



Dinámica de gases contaminantes bajo equilibrio hidrostático en atmósferas planetarias

Nelson Falcón¹ y Erith Muñoz²

Universidad de Carabobo Facultad.

Experimental de Ciencias y Tecnología¹. Facultad de Ingeniería².

Dpto. de Física.

nelsonfalconv@gmail.com, eamunoz@uc.edu.ve

Resumen

La preocupación creciente por la estabilidad atmosférica y el efecto de los gases contaminantes en la atmósfera terrestre invitan a la elaboración de modelos para estudiar la dinámica de los gases atmosféricos en la tropósfera. Se presenta la dinámica de gases contaminantes en atmósferas planetarias, en la aproximación hidrostática, para estudiar la altura máxima alcanzada por una burbuja de gas en un medio atmosférico con estratificación de temperatura y densidad. Aplicaciones al estudio de las atmósferas de Venus, Marte y la Tierra son discutidas para gases como metano, Dióxido de Carbono y Acido sulfúrico.

Palabras clave: atmósferas planetarias, Polución atmosférica, equilibrio hidrostático.

Dynamics of pollutant gases under hydrostatic equilibrium in planetary atmospheres

Abstract

The growing concern about atmospheric stability and the effect of pollutant gases in the atmosphere, invite modeling to study the dynamics of atmospheric gases in the troposphere. We present the dynamics of pollutant gases in planetary atmospheres, under hydrostatic approximation, to study the maximum height reached by a gas bubble in atmospheric environment with stratified temperature and density. Applications to study the atmospheres of Venus, Mars and Earth are discussed for gases such as methane, carbon dioxide and sulfuric acid.

Key words: planetary atmospheres, atmospheric pollution: CH₄, H₂SO₄, CO₂, hydrostatic equilibrium.

Introducción

La descripción de cómo evoluciona el movimiento ascensional (dinámica) de una burbuja de gas dentro de un medio fluido con estratificación de densidad y temperatura, como en el caso de las atmósferas planetarias, es importante para predecir la evolución de gases contaminantes y las particularidades observadas en las atmósferas de los planetas rocosos. El estudio de la atmósfera terrestre requiere así de la planetología comparada de las atmósferas de Venus y Marte, con el fin de teorizar y elaborar modelos físico-matemáticos bajo condiciones extremas, puesto que no es posible modificar artificialmente las condiciones de nuestra propia atmósfera con fines de investigación científica. En particular es interesante evaluar cual es la altura máxima que alcanzan algunos gases de efecto invernadero y/o contaminantes en las diversas atmósferas planetarias (Muñoz & Falcón, 2008). Entre los gases más contribuyentes al efecto de invernadero se encuentran el dióxido de carbono, ácido sulfúrico y metano (Kuba y Fujiyoshi, 2006), estos gases son considerados en este trabajo para estimar niveles de concentración de gases contaminantes para una atmósfera planetaria. Ahora bien, desde el punto de vista físico, aun cuando la atmósfera es una mezcla de gases, también hay que considerarla como una mezcla de gases y agua en sus distintos estados; para estudiar de modo más realista la dinámica en la tropósfera; es decir debe introducirse en las consideraciones del equilibrio hidrostático el gradiente adiabático húmedo de la tropósfera, en lugar de su valor medio para la atmósfera. Entre las características

importantes de esta mezcla de gases atmosféricos y agua en sus tres estados, resaltan la presión, temperatura y densidad, estos parámetros varían con la altitud, latitud, longitud y temporada y se relacionan entre si mediante la ecuación de estado.

Los parámetros mencionados anteriormente son característicos para una atmósfera dada y en conjunto definen perfiles verticales de importancia para la comprensión de la microfísica atmosférica. El valor estándar para la presión a nivel del mar es 1013 mb (760mm Hg) (Jacobson 1998). La Figura 1 muestra el perfil de presión y temperatura de la atmósfera terrestre estándar.

Los perfiles de temperatura y presión son característicos de los estratos constitutivos del medio fluido (atmósfera), por esta razón son considerados en estudios de estabilidad atmosférica local (Pielke, 1984).

