

ALGUNAS ALTERACIONES DE LARGO PERIODO DEL CLIMA DE LA CIUDAD DE MÉXICO DEBIDAS A LA URBANIZACIÓN. Revisión y Perspectivas*

Ernesto Jáuregui Ostos**

Resumen

Se describen los cambios ocurridos en el clima de la ciudad de México. La temperatura del aire de la capital se ha elevado 1.5°C a lo largo de un siglo. El contraste térmico entre el aire de la ciudad y el del campo vecino ha aumentado hasta llegar a unos 10°C. Se documentan otras modificaciones de factores del clima como la humedad, el viento, la radiación solar y la intensidad de la precipitación convectiva. Se presentan ejemplos que ilustran los cambios ocurridos en la calidad del aire de la ciudad, así como la tendencia de los diversos contaminantes atmosféricos. Finalmente, se hace una evaluación bioclimática para los diversos rumbos de la ciudad.

Palabras clave: clima urbano, ciudad de México, contaminación atmosférica, isla de calor.

Summary

Significant changes in the climate of Mexico City have occurred as a result of the urbanization process. During the past hundred years the mean annual temperature has increased 1.5°C while the urban/rural temperature contrast has reached around 10°C. The frequency of intense (20 mm/hr) convective precipitation has increased during recent decades while solar radiation has been attenuated (up to 15%) by smog. In recent years air quality trend shows a decline for some pollutants (i. e. lead, total dust particles and acid rain) but concentration of other gases remain above the standard (i. e. ozone, PM10). Finally an assessment is made of the bioclimatic conditions in various quarters of the capital city.

Key words: urban climate, Mexico City, urban air pollution, heat island.

1. Introducción

La climatología urbana es una ciencia que data de principios del siglo XIX. Uno de sus indicadores fue el climatólogo inglés Luke Howard (1833), quien publicó su libro sobre el clima urbano de Londres, luego que encontró que sobre la capital de Inglaterra se posaba una masa de aire tibio. Otros estudios en Francia (Renou, 1855) y después, ya en este siglo, en Alemania (Kratzer, 1956) y en Estados Unidos (Duckworth and Sandberg, 1954) han explorado con un creciente grado de detalle las modificaciones del clima que se producen por la sustitución de superficies naturales por elementos del tejido urbano.

* Recibido: 2 de junio de 1995.

** Departamento de Meteorología General, Centro de Ciencias de la Atmosfera, UNAM.

A partir de la década de los sesenta y con la publicación del estudio de Chandler (1962) sobre el clima de Londres, proliferaron los trabajos de climatología urbana en las latitudes templadas, con especial énfasis en el contraste térmico ciudad/campo que se conoce como isla de calor urbana. Una década después, en los setenta, aparecen los primeros estudios sobre el clima urbano en ciudades tropicales (Jáuregui, 1971; Sham, 1973; Bahl y Padmanabhamurty, 1979). Como resultado del crecimiento acelerado de las áreas urbanas en los países tropicales en desarrollo, la Organización Meteorológica Mundial realizó la primera Conferencia Técnica sobre Clima Urbano en los Trópicos (OMM, 1986) que tuvo lugar en la Ciudad de México y que reunió a los principales grupos de climatólogos urbanos tanto de las naciones desarrolladas como de los trópicos.

Para una revisión de la literatura sobre clima urbano en los trópicos véase Jáuregui (1994a). En un trabajo anterior (Jáuregui, 1988a) se trató brevemente acerca de la influencia de la urbanización tanto sobre el clima de la ciudad como en la calidad del aire. En este artículo se revisa la literatura sobre este tema, al mismo tiempo que se señala la magnitud de los cambios observados en algunos factores del clima de la ciudad capital en las diversas escalas de tiempo que los datos disponibles permiten, con objeto de señalar la influencia que tienen dichos cambios, no solo a la escala local en su impacto sobre la salud y bienestar de la población, sino también en su contribución potencial al cambio global del clima.

2. Desarrollo demográfico de la ciudad de México

En esta sección se presenta una panorámica de la evolución de la población de la capital del país, ya que ésta está ligada al crecimiento de la mancha urbana que a su vez repercute en los cambios de algunos factores del clima, como se verá más adelante.

El crecimiento de la población de la ciudad de México se inicia a partir de la década de los cuarenta a los cincuenta, cuando el desarrollo poblacional fue considerable, con una tasa anual de 5.4%, luego declinó en los sesenta-setenta, con 3.8, hasta llegar a 3.1% anual, en los últimos veinte años. Si bien este índice de crecimiento resulta todavía alto para el periodo 1970-1990, en los ochenta el Distrito Federal (D. F.) disminuyó su población a 600 000 habitantes por cambios de usos de habitacionales a comerciales, por la contaminación del aire y por los sismos de 1985 que aceleraron este proceso. Sin embargo, la zona conurbada continuó con una elevada tasa de crecimiento al aumentar de 17 municipios conurbados en 1970, a 27 en 1990 (Negrete *et al.*, 1993) (5.9% anual); es decir, que la ciudad ha continuado su crecimiento hacia la periferia (COGRUPE, 1993), la que constituye 45% del total de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (ZMCM). La ciudad de México, que en población se ubica entre las principales mega-ciudades del mundo (Tabla 1), genera solo una fracción del ingreso per cápita en comparación con otras megalópolis (Tabla 2).

Tabla 1. Población de las principales mega-ciudades del mundo en 1990

Millones de habitantes	
Tokio	25.8
Sao Paulo	19.2
Nueva York	16.2
México, D. F.	14.2

World Urbanization Prospects, U. N. Publ. 1992.

Sin embargo, aun cuando la producción económica de la ciudad de México está ubicada en el lugar 35 en el mundo, respecto de otras megalópolis, comparativamente la capital de México genera más del doble del total de la producción económica de Centroamérica.

Tabla 2. Ingreso per cápita en varias megalópolis (1990)

Ingreso per cápita (miles de dólares)	
Tokio	27.2
París	24.0
Nueva York	11.2
México, D. F.	4.4

3. El clima

El clima de la ciudad de México es tropical de montaña atemperado por la altitud. Las masas de aire de origen polar que barren la cuenca en la estación seca (noviembre-abril) abaten aun más la temperatura (sin llegar a 0°). Al final de la época de secas se observan las temperaturas más altas del año que rara vez sobrepasan los 30°C. Una vez que comienza la temporada húmeda, las mañanas son soleadas y calurosas al mediodía y las tardes frescas y lluviosas. Para una descripción detallada del clima de la cuenca de México véase Jáuregui (1965).

4. El balance energético en un área urbana

Para tener una idea de la forma en que la ciudad utiliza la energía proveniente del Sol se aplica el concepto del balance energético.

La ecuación del balance energético en un área urbana se estableció así:

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + Q_G \quad (1)$$

donde:

- Q^* = radiación neta (de toda onda)
- Q_F = calor que se genera en la ciudad
- Q_H = calor sensible para calentar el aire
- Q_E = calor latente para evaporar superficies húmedas
- Q_G = calor almacenado en las superficies urbanas

y dice simplemente que la radiación solar neta Q^* , es decir, la que incide en las superficies urbanas (menos la reflejada por éstas), más la radiación terrestre agregada al calor que genera la ciudad (Q_F) se reparte por un lado calentando el aire (Q_H) y evaporando las superficies húmedas (Q_E); a lo anterior hay que agregar el calor que se almacena en las superficies urbanas (Q_G).

Q_F Es relativamente pequeño en la ciudad de México, donde no se gasta energía para calentar las habitaciones y solo en pocos edificios se usa energía para enfriar los locales durante el verano (abril, mayo y a veces junio).

Q_H Una parte considerable de la radiación solar neta se utiliza para calentar el aire urbano.

Q_E Puesto que la ciudad de México tiene una porción reducida de áreas verdes Q_E es pequeña, especialmente en el centro y zona fabril del norte de la capital. A medida que se incrementen las áreas de parques, jardines y camellones, una mayor proporción de la radiación solar neta se gastará en el proceso de evapotranspiración y consecuentemente Q_H disminuirá, haciendo el ambiente atmosférico más fresco y, en consecuencia, menos extremo. Es por eso que los programas de reforestación y ampliación de áreas verdes no solo representan nuevos sitios para la recreación sino que al mismo tiempo, mejoran palpablemente el ambiente urbano.

Q_G La radiación neta Q^* que se almacena en calles y edificios representa para el caso de la ciudad de México, una fracción considerable respecto a Q_H , como se verá enseguida.

