



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

SEDE:

INSTITUTO DE GEOFÍSICA DE LA U.N.A.M.

**EFFECTO DEL CALENTAMIENTO DE LAS PARTÍCULAS DEL
AEROSOL EN LA CONVECCIÓN ATMOSFÉRICA DE LA
CIUDAD DE MÉXICO**

T E S I S

**PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS (FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)**

**PRESENTA:
JORGE ESTRADA BETANCOURT**

México D.F., MAYO DE 2011



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

EFFECTO DEL CALENTAMIENTO DE LAS PARTÍCULAS DEL AEROSOL EN LA CONVECCION ATMOSFERICA DE LA CIUDAD DE MÉXICO

Jorge Estrada Betancourt.

Email: coalescjc@yahoo.com.mx

RESUMEN

Este trabajo se refiere a una consecuencia de la absorción del flujo radiativo solar por las partículas de aerosol, que contiene una parcela de aire, que es el calentamiento de la parcela, esto disminuye su densidad generando una fuerza de flotación que altera el movimiento convectivo, a este efecto lo denominamos Efecto Consecuencia del efecto directo del aerosol. La razón de cambio de la temperatura respecto a la altura de la parcela, también varía, a causa del calentamiento o enfriamiento de las partículas de aerosol que contiene.

Para determinar la variación de la temperatura respecto a la altura de la parcela, se consideró una parcela formada de aire húmedo insaturado, que contiene partículas de aerosol que absorben y dispersan el flujo radiativo solar, y se mezcla parcialmente con aire del medio ambiente, que también contiene partículas pero en menor cantidad.

Para comprobar que ocurre el efecto antes mencionado, y cuantificar la variación de la razón de cambio de la temperatura con la altura (LR), en la parcela, se genera un Modelo Termodinámico (TM) que involucra las variables que describen la dinámica del proceso. Como condiciones iniciales y en la frontera, para resolver la ecuación del modelo, se usan los datos de perfiles atmosféricos obtenidos con una radiosonda, de la Ciudad de México, que nos proporcionó el Servicio Meteorológico Nacional, y lo referente a las partículas, se obtuvo de información que proporciona la Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT) y, el Instituto Nacional de Ecología (INE) para la Zona Metropolitana de la Ciudad de México.

Comparamos los resultados del MT, con los que se obtienen con un Modelo Radiacional, el Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer (SBDART). Para esto, determinamos la razón de calentamiento/enfriamiento por las partículas de aerosol en la parcela y en las diferentes capas atmosféricas. También se hace una prueba de sensibilidad para determinar el efecto de la vecindad y de la concentración de partículas en el efecto de calentamiento que generan en la parcela. De esta comparación se puede afirmar que los

resultados del MT están en un rango aceptable, describen en buena aproximación la realidad y son congruentes.

DEDICATORIA

Este trabajo se lo dedico a Camelia, que amo con pasión desbordada, por ser mi mejor compañera, amiga esposa y todo, por ser una buena madre para mis hijas Anahí Karina, Mayra Nayeli y mi hijo Jorge, a quien hizo con mucho cuidado para que se pareciera a mi en todo en un 100%, física y psicológicamente. Gracias Camelia por recordarme siempre cuando tantas veces caí que debía levantarme para continuar a pesar de las tormentas.

En forma muy especial dedico este trabajo a mi hija Erandeni Camelia que siempre está presente en mi afecto y pensamiento y así será a través del tiempo.

También comparto mi gusto de llegar al final de esta meta: con mi madre que ya partió al país del nunca jamás..., con mis hermanos y hermanas, mis amigos Santiago Cendejas, Reynaldo Mota, Sergio Serra Castelán, Agustín Muhlia V., Héctor Vásquez B., etc. y en el ETC. están todos los que me apoyaron y me siguen apoyado en los momentos más críticos de mi vida.

INDICE**CAPITULO I ANTECEDENTES.**

1.1	Introducción.	6
1.2	Antecedentes.	6
1.3	Breve descripción de la investigación.	7
1.3.1	Hipótesis.	7
1.3.2	Planteamiento del problema.	7
1.3.3	Justificación.	8
1.3.4	Objetivos.	8

CAPITULO II METODOLOGÍA.

2.1	Introducción .	9
2.2	Modelo Termodinámico.	9
2.2.1	Calor específico de las partículas de aerosol.	9
2.2.2	Calor específico de la parcela.	10
2.2.3	Razón de mezcla del vapor de agua en la parcela.	10
2.2.4	Razón de mezcla de las partículas de aerosol en la parcela.	10
2.2.5	Temperatura de las partículas de aerosol en la parcela.	11
2.2.6	Temperatura virtual de la parcela formada por aire y partículas.	11
2.2.7	Razón de cambio de la temperatura con la altura para la parcela.	11
2.3	Datos.	12
2.3.1	Razón de mezcla de las partículas de aerosol con la altura.	13

CAPITULO III RESULTADOS CON EL MODELO TERMODINÁMICO.

3.1	Introducción.	14
3.2	Descripción de resultados.	14
3.2.1	Calculo de la temperatura de la parcela considerando su LR.	14
3.2.2	Calculo de la temperatura virtual de la parcela.	16
3.2.3	LR clásicas y del modelo termodinámico y su variación con la altura.	17
3.2.4	Razón de calentamiento-enfriamiento para una atmósfera urbana.	18
3.3	Fuerza de flotación por unidad de masa.	19
3.4	Prueba de sensibilidad del modelo termodinámico.	21
3.4.1	Metodología para la prueba de sensibilidad.	21
3.4.2	Especificaciones de la prueba de hipótesis.	21
3.4.3	Resultados de la prueba de hipótesis.	22

CAPITULO IV RESULTADOS CON EL MODELO RADIATIVO SBDART.	
4.1 Introducción.	23
4.1.1 Razón de calentamiento – enfriamiento.	23
4.1.2 Calentamiento respecto a la altura.	24
4.1.3 Cambio del calentamiento respecto a la altura.	25
CAPITULO V OBSERVACIONES, DISCUSION Y CONCLUSIONES.	
5.1 Introducción.	27
5.1.2 Observaciones de la temperatura de la parcela y de la vecindad.	27
AGRADECIMIENTOS	32
REFERENCIAS.	32
APÉNDICE A Lista de símbolos y acrónimos.	36
APÉNDICE B Ecuaciones.	38
APENDICE C Tablas de resultados estadísticos.	48

CAPITULO I

ANTECEDENTES.

1.1 Introducción.

El calentamiento de la atmósfera a consecuencia de la absorción de radiación solar por las partículas de aerosol, es estimado por algunos autores (Ackerman, 1976). En el caso de aerosoles de polvo en el día calientan la capa límite y en la noche la enfrían (Zhang, et al., 2007). La temperatura de la superficie decrece debido a la reducción de la absorción del flujo radiativo por los aerosoles.

1.2 Antecedentes.

La concentración de partículas de aerosol de la atmósfera urbano-industrial, contiene materiales carboníferos, minerales y otros que son eficientes absorbedores de la radiación solar. Algunas mediciones revelan que los aerosoles calientan hasta los primeros 2 o 4 km de la atmósfera, (Eck, 1998; Hansen, et al., 1997; Ackerman, 2000; Kaufman, et al., 2002). Desafortunadamente no se tienen suficientes mediciones precisas y concordantes de los mismos, aún se está en la fase experimental, se está avanzando a la fase cuantitativa, pero este tránsito no es fácil debido a la gran variabilidad intrínseca del aerosol. En las ciudades grandes las partículas de aerosol más abundantes son de radio menor a una micra e higroscópicas, generadas principalmente por transporte de carga, automóviles, industria y las actividades de la población (Hegg, 1997).

Se tiene como partículas de aerosol poco absorbentes, sulfatos, polvo, ceniza (Dubovik, 2002). Mediciones mejores de los efectos radiativos de los aerosoles a una escala planetaria satelitales y con sensores remotos suborbitales para reducir las incertidumbres, se hacen actualmente (Hatzianastassiou, et al. 2007). Por lo anterior, podemos considerar como resultados comprobados, en forma solamente aproximada (aún con los últimos adelantos en la tecnología) que ocurre el DRE, el efecto indirecto del aerosol (IRE) y el efecto semidirecto (SDRE), véase (IPCC, 2007).

Antecedentes del presente estudio son, partículas de aerosol que absorben radiación solar (DRE) y se calientan, transformándose en emisores de radiación de onda larga (LW) que puede ser absorbida por la atmósfera y aumentar su temperatura (SDRE).

En este trabajo se considera que la parcela al aumentar su temperatura, disminuye su densidad y genera una fuerza de flotación (BF), que afecta la convección del volumen de

aire que contiene a las partículas de aerosol, y también se manifiesta como un cambio en su cambio de temperatura con la altura (LR). Esta es la idea principal de este trabajo.

Por tanto, el estudio, tiene como base la ocurrencia del DRE de las partículas de aerosol, y el principio físico de que al calentar un fluido o un sólido disminuye su densidad, con excepción del agua. En este trabajo la idea fundamental se sitúa en la Meteorología y Física de Nubes, más que en el estudio de los aerosoles.

1.3 Breve descripción de la investigación.

Los fenómenos meteorológicos que se generan por la convección atmosférica están afectados por el calentamiento, o enfriamiento, de las partículas de aerosol. Esto es más o menos significativo regional y Estacionalmente, y la razón nubosidad-precipitación impactan en la disponibilidad de agua, el calentamiento de la atmósfera, ciclo hidrológico, etc.

La sucesión consecutivas de parcelas forma una pluma o termal, con aire superficial concentrado de partículas y se mantienen la diferencia en concentración con la vecindad, que frecuentemente incorpora aire descendente que compensa el desplazamiento ascendente de la parcela, Teoría de la rebanada o estrato, Hess (1959), Rogers (1977), y por tanto de menor concentración de partículas y temperatura. Esta BF afectará necesariamente el movimiento vertical de la parcela. En este caso nos estamos refiriendo al efecto consecuencia del DRE (CEDRE), a microescala.

1.3.1 Hipótesis

En este trabajo suponemos que las partículas de aerosol, absorben radiación solar DRE, se calientan, y radian energía LW a la parcela que las contiene, la parcela absorbe radiación que emiten las partículas y se calienta SDRE, al calentarse disminuye su densidad y esto genera una fuerza de flotación BF, que afecta su movimiento convectivo y su LR, CEDRE. Nos interesa solamente este efecto y su magnitud, y los cambios en la LR de la parcela que se generan por la variación en la concentración de partículas de aerosol y también por los cambios en los perfiles verticales de las variables meteorológicas.

1.3.2 Planteamiento del problema.

Para determinar la ocurrencia de lo supuesto, el CEDRE, que el efecto del calentamiento de las partículas de aerosol afecta la convección de la parcela y su LR, estimar la magnitud de este efecto, hacemos las siguientes consideraciones: a) la parcela y el medio ambiente

están constituidos por aire húmedo insaturado y partículas de aerosol; b) inicialmente la parcela tiene una velocidad vertical w ; c) al desplazarse verticalmente, la parcela se mezcla con su medio ambiente a una razón μ [km^{-1}]; d) la parcela contiene ω gramos de vapor de agua y su medio ambiente contiene ω' . e) La temperatura de la parcela es T y la del medio ambiente es T' ; e) La parcela contiene ω_p gramos de partículas y el medio ambiente ω'_p , donde ω_p (aire de atmósfera urbano- industrial) $>$ ω'_p (aire de zona rural), La temperatura de las partículas de aerosol en la parcela es T_p .

1.3.3 Justificación.

El estudio de los aerosoles y su efecto en el clima del sistema Atmósfera-Tierra, es un asunto de investigación actual, hay un gran numero de trabajos al respecto, el problema de la modelación de este efecto se hace con diferentes y variadas teorías y la cuantificación con metodologías diversas, generalmente solo desde el punto de vista radiacional y considerando las propiedades ópticas del aerosol.

Nada definitivo hay al respecto, las ideas y resultados entre los expertos son frecuentemente contrarias (IPCC TAR, 2001)

El presente estudio es un procedimiento diferente a lo común, modelamos y cuantificamos el CEDRE Termodinámicamente, desde el punto de vista Meteorológico y de la Física de Nubes, hacemos mediciones del efecto que también nos sirve como base para medir los cambios del LR.

El cambio en la conveccion que ocurre en los meteoros que de alguna manera incluyen las partículas de aerosol, es importante por las variaciones que se generan no solamente en la conveccion, también en sus efectos diversos, en regiones y Estaciones del año. Este estudio es un paso en esa dirección.

1.3.4 Objetivos.

Este trabajo tiene por objetivo determinar; a) la razón de cambio de la temperatura de la parcela respecto a la altura LR, se considera que la parcela esta compuesta de aire húmedo insaturado, partículas de aerosol, que se mezcla parcialmente con su vecindad al desplazarse verticalmente. Comparar los resultados del MT con las diferentes LR clásicas (Hess, 1959; Pruppacher and Klett, 1989); b) determinar la energía que interviene en la conveccion generada por el calentamiento de las partículas de aerosol; c) Aplicar una prueba de sensibilidad al MT, para determinar que tanto es afectado por los cambios en las variables meteorológicas del medio ambiente y la mayor o menor concentración de partículas de aerosol atmosféricas.

CAPITULO II

METODOLOGIA.

2.1 Introducción.

Aplicamos los principios de la Termodinámica, principalmente a sistemas abiertos y procesos no isentrópicos, para generar un modelo termodinámico y determinar el cambio de la temperatura de la parcela con la altura, que incluya el efecto del calentamiento de las partículas de aerosol y la mezcla con la vecindad en la convección. Haremos experimentos numéricos usando en el modelo, datos obtenidos de mediciones de la atmósfera sobre la Ciudad de México, referentes a variables meteorológicas, Servicio Meteorológico Nacional (SMN), flujo radiativo y de aerosoles, (Baumgardner et al., 2007; Querol et al., 2008; Salcedo et al., 2006; Edgerton et al., 1999).

2.2 Modelo termodinámico.

Las ecuaciones que forman el modelo termodinámico, ahora incluyen los términos que describen concentración de partículas de aerosol, su naturaleza y el calentamiento por absorción de radiación solar. Esto hace diferente el LR del MT de todos los LR clásicos que se usan en Física de Nubes para describir la convección de la parcela, donde no se consideró el efecto del calentamiento de las partículas de aerosol en la convección (Hess, 1959; Pruppacher and Klett, 1989; Rogers, 1987).

2.2.1 Calor específico de las partículas de aerosol (c_{pp}).

El calor específico para las partículas de aerosol es un problema complejo y más cuando su composición y propiedades físico-químicas cambian rápidamente en espacio y tiempo. Puede obtenerse un valor aproximado calculándolo como una media ponderada de los calores específicos de los componentes y sus concentraciones en una muestra de aire de la parcela. Querol, et al., (2008) reportan los resultados de un estudio detallado de las partículas de aerosol para la Ciudad de México. En Salcedo et al., (2006) también encuentran datos de la composición química de la materia en forma de partículas en la atmósfera de la Ciudad de México, y los componentes más abundantes son el SO_2 , los NO_x y el hollín. Entonces

$$c_{pp} = \frac{\sum_{i=1}^n c_i \cdot W_i}{\sum_{i=1}^n W_i} \quad (2.1)$$

Donde $i=1,2,\dots,n$ y, n es el número de partículas componentes diferentes en la muestra, c_i son sus correspondientes calores específicos y W_i sus respectivos porcentajes en la muestra. Resulta entonces $c_{pp} = 541 J (kg)^{-1} K^{-1}$, aproximadamente. Apéndice B.

2.2.2 Calor específico para la parcela ($c_{p\mu P}$).

Para una parcela compuesta de 1 gramo de aire seco, ω_v gramos de vapor de agua, y ω_p gramos de partículas de aerosol. En un proceso isobarico, Apéndice B, se tiene:

$$(1 + \omega_v + \omega_p) dH = m(c_{pa} + c_{pv}\omega_v + c_{pp}\omega_p) dT,$$

de donde c_{pa} y c_{pv} son los calores específicos, a presión constante, del aire seco y del vapor de agua respectivamente. Entonces

$$c_{p\mu P} \equiv \frac{c_{pa} + c_{pv}\omega_v + c_{pp}\omega_p}{1 + \omega_v + \omega_p} \quad (2.2)$$

2.2.3 Razón de mezcla del vapor de agua en la parcela (ω_{FV}).

El medio ambiente tiene una razón de mezcla ω_v' , que se obtiene directamente de la información del Radio Sonda o en el Diagrama Termodinámico correspondiente, la razón de mezcla de la parcela con el medio ambiente, $\mu = 0.25 km^{-1}$, es una constante experimental (Hess, 1959; Pruppacher, 1997), y dz es el desplazamiento vertical de la parcela o "paso de altura", entonces, Apéndice B, se tiene

$$\omega_{FV} = \frac{\omega_v + \mu \omega_v' dz}{1 + \mu dz} \quad (2.4)$$

2.2.4 Razón de mezcla de las partículas de aerosol en la parcela (ω_{FP}).

Para calcular ω_{FP} , Apéndice B, seguimos un procedimiento similar a ecuación (2.4)

$$\omega_{FP} = \frac{\omega_p + \mu \omega_p' dz}{1 + \mu dz} \quad (2.5)$$

2.2.5 Temperatura de las partículas de aerosol en la parcela (T_p).

La temperatura de las partículas que contiene la parcela, absorben radiación solar SW, y emiten radiación infrarroja LW. Esta última es absorbida por la parcela, que a su vez emite

radiación, también de onda larga, que necesariamente llega a las mismas partículas. Este proceso puede describirse por medio de la Ley de Stefan-Boltzmann, Apéndice B,

$$Q_n = \varepsilon_p \sigma (T_p^4 - T_v^4) \quad (2.9)$$

donde Q_n es el flujo de radiación neta de la partícula, T_v es la temperatura de la parcela, ε_p es la emisividad de radiación de la partícula la cual se estima de 0.81 y $\sigma = 5.6703 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$ es la constante de Stefan-Boltzmann.

$$T_p = \left[\frac{Q_n}{\varepsilon_p \sigma} + T_v^4 \right]^{\frac{1}{4}} \quad (2.7)$$

Se consideran en los cálculos los valores de Q_n que reporta Hatzianastassiou et al. (2008), donde $Q_n = 35 \text{ W m}^{-2}$, donde

$$Q_n = (1 - \alpha) \cdot SW^\downarrow + LW^\downarrow - \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_v^4 \quad (2.8)$$

donde α es el albedo, SW^\downarrow es el flujo radiativo solar SW y LW^\downarrow es la radiación atmosférica LW, (Dupont, and Mestayer, 2006). Si consideramos el calor sensible, entonces para el mes de marzo en el periodo de 1970 a 2008, resulta un promedio de $Q_n = 35 \text{ W m}^{-2}$ también para el mes de junio, esto de información satelital que dispone la NOAA para consulta, véase <http://www.cdc.noaa.gov/>

2.2.6 Temperatura virtual de la parcela formada por aire y partículas ($T_v(\omega_v, \omega_p)$).

La temperatura virtual de la parcela formada por aire húmedo insaturado con razón de mezcla ω_v para el vapor de agua, y ω_p para las partículas de aerosol, es la siguiente

$$T_v(\omega_v, \omega_p) = T_{ENV} [1 + 0.61 \cdot \omega_v + 0.44 \cdot \omega_p] \quad (2.6)$$

donde T_{ENV} es la temperatura de la vecindad.

