

## INTRODUCCIÓN

Se dice que el planeta Tierra debería llamarse planeta Agua, pues más del 70% de su superficie es acuosa, pero el aire aún ocupa más, y nos es máspreciado si cabe a los animales terrestres (si falta el aire, es cuestión de vida o muerte en unos minutos), y particularmente a los ingenieros aeroespaciales. Cuando se diseñan sistemas de soporte de vida (aeroespaciales, submarinos u otros) las prioridades son: aire, agua, y alimento. La termodinámica es una de las ciencias básicas para comprender todos estos sistemas y los procesos que en ellos tienen lugar, puesto que es el calentamiento desigual de la superficie planetaria la fuente motriz de toda la maquinaria del tiempo meteorológico.

## LA TERMODINÁMICA Y LA ATMÓSFERA

La termodinámica es la ciencia de la temperatura y el calor (que no es lo mismo: temperatura es el nivel de la energía interna térmica, y calor es el flujo de energía interna térmica a través de una superficie impermeable a la materia). El observador elige una porción de materia para el estudio (su sistema termodinámico), y analiza los efectos de la interacción del sistema con el entorno, que se pueden resumir en que la energía ni se crea ni se destruye (sólo se transforma), y que la energía siempre tiende a dispersarse.

Aunque a veces se dice que la termodinámica clásica sólo estudia sistemas en equilibrio (e.g. agua caliente o agua fría, pero no parte caliente y parte fría), lo que se quiere decir es que a la termodinámica le conviene estudiar sistemas en equilibrio porque son los

más sencillos, pero eso no es óbice para que se pueda aplicar a sistemas dinámicos como la atmósfera (que es un océano de aire en permanente estado de convección natural), e incluso a los sistemas vivos (lo más alejado del equilibrio termodinámico).

Las sustancias más corrientes en termodinámica son el aire y el agua, y la atmósfera es básicamente aire y agua (el aire también está disuelto en el mar, y tanto el aire como el agua forman parte del suelo). El aire, como no se ve, parece algo difícil de comprender, aunque una vez aprendido el modelo de gas perfecto, resulta muy fácil de estudiar. El agua en cambio, como parece que se ve (aun siendo transparente como el aire), nos parece más asequible, incluso después de constatar que, por estar la temperatura de la Tierra cercana a la del punto triple del agua, ésta puede cambiar con facilidad entre los estados sólido, líquido y gaseoso. En contra de lo que siempre se dice, lo que más destaca de la Tierra vista desde el espacio no es el azul del agua del océano, sino el blanco de las nubes, que cubren aproximadamente la mitad de la superficie del globo; también se ve el blanco del hielo polar, y el marrón de las partes continentales no cubiertas de nubes.

La termodinámica de la atmósfera se basa en observaciones atmosféricas y trata de establecer modelos termodinámicos que sirvan de diagnóstico y ayuden en la predicción fiable para nuestra mejor defensa y provecho de los fenómenos naturales (meteorología, aeronáutica), y nuestro deseo de creación y control de sistemas artificiales que sustituyan o modifiquen a los naturales (sistemas de soporte de vida, atmósferas industriales controladas). Hay libros con el título de 'Termodinámica de la atmósfera', el primero publi-

cado en 1911 por Alfred Wegener, el creador de la teoría de la deriva de los continentes (otros más modernos pueden verse en [1] y [2]).

La Organización Meteorológica Mundial (OMM, <http://www.wmo.int>) celebra su aniversario el 23 de Marzo, que en 2009 ha tenido por lema “El tiempo, el clima, y el aire que respiramos”.

## ESTRUCTURA TÉRMICA DE LA ATMÓSFERA

La atmósfera terrestre es una capa relativamente muy delgada; su espesor no se aprecia ni desde los satélites más cercanos, ni en la sombra de los eclipses de Luna. Como el 99,9% de su masa está comprendida en los primeros 48 km de altitud, el espesor equivalente en una esfera manejable de 100 mm de diámetro (en lugar de los 12.740 km del diámetro medio terrestre) sería de 0,38 mm, i.e. más parecido a la piel de una manzana que a la de una naranja (y sin embargo se dice que la Tierra es redonda como una naranja, por la mayor redondez de ésta).

¿Cómo se puede saber que a 48 km ya sólo queda un 1% (un uno por mil) del aire atmosférico? No es necesario ir allí y medirlo; basta medir la presión atmosférica en la superficie terrestre, integrar la ecuación de la hidrostática (con ayuda de la ecuación de los gases ideales, y de una estimación del gradiente térmico vertical, que no influye mucho), para calcular que apenas queda un 1% de masa de aire desde 48 km hasta... (hasta donde la atracción gravitatoria terrestre sea capaz de mantener atrapados los gases). La ecuación de la hidrostática

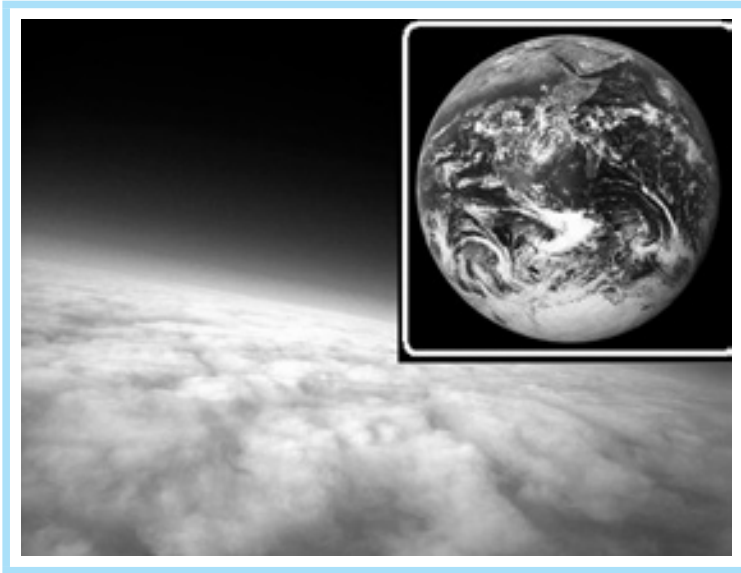
$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

enseña cómo varía la presión,  $p$ , con la altura,  $z$ , en un campo gravitatorio de intensidad  $g$ , siendo  $\rho$  la densidad del fluido. Aunque esta variación de la presión con la altura nos parezca obvia