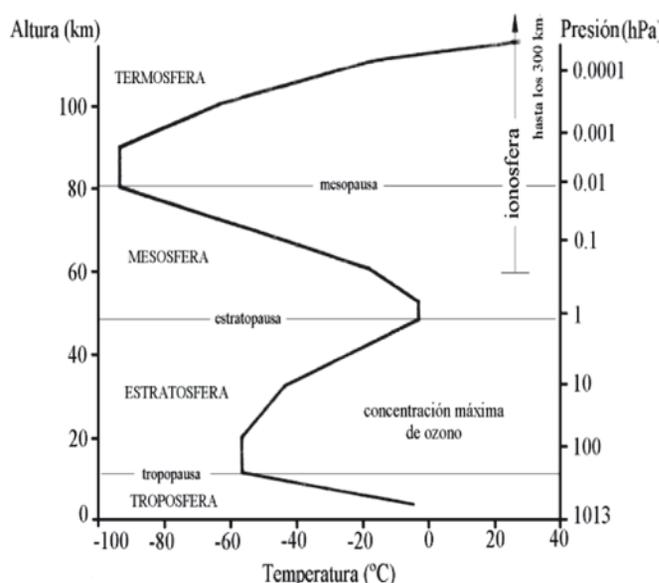
Considerando las características termodinámicas de las capas atmosféricas horizontales (estratos) mediante la ecuación de estado y evaluando las condiciones de estabilidad, mecánica y térmica, sobre una burbuja de gas ascendente se estima la altura alcanzada en la atmósfera. Es decir, como a partir de condiciones iniciales conocidas, una burbuja de gas (contaminante) interactúa dinámicamente con la atmósfera antes de alcanzar la capa de inversión térmica.

La capa de inversión térmica está ubicada en la interfaz existente entre la tropósfera y la estratósfera. Con frecuencia esa región es conocida como tropopausa (ver Fig. 1). Esta última es definida por la WMO



(Organización Mundial de meteorología, por sus siglas en inglés), como el límite superior de la tropósfera. Esta interfaz es la altitud más “baja” en la cual la tasa promedio para el gradiente de temperatura disminuye hasta 2 K. km⁻¹ o menos y además, entre esta altitud y cualquier otra por los siguientes 2 km, no existe una tasa superior a los 2 K.km.⁻¹ (Conference Internacional of Radiation Atmospheres, 1972). Por encima de la base de la tropopausa la temperatura promedio es constante antes de incidir en la estratósfera baja. A continuación se plantean las condiciones y mecanismos de ascensión de burbujas de gas en la atmósfera, justo en la región donde el gradiente de temperatura es monótono (tropósfera).

Figura 1: Perfil de temperatura de la atmósfera terrestre adaptación del gráfico de Peixoto y Oort (1992).



Estabilidad de Capas Atmosféricas

Con la finalidad de analizar el movimiento vertical de una capa de gas en la atmósfera se introduce un modelo que ha sido usado por J. Bjerknes (1938) para descripciones estáticas de atmósferas y es conocido por su nombre en inglés como, The slice Method. En nuestro afán por describir perfiles convectivos en la atmósfera; este método resulta una eficiente herramienta, dado que nos permite considerar una capa de gas horizontal saturada. Se conoce que para una capa horizontal de aire el modelo de Benard, explica que existen algunas regiones donde el aire asciende y se enfría adiabáticamente; y por otro lado, en regiones vecinas (no aisladas) dentro de la misma capa, hay corrientes de aire seco descendiendo y calentándose. Este modelo puede ser usado para un gas cualquiera considerando los cambios respectivos a la constitución física.

El equilibrio térmico de una parcela o burbuja de gas en la atmósfera, bajo equilibrio hidrostático, para un proceso adiabático (donde la variación de la cantidad de

calor δq es nula) queda definido a partir de la primera ley de la termodinámica, de la forma:

$$\delta q = c_p dT + g dz = 0 \quad (1)$$

Donde C_p representa el calor específico del aire a presión constante, del orden de 1005 J Kg⁻¹ °K⁻¹ (Houghton 2002); g es la aceleración de gravedad media, T y z son la temperatura y la altitud de la burbuja de gas. A partir de esta expresión se obtiene el gradiente adiabático de saturación, el cual representa la variación instantánea de la temperatura con la altura y se escribe:

$$\Gamma_{sat} = - \left(\frac{dT}{dz} \right)_{aire\ sat} \quad (2)$$

La tasa promedio de este gradiente adiabático húmedo es 6,5 °K.km⁻¹ (Houghton 2002; Rogers 1976). La temperatura disminuye con la altura debido a que la presión disminuye con la altura en la atmósfera, lo cual, implica una expansión del aire a medida que un gas asciende en un medio atmosférico.