2.2.7 Razón de cambio de la temperatura con la altura para la parcela, ($\Gamma_{p,\mu,p}$)

Otra de las observaciones que se comprueban directamente en la atmósfera es que conforme nos alejamos de la superficie de la Tierra, normalmente la temperatura del aire desciende. Esto también le ocurre a la parcela, y esta variación de la temperatura con la altura le ocurre por varios factores, entre ellos; 1) por la mezcla con aire de la vecindad; 2) por un proceso adiabático.

Cuando la parcela asciende dz , hay un cambio de presión dp , y le ocurre lo siguiente por efecto de la mezcla con el medio ambiente a través del cual se va desplazando verticalmente: 1) pierde calor dQ_1 para calentar la masa del medio ambiente dm que se mezcla con ella; es necesario considerar que la temperatura del medio ambiente es T' y la temperatura de la parcela es T ; 2) Pierde calor dQ_2 por el calentamiento del vapor de agua (ω'_v) del medio ambiente que se mezcla con la parcela; 3) Gana calor dQ_3 por la absorción de la radiación solar, de las partículas que contiene (ω_p) y del medio ambiente ω'_p que se mezclan con ella en su ascenso.

Especificando cada término, se tiene, Apéndice B:

$$\Gamma_{P\mu P} \equiv -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_{P\mu P}} + \frac{\mu}{c_{P\mu P}} \left[c_{Pa}(T - T') + c_{pV}(T - T')\omega'_{fV} - c_{pP}(T_p - T)\omega'_{fP} \right] \quad (2.3)$$

donde $\Gamma_{P\mu P}$ es la LRTM parcela.

2.3 Datos.

En el presente trabajo, la $\Gamma_{P\mu P}$ de la parcela se calcula para la troposfera, especialmente en la capa límite. Los datos del Radio Sonda son: 1) Hora de la observación (UTC); 2) Presión; 3) Altura del nivel de presión; 4) Temperatura; 5) Temperatura del punto de rocío; 6) Humedad relativa; 7) Razón de mezcla para el vapor; 8) Velocidad del viento; 9) Temperatura potencial; 10) Temperatura potencial equivalente y 11) Temperatura potencial virtual. Con estos datos tenemos las variables del medio ambiente en el que se moverá la parcela. Los datos de los Radio Sonda fueron proporcionados por el SMN, de México.

El dato de la razón de mezcla de partículas en la parcela ω_p , y en el medio ambiente ω'_p , lo podemos determinar de los datos de las mediciones que hacen la Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT), el Sistema de Monitoreo Atmosférico de la Ciudad de México, de la Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales del Gobierno del Distrito Federal y el Instituto Nacional de Ecología (INE). Además, se consultó el "Segundo almanaque de datos y tendencias de calidad del aire en seis ciudades mexicanas", no publicado, para la Ciudad de México.

2.3.1 Razón de mezcla de las partículas de aerosol con la altura.

En el mes de Marzo la concentración promedio de partículas de aerosol en el tiempo de luz (de las 07 a las 18 hora local, es en promedio de $81.1 \mu g / m^3$, pero esta es una medida que se hace en superficie. Esta concentración disminuye con la altura, por esto, hacemos cuatro estratos en la Troposfera, los 3 primeros de 1 kilómetro cada uno y, el estrato 4 del resto de la altura, que de la superficie hacia arriba se identifican como estrato 1, estrato 2, estrato 3 y estrato 4.

Cada uno de estos estratos tiene diferente concentración de aerosoles y diferente distribución de tamaños. En el estrato 1 se tiene el 100% de la concentración, en el estrato 2 el 20%, en el estrato 3 el 10%, y en el estrato 4 el 1%, las concentraciones promedio en cada estrato son; Estrato 1: $81.1 \mu g / m^3$, Estrato 2: $16.22 \mu g / m^3$, Estrato 3: $8.1 \mu g / m^3$, estrato 4: $1.0 \mu g / m^3$, (Mason, 1971; Pruppacher, 1989). Con estos valores calculamos la razón de mezcla de las partículas en la parcela ω_{FP} ; de ecuación (2.5).

CAPITULO III

RESULTADOS CON EL MODELO TERMODINAMICO

3.1 Calculo de las LR clásicas.

La deducción de las ecuaciones se encuentran en el Apéndice B.

Calculo de la LR para el aire seco, (LRD)

$$\Gamma_D = \frac{g}{c_{pa}} \quad (3.1)$$

Calculo de la LR para una parcela de aire saturado, en un proceso pseudoadiabático (LRS)

$$\Gamma_S = \Gamma_D \cdot \left[\frac{1 + \frac{L_C \cdot \omega_S}{R_D \cdot T_V}}{1 + \frac{\varepsilon \cdot L_C^2 \cdot \omega_S}{c_p \cdot R_D \cdot T_V^2}} \right] \quad (3.2)$$

Calculo de la LR para una parcela de aire saturado que además se mezcla con su medio ambiente, proceso pseudoadiabático saturado y con mezcla (LRSE)

$$\Gamma_{S,\mu} = \Gamma_S + \frac{\mu \cdot \left[(T_V - T_{ENV}) + \frac{L_C}{c_{p,a}} (\omega_S - \omega^*) \right]}{1 + \frac{\varepsilon \cdot L_C^2 \cdot \omega_S}{c_{p,a} \cdot R_D \cdot T_V^2}} \quad (3.3)$$

donde L_C es el calor latente de condensación, $\varepsilon = \frac{m_V}{m_D}$ donde m_V y m_D son los pesos

moleculares del agua y del aire seco respectivamente, R_D es la constante de los gases para el aire seco.

Calculo de la LR para una parcela de aire insaturado, sin partículas, sin mezcla con el medio ambiente y sin cambios de fase (LRI)

$$\Gamma_m = \frac{g(1 + \omega_V)}{c_{p,a} + c_{pV} \cdot \omega_V} \quad (3.4)$$

donde g es la aceleración de la gravedad.

3.2 Descripción de resultados.

3.2.1 Cálculo de la temperatura de la parcela considerando su LRTM, ($\Gamma_{P\mu P}$).

En la Figura No.1 se tiene la gráfica de la temperatura de la Parcela y el Medio ambiente. La temperatura de la parcela se calculó con la LRTM, T1 para una parcela que contiene una concentración de partículas de aerosol alta, T2 para una concentración baja y T_{ENV} la temperatura del medio ambiente.

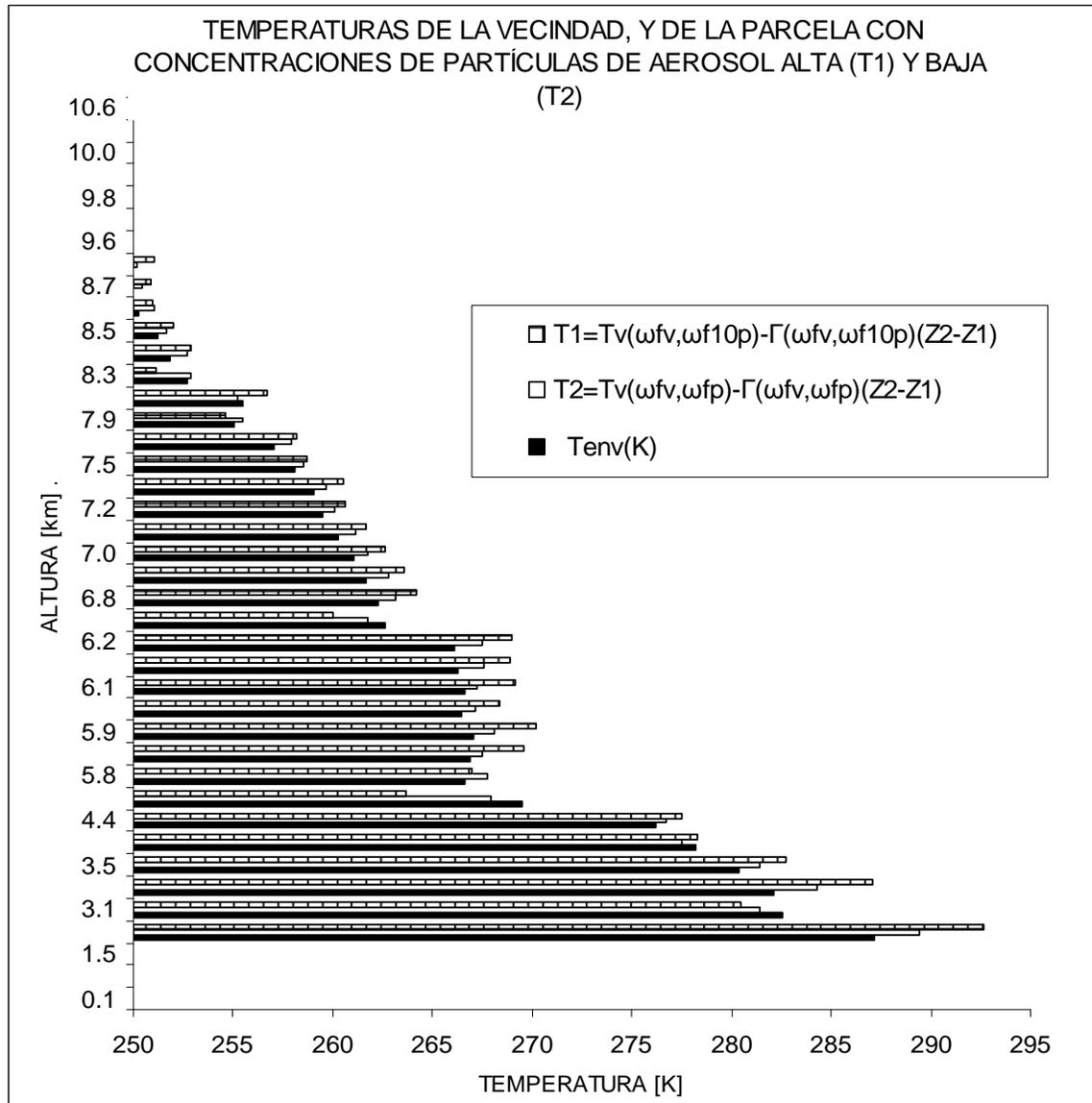


Fig. 1 Variación de las temperaturas de la Vecindad (Tenv Negro), Parcela con baja concentración de partículas de aerosol (T2, Gris) y Parcela con alta concentración de partículas de aerosol (T1, Blanco con líneas verticales).

La temperatura de la vecindad T_{ENV} se obtiene del radiosonda. Con el LRTM, calculamos la temperatura de la parcela T2 que corresponde a una atmósfera urbana con una visibilidad mayor a 30 km. Con el mismo $\Gamma_{P\mu P}$ para alta concentración de partículas de aerosol calculamos la temperatura de la parcela para una atmósfera urbana-industrial, que es T1, que corresponde a una visibilidad menor a 5 km. Como podemos observar la relación $T_V(\omega_{F-10P}) > T_V(\omega_{F.P}) > T_{ENV}$ ocurre en toda la Troposfera, y decrece con la altura.

3.2.2 Cálculos con la temperatura virtual de la Parcela.

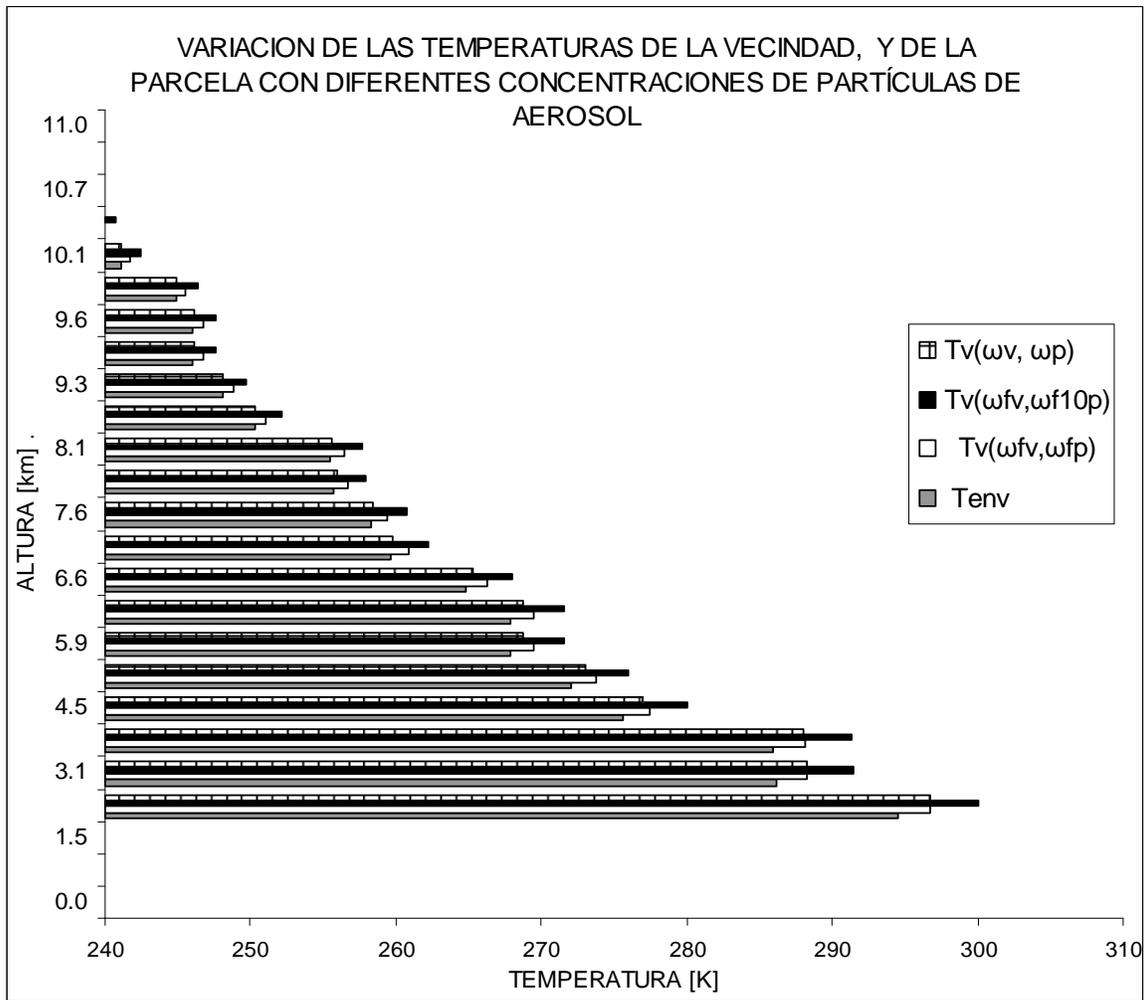


Figura 2 Variación de la temperatura de la parcela con diferentes concentraciones de partículas de aerosol, y de la vecindad, respecto a la altura así; a) temperatura de la vecindad T_{ENV} (Gris); b) temperatura de la parcela con partículas y sin mezcla $T_V(\omega_v, \omega_p)$ (Blanco con líneas verticales); c) parcela con partículas y mezcla $T_V(\omega_{fv}, \omega_{fp})$ (Blanco); d) parcela muy concentrada de partículas y mezcla ($T_V(\omega_{fv}, \omega_{f10p})$) (Negro).

Observaciones respecto a la Figura No. 2

Las temperaturas están en la siguiente relación

$T_{ENV} < T_V(\omega, \omega_p, \mu = 0) < T_V(\omega_{FV}, \omega_{FP}, \mu) < T_V(\omega_{FV}, \omega_{F10P}, \mu)$, en todas las altitudes. La diferencia entre las temperaturas se reduce con la altura, la mayor temperatura es siempre $T_V(\omega_{FV}, \omega_{F10P}, \mu)$, que corresponde a la parcela con más concentración de partículas.