La ecuación del balance energético nos ilustra así la forma en que se reparte la energía del sol que llega a la ciudad. La porción que se gasta para calentar el aire (Q_H) respecto de aquella usada para evaporar prados de parques, jardines y camellones (Q_E), es particularmente interesante. A este cociente se le denomina el cociente de Bowen (β).

$$\beta = \frac{Q_H}{Q_E} \quad (2)$$

Las primeras mediciones del balance energético realizadas en México (Oke *et al.*, 1992) se tomaron en la azotea del edificio del Servicio Meteorológico Nacional durante febrero-marzo de 1985. Los resultados revelan que este cociente ($\beta = 1.2$) es algo menor al observado para un sitio urbano de las latitudes templadas ($\beta = 1.5$) señalando por una parte quizá la influencia del Bosque de Chapultepec distante unos 500 m del sitio de observación. Por otro lado, los resultados revelan que la climatología física de una ciudad tropical es en general (aunque con algunas diferencias) semejante a la correspondiente de ciudades en las latitudes templadas. En otras palabras, los procesos físicos que determinan el clima son desde luego los mismos. Vale la pena señalar que en el caso de la ciudad de México, el cociente Q_H/Q_G es cercano a 1 (véase **tabla 3**) apuntando a la importancia que tiene el calor almacenado en las construcciones que es en promedio para los días soleados de marzo (cuando se realizaron las observaciones) casi igual al calor sensible (Q_H) utilizado para calentar el aire. De lo anterior se deriva que las construcciones que rodean el área del Observatorio, y que son de carácter masivo, absorben más calor a expensas del flujo de calor sensible turbulento para calentar el aire (Q_H) urbano. Estos resultados se pueden hacer extensivos para gran parte del centro histórico de la ciudad constituido por edificios antiguos de gruesos muros.

Tabla 3. Estadística del balance energético en Tacubaya comparado con el correspondiente para una ciudad en latitudes templadas (Vancouver)

	Q_H/Q^*	Q_E/Q^*	$\beta = Q_H/Q_E$	Q_H/Q_G	Q_H/Q^*
Tacubaya (Promedio de varios días despejados)	0.34	0.30	1.12	0.94	0.36
Vancouver (urbano)	0.44	0.29	1.50	1.63	0.27
Vancouver (suburbano)	0.39	0.39	1.00	1.77	0.22

Tomado de Oke *et al.* (1992) y Cleugh y Oke (1986).

5. La temperatura

Como se ha mencionado en la sección uno, el contraste térmico que se observa entre la ciudad y el campo circundante ha sido el más simple de medir y, en consecuencia, el más estudiado en el pasado. Basta realizar mediciones en recorridos a través de la ciudad con un termómetro instalado en un vehículo, o bien utilizar datos de temperatura máxima y/o mínima de estaciones climatológicas urbanas dentro y en las afueras de la ciudad (para una revisión de los métodos en climatología urbana, véase Oke, 1979). La **figura 1** muestra la distribución de las isotermas (temperatura mínima) promedio para noviembre de 1981. Se aprecian dos islotes de calor separados por aire fresco, resultado de la evapotranspiración del Bosque de Chapultepec que actúa como una cuña de aire frío que penetra hacia el centro de la ciudad (véase Jáuregui, 1975).

El contraste térmico promedio ciudad/campo que a fines del siglo XIX era de 1.5°C (véase Jáuregui, 1993) cuando la capital del país contaba con 16 km^2 de superficie urbana es ya, a principios de la década pasada, de unos 9°C (cuando la superficie urbana de la ciudad era de unos $1\ 000\text{ km}^2$) según se aprecia en la **figura 1**, tomada de Jáuregui (1986).

Una cartografía de la fisiografía de la isla de calor para años más recientes no es posible debido a que (por la crisis) la antigua red de estaciones urbanas de la ciudad ha dejado prácticamente de funcionar, lo cual es muy lamentable. El mapa de isotermas de temperaturas mínimas medias de la **figura 1** es representativo para un mes de secas (noviembre), cuando se conjuntan tanto la escasez de humedad del aire como un mayor contraste ciudad/campo en la admitancia de los materiales del sistema urbano (véase Oke, 1991). Esta situación, aunada a cielos nocturnos despejados y aire casi en calma, conduce a las más intensas islas de calor observadas (Jáuregui, 1995a). Lo anterior significa que la intensidad de la isla de calor guarda una relación directa con el tamaño de la ciudad (Oke, 1979). De modo que de seguir el crecimiento acelerado de la población (y del área urbanizada) de la ciudad de México, continuará intensificándose el contraste térmico ciudad/campo. A medida que avanza el día, el calentamiento por el sol de las superficies urbanas, la turbulencia y mezcla resultante, reducen la magnitud del contraste térmico a unos 2 o 3°C . Es por esto que se dice que la isla de calor es principalmente un evento nocturno. La presencia de este fenómeno en la ciudad tiene el inconveniente de que en la estación calurosa (marzo a mayo, aun junio) a las temperaturas tibias de las noches calurosas se agrega la carga calórica debida a este efecto que, como se ve, es más marcado en los barrios del centro de la ciudad. Aun por las tardes de primavera (marzo-abril), cuando se alcanzan las temperaturas cercanas a los 30°C , la adición de un par de grados por el efecto de la isla de calor agregado a la alta radiación solar y de paredes, pavimentos, vehículos y escasa ventilación, hace que el ambiente se torne entonces bochornoso. Quizá un aspecto positivo del fenómeno que nos ocupa es que las plantas y árboles de los jardines y áreas verdes urbanas reverdecen y florecen (como las jacarandas) antes que en los campos circundantes del perímetro suburbano.

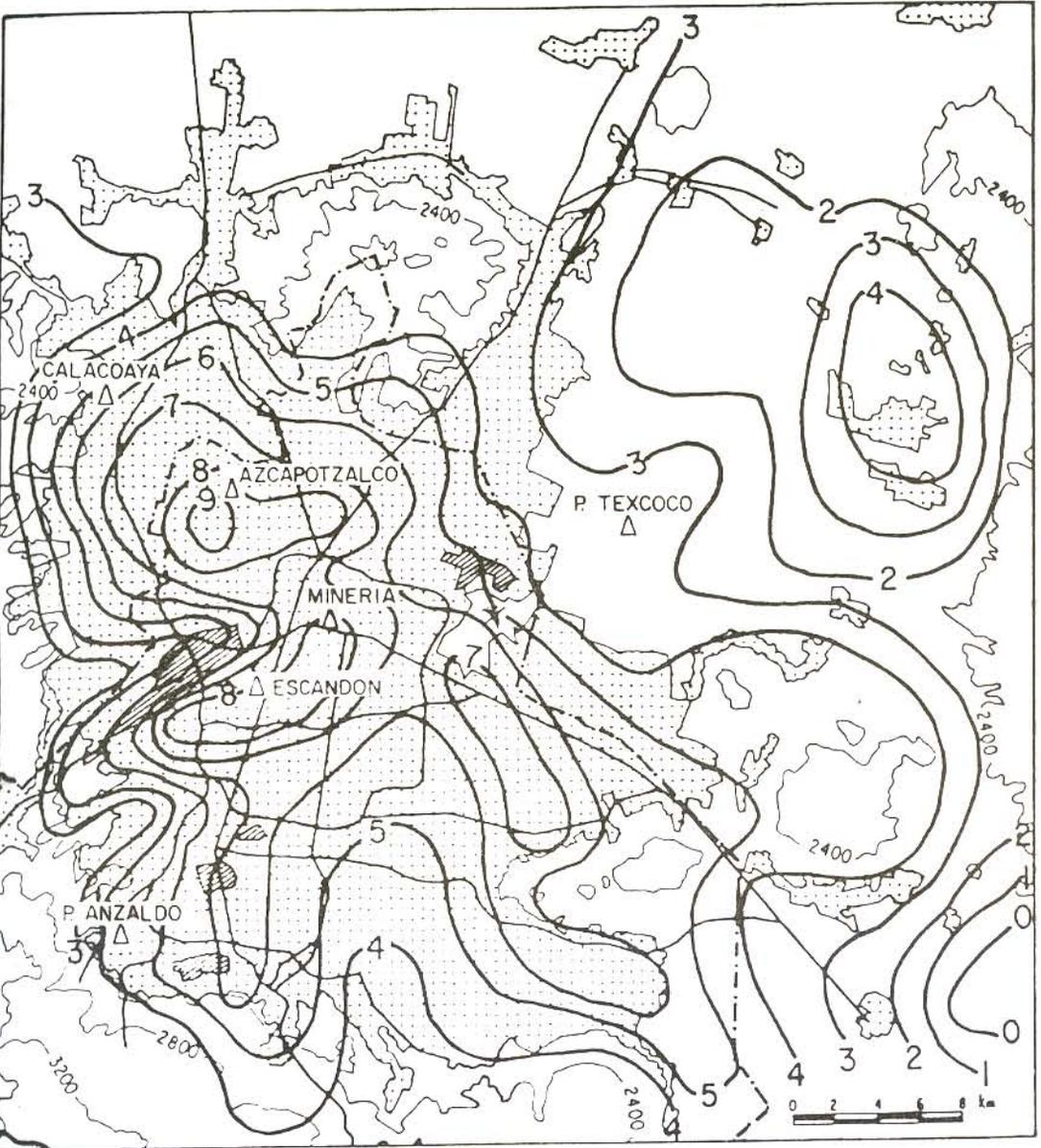


Figura 1. Temperatura mínima promedio (°C) para noviembre de 1981 (Jáuregui, 1986).