(la fuerza por unidad de área que hace un fluido, disminuye con la altura, debido al peso unitario de la columna de fluido que se descuenta), no fue hasta el famoso experimento de Torricelli (1643) con la columna de mercurio en Florencia (50 m de altitud), cuando se logró medir por primera vez la presión atmosférica: el equivalente a 760 mm de columna de mercurio; su variación con la altitud fue medida por Pascal (1648) subiendo a un monte de 1,5 km (se lo encargó a su cuñado), y por Gay-Lussac (1804) ascendiendo en globo hasta 7 km (comprobando que la composición del aire no variaba con la altura, y que la temperatura decrecía con la altura); fue Laplace quien desarrolló ese mismo año (1804) la ley de dependencia de la presión atmosférica con la altura.

Hablando de dónde acaba la atmósfera, según la Federación Astronáutica Internacional (IAF), para los ingenieros aeroespaciales acaba en la línea de Kármán, a unos 100 km de altitud, donde el vuelo con sustentación aerodinámica requeriría una velocidad similar a la del vuelo orbital, separando el dominio aeronáutico del astronáutico. Aunque, de momento, esta división tiene poco interés práctico por falta de uso (desde los 20 km de altitud a los 200 km de altitud, es difícil mantener la altitud de vuelo, salvo los globos sonda (figura 1), que pueden llegar hasta los 40 km; el récord está en 53 km desde 2002), ya hay naciones que adoptan los 100 km de altitud como límite de su soberanía del espacio aéreo (según el tratado de la ONU de 1967 y otros posteriores, sobre el espacio exterior no hay soberanía nacional). Uno de los objetivos de la próxima comercialización de los vuelos espaciales, es sobrepasar estos 100 km de altitud, aunque sea durante pocos segundos, para poder dar el ‘diploma de astronauta’. Tal vez sea entonces, con el desarrollo de actividad importante en esas altitudes, cuando sea necesario ponerse de acuerdo en la legislación.

Debido a su alta compresibilidad, la atmósfera está muy estratificada verticalmente, y, aunque la delimitación de


**FIGURA 1.**

Fotografía de la estratosfera a 30 km de altitud tomada en 2009 desde un globo desarrollado por estudiantes [3]. Inserto: fotografía de la Tierra desde el Apolo 17 (1972) yendo a la Luna.

las capas de interés depende del fenómeno a estudiar, y los límites no son nítidos (y además varían temporal y espacialmente), suelen considerarse cuatro capas atendiendo al perfil vertical de temperatura:

- **Troposfera (0..10 km).** Esta es la capa más próxima a la superficie, donde tienen lugar la mayoría de los fenómenos meteorológicos (contiene un 75% de todo el aire, y más del 99% del agua atmosférica). Aunque se ha dicho 0..10 km, se quiere decir desde el nivel del suelo (agua o terreno, que puede ir desde depresiones como el Mar Muerto hasta la cima del Everest, aunque la altitud media del terreno a nivel global es de sólo 150 m sobre el nivel medio del mar), hasta unos 10 km más o menos (unos 8 km en las zonas polares, unos 11 km en latitudes medias, y unos 18 en la zona ecuatorial). La temperatura disminuye con la altura (y la cantidad de agua también) en esta capa, y más arriba aumenta. El límite superior de la troposfera es la tropopausa, que la Organización Meteorológica Mundial define por la condición

$$\frac{dT}{dz} > -2 \text{ }^\circ\text{C/km}$$

en altura.

- **Estratosfera (10..50 km).** En esta capa, que prácticamente contiene el 25% restante de la masa total de aire, ya empieza a aumentar la temperatura con la altitud (al principio muy lentamente), lo que la hace dinámicamente estable. Este calentamiento es debido a la absorción solar ultravioleta que transforma el oxígeno ( $\text{O}_2$ ) en ozono ( $\text{O}_3$ ) y éste a su vez en aquél, manteniendo una concentración casi-estacionario, alcanzándose temperaturas máximas de unos  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  a los 50 km.
- **Mesosfera (50..90 km).** En esta capa la temperatura vuelve a disminuir con la altitud hasta unos  $-90 \text{ }^\circ\text{C}$  a unos 90 km, debido a la escasa absorción solar y la emisión infrarroja del  $\text{CO}_2$  hacia el exterior. La composición del aire apenas varía desde el nivel del mar hasta los 90 km (en base seca, i.e. separando el  $\text{H}_2\text{O}$ , queda 78%  $\text{N}_2$ , 21%  $\text{O}_2$ , 0,9% de Ar y 0,1% de otros gases, aunque las concentraciones de estos últimos no son uniformes, como se ha visto para el ozono).
- **Termosfera (90..500 km).** Desde los 80 km o 90 km la temperatura que es ahí de unos  $-80 \text{ }^\circ\text{C}$  o  $-90 \text{ }^\circ\text{C}$  empieza a subir asintóticamente hasta unos 1.000 K o 2.000 K a unos 200 km (el máximo de temperatura depende mucho de la actividad solar), por la absorción de la radiación solar más energética (rayos X y rayos  $\gamma$ ) que descomponen las moléculas del aire residual en radicales libres (oxígeno atómico) iones y electrones (capas ionosféricas E en 90..120 km, y F en 120..400 km). A partir de unos 500 km, en lo que se llama la exosfera, la influencia de la Tierra en el enrarecido ambiente espacial apenas cuenta mas que en la desviación del viento solar por el campo magnético terrestre, i.e. la

magnetosfera, que se sitúa a unos diez radios terrestres (aunque en realidad es un paraboloide apuntando al Sol), dentro de la cual están los cinturones de van Allen de partículas atrapadas de muy alta energía.