3.2.3 Variación con la altura de las LR clásicas y del Modelo Termodinámico.

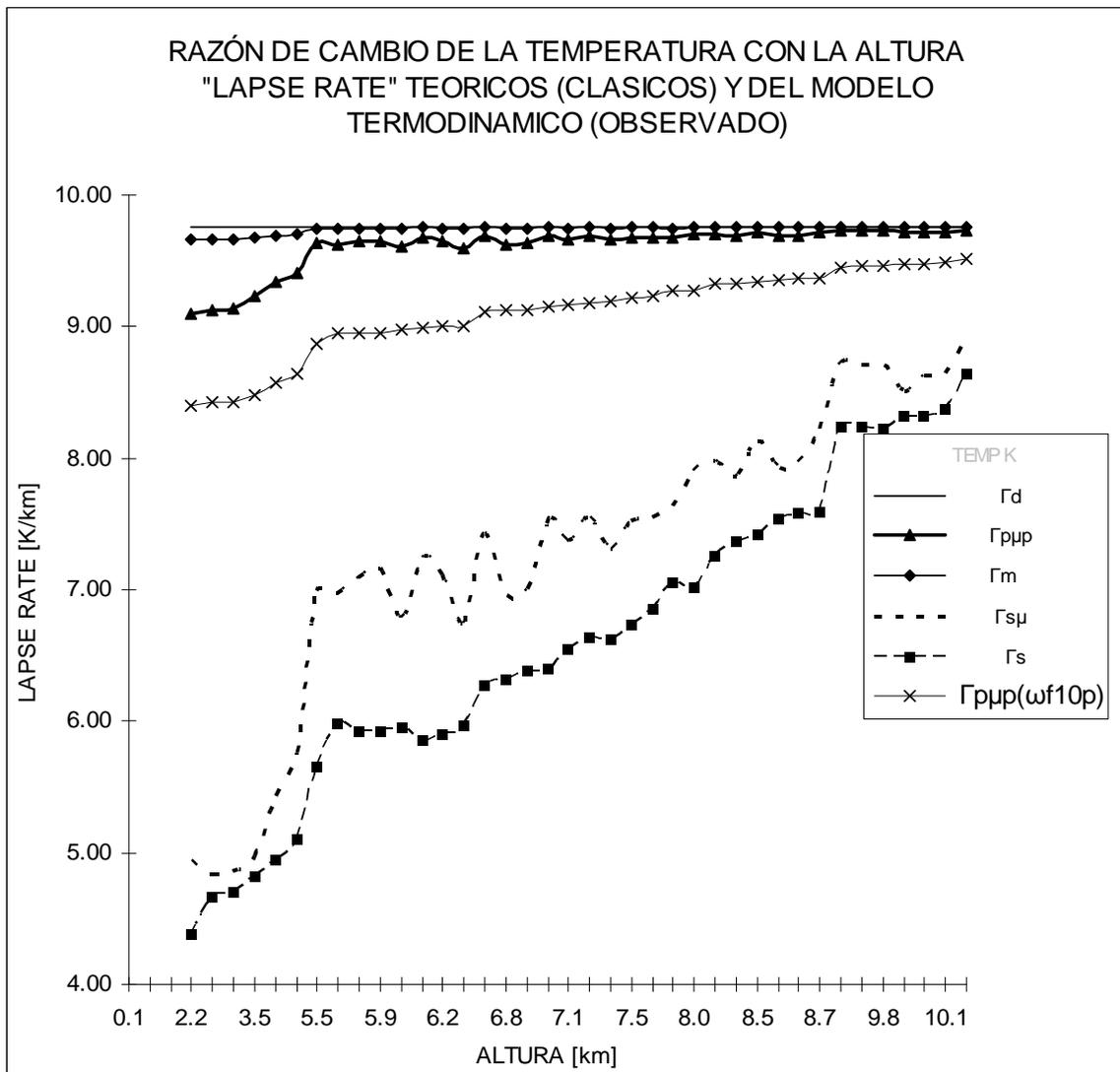


Fig. 3 Variación de la temperatura respecto a la altura, modelos clásicos y del Modelo Termodinámico. Obsérvese que $\Gamma_D > \Gamma_m > \Gamma_{p\mu p} > \Gamma_{p\mu p}(\omega_{F.10P}) > \Gamma_{S\mu} > \Gamma_S$

Observaciones de la Figura No.3

- 1) Γ_D resulta ser el mayor de todas las LR debido a que la temperatura de una parcela formada por aire seco se enfría o se calienta con gran rapidez al desplazarse verticalmente dado que el calentamiento y enfriamiento ocurre solamente por compresión o expansión respectivamente.
- 2) $\Gamma_m < \Gamma_D$ porque se trata de aire con humedad aunque insaturado. El poco vapor de agua que contiene conserva algo de calor, no se enfría tan rápido pero conforme asciende su comportamiento es cada vez más parecido al de Γ_D ante una razón de mezcla cada vez más reducida.
- 3) $\Gamma_{P\mu P} < \Gamma_m$, disminuye su temperatura con la altura a una razón menor que Γ_m . En este caso, la parcela está formada por aire húmedo insaturado, igual que Γ_m , pero difiere en que contiene partículas de aerosol y se mezcla con su vecindad. Podemos inferir que las partículas de aerosol absorben radiación solar y emiten radiación infrarroja que absorbe la parcela y aumenta su temperatura, aunque este calentamiento es reducido por la mezcla de la parcela con el medio ambiente, no lo es lo suficiente como para que la LRTM de la parcela sea igual a Γ_m .
- 4) $\Gamma_{S\mu} < \Gamma_{P\mu P}$, la LR $\Gamma_{S\mu}$ corresponde a una parcela esta formada por aire saturado que se mezcla con la vecindad al desplazarse. Esta parcela difiere de la parcela a la que corresponde $\Gamma_{P\mu P}$, en que el aire que contiene esta saturado y no contiene partículas de aerosol, y es menor porque al ascender la parcela ocurre la condensación y se libera calor latente $L_C = 597.3 \text{ cal g}^{-1}$, aunque también en este caso, este efecto se ve en parte disminuido porque la parcela se mezcla con el medio ambiente mas frío y pierde con ello algo de calor.
- 5) Γ_S resulta ser la menor de las LR, la parcela esta formada por aire saturado y no se mezcla con el medio ambiente. Al ascender ocurre la condensación, se libera calor latente $L_C = 597.3 \text{ cal g}^{-1}$ que integro se invierte en aumentar la temperatura de la parcela. Es un proceso pseudoadiabático porque el sistema no es cerrado y por esa razón al ascender tiende a parecerse a Γ_D , al igual que todos los demás gradientes.

3.2.4 Razón de calentamiento-enfriamiento para una atmósfera urbana.

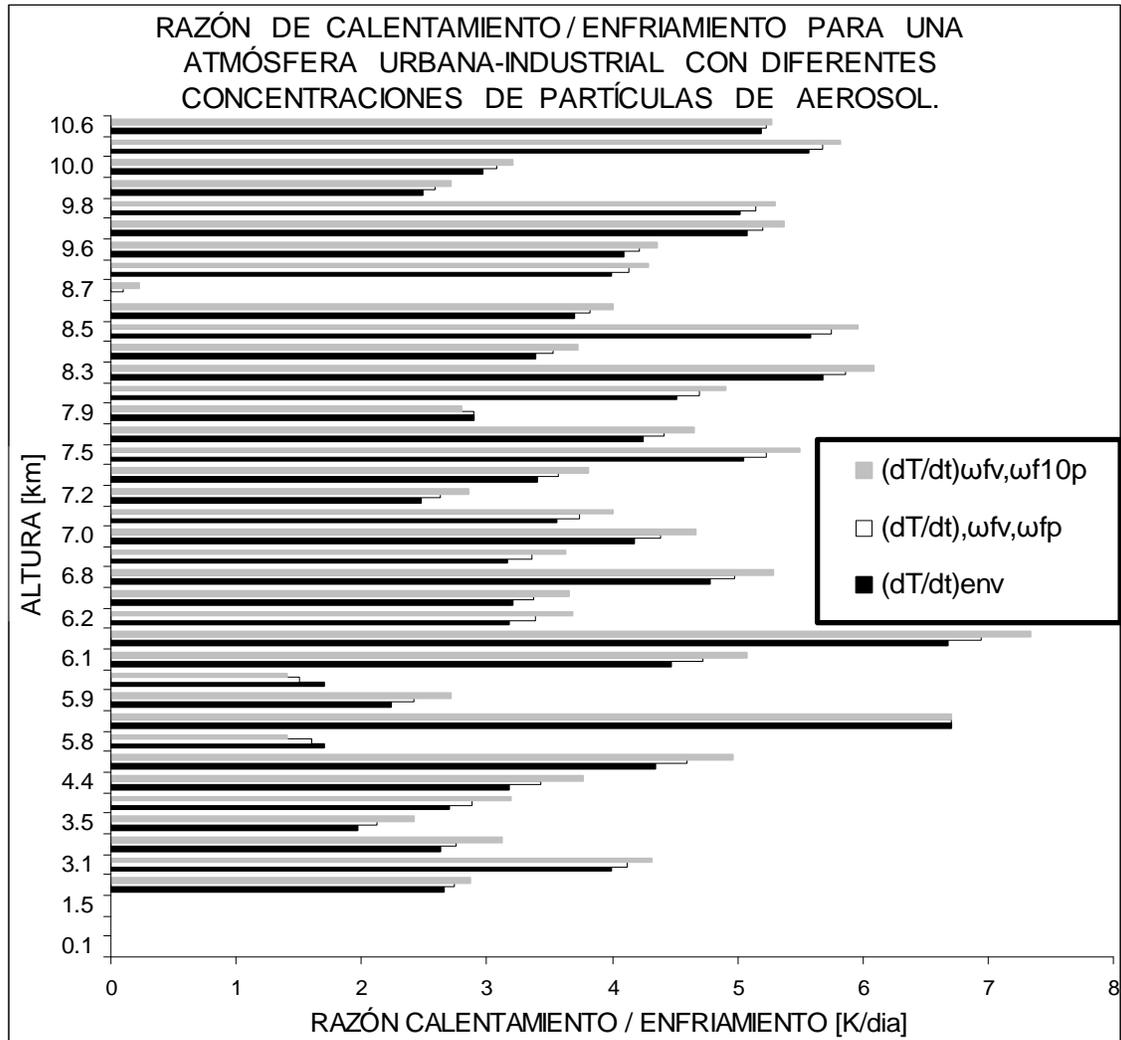


Fig. 4 Razón de calentamiento / enfriamiento para la vecindad (Negro), Parcela con partículas de aerosol y se mezcla con la vecindad (Blanco) y parcela con alta concentración de partículas de aerosol y mezcla con la vecindad (Gris) en la atmósfera urbana de la Ciudad de México.

Observaciones respecto a la figura anterior.

Se puede ver que las razones de máximo y mínimo calentamiento, corresponden a una atmósfera con gran concentración y poca contaminación de partículas de aerosol, respectivamente. Lo de gran contaminación se refiere a una visibilidad < 5 km y lo de poca contaminación a una visibilidad > 30 km.

3.3 Fuerza de flotación por unidad de masa (F_B).

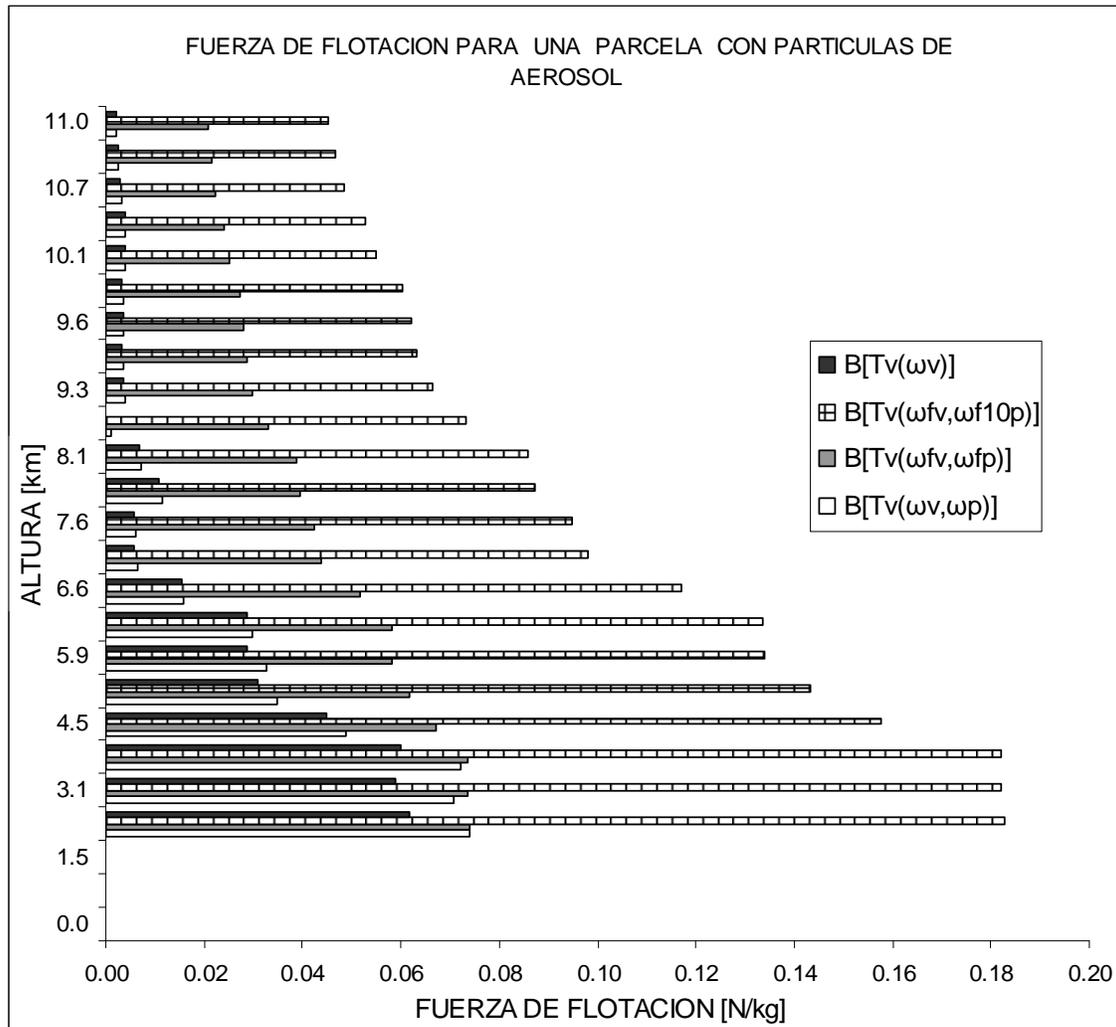


Fig. 5 La fuerza de flotación para una Parcela en las siguientes situaciones: a) sin partículas de aerosol (Negro); b) con partículas de aerosol pero sin mezcla con la vecindad (Blanco); c) con pocas partículas de aerosol y con mezcla con la vecindad (Gris); d) con alta concentración de partículas de aerosol y mezcla con la vecindad (Rayado vertical).

Observaciones respecto a la Fig. 5

La fuerza de flotación o de Arquímedes, que se genera por un cambio en la densidad, en este caso de la Parcela, se calcula por, (Apéndice B):

$$F_B = g \left[\frac{T_V - T_{ENV}}{T_{ENV}} \right] \quad (3.5)$$

En la Figura 5, se observa que el la fuerza de flotación máxima y mínima corresponden a la parcela con mayor concentración de partículas y a la parcela sin partículas, respectivamente.

3.4 Prueba de sensibilidad del Modelo Termodinámico.

El propósito aquí es estimar cuanto afecta a la parcela, descrita por el MT:

- a) el calentamiento de las partículas de aerosol
- b) los cambios del medioambiente en el MT.

El criterio para evaluar esta sensibilidad es comparar los resultados con lo que ocurre en la naturaleza.

3.4.1. Metodología para la prueba de sensibilidad.

Para esta prueba de sensibilidad al MT, consideramos los siguientes factores:

- A) Resultados del modelo cambiando la concentración de partículas de aerosol.
- B) Cambios en la vecindad. Se consideran datos de radiosonda diferentes.
- C) Prueba de hipótesis para comparar promedios muestrales.

3.4.2 Especificaciones de la prueba de hipótesis.

Para todos los casos aplicaremos una prueba de un solo extremo. El nivel de significancia, α , esta en el rango $0.20 \geq \alpha \geq 0.05$.

Las hipótesis por probar son:

Ho: No hay diferencia entre las medias de las muestras que se comparan, y si la hay, está dentro del azar.

H1: Las medias muestrales que se comparan son diferentes, y la diferencia se debe “al efecto de calentamiento de las partículas de aerosol que contiene la Parcela”.

El modelo estadístico que aplicaremos es (Miller et al., 1977):

$$t = \frac{m(a) - m(b)}{\sqrt{\frac{s_a^2}{n_a} + \frac{s_b^2}{n_b}}} \quad (3.2)$$

Donde $m(a)$ y $m(b)$ son los promedios de las muestra a y b por comparar, n_a y n_b sus tamaños, s_a^2 y s_b^2 son las respectivas varianzas.

Para esta prueba, se considera la siguiente nominación: denominamos la “Parcela” o “Termal” a la atmósfera de la Ciudad de México, esta tiene “Partículas” de aerosol, lo que delimita y donde se mueve la Parcela es el “Medio ambiente” o “Vecindad”.

3.4.3 Resultados de la prueba de hipótesis.

En todos los casos que se listan a continuación la prueba de hipótesis resultó significativa, se rechaza la hipótesis H_0 y se acepta la hipótesis H_1 , para un nivel de significancia α , donde $0.05 \leq \alpha \leq 0.10$. Los cálculos y resultados están en el Apéndice C.

1 Temperaturas.

La diferencia entre las medias que se comparan,

T_{ENV} Vs. T_P , de la temperatura de la vecindad y la temperatura de las partículas de aerosol.

T_{PARC} Vs. T_P de la temperatura de la Parcela y la temperatura de las partículas de aerosol.

T_{ENV} Vs. T_{PARC} temperatura de la vecindad y la temperatura de la parcela.

2 Flujo radiativo o calentamiento.

La diferencia entre las medias que se comparan,

F_{ENV} Vs. F_P calentamiento de de la vecindad y el calentamiento de las partículas de aerosol.

F_{PARC} Vs. F_P calentamiento de las partículas de aerosol y la parcela.

F_{ENV} Vs. F_{PARC} calentamiento de la vecindad y la parcela.

3 Razón de cambio de la temperatura respecto a la altura (LR).

La diferencia entre las medias que se comparan,

LR de la parcela con todos los demás LR.

La diferencia entre las medias que se comparan entre el LR de la parcela con una concentración baja y el LR de la parcela con una concentración alta de partículas de aerosol

Inferencia general.- El calentamiento de las partículas de aerosol y parcela no provienen de la vecindad; b) la parcela y la vecindad no calientan a las partículas; c) cambia el LR de la parcela por el calentamiento que le producen las partículas de aerosol, no por azar.

CAPITULO IV

RESULTADOS CON EL MODELO RADIATIVO SBDART.

4.1 Introducción.

Ahora vamos a comparar los resultados del Modelo Termodinámico con los resultados de un Modelo Radiativo SBDART, para condiciones atmosféricas y de concentración de partículas de aerosol similares.

El modelo radiacional SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer) esta codificado en FORTRAN, y está diseñado para el análisis de una gran variedad de problemas de transferencia radiativa en la atmósfera, desarrollado por la comunidad científica en el pasado reciente.

En este modelo, se adoptan 5 rebanadas atmosféricas y seis perfiles verticales de presión, temperatura y razón de mezcla. La concentración de partículas de aerosol se especifica por el usuario. Se considera una atmósfera tropical. En la capa limite seleccionamos el tipo de partículas de aerosol, la eficiencia de dispersión, el albedo simple de dispersión y factores de simetría. El espesor óptico vertical se deriva de la visibilidad meteorológica horizontal Tanre, (1988).

La ecuación de transferencia radiativa es integrada con DISORT (Discret Ordinate Radiative Transfer; Stamnes et al. 1988). La intensidad de dispersión y calentamiento de radiacion emitida puede calcularse a diferentes alturas y direcciones (el SBDART considera 40 direcciones, 40 ángulos de cenit y 40 de azimut)

Se consideran 5 tipos de superficie, océanos, lagos, vegetación, nieve y tierra. Que se usan para parametrizar la reflectividad espectral de una gran variedad de condiciones superficiales.

4.1.1 Razón de calentamiento / enfriamiento

La razón de calentamiento enfriamiento que se obtiene con el modelo SBDART, considerando condiciones similares a las del modelo termodinámico, se describen en la siguiente figura.

