

Nombre y apellidos: Grupo: ..

Análisis de la atmósfera mediante un sondeo

1. Objetivo

Se pretende analizar el estado de la atmósfera a partir de los datos de un sondeo mediante la ayuda de un diagrama termodinámico. Se aprenderá a usar el diagrama para calcular la humedad de la atmósfera en cada nivel de presión, determinar la estabilidad atmosférica y la evolución de una parcela de aire. Se pretende localizar la altura de la tropopausa, la existencia de inversiones, así como la presencia y altura de las nubes y la cantidad de agua precipitable.

2. Diagrama termodinámico

La meteorología es una ciencia basada fundamentalmente en la observación. Básicamente, los meteorólogos trabajan con los datos recogidos de estaciones meteorológicas de tierra, sondeos aerológicos, radares o satélites.

Un *diagrama termodinámico* es una herramienta utilizada por los meteorólogos para resolver el estado de la atmósfera gráficamente. De esta forma se evitan realizar costosos cálculos termodinámicos que ya van incluidos en el diagrama. Para ello es necesario incluir los perfiles verticales de temperatura y humedad del aire que son registrados por una radiosonda lanzada desde un punto geográfico concreto.

Existen muchas versiones de diagramas termodinámicos dependiendo de las variables termodinámicas usadas. Uno de los más utilizados es el diagrama de Stüve. Este diagrama utiliza como coordenada horizontal la temperatura y una función de la presión en la vertical. En un diagrama se incluyen dos clases de información: estados y procesos. El estado del aire queda definido por su presión, temperatura y humedad. Los procesos experimentados por parcelas de aire que se mueven en el seno de la atmósfera son de dos tipos: adiabáticos secos (no saturados) y adiabáticos saturados. El diagrama termodinámico completo, incluido al final de este guión de prácticas, contiene cinco conjuntos de líneas o curvas:

1. Isobaras (líneas continuas de trazo fino horizontales)
2. Isotermas (líneas continuas de trazo fino verticales)
3. Adiabáticas secas (líneas continuas de trazo grueso)
4. Adiabáticas saturadas (líneas discontinuas de trazo grueso)

5. Equisaturadas (líneas a puntos cuasi verticales)
6. Alturas (líneas a puntos cuasi horizontales)

2.1. Isobaras e isotermas

La presión y la temperatura determinan el estado termodinámico de una parcela de aire de masa unidad en cualquier instante. Las líneas horizontales continuas de trazo fino del diagrama representan las *isobaras* y las verticales las *isotermas*. El estado de una parcela de aire viene representado por un punto en el diagrama con el valor de la presión y temperatura correspondientes. Las isotermas vienen trazadas generalmente con un intervalo de 1°C y las isobaras, cuyos valores decrecen hacia arriba en la gráfica, están separadas de forma no uniforme (en kPa) reflejando cómo varía la presión con la altura en la atmósfera real, correspondiendo la parte superior de la gráfica a las altitudes más altas. Sobre este diagrama podemos representar las medidas de un sondeo. Estas medidas suelen consistir en pares de valores de temperatura T y temperatura de rocío T_d en °C correspondientes a distintos niveles de presión. Por lo tanto, para cada altura, sobre el diagrama, habrá dos puntos que podemos representar mediante un \circ para la T y una \times para la T_d . Una vez unidos estos puntos mediante rectas, obtendremos la curva de la temperatura ambiente y la curva de la humedad del ambiente.

2.2. Adiabáticas secas

Son las líneas continuas de trazo grueso que se dirigen hacia la esquina superior izquierda del diagrama. Estas líneas representan el cambio de temperatura (del orden de 10°C por km) que experimentaría una parcela de aire no saturada si fuese forzada a moverse verticalmente hacia arriba o hacia abajo en la atmósfera debido al proceso adiabático de expansión o compresión que sufriría por el cambio de presión en altura. Si una parcela de aire va a ser elevada desde un punto inicial de temperatura y presión conocidas hasta un nivel de presión inferior, podemos saber cuánto se ha enfriado siguiendo la adiabática seca que pase por el punto inicial hasta que corte el nivel de presión correspondiente al punto final. Si, por la precisión del diagrama, no hay ninguna adiabática seca que pase por el punto de partida se haría una interpolación para obtenerla. Los números sobre estas líneas que aparecen en el diagrama son las temperaturas en Kelvin donde las adiabáticas cortan la isobara de 1000 mb y se llaman *temperaturas potenciales*¹ y su principal aplicación es determinar la estabilidad de una masa de aire. Pero aquí no se utilizará este criterio.

