 Km. La temperatura aumenta hasta los 1000 °C.</p>
	<p>.-Las moléculas de Nitrógeno y Oxígeno absorben las radiaciones solares de onda más corta <b>RAYOS X Y RAYOS GAMMA</b>. Como resultado los átomos liberan electrones y quedan cargados positivamente. Por otro lado debido a las tormentas que se producen en la troposfera la superficie terrestre se encuentra cargada negativamente. Es por ello que se produce un tránsito de cargas constante entre la ionosfera y la superficie.</p>
	<p>.-Aquí se producen también las <b>AURORAS BOREALES</b>, en el hemisferio Norte y <b>AURORAS AUSTRALES</b> en el hemisferio Sur. Se producen por el rozamiento de los electrones que llegan del sol y que penetran por los polos escapando del campo magnético con las moléculas que hay en esta capa. Dependiendo de la molécula y de la presión atmosférica se producen diferentes colores. ( Amarillo verdoso ( Oxígeno a baja presión) , Rojo ( Oxígeno a muy baja presión), Azul ( Nitrógeno)).</p>
<b>EXOSFERA</b>	<p>Se extiende hasta 800 Km. Su límite viene marcado por la bajísima densidad atmosférica. La densidad del aire es tan pequeña que no refleja la luz</p>



**APUNTES INTERACCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR CON LA ATMÓSFERA.  
CARACTERÍSTICAS DE LA RADIACIÓN SOLAR.**

El Sol es una estrella que alcanza temperaturas de 6000 °C en superficie.  
Desprende energía electromagnética que alcanza la Tierra a una velocidad de 300.000 Km/sg.  
Las radiaciones solares se diferencian en sus longitudes de onda y abarcan todo el espectro electromagnético, la mayor parte son emisiones próximas al espectro visible.  
La energía emitida por el Sol no es siempre la misma y tiene periodos de alta actividad.

**VER ESQUEMA PAGINA SIGUIENTE**

**APUNTES. BALANCE ENERGÉTICO DE LA RADIACIÓN SOLAR**

El balance entre la energía recibida y la energía radiada ha permanecido equilibrada a lo largo de la historia de la Tierra con algunas variaciones puntuales que provocaron los cambios climáticos.

Al hablar de balance energético nos referimos al conjunto del planeta y al promedio anual

La **CONSTANTE SOLAR** es la energía que llega del Sol hasta el límite superior de la atmósfera terrestre. Se refiere a una unidad de superficie que forma Angulo recto con la dirección de la radiación y su valor es **2 calorías por cm<sup>2</sup> y por minuto. ( 1,368 kW/m<sup>2</sup>).**

La energía del Sol que llega a a la atmósfera se distribuye de la siguiente manera:

.- **Un 28% es reflejada** por las nubes, polvo atmosférico, gases e incluso el propio suelo desprovisto de vegetación. Es el **ALBEDO**.

.- **Un 25% es absorbida por la atmósfera** : Un 3% es absorbido por la capa de ozono, un 17% por el Vapor de agua y las partículas de aire y un 5% por las nubes.

.- **El 47% es absorbido en la superficie terrestre** : El 21% en los continentes, el 25, 8% es absorbido por los océanos y sólo el 0,2% es usado por los vegetales en la fotosíntesis.

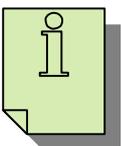
.- De la energía absorbida por la superficie de la tierra un 47% se libera de nuevo mediante emisión de radiaciones de onda larga y mediante procesos de convección:

Un 16% de la radiación se pierde en forma de onda larga ( calor) se pierde. ( Este es el valor neto de la pérdida una vez descontado el efecto invernadero que devuelve las ondas largas a la superficie sucesivamente).

Un 23% se pierde en forma de calor latente. ( Cantidad de calor necesaria para vaporizar el agua). Cuando el agua se condensa en la atmósfera el calor latente se libera aumentando la temperatura del aire.

Un 8% se pierde por conducción directa a través del aire hacia la atmósfera desde el suelo o el agua.