El efecto de la creciente urbanización de la ciudad de México sobre la temperatura es también evidente en la temperatura media anual del aire de la capital, la cual se ha elevado de unos 14.5°C a principios del presente siglo a poco más de 16°C (figura 2a). Este aumento gradual de la temperatura del aire ciudadano expresado en el lapso de un siglo, es del orden de 1.7°C/90 años o 1.89°C/100 años. Comparado este calentamiento con el estimado a escala hemisférica debida al "efecto invernadero" (de 0.56°C/100 años) resulta 3.4 veces mayor que este último (figura 2b).

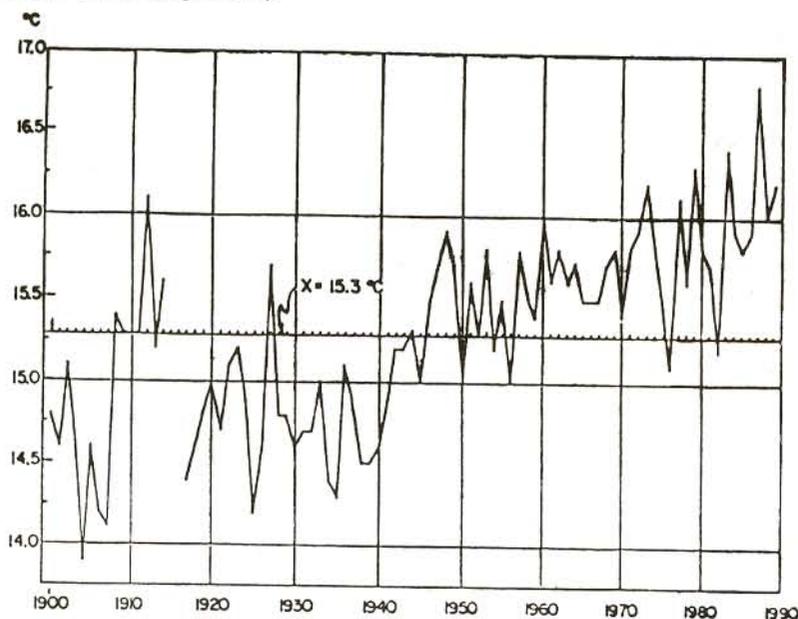


Figura 2a. Variación de la temperatura media anual en la ciudad de México (Observatorio de Tacubaya). Periodo 1900-1989. (Datos del Servicio Meteorológico Nacional.)

Conviene destacar aquí que si las ciudades son los puntos donde se gasta la mayor cantidad de energía, el sistema urbano interactúa tanto con el clima regional como a la escala global según lo señala Oke (1993). Las emisiones de la ciudad (antropogénicas y biogénicas) son dependientes de la temperatura. Si el clima se calienta creará un ambiente urbano con mayor producción de oxidantes y de ozono, por lo que las grandes ciudades tropicales resultarían perdedoras en comparación con las ubicadas en las latitudes templadas.

Resulta evidente que (como apunta Oke, 1993) si las ciudades son la fuente principal que conduce a cambios del clima es ahí donde tienen que tomarse medidas para reducir emisiones de gases de invernadero. Entre las grandes conurbaciones de los trópicos destaca la ciudad de México donde la extensión e intensidad de dichas emisiones se deja sentir desde hace varias décadas en los valles vecinos de Toluca, Cuernavaca y Puebla por lo que

la contaminación atmosférica de la capital se ha vuelto un problema regional y es muy posible que los gases de invernadero de esta conurbación contribuyan marcadamente al creciente calentamiento global.

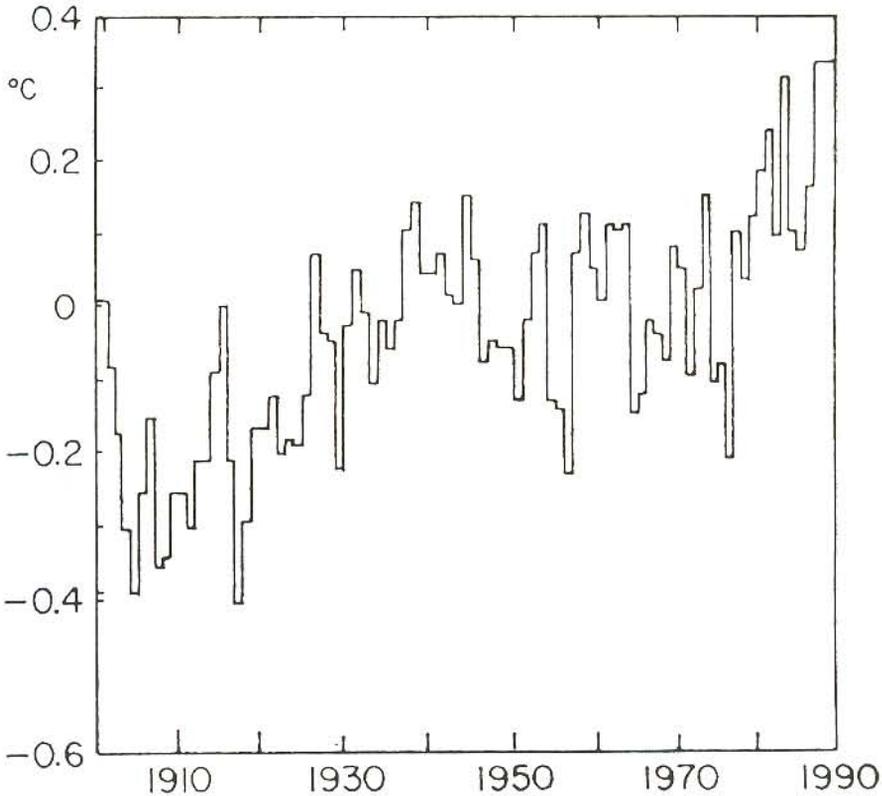


Figura 2b. Variación de la temperatura media anual en el hemisferio norte.
Periodo de referencia 1950-1979 (Mitchel, 1987).

6. La radiación solar

El balance de radiación de onda corta ($0.3 - 3.0 \mu\text{m}$) en una superficie urbana a un nivel por arriba del dosel urbano (es decir, la altura promedio de las azoteas de los edificios) se representa por:

$$K^* = K \downarrow - K \uparrow$$

donde

K^* - radiación neta de onda corta

$K\downarrow$ - radiación incidente de onda corta

$K\uparrow$ - radiación de onda corta reflejada por la superficie

La radiación incidente $K\downarrow$ está formada de la radiación directa del sol (D) y la esparcida o difusa del cielo (S).

$$K\downarrow = S + D$$

mientras que la radiación reflejada es una función de $K\downarrow$ y del albedo de la superficie (α):

$$K\uparrow = (K\downarrow) \alpha$$

Es un hecho establecido que una atmósfera urbana contaminada atenúa la radiación incidente ($K\downarrow$) respecto de la correspondiente a la atmósfera rural vecina (Sekihara, 1973; Peterson y Flowers, 1974). La atenuación de los rayos solares depende tanto de la concentración del contaminante como de la longitud de la trayectoria del rayo solar a través de la capa de smog. En las primeras horas de la mañana esta trayectoria es muy larga cuando al mismo tiempo que es elevada la concentración de contaminantes, éstos se encuentran confinados en una capa compacta por debajo de la inversión.