¿De qué está compuesta la atmósfera terrestre? Pues principalmente de aire: oxígeno, nitrógeno y argón (sin forma definida ni color, como dice la canción [4]), más otros componentes minoritarios pero importantísimos: gases (vapor de agua, dióxido de carbono, ozono...), partículas líquidas en suspensión (de agua o disoluciones acuosas), y partículas sólidas en suspensión (de hielo, polvo, microorganismos...); los objetos macroscópicos (desde insectos a aviones) se consideran aparte. En los primeros 90 km de altitud la composición es muy homogénea salvo la pequeña fracción de agua, que globalmente es tan sólo un 0,3% en masa, incluyendo el vapor, las gotas y los cristales de hielo, aunque en superficie la media es del 1% y localmente llega hasta el 3% sobre algunos mares cálidos. Sin embargo, esta pequeña proporción de agua es la que controla los fenómenos meteorológicos y biológicos (incluyendo los agroalimentarios). Atendiendo a la composición, la atmósfera se puede dividir en homósfera (hasta 90 km de altitud) y heterósfera (por encima de 90 km).

Sigue en proporción una pequeñísima fracción molar de dióxido de carbono, un 0,04%, pero que es la principal causa de la amenaza del cambio climático; en los últimos 100 años, la concentración de  $\text{CO}_2$  ha crecido un 25% (estamos emitiendo 50 millones de toneladas de  $\text{CO}_2$  al día globalmente); no ha habido tan altas concentraciones de  $\text{CO}_2$  (ni de  $\text{CH}_4$  y otros gases de efecto invernadero) en los últimos 500.000 años, y este crecimiento va en aumento. Tras el  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ , Ar,  $\text{H}_2\text{O}$ , y  $\text{CO}_2$ , vienen en menor proporción Ne,  $\text{O}_3$  (beneficioso en la estratosfera y dañino en la troposfera), He,  $\text{CH}_4$  (duplicado en los últimos 100 años), Kr,  $\text{N}_2\text{O}$  (que contribuye al problema de

la lluvia ácida),  $\text{H}_2$ , CO y después algunos gases sintéticos, principalmente los clorofluorocarbonos (CFC) causantes de la pérdida de ozono estratosférico.

La composición de la atmósfera no ha variado mucho desde que los vegetales se extendieran por toda la Tierra, hace unos 400 millones de años (período carbonífero); mucho antes, hace 3.000 millones de años, la aparición de las algas fotosintéticas empezó a transformar la atmósfera inerte primigenia (con mucho  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  y algo de  $\text{H}_2$ , en la atmósfera vital que conocemos, condensando la mayor parte del  $\text{H}_2\text{O}$ , disolviéndose el  $\text{CO}_2$  para formar sedimentos de carbonato, perdiéndose el  $\text{H}_2$  al espacio, y apareciendo el  $\text{O}_2$  por hidrólisis fotosintética (se sintetiza el hidrógeno del agua con el  $\text{CO}_2$  para formar compuestos orgánicos, quedando libre el  $\text{O}_2$ ).

La atmósfera se manifiesta en fenómenos térmicos (frío/calor), fenómenos acuosos (nubes, precipitaciones), fenómenos mecánicos (vientos, tormentas de arena, erosión), fenómenos ópticos (nieblas, arco iris, auroras, rayos), fenómenos eléctricos (rayos), fenómenos acústicos (truenos), etc. La mayoría de todos estos fenómenos vienen condicionados por los fenómenos térmicos (e.g. las precipitaciones y los vientos), y éstos a su vez por los factores astronómicos (ciclo diario y anual); esta última correlación debió de conocerse muy tempranamente, dando origen a los calendarios. Si no fuera por el calentamiento solar diferencial, la atmósfera y los océanos estarían en reposo moviéndose con toda la Tierra como un cuerpo rígido (salvo el pequeño bombeo gravitacional luni-solar).

Nos vamos a ceñir aquí a la parte baja de la atmósfera, i.e. a la troposfera, esa delgada primera capa de unos 10 km de altura (y 40.000 km de extensión). Pese a esta limitación de escenario, todavía cabe enumerar muchos posibles temas a tratar:

- La atmósfera como baño térmico, a una temperatura que hace posible la vida, 15 °C de media a nivel

del mar (quince grados Celsius, igual a doscientos ochenta y ocho kelvin, 288 K). ¿Por qué tenemos esa temperatura; ha sido siempre así o ya ha habido en el pasado cambios climáticos profundos como los que se cree que se avecinan? Piénsese que en la Luna, a mediodía hay unos 150 °C y a media noche unos 150 °C bajo cero.

- La atmósfera como sumidero térmico, que nos permite una cómoda transmisión de calor al ambiente, a todos los seres vivos y a todos los artefactos activos, pues la famosa segunda ley de la termodinámica enseña que todo sistema activo en régimen estacionario ha de disipar energía en forma de calor al ambiente (por eso necesitan una fuente de alimentación). El confort térmico de los seres vivos no sólo depende de la temperatura, sino del viento (que aumenta mucho la convección térmica), y de la humedad (que incide en la transpiración).
- La atmósfera como motor térmico. Los desequilibrios térmicos en la atmósfera sirven de fuente de energía eólica (e hidráulica y solar). Los vientos llevan el calor del Sol hasta las regiones polares (las corrientes oceánicas también), y nos traen el agua del océano a los continentes, ya potabilizada por el Sol, en forma de nubes, para el consumo humano, animal y vegetal.
- La atmósfera como gobernadora del tiempo meteorológico. La energía térmica y la humedad en la atmósfera son los principales condicionantes de la meteorología y la climatología, tan importantes en todo tipo de actividad humana: urbanismo, edificación, agricultura, industria, transporte, ocio y turismo. Las nubes no son más que conjuntos de micropartículas líquidas o sólidas, invisibles una a una, pero que juntas son capaces de taparnos el Sol y hasta los objetos próximos, además del mencionado efecto fertilizante del agua que transportan (nos traen unos  $30 \cdot 10^{12} \text{ m}^3/\text{año}$  de agua destilada sobre los continentes). Por cierto, que es en la atmósfera donde se encuentra en sus tres fases el agua, sólida, líquida y gaseosa (aunque esta última muy diluida en aire), siendo la única sustancia presente en sus tres fases en la naturaleza.
- La atmósfera como escudo radiativo. Dejando aparte el escudo contra las radiaciones dañinas ultravioletas y ionizantes, las nubes son el principal mecanismo de control del clima global en la Tierra, pues, además de controlar la energía que se absorbe del Sol (son los mejores escudos solares, pues las nubes reflejan mucho, i.e. tienen un gran albedo o blancura, al menos por la parte superior), controlan la energía que emite la superficie de la Tierra hacia el exterior (i.e. el efecto invernadero). El balance neto es que las nubes enfrían la Tierra (aunque en las nubes altas el efecto neto es de calentamiento).
- La atmósfera como sumidero de desechos, no sólo de energía térmica, sino de gases y partículas contaminantes, que el viento ayuda a dispersar, y la lluvia arrastra hacia el suelo (las gotitas y cristallitos favorecen la adsorción y las reacciones heterogéneas), hasta alcanzarse concentraciones tolerables en la mayoría de los casos. El transporte aéreo de partículas es también importante biológicamente, tanto para la polinización como en la propagación de enfermedades. La atmósfera es también un buen sumidero de residuos astronáuticos (los volatiliza) y nos protege contra la mayoría de los meteoritos.
- Y por último, la atmósfera como medio de transporte de personas y mercancías, ya que el aire permite el vuelo sustentado dinámicamente, que es muy eficiente (requiere un empuje muy inferior al peso).