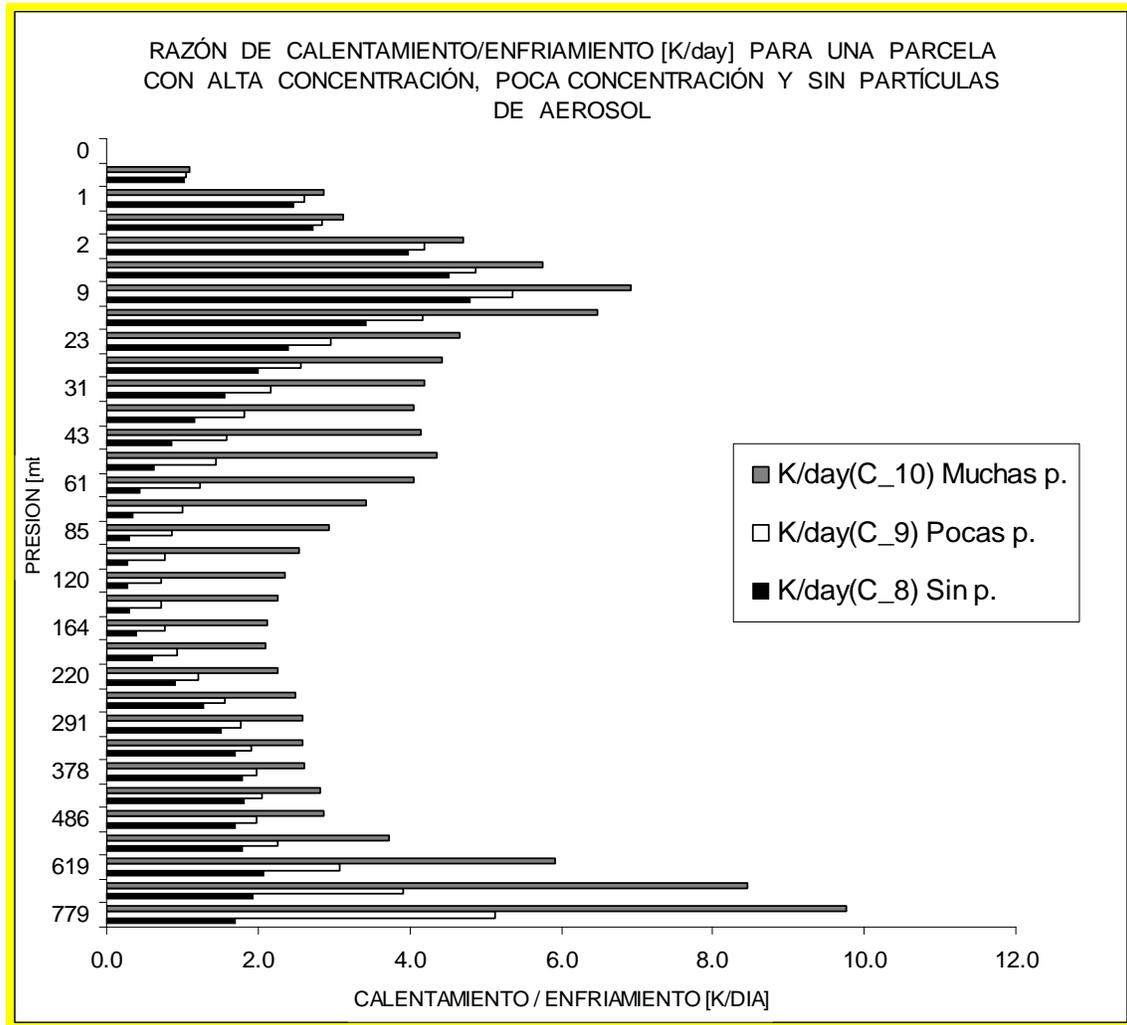


Figura 6 Grafica de la razón calentamiento/enfriamiento para una atmósfera urbana en tres situaciones: a) sin partículas de aerosol (Negro); b) con pocas partículas de aerosol (visibilidad > 20 km.) (Blanco); c) con muchas partículas de aerosol (visibilidad < 5 km.) (Gris). SBDART, Modelo Radiacional.

Observaciones respecto a la Figura 5

El perfil de la razón calentamiento/enfriamiento para una atmósfera sin partículas de aerosol es la mas pequeña, y para una atmósfera con una concentración mas grande de partículas de aerosol la razón calentamiento/enfriamiento es la mas grande. Esto mismo resulta en el Modelo Termodinámico.

4.1.2 Calentamiento respecto a la altura.

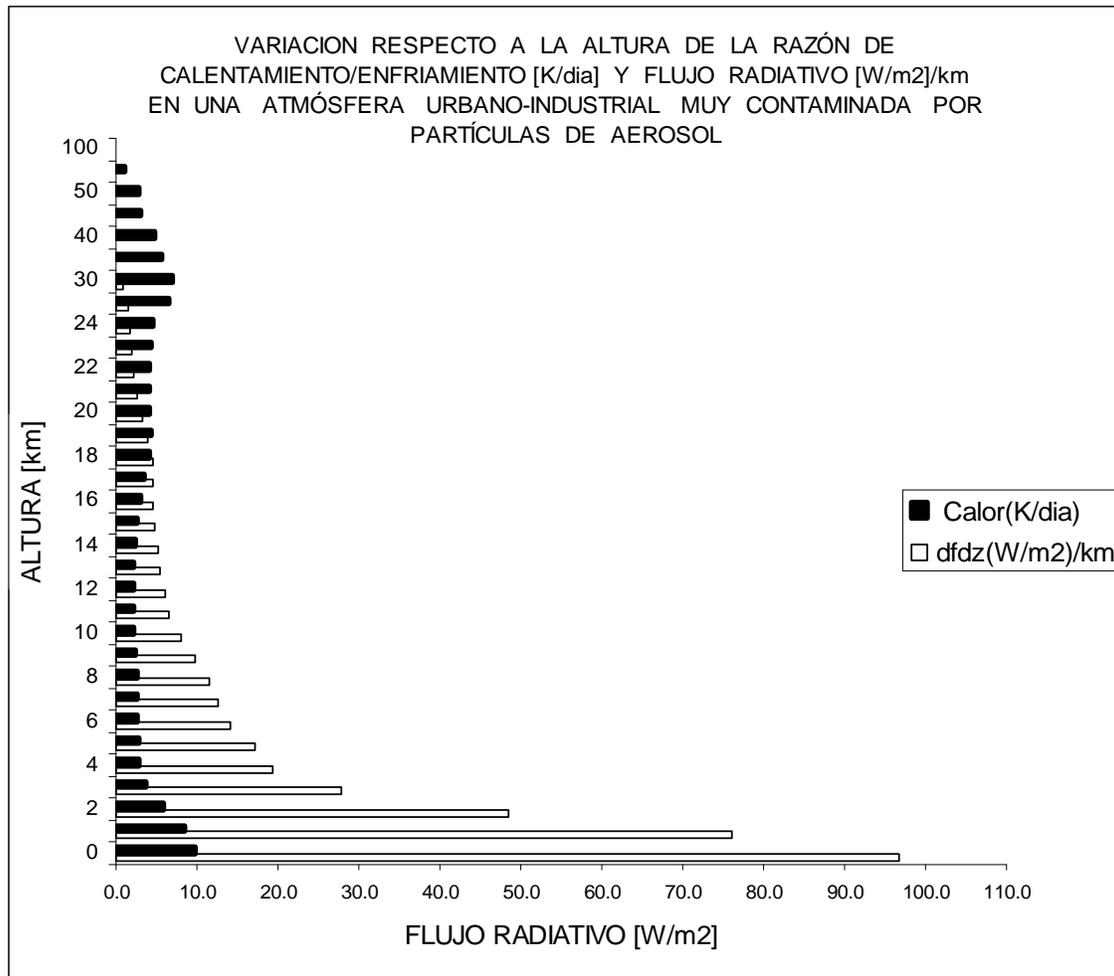


Figura 7. Variación del flujo radiativo (dfdz) y la razón calentamiento / enfriamiento [K /día] con la altura para una atmósfera urbano-industrial con alta concentración de partículas de aerosol. Visibilidad < 5 km

Observaciones respecto a la Figura 7.

La razón de calentamiento/enfriamiento y el flujo radiativo en la capa superficial y en la parte superior de la Troposfera es relativamente alta para una atmósfera muy contaminada y ambos parámetros decrecen con la altura. Esto también se observa en el MT.

4.1.3 Cambio del calentamiento respecto a la altura.

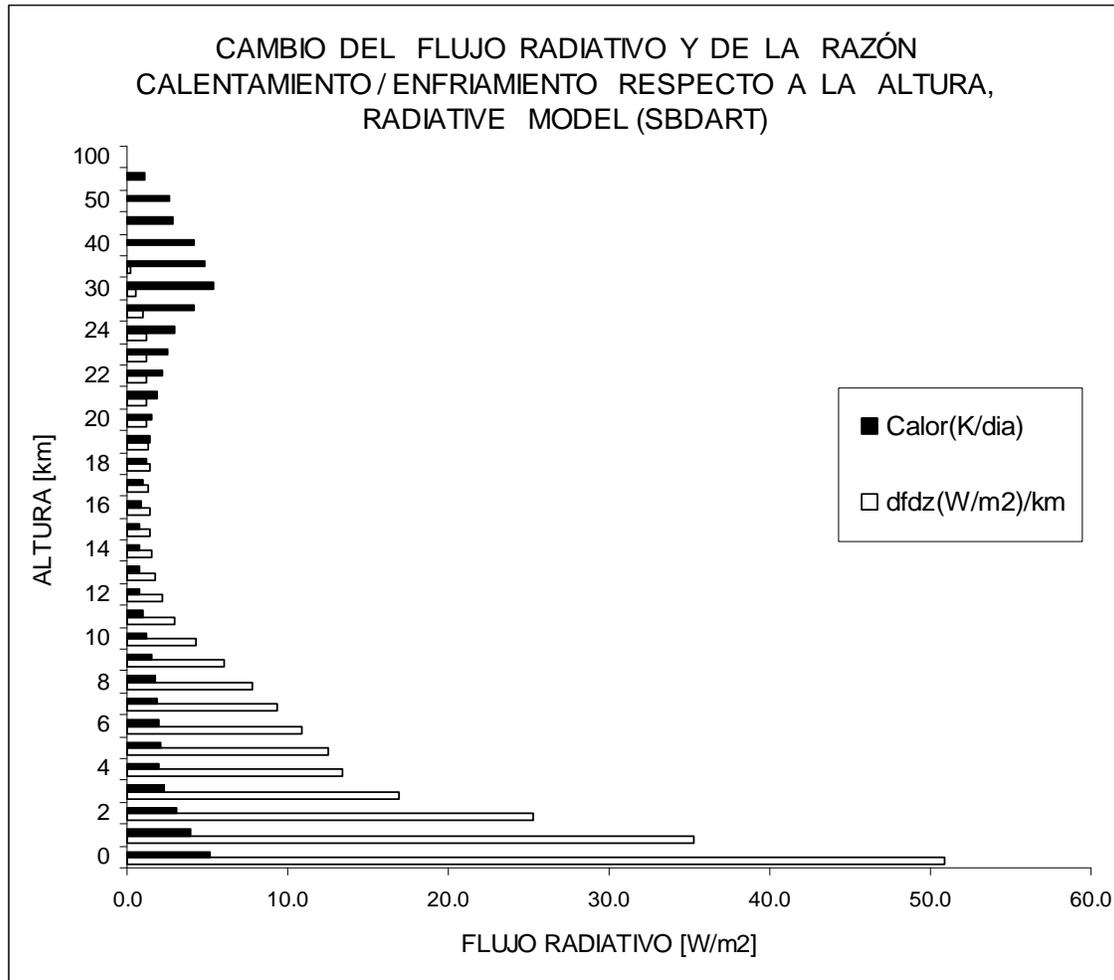


Figura 8 Cambio de la razón calentamiento / enfriamiento [K / día] (Negro) y flujo radiativo [W/m²] (Blanco), con la altura, para una atmósfera con baja concentración de partículas de aerosol, SBDART (visibilidad >35 km.).

Observaciones respecto a la Figura 8

Consideramos las mismas observaciones que en la Figura 7, solo que ahora es para una atmósfera con baja concentración de partículas de aerosol, como podemos observar, las variaciones son menores.

Los resultados obtenidos con el Modelo Radiativo son similares a los que se obtienen con el Modelo Termodinámico, las variaciones en los parámetros meteorológicos y radiacionales siguen las mismas tendencias y sus magnitudes están en el rango aceptable.

CAPITULO V

CONCLUSIONES.

Promedios de parámetros similares obtenidos en muestras, y de entidades diferentes como Parcela, Medioambiente o Partículas son comparados, encontramos que:

1. La diferencia entre los promedios comparados es significativa, esto es, las partículas de aerosol no son calentadas por la Parcela o por el Medioambiente. Se puede inferir de los resultados significantes que las Partículas de aerosol calientan a la Parcela.

2. Cuando comparamos los promedios de las LR clásicas y de la Parcela, encontramos que en todos los casos la diferencia entre las medias que son comparadas es significativa. Esto vale para la misma población o muestras en el BL, la excepción es cuando el LR es comparado entre dos poblaciones diferentes.

i) Esto significa que cuando el Medioambiente es cambiado por otro, esto no afecta el LR así que la diferencia entre las medias en comparación no es importante

ii). Para la misma población o para la capa límite, encontramos que la diferencia en el LR para la concentración de partículas, y la diferencia para la mayor concentración de partículas son significativas. Esto es muy importante porque se nota el efecto del calentamiento en el LR de la Parcela y esto afecta la estabilidad atmosférica.

5.1.2 Observaciones de las temperaturas de la Parcela y de la vecindad.

Las ecuaciones que se usan para probar las hipótesis son las siguientes:

$$T_v(\omega_{FV}, \omega_{FP}) = T_{ENV}[1 + 0.61 \cdot \omega_{FV} + 0.44 \cdot \omega_{FP}] \quad (5.1)$$

$$\omega_{FV} = \frac{\omega_v + \mu \cdot \omega_v' \cdot \Delta z}{1 + \mu \cdot \Delta z} \quad (5.2)$$

$$\omega_{FP} = \frac{\omega_p + \mu \cdot \omega_p' \cdot \Delta z}{1 + \mu \cdot \Delta z} \quad (5.3)$$

$$\mu \equiv \frac{1}{m} \frac{dm}{dz}$$

$$T_v(\omega_v, \omega_p) = T_{ENV}[1 + 0.61 \cdot \omega_v + 0.44 \cdot \omega_p] \quad (5.4)$$

$$T_v(\omega_{FV}, \omega_{F.10P}) = T_{ENV}[1 + 0.61 \cdot \omega_{FV} + 0.44 \cdot \omega_{F.10P}] \quad (5.5)$$

$$\omega_{F.10P} = \frac{\omega_{F.P} + \mu \cdot 10\omega_p \cdot \Delta z}{1 + \mu \cdot \Delta z} \quad (5.6)$$

La ecuación (5.4) se usa cuando no ocurre la mezcla de la Parcela con el Medioambiente (condición inicial). La ecuación (5.1) se usa cuando la Parcela contiene Partículas y ocurre la mezcla con el Medio Ambiente, y la ecuación (5.5) se usa cuando la Parcela tiene una alta concentración de Partículas y ocurre la mezcla con la Vecindad.

EFFECTO DEL CAMBIO DE VECINDAD.

A) Las temperaturas T_{ENV} , T_V y T_p son comparadas en los siguientes casos:

1) En la misma población, radiosonda de (12Z, Ciudad de México, Agosto 15, 2008), obtenemos los siguientes resultados, Apéndice C.

Encontramos que cuando la Parcela tiene una concentración moderada de partículas de aerosol, la temperatura media de la Parcela se incrementa 0.76 K, mientras que cuando la Parcela tiene una alta concentración de partículas de aerosol, su temperatura media se incrementa 2.23K. La temperatura media de las Partículas de aerosol se incrementa 9.77 K.

2) Si cambiamos las características de la población, tales como temperatura, humedad relativa, razón de mezcla, en suma, usamos otro radiosonda de la misma región, (00Z, Ciudad de México, Junio 26, 2009), los resultados son:

Encontramos que cuando la Parcela tiene una concentración moderada de partículas de aerosol, la temperatura media de la Parcela se incrementa 0.59 K, mientras que cuando la Parcela contiene una concentración alta de partículas de aerosol, su temperatura se incrementa 2.11K. La temperatura media de las Partículas de aerosol se incrementan 9.77 K.

Como puede verse, en la temperatura, (porque también en la presión, humedad, razón de mezcla, etc.), la Vecindad T_{ENV} cambio de 259.71 K a 257.51 K. Este cambio de 2.2K afectaron la Parcela y en las Partículas de aerosol en forma insignificante.

Así podemos inferir que la temperatura de la Vecindad no afecta la variación de la temperatura en la Parcela y las Partículas de aerosol. El cambio de la temperatura de la Vecindad solo afecta las condiciones iniciales del Modelo Termodinámico.

Así también, si consideramos el BL para el radiosonda de (12Z, Ciudad de México Agosto 15, 2008).

3) Encontramos que cuando la parcela tiene una concentración moderada de partículas de aerosol, la temperatura media de la Parcela aumenta 0.73 K, mientras que cuando la Parcela tiene una concentración alta de partículas de aerosol- urbano, su temperatura media aumenta 3.18K. La temperatura media de las Partículas de aerosol aumenta 8.96 K.

4) Ahora, si consideramos el BL para el radiosonda de otra fecha (00Z, Ciudad de México, Junio 26, 2009), encontramos que cuando la Parcela tiene una concentración moderada de Partículas de aerosol la temperatura media de la Parcela aumenta 0.40 K, mientras que cuando la Parcela contiene una concentración alta de Partículas de aerosol su temperatura media aumenta 3.05K. La temperatura media de las Partículas de aerosol aumenta 5.21 K.

Como mencionamos anteriormente, con estos resultados del MT para la capa limite, podemos inferir que la temperatura de la Vecindad no determina el cambio de temperatura en la Parcela ni en las Partículas de aerosol, solo afecta las condiciones iniciales del MT.

B) Comparamos los calentamientos de la Vecindad F_{ENV} , de la Parcela F_{TER} , y de las Partículas de aerosol F_{PART}

1) Para la Vecindad caracterizada por el radiosonda (12Z, Ciudad de México, Agosto 15, 2008), encontramos los siguientes resultados:

Cuando la Parcela contiene una concentración moderada de Partículas de aerosol el calentamiento medio de la Parcela se incrementa 2.44 W/m², mientras que cuando la Parcela tiene una concentración alta de Partículas de aerosol su calentamiento promedio se incrementa en 7.66 W/m². El calentamiento medio de las Partículas de aerosol aumenta 31.12 W/m².

2) Si cambiamos las características de la población, tales como temperatura, humedad relativa, razón de mezcla, en suma, usamos otro radiosonda de la misma región, (00Z, Ciudad de México, Junio 26, 2009), los resultados son:

Cuando la Parcela contiene una concentración moderada de Partículas de aerosol el calentamiento medio de la Parcela se incrementa 1.80 W/m², mientras que cuando la Parcela tiene una concentración alta de Partículas de aerosol su calentamiento promedio se

incrementa en 7.28 W/m². El calentamiento medio de las Partículas de aerosol aumenta 33.34 W/m².