En una campaña de observaciones de radiación global dentro (Escuela de Minería) y fuera (Plan Texcoco al NE del Aeropuerto) de la ciudad de México (véase **figura 1** para localización de estas estaciones) realizada durante varios días soleados (del 12 al 18 de junio de 1993) se pudo determinar el grado de atenuación de los rayos solares en el ámbito de la ciudad capital. Los sensores de radiación global de las estaciones automáticas del Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) de la UNAM son marca Eppley rango 0.28-2.8 μm , y fueron comparados con el piranómetro de referencia del Departamento de Radiación Solar del Instituto de Geofísica (UNAM) durante una semana. En la **figura 3** se aprecia que la atenuación del rayo solar es mayor durante la primera mitad del día (cuando el smog es más denso) que por la tarde (después de las 15 horas) cuando la dispersión turbulenta de contaminantes hace menos turbio el smog.

La absorción de la radiación ultravioleta por el ozono y otros gases observada por otros autores (Peterson y Flowers, 1974) confirma que la atmósfera urbana filtra preferentemente esta banda (0.30 a 0.40 μm) en una proporción de 25% según dichos autores. Para el caso de la ciudad de México las mediciones de radiación global (**figura 3**) revelaron una atenuación promedio en el espectro visible de un 27% en las horas de la mañana y 21% por la tarde, en días soleados de la estación de secas.

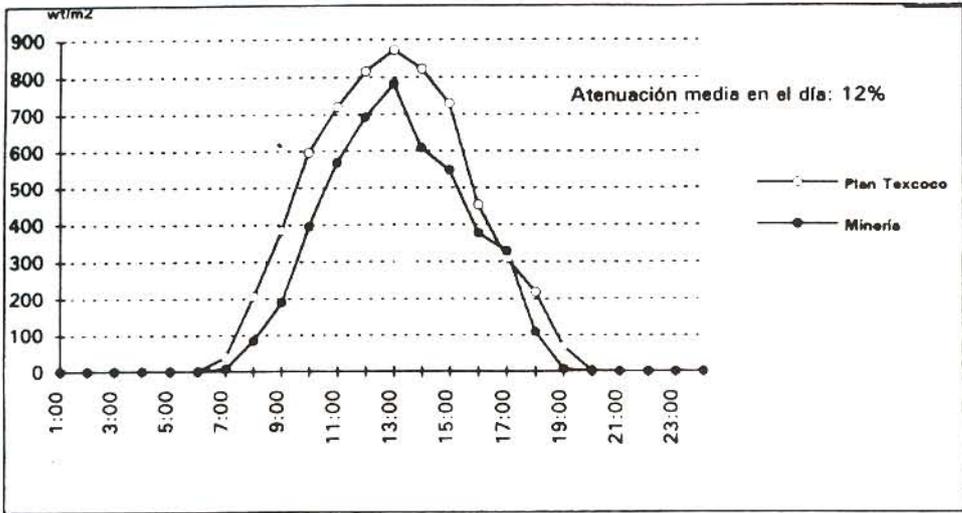


Figura 3. Variación diurna de la radiación solar global para Minería y Plan de Texcoco. 12 al 18 de junio de 1993.

La fuerte atenuación de los rayos solares por el aire contaminado de la ciudad capital se debe en gran medida a la absorción y dispersión por los aerosoles presentes en el aire urbano; esta dispersión es tan elevada que llega a ser del mismo orden que la dispersión en una atmósfera limpia (de Raleigh) según observaciones hechas en Ciudad Universitaria por Vasiliev *et al.* (1993) y Vasiliev (1995).

La abundante cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera de la ciudad de México, al dispersar y atenuar la luz solar, le da al aire urbano un aspecto turbio de coloración lechosa que se hace más notorio durante la estación lluviosa, ya que una proporción considerable del material particulado que flota en el aire está ávido de humedad y crece de tamaño. Esta condición reduce la transparencia del aire (véase Jáuregui, 1983) borrando o desdibujando del paisaje urbano, gran parte del año, la impresionante vista de los cerros y montañas que circundan la cuenca. Las pequeñas partículas (de 0.01 a 1 micra) sólidas y líquidas (aerosoles) que flotan en la atmósfera de la ciudad pueden ser originadas por combustión (vehicular o fabril) o ser producto de la erosión eólica.

Estas partículas constituyen importantes mecanismos potenciales para alterar el balance de radiación, ya que por una parte reflejan la radiación incidente del sol por lo que tienden a enfriar la capa del aire que las contiene y por otra, al absorber parte de la energía del sol tienden a calentar dicha capa (McCormick y Ludwig, 1967; Vasiliev *et al.*, 1993). Sin embargo, todavía existe incertidumbre en la comprensión de la magnitud de ambos efectos.

Charlson *et al.* (1992) y Vasiliev (1995) sugieren que el efecto neto de los aerosoles (naturales y antropogénicos) puede contribuir significativamente a un forzamiento radiativo de la atmósfera a escala local y, por tanto, a un cambio de clima.

Tabla 4. Valores medios del coeficiente de turbiedad de Angstrom y de la concentración columnar de aerosoles para tres periodos en la ciudad de México

Periodo	β	N.10 ⁹
1911-1928	0.071	0.63
1957-1962	0.147	1.30
1967-1991	0.246	12.5

Fuente: Tomado de Galindo y Muhlia, 1970 y Muhlia *et al.*, 1989.

El deterioro de la transparencia de la atmósfera de la ciudad se ha podido evaluar a partir de mediciones espectrales de la radiación solar iniciadas por Gorczynski (1926) desde 1911 (véase Galindo, 1970, 1990). El coeficiente de turbiedad de Angstrom (β) se ha incrementado en promedio desde entonces (cuando no había industria importante, y el parque vehicular era insignificante) en unas tres veces, según se aprecia en la **tabla 4** (tomada de Galindo y Muhlia, 1970; véase también Vasiliev, 1995). Los valores individuales de β observados en los últimos años para la ciudad de México oscilan entre 0.2 y 0.4 (Muhlia, 1995, com. per.) que de acuerdo con la tabla de turbiedad propuesta por Angstrom identifican a una atmósfera turbia (0.2) o muy turbia (0.4 o más). Sin embargo, en ocasiones, cuando pasa por la cuenca una masa de aire de origen polar durante la estación seca, los vientos asociados al paso frontal barren con los contaminantes y la radiación solar llega sin atenuación a la ciudad cruzando una atmósfera momentáneamente clara.

En la **tabla 4** además del coeficiente de turbiedad de Angstrom (β) que caracteriza los niveles de turbiedad del aire por aerosoles, Muhlia *et al.* (1989) han determinado la concentración de los aerosoles en una columna de 1 cm² de sección que va desde el nivel de observación hasta la tropopausa. Es evidente, de la **tabla 4**, que la población de aerosoles (principalmente de origen antropogénico, ya que a medida que creció la ciudad aumentaron las fuentes de emisión) se ha multiplicado considerablemente en las últimas décadas en la atmósfera de la capital.

7. La radiación solar y el smog

La abundante insolación (que incluye la radiación ultravioleta) en los meses de seca (noviembre-abril) origina la formación de ozono a partir de los gases llamados precursores (óxidos de nitrógeno, e hidrocarburos que salen por el escape de los vehículos) que luego son transportados por el viento en la tarde, del norte y centro de la ciudad hacia los suburbios del sur y suroeste, donde se registran usualmente los niveles más elevados de ozono. Éste ha llegado a ser el contaminante más dominante y ofensivo en todo el ámbito de la ciudad, durante los últimos años, según se aprecia en la **tabla 5**. En el periodo de 1986 a 1993 el número de días en que se rebasó la norma de este contaminante creció drásticamente hasta abarcar la mayor parte del año, especialmente en la porción centro y sur de la ciudad. Asimismo, la frecuencia de días con niveles mayores a dos veces la norma se elevó en casi todos los sectores (excepto en la región este de la ciudad).

