

01177 12
51



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MEXICO**

**FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO**

**SIMULACION DEL CLIMA TERMAL Y LA CALIDAD DEL
AIRE DEL VALLE DE MEXICO, USANDO UN MODELO
METEOROLOGICO NO-HIDROSTATICO**

T E S I S

Que para obtener el Grado de

MAESTRO EN INGENIERIA AMBIENTAL

p r e s e n t a

I. C. ESTEBAN } LUNA GONZALEZ

Director de Tesis: M. en C. Vicente Fuentes Goa



México, D. F.

1997

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



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.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

LUGAR DE REALIZACIÓN DE LA TESIS: SECCIÓN DE INGENIERÍA AMBIENTAL UNAM.

JURADO ASIGNADO:

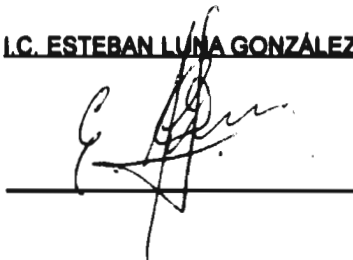
PRESIDENTE: DR. ERNESTO JÁUREGUI OSTOS
VOCAL: M. en C. VICENTE FUENTES GEA
SECRETARIO: DR. ARÓN JAZCILEVICH DIAMANT
SUPLENTE: DR. PEDRO MARTÍNEZ PEREDA
SUPLENTE: DRA. GEORGINA FERNÁNDEZ VILLAGÓMEZ

DIRECTOR DE TESIS: M. en C. VICENTE FUENTES GEA



A handwritten signature in black ink, appearing to be 'Vicente Fuentes GEA', written over a horizontal line.

TESISTA: I.C. ESTEBAN LUNA GONZÁLEZ



A handwritten signature in black ink, appearing to be 'Esteban Luna González', written over a horizontal line.

DEDICATORIA

*** A la memoria de mis padres:**

**Exiquia González Castillo
y
Faustino Luna Morales**

*** A mis hermanas y sobrinos, especialmente a Cande quien siempre me ha brindado todo su apoyo y cariño.**

ÍNDICE

1. Introducción	1
1.1 Antecedentes	3
1.2 Objetivos	5
1.3 Alcances	5
2. MEMO - Un modelo pronóstico no-hidrostático a mesoescala	6
2.1 Ecuaciones del modelo	8
2.2 Transformación de coordenadas	13
2.3 Solución numérica del sistema de ecuaciones	14
2.4 Parametrizaciones	18
2.5 Condiciones iniciales y de frontera	22
2.6 Definición de la malla	26
3. El clima termal	28
3.1 El balance de energía	28
3.1.1 Flujos de energía	28
3.1.2 Ecuaciones del balance de energía	29
3.2 El balance de radiación	32
3.2.1 Leyes y definiciones	33
3.2.2 Radiación de onda corta	35
3.2.3 Radiación de onda larga	38
3.2.4 El balance de radiación	40
3.3 Temperatura del suelo	42
3.3.1 Temperatura superficial	42
3.3.2 Temperatura del subsuelo	43
3.3.3 Propiedades térmicas del suelo	44
3.4 Temperatura del aire	45
3.4.1 Factores de influencia	46
3.4.2 Relaciones termodinámicas	48
3.4.3 Variaciones diurnas	51
3.5 La Isla de Calor Urbana	52

4. Aplicación del modelo	58
4.1 Información meteorológica	60
4.1.1 Información meteorológica superficial dentro de la malla gruesa	60
4.1.2 Información meteorológica superficial dentro de la malla fina	61
4.1.3 Perfiles verticales	62
4.1.4 Mapas climatológicos	63
4.2 Información topográfica	63
4.3 Información sobre el uso del suelo	67
4.4 Inventario de emisiones de monóxido de carbono	68
5. Resultados	71
5.1 Simulación para el año de 1991	72
5.1.1 Comparación de concentraciones de monóxido de carbono simuladas con observadas	72
5.1.2 Comparación de temperaturas simuladas con observadas	72
5.1.3 Distribución del campo termal durante el día	75
5.1.4 Distribución del campo termal durante la noche	75
5.2 Simulación para el año de 1929	79
5.2.1 Distribución del campo termal durante el día	79
5.3 Simulación para el año de 1929 con los lagos de 1991	82
5.3.1 Distribución del campo termal durante el día	82
6. Conclusiones y Recomendaciones	84
Apéndice A: Archivos de entrada y salida del modelo MEMO	87
Apéndice B: Programas en Fortran	94
Bibliografía	105

1. Introducción.

La ciudad de México está situada en un Valle a una altitud de aproximadamente 2,250 m sobre el nivel del mar. Las montañas que rodean el Valle son: Sierra de Guadalupe en el norte, Sierra de Santa Catarina al este y Sierra de las Cruces, Ajusco y Chichinautzin en el suroeste. Los picos mas altos en el Valle son los volcanes Popocatepetl e Ixtaccihuatl hacia el este, ambos exceden los 5,000 m sobre el nivel del mar. El clima del Valle es tropical lluvioso/seco (19.5° de latitud) con una temperatura media anual de 16 °C. Durante la estación seca (noviembre-abril) prevalecen los cielos despejados lo que favorece los altos índices de radiación solar y es en esta época cuando se presentan los episodios mas intensos de contaminación del aire.

A pesar de que en los últimos años se han hecho esfuerzos importantes para abatir los niveles de contaminación en la región del Valle de México, esta zona urbana es actualmente una de las regiones con más altos niveles de contaminación por ozono y partículas suspendidas en el mundo. Datos recientes indican que mas del 70% de las muestras de ozono exceden la norma nacional referente a este compuesto (0.11 ppm en una hora) principalmente al suroeste de la zona, y las concentraciones de partículas suspendidas totales rebasan la norma correspondiente (260 µg/m³ en 24 horas) en aproximadamente el 90% de los días del año hacia la parte noreste de la región (Fuentes, 1996).

El crecimiento desmedido de la población, que excede actualmente los 18 millones de habitantes, la existencia de establecimientos industriales de todo tipo, así como el elevado parque vehicular (más de 3 millones de vehículos) han sido un factor importante que contribuye a los elevados índices de la contaminación atmosférica en la zona urbana del Valle de México.

Por otro lado, la reducción drástica en los grandes lagos del Valle de México desde los años 1930 hasta la fecha, así como el aumento en el área urbana de la ciudad, han impactado grandemente el clima termal del Valle, lo cual ha contribuido a la contaminación del aire urbano.

El propósito de este trabajo es el de simular el transporte y dispersión de monóxido de carbono, así como modelar la variación del campo de temperaturas debido al cambio en los usos del suelo dentro del Valle de México.

Para lograr este propósito se usará un modelo meteorológico que permita simular el campo de vientos, las temperaturas y la dispersión de contaminantes atmosféricos en orografías complejas como la del Valle de México.

1.1 Antecedentes.

El desarrollo de modelos numéricos para simular el transporte y la dispersión de los contaminantes en las atmósferas urbanas se ha incrementado debido a la necesidad de tener un mejor entendimiento de la dinámica de la capa límite atmosférica.

La simulación numérica de la dinámica de la capa límite planetaria dio inicio con los modelos de Estoque (1961) y Fisher (1961). Tales modelos fueron aplicados por primera vez en áreas urbanas por Delage and Taylor (1970), quienes estudiaron el desarrollo, bajo condiciones de calma, de la "brisa rural" la cual fluye hacia dentro de la ciudad durante las horas en que se presenta el fenómeno de la isla de calor urbana.

En el año de 1975, Bornstein presentó su modelo de capa límite urbana bidimensional, llamado URBMET para "meteorología urbana". Mas tarde, se presentaría el primer modelo tridimensional desarrollado por Black et al (1971), seguido por los modelos de Atwater (1974, 1975), Atwater y Pandolfo (1975) y Vukovich et al (1976).

Desde entonces, el desarrollo de modelos ha tenido un avance significativo. Actualmente, se pueden citar los modelos URBMET de Bornstein (1985), KAMM de Fiedler (1993), MEMO de Moussiopoulos (1994) y HOTMAC y RAPTAD del Laboratorio Nacional de Los Álamos (Williams et al, 1995), entre otros.

En el caso de la ciudad de México se pueden mencionar los trabajos sobre simulación numérica de Fuentes et al (1993, 1994a), Fuentes (1996), Moussiopoulos et al (1994) y Jazcilevich et al (1996).

Por otro lado, uno de los primeros trabajos sobre la descripción del campo de temperaturas de áreas urbanas, data de principios del siglo XIX, cuando el investigador inglés Luke Howard (1833) encontró que sobre la capital de Inglaterra se posaba una masa de aire tibio. Años más tarde el francés Renou (1855) y después ya en este siglo, en Estados Unidos (Duckworth and Sandberg, 1954) y Alemania (Kratzer, 1956) han hecho estudios sobre el impacto que se produce en el clima por la sustitución de superficies naturales por elementos del tejido urbano.

A partir del estudio de Chandler (1962) sobre el clima de Londres han proliferado los trabajos de climatología urbana en las ciudades que se localizan en latitudes templadas, con especial énfasis en el contraste térmico ciudad/campo que se conoce como el efecto de la isla de calor urbana. Una década después, en los años setenta aparecen los primeros estudios sobre el clima urbano en ciudades tropicales (Jáuregui, 1971; Sham, 1973; Bahl y Padmanabhamurty, 1979).

Actualmente, existe una vasta literatura sobre el fenómeno de la isla de calor urbana (Bornstein, 1968; Oke, 1973, 1982; Oke et al, 1971, 1975, 1991; Lee, 1979; Yamashita et al, 1986; Tso, 1996; entre otros). Específicamente para la ciudad de México se cuenta con los estudios hechos por Jáuregui (1971, 1988, 1993, 1995) y Oke et al (1992), los cuales han contribuido al entendimiento de las modificaciones climáticas en esta ciudad tropical.

1.2 Objetivos.

El objetivo general de este trabajo es aplicar el denominado EUMAC Zooming Model (EZM, EUROTRAC 1994) para el Valle de México, el cual es un sistema que se usa para la modelación numérica de la meteorología y de contaminantes atmosféricos. Este sistema ha sido empleado por la Comunidad Económica Europea en ambientes urbanos con orografía compleja.

A partir del objetivo general, se plantean los siguientes objetivos particulares:

- a) Simular el transporte y la dispersión de monóxido de carbono, con la finalidad de probar la bondad de estas herramientas para modelar el comportamiento de contaminantes atmosféricos en el Valle de México.**

- b) Evaluar el impacto en el clima termal del Valle de México debido a los cambios en el uso del suelo, tales como la reducción de los grandes cuerpos de agua y el crecimiento de la mancha urbana.**

- c) Simular el efecto de la Isla de Calor Urbana.**

1.3 Alcances.

Para lograr los objetivos anteriores, se utilizarán herramientas de simulación numérica ya existentes, particularmente se adaptará el modelo MEMO (Mesoscale Model, versión 5.0) a la región del Valle de México.

En este trabajo se estudiará el comportamiento que tiene el modelo MEMO para predecir concentraciones de monóxido de carbono y el campo de temperaturas en el Valle de México.

2. MEMO - Un modelo pronóstico no-hidrostático a mesoescala.

MEMO es un modelo meteorológico que se usa para simular numéricamente el campo de vientos y el campo de temperaturas sobre orografías complejas. Asimismo, el modelo simula el transporte y la dispersión de contaminantes atmosféricos. MEMO toma en cuenta el perfil natural del terreno usando un sistema de coordenadas que siguen al terreno, así como los diferentes tipos de uso del suelo y sus propiedades físicas y térmicas.

La versión original del modelo no-hidrostático a mesoescala MEMO se desarrolló en la Universidad de Karlsruhe (MEMO, 1994). En los últimos años este modelo ha sido instalado y utilizado en varias instituciones de investigación europeas. Recientemente, MEMO fue seleccionado como uno de los principales modelos del EUMAC Zooming Model (EZM), ver Figura 2.1, para ser usado en la modelación del transporte y transformación química de contaminantes en algunas regiones de Europa en el marco del proyecto EUROTRAC (EUROTRAC, 1994).

El modelo se ha aplicado y validado exitosamente en varias regiones Europeas incluyendo el Valle del Rin y las áreas de Zurich, Graz, Barcelona, Lisboa, Atenas y Thessaloniki.

Actualmente, MEMO está instalado en la Universidad Nacional Autónoma de México en el desarrollo del proyecto Modelo Pronóstico No-Hidrostático para el Valle de México (Fuentes et al, 1994b; Jazcilevich et al, 1995).

Por el momento, un desarrollo más avanzado del modelo se está llevando a cabo en la Universidad de Thessaloniki y en la Universidad de Karlsruhe.

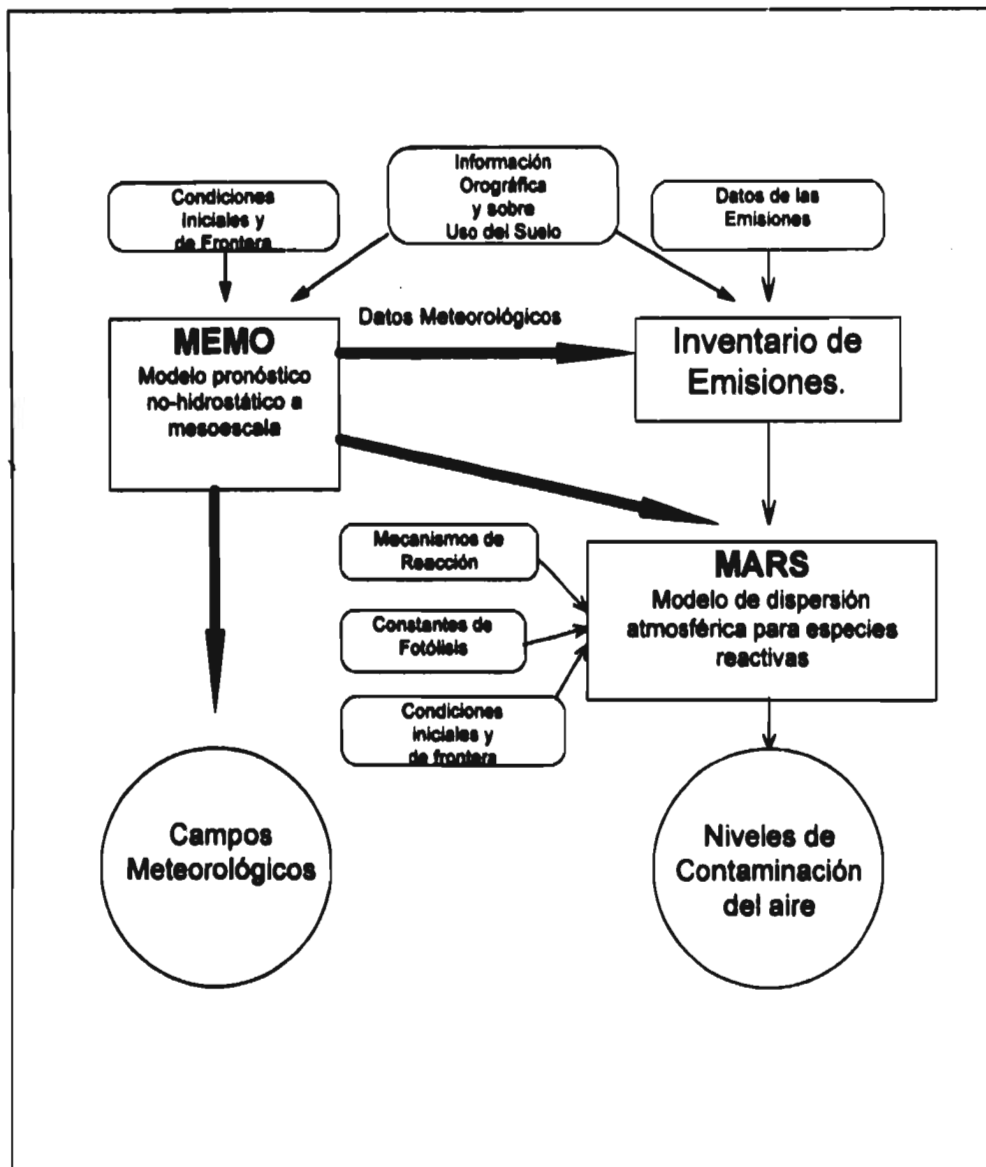


Figura 2.1 Estructura del sistema EUMAC.

2.1 Ecuaciones del modelo.

El modelo pronóstico MEMO describe la dinámica de la capa límite atmosférica para aire no saturado. Al igual que la mayoría de los modelos a mesoescala, el modelo resuelve las siguientes ecuaciones de conservación: la ecuación de continuidad, las ecuaciones de momento y las ecuaciones de transporte para varias variables escalares (incluyendo la ecuación de energía térmica y, como opciones, ecuaciones de transporte para vapor de agua, energía cinética turbulenta y concentración de contaminantes).

Con respecto a coordenadas cartesianas (x, y, z), estas ecuaciones toman la siguiente forma:

Ecuaciones de momento:

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho uu)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho vu)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho wu)}{\partial z} = -\frac{\partial \hat{p}}{\partial x} + R_u + C_u \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial(\rho v)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho uv)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho vv)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho wv)}{\partial z} = -\frac{\partial \hat{p}}{\partial y} + R_v + C_v \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial(\rho w)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho uw)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho vw)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho ww)}{\partial z} = -\frac{\partial \hat{p}}{\partial z} + R_w + C_w - \hat{p} \cdot g \quad (2.3)$$

Ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0 \quad (2.4)$$

Ecuación de transporte de escalares:

$$\frac{\partial(\rho \psi)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u \psi)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v \psi)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w \psi)}{\partial z} = R_{\psi} + Q_{\psi} \quad (2.5)$$

en donde u , v y w son las componentes de la velocidad del viento en las direcciones x , y y z , respectivamente y ψ es cualquier escalar (por ejemplo: la temperatura potencial θ , la energía cinética turbulenta E).

R_u , R_v , R_w y R_{ψ} representan la difusión turbulenta, mientras que C_u , C_v y C_w representan las componentes volumétricas de la fuerza de Coriolis ($C = 2\rho\Omega \times \mathbf{v}$). Los términos fuente o sumidero Q_{ψ} dependen de la cantidad escalar transportada: Para la temperatura potencial este término incluye emisiones antropogénicas de calor y la divergencia de flujos radiativos, mientras que para la energía cinética turbulenta, por un lado contiene las tasas de producción de esfuerzos cortantes y de fuerzas de flotación y, por el otro lado, la tasa de disipación.

Las ecuaciones anteriores forman un sistema acoplado no-lineal el cual se debe de resolver simultáneamente. La no-linealidad se debe a la presencia de productos en las variables dependientes.

Siguiendo la práctica común de la mayoría de los modelos a mesoescala, se separan las variables en una parte que constituye un estado base (valores testados, los cuales representan valores de referencia a escala sinóptica) y otra, que son las perturbaciones a mesoescala (valores con sombrero). Por definición, el estado base de las componentes de la velocidad del viento se considera nulo. Entonces, la separación de las variables termodinámicas queda como sigue:

$$p = \bar{p}(z) + \hat{p}(x, y, z, t) \quad (2.6)$$

$$\rho = \bar{\rho}(z) + \hat{\rho}(x, y, z, t) \quad (2.7)$$

$$\theta = \bar{\theta}(z) + \hat{\theta}(x, y, z, t) \quad (2.8)$$

Para facilitar el proceso de solución de la ecuación elíptica¹ para la presión (2.12), las perturbaciones a mesoescala de la presión se separan en tres componentes:

$$\hat{p} = p_g + p_h + p_{nh} \quad (2.9)$$

Donde el primer término de la derecha en la ecuación corresponde a una presión que caracteriza al medio a macroescala dentro del dominio a mesoescala. Considerando que los vientos en la capa geostrófica son horizontales (a grandes

¹ El prototipo de las ecuaciones elípticas es la ecuación de Laplace:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0$$

alturas la componente vertical del viento es despreciable) y asumiendo que el flujo existente es laminar, aplicando la ecuación de continuidad (2.4) y las ecuaciones de momento (2.1-2.2) se obtiene un balance entre el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis dado por:

$$\frac{\partial p_g}{\partial x} = \rho f v_g \quad \text{y} \quad \frac{\partial p_g}{\partial y} = -\rho f u_g \quad (2.10)$$

donde u_g y v_g son las componentes del viento geostrófico y el parámetro f es una componente de la fuerza de Coriolis ($f = 2|\Omega| \sin\phi$). Éstas son las componentes del gradiente del primer término de la derecha en la ecuación 2.9. De lo anterior, se deduce que los vientos en la capa geostrófica están influenciados sólo por gradientes horizontales de presión y por la fuerza de Coriolis.

El segundo y tercer términos corresponden a las partes hidrostática y no-hidrostática de la presión, respectivamente.

La parte hidrostática se obtiene integrando la conocida ecuación hidrostática:

$$\frac{\partial p_h}{\partial z} = -\hat{p} \cdot g = -[\rho - \bar{\rho}(z)] \cdot g \quad (2.11)$$

donde ρ se obtiene de la ecuación de los gases ideales. Nótese que la derivada vertical de p_h y el término de flotación en la ecuación de momento (2.3) se cancelan.

Por último, la parte no-hidroestática se calcula implícitamente resolviendo la ecuación elíptica de la presión:

$$\frac{\partial^2 \hat{p}}{\partial x_i^2} + \frac{g c_v}{c_p} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\bar{\rho} \hat{p}}{\bar{p}} \right) = - \frac{\partial^2}{\partial x_i \partial x_j} (\bar{\rho} u_j u_i) - \frac{\partial^2}{\partial x_i \partial x_j} \bar{\rho} u_j u_i'' - \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\frac{\partial \bar{p}}{\partial x} \delta_{i1} + \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} \delta_{i2} \right] + g \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\bar{\rho} \hat{\theta}}{\bar{\theta}} \right) - 2 \varepsilon_{\mu\nu} \Omega_j \frac{\partial}{\partial x_i} \bar{\rho} u_k \quad (2.12)$$

donde c_v y c_p son la capacidad calorífica a volumen y presión constante, respectivamente, u_i , u_j y u_k describen las velocidades promedio, u_i'' y u_j'' describen las velocidades fluctuantes, δ y ε son tensores de segundo y tercer orden que se usan para simplificar la representación matemática de las fuerzas gravitacionales y de Coriolis, respectivamente.

La solución de este tipo de ecuaciones consume una gran cantidad de recursos de cómputo, por lo que se hace necesario aplicar métodos que optimicen la solución de la ecuación elíptica. En el caso de MEMO, se utiliza un esquema rápido elíptico (Flassak and Moussiopoulos, 1989) que se basa en la Transformación Rápida de Fourier (TRF, o en inglés FFT) en las direcciones horizontales, considerando cualquier combinación de condiciones de frontera y para la dirección vertical se utiliza la eliminación Gaussiana. Este esquema rápido elíptico se usa en combinación con un método general de gradiente conjugado.

2.2 Transformación de coordenadas.

La frontera inferior del dominio del modelo coincide con el suelo (mas precisamente, con una altura sobre el suelo dada por su rugosidad aerodinámica z_0). Debido a que el perfil natural del terreno no es homogéneo, no es posible imponer en el límite inferior condiciones de frontera referenciadas a coordenadas Cartesianas. En consecuencia, se hace necesaria una transformación de la coordenada vertical por una que sigue al terreno que nos permita resolver numéricamente las ecuaciones con mayor facilidad. Esta transformación es la siguiente:

$$\eta = H \cdot \frac{z - h(x, y)}{H - h(x, y)} \quad (2.13)$$

en donde H es la constante temporal y espacial de la altura en la frontera superior del modelo, $h(x, y)$ es la altura del terreno en la posición (x, y) y z es el punto de cálculo. Para conseguir una mejor resolución cerca del suelo, se emplea la siguiente transformación adicional:

$$\begin{aligned} x' &= x'(x) \\ y' &= y'(y) \\ z' &= z'(\eta) \end{aligned} \quad (2.14)$$

donde, $x'(x)$, $y'(y)$ y $z'(\eta)$ representan funciones monotónicas arbitrarias.