**VER ESQUEMA EN LA PÁGINA SIGUIENTE**



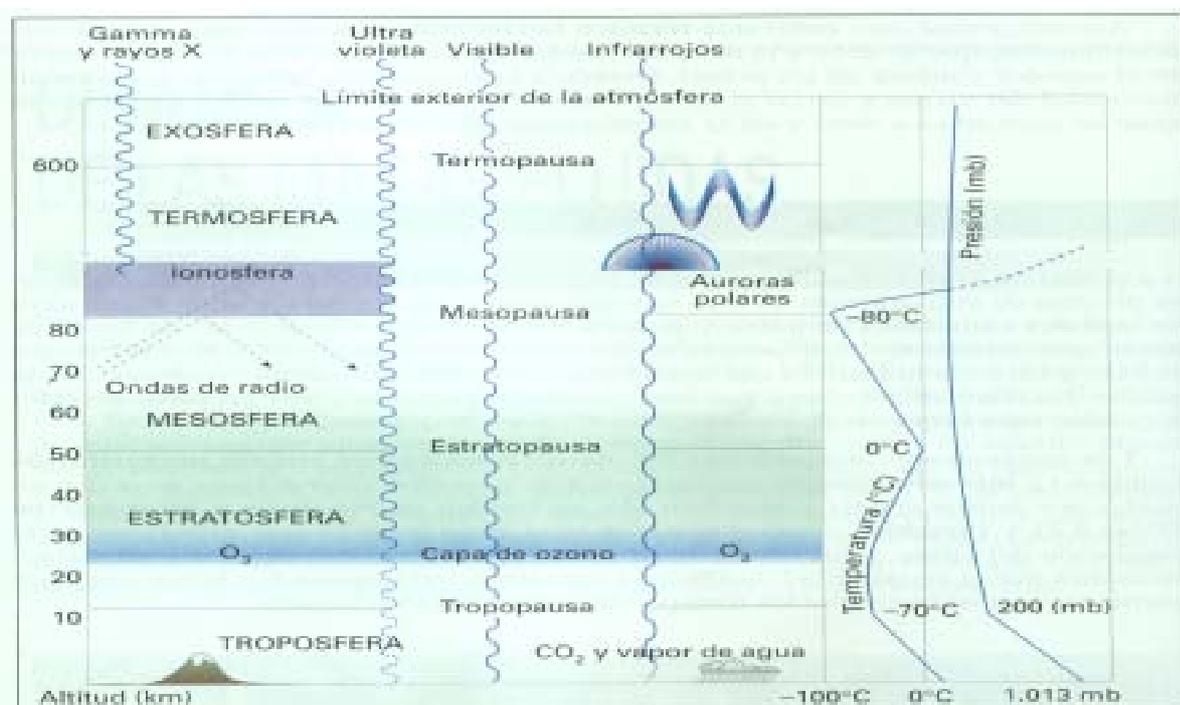


Figura 4.2. Capas atmosféricas: estructura, función filtradora, temperatura y presión.