Así también observamos que, la Vecindad cambió de un calentamiento medio de 209.38 W/m² a 204.92 W/m², esto es -4.46 K, y el calentamiento de la Parcela y de las Partículas de aerosol tiene un calentamiento similar, en magnitud y signo podemos inferir que el calentamiento de la vecindad no calienta a las Partículas de Aerosol ni a la Parcela.

3) Así también, si consideramos el BL para el radiosonda de (12Z, Ciudad de México Agosto 15, 2008).

Encontramos que cuando la parcela contiene una concentración moderada de Partículas de aerosol-urbano, el calentamiento medio de la Parcela se incrementa 2.66 W/m². Cuando la parcela tiene una concentración alta de partículas de aerosol su calentamiento promedio se incrementa 12.40 W/m². El calentamiento medio de las Partículas de aerosol se incrementa 31.11 W/m².

4) Para el radiosonda (00Z, Ciudad de México, Junio 26, 2009), BL

Encontramos que cuando la parcela contiene una concentración moderada de Partículas de aerosol-urbano, el calentamiento medio de la Parcela se incrementa 1.48 W/m². Cuando la parcela tiene una concentración alta de partículas de aerosol su calentamiento promedio se incrementa 12.50 W/m². El calentamiento medio de las Partículas de aerosol se incrementa 31.12 W/m².

Así también observamos que, la Vecindad cambió de un calentamiento medio de 259.88 W/m² a 275.15 W/m², esto es 15.27 K, y el calentamiento de la Parcela y de las Partículas de aerosol tiene un calentamiento similar, en magnitud y signo podemos inferir que el calentamiento de la vecindad no calienta a las Partículas de Aerosol ni a la Parcela.

Podemos deducir de los cálculos, que el calentamiento de la Parcela y de las Partículas de aerosol-urbano en la capa límite (presión, temperatura, razón de mezcla, etc.) no es afectado significativamente por la Vecindad.

C) CALCULO DE LAS LR CLASICAS Y DEL MODELO TERMODINÁMICO.

1) Para una Vecindad determinada por el radiosonda de (12Z, Ciudad de México, Agosto 15, 2008), las LR clásicas y del modelo termodinámico son:

Γ_D	$\Gamma_{P\mu P}(\omega_{FP})$	Γ_m	$\Gamma_{S\mu}$	Γ_S	$\Gamma_{P\mu P}(\omega_{F10-P})$
9.76	9.61	9.74	7.31	6.62	9.11

2) Para una Vecindad determinada por el radiosonda de (00Z, Ciudad de México, Junio 26, 2009), las LR clásicas y del modelo termodinámico son:

Γ_D	$\Gamma_{P\mu P}(\omega_{FP})$	Γ_m	$\Gamma_{S\mu}$	Γ_S	$\Gamma_{P\mu P}(\omega_{F10-P})$
9.76	9.57	9.73	7.33	6.88	9.10

3) Para una Vecindad determinada por el radiosonda de (12Z, Ciudad de México, Agosto 15, 2008), las LR clásicas y del modelo termodinámico en el BL son:

Γ_D	$\Gamma_{P\mu P}(\omega_{FP})$	Γ_m	$\Gamma_{S\mu}$	Γ_S	$\Gamma_{P\mu P}(\omega_{F10-P})$
9.76	9.41	9.71	5.98	5.28	8.70

4) Para una Vecindad determinada por el radiosonda de (00Z, Ciudad de México, Junio 26, 2009), las LR clásicas y del modelo termodinámico en el BL son:

Γ_D	$\Gamma_{P\mu P}(\omega_{FP})$	Γ_m	$\Gamma_{S\mu}$	Γ_S	$\Gamma_{P\mu P}(\omega_{F10-P})$
9.76	9.31	9.69	5.56	4.92	8.63

El resultado muy importante en este punto es, la diferencia entre $\Gamma_{P\mu P}$ y $\Gamma_{P\mu P}(\omega_{F10P})$, que es de 0.71 K/km. lo cual ocurre como una consecuencia de del contenido de Partículas de aerosol-urbano. Esta puede ser la diferencia entre estabilidad e inestabilidad atmosférica, a

$0.71 \frac{^{\circ}C}{km}$ que es la diferencia, corresponde un ángulo de 35.37°

Podemos concluir que en el cambio de Vecindad, la diferencia en el cambio de la temperatura con la altura no es diferente significativamente, por ejemplo (Γ_S)ENV1 y (Γ_S)ENV2 el hecho importante aquí es la comparación entre el LR de la Parcela $\Gamma_{P\mu P}$ y $\Gamma_{P\mu P}(\omega_{F10P})$, donde $\Gamma_{P\mu P}$ es calculado para una concentración regular de partículas de aerosol (visibilidad > 30 km) y $\Gamma_{P\mu P}(\omega_{F10P})$ es calculada para una concentración alta de

Partículas de aerosol (visibilidad < 5 km). Considerando la misma o diferente Vecindad, la diferencia es significativa, y esta es de 0.71 K/km.

Finalmente, observando las figuras de los resultados obtenidos con el Modelo Termodinámico y los resultados obtenidos con el Modelo radiacional SBDART, encontramos que los resultados tienen muchas similitudes en términos de magnitud y tendencias. Nuestros resultados no son los mejores, aun se requiere mucho trabajo, y mas exactitud, principalmente estrechar la concordancia entre la realidad y la teoría, esto ajustando la teoría a los hechos.

Agradecimientos.

Gracias en especial al Dr. Cinna Lomnitz porque su acción fue definitiva, determinante e importante en este trabajo, muchas gracias al Dr. Darrel Baumgardner por su ayuda tan importante, al Dr Ernesto Caetano por sus útiles orientaciones y apoyo, a mi colega y amigo Agustín Muhlia por su valioso apoyo técnico, a la Maestra Clotilde Oliva Parada H. que tanto me apoyo con información meteorológica, y al M. en C. Oscar M. Sánchez que revisó con eficiencia el manuscrito.

REFERENCIAS.

Ackerman, T.P.: A Model of the Effect of Aerosol on Urban Climates with Particular Applications to the Los Angeles Basin. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 34: 531, 1976

Ackerman, A. S.: Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science* 288, 1042–1047, 2000

Angevine, W. M., Alison W. Grimsdell and Stuart A. McKeen,: Entrainment results from the Flatland Boundary Layer experiments. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No. D12, June 27, 13689, 1998

Baumgardner, D., Kok G. L.; G.L. Raga G.B.: On the diurnal variability of particle properties related to black carbon in Mexico City. *Atmospheric Chemistry & Physics Discussions*, 7, 1623-1653, 2007

Bellouin, N., Boucher, O., Haywood, J., and Reddy, M. S. : Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements, *Nature*, 438, 1138–1141, 2005

- Christopher, S. A., Zhang, J. A., Kaufman Y. J., and Remer L. A.: Satellite-based assessment of top of atmosphere anthropogenic aerosol radiative forcing over cloud-free oceans, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L15816, doi:10.1029/2005GL025535, 2006
- Chin, M., Ginoux, P., Holben, B. N., Chou, M.-D., Kinne, S., and Weaver, C.: The GOCART model study of aerosol composition and aerosol forcing, 12th Symposium of Global Change and Climate Variations, Am. Meteorol. Soc., Albuquerque, New Mexico, 2001
- Coakley, J. A. Jr, Bernstein, R. L. & Durkee, P. A.: Effect of ship stack effluents on cloud reflectance. *Science* 237, 953–956, 1987
- Charlock, T. P. and W. D. Sellers: Aerosol Effects on Climate: Calculations with Time – Dependent and Steady-State Radiative-Convective Models; *Journal of Atm. Science*, 37, 1327-1507, 1980
- Chung, C. E., V. Ramanathan, D. Kim and I. Podgorny: Global anthropogenic aerosol direct forcing derived from satellite and ground-based observations. *J. Geophys. Res.*, 110, D24207, doi:10.1029/2005JD006356, 2005
- Chu, D. A., Kaufman, Y. J., Ichoku, C., Remer, L. A., Tanre, D., and Holben, B. N.: Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land. *J. Geophys. Res.*, 29 (12), 1617, 2003
- Dubovik, O.: Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *J. Atmos. Sci.* 59, 590–608, 2002
- Doran, J. C., Arnott, W. P., Barnard, J. C., Cary, R., Coulter, R., Fast, J. D., Kassianov, E. I., Kleinman, L., Laulainem, N. S., Martin, T., Paredes-Miranda, G., Pekour, M. S., Shaw, W. J., Smith, D. F., Springston, S. R., and Yu, X. Y.: The T1-T2 study: evolution of aerosol properties downwind of Mexico City. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1585-1598, 2007
- Doran, J. C., Abbot, S., Archuleta, J., Bian, X., Chow, J., Coulter, R. L., de Wekker, S. F. J., Edgerton, S., Elliot, S., Fernandez, A., Fast, J. D., Hubbe, J. M., King, C., Langley, D., Leach, J., Lee, J. T., Martinez, D., Martinez, J. L., Mercado, G., Mora, V., Mulhearn, M., Pena, J. L., Petty, R., Porch, W., Russell, C., Salas, R., Shannon, J. D., Shaw, W. J., Sosa, G., Tellier, L., Templeman, B., Watson J. G., White, R., Whiteman, C. D., and Wolfe, D.: The IMADA-AVER Boundary Layer Experiment in the Mexican City Area, *The American Met. Soc.*, 79, 2497 -2508, 1998
- Eck, T.F., B.N. Holben, D.E. Ward, M.M. Mukelabai, O. Dubovik, A. Smirnov, J.S. Schafer, N.C. Hsu, S.J. Piketh, A. Queface, J. Le Roux, R.J. Swap, and I. Slutsker, 2003. Variability of biomass burning aerosol characteristics in southern Africa during the SAFARI 2000 dry season campaign and a comparison of single scattering albedo estimates from radiometric measurements, *J. Geophys. Res.*, 108, 13-1 to 12-21, 2003
- Hansen, J. E., Sato, M., and Ruedy, R.: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102, 6831–6864, 1997
- Hatzianastassiou, N.: The direct effect of aerosols on solar radiation based on satellite observations, reanalysis dataset, and spectral aerosol optical properties from global aerosol data (GADS), *Atmos. Chem. Phys. Disc.*, 7, 752, 2007
- Hess, S. L.: *Introduction to Theoretical Meteorology*, H. Holt and Co., New York. 1959

Haywood, J. M. and Ramaswamy, V.: Global sensitivity studies of the direct radiative forcing due to anthropogenic sulfate and black carbon aerosols, *J. Geophys. Res.*, 103, 6043–6058, 1998

Hegg, D. A., J. Livingston, P. V. Hobbs, T. Novakov, and P. Russel: 1997: Chemical apportionment of aerosol column optical depth off the mid-Atlantic coast of the United States. *J. Geophys. Res.*, 102, 25,293-25,303, 1997

Intergovernmental Panel on Climate Change. *Climate Change 2001—The Scientific Basis* (contribution of working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2001

Jacobson, M. Z.: Global direct radiative forcing due to multicomponent anthropogenic and natural aerosols, *J. Geophys. Res.*, 106, 1551–1568, 2001

Koch D. and Hansen, J.: Distant origins of Arctic black carbon: A Goddard Institute for Space Studies Model E experiment, *J. Geophys. Res.*, 110, D04204, doi:10.1029/2004JD005296, 2005

Kaufman, Y. J. & Fraser, R. S.: Confirmation of the smoke particles effect on clouds and climate. *Science* 277, 1636–1639, 1997

Kaufman, Y. J. & Nakajima, T.: Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo. *J. Appl. Meteorol.* 32, 729–744, 1993

Loeb, N. G. and Manalo-Smith, N.: Top-of-atmosphere direct radiative effect of aerosols over global oceans from merged CERES and MODIS observations, *J. Climate*, 18, 3506–3526, 2005

Liao, H., Seinfeld, J. H., Adams, P. J., and Mickley, L. J.: Global radiative forcing of coupled tropospheric ozone and aerosols in a unified general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 109, D16207, doi:10.1029/2003JD004456, 2004

Mason, B. J., D. Sc., F. R. S.: *The Physics of Clouds; Second Edition*, Clarendon Press, Oxford., 671 pp. 50-63, 1971

Millar, I., John E. Freund: *Probability and Statistics for Engineers*, Prentice_Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 1977

Nakajima, T., A. Higurashi, K. Kawamoto, and J. E. Penner: A possible correlation between satellite derived cloud and aerosol microphysical parameters, *Geophys. Res. Lett.*, 28(7), 1171–1174, 2001

Penner, J. E., Chuang, C. C., and Grant, K.: Climate forcing by carbonaceous and sulfate aerosols, *Clim. Dyn.*, 14, 839–851, 1998

Parungo, F., Li, Z., Li, X., Yang, D., Harris, J.: Gobi dust storms and the great green wall. *Geophysical Research Letters* 2, 999–1002, 1994

Pruppacher, H. R., and D. Klett J.: *Microphysics of Clouds and Precipitation*, D. Reydell Publishing Company, London England, 1997

Querol, X., J. Pey, M. C. Minguillon, N. Perez, A. Alastuey, M. Viana, T. Moreno, R. M. Bernabé, S. Blanco, B. Cardenas, E. Vega, G. Sosa, S. Escalona, H. Ruiz, and B. Artiñano:

PM speciation and sources in México during the MILAGRO-2006 Campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, pp. 111-128, 2008

Ramanathan V, Muvva V. Ramana, Gregory Roberts, Dohyeong Kim, Craig Corrigan, Chul Chung & David Winker: Warming trends in Asia amplified by brown cloud solar absorption, *Nature* 448, 575-578, 2007

Ramanathan, V.: The Indian Ocean Experiment: an integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze. *J. Geophys. Res.* 106, 28371–28398, 2001

Rogers, R. R.: *A Short Course in Cloud Physics*. Pergamon Press, Oxford, 248p., 1987

Remer, L. A. and Kaufman, Y. J.: Aerosol direct radiative effect at the top of the atmosphere over cloud free ocean derived from four years of MODIS data, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 237–253, 2006

Rosenfeld, D.: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3105–3108, 1999

Rosenfeld, D.: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science* 287, 1793–1796, 2000

Reddy, M. S., Boucher, O., Bellouin, N., Schulz, M., Balkanski, Y., Dufresne, J.-L., and Pham, M.: Estimates of global multicomponent aerosol optical depth and direct radiative perturbation in the Laboratoire de Météorologie Dynamique general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S16, doi:10.1029/2004JD004757, 2005

Satheesh, S. K. & Ramanathan, V.: Large differences in tropical aerosol forcing at the top of the atmosphere and Earth's surface. *Nature* 405, 60–63, 2000

Schulz, C., Textor, C., Kinne, S., Balkanski, Y.: Radiative forcing by aerosols as derived from the AeroCom present-day and pre-industrial simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 5225–5246, 2006

Sistema de Monitoreo Atmosférico de la Ciudad de México: Data base (SIMAT) México D.F., 2003

Servicio Meteorológico Nacional. México D.F., Data base, 2008

Sokolik, I. N., O. B. Toon, and R.W.Bergstrom: Modeling the radiative characteristics of airborne mineral aerosols at infrared wavelengths. *J. Geophys. Res.*, 103, 8813-8826, 1998

Sozzi, R., A. Salcido, R. Saldaña F., T. Georgiadis: Daytime net radiation parameterisation for Mexico City suburban areas, *Atmospheric Research*, 50, pp. 53-68, 1999

Salcedo D., K. Dzepina, T. B. Onasch, M. R. Canagaratna, J. T. Jayne, D. R. Rosnop, J. S. Gaffney, N. A. Marley, K. S. Jonson, B. Zuberi, L. T. Molina, M. J. Molina, V. Shutthanandan, Y. Xie, and J. L. Jimenez: Characterization of ambient aerosols in Mexico City during the MCMA-2003 campaign with Aerosol mass Spectrometry- Part II: overview of the results at the CENICA supersite and comparison to previous studies, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 5, 4183-4221, 2005

Salcedo, D., T. B. Onasch, K. Dzepina, M. R. Canagaratna, Q. Zhang, J. A. Huffman, P. F. DeCarlo J. T. Jayne, P. Mortimer, D. R. Worsnop, C. E. Kolb, K. S. Johnson, B. Zuberi, L. C. Marr, R. Volkamer, L. T. Molina, M. J. Molina, B. Cardenas, R. M. Bernabé, C. Márquez, J.