## EL MODELO DE ATMÓSFERA ESTÁNDAR

La termodinámica de la atmósfera es tan importante en aeronáutica, que dio origen el modelo de atmósfera estándar internacional (ISA, en sus siglas inglesas), inicialmente propuesto por NACA (National Advisory Committee on Aeronautics) en 1922, adoptado por la OACI en 1941, la CGMP-9 en 1948 (al igual que la Organización Meteorológica Mundial, OMM), y la ISO-2533 en 1975. Actualmente el modelo ISA se extiende hasta la mesopausa (hasta 86 km de altitud, i.e. cubre toda la homósfera).

El modelo ISA en la troposfera es el de una capa esférica que se extiende desde el nivel medio del mar ( $z = 0$ ) hasta 11 km de altitud geopotencial (11.019 m geométricos), de gas ideal ( $pV = mRT$ ), de composición fija (aire seco, con  $R = 287,06 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ ), caloríficamente perfecto ( $c_p = 1004,7 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ , o bien  $\gamma = c_p/(c_p - R) = 1,4000$ ), en reposo mecánico (sin vientos), sometido al equilibrio hidrostático ( $\partial p/\partial z = -\rho g$ ), con una presión a nivel del mar (*sea level pressure*, SLP)  $p_0 = 101,325 \text{ Pa}$  y una temperatura a nivel del mar (*sea level temperature*, SLT)  $T_0 = 288,15 \text{ K}$ , con un gradientes de temperatura (*lapse rate*) constante

$$\Gamma = -\frac{dT}{dz} = 6,5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$$

(nótese el cambio de signo en la definición de este gradiente), y una gravedad uniforme  $g_0 \equiv 9,80665 \text{ m}/\text{s}^2$ . Con este modelo, la presión en la troposfera es:

$$p_{\text{ISA}}(z) = p_0 \left(1 - \frac{\Gamma}{T_0} z\right)^{\frac{g}{\Gamma R}}$$

Podría pensarse que un modelo que supone que el aire no se mueve, ni varía sus propiedades con los ciclos diarios y estacionales, y es igual de un lugar a otro, no serviría para nada, más que tal vez como valor medio (como un modelo que dijera que la precipitación sobre el terreno es de 2 mm de agua al día). Pero el modelo ISA es muy bueno (figura 2), y todavía sirve para ordenar el tráfico aéreo en altura.

¿Por qué se han adoptado esos valores para el modelo ISA? Todo proceso de estandarización de variables físicas se basa en unas medidas (aproximadas), y un valor exacto (o casi) adoptado por acuerdo institucional en un cierto momento para poder comparar sin ambigüedades las medidas reales. En el modelo ISA parece que se fijan al menos 5 cifras significativas para cada variable, excepto para el gradiente térmico ( $6,5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ ), pues bien este valor data de antes de 1920 [5], y fue propuesto por un sabio profesor que prefirió el ajuste más simple (lineal) de las temperaturas medidas a gran altura (unos  $-50 \text{ }^\circ\text{C}$  a 10 km), con la temperatura media a nivel del mar (unos  $15 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Si se mide  $\Gamma = -dT/dz$  en un punto y un instante dados en la troposfera (por cociente incremental) puede resultar cualquier valor (grande o pequeño, positivo o negativo), porque los cambios de temperatura son bastante bruscos, aunque, superados los mil primeros metros (donde el gradiente parece caótico), suele tender a un valor medio entre  $\Gamma = 4 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$  y  $\Gamma = 9 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ , que justifica el valor estándar ISA,  $\Gamma = 6,5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ . El valor estándar de la temperatura a nivel del mar,  $T_0 = 288,15 \text{ K}$ , proviene del valor aproximado  $T_0 = 15 \text{ }^\circ\text{C}$  antes comentado [5], y del valor estándar de  $273,15 \text{ K}$

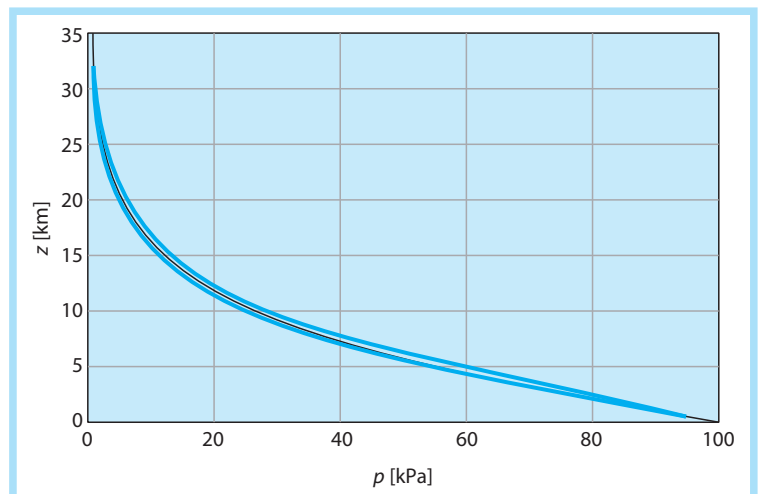


FIGURA 2.