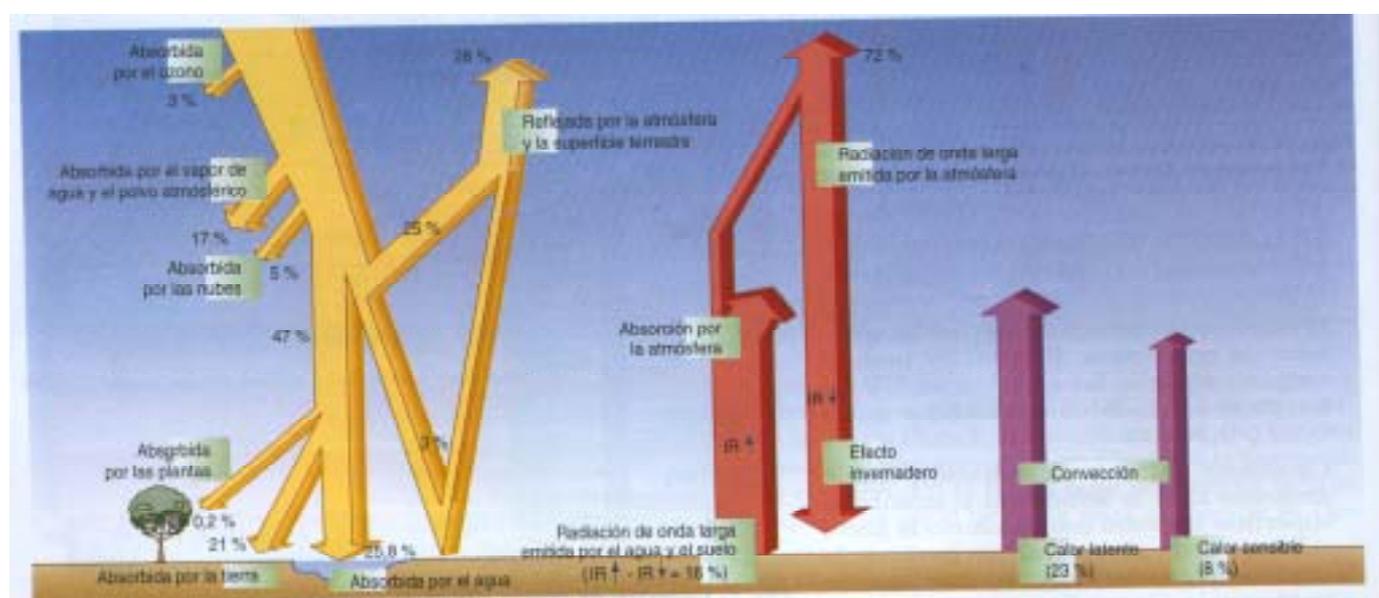


Fig. 8. Distribución de la energía solar incidente sobre el planeta y balance energético global.

## 2.- ALGUNAS CUESTIONES SOBRE FÍSICA DE LA ATMÓSFERA

<b>PRESIÓN ATMOSFÉRICA</b>	<p>Es el peso de la masa de aire atmosférico sobre la superficie terrestre. Disminuye con la altura. Se mide con el barómetro. A nivel del mar es de 1 atmósfera o 1.013 milibares o 760 mm Hg. En los mapas la presión se representa mediante isóbaras. ( líneas concéntricas en donde la presión es igual).</p>
<b>CALENTAMIENTO DE LA ATMÓSFERA</b>	<p>VER FOTOCOPIA DE INTERPRETACIÓN DE MAPAS DE ISÓBARAS APUNTES EN LAS PÁGINA ANTERIORES. ( EN EL LIBRO APARECEN EN ESTE APARTADO TAMBIÉN EL EFECTO INVERNADERO Y EL EFECTO PROTECTOR DE LA IONOSFERA( QUE SE INCLUYERON EN LA TRANSPARENCIA ANTERIOR, CAPAS DE LA ATMÓSFERA).</p>
<b>HUMEDAD ATMOSFÉRICA</b>	<p>Es el vapor de agua que hay en la atmósfera. Se puede medir de dos maneras:</p> <p><b>HUMEDAD ABSOLUTA:</b> Cantidad de vapor de agua en un volumen de aire determinado. ( g/ m3 ). Aumenta con la temperatura, hasta el punto de saturación. Pasado el punto de saturación empieza a condensarse. <b>EL PUNTO DE ROCÍO</b>, es la temperatura en la que el vapor se condensa.</p> <p><b>HUMEDAD RELATIVA:</b> Cantidad de vapor que hay en un m3 de aire en relación con el máximo que podría contener. Se expresa en % En el punto de rocío la humedad es del 100% que es la máxima cantidad de vapor que puede contener el aire sin condensarse, en condiciones normales.</p> <p><b>CAMBIOS ADIABÁTICOS:</b> En un gas la temperatura depende del nº de moléculas por unidad de volumen, de manera que para aumentar o disminuir la temperatura bastará con comprimirlo o expandirlo, sin necesidad de intercambiar calor. Estas transformaciones son los <b>CAMBIOS ADIABÁTICOS</b>.</p> <p>A medida que un gas asciende <b>disminuye la presión</b>, las partículas se separan, por lo que el gas se enfría, a un ritmo de 1°C cada 100 m. Esto es el <b>GRADIENTE ADIABÁTICO SECO. ( GAS)</b></p>