De esta manera, el dominio original con sus límites físicos irregulares es mapeado a otro que consiste en cubos unitarios (ver Figura 2.2).

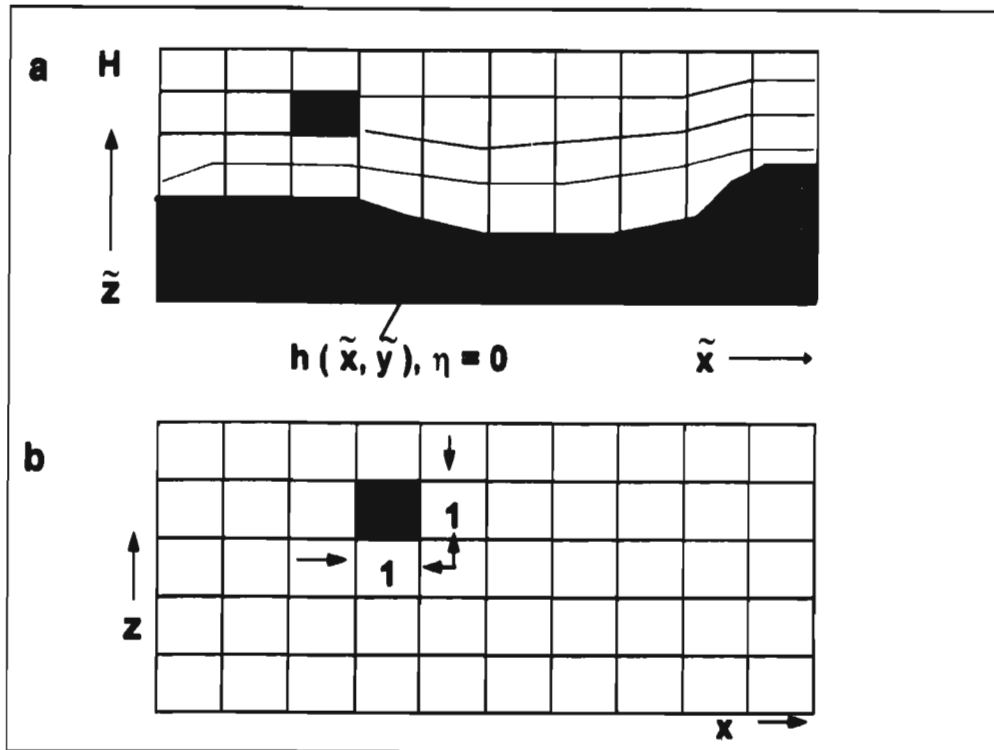


Figura 2.2 a) Transformación de coordenadas por una que sigue al terreno.
b) Transformación adicional para conseguir una mejor resolución.

2.3 Solución numérica del sistema de ecuaciones.

Para asegurar la conservación de masa, energía y momento en las ecuaciones del modelo, las ecuaciones se resuelven numéricamente, después de discretizarlas, en una malla desplazada (posición en la cual se definen las variables dependientes). Las cantidades escalares ρ , p , θ y V se definen en el centro de la celda, mientras que las componentes de la velocidad u , v y w se definen en el centro de la interfase correspondiente (ver Figura 2.3). La necesidad

de utilizar una malla desplazada se debe a los problemas asociados con los términos de presión en las ecuaciones de momento, es decir, si las velocidades se definen en el centro de la celda, la influencia de la presión no se representa adecuadamente en las ecuaciones discretizadas.

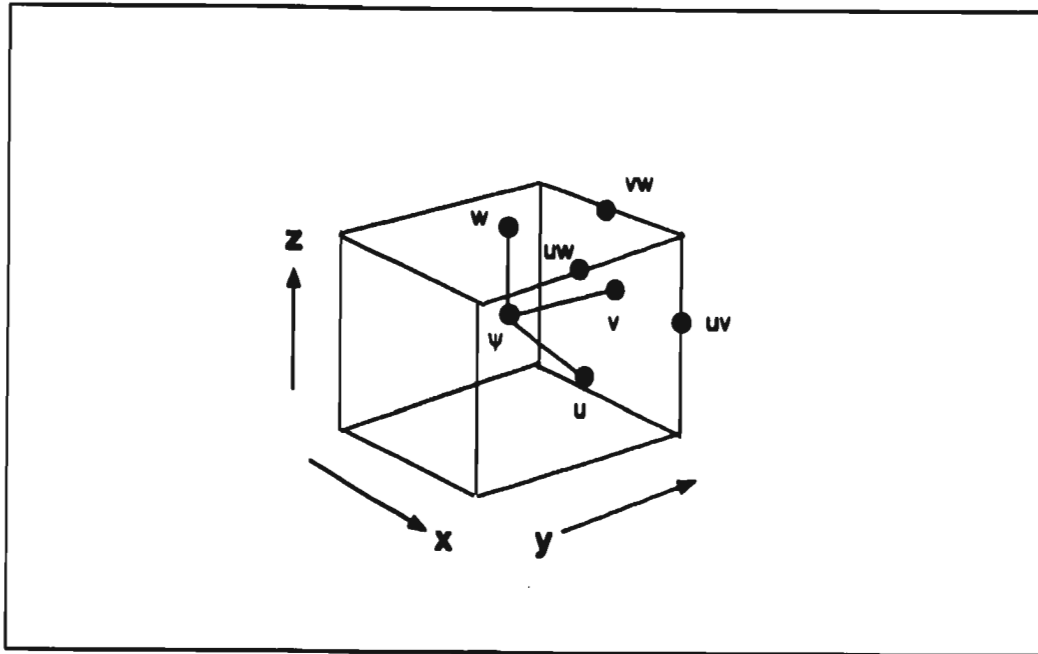


Figura 2.3 Representación esquemática de la malla desplazada.

La discretización temporal de las ecuaciones de pronóstico está basada en el método de Adams-Bashfort, el cual es un método explícito de segundo orden definido por:

$$u_i^{n+1} = u_i^n + h \sum_{m=1}^k \beta_{km} f_{n+1-m} \quad (2.15)$$

Los coeficientes para este método se dan en la siguiente tabla:

	$m=1$	2	3	4	5	6
$\beta_{1,m}$	1					
$2\beta_{2,m}$	3	-1				
$12\beta_{3,m}$	23	-16	5			
$24\beta_{4,m}$	55	-59	37	-9		
$20\beta_{5,m}$	1901	-2774	2616	-1274	261	
$1440\beta_{6,m}$	4277	-7923	9982	-7298	2877	-476

Tabla 2.1 Coeficientes para el método de Adams-Bashfort.

En el esquema de Adams-Bashfort existen dos desviaciones:

La primera, se refiere al tratamiento implícito de la parte no-hidroestática de la perturbación de la presión a mesoescala p_m . Para asegurar la no-divergencia del campo de flujo se resuelve una ecuación elíptica, esta ecuación, se deriva de la ecuación de continuidad en donde las componentes de la velocidad están expresadas en términos de p_m . Se debe notar que, debido a que la ecuación elíptica se deriva de la forma discreta de la ecuación de continuidad y del gradiente de presión, la propiedad de conservación está garantizada (Fassak and Moussopoulos, 1988). La ecuación discretizada de la presión se resuelve numéricamente con un esquema rápido elíptico y un método general de gradiente conjugado en donde el esquema rápido elíptico está basado en el análisis rápido de Fourier en las direcciones horizontales y para el sentido vertical está basado en la eliminación Gaussiana (Fassak and Moussopoulos 1988).

La segunda desviación, se refiere al tratamiento explícito del método, el cual está relacionado con la difusión turbulenta en la dirección vertical. En el caso de un tratamiento explícito de este término, los requerimientos para garantizar la estabilidad del método podrían incrementar el tiempo de solución de una manera inaceptable. Para evitar este incremento, la difusión vertical turbulenta se resuelve usando el método de Crank-Nicolson, el cual se define mediante la siguiente ecuación:

$$(1 - a^2 \frac{k}{2} D_x D_x) u_i^{n+1} = (1 + a^2 \frac{k}{2} D_x D_x) u_i^n \quad (2.16)$$

donde $D_x D_x$ es un operador de diferencias finitas dado por:

$$D_x D_x u_i = u_{i+1} - 2u_i + u_{i-1} \quad (2.17)$$

y a^2 está definida por:

$$a^2 = \frac{K_z}{\rho c} \quad (2.18)$$

con K_z como coeficiente de difusión, ρ como la densidad y c como el calor específico.

El método de Crank-Nicolson se caracteriza por ser incondicionalmente estable y su orden de exactitud es $O(k^2)+O(h^2)$.

En la modelación numérica se hace necesario resolver la ecuación de transporte advectivo con esquemas numéricos que cumplan con los siguientes requerimientos: positividad, conservatividad, estabilidad numérica y baja difusión numérica. En la versión actual de MEMO se utiliza un esquema 3-D de segundo orden llamado TVD (Total-Variation-Diminishing), el cual está basado en un esquema 1-D propuesto por Harten (1986). La característica de este método es que la variación total de la solución disminuye con el tiempo. Con este método se consigue una buena reducción de la difusión numérica.

2.4 Parametrizaciones.

Para poder resolver las ecuaciones del modelo fue necesario aplicar la descomposición de Reynolds ($u = \bar{u} + u''$ y $\psi = \bar{\psi} + \psi''$), lo que resultó en términos promediados que ocasionan que exista un mayor número de incógnitas que de ecuaciones, lo cual nos conduce a un problema de cerradura. Para asegurar que el número de incógnitas sea igual al número de ecuaciones, se pueden realizar algunas simplificaciones usando datos experimentales y conceptos fundamentales. A esta simplificación se le conoce como parametrización (Pielke, 1984).

En los modelos de pronóstico a mesoescala, dos de los procesos físicos más importantes que deben de parametrizarse son la turbulencia y la transferencia de radiación. En el modelo MEMO la transferencia de radiación se calcula con un esquema muy eficiente basado en el método de emisividad para radiación de onda larga y un método implícito multicapas para radiación de onda corta (Moussiopoulos, 1987). El campo de temperaturas y el efecto de la isla de calor

urbana se calculan con un balance de energía, el cual toma en cuenta las diferencias en el albedo y las propiedades térmicas entre una zona rural y otra urbana.

Los términos difusivos en las ecuaciones del modelo (2.1-2.3 y 2.5) pueden representarse como la divergencia de los flujos correspondientes. En el caso de la parametrización de la turbulencia se aplica la teoría K, es decir, relacionar la nueva variable dependiente, que resulta de aplicar la descomposición de Reynolds a la ecuación de continuidad (2.4), con la Ley de Fick:

$$u_j'' \psi'' = -K_j \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial x_j}, \quad j=1,2,3 \quad (2.19)$$

en donde K_j se conoce como la difusividad turbulenta. Esta ecuación es la llamada teoría K.

Un modelo de turbulencia es un procedimiento computacional que nos permite calcular una amplia variedad de problemas de flujos turbulentos. Entre los modelos clásicos de turbulencia se pueden mencionar los siguientes:

- Modelo de turbulencia de cero-ecuación (modelo de función algebraica).

- Modelo de turbulencia de una-ecuación (modelo de longitud de mezcla).

Una ecuación para la energía cinética turbulenta E.

- Modelo de turbulencia de dos-ecuaciones.

Dos ecuaciones para la energía cinética turbulenta E y la tasa de disipación.

- Modelo de turbulencia de multi-ecuaciones.

Múltiples ecuaciones para la energía cinética turbulenta E y las tasas de producción, difusión, disipación y redistribución.

En el caso de MEMO la turbulencia se calcula, a elección del usuario, con cero-, una- o dos-ecuaciones del modelo de turbulencia.

En general, la mayoría de las aplicaciones utilizan el modelo de una-ecuación, en donde se resuelve la ecuación de conservación para la energía cinética turbulenta E .

Cuando se utiliza el modelo de turbulencia de una-ecuación, se aplica la teoría de la longitud de mezcla (Launder and Spalding, 1972), que viene dada por:

$$K_m = \rho \ell^2 \left| \frac{\partial u}{\partial y} \right| \quad (2.20)$$

donde ℓ es una escala de longitud que se conoce como la longitud de mezcla.

Debido a que la viscosidad turbulenta es una propiedad de los movimientos turbulentos, es apropiado calcularla a partir de la velocidad y la longitud de escala de la turbulencia. La velocidad de escala se define como el producto de ℓ y $\left| \frac{\partial u}{\partial y} \right|$, por lo que una escala de velocidad más representativa está dada por la raíz cuadrada de la energía cinética turbulenta E . En consecuencia, la viscosidad turbulenta se define como:

$$K_m = \rho \ell \sqrt{E} \quad (2.21)$$

En esta ecuación, ℓ se calcula algebraicamente (Ec. 2.22) y la energía cinética turbulenta E se determina resolviendo una ecuación diferencial que describe como se transporta esta energía.

Una escala de longitud apropiada está dada por Blackadar (1962):

$$\ell = \left[\frac{1}{\ell^{\infty}} + \frac{1}{\kappa[z' - h(x', y')]} \right]^{-1} \quad (2.22)$$

donde κ es la constante de von Kármán ($\kappa=0.41$), la cual es muy utilizada en el desarrollo del concepto de la longitud de mezcla y ℓ^{∞} es el valor que alcanza ℓ en la atmósfera.

Debido a que a grandes alturas la escala de longitud (ℓ) disminuye hasta cero, se hace necesario limitar el valor de ℓ^{∞} , el cual se escoge de la manera siguiente:

$$\ell^{\infty} = \max (30 \text{ m}, 0.00027 |G|/f) \quad (2.23)$$

en donde G está dada por:

$$G = \sqrt{u_x^2 + v_x^2} \quad (2.24)$$

y f es el parámetro de Coriolis.

La difusividad turbulenta K_v se calcula a partir del número turbulento de Prandtl:

$$Pr_t = K_m / K_v \quad (2.25)$$

El número turbulento de Prandtl se define como:

$$Pr_t = \begin{cases} 1 & ; \quad z' - h(x', y') \geq z_D \\ \left[135 - 0.35 \frac{z' - h(x', y')}{z_D} \right] & ; \quad z' - h(x', y') < z_D \end{cases} \quad (2.26)$$

donde el valor típico de z_D es de 1,000 m.

2.5 Condiciones iniciales y de frontera.

En el modelo de pronóstico MEMO, la inicialización se lleva a cabo utilizando un modelo de análisis objetivo, es decir, un modelo que interpola y extrapola datos meteorológicos medidos (en donde las variables dependientes son función de la distancia), de modo que se genera un campo de vientos que cumple con la condición de conservación de masa. Los campos escalares se inicializan utilizando técnicas de interpolación. Los datos que se necesitan para aplicar el modelo de análisis objetivo se pueden obtener de observaciones o de

simulaciones a mayor escala, un modelo de este tipo da buenos resultados cuando se cuenta con suficiente información, de otra manera, la eficiencia de estos modelos disminuye.

Por otro lado, las condiciones de frontera se imponen para las componentes de la velocidad del viento u , v , w , la temperatura potencial θ y la presión p . En la frontera superior, la reflexión y deformación de onda se minimiza usando las llamadas "condiciones de radiación" (Orlanski, 1976), esto es, una condición donde el fenómeno que se genera en el dominio de interés, pasa a través de la frontera sin distorsionarse demasiado y sin afectar la solución en el interior del dominio. La condición de radiación se define como:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = -C \frac{\partial \phi}{\partial n} \quad (2.27)$$

en donde n es la dirección perpendicular a la frontera y C la velocidad de fase que incluye la advección y propagación de la onda. C se calcula para cada variable ϕ a partir de valores conocidos en el interior del dominio computacional.

En las fronteras laterales se usa una generalización de la condición de radiación (Carpenter, 1982), la cual está dada por:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = -C \frac{\partial \phi}{\partial n} + \frac{\partial \phi}{\partial t} + C \frac{\partial \phi}{\partial n} \quad (2.28)$$

La ecuación anterior difiere de la formulación estándar de la condición de radiación (Ec. 2.27) por que los dos últimos términos están describiendo el cambio espacial y temporal del medio imperturbado a mayor escala. Esta información se alimenta al modelo, usando mediciones o resultados de simulaciones a mayor escala.

Para la parte no-hidrostática de la perturbación de la presión a mesoescala en las fronteras laterales, se usan las condiciones de frontera homogéneas de Neumann:

$$\frac{\partial p_{nh}}{\partial x}(x, t) = 0 \quad (2.29)$$

donde x indica dirección normal a la frontera del dominio. De esta manera, la componente de la velocidad del viento perpendicular a la frontera es independiente de los cambios de presión.

En el límite superior, se usan las condiciones de Neumann en las componentes horizontales de la velocidad y en la temperatura potencial. Para asegurar la no-reflectividad en esta frontera, se usa una condición de radiación para la parte hidrostática de la perturbación de la presión a mesoescala p_h . De esta manera, las ondas internas de gravedad que se propagan verticalmente abandonan el dominio computacional (Klemp and Durran, 1983). Para la parte no-hidrostática de la perturbación de la presión a mesoescala, se usan las condiciones homogéneas de Dirichlet:

$$p_{nh}(x, t) = 0 \quad (2.30)$$

Esto se justifica por el hecho de que los efectos no-hidrostáticos son despreciables a grandes alturas, esta condición es necesaria, si la singularidad de la ecuación elíptica de la presión puede ser afectada por la presencia de las condiciones de Neumann en las otras fronteras.

La frontera inferior coincide con el suelo (o más precisamente, con una altura sobre el suelo dada por su rugosidad aerodinámica). Para la parte no-hidrostática de la perturbación de la presión a mesoescala, en esta frontera, se usan las condiciones no homogéneas de Neumann:

$$\frac{\partial p_{nh}}{\partial x}(x, t) = g(t) \quad (2.31)$$

en donde la función $g(t)$ se especifica dependiendo de las condiciones del problema.

Todas las otras condiciones en esta frontera se imponen asumiendo que se cumple la teoría de similitud de Monin-Obukhov². A excepción de los cuerpos de agua superficiales (donde la temperatura está especificada), la temperatura superficial se calcula a partir de la ecuación no-lineal de balance de calor:

$$R\downarrow_o - R\uparrow_o + S\downarrow_o - S\uparrow_o - Q_s - Q_o - L_o - Q_e = 0 \quad (2.32)$$

² Esta teoría dice que en una capa superficial horizontal y homogénea, los flujos promedio y las características turbulentas dependen solamente de cuatro variables: la altura sobre la superficie, la velocidad friccionante, el flujo de calor cinemático y la variable de flotación.

donde R es el flujo de radiación de onda larga ($R\uparrow_o \approx T_o^4$), S es el flujo de radiación de onda corta, Q_s es el flujo de calor hacia el suelo, Q_o y L_o son el calor sensible y latente hacia la atmósfera y Q_a es el flujo de calor antropogénico.

La ecuación 2.32 se resuelve usando la técnica iterativa de Newton. Los flujos radiativos se calculan con el esquema de radiación mencionado en la sección 2.4 (Moussiopoulos, 1987). Para el cálculo de la temperatura del suelo, se resuelve la ecuación de conducción de calor en una dimensión. La humedad específica en la superficie (necesaria sólo en el caso de que la ecuación de transporte de vapor de agua no esté incluida en el modelo) se calcula a partir de:

$$q = \Psi q_1 + (1 - \Psi)q_2 \quad (2.33)$$

donde Ψ es el parámetro de evaporación que varía entre 0 y 1 (agua: $\Psi=1$, suelo seco: $\Psi=0$), q_1 es la humedad de saturación y q_2 es la humedad calculada en la primera capa arriba del suelo.

2.6 Definición de la malla.

Las ecuaciones del modelo se resuelven numéricamente en una malla desplazada (posición en la cual se definen las variables dependientes). Las cantidades escalares como la temperatura, presión, densidad y también el volumen de la celda V se definen en el centro de una celda de la malla y las componentes de la velocidad u , v y w se definen en el centro de la interfase correspondiente. Los flujos turbulentos que intervienen en las ecuaciones (momento, masa y energía) del modelo, se definen en las siguientes posiciones de una celda de la malla:

Las cantidades tangenciales en el centro del borde correspondiente y las cantidades normales en los puntos escalares. Con estas definiciones los flujos de salida de momento, masa, energía y también los flujos turbulentos de una celda de la malla, son idénticos a los flujos de entrada de la celda adyacente. De esta manera, se garantizan las propiedades de conservación del método numérico. Las Figuras 2.2 a 2.4 muestran la malla desplazada y las transformaciones utilizadas por MEMO.

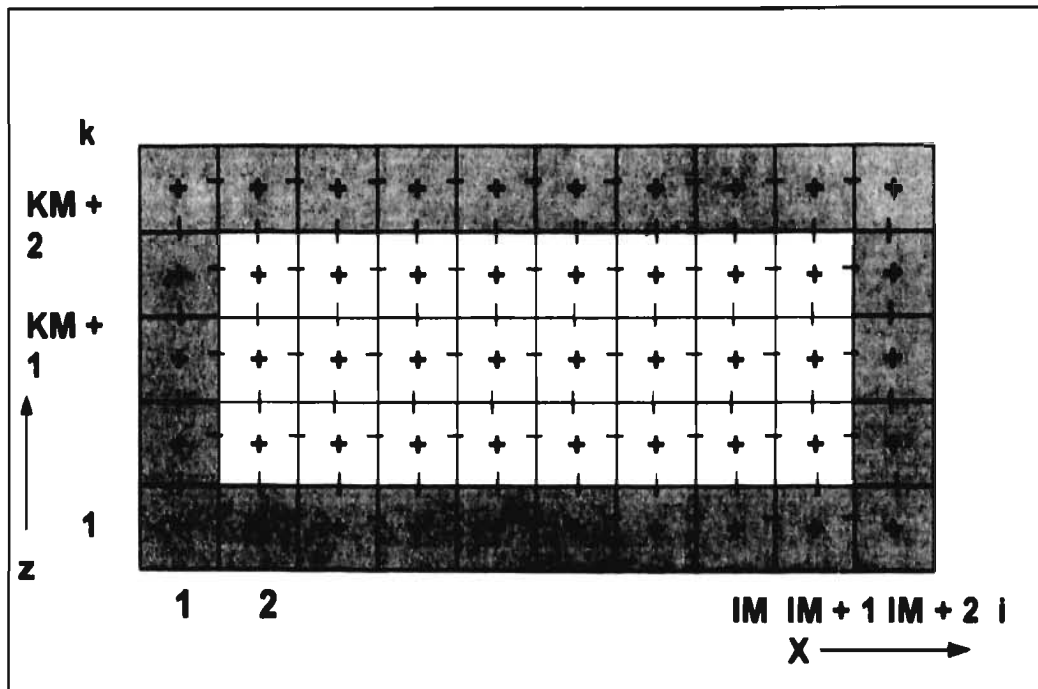


Figura 2.4 Sección vertical en la dirección x-z de la malla numérica.
Las áreas achuradas representan las fronteras de la malla.

3. El Clima Termal.

3.1 El balance de energía.

El balance de energía es un concepto que se usa para determinar la manera en que la superficie de la tierra responde a la energía proveniente del sol. Esta energía pasa a través de la atmósfera en forma de radiación, afectando las condiciones meteorológicas debido a su capacidad de transmitirse hacia el aire y la superficie.

3.1.1 Flujos de energía.

Existen básicamente cuatro tipos de flujos de energía: la radiación que llega a la superficie (o bien, la que se refleja de la superficie), los flujos de calor sensible y latente que llegan de la atmósfera o se dirigen a ella y el flujo de calor a través o hacia afuera de la superficie (suelo o agua). El flujo neto de radiación se deriva del balance de radiación superficial. Durante las horas del día, la radiación solar que se dirige hacia la superficie es de onda corta, mientras que por la noche la radiación de onda larga es menor y se dirige hacia afuera de la superficie. Por lo tanto, la superficie es calentada durante el día, mientras que el proceso de enfriamiento se da por las tardes y en las horas de la noche, especialmente bajo condiciones estables y cielo despejado.

El calor sensible es el resultado de la diferencia en las temperaturas del aire y la superficie, este flujo, durante las horas del día se dirige hacia afuera de la superficie debido a que en estas horas la superficie está más caliente que el aire en la vecindad inmediata. Este proceso se invierte durante las horas de la tarde y la noche.