S. Gaffney, N. A. Marley, A. Laskin, V. Shutthanandan, Y. Xie, W. Brune, R. Leshner, T. Shirley, and J. L. Jimenez: Atmospheric Chemistry and Physics Characterization of ambient aerosols in Mexico City during the MCMA-2003 campaign with Aerosol Mass Spectrometry: results from the CENICA Supersite Atmos. Chem. Phys., 6, 925–946, www.atmos-chem-phys.net/6/925/2006/ © Author(s) 2006. This work is licensed under a Creative Commons License, 2006

SEMARNAT and INE: Segundo Almanaque de Datos y Tendencias de la Calidad del Aire en Seis Ciudades Mexicanas, 2003

Takemura, T., Nakajima, T., Dubovik, O., Holben, B. N., and Kinne, S.: Single-scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global three-dimensional model, J. Climate, 15, 333–352, 2005

Whiteman, C. D., S. Zhong, X. Bian, J. D. Fast, and J. C. Doran: Boundary Layer evolution and regional –scale diurnal circulations over the Mexico Basin and Mexican plateau. Journal of Geophysical Research. Vol 105, No. D8, pp10081-10102, April, 2000

Yu, H., Y.J. Kaufman, M. Chin, G. Feingold, L.A. Remer, T.L. Anderson, Y. Balkanski, N. Bellouin, O. Boucher, S. Christopher, P. DeCola, R. Kahn, D. Koch, N. Loeb, M.S. Reddy, M. Schulz, T. Takemura, and M. Zhou: A review of measurement-based assessment of aerosol direct radiative effect and forcing. Atmos. Chem. Phys. in press, 2006

Zdunkowski, W. G., Ronald M. Welch and Jan Peagle: One – Dimensional Numerical Simulation of the Effects of Air Pollution on the Planetary Boundary Layer. Journal of Atmospheric Sciences, Vol. 33, pp. 2399-2414, 1976

Zhang, L.: ICTP/PROMISE conference on: Monsoon Environments: Agricultural and Hydrological Impacts of Seasonal Variability and Climate Change Interaction of Atmospheric Aerosol and Temperature, Wind Fields. Department of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou, People's Republic of China, 2003 zhanglei@lzu.edu.cn

Zhao, T. X.-P., Laszlo, I., Minnis, P., and Remer, L.: Comparison and analysis of two aerosol retrievals over the ocean in the Terra/Clouds and the Earth's Radiant Energy System-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer single scanner footprint data: 1. Global evaluation, J. Geophys. Res., 110, D21208, doi:10.1029/2005JD005851, 2005

APÉNDICE A . LISTA DE SIMBOLOS Y ACRONIMOS

SW	Longitud de onda corta
LW	Longitud de onda larga
BF	Fuerza de flotación
DRE	Efecto directo del aerosol
IRE	Efecto indirecto del aerosol
SDE	Efecto semi directo del aerosol
LR	Razón de cambio de la temperatura con la altura (Lapse Rate)

CEDRE	Efecto consecuencia del efecto directo del aerosol
SEMARNAT	Secretaria del Medio Ambiente y Recursos Naturales.
INE	Instituto Nacional de Ecología.
NOAA	Nacional Oceanic and Atmospheric Administration
L_C	Calor latente de condensación
B	Factor de empuje o flotación de la parcela
BL	Capa Límite.
LCL	Nivel de conveccion libre.
M	Masa de la parcela
M'	Masa de aire de la vecindad
V	Volumen de la parcela
ρ	Densidad de la parcela
ρ'	Densidad del medio ambiente o vecindad
p	Presión
α	Volumen especifico, (albedo)
g	Aceleración de la gravedad
Γ_D	Razón de cambio de la temperatura respecto a la altura (lapse rate) para el aire seco LRD.
Γ_m	Razón de cambio de la temperatura con la altura para aire, húmedo insaturado, LRI, sin mezcla con la vecindad.
R_D	Constante de los gases para el aire seco.
Q_n, E_n	Flujo de radiacion neta.
F	Calentamiento
z	Coordenada cartesiana en la dirección vertical
ω_s	Razón de mezcla de saturación.
e	Presión del vapor
e_s	Presión del vapor saturado
m_D	Peso molecular del aire seco
R^*	Constante universal de los gases.
m_V	Peso molecular del vapor de agua
M_V	Masa del vapor de agua
M_D	Masa del aire seco
h	Calor especifico

Γ_S	Es la razón de cambio de la temperatura respecto a la altura para un proceso pseudoadiabático saturado, LRS
c_{Pa}	Calor específico a presión constante para el aire seco.
μ	Razón de mezcla de la parcela con el medio ambiente.
ω'	Razón de mezcla del vapor de agua, en el medio ambiente.
$\Gamma_{\mu S}$	Razón de cambio de la temperatura con la altura para una parcela saturada que se mezcla con la vecindad, LRSE
c_{PP}	Calor específico a presión constante de las partículas de aerosol en la parcela.
c_{PV}	Calor específico a presión constante del vapor de agua.
$c_{P\mu P}$	Calor específico a presión constante de la parcela constituida por aire húmedo insaturado y partículas de aerosol.
ω_V	Razón de mezcla del vapor de agua en la parcela.
ω_P	Razón de mezcla de las partículas de aerosol en la parcela.
$\Gamma_{P\mu P}$	Razón de cambio de la temperatura de la parcela constituida de aire aire húmedo insaturado y partículas y se mezcla con su vecindad LRIMP
ω_{fP}	Razón de mezcla de partículas que contiene la parcela después de la mezcla con la vecindad.
ω_{fV}	Razón de mezcla del vapor de agua que contiene la parcela después de la mezcla con la vecindad.
c_{Pm}	Calor específico a presión constante para el aire húmedo.
T_{ENV}, T'	Temperatura de la vecindad o medioambiente.
T_P	Temperatura de las partículas de aerosol.
$T, T_{TER}, T_V, T_{PARC}$	Temperatura de la parcela de aire.

APÉNDICE B.

1. Ecuación de la fuerza de flotación y el empuje.

Para una parcela de volumen V , temperatura T y densidad ρ , en una vecindad de temperatura T' y densidad ρ' , se tiene, la ecuación de la fuerza resultante \mathbf{F} , es

$$\mathbf{F} = \mathbf{F}_1 - \mathbf{F}_2 \quad (1)$$

Donde F_1 es la fuerza de Arquímedes o de empuje y F_2 es la fuerza de gravedad,

$$F_1 = M'g \quad (2)$$

$$F_2 = M g \quad (3)$$

El volumen de la parcela es V , entonces el volumen que ocupan M' y M son iguales.

$$F = \rho' g V - \rho g V \quad (4)$$

Por unidad de masa se tiene

$$\frac{F}{M} = f = \rho' \frac{V}{M} g - \rho \frac{V}{M} g = g [\rho' / \rho - 1] \quad (5)$$

De la ecuación del gas ideal. Aplicada al aire seco y al medio ambiente se tiene

$$\rho = \frac{p}{R_D T} \quad (6)$$

$$\rho' = \frac{p}{R_D T'} \quad (7)$$

Sustituyendo las ecuaciones (6) y (7) en la ecuación (5), se tiene

$$f = g \left[\frac{\frac{p}{R_D T'}}{\frac{p}{R_D T}} - 1 \right] = g \left[\frac{1}{\frac{T'}{T}} - 1 \right] = g \left[\frac{T}{T'} - 1 \right] = g \left[\frac{T - T'}{T'} \right] = g B \quad (8)$$

Donde, el empuje B es

$$B = \left[\frac{T - T'}{T'} \right] \quad (9)$$

2. RAZON DE CAMBIO DE LA TEMPERATURA CON LA ALTURA PARA EL AIRE SECO.

Primera ley de la termodinámica para un proceso isobarico

$$dq = c_p dT - \alpha dp \quad (1)$$

Si el proceso es isentrópico, la ecuación (1) nos queda

$$c_p dT = \alpha dp \quad (2)$$

De la ecuaciones para el volumen específico α e hidrostática,

$$\alpha = V/m = 1/\rho \quad (3)$$

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (4)$$

Sustituyendo las ecuaciones (3) y (4) en la ecuación (2), se tiene

$$\Gamma_D \equiv -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} = 9.76 \text{ } ^\circ\text{C km}^{-1} \quad (5)$$

I-3. RAZON DE CAMBIO DE LA TEMPERATURA CON LA ALTURA PARA UN PROCESO SEUDOADIABATICO SATURADO.

Para una parcela que contiene 1 gramo de aire seco y ω_s gramos de vapor de agua saturado, en un estado inicial (p, T) , después de una expansión al estado $p + dp$, $T + dT$, $\omega_s + d\omega_s$, la condensación de $d\omega_s$ gramos de vapor, liberan una cantidad de calor latente de $-L_C d\omega_s$.

Considerando las ecuaciones

Primera ley de la termodinámica $-L_C d\omega_s = c_p dT - \alpha dp \quad (1)$

Ecuación del gas ideal $\alpha = \frac{R_D T}{P} = \frac{R_D T}{(p - e_s)} = \frac{R^* T}{m_D (p - e_s)} \quad (2)$

Sustituyendo (2) en (1) $-L_C d\omega_s = c_p dT - \frac{R^* T}{m_D} \frac{d(p - e_s)}{(p - e_s)} \approx c_p dT - \frac{R^* T}{m_D} \frac{dp}{p}$

Esto es $-L_C d\omega_s = c_p dT - \frac{R^* T}{m_D} \frac{dp}{p} \quad (3)$

De la razón de mezcla de saturación $\omega_s \approx \varepsilon \frac{e_s}{p}$, derivando logaritmicamente

$$\frac{d\omega_s}{\omega_s} = \frac{de_s}{e_s} - \frac{dp}{p} \quad \text{de donde}$$

$$d\omega_s = \omega_s \left[\frac{de_s}{e_s} - \frac{dp}{p} \right] \quad (4)$$

De la ecuación hidrostática $\frac{dp}{dz} = -\rho' g$ y ecuación del gas ideal para el aire seco

$$p\alpha' = \frac{R^*}{m_D} T' = \frac{p}{\rho'} \quad \text{de donde} \quad \rho' = \left(\frac{m_D p}{R^* T'} \right), \text{ la ecuación hidrostática queda como}$$

$$\frac{dp}{p} = -\frac{\rho'}{p} g dz = -\left(\frac{m_D p}{R^* T'} \right) \frac{g}{p} dz = -\frac{m_D g}{R^* T'} dz$$

$$\frac{dp}{p} = -\frac{m_D g}{R^* T'} dz \quad (5)$$

Sustituyendo (4) en la ecuación (3) se tiene

$$-L_C d\omega_s = c_p dT - \frac{R^* T}{m_D} \frac{dp}{p}$$

$$-L_C d\omega_s = -L_C \omega_s \left[\frac{de_s}{e_s} - \frac{dp}{p} \right] = c_p dT - \frac{R^* T}{m_D} \frac{dp}{p}$$

Simplificando se tiene

$$-L_C \omega_s \left[\frac{de_s}{e_s} - \frac{dp}{p} \right] = c_p dT - \frac{R^* T}{m_D} \frac{dp}{p} \quad (6)$$

Sustituyendo (5) en (6)

$$-L_C \omega_s \left[\frac{de_s}{e_s} - \left(-\frac{m_D g}{R^* T'} dz \right) \right] = c_p dT - \frac{R^* T}{m_D} \left(-\frac{m_D g}{R^* T'} dz \right), \quad \text{si} \quad \frac{T}{T'} \approx 1, \text{ entonces}$$

$$-L_C \omega_s \left[\frac{de_s}{e_s} + \frac{g m_D}{R^* T} dz \right] = c_p dT + g dz$$

Dividiendo por dz y sustituyendo $\frac{de_s}{dz} = \frac{dT}{dz} \frac{de_s}{dT}$ se tiene

$$-L_C \omega_s \frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} \left[\frac{dT}{dz} \right] - \frac{g m_D L_C \omega_s}{R^* T} = c_p \left[\frac{dT}{dz} \right] + g \quad \text{pero de} \quad \omega_s = \varepsilon \frac{e_s}{p} \quad \text{y de la ecuación de}$$

Clausius-Clapeyron, $\frac{de_s}{dT} = \frac{L_C e_s m_V}{R^* T^2}$, se tiene

$$-L_C \omega_s \left(\frac{1}{e_s} \frac{L_C e_s m_v}{R^* T^2} \right) \left[\frac{dT}{dz} \right] - L_C \omega_s \frac{g m_D}{R^* T} = c_p \left[\frac{dT}{dz} \right] + g \quad \text{de donde}$$

$$-\omega_s \left(\frac{L_C^2 \varepsilon m_D}{R^* T^2} \right) \left[\frac{dT}{dz} \right] - L_C \omega_s \frac{g m_D}{R^* T} = c_p \left[\frac{dT}{dz} \right] + g \quad \text{si } R_D = \frac{R^*}{m_D} \text{ entonces}$$

$$-\frac{dT}{dz} \left(\varepsilon \frac{L_C^2 \omega_s}{R_D T^2} + c_p \right) = g \left(1 + \frac{L_C \omega_s}{R_D T} \right) \quad \text{que resolviendo para } -\frac{dT}{dz} \text{ se tiene}$$

$$\Gamma_s \equiv -\frac{dT}{dz} = \frac{g \left[1 + \frac{L_C \omega_s}{R_D T} \right]}{c_p \left[1 + \frac{\varepsilon L_C^2 \omega_s}{c_p R_D T^2} \right]} \quad \text{o bien}$$

$$\Gamma_s \equiv -\frac{dT}{dz} = \frac{g \left[\frac{1 + \frac{L_C \omega_s}{R_D T}}{1 + \frac{\varepsilon L_C^2 \omega_s}{c_p R_D T^2}} \right]}{c_p}$$

4. RAZON DE CAMBIO DE LA TEMPERATURA CON LA ALTURA PARA UN PROCESO SEUDOADIABATICO SATURADO, QUE SE MEZCLA CON SU MEDIO AMBIENTE.

Al ascender la parcela de aire saturado, se mezcla con dm de la vecindad con temperatura T' , y pierde calor para calentarla a T , este calor es

$$dQ_1 = c_{pa}(T - T')dm \quad (1)$$

La masa de la vecindad insaturada que entra a la parcela dm , se satura, para lo cual la parcela evapora algo del agua liquida (que condensa al ascender), para eso pierde el calor

$$dQ_2 = L_C(\omega_s - \omega')dm \quad (2)$$

Al ascender la parcela se enfría por el trabajo que realiza al expandirse en la vecindad y ese enfriamiento produce condensación y se desprende calor latente, que es

$$dQ_3 = -mL_C d\omega_s \quad (3)$$

Por la Primera Ley de la Termodinámica, se tiene

$$-(dQ_1 + dQ_2) + dQ_3 = c_{pa} m dT - V dp \quad (4)$$

Sustituyendo las ecuaciones (1), (2) y (3) en la ecuación (4) se tiene

$$-c_{pa}(T - T')dm - L_C(\omega_s - \omega')dm - mL_C d\omega_s = m(c_{pa} dT - \alpha dp) \quad (5)$$

Sustituyendo $\alpha = \frac{R_D T'}{p}$ de la ecuación del gas ideal para el aire seco y dividiendo por

mdz , se tiene

$$-c_{pa}(T-T')\frac{1}{m}\frac{dm}{dz} - L_C(\omega_s - \omega')\frac{1}{m}\frac{dm}{dz} - L_C\frac{d\omega_s}{dz} = c_{pa}\frac{dT}{dz} - \frac{R_D T'}{p}\frac{dp}{dz} \quad (6)$$

Sustituyendo la ecuación hidrostática $\frac{dp}{dz} = -(\rho')g = -\left(\frac{p}{R_D T'}\right)g$, y la ecuación

$$\omega_s = \varepsilon \frac{e_s}{p}, \text{ derivando logarítmicamente se tiene } \frac{1}{\omega_s} \frac{d\omega_s}{dz} = \frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dz} - \frac{1}{p} \frac{dp}{dz} \text{ y como}$$

$\mu = \frac{1}{m} \frac{dm}{dz}$, sustituyendo en la ecuación (6), se tiene

$$-c_{pa}(T-T')\mu - L_C(\omega_s - \omega')\mu - L_C\left[\frac{\omega_s}{e_s} \frac{de_s}{dz} - \frac{\omega_s}{p} \frac{dp}{dz}\right] = c_{pa}\frac{dT}{dz} + g \quad (7)$$

Sustituyendo en (7) $\frac{de_s}{dz} = \frac{dT}{dz} \frac{de_s}{dT} = \frac{dT}{dz} \left[\frac{\varepsilon e_s L_C}{R_D T^2}\right]$ y $\frac{dp}{dz} = -(\rho)g = -\left(\frac{p}{R_D T}\right)g$ tenemos

$$-\mu[c_{pa}(T-T') + L_C(\omega_s - \omega')] - L_C\omega_s\left[\left(\frac{dT}{dz}\right)\frac{\varepsilon L_C}{R_D T^2} - \frac{1}{p}\left(-\frac{p}{R_D T}g\right)\right] = c_{pa}\frac{dT}{dz} + g$$

$$-\mu[c_{pa}(T-T') - L_C(\omega_s - \omega')] - \frac{dT}{dz}\left[\frac{\varepsilon L_C^2 \omega_s}{R_D T^2} + c_{pa}\right] - \frac{L_C \omega_s}{R_D T}g = g \text{ resolviendo para } -\frac{dT}{dz},$$

$$\text{se tiene } \Gamma_{\mu S} \equiv -\frac{dT}{dz} = \frac{g\left[1 + \frac{L_C \omega_s}{R_D T}\right] + \mu\left[c_{pa}(T-T') + L_C(\omega_s - \omega')\right]}{c_{pa}\left[1 + \frac{\varepsilon L_C^2 \omega_s}{c_{pa} R_D T^2}\right]}, \text{ o bien}$$

$$\Gamma_{\mu S} = \frac{\frac{g}{c_{pa}}\left[1 + \frac{L_C \omega_s}{R_D T}\right] + \mu\left[(T-T') + \frac{L_C}{c_{pa}}(\omega_s - \omega')\right]}{1 + \frac{\varepsilon L_C^2 \omega_s}{c_{pa} R_D T^2}}$$

ECUACIONES DEL MODELO TERMODINÁMICO.

5. CALOR ESPECIFICO A PRESION CONSTANTE PARA UNA PARCELA CONSTITUIDA POR AIRE HUMEDO INSATURADO Y PARTÍCULAS, QUE SE MEZCLA CON LA VECINDAD.

Para una parcela constituida por

1 g de aire seco

ω_v g de vapor de agua

ω_p g de partículas de aerosol

En un proceso a presión constante se tiene, por la Primera Ley de la Termodinámica

$$(1)dH = m c_{pa} dT \quad (1) \quad \text{para el aire seco}$$

$$(\omega_v)dH = m \omega_v c_{pv} dT \quad (2) \quad \text{para el vapor de agua}$$

$$(\omega_p)dH = m \omega_p c_{pp} dT \quad (3) \quad \text{para las partículas de aerosol}$$

De (1)+(2)+(3) se tiene

$$(1 + \omega_v + \omega_p) dH = m (c_{pa} + c_{pv} \omega_v + c_{pp} \omega_p) dT \quad (4)$$

Si $c \equiv \frac{1}{m} \frac{dH}{dT}$, entonces la ecuación (4) nos queda

$$\frac{1}{m} \frac{dH}{dT} = \frac{c_{pa} + c_{pv} \omega_v + c_{pp} \omega_p}{1 + \omega_v + \omega_p} \equiv c_{p\mu p} \quad (5)$$

6. LR PARA UNA PARCELA CONSTITUIDA POR AIRE HÚMEDO Y PARTÍCULAS DE AEROSOL, QUE SE MEZCLA CON SU MEDIO AMBIENTE.

Para un ascenso dz de la parcela, ocurre un cambio de presión dp , se mezcla con la parcela una masa dm de la vecindad que tiene temperatura T' . La parcela tiene una temperatura T .

En este ascenso dz , ocurre que entran a la parcela del medio ambiente

$\dot{\omega}_p dm$ de partículas de aerosol.

$\dot{\omega}_v dm$ de vapor de agua.