## 3.- DINÁMICA ATMOSFÉRICA VERTICAL. FORMACIÓN DE NUBES

<b>GRADIENTE VERTICAL TÉRMICO GVT</b>	<p>Es la <b>disminución normal de la temperatura</b> a medida que ascendemos en la atmósfera. Es de 0,65 ° C cada 100 m, pero varía según el lugar y la época y puede variar a lo largo de la troposfera, también se han observado zonas en que la temperatura aumenta con la altura. ( INVERSIÓN TÉRMICA).</p>
<b>CORRIENTES DE CONVECCIÓN</b>	<p>A medida que aumenta la temperatura del aire disminuye su densidad, por lo que el aire caliente en contacto con la superficie terrestre tiende a ascender hacia zonas más altas y frías y el aire frío ocupa su lugar.</p>
<b>RELACIÓN ENTRE EL GVT Y EL GAS ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA</b>	<p>Al ascender una columna de aire caliente, irá disminuyendo su presión y por tanto la Temperatura, a un ritmo de 1° C cada 100 m. ( GAS). Pero la temperatura de la atmósfera disminuye a un ritmo menor, 0, 65 ° C cada 100 mt. ( GVT). Si esto es así, la masa de aire caliente que sube estará más fría que el aire circundante, y por tanto no debería subir. <b>CONDICIONES DE ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA ( GVT &lt; GAS)</b></p>

<p><b>RELACIONES ENTRE EL GVT Y EL GAS INESTABILIDAD ATMOSFÉRICA</b></p>	<p>Sin embargo en los días en que las temperaturas son más altas ( más radiación solar), el GVT es mayor de <math>0,65\text{ }^{\circ}\text{C}</math>, llegando incluso a los <math>1,5\text{ }^{\circ}\text{C}</math> cada 100 m. En este caso el GVT es mayor que el GAS. Y la masa de aire sube. <b>CONDICIONES DE INESTABILIDAD ATMOSFÉRICA.( GVT &gt; GAS )</b> A la vez que va subiendo se va enfriando y por tanto se va alcanzando el punto de rocío y el vapor de agua comienza a condensarse. <b>SE FORMAN LAS NUBES.</b></p>
<p><b>GRADIENTE ADIABÁTICO HÚMEDO GAH</b></p>	<p>La condensación de vapor de agua es un proceso <b>EXOTERMICO</b>, por lo que aumenta la temperatura y por tanto ya no se produce esa disminución de <math>1^{\circ}\text{C}</math> cada 100m correspondiente al GAS, sino de <math>0,3^{\circ}\text{C}</math> a <math>0,6^{\circ}\text{C}</math> cada 100 m., dependiendo de la zona. A este nuevo gradiente se le llama GAH.</p>
<p><b>RELACIÓN ENTRE GAS Y GAH</b></p>	<p>A medida que todo el vapor de agua se condensa, las reacciones exotérmicas son cada vez menores, por lo que el GAH va aumentando hasta que todo el vapor de agua se condensa y de nuevo tenemos valores de <math>1^{\circ}\text{C}</math> cada 100 m., correspondiente al GAS. En este momento dejan de producirse nubes. El ascenso se detendrá cuando las temperaturas internas y externas de la masa de aire se igualen.</p>

### 3.1.- INESTABILIDAD ATMOSFÉRICA. CICLONES, BORRASCAS O BAJAS PRESIONES

Según lo que hemos visto anteriormente, cuando ( **GVT > GAS** ). Al existir movimientos verticales el aire ascendente dejará un vacío en superficie, que producirá un **DESCENSO DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA** y se formará una **BORRASCAS** en superficie.

El vacío originado también atraerá un viento convergente desde el exterior al interior de la misma. La presencia de esta borrasca no quiere decir que lloverá necesariamente, eso dependerá de la cantidad de vapor de agua presente en el aire.