El calor latente, es resultado de la evaporación, evapotranspiración, o condensación en la superficie y es el producto del calor latente de evaporación o condensación (publicado en tablas estándar) y la tasa de evaporación o condensación (masa por unidad de área y por unidad de tiempo). Durante las horas del día hay evaporación en los cuerpos de agua, en los suelos húmedos y en la vegetación, mientras que la condensación suele ocurrir en superficies relativamente frías durante las horas de la noche. Al cociente entre el flujo de calor sensible y el flujo de calor latente se le conoce como la relación de Bowen (Sellers, 1965).

3.1.2 Ecuaciones del balance de energía.

Las ecuaciones de balance de calor (o energía) se basan en el principio físico de la conservación de la energía. Este principio indica que todas las ganancias o pérdidas de energía en la superficie de la tierra deben estar balanceadas (Munn, 1966).

Las componentes que se deben de considerar para derivar la ecuación de balance de energía son: la radiación de onda corta que proviene del sol, la radiación de onda larga de la tierra y el cielo, la transferencia de calor a través del suelo, la transferencia de calor a través del aire y la contribución de calor latente debido a la evaporación o condensación.

Entonces, la ecuación de balance de energía puede ser expresada de la siguiente manera:

$$Q_T - Q_R + Q_L \downarrow - Q_L \uparrow + Q_F = \pm Q_N + Q_F = \pm Q_G \pm Q_H \pm Q_E \quad (3.1)$$

donde:

Q_T es la radiación de onda corta proveniente del sol y el cielo, se asume positiva.

Q_R es la radiación de onda corta reflejada desde la tierra.

$Q_i \downarrow$ es la radiación de onda larga recibida en la superficie desde la atmósfera.

$Q_i \uparrow$ es la radiación de onda larga emitida por la superficie.

Q_f es la contribución de calor antropogénico.

Q_N es la radiación neta de onda corta y larga. La ganancia de energía por la superficie es positiva.

Q_G es la transferencia de calor a través del suelo. El flujo descendente de calor es positivo.

Q_H es la transferencia turbulenta de calor sensible a la atmósfera. El flujo ascendente es positivo.

Q_E es la contribución de calor latente de la evaporación y evapotranspiración. El flujo ascendente de vapor de agua (evaporación) es positivo, el flujo descendente (condensación) es negativo.

Esta ecuación describe como la radiación neta en la superficie más la radiación terrestre agregada al calor que genera la ciudad debe de ser balanceada por una

combinación de flujos de calor sensible y latente hacia el aire y el flujo de calor hacia el subsuelo. Durante el día existe una ganancia de energía radiante en la superficie (Q_N positivo). Parte del exceso se mueve hacia el subsuelo, otra parte es transferida hacia el aire, mientras que la parte restante se usa en la evaporación (la evaporación se da solamente en la superficie). Si bien, hay un flujo de vapor de agua resultante, el intercambio de calor se refleja a través de una reducción compensada en la magnitud de Q_G y Q_H .

Las magnitudes reales de las componentes de la distribución de energía en la superficie depende de muchos factores, tales como el tipo de suelo y sus características (humedad, textura, vegetación, etc.), localización geográfica, estación del año, hora del día, y tipo de clima (Arya, 1988).

Durante la noche existe una pérdida neta de radiación en la superficie (Q_N negativa). Ésta es balanceada por flujos de calor ascendente a través del suelo, descendente del aire, y algunas veces por el calor latente de condensación desarrollado durante los procesos de formación de rocío. De esta manera, de acuerdo a la convención de signos adoptada, todos los términos de la ecuación de balance de energía en la superficie son generalmente negativos durante la tarde y los periodos nocturnos. Estas magnitudes son generalmente mucho más pequeñas que las de los flujos durante el día, con excepción de Q_G , las cuales no difieren mucho entre el día y la noche.

La Figura 3.1 muestra una representación esquemática del balance de energía en la superficie durante el día y la noche.

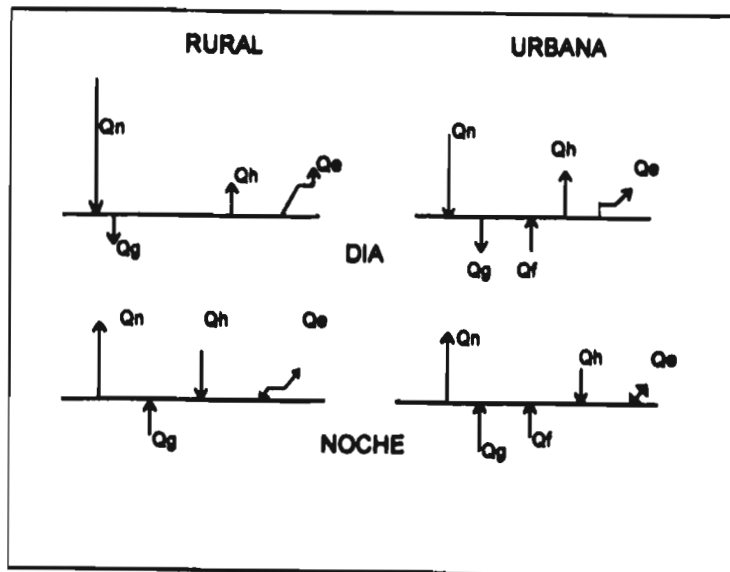


Figura 3.1 Representación esquemática del balance de energía en áreas rural y urbana (Munn, 1966).

3.2 El balance de radiación.

Básicamente, toda la energía que llega a la tierra proviene del sol (Seinfeld, 1978). La absorción y la pérdida de energía radiante por la tierra y la atmósfera son casi totalmente responsables del clima de la tierra, tanto a escala local como a escala sinóptica. La descripción de la energía recibida y la liberada con respecto a la radiación, desempeña un papel muy relevante en el equilibrio energético de la tierra. De hecho, la atmósfera controla la cantidad de radiación que llega realmente a la superficie de la tierra, a la vez que controla la cantidad de radiación terrestre liberada al espacio.

3.2.1 Leyes y definiciones.

La transferencia de energía por oscilaciones rápidas de campos electromagnéticos se denomina transferencia de radiación o simplemente radiación. Esta energía se presenta en forma de ondas que se caracterizan por su longitud de onda λ o frecuencia de onda c_m/λ , siendo c_m la velocidad de la onda en un medio dado. La energía radiante ordenada según sus longitudes de onda constituye lo que se llama el espectro de radiación.

La densidad del flujo de radiación, o simplemente el flujo radiativo, se define como la cantidad de energía radiante recibida o emitida por unidad de superficie y por unidad de tiempo (Arya, 1988).

La cantidad de energía radiada por un cuerpo, depende básicamente de la temperatura del cuerpo. Se ha demostrado que, a una temperatura dada, existe un límite máximo de energía radiante que se emite en un tiempo dado por unidad de superficie. A esta cantidad máxima de radiación emitida para una temperatura dada se le conoce como la radiación de cuerpo negro.

Un cuerpo negro es aquél que emite la máxima tasa de radiación posible a una temperatura dada³. Para un cuerpo negro, el flujo de radiación emitido está dado por la ley de Stefan-Boltzmann (Fleagle and Businger, 1963):

$$R = \sigma T^4 \quad (3.2)$$

³ Un cuerpo negro también puede ser descrito en términos de absorción, debido a que toda la energía radiante que incide sobre su superficie, es absorbida por el cuerpo. El término "cuerpo negro", no implica que el objeto deba ser de color negro.

donde σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), y T es la temperatura superficial del cuerpo (K).

La ley de Planck define que la energía radiante emitida por un cuerpo negro en todo el espectro de radiación, es dependiente de la temperatura del cuerpo (Byers, 1959), de acuerdo a la siguiente relación:

$$R_{\lambda} = (2\pi h_p c^2 / \lambda^5) [\exp(h_p c / b\lambda T) - 1]^{-1} \quad (3.3)$$

donde h_p es la constante de Planck ($6.626 \times 10^{-34} \text{ J s}$), y b es la constante de Boltzmann ($1.381 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$).

Para calcular el flujo radiativo total se debe de integrar la siguiente ecuación:

$$R = \int_0^{\infty} R_{\lambda} \cdot d\lambda \quad (3.4)$$

La longitud de onda a la cual R_{λ} es máxima es inversamente proporcional a la temperatura absoluta y está dada por la Ley de Wien:

$$\lambda_{\max} = 2897 / T \quad (3.5)$$

donde λ_{\max} está expresada en micrómetros y T en Kelvin.

Por lo tanto, se puede apreciar en las ecuaciones anteriores, que el flujo radiativo emitido por un cuerpo negro varía en proporción a la cuarta potencia de su temperatura superficial, mientras que por otro lado, la longitud de onda contribuye grandemente al flujo, especialmente λ_{max} , la cual es inversamente proporcional a la temperatura.

3.2.2 Radiación de onda corta.

De toda la radiación solar que se recibe en la tierra, una parte es reflejada y otra es absorbida. De la radiación de onda corta (0.3 - 3.0 μm) una gran parte proviene del sol, mientras que otra parte es reflejada desde la superficie y desde las nubes y otra parte es dispersada por las capas de impurezas en el aire.

La medida de la radiación solar es comúnmente expresada en términos de la constante solar, definida como el flujo de radiación que incide sobre una superficie normal a los rayos solares en la atmósfera exterior, a una distancia media de la tierra (Sutton, 1953). El valor aceptado de la constante solar es:

$$I_0 = 1.94 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$$

La insolación se define como la cantidad de radiación solar que incide sobre una superficie horizontal por unidad de área en un tiempo dado y depende grandemente del ángulo cenit γ y de la relación (d/d_m) de la distancia actual a la distancia media entre la tierra y el sol. La densidad de flujo de la radiación solar en

el límite superior de la atmósfera, viene dado por la combinación de la ley inversa-cuadrada y la Ley del coseno de Lambert:

$$R_0 = S_0(d_m / d)^2 \cos(\gamma) \quad (3.6)$$

Por lo tanto, la insolación para cierto periodo de tiempo entre t_1 y t_2 se calcula integrando la siguiente expresión:

$$I = \int_{t_1}^{t_2} R_0(t) \cdot dt \quad (3.7)$$

De esta manera, se puede determinar la insolación diaria durante ciertas horas del día.

El flujo de radiación solar (R_0) y la insolación (I) que se reciben en la superficie de la tierra son considerablemente menores que aquellos que se reciben en el límite superior de la atmósfera, debido a la atenuación de los rayos solares en su paso a través de la atmósfera. Un factor considerable son las nubes, sobre todo las que se encuentran en los estratos más bajos.

Otro factor importante en esta atenuación es la turbiedad atmosférica, la cual es opaca a la radiación de onda corta y esto se debe principalmente a la presencia en el aire de partículas tales como polen, polvo, humo y bruma. La nube de impurezas refleja y dispersa una parte de la radiación.

Como se ha explicado anteriormente, una parte de la radiación de onda corta es reflejada por la superficie, y a esta fracción de la radiación solar incidente que se refleja se le conoce como el albedo (A) (Petterssen, 1969) y se define como:

$$A = Q_R / Q_T \quad (3.8)$$

La radiación solar disponible o neta para transformaciones energéticas en la superficie de la tierra es entonces $(1 - A)Q_T$.

Un conocimiento adecuado del albedo y sus posibles cambios (estacionales, así como de largo periodo) debido a las actividades humanas, tales como deforestación, agricultura y urbanización es de gran importancia en climatología. Cualquier cambio por pequeño que sea tiene efectos en los balances energéticos de la superficie.

En general, la nieve tiene el más alto albedo por lo que la absorción de radiación de onda corta es mínima, mientras que por otro lado, el agua es probablemente la que tiene el menor albedo. Según el ángulo de incidencia, el hielo tendría un albedo entre el agua y la nieve.

Las rocas, la arena y el suelo reflejan alrededor de 10-45% de la radiación de onda corta, el mas alto valor corresponde a la arena del desierto. El albedo de las superficies con vegetación está en el rango 10-25%.

Las nubes, dependiendo del tipo de nube, altura y tamaño, reflejan la radiación de onda corta. En un día nublado, sólo una pequeña parte de la radiación de onda corta llega al suelo. Una parte considerable de la radiación reflejada desde el suelo puede ser reflejada de vuelta por las nubes.

Por último, la radiación difusa es aquella parte de la radiación de onda corta que llega a la superficie de la tierra después de haber sido dispersada por impurezas en la atmósfera. También se incluye la parte de radiación de onda corta que es reflejada por las nubes, en un día nublado.

3.2.3 Radiación de onda larga.

En el intervalo de onda larga del espectro de radiación ($>3 \mu\text{m}$), la tierra se comporta casi como un cuerpo negro ideal. El factor de corrección viene dado por la emisividad ϵ que se define como la relación de la emisión de la superficie a la emisión del cuerpo negro ideal, ambas a la misma temperatura y longitud de onda. En general, los valores que adopta ϵ para la mayoría de las superficies están en el rango 0.9 a 1.0.

De esta manera, conociendo la temperatura superficial y la emisividad, se puede calcular la radiación de onda larga emitida por el suelo con la siguiente ecuación (Munn, 1966):

$$Q_L \uparrow = \epsilon \sigma T^4 + (1 - \epsilon) Q_L \downarrow \quad (3.9)$$

Sin embargo, es difícil tener una medición correcta de la temperatura superficial, especialmente para superficies con vegetación. En tal caso, es conveniente utilizar una temperatura superficial aparente (T^*), suponiendo $\epsilon=1$.

$$Q_L \uparrow = \sigma T^{*4} \quad (3.10)$$

Durante su paso por la atmósfera, una gran parte de la radiación terrestre es absorbida por los gases atmosféricos, tales como vapor de agua, bióxido de carbono, óxidos de nitrógeno, metano y ozono. Principalmente, el vapor de agua y el bióxido de carbono son los responsables de absorber la radiación terrestre y por lo tanto no permiten que esta radiación escape al espacio (efecto invernadero).

Si en nuestro sistema no existiera la atmósfera, toda la radiación de onda larga se perdería en el espacio. Pero en nuestro caso, la atmósfera absorbe alrededor de 70% de la radiación durante días claros y a la vez, la reirradia en todas direcciones inclusive hacia el suelo nuevamente. Los gases atmosféricos y aerosoles absorben e irradian energía, dependiendo de la distribución vertical de sus concentraciones y de la temperatura del aire. Es importante observar que la absorción y emisión por parte de estos gases no es continuo sobre el espectro de radiación. Por un lado, la radiación se puede mover libremente hacia el espacio cuando el cielo está despejado, mientras que por otro, puede ser casi totalmente interceptada por la atmósfera.

En estos procesos, todas las capas de la atmósfera interactúan en la absorción y emisión de la radiación de onda larga, pero sin duda, la capa límite atmosférica juega el rol más importante, ya que es en esta capa donde se encuentran las más altas concentraciones de vapor de agua, bióxido de carbono y algunos otros gases.

Cuando existen nubosidades, estas contribuyen grandemente a la emisión de radiación de onda larga hacia la superficie, ya que como se vio anteriormente, las nubes irradian energía como cuerpos negros a sus respectivas temperaturas. Sin embargo, una parte de esta radiación es absorbida por el vapor de agua, el bióxido de carbono, y otros gases antes de llegar a la superficie de la tierra.

Se han estado haciendo varios intentos para poder estimar la cantidad de radiación de onda larga que llega a la superficie a partir de radiosondeos de vapor de agua y temperatura. Pero esto no ha sido muy útil, ya que raramente se puede contar con observaciones concurrentes de radiosondeos. Por lo tanto, se prefiere medir la radiación de onda larga directamente con un radiómetro.

3.2.4 El balance de radiación.

A partir de la ecuación de balance de energía, el flujo neto de radiación es el resultado de balancear los flujos de la radiación de onda corta (Q_T , Q_R) y la radiación de onda larga ($Q_L \downarrow$, $Q_L \uparrow$) en la superficie, el cual está dado por:

$$Q_N = Q_T - Q_R + Q_L \downarrow - Q_L \uparrow \quad (3.11)$$

los términos de esta ecuación se definieron en la sección 3.1.2.

El primer término de la derecha en la ecuación 3.11 corresponde a la radiación de onda corta proveniente del sol y del cielo (Q_T) e incluye a la radiación difusa (radiación global).

El segundo término correspondiente a la radiación de onda corta reflejada desde la tierra (Q_R), se obtiene de la ecuación 3.8 y está dado por:

$$Q_R = A Q_T$$

donde A es el albedo superficial.

El término correspondiente a la radiación de onda larga recibida en la superficie desde la atmósfera ($Q_L \downarrow$) depende principalmente de la distribución de temperatura, del vapor de agua y del bióxido de carbono (en días claros), este término no tiene grandes variaciones diurnas. Por último, el cuarto término corresponde a la radiación de onda larga emitida por la superficie ($Q_L \uparrow$) y es proporcional a la cuarta potencia de la temperatura superficial en unidades absolutas (Ley de Stefan-Boltzmann), este término muestra una gran variación durante el día, tiene un valor máximo al empezar la tarde y un valor mínimo hacia el final. Los dos términos tienen básicamente el mismo orden de magnitud, por lo que la radiación neta de onda larga es, en general, una cantidad pequeña.

Bajo condiciones de cielo despejado, $|Q_L \downarrow - Q_L \uparrow| \ll (Q_T - Q_R)$ durante las horas del día, y un balance aproximado de radiación dado por:

$$Q_N \cong Q_T - Q_R = (1 - A)Q_T \quad (3.12)$$

puede utilizarse para determinar la radiación neta a partir de cálculos o medidas sencillas de la radiación solar en la superficie. Durante la noche, sin embargo, $Q_T = 0$ y el balance de radiación queda:

$$Q_N = Q_L \downarrow - Q_L \uparrow \quad (3.13)$$

Con mucha frecuencia por las noches $Q_{l,\downarrow} < Q_{l,\uparrow}$, por lo tanto, Q_N es negativa lo que implica que hay un enfriamiento radiativo de la superficie.

Cerca de las horas de la salida y puesta del sol, todas las componentes de la ecuación del balance de radiación tienen el mismo orden de magnitud.

3.3 Temperatura del suelo.

De toda la energía radiante proveniente del sol, la mayoría es absorbida por la superficie de la tierra donde es transformada en energía interna, la cual genera elevados gradientes verticales y horizontales de temperatura. Una gran variedad de procesos se dan en torno a las transformaciones de energía: evaporación, conducción en el subsuelo, radiación de onda larga y, conducción y convección de calor hacia la atmósfera.

3.3.1 Temperatura superficial.

Debido a que el suelo no es homogéneo, se dificulta mucho definir la altura de la interfase entre el suelo y el aire, por lo que también hace difícil la medición de la temperatura. Se ha observado que los gradientes de temperatura dentro del ± 1 centímetro de la frontera llegan a exceder de 5 °C/cm algunas veces (Geiger, 1965).

La temperatura superficial en un punto dado, está gobernada por el balance de energía superficial, el cual a su vez depende del balance de radiación, del intercambio de procesos atmosféricos en las vecindades de la superficie, presencia de vegetación o árboles y de las propiedades térmicas del suelo.

La medición directa de la temperatura en la interfase se hace muy difícil por los elevados gradientes de temperatura que se dan entre el aire y el suelo, por las dimensiones del aparato de medición y por las dificultades que se tienen en la ventilación y protección del aparato cuando se coloca en el suelo. Si el aparato se coloca en el aire, se verá afectado por el viento, mientras que si se entierra un poco, no dará lecturas adecuadas de la temperatura superficial. Por esto, la temperatura superficial se determina ocasionalmente por extrapolación de perfiles medidos de temperatura en el suelo y en el aire.

Existe otro método para calcular la temperatura superficial (en teoría), cuando se conoce la emisividad de la superficie, y es por medio de la ecuación 3.9:

$$Q_i \uparrow = \varepsilon \sigma T^4 + (1 - \varepsilon) Q_i \downarrow$$

Sin embargo, si la emisividad de la superficie no se mide con suficiente exactitud, se puede obtener la temperatura superficial aparente a partir de la ecuación 3.10:

$$Q_i \uparrow = \sigma T^4$$

3.3.2 Temperatura del subsuelo.

La temperatura en el subsuelo es más fácil de medir en relación con la temperatura superficial. Cerca del suelo, se ha observado que el rango o amplitud de la variación diurna de la temperatura decrece exponencialmente con la

profundidad y se vuelve muy pequeña a una profundidad del orden de 1 metro o menos.

La temperatura del suelo depende de varios factores, los cuales también determinan la temperatura superficial. Los factores mas relevantes son: la latitud y la época del año (mes o estación), la radiación neta en la superficie, la textura y contenido de humedad del suelo, la cubierta del suelo, y las condiciones ambientales en la superficie. La temperatura puede crecer, decrecer, o variar no-monotónicamente con la profundidad, dependiendo de la estación del año y la hora del día.

3.3.3 Propiedades térmicas del suelo.

Las propiedades térmicas que influyen en la transferencia de calor a través de un medio y que tienen efectos en la distribución de temperaturas del mismo son: la densidad, el calor específico, la capacidad calorífica y la conductividad térmica (Arya, 1988).

El calor específico de un material se define como la cantidad de calor absorbido o liberado para aumentar o disminuir la temperatura del material en un grado centígrado. Si se multiplica la densidad por el calor específico, se obtiene la capacidad calorífica del material.

Como el calor en el suelo se transfiere principalmente por conducción, la tasa de transferencia de calor o flujo de calor en una dirección dada es proporcional al gradiente de temperatura en esa dirección y está dado por:

$$Q = -k(\partial T / \partial z) \quad (3.14)$$

en donde k es la conductividad térmica del suelo. A la relación existente entre la conductividad térmica y la capacidad calorífica se le conoce como la difusividad térmica (α_h). Por lo tanto, la ecuación anterior puede ser escrita así:

$$Q / \rho c = -\alpha_h (\partial T / \partial z) \quad (3.15)$$

Debido a que el calor se transfiere a través del suelo, rocas, y otros tipos de materiales del subsuelo por conducción, las propiedades térmicas del material caracterizan al medio.

El aire, por ejemplo, tiene una capacidad calorífica baja, mientras que el agua tiene una capacidad calorífica alta. La difusividad térmica del aire es grande, debido a su baja densidad. Las propiedades térmicas del agua y del aire dependen principalmente de la temperatura, mientras que las propiedades térmicas de los suelos dependen de la distribución y tamaño de las partículas, porosidad, y el contenido de humedad. Este último factor (contenido de humedad) puede causar grandes cambios en la capacidad calorífica, conductividad y difusividad de los suelos (Munn, 1966; Oke 1978).

3.4 Temperatura del aire.

La temperatura es un elemento fundamental del clima (Donn, 1965). Debido a la disposición irregular de la energía solar (insolación), la temperatura del aire muestra variaciones dentro de un rango muy amplio. Estas variaciones a su vez definen el clima. La temperatura, o mejor dicho los perfiles de temperatura en la baja atmósfera determinan en parte la estabilidad de la atmósfera, o sea el grado con el que la turbulencia producida por el esfuerzo cortante de los vientos, la

rugosidad de la superficie terrestre o la fuerza ascensional se propagará a través de esta capa atmosférica. Bajo condiciones muy estables, las perturbaciones son muy pequeñas y la mezcla de contaminantes queda en gran manera suprimida. Ha sido bajo estas condiciones atmosféricas que han ocurrido los peores episodios de contaminación del aire.

3.4.1 Factores de influencia.

La capa límite superficial responde más rápidamente a los cambios de energía en la interfase entre suelo y aire, que en el suelo. La conducción es la principal manera de transferencia de calor en el suelo, pero en la atmósfera esta forma es despreciable.

Los factores y procesos que determinan la temperatura del aire (Arya, 1988) son:

- a) Tipo de masa de aire y su temperatura sobre la capa límite planetaria, lo cual depende del patrón de circulación a escala sinóptica.
- b) Características térmicas de la superficie y el subsuelo, las cuales influyen el rango diario de las temperaturas superficiales.
- c) Radiación neta en la superficie y sus variaciones con respecto a la altura, la cual determina el calentamiento o enfriamiento radiativo de la superficie y de la capa límite planetaria.
- d) El flujo de calor sensible en la superficie y sus variaciones con la altura, el cual determina la tasa de calentamiento o enfriamiento del aire debido a la convergencia o divergencia del flujo de calor sensible.