De este modo, conocer el gradiente adiabático de saturación es importante debido a que el movimiento vertical ascendente o descendente de la burbuja tiene origen, termodinámicamente, en el cambio de temperatura que experimenta la burbuja entre los diferentes estratos horizontales de la atmósfera (Rogers, 1976). Además resulta conveniente considerar el punto de saturación de la burbuja por que se modela una partícula en la aproximación de equilibrio térmico. Para definir criterios de estabilidad se compara el nivel de gradiente de saturación con el gradiente seco de la atmósfera.

Los criterios de estabilidad pueden entenderse como las condiciones bajo las cuales la burbuja de gas asciende, desciende o permanece en equilibrio convectivo. Si la temperatura interna de la burbuja de gas es mayor que la de la capa de tropósfera en la que se encuentra, entonces el resultado sería movimiento ascendente de la burbuja, este movimiento por parte de la burbuja se mantiene hasta que en algún punto se igualen las temperaturas de la atmósfera y de la burbuja, en ese caso se dice que la burbuja esta en equilibrio térmico y mecánico. Caso contrario, la burbuja desciende hasta alcanzar el equilibrio térmico con el medio.

Empuje hidrostático y estabilidad de una burbuja de gas en la atmósfera

Sea V el volumen de una burbuja de gas que está a una temperatura T y tiene densidad ρ , esta burbuja desplaza a un volumen igual de aire del medio, a la temperatura T' y de densidad ρ' . La fuerza neta vertical por unidad de masa será (Rogers, 1976):

$$\frac{F_h}{m} = g \left(\frac{\rho' - \rho}{\rho} \right) = g \left(\frac{T - T'}{T'} \right) \quad (3)$$

Donde F_h se conoce como empuje hidrostático. Mediante la ecuación 3 es posible expresar criterios para el empuje hidrostático en términos de la temperatura de la burbuja convectiva y del medio. F_h sobre la burbuja es positivo si $T > T'$, es negativo si $T < T'$ y existirá equilibrio inestable si $T = T'$. Ahora bien, modelando las características de una atmósfera en meso-escala, es decir, considerando los perfiles de temperatura y presión mostrados en la Fig. 1, Conjuntamente con la ecuación 1 y la ecuación 3 obtenemos, la condición de estabilidad crítica que debe verificar una burbuja o parcela de fluido (de temperatura T y presión p) para mantener su equilibrio hidrostático y termodinámico a la altura (cota) Z ; toda vez que se mueve en un medio de presión p' y temperatura T' : de su perfil de temperatura y presión, se tiene

$$p_0' e^{-\zeta Z} = p + \frac{g\mu}{R\gamma} p \left[1 - \frac{T_0' - \gamma Z}{T'} \right] \quad (4)$$

Se ha usado $\zeta = 0.116.km^{-1}$. Donde μ es el peso molecular de la burbuja de aire y R es la constante de Rydberg para los gases ideales. La ecuación 4 es una función trascendental que modela la ascensión de una burbuja de gas de densidad p y temperatura T en un medio atmosférico de meso-escala (Tropósfera), por lo tanto, es de interés conocer las propiedades termodinámicas necesarias de la burbuja para que alcance el equilibrio termodinámico a la altura Z . Obsérvese, que por ser una función trascendente, debemos linealizar para obtener Z como una función de las variables termodinámicas; para ello basta con notar que la ecuación 4 es aplicable sólo en el intervalo: $0 \leq \zeta Z \leq 2.32$, puesto que el modelo lineal de la tropósfera es sólo válido hasta una cota inferior a los 20 km de altura respecto a la superficie terrestre

Luego de linealizar la ecuación precedente obtenemos la relación 5 que expresa la cota de altura que alcanza la burbuja manteniéndose en equilibrio hidrostático.