Esta situación de aire convergente que asciende es un excelente descontaminante. **ELEVA Y DISPERSA LA CONTAMINACIÓN.**

Las borrasca pueden prolongarse en una determinada dirección originando **VAGUADAS**. ( En este caso las isóbaras no son círculos concéntricos).

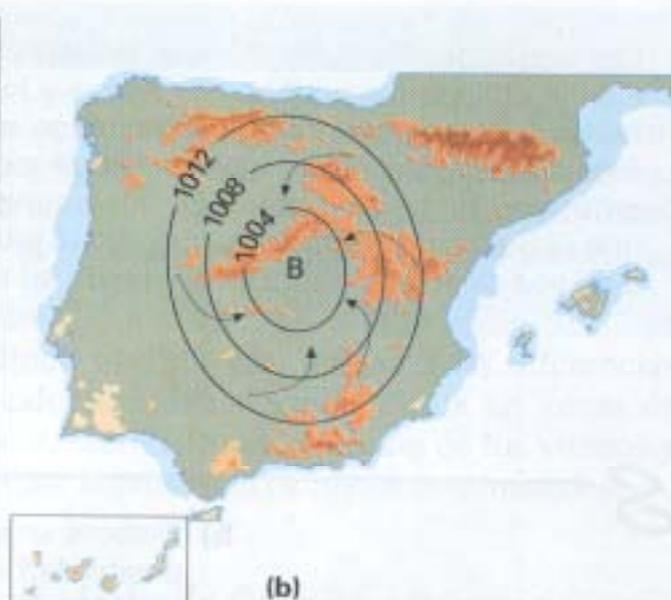
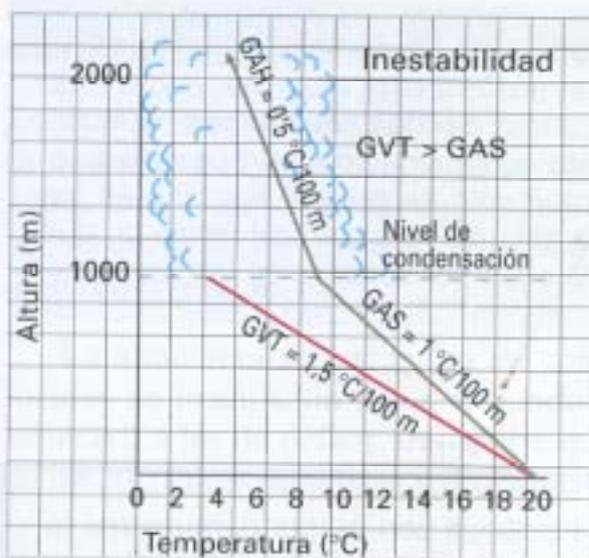


Figura 4.9. (a) Representación gráfica de la inestabilidad atmosférica (atmósfera superadiabática); (b) mapa del tiempo correspondiente a dicha inestabilidad y formación de un viento convergente.

### 3.2.- ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA. ANTICICLONES Y ALTAS PRESIONES

Según hemos visto anteriormente, cuando ( $GVT < GAS$ ).

En esta situación no se produce ascenso de la masa de aire, por lo que se produce una acumulación de aire frío procedente de las capas altas que se “aplata” contra la superficie y descienden (**SUBSIDENCIA**).

Esto provoca un **AUMENTO DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA**.

Esta masa se va secando debido a que a medida que desciende va aumentando la temperatura, al llegar a superficie se forma un **ANTICICLON** y los vientos parten del centro a los exteriores es decir son **DIVERGENTES**, lo que impide la entrada de precipitaciones y el tiempo será seco.

Los anticiclones también pueden prolongarse en una determinada dirección, provocando **DORSALES O CUÑAS ANTICICLÓNICAS**. ( En este caso las isóbaras no son circulares).