2.3. Adiabáticas saturadas

Las líneas continuas de trazo grueso del diagrama son las adiabáticas saturadas y representan el cambio de temperatura que experimentaría una parcela de aire saturada que se desplace verticalmente de forma adiabática. Las adiabáticas saturadas aparecen en el diagrama de Stüve como un conjunto de curvas con pendientes que van desde los 2°C por km en aire cálido cerca de la superficie aproximándose a los 10°C por km de las adiabáticas secas en aire frío en altura.

¹La temperatura potencial θ es la temperatura que alcanzaría una parcela de aire no saturada que pasase, mediante un proceso adiabático seco desde su temperatura y presión iniciales, a la presión de 1000 mb, $\theta = T (1000/p)^{R/c_p}$.

2.4. Equisaturadas

El último conjunto de líneas que aparece en el diagrama a puntos son las equisaturadas, necesarias para calcular las características de humedad del ambiente o de cualquier parcela de aire que se mueva en la atmósfera. Son líneas de *razón de mezcla saturante* constante. Recordemos que la razón de mezcla la habíamos definido como la cantidad de vapor de agua en gramos, m_v , que hay por kilogramo de aire seco, m_d . Por lo tanto estas líneas definen la máxima cantidad de vapor de agua que puede tener un kilogramo de aire seco en la atmósfera para cada combinación de temperatura y presión cuando se alcanza la saturación (es decir, $r = r_s$). Estas líneas nos permiten determinar si una parcela de aire está saturada o no si disponemos de su temperatura y del punto de rocío. Por ejemplo, si tenemos una parcela de aire con una temperatura de 26°C y a una presión de 1000 mb, la r_s será de 20 g/kg (basta con determinar cuál es la equisaturada que pasa por $T = 26^\circ\text{C}$ y la isobara de 1000 mb). Si conocemos el punto de rocío podemos determinar cuál es la razón de mezcla real. Si, por ejemplo, $T_d = 15^\circ\text{C}$, la razón de mezcla real será de $r = 11$ g/kg y por lo tanto la parcela de aire no está saturada porque $r < r_s$.

3. Análisis de sondeos meteorológicos

El diagrama termodinámico se usa para representar encima los perfiles de temperatura, humedad y viento obtenidos de un sondeo de la atmósfera. Ejemplos de los radiosondeos realizados por todo el planeta pueden obtenerse, en distintos formatos (gráfico y texto) a las 12Z y a las 00Z, en la dirección <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. El sondeo representado sobre un diagrama termodinámico permite al meteorólogo interpretar la estructura vertical de la temperatura y la humedad de la atmósfera en una localización dada. En la troposfera, la temperatura usualmente decrece con la altitud en una atmósfera estándar a un ritmo de $6,5^\circ\text{C}$ por km (que se obtiene como un promedio de la estructura vertical de la atmósfera). Sin embargo, en un día cualquiera, el perfil de temperatura proporcionado por la radiosonda puede diferir de la referencia de la atmósfera estándar, especialmente en la baja troposfera donde es posible distinguir distintas capas de aire con su propio gradiente de temperatura ambiental. Además de este decrecimiento de la temperatura con la altura, existen otros dos patrones observables, las *inversiones térmicas*, si la T aumenta con la altura, y las *capas isotermas* si la temperatura permanece constante.

Las **inversiones** pueden estar en superficie o en altura. Las hay de varios tipos:

- De subsidencia: están a cierta altura del suelo y se forman dentro de los anticiclones. El aire desciende dentro del anticiclón y, por tanto, se calienta y seca. La T_d decrece con la altura dentro de la inversión.
- Frontal: la forma una capa de aire que está entre una masa de aire frío y otra cálida o viceversa. Se distingue porque la T_d aumenta dentro de la inversión o presenta un pico significativo indicando la altura a la que se encuentra la zona frontal.
- Por enfriamiento radiativo: se asemeja a la inversión frontal excepto que están junto al suelo y se producen por el enfriamiento nocturno por radiación. Desaparecen durante el día.