- e) Intercambio de calor latente durante los procesos de evaporación y condensación en la superficie y en el aire, el cual influencia la temperatura de la superficie y del aire, respectivamente.
- f) Advección fría o caliente del aire como una función de la altura en la capa límite planetaria.
- g) Altura de la capa límite planetaria a la cual el intercambio turbulento de calor es limitado.

Similarmente, los factores que determinan la humedad específica o relación de mezcla de vapor de agua son:

- a) Humedad específica de la masa de aire por encima de la capa límite planetaria.
- b) Tipo de superficie, su temperatura, y humedad disponible para evaporación y/o transpiración.
- c) La tasa de evapotranspiración o condensación en la superficie y la variación del flujo de vapor de agua con la altura en la capa límite planetaria.
- d) Advección horizontal de vapor de agua como función de la altura.
- e) Movimiento vertical medio en la capa límite planetaria y posible formación de nubes y procesos de precipitación.
- f) La profundidad de la capa límite planetaria a través de la cual se mezcla el vapor de agua.

3.4.2 Relaciones termodinámicas.

La presión a cualquier altura z en la atmósfera baja, se calcula con la siguiente ecuación hidrostática:

$$\partial P / \partial z = -\rho g \quad (3.16)$$

Como el aire puede ser considerado un gas ideal, se usa la siguiente ecuación de estado para los gases ideales:

$$P = (R / m) \rho T \quad (3.17)$$

donde ρ es la densidad del aire (kg/m^3), R es la constante universal de los gases (8.134 J/K-mol) y m es el peso molecular del aire (28.97).

Si una parcela de aire es elevada en la atmósfera, la presión descenderá en respuesta a la disminución de la presión en su contorno, ésto ocasionará un descenso en la temperatura y, posiblemente, una disminución en la densidad de la parcela. Si por el contrario, la parcela de aire baja, la presión comprime el aire y se incrementa la temperatura. Aplicando la ecuación de estado de los gases ideales y la primera ley de la termodinámica, se calcula la energía (dH) que el medio proporciona o resta a la parcela de aire cuando ésta sube o baja, mediante la siguiente fórmula:

$$dH = \rho c_p dT - dP \quad (3.18)$$

en donde dH es el calor añadido a la parcela por unidad de volumen, dT es el incremento de temperatura y dP el incremento de la presión en la parcela. Si no existe intercambio de calor entre la parcela y el medio, a este proceso se le conoce como adiabático. Los movimientos verticales turbulentos en la capa límite planetaria, los cuales llevan las parcelas de aire hacia arriba y hacia abajo, son lo suficientemente rápidos que justifican la consideración de que los cambios en las propiedades termodinámicas de dichas parcelas son adiabáticos ($dH = 0$). La tasa de cambio de la temperatura de una parcela con respecto a la altura se calcula a partir de las ecuaciones (3.16) y (3.18) y se le conoce como el gradiente adiabático:

$$\Gamma = -(\partial T / \partial z)_{ad} = g / c_p \quad (3.19)$$

Esta ecuación representa también el ritmo de variación de la temperatura (gradiente térmico vertical) en una atmósfera adiabática, para aire seco es igual a $1 \text{ }^\circ\text{C}/102.39 \text{ m}$ o $0.976 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ (Seinfeld, 1986). Si la temperatura en la parcela de aire disminuye (al aumentar su altura) más rápido que la relación del gradiente adiabático, el aire se vuelve inestable y se observan, en consecuencia, una mezcla y dilución de contaminantes. Por otro lado, si la temperatura disminuye más lentamente que el gradiente adiabático, el aire será estable y la dilución de contaminantes se restringe.

La relación entre los cambios de presión y temperatura en una parcela de aire que se mueve adiabáticamente, están dados por las ecuaciones (3.17) y (3.18), con $dH = 0$:

$$dT / T = (R / mc_p)(dP / P) \quad (3.20)$$

integrando convenientemente, se obtiene la ecuación de Poisson:

$$T = T_0 (P / P_0)^{\frac{(\gamma-1)}{\gamma}} \quad (3.21)$$

donde T_0 es la temperatura correspondiente a la presión de referencia P_0 .

Esta ecuación es utilizada para relacionar la temperatura potencial θ , la cual se define como la temperatura que tendría una parcela de aire si es llevada adiabáticamente a una presión de 1,000 mbar a partir de su estado inicial (Wark y Warner, 1990), y está dada por:

$$\theta = T (P_0 / P)^{\frac{(\gamma-1)}{\gamma}} \quad (3.22)$$

La temperatura potencial se conserva durante los movimientos verticales de una parcela de aire, debido a que el calor no se adiciona o se remueve durante dichos movimientos. Por lo tanto, la parcela puede ser identificada por su temperatura

potencial. En una atmósfera adiabática, la temperatura potencial permanece constante con la altura. Mientras que en una atmósfera no-adiabática, se puede calcular con la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right) \cong \frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \quad (3.23)$$

La aproximación $\frac{\theta}{T} = 1$ es válida, dado que los valores de θ y T son muy próximos entre si.

3.4.3 Variaciones diurnas.

La variación diurna de la temperatura en la atmósfera baja, es cosa común en la vida diaria y es el resultado de las variaciones diurnas de la radiación neta y algunos otros flujo de energía en la superficie. Existe una gran variación diurna en la temperatura del aire y la humedad específica sobre la superficie del suelo.

Durante las horas del día, la temperatura disminuye con la altura, rápidamente en las capas inferiores y mas lentamente a grandes alturas. Por la noche, la capa de aire cercana al suelo es estable, la temperatura aumenta con la altura y el gradiente en las capas inferiores aumenta nuevamente. En condiciones de nubosidad, la variación diurna del perfil vertical de temperaturas casi desaparece totalmente, por lo que el gradiente disminuye en toda la altura.

El rango de variación de la temperatura se ve afectado por la presencia de vegetación y por la existencia de humedad para la evaporación. Mas aún, se reduce por la presencia de nubes, humo, bruma y vientos dominantes.

La variación de la humedad específica depende del cambio diurno de la condensación y evapotranspiración, de las temperaturas de la superficie, del viento, de la turbulencia y de la altura de la capa límite planetaria. Los grandes cambios diurnos en la temperatura superficial generalmente conllevan grandes variaciones en la humedad específica, debido a la estrecha relación entre la presión de vapor de saturación y la temperatura.

3.5 La isla de calor urbana.

La atmósfera de una gran ciudad presenta diferencias térmicas más acentuadas que la del campo. Las casas, los grandes edificios y las fábricas forman una superficie irregular que retrasa el flujo libre de las grandes masas de aire y por tanto, retrasa el flujo del viento. Debido a las superficies perpendiculares de los edificios y las calles semejantes a barrancas, el área urbana absorbe una mayor cantidad de radiación durante el día y la conserva durante un periodo más largo durante la noche, en contraposición de lo que ocurriría con un área similar en el campo.

Esta condición o fenómeno se conoce como la "isla de calor urbana", debido a la aparente similitud de las isotermas con el contorno de la elevación de una pequeña y aislada isla en el océano (ver Figura 3.2). Esta figura muestra un típico "escarpe" de un aumento en la temperatura cerca del límite rural/suburbano, seguido por una "meseta" sobre una gran parte del área suburbana y después un "pico" sobre el centro de la ciudad (Oke, 1978). El efecto de la isla de calor urbana ha sido el fenómeno climatológico mas ampliamente documentado (Oke and East, 1971) y se le atribuye principalmente a la urbanización (Oke and Maxwell, 1975).

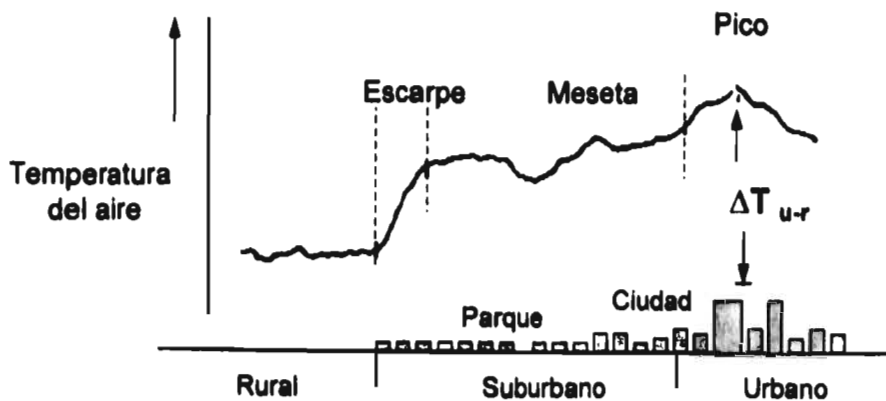


Figura 3.2 Representación esquemática de la "isla de calor urbana".

El efecto de la isla de calor urbana claramente debe ser el resultado de las diferencias en el balance de energía urbano/rural (Oke, 1982). En la Figura 3.1 (Munn, 1966) se tiene una representación esquemática del balance de energía en una zona rural y otra urbana. En las regiones rurales, durante el día, la ganancia neta de energía debida a la radiación en la interfase tierra-atmósfera resulta en un transporte turbulento de calor Q_H hacia la atmósfera, una conducción de calor Q_G hacia el suelo y la evaporación Q_E . Durante la noche, la pérdida neta de energía debida a la radiación resulta en un decrecimiento de la evaporación, el transporte turbulento de calor de la atmósfera hacia el suelo y la conducción de calor proveniente del suelo.

En la ciudad, el balance energético descrito, se modifica por uno o varios de los siguientes factores: 1) Calentamiento debido a todo tipo de hornos y calderas, 2) Cantidad limitada de humedad superficial, 3) Inercia térmica de las estructuras urbanas y 4) Contaminación atmosférica.

La menor humedad superficial disponible hace que disminuya la energía Q_E utilizada en la evaporación, de esta manera, se incrementa la energía que se transmite a la atmósfera (Q_H) durante el día. Sin embargo, las temperaturas del día en las superficies urbanas pueden permanecer inferiores con respecto a las

de las superficies rurales, debido a la gran capacidad térmica y elevada conductividad térmica de los materiales de las construcciones urbanas (Bornstein, 1968). Estas propiedades térmicas impiden el enfriamiento rápido al ocultarse el sol y el calentamiento acelerado al salir el sol, por otro lado, permiten el almacenamiento de grandes cantidades de energía solar Q_G y de la energía que se produce en la ciudad Q_F .

Kratzer (1957) estimó que la cantidad total de energía liberada por combustión en Berlín, ascendía a un tercio de la energía recibida por radiación solar directa. Bornstein (1968) en el estudio de la dinámica de la contaminación del aire urbano, ha calculado que la producción anual de calor por combustión en la ciudad de Nueva York es de 2.8×10^{17} calorías. El 77% del total de la producción se debe a fuentes de calor en habitaciones, oficinas, comercios, etc., mientras que el 23% restante se debe a las industrias, vehículos de motor y los barcos.

En invierno, la convección de energía Q_H de la atmósfera hacia las superficies urbanas se reduce durante la noche, o quizás se revierte, por la conducción de cantidades considerables de calor de combustión hacia la interfase, y en verano por la conducción de cantidades considerables de energía solar almacenada Q_G hacia la interfase. Por lo tanto, el aire sobre un área urbana se mantiene más tibio que el aire sobre una zona rural adyacente durante el periodo nocturno, este es el llamado efecto nocturno de la isla de calor urbana.

Las capas elevadas de humo, vapor de agua, bióxido de carbono y bióxido de azufre, contribuyen al desarrollo nocturno de la isla de calor al absorber y reirradiar la energía procedente de las superficies urbanas. Sheppard (1958) advirtió que la pérdida nocturna de radiación de onda larga de una capa de bruma urbana es capaz de enfriar el aire encima de la capa en varios grados centígrados, produciéndose de esta manera una capa elevada con inversión térmica (Figura 3.3).

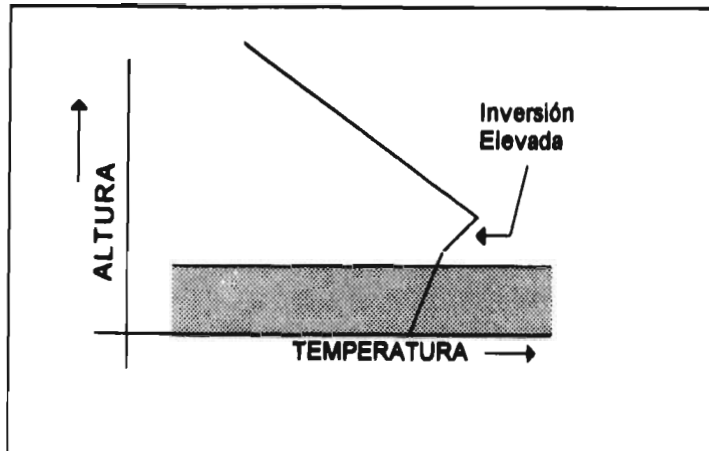


Figura 3.3 La pérdida nocturna de calor por radiación de onda larga de la capa de bruma urbana, produce una inversión térmica elevada (Jáuregui, 1971).

La radiación de onda corta recibida en las superficies urbanas se reduce por la absorción y la dispersión de las capas de bruma urbana. Unas horas después de la salida del sol las capas de bruma se rompen por las corrientes convectivas producidas por la insolación (Figura 3.4).

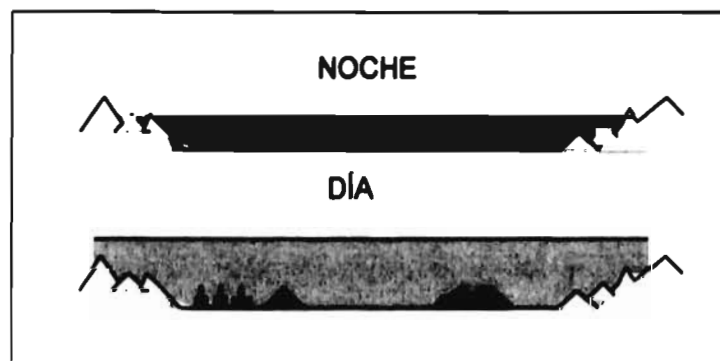


Figura 3.4 Por la noche, la inversión restringe la dispersión de contaminantes en una capa poco profunda. En el día, la radiación solar rompe la inversión y las impurezas se diluyen en un volumen mayor (Jáuregui, 1971).

Las condiciones meteorológicas favorecen el enfriamiento nocturno en las áreas rurales, sobre todo cuando los cielos están despejados y el aire está en calma, lo que resultan en amplias diferencias térmicas entre la atmósfera rural y urbana.

La intensidad de la isla de calor urbana depende de varios factores, tales como: el tamaño de la ciudad (Oke, 1973), el balance de energía, la localización geográfica, el mes o la estación del año, hora del día y las condiciones del clima a escala sinóptica. La intensidad máxima para cierta ciudad ocurre cuando el cielo está despejado y el aire en calma, algunas horas después de que se oculta el sol. Esta intensidad es mínima o nula bajo condiciones inestables.

Cuando el gradiente de presión a escala regional es débil (viento en calma), la intensidad de la isla de calor muestra una amplia variación diurna con un valor mínimo alrededor de medio día y un valor máximo alrededor o antes de medianoche (Oke, 1978).

La intensidad y extensión de la isla de calor urbana están grandemente influenciadas por la topografía y la presencia de amplios cuerpos de agua dentro o en la periferia del área urbana (Jazcilevich et al, 1996). En ciudades costeras, las brisas marina y de tierra tienen una gran influencia, mientras que en áreas montañosas el drenaje nocturno y los flujos del Valle pueden dominar sobre las influencias estrictamente urbanas.

La intensidad de la isla de calor urbana (ΔT_{u-r}) se calcula con la diferencia de las temperaturas entre las áreas urbana y rural (Oke, 1978; Jáuregui, 1988; Yagüe et al, 1991; Shu et al, 1994), ver Figura 3.2.

Partiendo del primer estudio sobre el fenómeno de la isla de calor (Howard, 1833), se sabe que las causas que se consideran responsables en el calentamiento del aire de las ciudades (Oke et al, 1991) son:

- a) Geometría de cañón radiativa.- disminución de la radiación de onda larga que se pierde dentro de las calles encañonadas debido al intercambio complejo entre los edificios y la vista del cielo.**
- b) Propiedades térmicas.- aumento en el almacenamiento de calor sensible en la estructura de la ciudad.**
- c) Calor antropogénico.- calor generado por combustión y metabolismo animal, el cual es mínimo en la ciudad de México.**
- d) "Efecto invernadero" urbano.- aumento en la radiación de onda larga debido a la atmósfera urbana contaminada.**
- e) Geometría de cañón radiativa.- reflexión múltiple de radiación de onda corta entre las superficies de cañón, lo que hace que disminuya el albedo efectivo del sistema.**
- f) Evapotranspiración.- reducción de las superficies disponibles para evaporación en la ciudad, repartiendo más energía al calor sensible y menos al calor latente.**
- g) Abrigo.- reducción del transporte turbulento de calor dentro de las calles.**

Lo que no se sabe es el rol que juegan cada una de estas causas y su relación entre el régimen de temperaturas en la superficie y en el aire.

4. Aplicación del modelo.

Para el presente trabajo se decidió efectuar tres simulaciones: la primera correspondiente al día 22 de febrero de 1991, debido a los altos niveles de contaminación atmosférica que se midieron ese día y por que existe, alrededor de ese día, una gran cantidad de información disponible proveniente de una campaña extensa de obtención de datos que realizó el Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) (Williams et al, 1995).

La segunda simulación corresponde al día 22 de febrero de 1929, utilizando la clasificación de los usos del suelo que existía en esa época y manteniendo las condiciones iniciales y de frontera de 1991.

La tercera simulación es idéntica a la segunda, lo único que se cambió fueron los cuerpos de agua (grandes lagos) de 1929 por los de 1991.

A fin de efectuar las simulaciones se formaron dos mallas: Una malla extendida de 120 x 150 km, que está contenida entre las coordenadas UTM⁴ 430 km y 550 km en el eje x y entre las coordenadas UTM 2,080 km y 2,230 km en el eje y, respectivamente. Esta malla contiene todo el Valle de México e incluye parte de los Valles de Cuernavaca, Toluca y Puebla, y está dividida en 2,000 celdas de 3 x 3 km cada una.

Asimismo, se formó una malla anidada de 60 x 60 km (3,600 celdas de 1 x 1 km), la cual está contenida entre las coordenadas UTM 448 km y 508 km en el eje x y entre las coordenadas UTM 2,119 km y 2,179 km en el eje y, respectivamente. Esta malla incluye la zona conurbada de la ciudad de México e incluye la Sierra de

⁴ UTM (Unidades Transversas de Mercator) es un sistema internacional de coordenadas.

Guadalupe en el norte, la Sierra de Santa Catarina en el este y la Sierra de las Cruces y el volcán Ajusco en el suroeste (ver Figura 4.1).

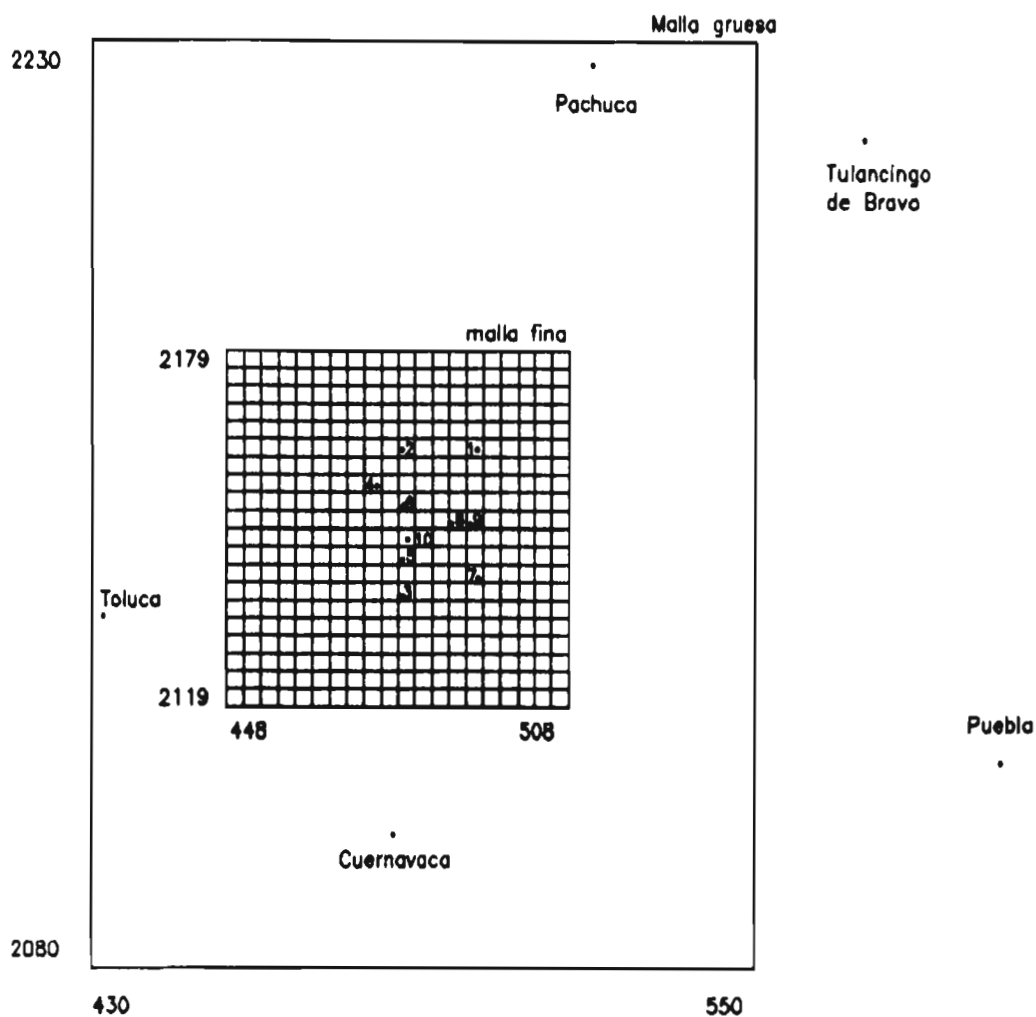


Figura 4.1 Localización de la región de modelación y las estaciones de monitoreo Xalostoc (1), Tlalnepantla (2), Pedregal (3), Acatlán (4), Plateros (5), Tacuba (6), Cerro de la Estrella (7), Merced (8), Hangares (9) y Tacubaya (10).

Para adaptar MEMO a la región del Valle de México, fue necesario recopilar y procesar información meteorológica, topográfica y de uso del suelo correspondientes al área de estudio, con el objeto de integrar los archivos de entrada necesarios para correr el modelo.

4.1 Información meteorológica.

Se recopiló y procesó información meteorológica tanto para el día de simulación, el día anterior y el día posterior. En específico, para efectuar la simulación del día 22 de febrero de 1991 (y de 1929), se utilizó la información meteorológica de los días 21, 22 y 23 de febrero de 1991.

4.1.1 Información meteorológica superficial dentro de la malla gruesa.

En el caso de la malla gruesa, se emplearon como condiciones de frontera los valores horarios de temperatura, velocidad y dirección de viento en varios puntos situados sobre o cerca de los límites de la malla. Los lugares de donde se obtuvo esta información son Pachuca, Tulancingo de Bravo, Cuernavaca, Toluca y Puebla. Las coordenadas UTM y la altura topográfica de estos lugares son los siguientes:

Estación			UTMx	UTMy	Altura
No.	Nombre	Estado	(km)	(km)	(msnm)
1	Tulancingo de Bravo	Hidalgo	566	2,220	2,185
2	Cuernavaca	Morelos	475	2,092.5	1,618
3	Toluca	México	431.5	2,132.5	2,720
4	Puebla	Puebla	582	2,106	2,179
5	Pachuca	Hidalgo	527	2,225	2,435

Tabla 4.1 Coordenadas de las estaciones meteorológicas (condiciones de frontera).