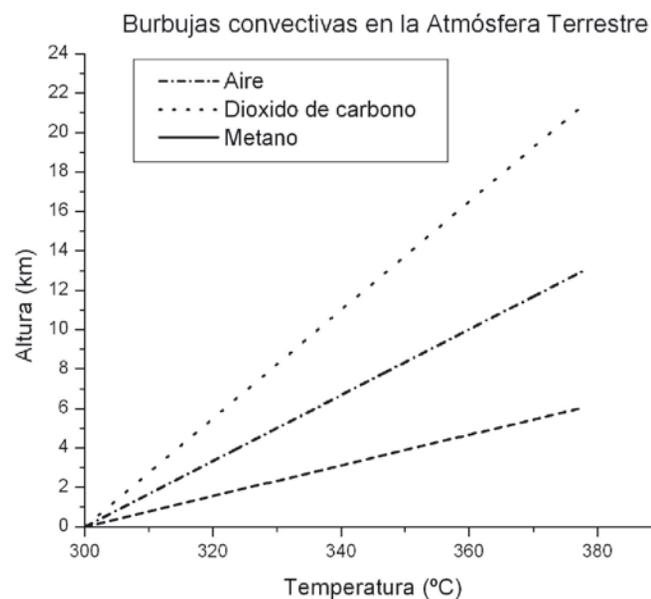
$$Z = \frac{\left(\frac{\rho R}{\mu} + \frac{g\rho}{\gamma} \right) T - \frac{g\rho}{\gamma} T_0' - p_0' \zeta}{p_0' \zeta - g\rho} \quad (5)$$

Aplicaciones

A continuación se muestran algunas gráficas de ascensión de burbujas en medios atmosféricos, obtenidas mediante la ecuación 5, específicamente se aplicó a la atmósfera de la Tierra, Marte y Venus. Para el caso de la Tierra es importante conocer la evolución de burbujas constitutivas de aire y vapor de agua bajo condiciones del medio porque es posible de este modo, entender los procesos que tienen origen en la formación de nubes y litometeoros. Por otro lado el efecto de invernadero en la Tierra se produce por polución de gases contaminantes como el dióxido de carbono y metano, así conociendo la altura alcanzada por burbujas constituidas por estos gases, es posible estimar alturas de concentración para condiciones iniciales dadas en las burbujas.

En al Figura 2 se presenta la altura alcanzada por burbujas de aire, metano, dióxido de carbono y vapor de agua en la atmósfera de la Tierra, para temperaturas superiores a la temperatura media atmosférica ($T > 300K$)

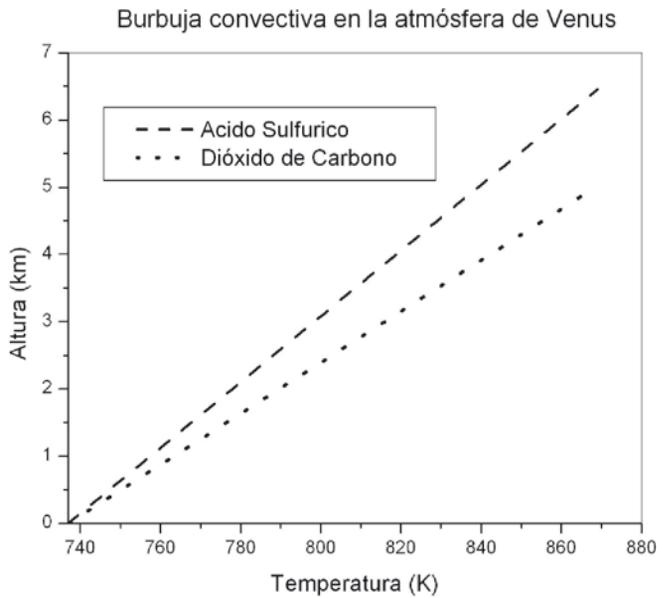
Figura 2: Características de una burbuja de aire, CH4 y CO2 para un intervalo de 300-370 K, en la cual es notable la diferencia entre las respuestas dinámicas de las burbujas para un mismo medio.



Ahora bien, la atmósfera de Venus es un caso interesante por las altas temperaturas en el medio, las nubes de Venus se conforman principalmente de sulfato de hidrogeno y dióxido de azufre (Barsukov, V. et al, 1992), a diferencia de la Tierra la atmósfera de Venus tiene una temperatura media de 737 K, lo cual implica; mediante los criterios de estabilidad que las temperaturas internas para la burbuja tienen que ser superiores a esta cota, para poder ascender, en la figura 3 se presentan las graficas de ascensión para una burbuja de ácido sulfúrico en la atmósfera de Venus para temperaturas internas superiores a la temperatura media, y además para dióxido de carbono como principal constituyente nebuloso.