Variación de la presión con la altitud con el modelo ISA, y superposición de los perfiles reales de presión medidos en los sondeos de medianoche y mediodía sobre Madrid el 1-Ene-2009 y el 1-Jul-2009 (el que más se desvía).

adoptado para la definición de la escala Celsius. Por debajo de 1 km de altura sobre el terreno, las irregularidades espaciales y temporales en el estado real de la atmósfera hacen que el modelo ISA sea poco representativo (no debe olvidarse que el interés original del modelo era para calibración de las cápsulas aneroides usadas como altímetros en vuelo, no cerca del suelo).

La presión medida a nivel del mar varía poco de un punto a otro; lo normal es que esté entre 98 kPa y 104 kPa, con una media global de  $101,3 \pm 0,2$  kPa (el récord mundial es de 87 kPa en el ojo de un tifón en 1979, y de 108,3 kPa en el anticiclón siberiano el 31-12-1968 en Agata). Para puntos del terreno que no están a nivel del mar, se define la presión a nivel del mar como la extrapolación de la presión en superficie con la ecuación de la hidrostática, la temperatura media diaria superficial y el gradiente estándar. Para un mismo lugar, la variación diurna típica es de 0,11 kPa (de ciclo semidiurno, con máximos hacia las 10 de la mañana y las 10 de la noche), mientras que las grandes variaciones temporales son de  $\pm 1$  kPa entre el buen tiempo y el mal tiempo. El valor estándar de la presión del aire a nivel del mar,  $p_0 \equiv 101.325$  Pa (101,325 kPa, o 1.013,25 hPa en unidades meteorológicas que antes usaban el milibar,  $1 \text{ mb} = 1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa}$ ), proviene de adoptar como valor exacto estándar el valor aproximado de 760 mm de columna de mercurio del barómetro de Torricelli, y multiplicar por la densidad del mercurio a  $0^\circ\text{C}$  y una aceleración de la gravedad estándar. Nótese que igualmente podría haberse elegido como estándar de la presión del aire a nivel del mar un valor más redondo como  $p_0 = 10^5$  Pa (que corresponde a 750 mmHg en vez de a 760 mmHg), pues, aunque, si bien es verdad que la media espacio-temporal extendida a todo el globo (con las correcciones por altitud del terreno) están más próximas a 760 mmHg, las fluctuaciones meteorológicas en un punto dado tienen una amplitud típica de 1 kPa (equivalente a 7 mmHg), lo que hace

inservible el modelo ISA para vuelo a baja cota (1 kPa de incertidumbre en superficie corresponde a una incertidumbre de 84 m de altura), necesitando ajustar el barómetro del avión a la presión real en tierra, aunque, para vuelo a gran altura, y para todos los demás tipos de industrias, es insignificante que se adopte una referencia u otra (la IUPAC ya cambió en 1982 al estándar de  $p_0 = 100$  kPa). De modo análogo, la adopción de otros valores estándar con muchas cifras significativas ( $g_0 \equiv 9,80665 \text{ m/s}^2$ ,  $c_p = 1.004,7 \text{ J/(kg} \cdot \text{K)}$ ,  $T_0 = 288,15 \text{ K}$ ...), que en la práctica se eluden ( $g_0 = 9,8 \text{ m/s}^2$ , cuando no se toma simplemente  $g_0 = 10 \text{ m/s}^2$ ,  $c_p = 1.000 \text{ J/(kg} \cdot \text{K)}$ ,  $T_0 = 288 \text{ K}$ ...), no se fundamentan más que en el deseo (muy loable) de minimizar cambios de referencia (que pudieran ocasionar errores, como los de cambio de sistema de unidades), manteniendo así la tradición y el legado de los pioneros.

La temperatura medida del aire a nivel del mar varía mucho más que la presión; desde los  $-90^\circ\text{C}$  medidos cerca del Polo Sur a los  $58^\circ\text{C}$  medidos en el desierto del Sahara. No es raro que en un mismo lugar (e.g. Madrid, cuya temperatura media anual es  $14,3^\circ\text{C}$ ), la amplitud térmica diaria llegue a ser de  $15^\circ\text{C}$ , y la amplitud térmica estacional de otros  $15^\circ\text{C}$ . En la superficie del mar, en cambio, la temperatura del agua sólo varía desde los  $-1,9^\circ\text{C}$  de congelación del agua salada y los  $32^\circ\text{C}$  de máxima del Mar Rojo o el Golfo Pérsico, con amplitudes térmicas diarias menores de  $0,5^\circ\text{C}$  y estacionales menores de  $4^\circ\text{C}$  en mar abierto. La media global de la temperatura superficial del aire, 2 m sobre el terreno que es donde se mide, es de  $15,2 \pm 0,3^\circ\text{C}$  ( $15,5^\circ\text{C}$  sobre el océano algo menos de  $15^\circ\text{C}$  sobre los continentes). No confundir con la temperatura del agua en superficie, a 1 m por debajo del nivel medio que es donde se mide, que es de casi  $17^\circ\text{C}$ . También en media toda la atmósfera está bastante más fría ( $T_m = -15^\circ\text{C}$ ) que el océano en su conjunto ( $T_m = 3,5^\circ\text{C}$ ).

Ya se ha dicho que en el modelo ISA la tropopausa está a 11 km y tiene

$-56,5\text{ °C}$  y  $22,6\text{ kPa}$ , cuando en la realidad, la tropopausa ecuatorial está a unos  $18\text{ km}$  de altitud y tiene unos  $-85\text{ °C}$  y  $10\text{ kPa}$ , mientras que la tropopausa polar está a unos  $8\text{ km}$  de altitud y tiene unos  $-40\text{ °C}$  y  $35\text{ kPa}$ .

## LA TERMODINÁMICA

La termodinámica nació en 1824 con Sadi Carnot como la ciencia de la generación de trabajo a partir del calor, pero hoy día se usa para explicar todos los procesos relacionados con la distribución de las variables conservativas (masa, momento, energía) en los procesos disipativos (que son todos, los naturales, como el mezclado o la transmisión de calor, y los artificiales, como la producción de frío o la propulsión). El propio Carnot reconocía en su única obra “Sobre la potencia motriz del fuego y las máquinas que la desarrollan”, que el calor es la causa de los vientos, de la formación de las nubes, de la lluvia, y que la atmósfera es un gigantesco motor térmico.