4.1.2 Información meteorológica superficial dentro de la malla fina.

En la zona urbana de la ciudad de México existen 10 estaciones meteorológicas (Xalostoc, Tlalnepantla, Pedregal, Acatlán, San Agustín, Plateros, Tacuba, Cerro de la Estrella, Merced y Hangares) las cuales han estado operando por varios años y pueden proporcionar información continua para un periodo largo de tiempo. Estas estaciones generan información horaria de la dirección y velocidad de viento superficial, así como temperatura y humedad relativa. La información se utilizó tanto para establecer los valores iniciales de la simulación como para evaluar el desempeño del modelo.

Aparte de estas 10 estaciones (actualmente operadas por el Departamento del Distrito Federal (DDF)), existen dos estaciones operadas por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) (Tacubaya y Aeropuerto), de las cuales sólo la estación de Tacubaya proporciona un registro continuo de datos. La estación del aeropuerto no ha operado apropiadamente durante varios periodos y sólo pudo proporcionar información incompleta. Para el día 22 de febrero de 1991 existe información obtenida manualmente en Tacubaya, lamentablemente en la estación Aeropuerto se carece de información utilizable.

Las coordenadas UTM y la altura topográfica de estas estaciones se presentan en la tabla siguiente:

Estación		UTMx	UTMy	Altura
No.	Nombre	(km)	(km)	(msnm)
1	Xalostoc	491.98	2,159.07	2,240
2	Tlalnepantla	478.56	2,159.16	2,260
3	Pedregal	478.62	2,136.66	2,340
4	Acatlán	474.47	2,154.00	2,240
5	San Agustín	496.91	2,159.56	2,240
6	Plateros	478.96	2,141.30	2,330
7	Tacuba	478.76	2,151.03	2,240
8	Cerro de la Estrella	492.16	2,137.82	2,240
9	Merced	487.48	2,147.63	2,240
10	Hangares	491.21	2,147.36	2,240
11	Tacubaya	480.00	2,145.00	2,240

Tabla 4.2 Coordenadas de las estaciones meteorológicas (condiciones iniciales).

4.1.3 Perfiles verticales.

En el Valle de México sólo existen mediciones de radiosondeo en el aeropuerto internacional, dos veces al día (6:00 am y 6:00 pm). Esta información también la proporciona el SMN. En los días que se seleccionaron para efectuar las simulaciones, se logró obtener información adicional generada como parte de una campaña de radiosondeo efectuada por el IMP. La mayoría de los radiosondeos proporcionaron información hasta una altura de alrededor de 10 km.

4.1.4 Mapas climatológicos.

Con el objeto de poder estimar tendencias en las condiciones meteorológicas en los momentos en los cuales no existe la información medida, es conveniente contar con los mapas climatológicos de la zona. Para tal fin, se pidieron al SMN los mapas climatológicos de la República Mexicana en la superficie (nivel del suelo) y a una altura que corresponde a 500 mb.

Es importante hacer notar que esta información es de origen Estadounidense, por lo que solamente abarca el norte de la República Mexicana. El norte de la región de estudio está incluido dentro de dichos mapas, pero para la mayor parte del sur del Valle de México no existe esta información.

4.2 Información topográfica.

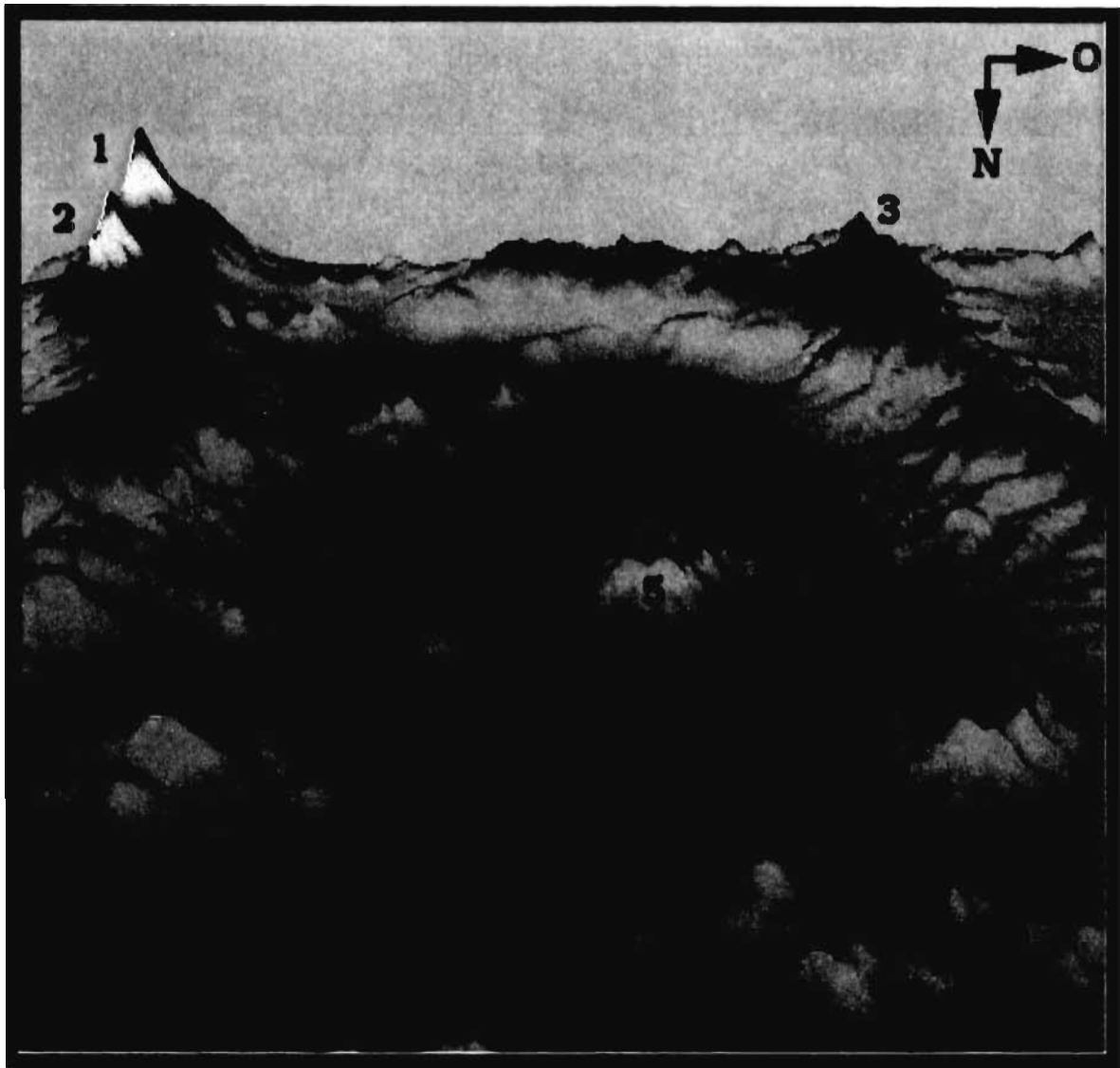
Para alimentar datos topográficos al modelo MEMO, se usaron dos archivos de entrada, uno para la malla gruesa y otro para la malla fina, ambos conteniendo las alturas del terreno de la región de estudio anteriormente delineada. En estos archivos se proporcionan las alturas medias del terreno para cada elemento de las mallas (i, j) , con $i=2$ a $IM+1$ y $j=2$ a $JM+1$, en donde IM y JM son el número de nodos de las mallas en la dirección x e y , respectivamente. El nodo $(2,2)$ es la esquina suroeste del dominio computacional, el eje x (índice i) está dirigido hacia el este y el eje y (índice j) hacia el norte. La información para la malla gruesa se obtuvo de las cartas topográficas E14-2 (séptima impresión 1992), E14-5 (quinta impresión 1992) y F14-11 (sexta impresión 1992), editadas por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), a escala 1:250,000.

Para obtener las alturas, primero se digitalizaron las curvas de nivel a cada 500 m en las regiones planas y a cada 100 m en las regiones montañosas, utilizando una

mesa digitalizadora y el paquete AUTOCAD 12 los cuales fueron facilitados por el Centro Científico de IBM de México. Posteriormente, mediante el paquete ARCINFO se realizaron las interpolaciones correspondientes, de manera de obtener las alturas promedio de cada celda, dando como resultado un archivo ASCII conteniendo una matriz de 50 x 40 elementos, que corresponden a una celda de 3 km.

En el caso de la malla fina se utilizaron las cartas topográficas del grupo E14 correspondientes a la figura 4, editadas por el INEGI, a una escala de 1:50,000, con el objeto de tener una mayor resolución. Asimismo, se digitalizaron las curvas de nivel a cada 100 m, siguiendo el mismo procedimiento que para la malla gruesa. Posteriormente, se interpolaron las curvas de nivel para obtener las alturas promedio correspondientes, las cuales se ordenaron en un archivo ASCII en forma de matriz de 60 x 60 elementos, correspondientes a una celda de 1 km.

Las Figuras 4.2 y 4.3 muestran las orografías de la región, tanto la que corresponde a la zona que abarca la malla gruesa como la malla fina.



- 1-Volcán Popocatepetl**
- 2-Volcán Iztaccihuatl**
- 3-Volcán Ajusco**
- 4-Sierra de las Cruces**
- 5-Sierra de Guadalupe**

Figura 4.2 Orografía de la región de estudio (120X150km²)



1-Sierra del Ajusco

2-Cerro de la Estrella

3-Sierra de Guadalupe

Figura 4.3 Orografía de la región de estudio (60X60km²)

4.3 Información sobre el uso del suelo.

Los archivos de uso del suelo tiene el mismo formato que los que contienen la información topográfica y se desarrollaron tanto para la malla gruesa como para la malla fina.

Para el año de 1991, se utilizaron las cartas E14-2, E14-5 y F14-11 de uso del suelo y vegetación a una escala de 1:250,000, editadas por el INEGI en 1984 y disponibles en la biblioteca del Instituto de Geografía de la UNAM. Considerando primero, que el uso del suelo ha cambiado principalmente en el área urbana y segundo, que se requiere una mayor precisión de las que las citadas cartas ofrecen, se utilizaron las imágenes de satélite SPOT y LANDSAT (1991), proporcionadas por el Centro Científico de IBM.

Mientras que para el año de 1929, se utilizó la carta Valle de México a una escala de 1:100,000, editada por la Secretaría de Agricultura y Fomento en 1928, el Atlas de la Ciudad de México, editado por el DDF en 1987 y Ciudad de México - Compendio cronológico de su desarrollo urbano- (Espinoza, 1991), disponibles también en el Instituto de Geografía.

De acuerdo a la referencia técnica de MEMO, se utilizaron siete clases de uso del suelo, siendo las siguientes:

- 1. Cuerpos de agua**
- 2. Tierra árida**
- 3. Pastizales**
- 4. Tierra agrícola**
- 5. Bosque**
- 6. Área suburbana**
- 7. Área urbana**

A cada celda se le asignó visualmente un porcentaje aproximado de cada tipo de suelo. Con el objeto de que el formato correspondiera a las necesidades del modelo MEMO, se asignó un número entero de 12 dígitos para cada celda de la malla. Sólo se capturaron los tipos de suelo desde 1 hasta 6, ya que el tipo 7 es la diferencia entre el 100% y la suma de los tipos anteriores (cálculo del modelo). Si el 100% de la superficie es de un cierto tipo, a este tipo le correspondió el valor de 10 y a los restantes 99.

En las Figuras 4.4 y 4.5 se observan las representaciones visuales de los usos del suelo tanto en la región que abarca la malla gruesa como la malla fina. La representación que se muestra de los usos del suelo corresponde a porcentajes que varían entre un 5% y el 100% en cada celda.

4.4 Inventario de emisiones de monóxido de carbono (CO).

Para integrar el inventario de emisiones de monóxido de carbono con el objeto de calcular las concentraciones de este contaminante, se utilizó el modelo desarrollado por Fuentes (1996), el cual permite generar emisiones vehiculares con una resolución espacial de 1 km cuadrado a intervalos de 1 hora, tomando en consideración el tipo de vialidades existentes en la ciudad de México, los volúmenes vehiculares a diferentes horas del día, las distancias que estos recorren, la composición del parque vehicular, la velocidad promedio de los vehículos y los factores de emisión característicos de los vehículos que circulan en la zona.

(a)

(b)

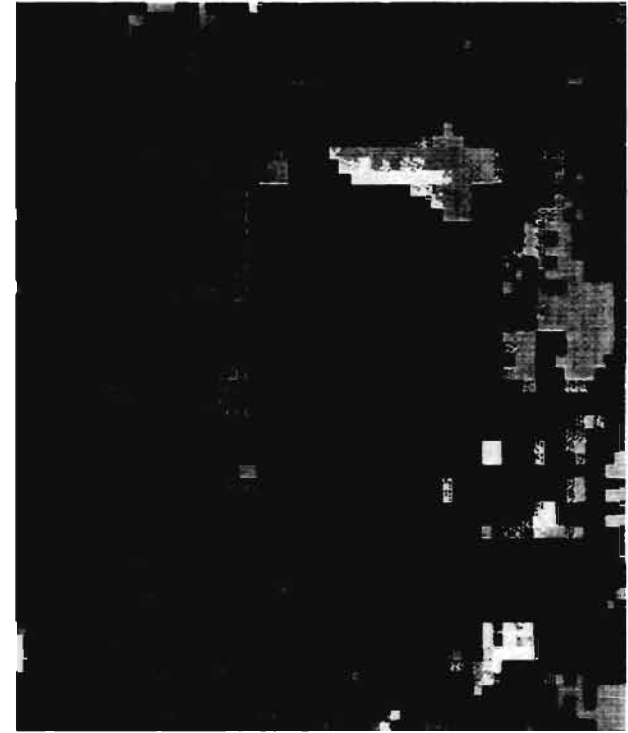
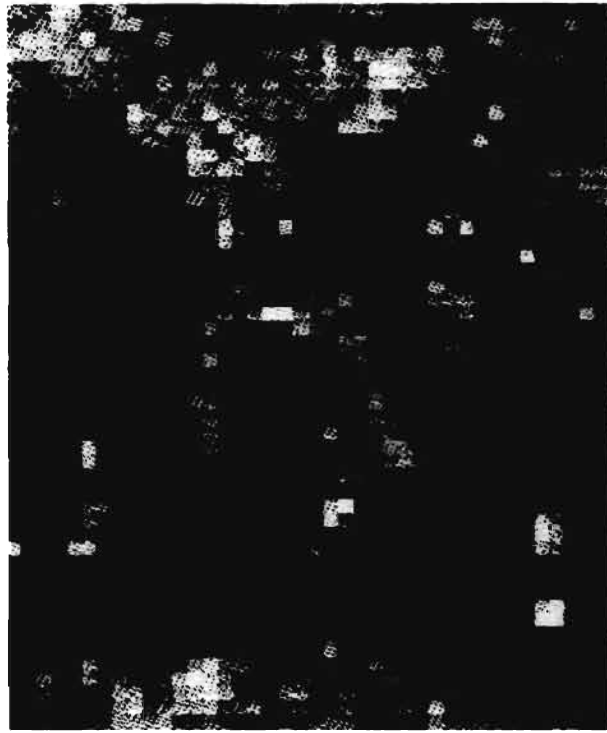
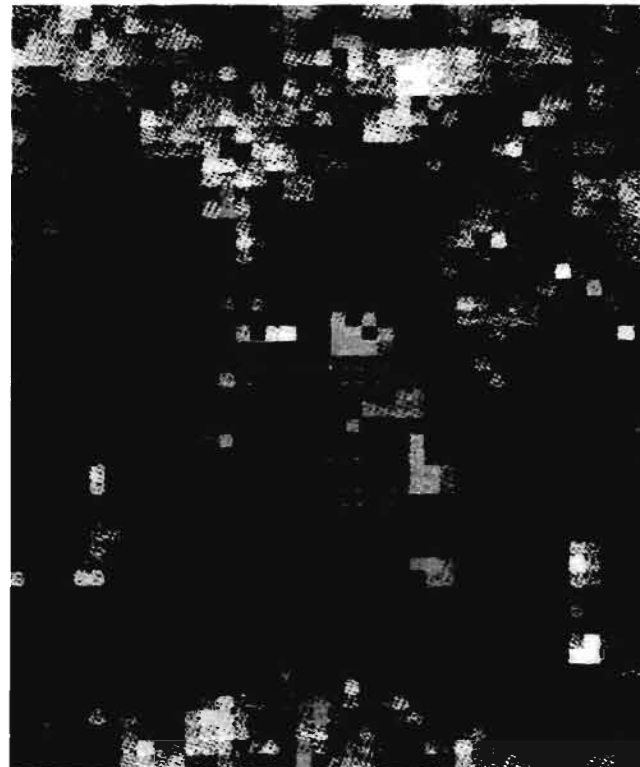
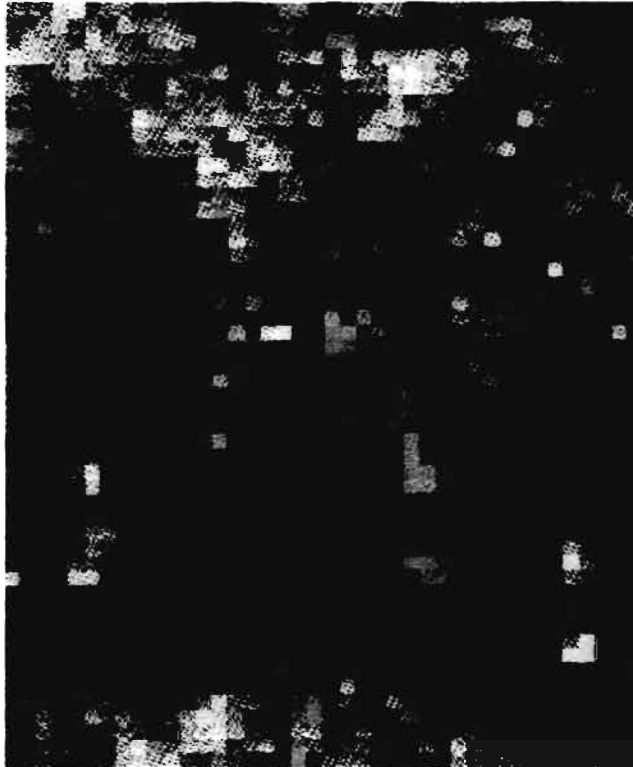


Figura 4.4 Mapa de los usos del suelo en el Valle de México de 1991.
a) Región de 120 x 150 km²
b) Región de 60 x 60 km²

(a)

(b)



Agua



T. Arida



Pastizales



T. Agrícola



Bosques



A. Suburbana



A. Urbana

Figura 45 Mapa de los usos del suelo en el Valle de México en la región de 120x150 km²

a) 1929

b) 1929 con los lagos de 1991

5. Resultados.

Como se mencionó anteriormente, con el objeto de efectuar las simulaciones se utilizó el modelo MEMO. Las simulaciones se desarrollaron en un día en que se midieron altos niveles de contaminación atmosférica. Para el cálculo de las concentraciones de monóxido de carbono y del campo termal se utilizó una malla de 40 x 50 celdas en la dirección horizontal, con una resolución de 3 km, mientras que en la dirección vertical se utilizaron 35 niveles no-equidistantes, con un espaciamiento mínimo sobre el área metropolitana de la ciudad de México de 20 m. La frontera superior del modelo se fijó a una altura de 10 km sobre el nivel del mar. La simulación se efectuó para los días 22 de febrero de 1929 y 1991, dando inicio a las 18 hrs del día 21 de febrero con un paso de tiempo constante de 15 segundos. El periodo de simulación fue de 30 horas, de las cuales 6 corresponden a la inicialización del modelo y las 24 restantes al día de simulación. La corrida fue no-hidrostática.

El modelo se corrió en una estación de trabajo IBM RISC6000 bajo sistema operativo AIX con 64 Megabytes de RAM. Cada paso en el tiempo consumió 33 segundos con una relación tiempo-real/tiempo-computadora de 0.45. Para almacenar los resultados del modelo se necesitaron 100 Megabytes de almacenamiento en disco, mientras que para el código ejecutable se necesitaron 0.5 Megabytes.

Para la visualización de resultados se utilizaron los paquetes VizPaint2D versión 3.2.1, AVS (Application Visualization System), Showcase y Snapshot en estaciones de trabajo Silicon Graphics bajo UNIX (disponibles en el Laboratorio de Visualización de la Dirección de Cómputo Académico de la UNAM). Asimismo, se utilizó el paquete Microsoft Excel versión 5.0 en PC's bajo DOS. Las impresiones se hicieron en una impresora a color Kodak XL7700 y en una LaserJet de Hewlett Packard.

5.1 Simulación para el año de 1991.

5.1.1 Comparación de concentraciones de monóxido de carbono simuladas con observadas.

En la Figura 5.1 se presentan los resultados obtenidos con el modelo MEMO en comparación con los valores observados en seis estaciones de monitoreo (operadas por el D.D.F.), para el día 22 de febrero de 1991.

En esta figura se puede ver que en la mayoría de las estaciones (Tlalnepantla, Pedregal, Xalostoc, Plateros y Merced) los valores simulados tienden a comportarse en forma similar a los valores observados, sin embargo, en la estación Cerro de la Estrella se notan discrepancias significativas. Es importante señalar que las concentraciones obtenidas con MEMO son promedios en un área de $3 \times 3 \text{ km}^2$, mientras que las concentraciones observadas son mediciones puntuales.

Puede notarse también, que el comportamiento de los valores simulados es el típico para una zona urbana con gran volumen vehicular, existiendo un máximo en la concentración de CO en las horas de intenso tráfico vehicular (7 a.m. - 9 a.m. en la mañana y 7 p.m. - 9 p.m. por la noche). Los valores máximos y las horas pico varían según las características de cada sitio. Los resultados del modelo MEMO para la variación diurna de concentraciones de CO son muy satisfactorios.

5.1.2 Comparación de temperaturas simuladas con observadas.

La Figura 5.2 muestra la variación diurna simulada y observada de la temperatura del aire a una altura aproximada de 10 m sobre el nivel del suelo, en seis estaciones del área metropolitana de la ciudad de México, para el día 22 de

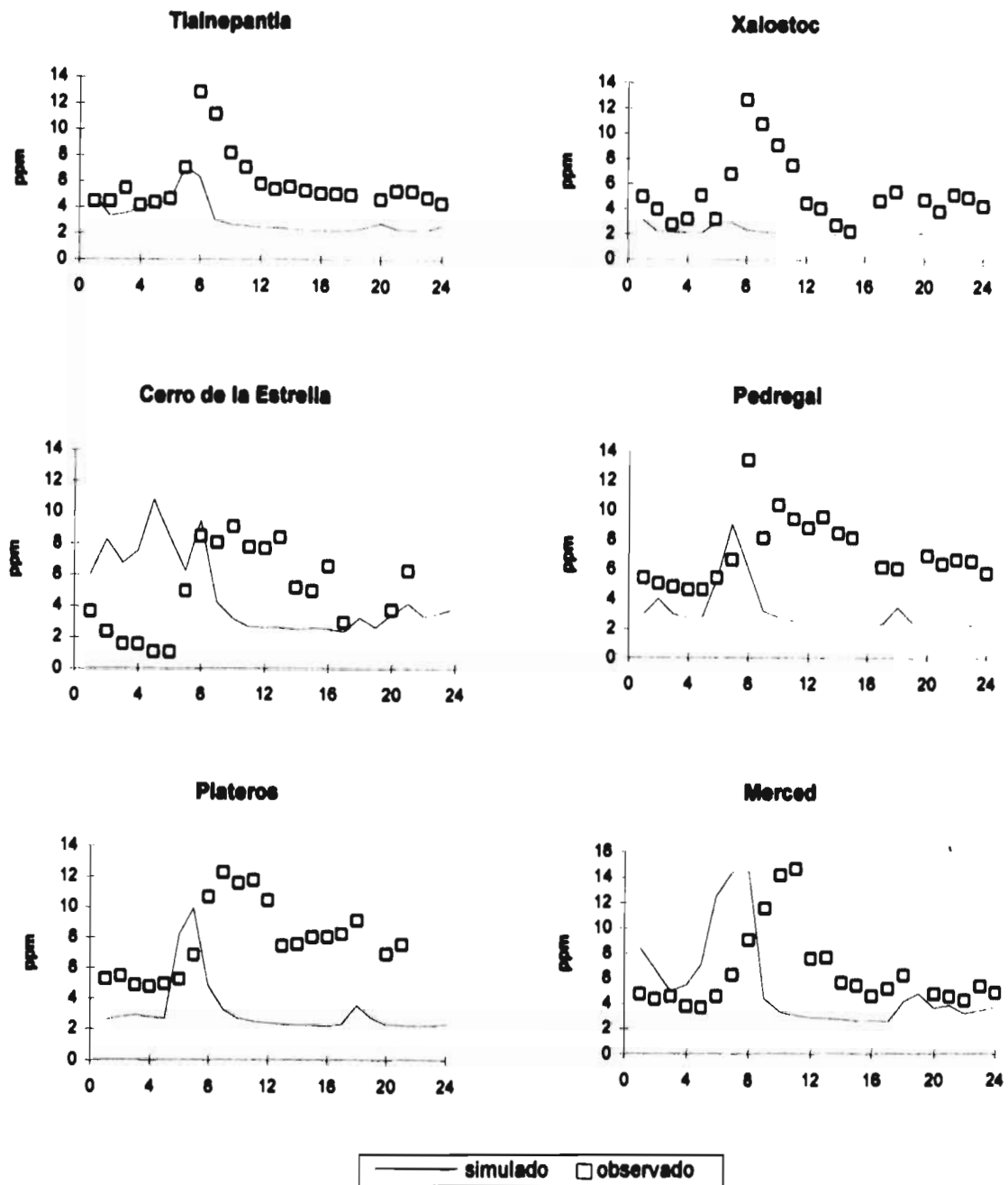


Figura 5.1 Comparación de las concentraciones de monóxido de carbono observadas y simuladas, en seis estaciones del área metropolitana de la ciudad de México.