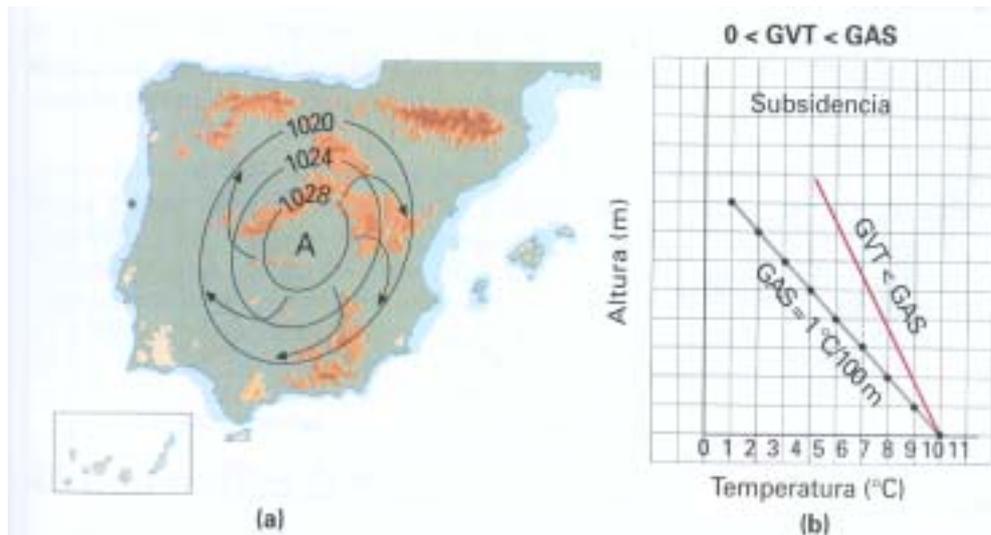
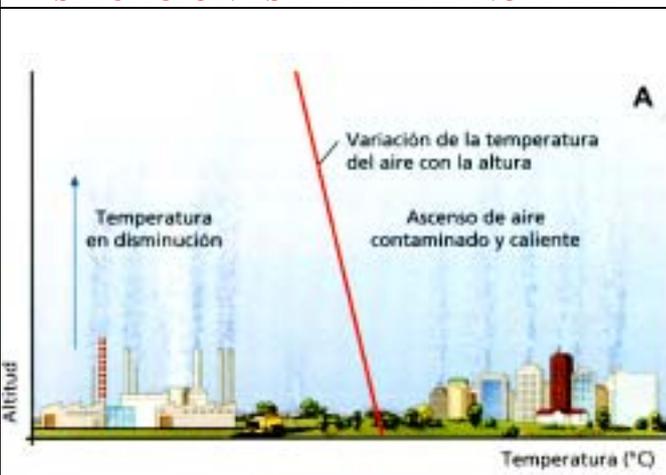


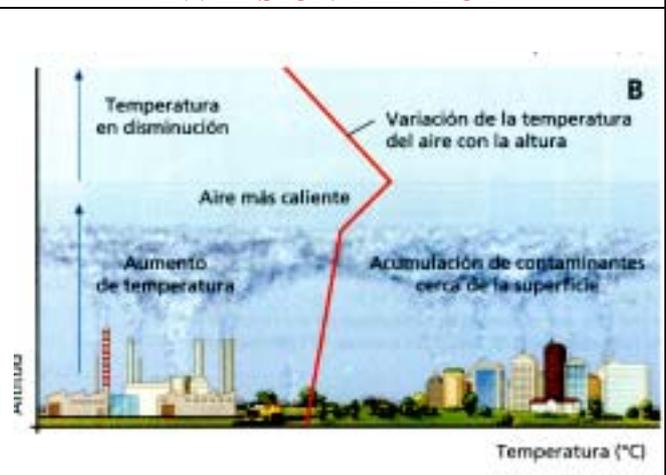
Figura 4.10. Condiciones de estabilidad atmosférica. Por encima de "P" se detiene la ascensión