La termodinámica clásica se basa en el modelo continuo de la materia, no entrando en el detalle atómico-molecular que estudia la mecánica estadística, pero siempre conviene tener presente la realidad microscópica y saber que la mayoría de las moléculas en el aire tienen tamaños de unos  $10^{-10}\text{ m}$ , se mueven caóticamente a unos  $400\text{ m/s}$  recorriendo en tiempos del orden de  $10^{-10}\text{ s}$  distancias típicas (camino libre medio,  $\lambda$ ) de unos  $10^{-7}\text{ m}$  antes de chocar con otras. Este modelo de medio continuo deja de ser válido cuando el camino libre medio  $\lambda$  es comparable al tamaño de los objetos de interés; por ejemplo, para objetos de  $L \approx 1\text{ m}$ , esto ( $\lambda \approx L$ ) ocurre a partir de unos  $110\text{ km}$  de altitud, en la termosfera. Por tanto, en todo el dominio aeronáutico es apropiado el modelo continuo (a  $50\text{ km}$  de altitud, el modelo de medio continuo todavía es aplicable a sistemas mayores de  $1\text{ milímetro}$ ), mientras que en todo el dominio astronáutico hay que recurrir al modelo cinético de partículas.

Las ecuaciones que usa la termodinámica pueden agruparse en los siguientes tipos de leyes:

- Leyes de conservación, i.e. de invarianza temporal de la masa, el momento y la energía en un sistema. El balance energético para un sistema cerrado (que intercambia trabajo y calor con el exterior, sin intercambiar masa) es:

$$\frac{dE}{dt} = \dot{W} + \dot{Q}$$

siendo  $\dot{W}$  y  $\dot{Q}$  los flujos de trabajo y de calor recibidos por el sistema a través de su frontera. La energía suele dividirse en dos términos, las energías mecánicas  $E_m$  (cinética y potencial, que dependen del sistema de referencia elegido), y la energía interna  $U$ , tal que  $E = E_m + U$ .

- Ley del equilibrio, que enseña que, si se aísla un sistema de su exterior, el sistema evoluciona con el tiempo hacia un estado muy simple, llamado de equilibrio, en el que la temperatura es uniforme en todo el sistema, desaparece todo movimiento macroscópico relativo, y (para sistemas homogéneos sin campos de fuerza externos) las concentraciones de los componentes de una mezcla son uniformes, todo lo cual se puede resumir diciendo que existe una función de distribución de la energía interna ( $U$ ), del volumen ( $V$ ), y de las cantidades de sustancia ( $n_i$ ), de cada especie química  $i$  presente en el sistema, llamada entropía,  $S(U, V, n_i)$ , que en la evolución de un sistema aislado tiende hacia un valor máximo. La unidad de energía es el julio, la de volumen el metro cúbico, la de la cantidad de sustancia el mol ( $1\text{ mol} = 6,02 \cdot 10^{23}$  partículas), y la de la entropía es el julio dividido por kelvin; esta función de distribución (la entropía) tiene la siguiente expresión diferencial en el estado de equilibrio:

$$dS = \frac{1}{T} dU - \frac{P}{T} dV + \sum \frac{\mu_i}{T} dn_i$$



donde la temperatura,  $T$ , mide la 'fuerza de escape' de la energía interna térmica (i.e. el nivel de equilibrio térmico), la presión,  $p$ , mide la fuerza de escape de la energía mecánica (i.e. el nivel de equilibrio mecánico), y el potencial químico de cada especie,  $\mu_i$ , mide la fuerza de escape de la energía química (i.e. el nivel de equilibrio químico). Para el equilibrio multifásico, la igualdad de potenciales químicos conduce a la ecuación de Clapeyron para sustancias puras, o a la ecuación de Raoult para el equilibrio líquido-vapor de mezclas ideales.

- Leyes constitutivas de la materia en el equilibrio, que relacionan las variables dependientes (que aparecen en las ecuaciones de conservación) con las independientes. Para el caso del aire, si se supone que no varía la composición, bastan dos relaciones constitutivas, que con el modelo sencillo de gas perfecto toman la forma:
  - Ecuación de los gases ideales:

$$pV = mRT$$

siendo para el aire, de masa molar

$$M = 0,029 \text{ kg/mol}$$

$$R = \frac{R_u}{M} = 287 \text{ J/(kg} \cdot \text{K)}$$

con la constante universal de los gases  $R_u = 8,314 \text{ J/(mol} \cdot \text{K)}$ .

- Sustancia caloríficamente perfecta:

$$\Delta U = mc_v \Delta T$$

o bien

$$\Delta H = mc_p \Delta T$$

siendo  $H$  la entalpía (una variable energética que no es más que la suma de la energía interna  $U$  y el producto presión volumen  $pV$ , i.e.  $H \equiv U + pV$ ), y donde  $c_v$  y  $c_p$  son las capacidades térmicas específicas a volumen y a presión constante, respectivamente, antiguamente llamados calores específicos, relacio-

nados en los gases ideales a través de  $c_p - c_v = R$  (relación de Mayer), y que para el aire toman los valores

$$c_p = 1.000 \text{ J/(kg} \cdot \text{K)}$$

$$\text{y } c_v = c_p - R = 713 \text{ J/(kg} \cdot \text{K)}$$

Al cociente de capacidades térmicas se le llama gamma:

$$\gamma \equiv \frac{c_p}{c_v}$$

para el aire vale 1,4.

Cuando sea preciso considerar el aire como una mezcla gaseosa con  $n_i$  moles de cada gas  $i$ , el modelo de mezcla ideal (i.e. sin excesos energéticos ni volumétricos) tiene como ecuación de estado

$$pV = \sum n_i R_u T = \\ = n R_u T = mRT$$

con

$$R = \frac{R_u}{M} \quad \text{y} \quad M = \sum x_i M_i$$

siendo

$$x_i = \frac{n_i}{\sum n_i}$$

la fracción molar de cada especie  $i$ , con

$$c_p = \sum x_i c_{pi}$$

Es costumbre llamar presión parcial a

$$p_i \equiv x_i p$$

siguiendo a Dalton (1803), que fue el primero en estudiar el efecto del vapor de agua en el aire.