La **altura de la tropopausa**, la frontera variable con la latitud y la estación que separa la troposfera de la estratosfera, se puede determinar a partir del sondeo. Por convenio, se sitúa en

el punto más bajo en el que la temperatura ambiente no desciende más de 2 K en dos kilómetros, es decir, allí donde el perfil se vuelve isoterma y luego presenta una inversión correspondiente a la estratosfera.

La **estabilidad de la atmósfera** va a depender de los cambios de temperatura en altura de la atmósfera con los experimentados por una parcela de aire que es forzada a moverse en el seno de esa atmósfera. Para determinar la estabilidad de la atmósfera se hace por capas:

- Una capa es *absolutamente estable* si el cambio de T con la altura es menor que el cambio de temperatura que experimenta la parcela de aire siguiendo la adiabática saturada de gradiente Γ_s (notar que si lo es respecto a la adiabática saturada también lo será respecto a la adiabática seca porque $\Gamma_d > \Gamma_s$). Para determinarlo sobre un diagrama, localiza la adiabática saturada que pasa por el punto que representa la parte inferior de la capa de aire a considerar, y compara la temperatura que tendría una parcela de aire que evolucionase según la adiabática saturada hasta el nivel superior de esa capa de aire, con la temperatura real que tiene la atmósfera en la parte superior de la capa. Si la T de la parte superior de la capa es mayor que la correspondiente temperatura de la parcela de aire, el cambio de temperatura dentro de la capa es menor que el debido a un enfriamiento en un proceso adiabático saturado, y la capa es estable.
- Una capa es *absolutamente inestable* si el cambio de T con la altura es mayor que el cambio que experimental una parcela de aire siguiendo la adiabática seca correspondiente. Para ello, la T de la parte superior de la capa ha de ser menor que la temperatura que tendría la parcela de aire que evolucionase según la adiabática seca desde la parte inferior de la capa hasta la altura a la que se encuentra la parte superior de la capa. Esta condición es infrecuente pero puede ocurrir en el desierto donde la capa de aire es intensamente calentada por debajo.
- Una capa es *condicionalmente inestable* si el gradiente ambiental Γ , es decir, el cambio de T con la altura, se encuentra entre Γ_d y Γ_s . En el diagrama, la T de la parte superior de una capa condicionalmente inestable será mayor que la temperatura correspondiente al proceso adiabático seco y menor que la temperatura correspondiente al proceso saturado seguido por la parcela desde la parte inferior de la capa. La estabilidad va a depender si la parcela está saturada o no; si está saturada es inestable y será estable si no está saturada. Para ello es necesario conocer el estado de humedad de una parcela de aire.

El **contenido de humedad** de una parcela de aire o de un determinado nivel de presión de la atmósfera viene determinado en un diagrama por la razón de mezcla. La razón de mezcla r de la parcela de aire o de la atmósfera es función del punto de rocío y la razón de mezcla saturada, r_s , depende de la temperatura de la parcela o la atmósfera. La humedad relativa puede calcularse entonces como: $HR = \frac{r}{r_s} \times 100$.

El perfil típico del punto de rocío también suele decrecer en la baja troposfera. Una región en la que el perfil de T_d está próximo al de T indicaría la posibilidad de existencia de nubes o niebla baja, ya que una capa de aire con una diferencia entre T y T_d menor que 5°C, o una humedad relativa mayor del 70 %, es susceptible de tener nubes (la saturación en la atmósfera se alcanza a humedades relativas menores que 100 por la presencia de núcleos de condensación).

Cuando una parcela de aire se eleva, su temperatura decrece, lo cuál significa que la r_s (que depende de la temperatura de la parcela de aire) también decrece. Como la r no disminuye (mientras no haya condensación) porque representa el contenido de humedad la HR debe aumentar. Los niveles a los cuales la condensación puede tener lugar son:

- *Nivel de condensación por elevación* (LCL). Es la altura a la que empezaría la condensación si algún mecanismo elevase la masa de aire, como un forzamiento orográfico o un ascenso provocado por una zona frontal. Para determinar gráficamente la altura del LCL se procede de la siguiente forma:
 1. Se parte desde el punto que representa la temperatura ambiente del suelo y se sube por la adiabática seca (se supone que la atmósfera no está saturada en ese nivel).
 2. Desde el punto que representa la temperatura del punto de rocío en el suelo, se sube por la equisaturada correspondiente.
 3. El punto donde se interceptan la adiabática seca y la equisaturada es el LCL y se habrá alcanzado la saturación.