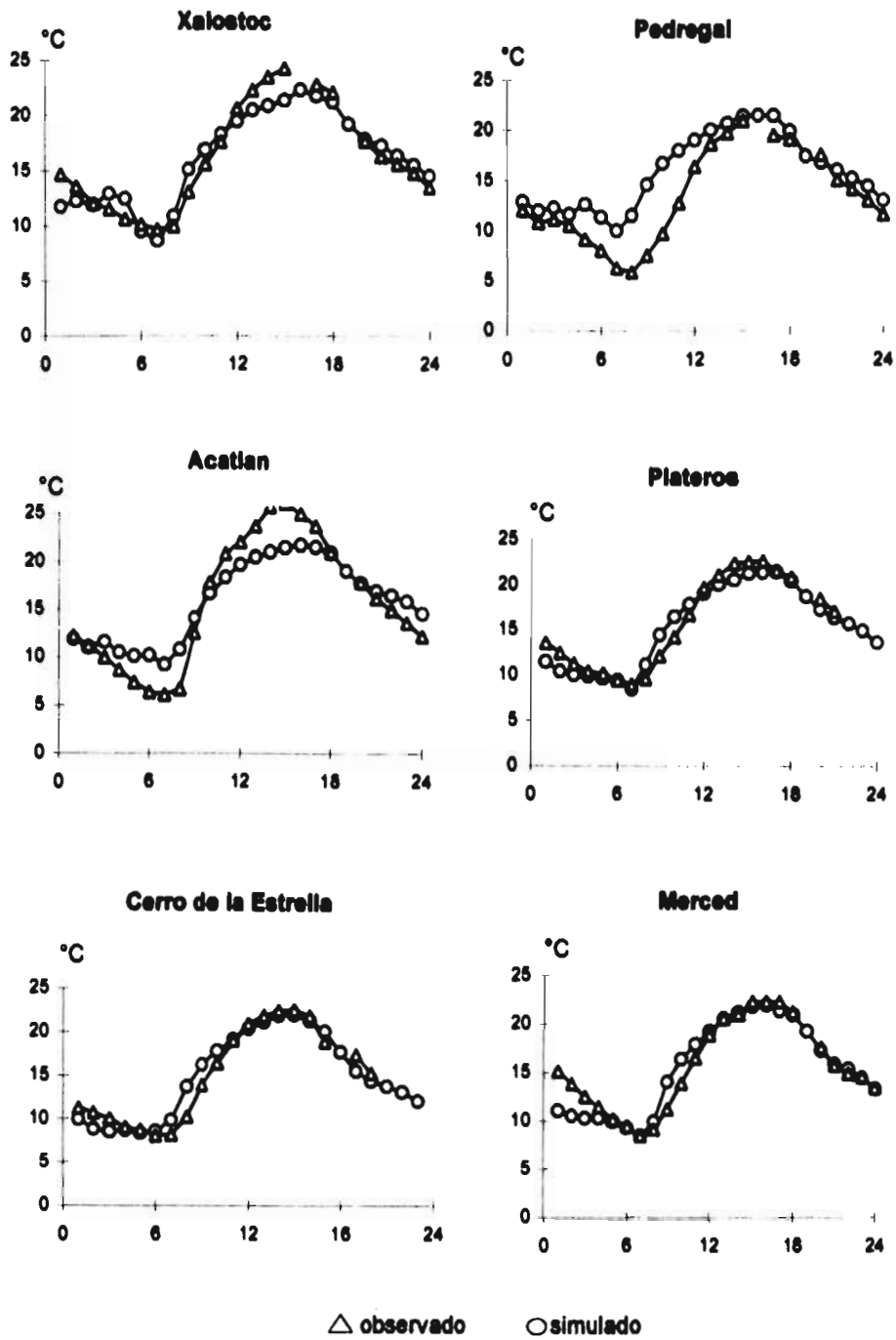


Figura 5.2 Variación diaria simulada y observada de la temperatura del aire a una altura aproximada de 10 m sobre el nivel del suelo, en seis estaciones del área metropolitana de la ciudad de México.

febrero de 1991. Como puede verse, los resultados de la simulación concuerdan muy notablemente con los observados en la mayoría de las estaciones. Sin embargo, en la estación Pedregal existe una discrepancia entre los valores simulados y observados.

Por consiguiente, se puede decir que MEMO está simulando satisfactoriamente el campo de temperaturas en el Valle de México.

5.1.3 Distribución del campo termal durante el día.

En la Figura 5.3 se aprecia la distribución del campo térmico en el Valle de México durante las horas de la tarde (de las 12 a las 16), dicho campo representa los valores promedio entre las 12 y 16 horas, referidos a la altura de la ciudad de México (777 mbar), para el día 22 de febrero de 1991. Como puede verse, la temperatura en la zona urbana tiende a ser menor que en los alrededores debido a las diferencias que se han observado en el contraste térmico urbano/rural, influenciadas muy probablemente por la gran capacidad térmica y elevada conductividad térmica de los materiales de las construcciones urbanas, como se explicó en la sección 3.5. Este es el llamado efecto diurno de la isla de calor urbana, el cual concuerda con los estudios hechos por Jáuregui (1971, 1993, 1995) para una ciudad tropical.

5.1.4 Distribución del campo termal durante la noche.

La Figura 5.4 ilustra el efecto nocturno de la isla de calor urbana para la ciudad de México (valores referidos a la altura de la ciudad de México, 777 mbar), para las 22 hrs del día 22 de febrero de 1991. Como se puede apreciar, la temperatura del aire en el centro de la ciudad tiende a ser más cálida que la de los alrededores

ISOTERMAS EN °C



— LAGOS

— AREA URBANA

FIGURA 5.3 DISTRIBUCION DEL CAMPO TERMAL EN EL VALLE DE MEXICO (22/FEB/91) VALORES REFERIDOS A LA ALTURA DE LA CIUDAD DE MEXICO (777 mbar)

ISOTERMAS EN °C



— AREA URBANA

FIGURA 5.4 EFECTO NOCTURNO DE LA ISLA DE CALOR URBANA (22/FEB/91). VALORES REFERIDOS A LA ALTURA DE LA CIUDAD DE MEXICO (777 mbar).

debido principalmente a los cambios en la inercia térmica (o admitancia) de los suelos del área rural y a la diferencia en la rapidez de enfriamiento de las superficies urbanas con respecto de las rurales.

Es importante notar que el desplazamiento de la isla calórica se dirige hacia el noreste de la ciudad debido a que en esta zona se ha estado dando el mayor crecimiento del área urbana.

Para calcular la intensidad de la isla de calor, se aprovechó la capacidad que tiene el modelo MEMO de generar temperaturas en cualquier sitio de la región de estudio. Esto resulta particularmente importante en los lugares donde no se cuenta con una estación climatológica. Para estimar cuantitativamente la intensidad del efecto antes mencionado, se contrastaron las temperaturas mínimas entre una celda (localizada en las coordenadas UTMx 488.5 km y UTM_y 2198.5 km) inmersa totalmente en una área rural y otra (Merced) inmersa dentro del área urbana.

En este caso, la intensidad de la isla de calor (ΔT_{u-r}) fue de 5 °C. Es conveniente hacer notar que Jáuregui (1995) ha reportado, con base en mediciones y usando promedios mensuales, un contraste térmico de alrededor de 10 °C. Esta diferencia podría explicarse considerando que el resultado obtenido corresponde a un solo día de simulación (22 de febrero de 1991), además, los resultados de la simulación se calculan sobre una área de 3 x 3 km², mientras que los valores observados son mediciones puntuales, como se mencionó en la sección 5.1.1.

5.2 Simulación para el año de 1929.

5.2.1 Distribución del campo termal durante el día.

Los resultados de esta segunda simulación, para el Valle de México durante las horas de la tarde (de las 12 a las 16), se presentan en la Figura 5.5. Estos resultados representan los valores promedio entre las 12 y 16 horas, referidos a la altura de la ciudad de México (777 mbar), para el día 22 de febrero de 1929.

Al igual que en el caso de la simulación para 1991, se puede observar que la temperatura en el centro de la ciudad tiende a ser menor que en los alrededores, lo cual concuerda con los estudios sobre el efecto diurno de la isla de calor, que como se dijo al principio ha sido un efecto detectado desde principios del siglo pasado y muy estudiado para latitudes medias.

Se puede apreciar también, que en la zona de los grandes lagos la temperatura tiende a ser más baja que en la ciudad, lo que puede explicarse debido a que los cuerpos de agua actúan como grandes sumideros de calor sensible, por lo que el clima termal se vuelve más confortable.

Por otro lado, al contrastar las temperaturas mínimas de esta simulación en la región donde se ubica la estación Minería, con respecto a la simulación de 1991, se detectó un aumento de temperatura del orden de 2.5 °C. Es importante señalar, como se aprecia en la Tabla 3.1, que cualitativamente las temperaturas observadas coinciden con este incremento de temperatura, sin embargo, éstas últimas reportan un incremento mayor de aproximadamente el doble que el simulado.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

ISOTERMAS EN °C



■ LAGOS

■ AREA URBANA

FIGURA 5.5 DISTRIBUCION DEL CAMPO TERMAL EN EL VALLE DE MEXICO (22/FEB/29). VALORES REFERIDOS A LA ALTURA DE LA CIUDAD DE MEXICO (777 mbar).

En el caso de la estación Tacubaya, no se aprecian diferencias significativas entre los valores observados y los valores simulados, para estos días de simulación.

Estación	Simuladas				Observadas			
	1929		1991		1929/30		1991/92	
	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min
Minería ⁵	21.89	5.96	21.74	8.28	20.3	7.6	19.2	12.5
Tacubaya	22.09	8.59	21.66	8.57	24.8	6.4	24.2	10.1

Tabla 3.1 Temperaturas máximas y mínimas en °C en las estaciones Minería y Tacubaya, para el día 22 de febrero.

⁵ Los registros históricos obtenidos para esta estación son de 1930 y los actuales corresponden a 1992. Esta es la única información con que se cuenta. En el caso de la estación Minería, los valores de 1930 son el promedio del mes de febrero. La información fue proporcionada por el Servicio Meteorológico Nacional. Coordenadas de la estación Minería: UTMx 484 km y UTM_y 2,148 km.

5.3 Simulación para el año de 1929 con los lagos de 1991.

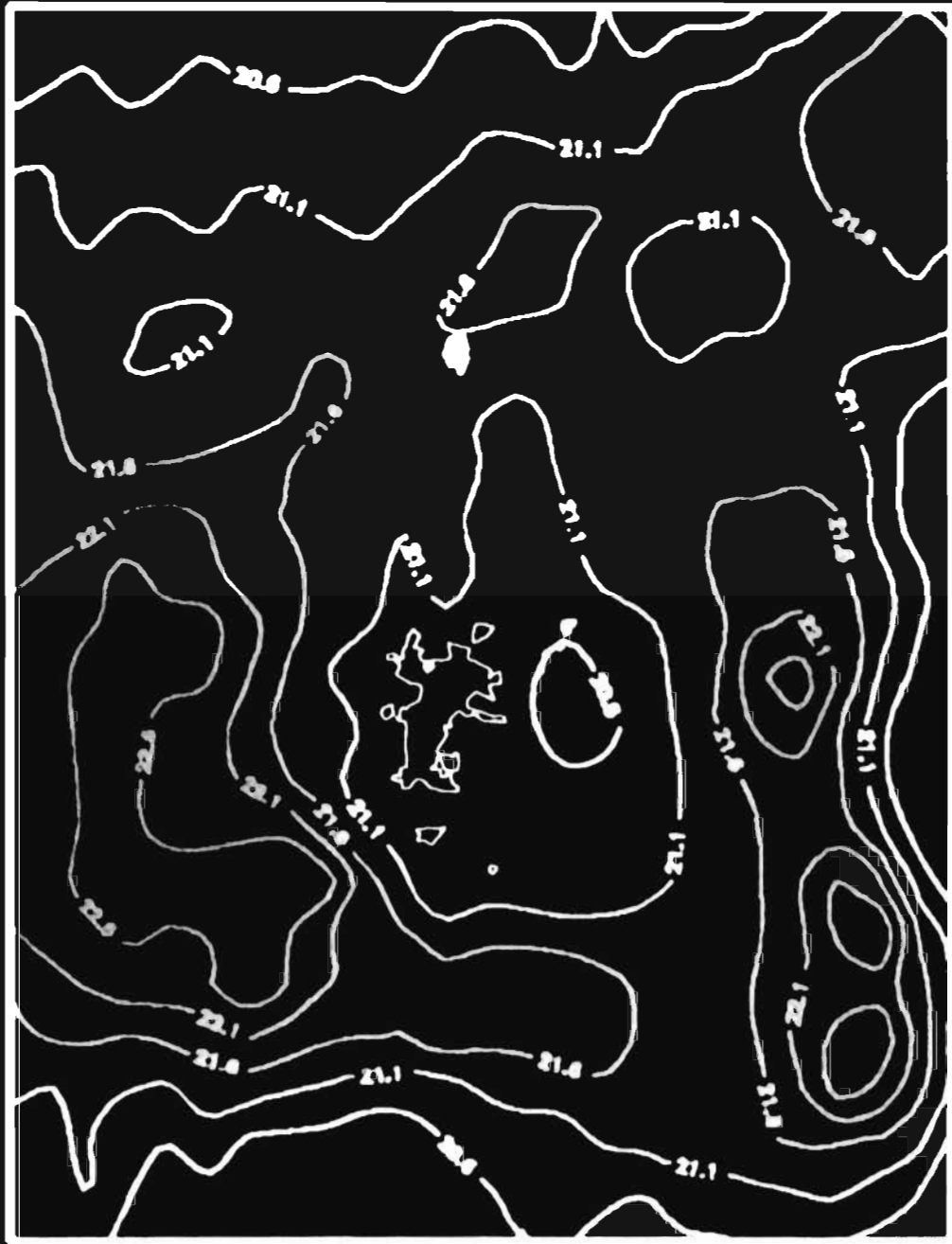
5.3.1 Distribución del campo termal durante el día.

En esta tercera simulación se sustituyeron los grandes lagos de 1929 por los correspondientes de 1991. Los resultados que se muestran en la Figura 5.6, representan los valores promedio entre las 12 y 16 horas, referidos a la altura de la ciudad de México (777 mbar), para el día 22 de febrero de 1929.

Como se puede observar la distribución del campo térmico vuelve a reflejar el efecto diurno de la isla calórica, lo cual era de esperarse. Nótese que esta distribución es muy similar a la correspondiente de 1991, lo cual sugiere que posiblemente la reducción de los grandes lagos, ha tenido mayor influencia en la modificación del clima termal del Valle de México que el crecimiento de la mancha urbana.

Es importante destacar que aun cuando los estudios del fenómeno de la isla de calor urbana se han fundamentado en el crecimiento de las zonas urbanas, en este caso, vemos que los cambios en los grandes cuerpos de agua, así como la influencia de la zona urbana impactan la meteorología de una ciudad.

ISOTERMAS EN °C



■ LAGOS

■ AREA URBANA

FIGURA 5.6 DISTRIBUCION DEL CAMPO TERMAL EN EL VALLE DE MEXICO (22/FEB/29 CON LAGOS DE 1999) VALORES REFERIDOS A LA ALTURA DE LA CIUDAD DE MEXICO (777 mbar)

6. Conclusiones y Recomendaciones.

a) El presente trabajo permitió aplicar el denominado sistema EUMAC Zooming Model (EZM), adaptando el modelo MEMO a la región del Valle de México, con el cual se generaron campos de vientos locales típicos que propician altos niveles de contaminación, se calculó la dispersión y el transporte de monóxido de carbono en el Valle y además, se generó el campo termal del Valle.

b) Al contrastar los resultados simulados con los valores observados en las diferentes estaciones de monitoreo y meteorológicas, se aprecia que los valores simulados de concentraciones de monóxido de carbono presentan la misma tendencia que los valores observados en la mayoría de las estaciones. Mientras que por otro lado, se ve que existe una alta correlación entre los valores observados y simulados de temperatura.

Por lo que se concluye, que el modelo MEMO es capaz de reproducir adecuadamente la meteorología y dispersión de monóxido de carbono en el Valle de México. Por lo anterior, MEMO se puede usar para predecir el comportamiento de otros contaminantes atmosféricos.

c) El efecto de la urbanización de la ciudad de México y los cambios en los grandes cuerpos de agua que existían en el Valle sobre la temperatura es muy marcado. En la literatura del área, se ha discutido profusamente el impacto que el crecimiento del área urbana ha tenido en el efecto de la isla de calor urbana. En este trabajo se presentó un caso singular, donde la influencia del área urbana y los cambios que han sufrido los grandes cuerpos de agua, impactan la meteorología urbana de una ciudad. Usando un modelo meteorológico computacional, se han podido evaluar temporal y regionalmente estos cambios.

d) Como se apreció en los resultados de la tercera simulación, donde se sustituyeron los grandes lagos de 1929 por los correspondientes de 1991, el patrón de temperaturas es muy similar al obtenido en la simulación de 1991. Esta comparación sugiere que dejando el área urbana de 1929 intacta y reduciendo el área lacustre hasta llegar a los lagos como se encontraban en 1991, se puede reproducir un campo de temperaturas similar al correspondiente para el uso del suelo en el Valle en 1991. Esto muestra, que el cambio del área lacustre ha tenido un mayor impacto en la variación del clima termal del Valle de México, que los cambios ocurridos en el área urbana.

e) Los requerimientos computacionales del modelo MEMO son elevados para mallas de estudio como la presentada en este trabajo (40 x 50 x 35). El tiempo de procesamiento para cada simulación fue de aproximadamente 66 horas de CPU en una estación de trabajo IBM RISC6000. Debido a lo anterior, las simulaciones se efectuaron sólo en la malla gruesa, ya que cuando se corrió la simulación sobre la malla fina (60 x 60 x 35) los requerimientos de memoria fueron tan grandes que excedieron la capacidad del equipo disponible.

Por consiguiente, se recomienda modificar el código de MEMO para instalarlo en una supercomputadora (Cray), con la finalidad de hacer más eficientes y rápidas las simulaciones, así como también utilizar mallas de estudio más grandes que la presentada en este trabajo.

Por otro lado, en el caso de simulaciones para mallas pequeñas, es recomendable instalar MEMO en sistemas de computadoras personales. Actualmente, el autor está llevando a cabo pruebas tendientes a lograr este propósito.

f) Considerando: 1) que una de las tareas más difíciles y pesadas fue la recopilación e integración de los archivos de uso del suelo y, 2) la gran sensibilidad que tiene el modelo a los datos disponibles del mismo, es muy recomendable integrar un sistema de captura digital de estos datos, que permita mejorar el desempeño del modelo en las simulaciones.

g) Se recomienda dedicar recursos para incorporar en el modelo de generación de emisiones vehiculares, las procedentes de las vías secundarias. Asimismo, es muy recomendable generar las emisiones de las fuentes fijas, las cuales contribuyen significativamente a la contaminación atmosférica del Valle de México.

h) Por último, es conveniente efectuar simulaciones de largo periodo con la finalidad de tener más conocimiento sobre el desempeño del modelo y de esta manera analizar (mediante procesos estocásticos) los márgenes de error en la predicción de las condiciones meteorológicas y la dispersión de los contaminantes.

Apéndice A

Archivos de entrada y salida del modelo MEMO.

Archivo de control.

Este archivo se usa para controlar la simulación y se integra con los datos necesarios, a elección del usuario, tales como: indicador para corrida hidrostática o no-hidrostática, subrutina para calcular la presión hidrostática, modelo de turbulencia, difusión artificial, fórmula para el cálculo de la longitud de mezcla, inicio y periodo de la simulación, espaciamiento mínimo y límite superior del modelo, y propiedades físicas y térmicas de los diferentes tipos de suelo, entre otros.

En este archivo, se sugiere que las variables ITURB, IART e IPHI sean asignadas con los valores 3, 2 y 1, respectivamente, debido a que con valores diferentes, en el caso de las simulaciones desarrolladas para este trabajo, se tuvieron errores de desbordamiento. En la siguiente página se presenta el archivo de control, el cual es el mismo para las tres simulaciones.

Archivo de control para la simulación.

```

5.0  VERSIÓN
MÉXICO COARSE GRID 21.02.91 40x50x35, 6 hours startup
1      INHYD  (=1:NON-HYDROST., =0: HYDROST.)
1      IHYDNL (=1:HYD3NL, =2: HYD4NL, ELSE:HYD3)
3      ITURB (=1:PANDOLFO, =2: SCHUMANN, =3:K-MOD, =4:K-EPS-MOD)
2 1    IART (=0 OFF, =1 FULL, =2 RSBD) IPHI(=1:FI-COR.)
15.0   DT      (TIMESTEP)
10800. SECMAX  (MAX. SIMULATION TIME (SEC))
6 10800. 10800. IPR, TTPR, TDPR (PRINTOUT)
0 1. 1.    IMMPR, TMMPR, TDMMPR (MAX MIN VALUES)
1 15      JLMAX, JLOC(1 ... JLMAX)
1 15      ILMAX, ILOC(1 ... ILMAX)
9999. 20.  ZT, HHMIN (UPPER BOUNDARY HEIGHT, HHMIN)
2. 21. 91. MONTH, DAY, YEAR
19. -100. -105. LATI, LONG, TZME
0 0 0 0 0  CLOUD DATA
18.0 0.5 0.0 TSTART, XKMMIN, XKTMIN
0 1        IRRUN, ISTORE
'recov.read' 'recov.write'
0 0        INESI, INESO
40.0      DTNESS
18000. 39000. 3. XZERO, YZERO, XNEST
1 3600. 3600.    FOR REWPLOT-PACKAGE (IN SEC)
0 3600. 3600.    FOR UNIPLOT-PACKAGE ( " )
0 10800. 10800.  FOR PARTIKEL - MODEL ( " )
0 3600. 3600.    FOR DIURNAL CYCLES ( " )
0 10800. 10800.  FOR MIN-MAX-VALUES ( " )
0 4 3600. 3600. 3600. 600. 600.  ITRA, NPART, TTRAF, TWTRA, TWDTRA, TSTRA, TSDTRA
15. 24. 20. 9.  XPART(NPART,1)
25. 31. 36. 28. XPART(NPART,2)
4. 4. 4. 4.  XPART(NPART,3)
10 45 31 31 27 50 32 32 45 40 33  UNIT 66 TIJMAX, TIJ(J,1)
41 41 18 36 41 23 33 20 30 27  TIJ(J,2)
15. 15. 2230. TSW TSOIL AT ZSOIL
0.001 0.01 0.02 0.02 0.12 0.5 0.8  ZOI
23. 23. 23. 23. 23. 23. 23.  TBI
0.0 0.22 0.22 0.22 0.10 0.23 0.20  ALBI
4.18E6 2.68E6 2.68E6 2.86E6 1.17E6 2.20E6 2.34E6  ROCBOI
1.000 0.01 0.05 0.15 0.20 0.10 0.05  FPARA1
0.000 1.0E-6 1.0E-6 0.7E-6 0.8E-6 1.3E-6 2.0E-6  KBI
1      IIRIS (=1: IRIS, =0 SEMANU)
0.1 6   DTUPD IUPDM
0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0  DTDTI(LMAX, IUPDM)
6.0 0.0 -3.0 -1.50 -1.50 0.0  ( " )
5.0 0.0 -2.5 -1.25 -1.25 0.0  ( " )
3.0 0.0 -1.5 -0.75 -0.75 0.0  ( " )
2.0 0.0 -1.0 -0.50 -0.50 0.0  ( " )
4.0 0.0 -2.0 -1.00 -1.00 0.0  ( " )
5.0 0.0 -2.5 -1.25 -1.25 0.0  ( " )

```


Archivo de entrada para las condiciones iniciales y de frontera.