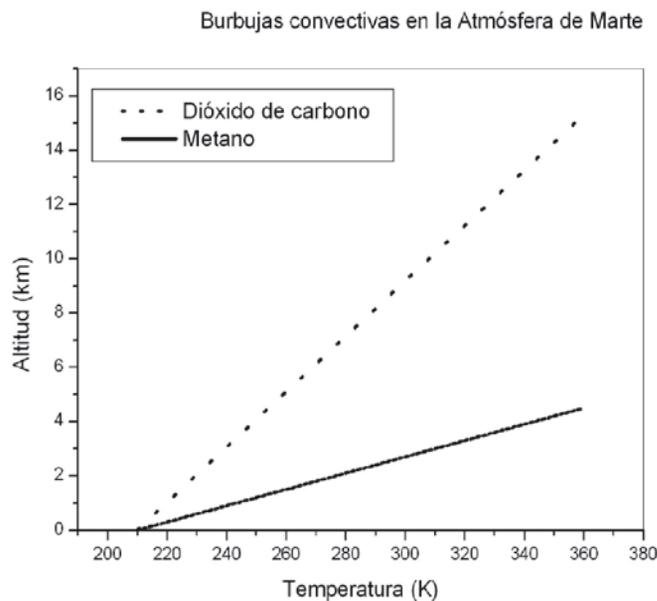


Figura 3: Burbujas en la atmósfera de Venus para sus principales componentes atmosféricos, compárese con la fig. 2 la ascensión máxima del dióxido de carbono en relación a la Tierra.



La atmósfera de Marte es bastante diferente a la atmósfera de la Tierra. La atmósfera de Marte está formada por dióxido de carbono (95,32%), nitrógeno (2,7%), argón (1,6%), oxígeno (0,13%), y trazas de vapor de agua (0,03%), monóxido de carbono y gases nobles. La presión media de la superficie es de 0,6% la de la Tierra, equivalente a la presión de la atmósfera terrestre a una altura de 35 km. La temperatura media registrada es 213 K con una temperatura máxima de 290 K y un mínimo de 133 K. la Figura 4 muestra la ascensión de una burbuja en dicha atmosfera.

Figura 4: Burbujas en la atmósfera de Marte para de dióxido de carbono y metano. El vapor de agua no aparece en la gráfica dado que su punto de ebullición excede los valores examinados.



Conclusiones

En la simplificación del presente trabajo se asume un modelo convectivo, para evitar complicaciones con corrientes advectivas y la aparición de fuerzas aparentes, que si bien es cierto son determinantes en modelos de circulación general, son despreciables en modelos hidrostáticos convectivos en la aproximación mesoescalar. Puntualizar el problema de burbujas en un medio fluido (atmósfera), posibilita conocer alturas de concentración partiendo de un estado inicial y en equilibrio con el medio, además en término de los criterios de estabilidad atmosférica se pudo definir atmósferas establemente e inestablemente convectivas.

La ecuación 5 que modela las gráficas de estabilidad atmosféricas, es el resultado de asumir el equilibrio hidrostático, la ecuación de estado, y la escala de presiones y temperaturas como función de la altura, para modelar la estabilidad convectiva para una parcela de gas en un medio fluido (atmósfera).

La aplicabilidad de esta ecuación esta restringida a meso-escala debido a que en ella es implícito el perfil de temperatura con aproximación en un gradiente adiabático de temperatura medio, y a niveles de atmósferas esto sucede en la troposfera en cuya capa la atmósfera se considera homogénea, por otro lado; el desplazamiento Z de la burbuja es proporcional a la diferencia de temperaturas entre la burbuja de gas y el medio; ambos para estados iniciales de una observación, y esto es posible porque en la parte constante de la ecuación se incluye mediante el equilibrio los parámetros mas influyentes del medio; como lo es la temperatura media, presión a nivel superficial terrestre, gradiente adiabático y la variación lineal isobárica.