- *Nivel de condensación convectiva* (CCL). Una vez alcanzado el LCL, la parcela de aire ascenderá saturada si hay algún mecanismo que permita elevar la masa de aire. El CCL es el nivel de presión a partir del cual la parcela de aire saturada se encontrará más caliente que su entorno, con lo que podrá continuar su ascenso debido a su propia flotabilidad. Para determinar el nivel del CCL en un diagrama:
 1. Se sigue la equisaturada desde la temperatura de rocío hasta que corte la curva de temperatura ambiente.

Por encima del CCL, la parcela continuará ascendiendo por la adiabática saturada que pasa por el CCL, hasta que toque el sondeo haciendo su temperatura igual a la del ambiente. Este punto marcaría el techo de las nubes.

Es útil conocer también la temperatura necesaria que tendría que tener una masa de aire en el suelo para que se diese la convección de forma natural. Con esto se pueden pronosticar tormentas locales de verano. Para determinar la *temperatura de convección* en el diagrama:

1. Desde el CCL se baja por una adiabática seca hasta el suelo. La temperatura correspondiente a este nivel es la temperatura convectiva.

4. Procedimiento y cuestiones

Dado el siguiente sondeo:

p (mb)	$T^{\circ}\text{C}$	$T_d^{\circ}\text{C}$
1000	40	25
900	25	20
800	25	-5
650	10	-20
500	-10	-35
300	-30	-45
200	-30	-60

1. **Representación del sondeo:** Representa, para cada nivel de presión dado, la temperatura ambiente T mediante \circ y el punto de rocío T_d mediante \times sobre el diagrama

termodinámico adjunto al final de este guión de prácticas. Une los puntos correspondientes con T y los correspondiente con T_d mediante rectas y observa la estructura vertical de la atmósfera. Determina, utilizando unidades de presión y altura (los niveles de altura se encuentran a la derecha del diagrama termodinámico):

- a) La posición de la tropopausa.
- b) La presencia de inversiones e isotermas.
- c) Dónde existe la mayor probabilidad de formación de nubes atendiendo a la curva de humedad y la curva de estado del ambiente.

2. **Humedad del aire.** Determina para cada nivel de presión la r y la r_s y calcula la humedad relativa.

Nivel de presión (mb)	r (g/kg)	r_s (g/kg)	HR (%)
1000			
900			
800			
650			
500			
300			
200			

Puedes comprobar los valores de r , r_s , y HR utilizando la aplicación para el cálculo de variables termodinámicas en la siguiente dirección: <http://www.infomet.fcr.es/misc/termo.cgi> introduciendo los valores de T , T_d y p .

3. **Elevación de parcelas de aire no saturadas.** Eleva una parcela de aire desde la superficie con la misma presión y temperatura que el ambiente y determina:

- a) El nivel de presión y altura a la que se encuentra el nivel de condensación por elevación (LCL).
- b) Calcular la T , T_d , r , r_s y HR de **la parcela!** en el LCL.

4. **Elevación de parcelas de aire saturadas.** Desde el nivel LCL, evoluciona una parcela de aire hasta el nivel $p = 400$ mb. En esta nueva posición determina para la parcela de aire:

- a) T
- b) r_s
- c) T_d
- d) r
- e) Agua líquida precipitable ($= r - r_s$)

Determina a qué nivel de presión se encuentra el nivel de CCL, el valor de la temperatura a la que tendrá lugar la convección libre y el tope de la nube convectiva formada. Pinta con trazo grueso la evolución total de la parcela de aire desde que salió de la superficie hasta el tope de la nube.

5. **Estabilidad por capas.** Determina qué capas son inestables, estables, neutras y condicionalmente inestables.

Capa entre:	Estabilidad
1000-900 mb	

5. Conclusiones

1. Teniendo en cuenta la temperatura de la base de formación de las nubes, ¿qué tipo de precipitación se producirá?
2. Según el análisis de estabilidad estática realizado en el último apartado y teniendo en cuenta la evolución de una parcela de aire saturado que superase el LCL, ¿qué tipo de formación nubosa se obtendría?
3. ¿A qué tipo de situación correspondería la observada en la capa de superficie teniendo en cuenta las altas temperaturas y el perfil de la siguiente capa?