La media ponderada de vapor de agua y de partículas que ahora tiene la parcela son

$$\omega_{fV} = \frac{\omega_V + \omega'_V dm}{1 + dm} = \frac{\omega_V + \omega'_V \mu dz}{1 + \mu dz} \quad (1) \quad \text{para el vapor}$$

$$\omega_{fP} = \frac{\omega_P + \omega'_P dm}{1 + dm} = \frac{\omega_P + \omega'_P \mu dz}{1 + \mu dz} \quad (2) \quad \text{para las partículas}$$

La parcela calienta a dm , por lo cual cede el calor

$$dQ_1 = c_{Pa}(T - T') dm \quad (3)$$

La parcela calienta al vapor de medio que se mezcla, y pierde el calor

$$dQ_2 = c_{pV}(T - T') \omega_{fV} dm \quad (4)$$

La parcela gana calor por el calentamiento de las partículas que ya tiene y las que se integran por mezcla, este calor es

$$dQ_3 = c_{pP}(T_P - T) \omega_{fP} dm \quad (5)$$

Por la Primera Ley de la Termodinámica, se tiene

$$-(dQ_1 + dQ_2) + dQ_3 = m(c_{p\mu P} dT - \alpha dp) \quad (6)$$

Usando la ecuación hidrostática

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (7)$$

Sustituyendo (3), (4), (5) y (7) en (6) y dividiendo por $m dz$, se tiene

$$-\left[c_{Pa}(T - T') \frac{1}{m} \frac{dm}{dz} - c_{pV}(T - T') \omega'_{fV} \frac{1}{m} \frac{dm}{dz} \right] + c_{pP}(T_P - T) \omega'_{fP} \frac{1}{m} \frac{dm}{dz} = c_{p\mu P} \frac{dT}{dz} - \alpha(-\rho g)$$

(8)

Como $\alpha\rho = 1$, dividiendo la ecuación (8) por $c_{P\mu P}$, Agrupando términos y sustituyendo

$$\frac{1}{m} \frac{dm}{dz} = \mu, \text{ se tiene}$$

$$-\frac{\mu}{c_{P\mu P}} \left[c_{Pa}(T - T') + c_{PV}(T - T')\omega'_{fV} - c_{PP}(T_P - T)\omega'_{fP} \right] - \frac{g}{c_{P\mu P}} = \frac{dT}{dz}$$

finalmente definimos el gradiente de temperatura de la parcela como

$$\Gamma_{P\mu P} \equiv -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_{P\mu P}} + \frac{\mu}{c_{P\mu P}} \left[c_{Pa}(T - T') + c_{PV}(T - T')\omega'_{fV} - c_{PP}(T_P - T)\omega'_{fP} \right] \quad (9)$$

donde

ω_V es la razón de mezcla de vapor que contiene la parcela antes de la mezcla.

ω'_V es la razón de mezcla de vapor que contiene el medio.

ω'_{fV} es la razón de mezcla de vapor después de la mezcla en la parcela.

ω_P es la razón de mezcla de partículas que contiene la parcela antes de la mezcla.

ω'_P es la razón de mezcla de partículas que tiene el medio.

ω'_{fP} es la razón de mezcla de partículas de la parcela después de la mezcla.

T_P es la temperatura de la masa de partículas de aerosol en la parcela.

T es la temperatura de la parcela.

T' es la temperatura del medio ambiente.

$\Gamma_{P\mu P}$ es el gradiente de temperatura de la parcela.

g es la aceleración de la gravedad.

c_{PV} es el calor específico para el vapor de agua.

c_{Pa} es el calor específico para el aire seco.

7. CALCULO DE LA TEMPERATURA DE LAS PARTÍCULAS DE AEROSOL (T_p).

Si consideramos la Ley de Stefan-Boltzmann, se tiene que

sea r el coeficiente de reflexion, entonces $(1-r)$ es el coeficiente de emision, a es la vecindad de la partícula (parcela) mas fria, p es la partícula, a mayor temperatura que la vecindad o parcela.

Como parcela y partícula estan a diferentes temperaturas puede ocurrir la transferencia de radiacion, ambas radian a la razón

$$J_{rad} = (1-r)\sigma T_i^4 \text{ W/m}^2, \text{ donde } i = \begin{cases} a \text{ parcela} \\ p \text{ partícula} \end{cases} \quad (1)$$

El flujo total que llega es J' .

El flujo total que sale es J . Entonces

$$J = (1-r)\sigma T_a^4 + rJ' \quad (2)$$

$$J' = (1-r)\sigma T_p^4 + rJ \quad (3)$$

El flujo neto que llega es

$$J' - J = \frac{1-r}{1+r}\sigma(T_p^4 - T_a^4) = R_n \quad (4)$$

o bien, como la presentamos

Radiación neta que emite la partícula dentro de la parcela

$$Q_n = \varepsilon_p \sigma (T_p^4 - T^4) \quad (5)$$

de donde

$$T_p = \left[\frac{Q_n}{\varepsilon_p \sigma} + T^4 \right]^{\frac{1}{4}} \quad (6)$$

Si sustituimos en (6) $Q_n = 35 \text{ W/m}^2$, $\varepsilon_p = 1$, $T = 287.16 \text{ K}$, se tiene $T_p = 294 \text{ K}$. Otros autores calculan $Q_n = 85 \text{ W/m}^2$, entonces para este valor resulta $T_p = 302 \text{ K}$.

8. TEMPERATURA VIRTUAL PARA UNA PARCELA FORMADA POR AIRE INSATURADO Y PARTÍCULAS DE AEROSOL (ATMÓSFERA URBANO-INDUSTRIAL).

ORGANICS (54.6%).

Substancias	Peso molecular	TOTAL
Benzene $C_6 H_6$	$6 \times 12 + 6 \times 1 =$	78
Toluene $CH_3 C_6 H_5$	$12 + 3 \times 1 + 6 \times 12 + 5 \times 1 =$	92

Xylenes	$C_6H_4(CH_3)_2$	$6 \times 12 + 4 \times 1 + 2 \times (12 + 3) =$	106
Naphthalene	$C_{10}H_8$	$10 \times 12 + 8 \times 1 = 128$	$.546 \times 404 = 220.584$
CHLORIDE (8%)	Cl	35.45	$.08 \times 35.45 = 2.836$
Black Carbon (11%)	CO_2	$12 + 32 = 44$	$.11 \times 44 = 4.84$
NITRATE (10%)	NO_3	$14 + 3 \times 16 = 62$	$.1 \times 62 = 6.2$
SULFATE (10.3%)	SO_4	$32 + 16 \times 4 = 96$	$.103 \times 96 = 9.888$
AMMONIUM (6.4%)	NH_4	$14 + 4 \times 1 = 18$	$.064 \times 18 = 1.152$

SUMA TOTAL = 245.5, LA MEDIA PONDERADA = $245.5 / 1.00 = 245$.

$\varepsilon \equiv \frac{m_v}{m_d} = \frac{16 + 2}{28.9} = \frac{18}{28.9} = 0.622$, $\varepsilon^{-1} = \frac{1}{\varepsilon} = \frac{1}{0.622} = 1.605$, m_v es el peso molecular del vapor de agua, m_d es el peso molecular del aire seco.

PESO MOLECULAR MEDIO PARA PARTÍCULAS DE AEROSOL EN UNA ATMÓSFERA URBANO INDUSTRIAL.

$$\frac{1}{\bar{m}} = \frac{\sum_i \frac{M_i}{m_i}}{\sum_i m_i} \quad \text{donde } M \text{ es la masa y } m \text{ el peso molecular.}$$

Así tenemos que para el aerosol urbano

$$\frac{1}{\bar{m}_{part}} = \frac{\frac{0.54}{404} + \frac{0.08}{35.45} + \frac{0.11}{44} + \frac{0.1}{62} + \frac{0.1}{96} + \frac{0.06}{18}}{0.54 + 0.08 + 0.11 + 0.1 + 0.1 + 0.06}, \quad \text{se sustit 404 por 250}$$

$$\frac{1}{\bar{m}_{part}} = \frac{0.04 + 0.00228 + 0.0025 + 0.0016 + 0.001 + 0.003}{.99} = 0.05$$

$$\frac{1}{\bar{m}_{part}} = 0.05 \quad \text{por lo tanto} \quad \bar{m}_{part} = \frac{1.0}{0.05} = 20$$

$$\varepsilon_{part} = \frac{\bar{m}_{part}}{m_d} = \frac{20}{29} = 0.69$$

$\varepsilon_{part}^{-1} = \frac{1}{\varepsilon_{part}} = \frac{1}{0.69} = 1.44$, \bar{m}_{part} es el peso molecular medio (media ponderada) de las partículas del aerosol urbano.

$$T_v^{v+p} = T \left[\frac{1 + \frac{\omega_v}{\varepsilon} + \frac{\omega_{part}}{\varepsilon_{part}}}{1 + \omega_v + \omega_{part}} \right], \text{ donde } \omega_v = \frac{M_{vapor} [g]}{M_{aire\ seco} [kg]} \text{ donde } M_{vapor} \text{ es la masa medida de}$$

la concentración de partículas de vapor en gramos. $M_{aire\ seco}$, que contiene las partículas de vapor. $\omega_{part} = \frac{M_{part} [g]}{M_{aire\ seco} [kg]}$, donde M_{part} es la masa en gramos de las partículas de aerosol que contiene el aire seco cuya masa es $M_{aire\ seco}$ que generalmente es en un m^3 de aire.

Observese que $T_v^{v+p} > T$, donde T es la temperatura de la vecindad, T_v^{v+p} es la temperatura de la parcela de aire húmedo, en general $T_v = T[1+0.6\omega]$.

Para el caso de aire húmedo con partículas de aerosol

$$\frac{1 + 1.61 \cdot \omega + 1.44 \cdot \omega_{part}}{1 + \omega + \omega_{part}} = 1 + 0.61\omega + 0.44\omega_{part}$$

$$T_v^{v+p} = T_{env} (1 + 0.61 \cdot \omega_v + 0.44 \cdot \omega_p)$$

APÉNDICE C

PRUEBA NO. 1 PARA DATOS DE RADIOSONDA (12Z MEXICO D.F., 15 AG., 2008)

Comparación de temperaturas; Tenv, Tv(temperatura virtual) con diferentes condiciones, Tp (temperatura de las Partículas)

Resultados	"t"	α	significancia
Tenv Vs Tv :	0.135		
Tenv Vs Tp	3.396	0.005	x
Tv Vs Tp	3.185	0.005	x

Comparamos los perfiles de temperatura listados a continuación:

Tenv, Tv(ω_{fv}, ω_{fp}), Tv($\omega_{fv}, \omega_{f10p}$), (Tv) μ , Tv(ω_v, ω_p)

Donde:

$$T_v(\omega_{FV}, \omega_{FP}) = T_{ENV} [1 + 0.61 \cdot \omega_{FV} + 0.44 \cdot \omega_{FP}] \quad (2)$$

$$\omega_{FV} = \frac{\omega_v + \mu \cdot \omega_v' \cdot \Delta z}{1 + \mu \cdot \Delta z} \quad (3)$$

$$\omega_{FP} = \frac{\omega_p + \mu \cdot \omega_p' \cdot \Delta z}{1 + \mu \cdot \Delta z} \quad (4)$$

$$\mu \equiv \frac{1}{m} \frac{dm}{dz} \quad (5)$$

$$T_v(\omega_v, \omega_p) = T_{ENV} [1 + 0.61 \cdot \omega_v + 0.44 \cdot \omega_p] \quad (6)$$

$$T_v(\omega_{FV}, \omega_{F.10P}) = T_{ENV} [1 + 0.61 \cdot \omega_{FV} + 0.44 \cdot \omega_{F.10P}] \quad (7)$$

$$\omega_{F.10P} = \frac{\omega_{F.P} + \mu \cdot 10 \omega_p' \cdot \Delta z}{1 + \mu \cdot \Delta z} \quad (8)$$

RESULTADOS:	"t"	α	Significancia.
Tenv Vs Tv(ω_{fv}, ω_{fp})	0.384	0.4	
Tenv Vs Tv($\omega_{fv}, \omega_{f10p}$)	0.848	0.2	
Tenv Vs (Tv) μ	0.814	0.2	
Tenv Vs Tv(ω_v, ω_p)	0.135		m(Tenv) < m[Tv(ω_v, ω_p)]
Tv(ω_{fv}, ω_{fp}) Tv($\omega_{fv}, \omega_{f10p}$)	0.465	0.4	
Tv(ω_{fv}, ω_{fp}) (Tv) μ	0.918	0.2	
Tv(ω_{fv}, ω_{fp}) Tv(ω_v, ω_p)	0.244		m(Tv(ω_{fv}, ω_{fp})) >> m[Tv(ω_v, ω_p)]
Tv($\omega_{fv}, \omega_{f10p}$) (Tv) μ	1.048	0.2	
Tv($\omega_{fv}, \omega_{f10p}$) Tv(ω_v, ω_p)	0.703	0.3	
(Tv) μ Tv(ω_v, ω_p)	0.850	0.2	

PRUEBA NO. 2 PARA DATOS DE RADIOSONDA (12Z EST 76690 15 AUG 2008)

Comparamos ahora el calentamiento: Fenv (W/m²), Fter (W/m²), Fpart (W/m²)

RESULTADOS	"t"	α	Significancia.
Fenv Fter	0.158		
Fenv Fpart	3.292	0.005	x
Fter Fpart	3.054	0.005	x

Comparamos ahora Fenv (W/m²) y una Parcela contaminada (Fter, ω fp) y otra muy contaminada (Fter, ω f10p), visibilidad < 5 km.

RESULTADOS	"t"	α	Significancia.
Fenv Fter(ω fp)	0.403	0.4	
Fenv Fter(ω f10p)	0.890	0.2	
Fter(ω fp) Fter(ω f10p)	0.491	0.4	

PRUEBA NO. 3 PARA DATOS DE RADIOSONDA (12Z MEXICO D.F. 15 AG. 2008)

Comparamos ahora la razón de calentamiento-enfriamiento (K/día).

(dT/dt)env, (dT/dt ter $\mu=0, \omega$ p), (dT/dt)part, (dT/dt ω fv, ω fp), (dT/dt ω fv, ω f10p)

RESULTADOS	"t"	α	Significancia.
(dT/dt)env (dT/dt ter, $\mu=0, \omega$ p)	-0.066		
(dT/dt)env (dT/dt)part	-0.013		
(dT/dt)env (dT/dt ω fv, ω fp)	0.257	0.4	
(dT/dt)env (dT/dt ω fv, ω f10p)	0.621	0.3	
(dT/dt ter, $\mu=0, \omega$ p) (dT/dt)part	0.056		
(dT/dt ter, $\mu=0, \omega$ p) (dT/dt ω fv, ω fp)	0.338	0.4	
(dT/dt ter, $\mu=0, \omega$ p) (dT/dt ω fv, ω f10p)	0.722	0.3	
(dT/dt)part (dT/dt ω fv, ω fp)	0.283	0.4	
(dT/dt)part (dT/dt ω fv, ω f10p)	0.666	0.3	

(dT/dt wfv,ωfp) (dT/dt)wfv,ωf10p) 0.364 0.4

Se comparan (dT/dt)env, (dT/dt ter,μ=0,ωp), (dT/dt wfv,ωfp), (dT/dt wfv,ωf10p)

RESULTADOS	"t"	α	Significativo.
(dT/dt)env (dT/dt ter,μ=0,ωp)	0.066		
(dT/dt)env (dT/dt wfv,ωfp)	0.257	0.4	
(dT/dt)env (dT/dt wfv,ωf10p)	0.621	0.3	
(dT/dt ter,μ=0,ωp) (dT/dt wfv,ωfp)	0.338	0.4	
(dT/dt ter,μ=0,ωp) (dT/dt wfv,ωf10p)	0.722	0.3	
(dT/dt wfv,ωfp) (dT/dt wfv,ωf10p)	0.364	0.4	

Recordemos que se tiene T_v con partículas, $T_v = T_{env}[1 + 0.62 \cdot \omega_v + 0.44 \cdot \omega_p]$ (2) en Parcela sin mezcla ($\mu=0$).

PRUEBA NO. 4 PARA DATOS DE RADIOSONDA (12Z MEXICO D.F. 15 AG. 2008)

Se comparan los LR (K/km): Γ_d , $\Gamma_{\mu p}$, Γ_m , $\Gamma_{s\mu}$, Γ_s , $\Gamma_{\mu p}(\omega f10p)$. Donde $\Gamma_{\mu p}$ es el LR del Modelo Termodinámico y $\Gamma_{\mu p}(\omega f10p)$ corresponde a la aplicación del LR del modelo para una muestra mas contaminada (visibilidad < 5 km)

RESULTADOS	"t"	α	Significativo.
Γ_d $\Gamma_{\mu p}$	-5.247	0.05	x
Γ_d Γ_m	-4.313	0.05	x
Γ_d $\Gamma_{s\mu}$	-13.339	0.05	x
Γ_d Γ_s	-16.487	0.05	x
Γ_d $\Gamma_{\mu p}(\omega f10p)$	-12.422	0.05	x
$\Gamma_{\mu p}$ Γ_m	4.495	0.05	x
$\Gamma_{\mu p}$ $\Gamma_{s\mu}$	-12.362	0.05	x
$\Gamma_{\mu p}$ Γ_s	-15.510	0.05	x
$\Gamma_{\mu p}$ $\Gamma_{\mu p}(\omega f10p)$	-8.345	0.05	x
Γ_m $\Gamma_{s\mu}$	-13.226	0.05	x

Γ_m Γ_s	-16.376	0.05	x
Γ_m $\Gamma_{\mu p}(\omega f10p)$	-11.992	0.05	x
$\Gamma_{s\mu}$ Γ_s	-2.582	0.05	x
$\Gamma_{s\mu}$ $\Gamma_{\mu p}(\omega f10p)$	9.417	0.05	x
Γ_s $\Gamma_{\mu p}(\omega f10p)$	12.588	0.05	x

SE CONSIDERA EL CAMBIO DE LA VECINDAD (OTRO RADIOSONDA), MISMA ZONA .

Se considera un cambio en el Medio Ambiente de la Parcela que es un radiosonda diferente, ahora usaremos el (00Z MEXICO D.F. 26 Jun 2009).

PRUEBA NO. 1 PARA DATOS DE RADIOSONDA (00Z MEXICO D.F. 26 Jun 2009)

Se compara las temperaturas: $T'=T_{env}$, $T_v=(T_{parcela})$, $T_p=(T_{partic})$

RESULTADOS	"t"	α	Significativo.
T_{env} T_v	0.104		
T_{env} T_p	1.991	0.050	x
T_v T_p	1.845	0.050	x

Se comparan: T_{env} , $T_v(\omega f_v, \omega f_p)$, $T_v(\omega f_v, \omega f10p)$, $(T_v)\mu$, $T_v(\omega v, \omega p)$.