Tabla 5. Número de días en que se rebasó la norma de ozono (100 o 0.11 ppm), entre paréntesis, el número de días en que se rebasó más del doble (200 o 0.28 ppm) por sectores en la ciudad de México

AÑO	NE	NW	CENTRO	SW	SE
1986	76 (20)	89 (1)	42 (3)	212 (20)	90 (1)
1987	32 (2)	111 (0)	205 (5)	254 (23)	140 (0)
1988	94 (2)	176 (6)	242 (6)	314 (57)	125 (0)
1989	101 (1)	160 (5)	152 (1)	279 (8)	164 (0)
1990	75 (0)	182 (16)	240 (10)	299 (70)	221 (3)
1991	214 (6)	293 (60)	299 (62)	325 (118)	297 (32)
1992	207 (8)	216 (49)	245 (39)	221 (57)	250 (13)
1993	208 (3)	223 (38)	272 (19)	242 (58)	266 (7)

Formada con datos de RAMA/SEDUE

La **figura 4** muestra la evolución horaria del ozono en un ciclo diurno y de uno de sus precursores (el NO_x). Se puede advertir que mientras el NO_x culmina a las horas llamadas "pico" (entre las 8 y las 10) cuando las emisiones vehiculares son máximas, el ozono exhibe un retraso de varias horas originado quizá por el tiempo que toma la reacción fotoquímica en llevarse a cabo. En la misma figura se nota un máximo secundario vespertino del NO_x norma (0.11 ppm), los niveles del NO_x se abaten al ocurrir la reacción fotoquímica. Conviene señalar que durante el periodo nocturno la contaminación, por estos gases, se vuelve insignificante.

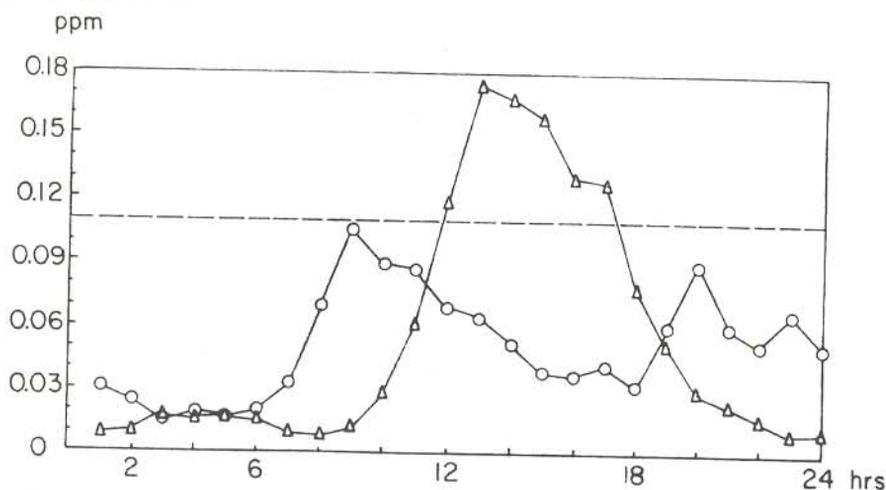


Figura 4. Evolución diurna de los óxidos de nitrógeno Δ - Δ y el ozono o-o en un día soleado 17 de enero de 1989 en la estación del Pedregal al sur de la ciudad de México. (Datos de SEDUE.)

La **figura 5** muestra la evolución del ozono comparada con la correspondiente al bióxido de azufre (SO_2) y al monóxido de carbono. Si bien el SO_2 culmina en la primera mitad del día (coincidiendo con el NO_x) el monóxido de carbono se mantiene alto en la mayor parte de las horas de luz del día, aunque por debajo de la norma (13 ppm).

Tendencia de los principales contaminantes del aire

Existen datos confiables de calidad del aire en la ciudad de México desde que se estableció la red (automática y manual) de monitoreo del aire a mediados de la década de los ochenta. Siendo las series disponibles muy cortas no es factible evaluar estadísticamente los cambios ocurridos en menos de diez años. Sin embargo, enseguida se presentan las variaciones, observadas en años recientes, de algunos contaminantes.

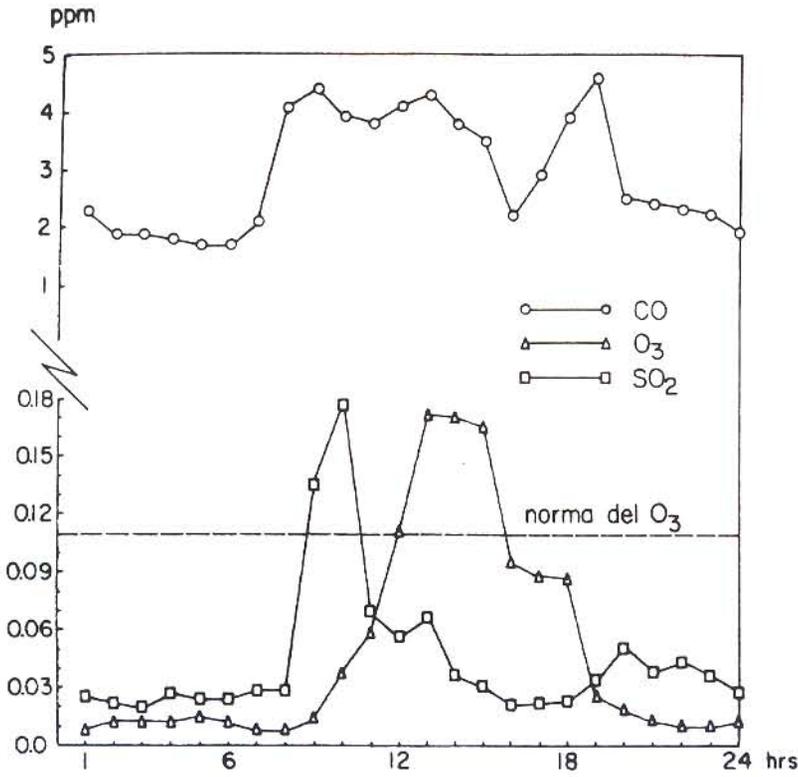


Figura 5. Variación diurna del CO, O₃ SO₂ en la estación Pedregal al sur de la ciudad de México para el 16 de enero de 1989. (Datos de SEDUE.)

El ozono

La evolución de los niveles de ozono se aprecia en la **figura 6** que comprende hasta 1993. Aun cuando los niveles medios de contaminación por ozono se han mantenido elevados (por arriba de la norma) éstos se han estabilizado durante los últimos años. Se advierte aquí la elevación marcada que ocurrió entre 1990 y 1991 cuando se cambió la calidad de la gasolina, con lo cual se produjo una generación mayor de O₃ (Bravo *et al.*, 1988).

El plomo atmosférico

Asimismo, la reducción del contenido de plomo en la gasolina tuvo un impacto notable en los niveles de plomo atmosférico a partir de 1989, como se aprecia en la **figura 7**; los

niveles de plomo atmosférico descendieron por debajo de la norma (de $1.5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ promedio de tres meses) después de 1991.

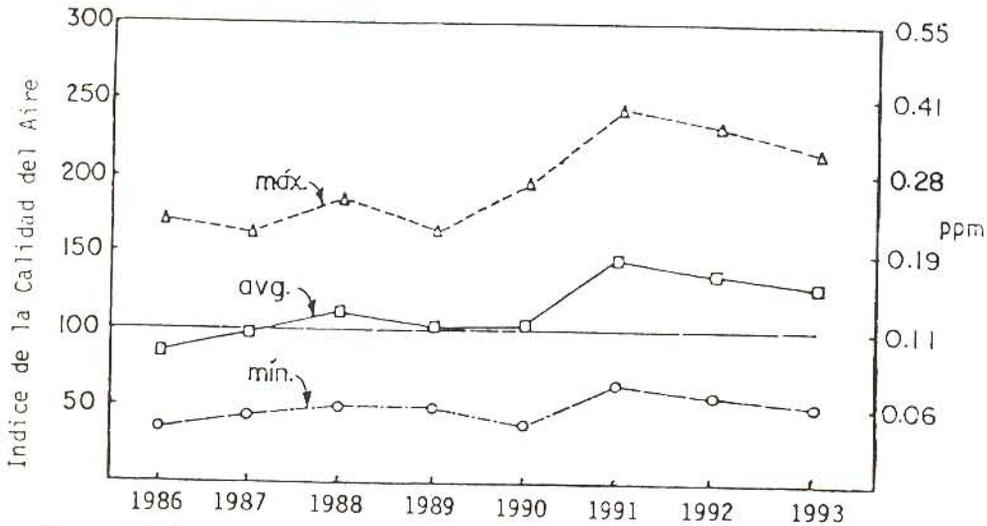


Figura 6. Valores promedio, máximo/mínimos anuales del índice de la calidad del aire en la ciudad de México (10 estaciones de muestreo). Periodo 1986-1993. (Datos de SEDUE.)