La **INVERSIÓN TÉRMICA** se puede producir a lo largo de la troposfera en diferentes lugares, por ejemplo en la tropopausa, pero suele producirse a ras del suelo cuando el cielo está despejado, especialmente en invierno y por la mañana temprano, debido a que el aire en contacto con el suelo se enfría, por lo que no hay movimientos verticales de masa. Se forma niebla, y la contaminación queda atrapada. En este caso la Temperatura aumenta con la altura hasta cierta altura, es decir el  $GVT < 0$ . **La inversión térmica vuelve a su situación normal cuando la superficie vuelve a calentarse y se restablecen los valores normales de GVT.**

#### SITUACIÓN ESTABILIDAD NORMAL



#### INVERSIÓN TÉRMICA



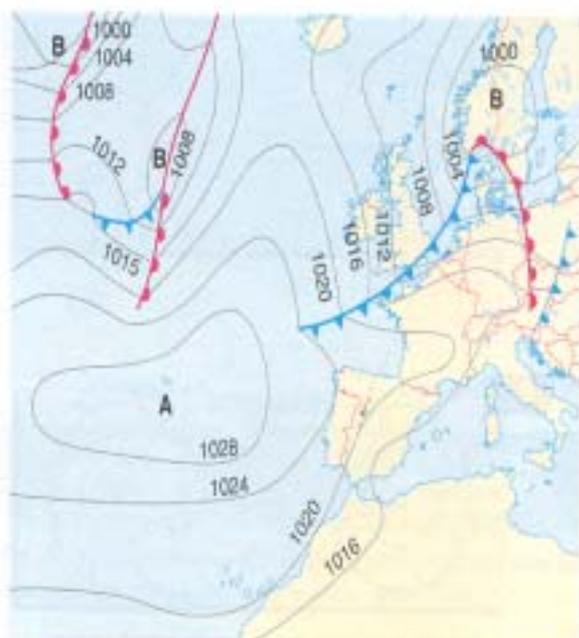
## Interpretación del mapa de isobaras

Las **isobaras** son líneas que pasan por los lugares que tienen la misma presión atmosférica. Estas líneas permiten conocer la situación de los centros de alta o baja presión y, conociendo la disposición del campo de presiones, se puede saber, en cada punto, la dirección y el sentido de los vientos superficiales e incluso su velocidad.

Aspectos que se deben tener en cuenta para interpretar un mapa de isobaras. En el mapa de la figura 21 se señalan los símbolos utilizados normalmente:

- En los anticiclones la presión va creciendo hacia el centro y en las borrascas lo contrario.
- Si las isobaras están muy separadas indican que los cambios de presión se producen muy lentamente (gradiente de presión débil) y si las isobaras están muy juntas indican que los cambios de presión se producen muy rápidamente (gradiente de presión fuerte).
- El viento circula desde los anticiclones a las borrascas, cruzando las isobaras y siguiendo las trayectorias señaladas en la figura 20.
- Los gradientes de presión fuertes, indicados en el mapa por isobaras muy próximas entre sí ocasionan vientos fuertes. Donde las isobaras estén muy distanciadas se pueden esperar vientos débiles.
- En las borrascas las isobaras suelen estar bastante próximas (indicando la presencia de vientos intensos); los anticiclones se encuentran en zonas con isobaras más separadas (vientos flojos).

**Fig. 20. A) Trayectorias y en los anticiclones y en los anticiclones. B) Trayectorias y en las borrascas y en los anticiclones. C) Trayectorias y en los anticiclones y en los anticiclones.**



**Fig. 21. La disposición de las isobaras determina los gradientes de presión y los vientos de superficie.**

- Las isobaras correspondientes a los anticiclones son de forma bastante regular, mientras que las que se encuentran alrededor de las borrascas suelen ser irregulares y presentan cambios bruscos de curvatura.
- Los triángulos o medios círculos que simbolizan los frentes fríos o cálidos respectivamente, están dirigidos hacia el lugar donde se mueve la masa de aire.

Los mapas diarios del tiempo se basan en la representación de las presiones en un momento determinado. Los ciclones y anticiclones no permanecen inmóviles, sino que se desplazan y cambian de forma, especialmente los primeros; sobre Europa avanzan generalmente de oeste a este.