RESULTADOS	"t"	α	Significancia.
T_{env} Vs $T_v(\omega f_v, \omega f_p)$	0.215		
T_{env} Vs $T_v(\omega f_v, \omega f10p)$	0.484	0.3	
T_{env} Vs $(T_v)\mu$	-0.623	0.3	
T_{env} Vs $T_v(\omega v, \omega p)$	0.105		
$T_v(\omega f_v, \omega f_p)$ $T_v(\omega f_v, \omega f10p)$	0.270	0.4	
$T_v(\omega f_v, \omega f_p)$ $(T_v)\mu$	-0.745	0.3	
$T_v(\omega f_v, \omega f_p)$ $T_v(\omega v, \omega p)$	-0.108		

$T_v(\omega_{fv}, \omega_{f10p}) (T_v)\mu$	-0.900	0.2
$T_v(\omega_{fv}, \omega_{f10p}) T_v(\omega_v, \omega_p)$	-0.375	0.4
$(T_v)\mu T_v(\omega_v, \omega_p)$	0.680	0.3

PRUEBA NO. 2 PARA DATOS DE RADIOSONDA (00Z MEXICO D.F., 26 Jun 2009)

Se comparan las temperaturas: $T_{env}(W/m^2)$, $T_{ter}(\omega, \omega_p, \mu=0)$, $T_{part}(En=35)$, $T_{ter}(\omega_{fv}, \omega_{fp}, \mu)$
 $T_{ter}(\omega_{fv}, \omega_{f10p}, \mu)$

RESULTADOS	"t"	α	Significancia.
T_{env} Vs $T_v(\omega_{fv}, \omega_{fp})$	0.215		
T_{env} Vs $T_v(\omega_{fv}, \omega_{f10p})$	0.484	0.3	
T_{env} Vs $(T_v)\mu$	-0.623	0.3	
T_{env} Vs $T_v(\omega_v, \omega_p)$	0.105		
$T_v(\omega_{fv}, \omega_{fp}) T_v(\omega_{fv}, \omega_{f10p})$	0.270	0.4	
$T_v(\omega_{fv}, \omega_{fp}) (T_v)\mu$	-0.745	0.3	
$T_v(\omega_{fv}, \omega_{fp}) T_v(\omega_v, \omega_p)$	-0.108		
$T_v(\omega_{fv}, \omega_{f10p}) (T_v)\mu$	-0.900	0.2	
$T_v(\omega_{fv}, \omega_{f10p}) T_v(\omega_v, \omega_p)$	-0.375	0.4	
$(T_v)\mu T_v(\omega_v, \omega_p)$	0.680	0.3	

PRUEBA NO. 2 PARA DATOS DE RADIOSONDA (00Z MEXICO D.F., 26 Jun 2009)

Se comparan los calentamientos: $F_{env}(W/m^2)$, $F_{ter}(\omega, \omega_p, \mu=0)$, $F_{part}(En=35)$,
 $F_{ter}(\omega_{fv}, \omega_{fp}, \mu)$ $F_{ter}(\omega_{fv}, \omega_{f10p}, \mu)$

RESULTADOS	"t"	α	Significativo.
$F_{env}(W/m^2) F_{ter}(\omega, \omega_p, \mu=0)$	0.124		
$F_{env}(W/m^2) F_{part}(En=35)$	1.852	0.050	x
$F_{env}(W/m^2) F_{ter}(\omega_{fv}, \omega_{fp}, \mu)$	0.225		

Fenv(W/m2) Fter(ω fv, ω f10p, μ)	0.509	0.3	
Fter(ω , ω p, μ =0) Fpart(En=35)	1.685	0.050	x
Fter(ω , ω p, μ =0) Fter(ω fv, ω fp, μ)	0.098		
Fter(ω , ω p, μ =0) Fter(ω fv, ω f10p, μ)	0.381	0.4	
Fpart(En=35) Fter(ω fv, ω fp, μ)	-1.591	0.1	
Fpart(En=35) Fter(ω fv, ω f10p, μ)	-1.248	0.1	
Fter(ω fv, ω fp, μ) Fter(ω fv, ω f10p, μ)	0.287	0.4	

PRUEBA NO. 3 PARA DATOS DE RADIOSONDA (00Z MEXICO D. F., 26 Jun 2009).

Se comparan las razones de calentamiento-enfriamiento (K/día): (dT/dt env), (dT/dt ter, μ =0, ω p), (dT/dt part), (dT/dt ω fv, ω fp), (dT/dt ω fv, ω f10p).

RESULTADOS	"t"	α	Significativo.
(dT/dt env) (dT/dt ter, μ =0, ω p)	0.124		
(dT/dt env) (dT/dt part)	1.852	0.050	x
(dT/dt env) (dT/dt ω fv, ω fp)	0.225		
(dT/dt env) (dT/dt ω fv, ω f10p)	0.509	0.3	
(dT/dt ter, μ =0, ω p) (dT/dt part)	1.685	0.050	x
(dT/dt ter, μ =0, ω p) (dT/dt ω fv, ω fp)	0.098		
(dT/dt ter, μ =0, ω p) (dT/dt ω fv, ω f10p)	0.381	0.4	
(dT/dt part) (dT/dt ω fv, ω fp)	1.591	0.050	x
(dT/dt part) (dT/dt ω fv, ω f10p)	1.248	0.1	
RESULTADOS	"t"	α	Significancia.
(dT/dt env) (dT/dt)ter, μ =0, ω p)	0.414	0.4	
(dT/dt env) (dT/dt ω fv, ω fp)	0.268	0.4	
(dT/dt env) (dT/dt ω fv, ω f10p)	0.651	0.3	

(dT/dt ter, $\mu=0$, ωp) (dT/dt ωfv , ωfp)	0.129	
(dT/dt ter, $\mu=0$, ωp) (dT/dt ωfv , $\omega f10p$)	0.277	0.4
(dT/dt ωfv , ωfp) (dT/dt ωfv , $\omega f10p$)	0.383	0.4

PRUEBA NO. 4 PARA DATOS DE RADIOSONDA (00Z MEXICO D. F., 26 Jun 2009)

Se comparan los LR (K/km): Γd , $\Gamma \rho \mu p$, Γm , $\Gamma s \mu$, Γs , $\Gamma \rho \mu p(\omega f10p)$.

RESULTADOS	"t"	α	Significancia.
Γd $\Gamma \rho \mu p$	-4.402	0.05	x
Γd Γm	-3.979	0.05	x
Γd $\Gamma s \mu$	-8.137	0.05	x
Γd Γs	-8.195	0.05	x
Γd $\Gamma \rho \mu p(\omega f10p)$	-8.413	0.05	x
$\Gamma \rho \mu p$ Γm	3.737	0.05	x
$\Gamma \rho \mu p$ $\Gamma s \mu$	-7.419	0.05	x
$\Gamma \rho \mu p$ Γs	-7.595	0.05	x
$\Gamma \rho \mu p$ $\Gamma \rho \mu p(\omega f10p)$	-5.229	0.05	x
Γm $\Gamma s \mu$	-8.045	0.05	x
Γm Γs	-8.117	0.05	x
Γm $\Gamma \rho \mu p(\omega f10p)$	-8.049	0.05	x
$\Gamma s \mu$ Γs	-0.984	0.05	x
$\Gamma s \mu$ $\Gamma \rho \mu p(\omega f10p)$	5.734	0.05	x
Γs $\Gamma \rho \mu p(\omega f10p)$	6.169	0.05	x

CASO NO. 3, a) y b)

SE COMPARAN PARAMETROS ENTRE LAS DOS POBLACIONES.

PRUEBA NO. 1 PARA DATOS DE RADIOSONDA (00Z MEXICO D. F., 26 Jun 2009)
Y EL RADIOSONDA (12Z EST 76679 15 AUG 2008)

Se comparan: Tenv, Tv(Tparc), Part(Tp)

Muestra (población A) Vs Muestra (población B)

RESULTADOS	"t"	α	Significativo.
Muestra M(A) Muestra M(B)			
(Tv Temp Parc) (Tv Temp Parc)	0.469	0.40	
(Tp Temp Part) (Tp Temp Part)	0.434	0.40	
(Tenv) (Tenv)	0.512	0.40	
Tv(ω fv, ω fp) Tv(ω fv, ω fp)	0.496	0.40	
Tv(ω fv, ω f10p) Tv(ω fv, ω f10p)	0.464	0.40	
(Tv) μ (Tv) μ	-0.078		
Tv(ω v, ω p) Tv(ω v, ω p)	0.458	0.40	

PRUEBA NO. 2, COMPARACION ENTRE DOS POBLACIONES.

Se comparan los calentamientos

RESULTADOS	"t"	α	Significativo.
Fenv Fenv	0.315	0.40	
Fter(ω , ω p, μ =0) Fter(ω , ω p, μ =0)	0.255	0.40	
Fpart(En=35) Fpart(En=35)	0.255	0.40	
Fter(ω fv, ω fp, μ) Fter(ω fv, ω fp, μ)	0.298	0.40	
Fter(ω fv, ω f10p, μ) Fter(ω fv, ω f10p, μ)	0.262	0.40	

PRUEBA NO. 3, COMPARACION ENTRE DOS POBLACIONES.

Se comparan las razones de calentamiento-enfriamiento.

RESULTADOS	"t"	α	Significativo.
(dT/dt)env (dT/dt)env	-1.203	0.20	
(dT/dt)ter, $\mu=0,\omega p$) (dT/dt)ter, $\mu=0,\omega p$)	-1.857	0.10	
(dT/dt, $\omega fv,\omega fp,\mu$) (dT/dt, $\omega fv,\omega fp,\mu$)	-1.183	0.20	
(dT/dt, $\omega fv,\omega f10p,\mu$) (dT/dt, $\omega fv,\omega f10p,\mu$)	-1.161	0.20	

PRUEBA NO. 4, COMPARACION ENTRE DOS POBLACIONES.

Se comparan los LR

RESULTADOS	"t"	α	Significativo.
Γd Γd	0		
$\Gamma \rho \mu p$ $\Gamma \rho \mu p$	0.745	0.30	
Γm Γm	0.825	0.30	
$\Gamma s \mu$ $\Gamma s \mu$	-0.079		
Γs Γs	-0.646	0.30	
$\Gamma \rho \mu p(\omega f10p)$ $\Gamma \rho \mu p(\omega f10p)$	0.067		

CASO NO. 4 a) y b)

Cálculos para una altitud ≤ 6 km (contiene a la capa limite).

Cálculos adicionales para la capa limite.

a) para 76679 Aerop. Intl Mexico, d. f. observations at 12z 15-aug-2008

PRUEBA NO. 1 (radosonda 12Z 15 Agosto 2008).

Comparamos: Tenv, Tv(parc) y Tp.

RESULTADOS	"t"	α	Significativo.
Tenv Tv(parc)	0.316		
Tp Tv	2.233	0.050	x
Tp Tenv	2.687	0.050	x

Tv(ω_{fv}, ω_{fp}) Tenv	0.543	
Tp(En=35) Tv(ω_{f10p})	1.319	0.10
Tv(ω_{f10p}) Tv(ω_{fp})	0.682	0.10
T($\omega_{fv}, \omega_{f10p}$) Tenv	1.220	0.10
Tv(ω_{f10p}) Tv(ω_p)	0.863	0.20
Tv(ω_{fp}) Tv(ω_p)	0.206	

PRUEBA NO. 2 (radosonda 12Z 15 Agosto 2008).

Se comparan los calentamientos de la Parcela Fter, las partículas Fp y medio ambiente Fenv.

RESULTADOS	"t"	α	Significativo.
(Fter ω_p) Fenv	0.334		
Fp(En=35) (Fter ω_p)	2.208	0.050	x
Fp(En=35) F(ter ω_{fv}, ω_{fp})	2.071	0.050	x
F(ter $\omega_{fv}, \omega_{f10p}$) F(ter ω_{fv}, ω_{fp})	0.692		
Fp(En=35) Fenv(W/m2)	2.668	0.050	x
F(ter ω_{fv}, ω_{fp}) F(ter, ω_p)	0.193		
Fp(En=35) F(ter $\omega_{fv}, \omega_{f10p}$)	1.297	0.200	
F(ter ω_{fv}, ω_{fp}) Fenv(W/m2)	0.549	0.300	
F(ter $\omega_{fv}, \omega_{f10p}$) F(ter, ω_p)	0.860	0.200	
F(ter $\omega_{fv}, \omega_{f10p}$) Fenv(W/m2)	1.232	0.200	

PRUEBA NO. 3 (radosonda 12Z 15 Agosto 2008).

Se comparan las razones de calentamiento-enfriamiento.

RESULTADOS	"t"	α	Significativo.
(dT/dt env) -(dT/dt ter)	0.159		
(dT/dt ter) - (dT/dt part)	2.145	0.050	x
(dT/dt par) (dT/dt ω_{fv}, ω_{fp})	0.062		
(dT/dt ω_{fv}, ω_{fp}) - (dT/dt $\omega_{fv}, \omega_{f10p}$)	0.135		
(dT/dt env) (dT/dt par)	0.159		
(dT/dt ter) (dT/dt ω_{fv}, ω_{fp})	0.062		
(dT/dt par) (dT/dt $\omega_{fv}, \omega_{f10p}$)	0.081		
(dT/dt env) (dT/dt ω_{fv}, ω_{fp})	0.091		
(dT/dt ter) (dT/dt $\omega_{fv}, \omega_{f10p}$)	0.081		
(dT/dt env) (dT/dt $\omega_{fv}, \omega_{f10p}$)	0.226		

PRUEBA NO. 4 (radosonda 12Z 15 Agosto 2008).

Comparación de las LR.

RESULTADOS	"t"	α	Significativo.
Γ_d $\Gamma_{\mu p}$	5.013	0.050	x
$\Gamma_{\mu p}$ Γ_m	-4.222	0.050	x
Γ_m $\Gamma_{s\mu}$	12.179	0.050	x
$\Gamma_{s\mu}$ Γ_s	1.972	0.050	x
Γ_s $\Gamma_{\mu p}(\omega_{f10p})$	-17.106	0.050	x
Γ_d Γ_m	4.478	0.050	x
$\Gamma_{\mu p}$ $\Gamma_{s\mu}$	10.928	0.050	x
Γ_m Γ_s	23.823	0.050	x
$\Gamma_{s\mu}$ $\Gamma_{\mu p}(\omega_{f10p})$	-8.627	0.050	x
Γ_d $\Gamma_{s\mu}$	12.356	0.050	x
$\Gamma_{\mu p}$ Γ_s	20.831	0.050	x
Γ_m $\Gamma_{\mu p}(\omega_{f10p})$	13.512	0.050	x

Γ_d	Γ_s	24.145	0.050	x
$\Gamma_{\mu p}$	$\Gamma_{\mu p}(wf10p)$	7.006	0.050	x
Γ_d	$\Gamma_{\mu p}(wf10p)$	14.367	0.050	x

B) PARA 76679 AEROP. INTL MEXICO, D. F. OBSERVATIONS AT 00Z 26-JUNIO-2009
CÁLCULOS ADICIONALES DE LA CAPA LIMITE

PRUEBA NO. 1 (radiosonda 00Z 26 Junio 2009).

Comparación de las temperaturas.

RESULTADOS	"t"	α	Significante.
Tenv Tv	0.261	0.20	
Tp(J)-Tv(I)	1.332	0.10	
Tp(J)-Tenv	1.644	0.10	
Tv(wfv,wfp)-Tenv	0.337		
Tv(wfv,wf10p)-Tenv	0.788	0.30	
Tv(wf10p) Tv(wfp)	0.454		
Tp(En=35) Tv(wf10p)	0.070		
Tp(En=35) Tv(wf10p)	0.786	0.30	
Tv(wf10p) Tv(ωp)	0.515		

PRUEBA NO. 2 (radiosonda 00Z 26 Junio 2009).

Comparación de los calentamientos:

RESULTADOS	"t"	α	Significante.
Fter($\omega v, \omega p$) Fenv(W/m2)	0.267		
Fp(En=35) (Fter $\omega v, \omega p$)	1.299	0.20	
Fp(En=35) F(wfv,wfp)	1.254	0.20	
F(wfv,wf10p) F(wfv,wfp)	0.455		
Fp(En=35) Fenv (W/m2)	1.613	0.10	
F(wfv,wfp) (Fter $\omega v, \omega p$)	0.062		

$F_p(En=35) F(\omega_{fv}, \omega_{f10p})$	0.757	0.30
$F(\omega_{fv}, \omega_{fp}) F_{env} (W/m^2)$	0.336	
$F(\omega_{fv}, \omega_{f10p}) (F_{ter} \omega_v, \omega_p)$	0.509	
$F(\omega_{fv}, \omega_{f10p}) F_{env} (W/m^2)$	0.787	0.30

PRUEBA NO. 3 (radiosonda 00Z 26 Junio 2009).

Compacacion de las razones de calentamiento-enfriamiento.

RESULTADOS	"t"	α	Significante.
$(dT/dt_{env}) (dT/dt_{ter}, \omega_v, \omega_p)$	-0.545	0.30	
$(dT/dt_{ter}, \omega_v, \omega_p) (dT/dt_{part}, En=35)$	-3.660	0.05	x
$(dT/dt_{part}, En=35) (dT/dt_{\omega_{fv}}, \omega_{fp})$	0.401		
$(dT/dt_{\omega_{fv}}, \omega_{fp}) (dT/dt_{\omega_{fv}}, \omega_{f10p})$	-0.207		
$(dT/dt_{env}) (dT/dt_{part}, En=35)$	-0.545	0.30	
$(dT/dt_{ter}, \omega_v, \omega_p) (dT/dt_{\omega_{fv}}, \omega_{fp})$	0.402		
$(dT/dt_{part}, En=35) (dT/dt_{\omega_{fv}}, \omega_{f10p})$	0.167		
$(dT/dt_{env}) (dT/dt_{\omega_{fv}}, \omega_{fp})$	0.124		
$(dT/dt_{ter}, \omega_v, \omega_p) (dT/dt_{\omega_{fv}}, \omega_{f10p})$	0.167		
$(dT/dt_{env}) (dT/dt_{\omega_{fv}}, \omega_{f10p})$	-0.332		

PRUEBA NO. 4 (radiosonda 00Z 26 Junio 2009).

Comparación del cambio de temperatura con la altura.

RESULTADOS	"t"	α	Significante.
$\Gamma_d \quad \Gamma_{\mu p}$	7.243	0.050	x
$\Gamma_{\mu p} \quad \Gamma_m$	6.087	0.050	x
$\Gamma_m \quad \Gamma_{\mu}$	27.195	0.050	x

$\Gamma_{s\mu}$	Γ_s	1.851	0.050	x
Γ_s	$\Gamma_{p\mu p}(\omega f10p)$	11.713	0.050	x
Γ_d	Γ_m	7.777	0.050	x
$\Gamma_{p\mu p}$	$\Gamma_{s\mu}$	16.783	0.050	x
Γ_m	Γ_s	15.507	0.050	x
$\Gamma_{s\mu}$	$\Gamma_{p\mu p}(\omega f10p)$	18.095	0.050	x
Γ_d	$\Gamma_{s\mu}$	27.688	0.050	x
$\Gamma_{p\mu p}$	Γ_s	13.989	0.050	x
Γ_m	$\Gamma_{p\mu p}(\omega f10p)$	13.736	0.050	x
Γ_d	Γ_s	15.734	0.050	x
$\Gamma_{p\mu p}$	$\Gamma_{p\mu p}(\omega f10p)$	6.868	0.050	x
Γ_d	$\Gamma_{p\mu p}(\omega f10p)$	14.713	0.050	x