El archivo que contiene los datos de las condiciones iniciales y de frontera, *UN40MET.DAT* (el mismo para las tres simulaciones), se localiza en la estación de trabajo "sikeiros" en los subdirectorios /disco2/visitas/memo/TEST2, /.../memo/1929 y /.../memo/2991, respectivamente.

Como un ejemplo de este archivo, se tiene:

5					ABG
	136001.000	140001.000	18.800	2185.000	XBG, YBG, TBG, ZSBG
	45001.000	12501.000	25.500	1618.000	
	1501.000	52501.000	16.000	2720.000	
	152001.000	26001.000	22.400	2179.000	
	97001.000	145001.000	17.800	2435.000	
	.566E-02	10000.000			GAMT, ZINP
-1	1				ATG, IFTG
5	61210.000	67360.000	2230.000		NTG, XTG, YTG, ZSTG
	45.800	4.000			TTG, ZTG
	44.430	80.000			
	44.304	161.000			
	44.533	786.000			
	45.196	1449.000			
4					AMG
	45001.000	12501.000	.000	4.800	XMG, YMG, UMG, VMG, ZMG
	1501.000	52501.000	3.801	1.536	
	152001.000	26001.000	.430	1.013	
	97001.000	145001.000	.000	-4.800	
1	1				ASG, IFSG
5	61210.000	67360.000	2230.000		NSG, XSG, YSG, ZSSG
	-9.850	1.740	4.000		USG, VSG, ZSG
	-4.310	5.130	80.000		
	-2.686	4.738	161.000		
	1.812	3.763	786.000		
	3.470	3.268	1449.000		
MEXICO KEYWORD /++++ TIME DEPENDENT BOUNDARY VALUES					CKEY
600 LST					LTIME

Inventario de emisiones de monóxido de carbono (CO).

Para que el modelo pueda resolver la ecuación de transporte atmosférico, se debe activar la variable IPOLL con el valor 1, adicionalmente se debe de especificar el indicador de la posición del contaminante (ISPEC) y un vector con las concentraciones de fondo en $\mu\text{g}_{\text{contaminante}} / \text{kg}_{\text{aire}}$ para cada capa vertical de cálculo, estas variables se encuentran en el programa principal llamado *memo.f*. En este caso, la concentración de fondo se fijó en 2.0 ppm (Fuentes V., 1996, comunicación personal).

El archivo que contiene el inventario de emisiones de CO, *emision.dat*, se localiza en la estación de trabajo "sikeiros" en el subdirectorio /disco2/visitas/memo/grid.

Como un ejemplo de este archivo, se tiene:

```
40X50X1, VALORES DE 24 HR, INFO 1991.      TITLE1
40 50 3000.0 3000.0 .0 .0 1 2             IMG, JMG, DXG, DYG, XG, YG, NSPE, NZC
.0 20.0                                     ZC(0), ZC(1)
20.0                                       ZC(2)
1 g/s MONÓXIDO DE CARBONO                 ISPEO, CSPES, CSPEL
100.00                                    TIME
.36000E+01                                FAKEQ
2 20 1 1 1 0                             IG, JG, NZC, NSP, ISPE, IEQ
3 20 1 1 1 0
4 20 1 1 1 0
5 20 1 1 1 0
6 20 1 1 1 0
7 20 1 1 1 0
8 20 1 1 1 0
9 20 1 1 1 0
10 20 1 1 1 0
11 20 1 1 1 0
12 20 1 1 1 0
13 20 1 1 1 0
14 20 1 1 1 0
15 20 1 1 1 0
16 20 1 1 1 3
17 20 1 1 1 0
18 20 1 1 1 43
19 20 1 1 1 49
20 20 1 1 1 51
```

Archivos de salida.

El modelo MEMO genera (aparte de la salida estándar UNIT6 de FORTRAN) seis archivos de salida, los cuales son:

- 1) Un archivo con datos para el paquete de graficación REWPLOT (UNIT 10)**
- 2) Un archivo con datos para el paquete de graficación UNIZ (UNIT 20)**
- 3) Un archivo, el cual se usa como archivo de entrada para cálculos de dispersión (UNIT 21).**
- 4) Un archivo donde se almacena la posición de las trayectorias (UNIT 30)**
- 5) Un archivo con algunos datos en la superficie (UNIT 66)**
- 6) Un archivo que contiene los valores máximos y mínimos (UNIT 77)**

De estos archivos, el que contiene los datos utilizados en este trabajo se llama *UNIOMEMO.DAT*. Este archivo contiene los valores de temperatura y concentraciones de monóxido de carbono en cada celda, para cada hora y en la primera capa arriba del suelo. Se localiza en la estación de trabajo "sikeiros" en los subdirectorios /disco2/visitas/memo/TEST2, ../memo/1929 y ../memo/2991.

En la siguiente página se presenta un ejemplo de este archivo.

MEXICO 120 x 150 km
MEXICO COARSE GRID 21.02.91 40x50x35, 6 hours startup
MEMO VER 5.0

TITLE1
TITLE2
TITLE3

22.02.91 1 LST

DATE

POTENTIAL TEMPERATURE
AT HEIGHT HH(2).

.356247E+02 .342966E+02 .357354E+02 .364435E+02 .378324E+02 .384580E+02 .368278E+02
.327879E+02 .326927E+02 .327306E+02 .320218E+02 .318664E+02 .317093E+02 .316347E+02
.315481E+02 .317103E+02 .320367E+02 .322873E+02 .324002E+02 .324745E+02 .327066E+02
.328312E+02 .328012E+02 .330530E+02 .327226E+02 .324067E+02 .325158E+02 .327403E+02
.335235E+02 .345943E+02 .354563E+02 .356598E+02 .358817E+02 .358936E+02 .357987E+02
.347553E+02 .330546E+02 .306285E+02 .301915E+02 .308797E+02

CONCENTRATION ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)
IN FIRST LAYER ABOVE GROUND.

.165663E+04 .165686E+04 .165712E+04 .165739E+04 .166910E+04 .172250E+04 .177779E+04
.178511E+04 .178540E+04 .178565E+04 .178586E+04 .178601E+04 .178612E+04 .178617E+04
.178618E+04 .178613E+04 .178604E+04 .178591E+04 .178574E+04 .178554E+04 .178530E+04
.178503E+04 .178474E+04 .178441E+04 .178406E+04 .178368E+04 .178328E+04 .178285E+04
.176741E+04 .173880E+04 .171533E+04 .169705E+04 .167764E+04 .165833E+04 .165340E+04
.165290E+04 .165241E+04 .165192E+04 .165145E+04 .165099E+04

22.02.91 2 LST

POTENTIAL TEMPERATURE
AT HEIGHT HH(2).

.348983E+02 .338736E+02 .357554E+02 .365651E+02 .375038E+02 .381350E+02 .361794E+02
.328129E+02 .326186E+02 .326947E+02 .318262E+02 .316467E+02 .315174E+02 .314640E+02
.313808E+02 .314161E+02 .316725E+02 .320296E+02 .321679E+02 .324389E+02 .329585E+02
.331074E+02 .329068E+02 .328859E+02 .323410E+02 .320418E+02 .324445E+02 .330614E+02
.335661E+02 .340889E+02 .342309E+02 .348516E+02 .357925E+02 .361035E+02 .367734E+02
.363531E+02 .350084E+02 .320167E+02 .294942E+02 .294290E+02

CONCENTRATION ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)
IN FIRST LAYER ABOVE GROUND.

.165663E+04 .165686E+04 .165712E+04 .165739E+04 .166910E+04 .172250E+04 .177779E+04
.178511E+04 .178540E+04 .178565E+04 .178586E+04 .178601E+04 .178612E+04 .178617E+04
.178618E+04 .178613E+04 .178604E+04 .178591E+04 .178574E+04 .178554E+04 .178530E+04
.178503E+04 .178474E+04 .178441E+04 .178406E+04 .178368E+04 .178328E+04 .178285E+04
.176741E+04 .173880E+04 .171533E+04 .169705E+04 .167764E+04 .165833E+04 .165340E+04
.165290E+04 .165241E+04 .165192E+04 .165145E+04 .165099E+04

Nota: Los archivos de entrada y salida no se presentan completos, debido a que son muy grandes y se necesitarían más de 1,000 páginas para imprimirlos.

Apéndice B

Programas en Fortran.

Se presentan los programas desarrollados en Fortran para extraer los resultados y armar los archivos necesarios en el presente trabajo.

Estos programas se localizan en la estación de trabajo "sikeiros" en el subdirectorío /disco2/visitas/memo/program.

```
C *** PROGRAMA: monoxido.f
C *** ESTE PROGRAMA EXTRAER LOS VALORES HORARIOS DE MONOXIDO
C *** DE CARBONO EN MICROGRAMOS/M3, PARA 1991.
```

```
INTEGER CONT, INC
REAL MC(50,40), PPM
```

```
OPEN (10, FILE='UN10MEMO.DAT')
OPEN (20, FILE='monoxido.dat')
```

```
CONT=1
INC=7338
```

```
WRITE (*,*) 'I'm working ... '
```

```
DO WHILE (CONT .LE. 24)
```

```
DO 10 I=1, INC
    READ(10, *)
10 CONTINUE
```

```
DO 20 J=1, 50
    READ (10, '(40E12.6)') (MC(J, I), I=1, 40)
20 CONTINUE
```

```
WRITE (20, '(A5, I2)') 'HORA ', CONT
```

```
DO 60 J=1, 50
DO 40 I=1, 40
```

```
WRITE (20, '(2I4, F10.2)') I*3, J*3, MC(J, I)
```

```
40 CONTINUE
60 CONTINUE
```

```
CONT=CONT+1
INC=997
```

```
END DO
```

```
CLOSE (10)
CLOSE (20)
```

```
END
```

```
C *** PROGRAMA: graf-co.f
C *** ESTE PROGRAMA ARMA EL ARCHIVO DE MONOXIDO DE CARBONO
C *** PARA LAS ESTACIONES DEL D.F.
```

```
CHARACTER*20 EST
INTEGER CONT,CONT2,H,I,X,Y,X1,Y1
REAL T
```

```
CONT=1
CONT2=2
H=1
INC=2000
```

```
OPEN (10,FILE='estaciones.dat')
OPEN (20,FILE='monoxido.dat')
OPEN (30,FILE='graf-co.dat')
```

```
WRITE (*,*) 'I'm working ...'
```

```
DO WHILE (CONT .LE. 11)
```

```
READ (20,*)
```

```
READ (10,'(A20)') EST
READ (10,'(2I4)') X,Y
```

```
DO WHILE (X .NE. X1 .OR. Y .NE. Y1)
```

```
READ (20,'(2I4,F10.2)') X1,Y1,T
```

```
ENDDO
```

```
WRITE (30,'(A20)') EST
WRITE (30,'(F10.2)') T
```

```
DO WHILE (CONT2 .LE. 24)
```

```
DO 20 I=1,INC
READ (20,*)
```

20

```
CONTINUE
```

```
READ (20,'(2I4,F10.2)') X1,Y1,T
```

```
WRITE (30,'(F10.2)') T
```

```
CONT2=CONT2+1
```

```
ENDDO
```

```
CONT=CONT+1
```

```
CONT2=2
```

```
REWIND 20
```

```
ENDDO
```

```
CLOSE (10)
```

CLOSE (20)
CLOSE (30)

END

```
C *** PROGRAMA: co.f
C *** ESTE PROGRAMA CALCULA LAS CONCENTRACIONES DE CO EN PPM,
C *** PARA LAS DIFERENTES ESTACIONES DEL D.F.
```

```
CHARACTER*20 EST
INTEGER CONT,CONT2
REAL C,T,VM,PPM
```

```
CONT=1
CONT2=1
```

```
OPEN (10,FILE='graf-co.dat')
OPEN (20,FILE='graf91.dat')
OPEN (30,FILE='co.dat')
```

```
WRITE (*,*) 'I'm working ...'
```

```
DO WHILE (CONT .LE. 11)
```

```
  READ (10,'(A20)') EST
  READ (20,*)
```

```
  WRITE (30,'(A20)') EST
```

```
  DO WHILE (CONT2 .LE. 24)
```

```
    READ (10,'(F10.2)') C
    READ (20,'(F6.2)') T
```

```
    VM=0.082*(T+273.15)/0.77
```

```
    PPM=C*VM/(28010)
```

```
    WRITE (30,'(F10.2)') PPM
```

```
    CONT2=CONT2+1
```

```
  ENDDO
```

```
  CONT=CONT+1
```

```
  CONT2=1
```

```
ENDDO
```

```
CLOSE (10)
CLOSE (20)
CLOSE (30)
```

```
END
```



```
C *** PROGRAMA: temp1991.f
C *** ESTE PROGRAMA EXTRAE Y CALCULA LOS VALORES HORARIOS DE TEMPERATURA
C *** AMBIENTE EN GRADOS CENTIGRADOS, PARA 1991.
```

```
INTEGER CONT,H
REAL TEM(50,40),T,P,PR,G
```

```
OPEN (10,FILE='UN10MEMO.DAT')
OPEN (20,FILE='temp1991.dat')
```

```
H=0
CONT=1
INC=6914
```

```
PR=1.013
P=0.77
G=1.4
```

```
WRITE (*,*) 'I'm working ... '
```

```
DO WHILE (CONT .LE. 24)
```

```
DO 10 I=1,INC
    READ(10,*)
10 CONTINUE
```

```
DO 20 J=1,50
    READ (10,'(40E12.6)') (TEM(J,I), I=1,40)
20 CONTINUE
```

```
WRITE (20,'(A5,I2)') 'HORA ', CONT
```

```
DO 60 J=1,50
DO 40 I=1,40
```

```
T= ((TEM(J,I)+273.15)/((PR/P)**((G-1)/G)))-273.15
```

```
WRITE (20,'(2I4,F6.2)') I*3,J*3,T
```

```
40 CONTINUE
60 CONTINUE
```

```
H=H+1
CONT=CONT+1
INC=997
```

```
END DO
```

```
CLOSE (10)
CLOSE (20)
```

```
END
```

```
C *** PROGRAMA: graf91.f
C *** ESTE PROGRAMA ARMA EL ARCHIVO DE TEMPERATURAS
C *** PARA LAS ESTACIONES DEL D.F.
```

```
CHARACTER*20 EST
INTEGER CONT,CONT2,H,I,X,Y,X1,Y1
REAL T
```

```
CONT=1
CONT2=2
H=1
INC=2000
```

```
OPEN (10,FILE='estaciones.dat')
OPEN (20,FILE='templ991.dat')
OPEN (30,FILE='graf91.dat')
```

```
WRITE (*,*) 'I'm working ...'
```

```
DO WHILE (CONT .LE. 11)
```

```
READ (20,*)
```

```
READ (10,'(A20)') EST
READ (10,'(2I4)') X,Y
```

```
DO WHILE (X .NE. X1 .OR. Y .NE. Y1)
```

```
READ (20,'(2I4,F6.2)') X1,Y1,T
```

```
ENDDO
```

```
WRITE (30,'(A20)') EST
WRITE (30,'(F6.2)') T
```

```
DO WHILE (CONT2 .LE. 24)
```

```
DO 20 I=1,INC
READ (20,*)
```

20

```
CONTINUE
```

```
READ (20,'(2I4,F6.2)') X1,Y1,T
```

```
WRITE (30,'(F6.2)') T
```

```
CONT2=CONT2+1
```

```
ENDDO
```

```
CONT=CONT+1
```

```
CONT2=2
```

```
REWIND 20
```

```
ENDDO
```

```
CLOSE (10)
```

CLOSE (20)
CLOSE (30)

END

```
C *** PROGRAMA: temp91d.f
C *** ESTE PROGRAMA CALCULA EL PROMEDIO DE TEMPERATURAS AMBIENTE
C *** EN GRADOS CENTIGRADOS DURANTE EL DIA (12 - 16 HRS), PARA 1991.
```

```
INTEGER CONT,H,INC,I,J,K
REAL F,TEM(50,40,5),T(50,40,5),PROM,SUM,P,PR,G
```

```
OPEN (10,FILE='UN10MEMO.DAT')
OPEN (20,FILE='temp91d.dat')
```

```
CONT=1
  H=0
  INC=18431
  SUM=0.0
```

```
  PR=1.013
  P=0.77
  G=1.4
```

```
  F=(PR/P)**((G-1)/G)
```

```
WRITE (*,*) 'I'm working ... '
```

```
DO WHILE (CONT .LE. 5)
```

```
  DO 10 I=1,INC
    READ(10,*)
10  CONTINUE
```

```
  DO 20 J=1,50
    READ (10,'(40E12.6)') (TEM(J,I,CONT), I=1,40)
20  CONTINUE
```

```
  DO 60 J=1,50
  DO 40 I=1,40
```

```
    T(J,I,CONT) = ((TEM(J,I,CONT)+273.15)/F) -273.15
```

```
40  CONTINUE
60  CONTINUE
```

```
  H=H+1
  CONT=CONT+1
  INC=997
```

```
END DO
```

```
CLOSE(10)
```

```
DO 90 J=1,50
DO 80 I=1,40
DO 70 K=1,CONT-1
```

```
  SUM=SUM+T(J,I,K)
```

```
70  CONTINUE
```

```
WRITE (20,'(2I4,F6.2)') I*3,J*3,SUM/(CONT-1)
```

SUM=0.0

80 CONTINUE
90 CONTINUE

CLOSE (20)

END

```

C *** PROGRAMA: temp91.f
C *** ESTE PROGRAMA CALCULA LOS VALORES DE TEMPERATURA AMBIENTE
C *** EN GRADOS CENTIGRADOS, PARA CADA HORA, PARA 1991.

```

```

CHARACTER*12 INFILE
INTEGER CONT,H
REAL TEM(50,40),T,P,PR,G

```

```

OPEN (10,FILE='UN10MEMO.DAT')

```

```

    H=0
    CONT=1
    INC=6914

```

```

    PR=1.013
    P=0.77
    G=1.4

```

```

WRITE (*,*) 'I'm working ... '

```

```

DO WHILE (CONT .LE. 24)

```

```

    DO 10 I=1,INC
        READ(10,*)
10    CONTINUE

```

```

    DO 20 J=1,50
        READ (10,'(40E12.6)') (TEM(J,I), I=1,40)
20    CONTINUE

```

```

    OPEN(20,FILE='files2.dat')

```

```

    DO 30 I=1,CONT
        READ(20,*)
30    CONTINUE

```

```

    READ(20,'(A12)') INFILE

```

```

    CLOSE (20)

```

```

    OPEN(30,FILE=INFILE)

```

```

    DO 60 J=1,50
    DO 40 I=1,40

```

```

        T= ((TEM(J,I)+273.15)/((PR/P)**((G-1)/G)))-273.15

```

```

        WRITE (30,'(2I4,F6.2)') I*3,J*3,T

```

```

40    CONTINUE
60    CONTINUE

```

```

    CLOSE (30)

```

```

    H=H+1
    CONT=CONT+1
    INC=997

```

END DO

CLOSE (10)

END

Bibliografia.

Adrian Gerhard and Fiedler Franz (1988): Mesoscale Eddies Induced by Topography Analysed with a Non Hydrostatic Model, Air Pollution Modeling and Its Applications VI, Edited by H. van Dop, Plenum Press, New York, pp 663-672.

Al-Zanaidi Mansour A., Singh M.P. and El-Karim Mohamed (1991): Traffic CO-Dispersion Pattern in Kuwait, Atmospheric Environment Vol. 25A, No. 5/6, pp 909-914.

Arya S.P.S. (1988): Introduction to Micrometeorology, Academic Press, San Diego, Cal., 307 pp.

Asaeda Takashi, Thanh Ca Vu and Wake Akio (1996): Heat Storage of Pavement and its Effect on the Lower Atmosphere, Atmospheric Environment Vol. 30, No. 3, pp 413-427.

Atwater M.A. (1974): Thermal Changes Induced by Pollutants for Different Climatic Regions, Preprints, Symposium Atmospheric Diffusion and Air Pollution, Santa Barbara, American Meteorology Society, Boston, pp 147-150.

Atwater M.A. (1975): Thermal Changes Induced by Urbanization and Pollutants, Journal of Applied Meteorology Vol. 14, pp 1061-1071.

Atwater M.A. and Pandolfo J.P. (1975): Tundra Environmental Changes Induced by Urbanization, In Climate of the Arctic, Geophysics Institute, University of Alaska, Fairbanks, Alaska, pp 312-315.

Avissar Roni (1996): Potential Effects of Vegetation on the Urban Thermal Environment, Atmospheric Environment Vol. 30, No. 3, pp 437-448.

Bahl H.D. and Padmanabhamurty B. (1979): Heat Island Studies at Delhi, Mausam, Vol. 30, 119-122.

Baldasano J.M., Brebbia C.A., Power H. and Zanneti P. (1994): Computer Simulation, Air Pollution II Vol. 2, Computational Mechanics Publications, Glasgow, U.K., pp 15-73.

Baldasano J.M., Brebbia C.A., Power H. and Zanneti P. (1994): Pollution Control and Monitoring, Air Pollution II Vol. 2, Computational Mechanics Publications, Glasgow, U.K., pp 107-113.

Bennett M. and Saab A.E. (1982): Modelling of the Urban Heat Island and of Its Interaction with Pollutant Dispersal, Atmospheric Environment Vol. 16, No. 8, pp 1797-1822.

Black J.F. et al (1971): A Non-Linear, Three-Dimensional, Steady State Model of Convection over a Heat Island in the Presence of an Imposed Wind, Report, Esso Research and Engineering Co., Linden, New Jersey.

Blackadar Alfred K. (1962): The Vertical Distribution of Wind and Turbulent Exchange in a Neutral Atmosphere, Journal of Geophysical Research Vol. 67, No. 8, pp 3095-3102.

Bornstein Robert D. (1968): Observations of the Urban Heat Island Effect in New York City, Journal of Applied Meteorology Vol. 7, pp 575-582.

Bornstein Robert D. (1975): The Two-Dimensional URBMET Urban Boundary Layer Model, Journal of Applied Meteorology Vol. 14, pp 1459-1477.

Bornstein R.D. (1988): Modelos Climáticos Urbanos: Naturaleza, Límites y Aplicaciones, Programa del Clima Mundial, Memorias de la Conferencia Técnica "Climatología Urbana y sus Aplicaciones con Especial Énfasis en Zonas Tropicales.", México, D.F. 26-30 nov. 1984, pp 207-244.

Boybeyi Zafer and Raman Sethu (1995): Simulation of Elevated Long-Range Plume Transport Using a Mesoscale Meteorological Model, Atmospheric Environment Vol. 29, No. 16, pp 2099-2111.