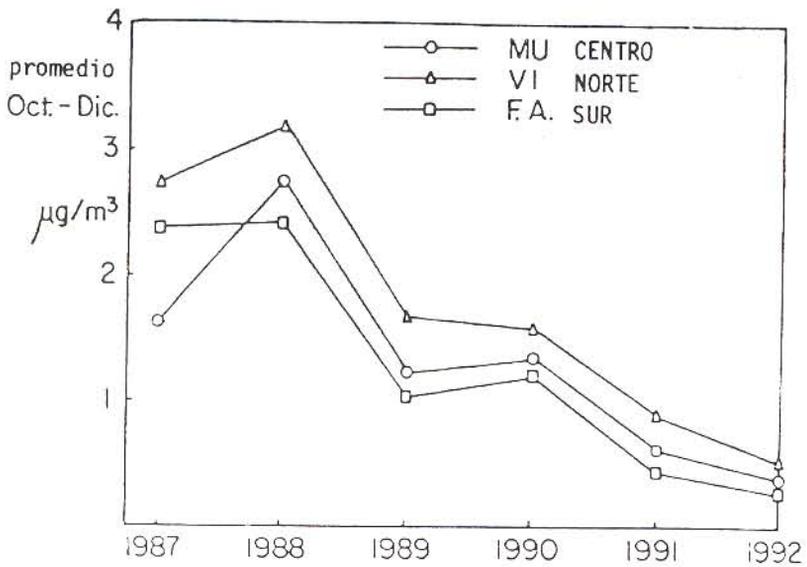


Figura 7. Evolución del plomo atmosférico en tres puntos de la ciudad de México. Periodo 1987-1992 (Cruz, 1994).

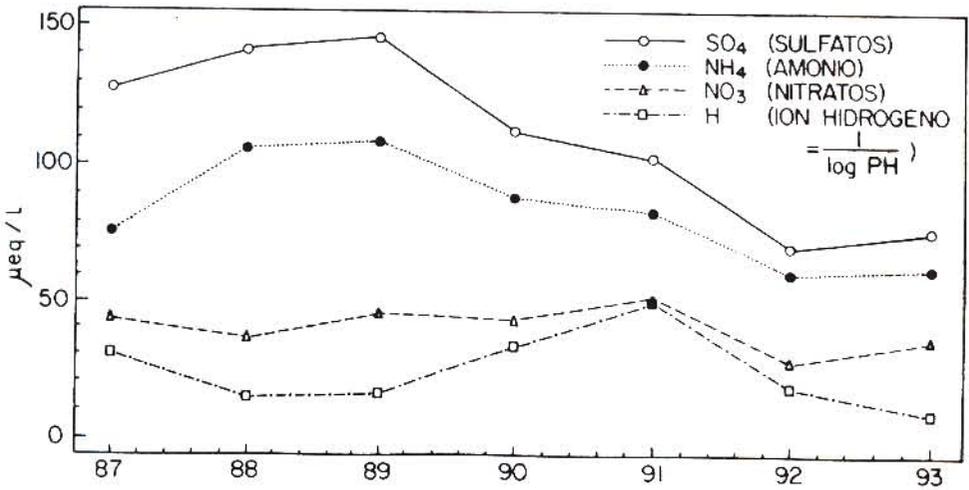


Figura 8. Tendencia de la acidez de lluvia en Ciudad Universitaria, al sur de la ciudad de México. Periodo 1987-1993. (Tomado de Báez *et al.*, 1994.)

El bióxido de azufre y la acidez de la lluvia

El bióxido de azufre ha reducido su presencia en la atmósfera de la ciudad de México a partir de acciones tomadas en años recientes, tales como el cierre de la refinera de Azcapotzalco, el cambio de combustóleo rico en azufre a gas natural, la reducción de contenido de azufre en otros combustibles como el disel. El abatimiento de los niveles de azufre se ha reflejado en una menor acidez de la lluvia observada desde Ciudad Universitaria para el periodo 1987-1993, según se aprecia en la figura 8 (tomada de Báez *et al.*, 1995).

El polvo atmosférico

Los polvos (por erosión eólica y por combustión) son un contaminante importante en el aire de la ciudad de México. En la época crítica (febrero a abril) los niveles se elevan en forma considerable, especialmente en el este y noreste de la ciudad donde se encuentran las principales fuentes de polvo (los suelos de los ex lagos de Texcoco y Chalco) (véase Jáuregui, 1970, 1989). Ahí, y durante casi todo el año, las concentraciones de polvo son comúnmente mucho mayores que la norma de salud (de 260 $\mu\text{g}/\text{m}^3$) propuesta internacionalmente por la Organización Mundial de la Salud (véanse los datos, en la

tabla 6, de la estación de Netzahualcóyotl). Como contraste, en el centro y sur de la ciudad el polvo atmosférico queda usualmente por debajo de la norma. Esto se explica porque las concentraciones de polvo decrecen con la distancia (por deposición a medida que avanza la nube polvosa sobre la ciudad), así como también porque una mayor densidad del arbolado urbano en el centro y sur de la capital captura parte de los polvos.

Tabla 6. Variación media mensual de los polvos totales en suspensión ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) en tres puntos de la ciudad de México en 1992

E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Nezahualcoyótl (este)											
763	758	1 215	676	586	379	72	341	346	451	582	863
Pedregal (sur)											
89	102	146	104	81	73	59	63	55	82	95	142
Museo (centro)											
135	166	228	155	14	129	100	118	110	146	171	260

Formada con datos de la RAMA/SEDUE.

En años recientes se aprecia una ligera tendencia del polvo atmosférico a declinar más marcadamente en el sector norte que hacia el sur, según se muestra en la **figura 9**. Esta tendencia es quizá, en parte, originada por las acciones de repastización (de unas 7 000 ha) llevadas a cabo tanto en la reserva ecológica del Plan Texcoco localizada al NE de la ciudad, como en la Alameda de Oriente. La protección de los suelos ahí, no tan solo ha abatido la frecuencia de las tormentas de polvo intensas (Middleton, 1986; Jáuregui, 1989), sino que ha propiciado un clima menos seco por la advección de humedad hacia la zona NE de la capital (Jáuregui, 1990, 1991).

8. Efecto de la urbanización sobre la intensificación de las lluvias en la ciudad de México

El proceso de urbanización reduce por una parte las fuentes naturales de vapor de agua (ya que las superficies de los elementos urbanos solo son húmedas cuando se mojan por la lluvia) pero por otra parte, la ciudad es fuente de emanaciones de vapor de agua originadas por los diversos procesos de combustión (industria, vehículos).

Las anomalías de precipitación urbana para la ciudad de México han sido descritas por el presente autor (Jáuregui, 1974; Jáuregui, 1994c). Se ha encontrado que la ubicación e intensidad de estas anomalías muestran una considerable variabilidad. Por otra parte, la persistencia del fenómeno no llega a ser tal que se detecte en los mapas de isoyetas mensuales que muestran un gradiente creciente de lluvia de NE (400 mm) a SW (1 100 mm anuales) (véase Jáuregui, 1995b).

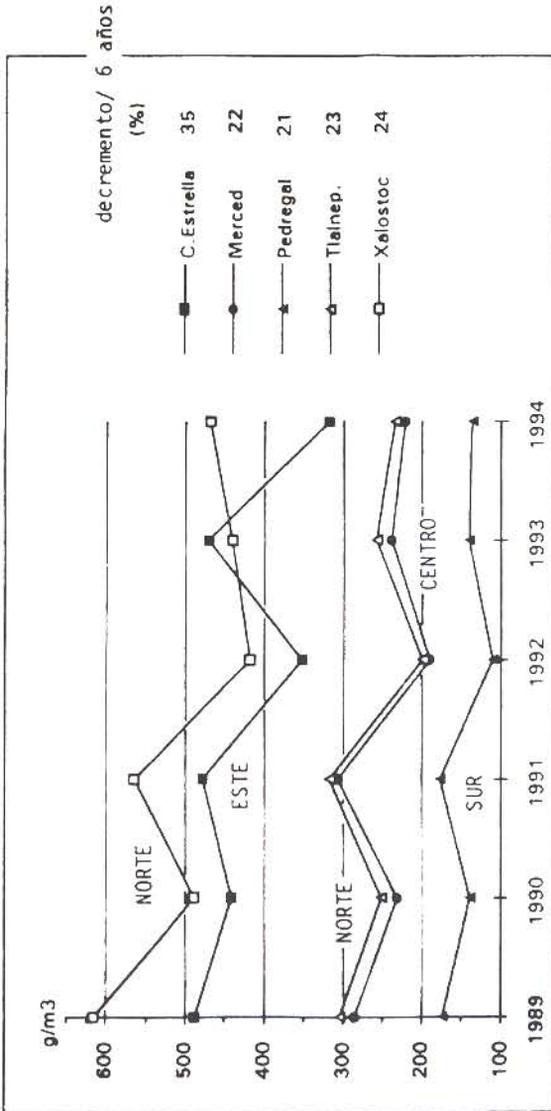


Figura 9. Variación del polvo total en suspensión (PTS) promedio de enero-abril en cinco sitios de la ciudad de México. (Datos de SEDUE.)