- Leyes constitutivas de la materia en los procesos cinéticos (o de transporte), que relacionan los flujos (que aparecen cuando no hay equilibrio) con las fuerzas que los originan (los gradientes de las 'fuerzas de escape' anteriormente mencionadas), y sirven para predecir la velocidad a la que evolucionarán los procesos de relajación

hacia el equilibrio, y los procesos forzados por condiciones de contorno de no aislamiento. En realidad, la termodinámica clásica sólo estudia procesos muy rápidos o muy lentos, encargándose otras ciencias de estudiar la velocidad real (la transmisión de calor y masa, la mecánica de fluidos, y la cinética química). Un sistema aislado tiende al equilibrio maximizando su entropía (i.e. sólo son posibles los procesos con  $dS > 0$ ), pero un sistema no aislado sino en contacto con un ambiente a  $T_0$  y  $p_0$ , tiende al equilibrio minimizando su función de Gibbs,

$$G \equiv U + pV - TS = H - TS$$

(con lo que se consigue maximizar la entropía del conjunto sistema + ambiente). Pero ahora vemos que hay dos caminos para minimizar  $G$  (a  $T = \text{cte}$ ): perder entalpía  $H$  (equivalente a perder energía), o ganar entropía,  $S$ . Por ejemplo, la materia condensada (sólidos y líquidos) tiene poca entropía, así que tiende a perder energía y caer a la posición más baja posible, mientras que los gases tratan de maximizar su entropía ocupando todo el volumen disponible (por esa misma razón no se caen las gotitas y cristalitos de las nubes, pese a que su densidad es mil veces mayor que la del aire, ni se segregan apreciablemente el oxígeno y el nitrógeno del aire, pese a su diferencia de densidad).

De las leyes constitutivas de transporte no haremos aquí uso, más que para resaltar lo poco eficiente que es la difusión de masa, momento y energía en el aire. Las correspondientes leyes son: la ley de Fick para la difusión de especies químicas,

$$\vec{j}_i = -D_i \nabla \rho_i$$

que establece que el flujo de masa de la especie  $i$  que atraviesa la unidad de área por unidad de tiempo,  $\vec{j}_i$ , es proporcional al gradiente de la densidad

de la especie  $i$ ,  $\rho_i$ , llamándose ‘difusividad másica’ al coeficiente de proporcionalidad,  $D_i$ , que depende de la especie  $i$  considerada en la mezcla; la ley de Newton de la viscosidad,

$$\vec{\tau} = -\mu \nabla \vec{v}$$

que dice que el flujo de momento (o esfuerzo viscoso),  $\vec{\tau}$ , es proporcional al gradiente de la velocidad,  $\vec{v}$ , llamándose viscosidad dinámica al coeficiente de proporcionalidad,  $\mu$  (o viscosidad cinemática a  $\nu \equiv \mu/\rho$ ); y la ley de Fourier para la transmisión de calor

$$\vec{q} = -k \nabla T$$

que dice que el flujo de calor que atraviesa la unidad de área por unidad de tiempo,  $\vec{q}$ , es proporcional al gradiente de la temperatura,  $T$ , llamándose conductividad térmica al coeficiente de proporcionalidad,  $k$  (o difusividad térmica a  $\alpha \equiv k/(\rho c_p)$ ). La teoría cinética enseña que en los gases todas las difusividades son del mismo orden de magnitud, i.e.

$$D_i \approx \nu \approx \alpha$$

Los procesos de relajación son muy grandes (e.g. para que se mezcle por difusión una capa de un metro de aire, han de pasar unas 24 h), así que los procesos de mezcla son muy lentos, y los procesos más corrientes son adiabáticos y con escasa disipación (i.e. casi isentrópicos).

Uno de los procesos más importantes en la termodinámica es el de la evolución adiabática y sin fricción de un gas perfecto, que conduce a la relación  $pV^\gamma = \text{cte.}$ , y expresión equivalente:

$$\frac{T}{p^{(\gamma-1)/\gamma}} = \text{cte.}$$

de la que haremos uso al estudiar la estabilidad atmosférica.

## LA ATMÓSFERA COMO SISTEMA TERMODINÁMICO

Ya se ha mencionado que la atmósfera es una capa muy delgada (11 km

de media la troposfera), pero horizontalmente es muy extensa y se suelen considerar varios tamaños para su estudio, como se detalla en la tabla 1.

Con el formalismo termodinámico clásico, diríamos que la atmósfera en su conjunto es un sistema abierto, pues intercambia masa con su entorno (por arriba y por abajo): del espacio exterior recibe polvo cósmico y meteoritos, y por abajo intercambia agua, gases y partículas con la hidrosfera, la litosfera y la biosfera (biota global); en primera aproximación, la ecosfera en su conjunto (atmósfera + hidrosfera + litosfera + biosfera) sí se puede considerar un sistema cerrado. Considerando periodos plurianuales, podemos decir que la atmósfera está en estado casi-estacionario, pues las variaciones plurianuales de su masa y su energía son pequeñísimas (hasta el temido cambio climático que se avecina apenas incrementaría la temperatura media unas centésimas de grado cada año).

Globalmente la masa de la atmósfera apenas varía (es de unos  $5 \cdot 10^{18}$  kg desde hace millones de años), pero recibe anualmente  $500 \cdot 10^{18}$  kg de agua del océano, aunque se compensan con la precipitación anual correspondiente, y globalmente la atmósfera pueda considerarse en estado casi estacionario. Globalmente sí, pero las fluctuaciones locales temporales y espaciales son muy importantes. La atmósfera no está en equilibrio, ni térmico (hay gradientes de temperatura), ni mecánico

(hay vientos), ni químico (llueve, y a veces, lluvia ácida).