Brown Robert A. (1991): Fluid Mechanics of the Atmosphere, Academic Press, San Diego, Cal., 489 pp.

Byers H.R. (1959): General Meteorology, 3th Ed., McGraw-Hill, New York., pp 9-27.

Caire Lomelí J. (1986): La Proyección Cartográfica para la República Mexicana, UNAM, México, pp 1-30.

Carpenter K.M. (1982): Note on the Paper "Radiation Conditions for the Lateral Boundaries of Limited-Area Numerical Models" by M.J. Miller and A.J. Thorpe (Q.J., 107, 615-628, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society Vol. 108, pp 717-719.

Chandler T.J. (1960): Wind as a Factor of Urban Temperature Survey in northeast London, Weather Vol. 15, pp 294-299.

Chandler T.J. (1962): London's Urban Climate, *The Geographical Journal*, Vol. 128, No. 2, pp 279-302.

Cleugh H.A. and Oke T.R. (1986): Suburban-Rural Energy Balance Comparisons in Summer for Vancouver, B.C., *Boundary-Layer Meteorology* Vol. 36, pp 351-369.

Delage Y. and Taylor P.A. (1970): Numerical Studies of Heat Island Circulations, *Boundary-Layer Meteorology* Vol. 1, pp 201-226.

Doon W.L. (1965): *Meteorology*, 3th Ed., McGraw-Hill, New York, pp 16-44.

Duckworth F. and Sandberg J. (1954): The Effect of Cities upon Horizontal and Vertical Temperature Gradients, *Bulletin of the American Meteorology Society* Vol. 35, pp 198-207.

Electric Power Research Institute (1987): *Modeling the Polluted Coastal Urban Environment*, Vol. 2: The Dispersion Model, San Jose State University, San Jose, Cal., 99 pp.

Eliasson Ingegård (1996): Urban Nocturnal Temperatures, Street Geometry and Land Use, *Atmospheric Environment* Vol. 30, No. 3, pp 379-392.

Espinoza López Enrique (1991): Ciudad de México -Compendio Cronológico de su Desarrollo Urbano-, 1ra. Ed., México, pp 140-141.

Estoque M.A. (1961): A Theoretical Investigation of the Sea Breeze, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* Vol. 87, pp 136-146.

Estoque M.A. and Bhumralkar C.M. (1969): Flow over a Localized Heat Source, *Monthly Weather Review* Vol. 97, pp 850-859.

Estoque M.A. and Bhumralkar C.M. (1970): A Method for Solving the Planetary Boundary Layer Equations, *Boundary-Layer Meteorology* Vol. 1, pp 169-194.

EUROTRAC (1994): *The EUMAC Zooming Model (Model Structure and Applications)*, N. Moussiopoulos Editor, 266 pp.

Fernández-Bremauntz Adrian A. and Ashmore Michael R. (1995): Exposure of Commuters to Carbon Monoxide in Mexico City-I. Measurements of In-vehicle Concentrations, *Atmospheric Environment* Vol. 29, No. 4, pp 525-532.

Ferziger J.H. (1981): *Numerical Methods for Engineering Applications*, John Wiley and Sons, New York, pp 135-252.

Fiedler F. (1979): Die Stadt als Meteorologisches Problem, Promet Nr, Vol. 4, pp 1-2.

Fiedler F. (1993): Development of Meteorological Computer Models, Interdisciplinary Science Reviews Vol. 18, pp 192-198.

Fisher E.L. (1961): A Theoretical Study of the Sea Breeze, Journal of Meteorology Vol. 18, pp 216-233.

Flassak Th. (1990): Ein Nichthydrostatisches Mesoskaliges Modell der Planetaren Grenzschicht, Fortschr.-Ber. VDI, Reihe 15, Nr. 74, pp 203.

Flassak Th. and Moussiopoulos N. (1988): Direct Solution of the Helmholtz Equation Using Fourier Analysis on the Cyber 205, Environmental Software Vol. 3, No. 1, pp 12-16.

Flassak Th. and Moussiopoulos N. (1989): A Fully Vectorized Fast Direct Solver of the Helmholtz Equation, Applications of Supercomputers in Engineering: Algorithms, Computer Systems and User Experience (Brebbia C.A. and Peters A., Editors), Elsevier, Amsterdam, pp 67-77.

Fleagle R.G. and Businger J.A. (1963): An Introduction to Atmospheric Physics, Academic Press, New York, pp 129-138.

Fuentes V., Jazcilevich A., Aguirre R., Wellens A., Aysa J. y Rivera C. (1993): Modelo Metropolitano de Gestión de la Calidad del Aire, Primera Etapa, Informe Final, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 116 pp.

Fuentes V., Jazcilevich A., Aysa J., Rivera C. y Romero A. (1994a): Modelo Metropolitano de Gestión de la Calidad del Aire, Segunda Etapa, Informe Final, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 81 pp.

Fuentes V., Jazcilevich A., Aysa J., Rivera C. y Romero A. (1994b): Modelo de Vientos para el Valle de México, Primera Etapa, Proyecto Patrocinado por la Dirección General de Apoyo a Personal Académico, UNAM, México, 80 pp.

Fuentes Gea Vicente (1996): Simulación de las Emisiones Vehiculares en el Valle de México, Simposio "Contaminación Atmosférica", El Colegio Nacional, México, pp 145-159.

Geiger R. (1965): The Climate near de Ground, Harvard University Press.

Giovannoni Jean-Michel and Russell Armistead (1995): Impact of Using Prognostic and Objective Wind Fields on the Photochemical Modeling of Athens, Greece, Atmospheric Environment Vol. 29, No. 24, pp 3633-3653.

Haltiner G.J. and Martin F.L. (1957): Dynamical and Physical Meteorology, McGraw-Hill, New York, pp 74-157.

Harrison R. and McGoldrick B. (1981): Mapping Artificial Heat Release in Great Britain, Atmospheric Environment Vol. 15, No. 5, pp 667-674.

Harrison R., Mc Goldrick B. and Williams C.G.B. (1984): Artificial Heat Release from Greater London 1971-1976, Atmospheric Environment Vol. 18, No. 11, pp 2291-2304.

Harten Ami (1986): On a Large Time-Step High Resolution Scheme, Mathematics of Computation Vol. 46, No. 174, pp 379-399.

Helmis C.G., Papadopoulos K.H., Kalogiros J.A., Soilemes A.T. and Asimakopoulos D.N. (1995): Influence of Background Flow on Evolution of Saronic Gulf Sea Breeze, Atmospheric Environment Vol. 29, No. 24, pp 3689-3701.

Howard Luke (1833): The Climate of London, Vols. I-III, London.

Hulsey J. Leroy and Emanuel Jack H. (1978): Finite Element Modeling of Climatically Induced Heat Flow, Numerical Methods for Differential Equations and Simulation (A.W. Bennett and R. Vichnevetsky Eds.), pp 111-114.

Jáuregui O. Ernesto (1971): Mesomicroclima de la Ciudad de México, 1ra. Ed., Universidad Nacional Autónoma de México, México, pp 5-29.

Jáuregui E. O. (1987): Urban Heat Island Development in Medium and Large Urban Areas in Mexico, Erdkunde, Archiv für Wissenschaftliche Geographie, Bonn, pp 48-51.

Jáuregui O. Ernesto (1988): El Clima Urbano de la Ciudad de México, Programa del Clima Mundial, Memorias de la Conferencia Técnica "Climatología Urbana y sus Aplicaciones con Especial Énfasis en Zonas Tropicales.", México, D.F. 26-30 nov. 1984, pp 55-74.

Jáuregui O. Ernesto (1988): Los Climas Urbanos Tropicales: Revisión y Evaluación, Programa del Clima Mundial, Memorias de la Conferencia Técnica "Climatología Urbana y sus Aplicaciones con Especial Énfasis en Zonas Tropicales.", México, D.F. 26-30 nov. 1984, pp 22-38.

Jáuregui O. Ernesto (1993): La Isla de Calor Urbano de la Ciudad de México a Finales del Siglo XIX, Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, México, pp 31-39.

Jáuregui O. Ernesto (1995): Algunas Alteraciones de Largo Periodo del Clima de la Ciudad de México Debidas a la Urbanización (Revisión y Perspectivas), Notas, 38 pp.

Jáuregui E., Godínez L. and Cruz F. (1992): Aspects of Heat-Island Development in Guadalajara, Mexico, Atmospheric Environment Vol. 26B, No. 3, pp 391-396.

Jáuregui E. and Romales E. (1996): Urban Effects on Convective Precipitation in Mexico City, Atmospheric Environment Vol. 20, No. 30, pp 3383-3389.

Jazcilevich A., Fuentes V., Rivera C. y Luna E. (1995): Modelo Pronóstico No-Hidrostático para el Valle de México, Segunda Etapa, Proyecto Patrocinado por la Dirección General de Apoyo a Personal Académico, UNAM, México, 85 pp.

Jazcilevich Diamant Aron (1996): Aspectos Numéricos sobre Modelación Meteorológica, Simposio "Contaminación Atmosférica", El Colegio Nacional, México, pp 175-189.

Jazcilevich A., Fuentes V., Jáuregui E. and Luna E. (1996): Simulated Urban Climate Response to Land Use Modification in the Basin of Mexico, Submitted to Atmospheric Environment, 20 pp.

Kassomenos P., Kotroni V. and Kallos G. (1995): Analysis of Climatological and Air Quality Observations from Greater Athens Area, Atmospheric Environment Vol. 29, No. 24, pp 3671-3688.

Kimura Fujio and Takahashi Shunji (1991): The Effects of Land-Use and Anthropogenic Heating on the Surface Temperature in the Tokyo Metropolitan Area: A Numerical Experiment, Atmospheric Environment Vol. 25B, No. 2, pp 155-164.

Klemp Joseph B. and Durran Dale R. (1983): An Upper Boundary Condition Permitting Internal Gravity Wave Radiation in Numerical Mesoscale Models, Monthly Weather Review Vol. 111, pp 430-444.

Kratzer A. (1956): Das Stadtklima, F. Vieweg und Sohn, Braunschweig, 221 pp.

Kratzer A. (1957): Das Stadtklima, Die Wissenschaft, Vol. 90., Brunswick, Vieweg, 184 pp.

Ku Jia-Yeong, Trivikrama S. Rao and Shankar K. Rao (1987): Numerical Simulation of Air Pollution in Urban Areas: Model Development, Atmospheric Environment Vol. 21, No. 1, pp 201-212.

Ku Jia-Yeong, Trivikrama S. Rao and Shankar K. Rao (1987): Numerical Simulation of Air Pollution in Urban Areas: Model Performance, Atmospheric Environment Vol. 21, No. 1, pp 213-232.

Kunz R. (1991): Entwicklung eines Diagnostischen Windmodells zur Berechnung des Anfangszustandes für das Dynamische Grenzschichtmodell MEMO, Diplomarbeit Universität Karlsruhe.

Kunz R. and Moussiopoulos N. (1995): Simulation of the Wind Field in Athens Using Refined Boundary Conditions, Atmospheric Environment Vol. 29, No. 24, pp 3575-3591.

Launder B.E. and Spalding D.B. (1972): Lectures in Mathematical Models of Turbulence, Academic Press, New York, pp 1-45.

Lee D.O. (1979): The Influence of Atmospheric Stability and the Urban Heat Island on Urban-Rural Wind Speed Differences, Atmospheric Environment Vol. 13, pp 1175-1180.

London J. (1957): A Study of the Atmospheric Heat Balance, Final Report, Project No. 131, Contract No. AF 19(122)-165, New York University.

Melas Dimitrios, Ziomas Ioannis C. and Zerefos Christos S. (1995): Boundary Layer Dynamics in an Urban Coastal Environment under Sea Breeze Conditions, Atmospheric Environment Vol. 29, No. 24, pp 3605-3617.

Melas D., Kambezidis H.D., Walmsley J.L., Moussiopoulos N., Bornstein R.D., Klemm O., Asimakopoulos D.N. and Schiermeier F.A. (1995): NATO/CCMS (North Atlantic Treaty Organization, Committee on the Challenges of Modern Society) Pilot Study Workshop on Air Pollution Transport and Diffusion over Coastal Urban Areas, Atmospheric Environment Vol. 29, No. 24, pp 3713-3718.

MEMO (1994): The Non-Hydrostatic Mesoscale Model, Version 5.0, A Technical Reference, Institut für Technische Thermodynamik, Fakultät für Maschinenbau, Universität Karlsruhe. 31 pp.

Miller M.J. and Thorpe A.J. (1981): Radiation Conditions for the Lateral Boundaries of Limited-Area Numerical Models, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society Vol. 107, pp 615-628.

Monin A.S. and Obukhov A.M. (1954): Basic Turbulent Mixing Laws in the Atmospheric Surface Layer, Tr. Geofiz. Inst. Akad. Nauk. SSSR Vol. 24, No. 151, pp 163-187.

Moreno R. (1977): Joaquín Velázquez de León y sus Trabajos Científicos sobre el Valle de México, Instituto de Investigaciones Históricas, Serie 25, Novohispana, UNAM, México, pp 1773-1775.

Moussiopoulos N. (1987): An Efficient Scheme to Calculate Radiative Transfer in Mesoscale Models, Environmental Software Vol. 2, No. 4, pp 172-191.

Moussiopoulos N. (1989): Mathematische Modellierung Mesoskaliger Ausbreitung in der Atmosphäre, Fortschr.-Ber. VDI, Reihe 15, Nr. 64, pp 307.

Moussiopoulos N., Flassak Th., Berlowitz D. and Sahm P. (1993): Simulations of the Wind Field in Athens with the Nonhydrostatic Mesoscale Model MEMO, Environmental Software 8, pp 29-42.

Moussiopoulos N., Sahm P., Fuentes V., Jazcilevich A. and Wellens A. (1994): Simulation of the Wind Flow in the Valley of Mexico, EUROTRAC, The EUMAC Zooming Model (Model Structure and Applications), Moussiopoulos N. Ed., pp 259-266.

Moussiopoulos N., Sahm P., Kessler Ch. and Kunz R. (1994): Simulation of Mesoscale Wind Flow and Photosmog Formation in the Greater Athens Area, EUROTRAC, The EUMAC Zooming Model (Model Structure and Applications), Moussiopoulos N. Ed., pp 67-86.

Moussiopoulos N., Sahm P. and Kessler Ch. (1995): Numerical Simulation of Photochemical Smog Formation in Athens, Greece-A Case Study, Atmospheric Environment Vol. 29, No. 24, pp 3619-3632.

Munn R.E. (1966): Descriptive Micrometeorology, Academic Press, New York, 245 pp.

Nester K. (1995): Influence of Sea Breeze Flows on Air Pollution over the Attica Peninsula, Atmospheric Environment Vol. 29, No. 24, pp 3655-3670.

Noto Katsuhisa (1996): Dependence of Heat Island Phenomena on Stable Stratification and Heat Quantity in a Calm Environment, Atmospheric Environment Vol. 30, No. 3, pp 475-485.

Oke T.R. (1973): City size and the Urban Heat Island, Atmospheric Environment Vol. 7, pp 769-779.

- Oke T.R. (1978): *Boundary Layer Climates*, Halsted, New York, 372 pp.
- Oke T.R. (1982): The Energetic Basis of the Urban Heat Island, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 108, No. 455, pp 1-24.
- Oke T.R. (1987): *Boundary Layer Climates*, 2nd Ed., Halsted, New York, 435 pp.
- Oke T.R. and East C. (1971): The Urban Boundary Layer in Montreal, *Boundary-Layer Meteorology* Vol. 1, pp 411-437.
- Oke T.R. and Maxwell G.B. (1975): Urban Heat Island Dynamics in Montreal and Vancouver, *Atmospheric Environment* Vol. 9, pp 191-200.
- Oke T.R., Johnson G.T., Steyn D.G. and Watson I.D. (1991): Simulation of Surface Urban Heat Islands under "ideal" Conditions at Night Part 2: Diagnosis of Causation, *Boundary-Layer Meteorology* Vol. 56, pp 339-358.
- Oke T.R., Zeuner G. and Jáuregui E. (1992): The Surface Energy Balance in Mexico City, *Atmospheric Environment* Vol. 26B, No. 4, pp 433-444.
- Orlanski I. (1976): A Simple Boundary Condition for Unbounded Hyperbolic Flows, *Journal of Computational Physics* Vol. 21, pp 251-269.
- Ott Wayne, Thomas Jacob, Mage David and Wallace Lance (1988): Validation of the Simulation of Human Activity and Pollutant Exposure (Shape) Model Using Paired Days from the Denver, CO, Carbon Monoxide Field Study, *Atmospheric Environment* Vol. 22, No. 10, pp 2101-2113.
- Pasquill F. (1974): *Atmospheric Diffusion*, Ellis Horwood Ltd., London, pp 8-165.
- Petterssen S. (1969): *Introduction to Meteorology*, 3th Ed., McGraw-Hill, New York, pp 26-73.
- Pielke Roger A. (1984): *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press, San Diego, Cal., 612 pp.
- Pielke R.A., Lyons W.A., McNider R.T., Moran M.D., Moon D.A., Stocker R.A., Walko R.L. and Uliasz M. (1991): *Regional and Mesoscale Meteorological Modeling as Applied to Air Quality Studies, Air Pollution Modeling and Its Applications VIII*, Edited by H. van Dop and D.G. Steyn, Plenum Press, New York, pp 259-289.
- Poreh Michael (1996): Investigation of Heat Islands Using Small Scale Models, *Atmospheric Environment* Vol. 30, No. 3, pp 467-474.

Power H., Moussiopoulos N. and Brebbia C.A. (1994): Urban Air Pollution Vol. 1, Computational Mechanics Publications, Glasgow, U.K., pp 267-294.

Renou E. (1855): Instructions Meteorologiques, Annuaire Societé Meteorological de France, Vol. 3, No. 1, pp 73-160.

Riveros R. Héctor G. (1996): Análisis de las Mediciones de Contaminación del Aire, Simposio "Contaminación Atmosférica", El Colegio Nacional, México, pp 287-306.

Schmid Sybilla and Graf Jutta (1989): Mesoscale Episode Modelling: Preparation of Input Data and Design of Realization, Air Pollution Modeling and Its Applications VII, Edited by H. van Dop and D.G. Steyn, Plenum Press, New York, pp 531-540.

Schumann U. and Volkert H. (1984): Three-dimensional mass- and momentum-consistent Helmholtz-equation in Terrain-following Coordinates, Notes on Numerical Fluid Mechanics Vol. 10, (Hackbusch, W., Ed.), Vieweg, Braunschweig, pp 109-131.

Seinfeld J.H. (1978): Contaminación Atmosférica (Fundamentos Físicos y Químicos), Ed. Española, Instituto de Estudios de Administración Local, Madrid.

Seinfeld J.H. (1986): Atmospheric Chemistry and Physics of Air Pollution, John Wiley and Sons, New York, pp 441-517.

Sellers W.D. (1965): Physical Climatology, The University of Chicago Press, Chicago, pp 104-105.

Sham S. (1973): The Urban Heat Island of Kuala Lumpur, Sains Malaysiana Vol. 2, pp 53-64.

Shankar K. Rao, Ku Jia-Yeong and Trivikrama S. Rao (1989): A Comparyson Study of Three Urban Air Pollution Models, Atmospheric Environment Vol. 23, No. 4, pp 793-801.

Sheppard P.A. (1958): The Effect of Pollution on Radiation in the Atmosphere, Journal of Air and Water Pollution Vol. 1, pp 31-43.

Shu Chow Djen (1988): Algunos Aspectos del Clima Urbano de Shanghai, Programa del Clima Mundial, Memorias de la Conferencia Técnica "Climatología Urbana y sus Aplicaciones con Especial Énfasis en Zonas Tropicales.", México, D.F. 26-30 nov. 1984, pp 75-95.

Shu Djen Chow, Jingchun Zheng and Lin Wu (1994): Solar Radiation and Surface Temperature in Shanghai City and their Relation to Urban Heat Island Intensity, Atmospheric Environment Vol. 28, No. 12, pp 2119-2127.

Singh M.P., Goyal P., Basu S., Agarwal P., Nigam S., Kumari Manju and Panwar T.S. (1990): Predicted and Measured Concentrations of Traffic Carbon Monoxide over Delhi, Atmospheric Environment Vol. 24A, No. 4, pp 801-810.

Smolarkiewicz Piotr K. (1984): A Fully Multidimensional Positive Definite Advection Transport Algorithm with Small Implicit Diffusion, Journal of Computational Physics Vol. 54, pp 325-382.

Sod G.A. (1985): Numerical Methods in Fluid Dynamics, Cambridge University Press, New York, 446 pp.

Streit Gerald E. and Guzmán Francisco (1996): Mexico City Air Quality: Progress of an International Collaborative Project to Define Air Quality Management Options, Atmospheric Environment Vol. 30, No. 5, pp 723-733.

Sutton O.G. (1953): Micrometeorology, McGraw-Hill, New York, pp 158-228.

Tennekes H. and Lumley J.L. (1972): A First Course in Turbulence, The MIT Press, Massachusetts, pp 1-26.

Thunis P. and Bornstein R. (1995): Hierarchy of Mesoscale Flow Assumptions and Equations, Submitted to Journal of the Atmospheric Sciences, 47 pp.

Tso C.P. (1996): A survey of Urban Heat Island Studies in Two Tropical Cities, Atmospheric Environment Vol. 30, No. 3, pp 507-519.

Varvayanni M., Catsaros N., Bartzis J.G., Konte K. and Horsch G.M. (1995): Wind Flow Simulation over Greater Athens Area with Highly Resolved Topography, Atmospheric Environment Vol. 29, No. 24, pp 3593-3604.

Vukovich F.M., Dunn J.W. III and Crissman B.W. (1976): A Theoretical Study of the Saint Louis Heat Island: The Wind and Temperature Distribution, Journal of Applied Meteorology Vol. 15, pp 417-440.

Wallace Lance, Thomas Jacob, Mage David and Ott Wayne (1988): Comparison of Breath CO, CO Exposure, and Coburn Model Predictions in the U.S. EPA Washington-Denver (CO) study, Atmospheric Environment Vol. 22, No. 10, pp 2183-2193.

Wark K. y Warner C.F. (1990): Contaminación del Aire (Origen y Control), 1ra. Ed., Limusa, México, pp 99-141.

Williams M.D., Brown M.J., Cruz X., Sosa G. and Streit G. (1995): Development and Testing of Meteorology and Air Dispersion Models for Mexico City, Atmospheric Environment Vol. 29, No. 21, pp 2929-2960.

Yagüe C., Zurita E. and Martínez A. (1991): Statistical Analysis of the Madrid Urban Heat Island, Atmospheric Environment Vol. 25B, No. 3, pp 327-332.

Yamashita Shuji (1996): Detailed Structure of Heat Island Phenomena from Moving Observations from Electric Tram-Cars in Metropolitan Tokyo, Atmospheric Environment Vol. 30, No. 3, pp 429-435.

Yamashita Shuji, Sekine Kiyoshi, Shoda Masahiro, Yamashita Kohji and Hara Yoshio (1986): On Relationships between Heat Island and Sky View Factor in the Cities of Tama River Basin, Japan, Atmospheric Environment Vol. 20, No. 4, pp 681-686.

Zanneti P. (1990): Air Pollution Modeling: Theories, Computational Methods, and Available Software, Van Nostrand Reinhold, New York, pp 73-93.

Zanneti P., Brebbia C.A., García Gardea J.E. and Ayala Milian G. (1993): Air Pollution, Computational Mechanics Publications and Elsevier Science Publishers, U.K., pp 3-146.

Zeigler Bernard P. (1976): Theory of Modelling and Simulation, John Wiley and Sons, New York, 435 pp.

Ziomas Ioannis C., Melas Dimitrios, Zerefos Christos S. and Bais Alkiviadis F. (1995): Forecasting Peak Pollutant Levels from Meteorological Variables, Atmospheric Environment Vol. 29, No. 24, pp 3703-3711.

Zoumakis, N.M. (1995): A Note on Average Vertical Profiles of Vehicular Pollutant Concentrations in Urban Street Canyons, Atmospheric Environment Vol. 29, No. 24, pp 3719-3725.