Sin embargo, en cada estación lluviosa se presentan señales inequívocas de la presencia de uno (o varios) máximos de intensidad de las lluvias de nubes convectivas como el que ilustra la **figura 10**, construida con datos de la red pluviométrica automática (unas 50 estaciones) de la Dirección de Operación Hidráulica del D. F. (Para detalles de la precipitación convectiva intensificada por la ciudad véase Jáuregui, 1995b.) En dicha figura se aprecia una serie de valores máximos de la precipitación ubicados dentro del área urbana y que no pueden atribuirse sino a la presencia de la ciudad, que por una parte: *a)* proporciona núcleos de condensación a la nube (s) convectiva; *b)* imprime un impulso vertical adicional a las nubes por la presencia de aire tibio (de la isla de calor); *c)* acelera el proceso convectivo por la adición de una mayor turbulencia en la capa límite urbana originada por la mayor rugosidad de la ciudad.

Las anteriores son las posibles causas que se invocan en la literatura para explicar el fenómeno de la “isla de lluvia”, que para el caso particular de la ciudad de México, ocasiona inundación o anegamiento de calles y pasos a desnivel, interrupción de la corriente eléctrica (y de semáforos) y consecuentemente da origen a embotellamientos y desarticulación del tránsito. La intensificación de las lluvias convectivas por el efecto de la creciente urbanización se refleja en un incremento gradual de las precipitaciones en las últimas décadas.

En la **figura 11** se comparan la lluvia de mayo-octubre (periodo 1941-1985) de la estación urbana de Tacubaya con la correspondiente a San Juan de Aragón, situada en los suburbios del Aeropuerto, viento arriba de los vientos dominantes. Es claro que mientras la serie pluviométrica de San Juan no muestra cambio, en la estación urbana de Tacubaya la tendencia creciente es significativa a un nivel de 0.05.

Otra forma de advertir cambios en el régimen fluvial es examinando la frecuencia de eventos extraordinarios de lluvia en un periodo largo en un sitio urbano (Tacubaya). En la **figura 12** se puede ver que los aguaceros intensos (más de 20 mm/hora) han aumentado su frecuencia de 4/década, en los cuarenta, a 20 durante la década de los ochenta. Este aumento ha sido gradual a medida que se extendió la capital.

9. El viento

El campo del viento que llega a la ciudad se altera por el arrastre que ocasiona la mayor rugosidad de la ciudad, y cuando la intensidad del viento es mayor de unos 3 m/s ocurre una desaceleración de éste por efecto de fricción a medida que cruza la ciudad. La desaceleración del viento ocasiona a su vez una convergencia ciclónica del flujo del aire superficial (y de ahí levantamiento) que durante la estación lluviosa alienta probablemente el desarrollo posterior de las nubes convectivas.

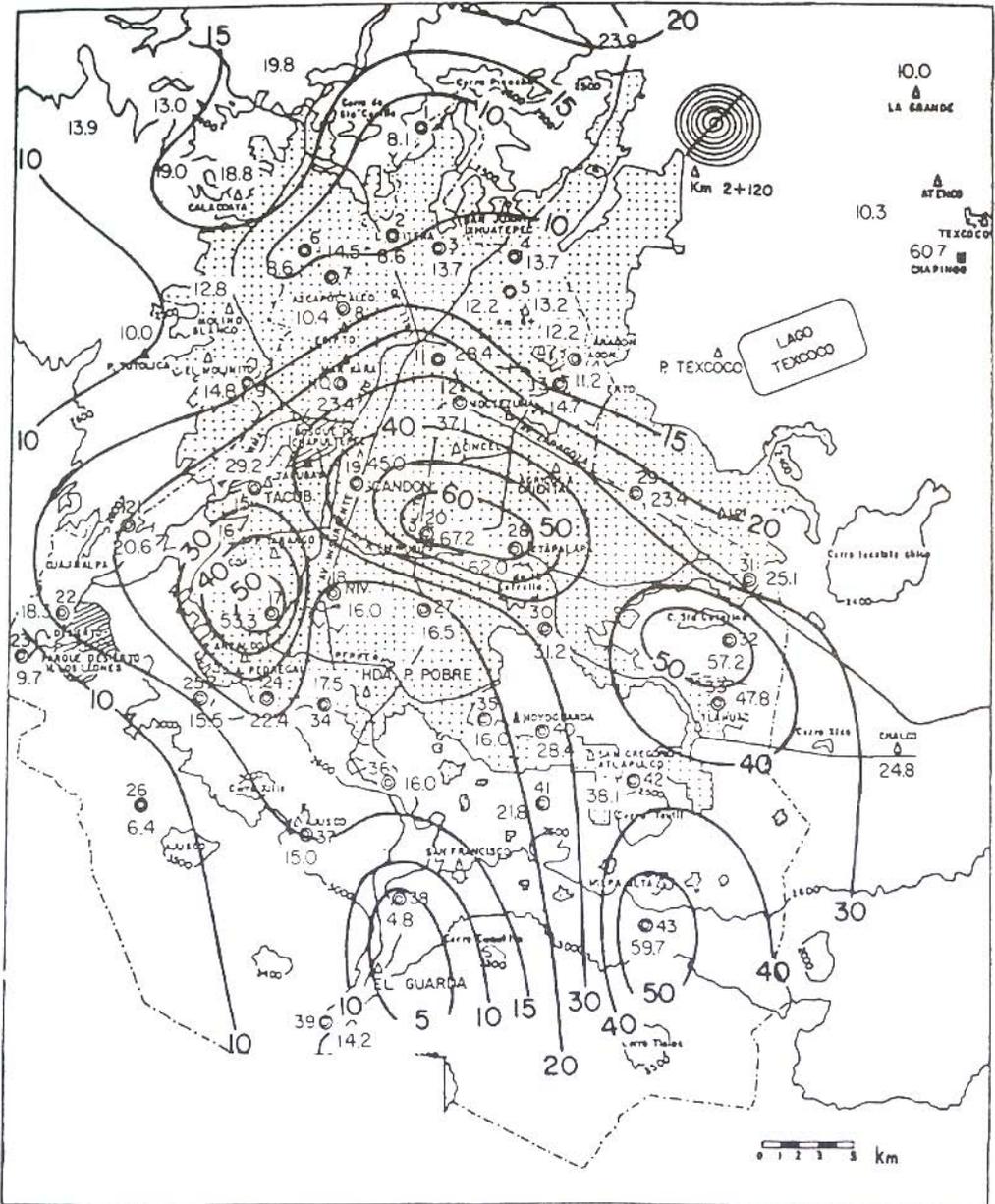


Figura 10. Distribución de la precipitación (mm/24 hr) para el día 26/27 de septiembre de 1992.