En el caso terrestre; para la burbuja de aire se obtuvo con temperatura inicial de 370 K un alcance de 12 km, lo cual explica la presencia de aire en grandes concentraciones en la tropósfera alta y en el inicio de la tropopausa, cabe destacar que basado en la ecuación de nucleación este ascenso se ve afectado a causa del rápido enfriamiento.

Para la burbuja de dióxido de carbono se obtuvo niveles superiores a los de la troposfera con temperaturas similares a los de la burbuja de aire, con cual es más comprensible su presencia en forma de polución en la tropósfera alta y su aporte al efecto de invernadero. De modo análogo para la burbuja de metano se determinó concentración hasta alturas sobre los 5 km.

Para la atmósfera de Venus por su parte se consideraron burbujas de Acido sulfúrico y dióxido de carbono, que conforman los principales componentes de las nubes atmosféricas, en estos casos las temperaturas incluidas van desde 737 K (temperatura media atmosféricas) hasta una cota de 880 K, obteniéndose mayor ascensión para el ácido sulfúrico (mayor contribuyente nebuloso), donde aun esperando mayor



ascensión por parte de las burbujas los resultados tienen credibilidad considerando la alta temperatura en Venus y el gran impacto ocasionado por el efecto invernadero en el cual el sulfato de hidrogeno es un gran contaminante.

La atmósfera de Marte posee dióxido de carbono en grandes cantidades; la burbuja de dióxido de carbono en Marte alcanza alturas similares a las que alcanza la burbuja de aire en la Tierra de igual modo sucede con el metano, a pesar de las bajas temperaturas en Marte, se tiene que no se dan mayores niveles de ascensión, dado que la baja temperatura ayuda al sobreenfriamiento resultando condensación sobre núcleos higroscópicos.

Ahora bien todas estas burbujas tienen un límite natural en su nivel de ascensión y esto es principalmente debido a la existencia de la capa de inversión térmica, en esta capa la tasa de cambio del perfil de temperatura se hace positivo. Es decir, a partir de esta capa la temperatura en la atmósfera empieza a aumentar. Esto es un problema debido a que contribuye al equilibrio de temperaturas de la burbuja ascendente y el medio, lo cual conduce a la burbuja al equilibrio convectivo, impidiendo de este modo la salida de dichas burbujas del medio atmosférico

El trabajo presentado no está limitado a cambios temporales del medio, bien sea de concentración atmosférica o a variaciones en los perfiles de temperatura y presión, lo cual fue muy conveniente por su flexibilidad en aplicaciones a atmósferas planetarias como las presentadas en el trabajo (Marte, Venus y La Tierra); con resultados bien aproximados a los esperados para los sistemas nebulosos, en los mismos se consideró el medio homogéneo.

Los resultados obtenidos para la ascensión de burbujas en atmósferas planetarias son alentadores, ya que dadas las densidades de sistemas nubosos planetarios, se tienen aplicaciones que permiten inferir sobre evoluciones atmosféricas en el microclima planetario particular y para evaluar la polución de gases de efecto invernadero ante el cambio climático global.

Referencias

- Barsukov, V. et al (1992). Venus Geology, Geochemistry, and Geophysics - Research Results from the USSR. University of Arizona Press, Tucson, USA.
- Bjerknes J. (1938). Roy. Meteor. Soc. 65, 73-79
- Conference Internacional of Radiation Atmospheres, (1972): COSPAR Internacional Referente Atmosphere, Akademie-Verlag Berlin.
- Jacobson M (1998). Fundamentals of Atmospheric Modeling. Cambridge University Press. UK.
- Kuba N. y Fujiyoshi Y., (2006). Atmos. Chem. Phys., 6, 2793-2810.

Houghton, J. (2002) The Physics of Atmospheres. Third Edition, Cambridge University Press, UK..

Muñoz, E. (2008). Modelo Hidrostático de Atmósfera Mesoescalar. Trabajo especial de Grado FACYT Dpto. de Física, Universidad de Carabobo. Valencia. Venezuela

Peixoto, J. y Oort, A. (1992). Physics of climate. American Institute of Physics New York . USA

Pielke, R. A. (1984), Mesoscale Meteorological Modeling. Acad. Press, London. UK.

Rogers, R.R. (1976) Física de las Nubes. Editorial Reverté, S.A. Barcelona. España

World Meteorological Organization (WMO), Atmospheric ozone (1985), WMO 16, Geneva, Switzerland.