¿Por qué la atmósfera no está en equilibrio? Porque está expuesta al flujo de energía solar, que varía con el día y la noche y las estaciones; toda la meteorología es debida en último término a este bombeo radiativo solar, que es muy efectivo porque desestabiliza la atmósfera, al originar un calentamiento de abajo a arriba, al ser la atmósfera casi transparente a la radiación solar y absorberse ésta mayoritariamente en la superficie terrestre. El hecho de que la insolación media terrestre disminuya desde el Ecuador a los polos, da lugar a una clasificación zonal de la atmósfera en las siguientes bandas: zona ecuatorial (o mejor, zona de convergencia intertropical (ITCZ en sus siglas inglesa), pues depende de la distribución de masas continentales y varía con las estaciones como se ve más adelante), zonas tropicales, zonas subtropicales, zonas templadas o de latitudes medias, zonas subpolares, y zonas polares.

¿Por qué hace más frío sobre una montaña o altiplanicie, que a nivel del mar, si el calor del Sol viene de arriba? De hecho, en un día despejado de verano se reciben menos de  $1.000 \text{ W/m}^2$  a nivel del mar y más de  $1.200 \text{ W/m}^2$  a 5 km de altitud (y no es por estar más cerca del Sol). La respuesta es que el aire se calienta desde abajo, por convección y por radiación infrarroja, y la absorción atmosférica de radiación infrarroja terrestre (el efecto invernadero)

**TABLA 1.**  
Escalas espacio-temporales en el estudio de la atmósfera.

Escala (horizontal)	Extensión horizontal	Tiempo característico	Fenómenos
Macro (o global, o planetaria)	$\sim 10^4$ km (40.000 km)	$10^6$ s (10 días)	Circulación general: grandes células convectivas, vientos dominantes, capa límite planetaria.
Sinóptica (Gr. $\sigma\psi\nu - \eta\omicron\delta\omicron\sigma$ , unión)	$\sim 10^3$ km	$10^5$ s (1 día)	Ciclones y anticiclones, dorsales, vaguadas, tormentas tropicales, mapas del tiempo.
Meso	$\sim 10$ km	$10^4$ s (1 h)	Tormentas, tornados, tiempo en un área metropolitana.
Micro	<1 km	$<10^3$ s (10 min)	Torbellinos y ráfagas de viento, penachos de chimeneas y escapes.

ro) disminuye con la altura; es decir, sobre los altiplanos hay menos ‘manta’ (manto de aire).

Pero una cosa es que el aire esté más frío cuanto más alto, y otra cuestión es el por qué el aire se enfriará si asciende rápidamente, que no es por contacto con el aire frío de arriba (como podría pensarse) porque la difusividad del aire es muy pequeña, sino por enfriamiento adiabático, que es la pérdida de energía térmica necesaria para que, al ir disminuyendo su presión con la altura, el aire se expanda empujando contra el resto de aire ambiente:

$$dU = dW + dQ \rightarrow mc_v dT = -p dV \rightarrow \\ \rightarrow \frac{T}{p^{(\gamma-1)/\gamma}} = \text{cte.}$$

Si se combina esta expresión con la del gradiente hidrostático de presión se obtiene

$$\frac{dT}{dz} = \frac{-g}{c_p} = \frac{-9,8}{1.000} \text{ °C/m}$$

i.e. un gradiente constante

$$\Gamma \equiv -\frac{dT}{dz} = 9,8 \text{ °C/km}$$

que influye grandemente en la estabilidad atmosférica cuando no hay condensación de vapor de agua, como se verá después.

Y todavía es más sorprendente que el aire no se enfríe más y más con la altura, sino que su temperatura suba desde unos  $-60 \text{ °C}$  a los 20 km a casi  $0 \text{ °C}$  a unos 50 km, para luego bajar a casi  $-100 \text{ °C}$  a los 80 km, y empezar a subir desde 90 km hasta alcanzar más de  $1.000 \text{ °C}$  por encima de los 200 km. La respuesta es: porque en esas capas sí que absorbe parte de las radiaciones del Sol y se calienta.

Otra difícil cuestión que resuelve la termodinámica es la siguiente. Si parece que está demostrado que no es posible predecir el tiempo atmosférico más allá de una o dos semanas, ¿qué valor tienen las predicciones del cambio climático para dentro de un siglo? La respuesta es que, debido al carácter caótico de las ecuaciones que se usan

en meteorología (aun siendo deterministas), las predicciones concretas locales van perdiendo precisión con el tiempo (cronológico), pero hay otro tipo de predicciones que son globales y de carácter probabilístico, que van ganando precisión con el tiempo, que son aquéllas que corresponden a la tendencia hacia el equilibrio. Es como la esperanza de vida humana, que para una persona concreta es una predicción inútil, pero que para un gran conjunto la predicción es muy precisa. La termodinámica, como ciencia estadística que es, tiene ese gran poder de predicción (como dice mi profesor y amigo Manuel Abejón: en la transmisión de calor, es más fácil ser profeta que historiador).

Por último, conviene señalar que la termodinámica de la atmósfera no es sólo termodinámica del aire sino que tiene mucho de termodinámica del agua [6] ya que, como se ha dicho antes, el agua atmosférica, pese a su marginalidad ponderal (0,3% de la masa total), es el constituyente dominante en toda la dinámica atmosférica, a través de los cambios de fase vaporización/condensación, sublimación/deposición, y fusión/congelación, los cuales van siempre acompañados de grandes flujos de energía (la interacción atmósfera-océano [7] es vital en el estudio de ambas masas fluidas).

## REFERENCIAS

1. IRIBARNE, J. V.: *Termodinámica de la atmósfera*. Ministerio de Medio Ambiente, Centro de Publicaciones, 1996.
2. TSONIS, A. A.: *An introduction to atmospheric thermodynamics*. Cambridge University Press, 2007.
3. Proyecto Meteotek08: <http://teslabs.com/meteotek08/>, 2009.
4. CANO, J. M.: *Aire*. Mecano (grupo español de música pop), 1984.
5. GREGG, W. R.: “The standard atmosphere”, *Monthly Weather Review* 48, 272-273. 1920. NACA TR-147, 1922.
6. MARTÍNEZ, I.: “Termodinámica del agua”, en dos partes: IAA 365, pp. 31-43, y IAA 366 pp. 11-21, 2001.
7. CURRY, J. A., WEBSTER, P. J.: *Thermodynamics of atmospheres and oceans*. Academic Press, 1999.