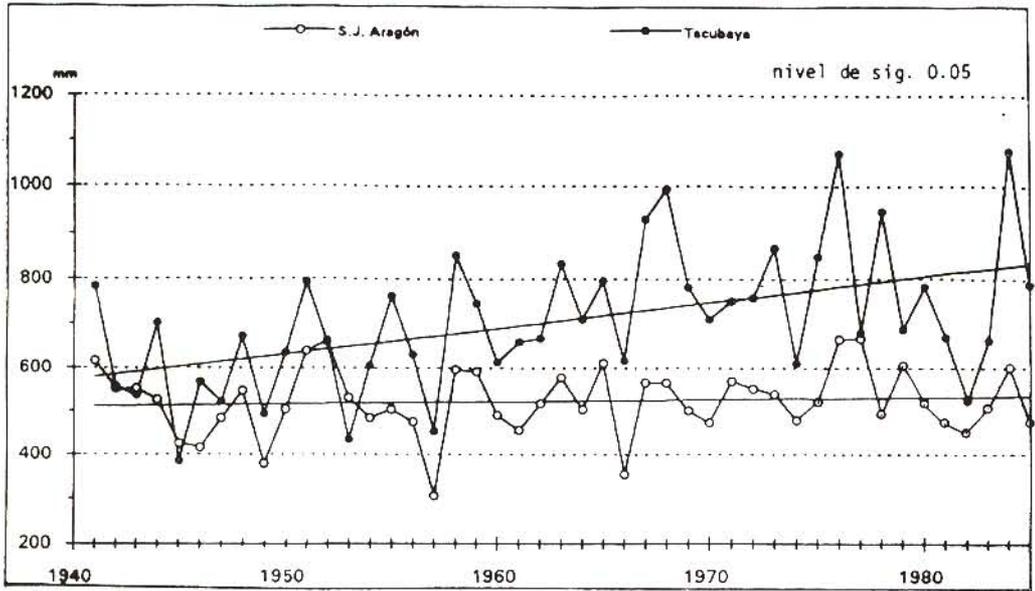


Figura 11. Tendencia de la precipitación (mayo-octubre) en Tacubaya (urbana) y S. J. Aragón (suburbana). Periodo 1941-1985. (Datos del Servicio Meteorológico Nacional.)

En la **tabla 7** (formada con datos de intensidad del viento de las dos estaciones automáticas instaladas por la sección de clima urbano del CCA) se ilustra, para un mes ventoso en que predominan las invasiones de aire de origen polar continental en la cuenca, la reducción en la intensidad de los vientos al cruzar la ciudad. Mientras mayor es la distancia recorrida por el viento dentro de la ciudad (*fetch*) y más apreciable la magnitud de las construcciones urbanas, mayor es el efecto de desaceleración. Las diferencias absolutas mayores del viento (de hasta 3 m/s) ocurren por la tarde (16 a 20 hr) cuando la intensidad de los vientos es mayor (de hasta 6 m/s en el sitio rural) en presencia de una capa de aire turbulenta relativamente inestable y profunda. Sin embargo, los mayores porcentajes de desaceleración del viento ocurren en la segunda mitad de la noche, cuando la capa de aire superficial es menos profunda y más estable por arriba del dosel urbano.

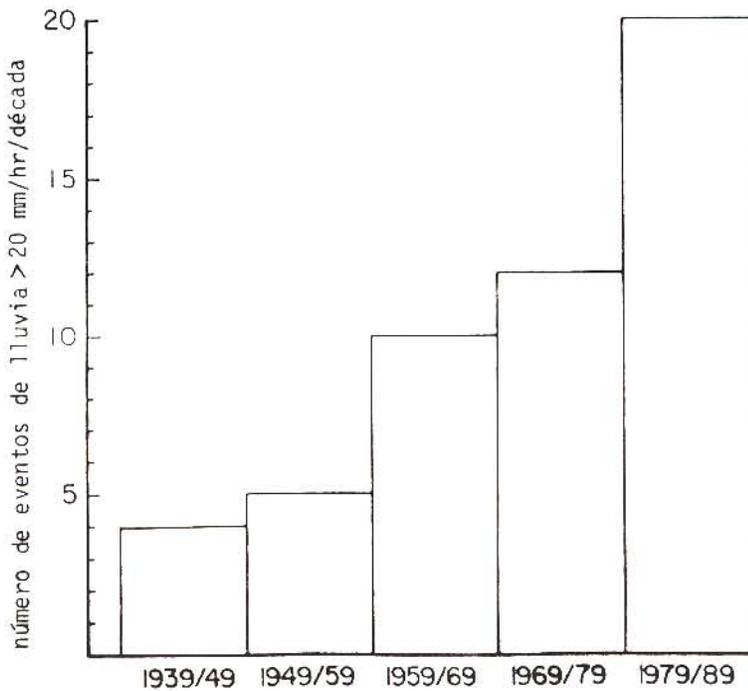


Figura 12. Frecuencia de eventos de lluvia intensa (> 20 mm/hr) en la ciudad de México en julio-septiembre. Periodo 1939-1989.

En la **tabla 7** se puede ver que los vientos en marzo, en el área central de la ciudad, son débiles (de 1 m/s) en la segunda mitad de la noche, mientras que en las horas de la tarde (cuando se requiere mayor ventilación) alcanzan hasta 3 m/s ayudando a mitigar el bochorno por las temperaturas algo elevadas (unos 26-30°) de la estación calurosa (marzo-mayo).

La **tabla 8** muestra la frecuencia del viento de la estación del Palacio de Minería para un mes de secas (marzo) y uno de lluvias (julio) y para tres horas representativas del día (6, 12 y 18). Se puede advertir que los vientos en la ciudad soplan con una componente del norte o del este por la mañana, mientras que por la tarde prevalecen del sur y poniente durante los meses secos, mientras que en la estación húmeda vienen del norte y del este todo el día. Durante las noches despejadas de los meses secos es posible detectar los vientos locales generados térmicamente por la masa de aire tibio de la ciudad; la circulación convergente de dichos vientos superficiales denominado "viento rural" es reforzada por los vientos de la montaña que convergen hacia el centro de la ciudad al amanecer (Jáuregui, 1988b).

Tabla 7. Variación media diaria de la intensidad del viento (m/s) dentro (Escuela de Minería) y fuera (Plan Texcoco) de la ciudad de México en un mes ventoso (marzo de 1993)

Hora	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
Plan Texcoco	2.5	2.2	1.9	2.0	2.1	2.7	3.2	5.3	6.2	5.1	4.1	3.0
Esc. de Minería	1.0	0.9	0.8	0.9	1.4	1.7	1.9	2.4	3.0	2.4	1.9	1.5
Dif.	1.5	1.3	1.1	1.1	0.7	1.0	1.3	2.9	3.2	2.7	2.2	1.5
%	60	59	59	55	67	37	41	55	52	53	54	50

10. Humedad del aire

En comparación con las condiciones del campo de la temperatura, son pocos los estudios que se refieren a la humedad del aire urbano. Kratzer (1956) y Chandler (1967) realizaron mediciones en ciudades de latitudes templadas. Para la ciudad de México, Jáuregui (1971) encontró que al igual que en otras latitudes la humedad relativa es menor dentro de la ciudad. Estos primeros estudios llevaron a comparar el aire de las áreas urbanas con el del desierto. Por otro lado, algunos autores (Gray y Deneke, 1978) compararon algunas ciudades (de latitudes templadas) con un bosque urbano, es decir, que si se suman todos los árboles de una ciudad, éstos son más numerosos que en el área rural circundante equivalente. Es probable que aún en las grandes ciudades del norte de México, con un clima semiárido, el arbolado sea más numeroso que el de los campos generalmente cultivados que rodean dichas áreas urbanas.

En un trabajo reciente, Jáuregui (1994b) revela que la humedad específica en la ciudad de México es usualmente mayor por la noche pero menor que el entorno rural por la tarde. El arbolado de la ciudad de México se reparte en forma desigual; es en general más denso hacia el poniente y sur de la ciudad donde los suelos son mejores, la precipitación es más abundante y la dotación de agua es suficiente. En cambio, hacia el norte y oriente, las lluvias son más escasas, los suelos son menos propicios (como las colonias populares que rodean el ex lago de Texcoco) y la dotación de agua (para todos los usos, ya no se diga para riego) es muy limitada. Estos factores adversos se reflejan en un arbolado más disperso.

Tabla 8. Frecuencia de los vientos superficiales en el Centro Histórico de la ciudad de México para tres horas del día y dos meses representativos de 1993**MARZO**

Dir.	6:00		12:00		18:00	
	Frec. %	m/s	Frec. %	m/s	Frec. %	m/s
N	17.9	0.3	7.4	1.5	11.5	2.7
NE	17.9	0.6	14.8	1.3	7.7	2.0
E	10.7	0.9	33.3	1.7	7.7	2.0
SE	7.1	0.7	29.6	1.6	3.8	1.9
S	10.7	0.7	7.4	3.2	19.2	3.3
SW	21.4	0.8	0.0		19.2	3.0
W	3.6	2.9	3.7	3.6	26.9	3.6
NW	10.7	1.6	3.7	1.7	3.8	2.7
C						

JULIO

Dir.	6:00		12:00		18:00	
	Frec. %	m/s	Frec. %	m/s	Frec. %	m/s
N	42.9	0.8	22.2	1.1	20.7	1.7
NE	14.3	0.3	25.9	1.1	20.7	3.7
E	14.3	0.9	25.9	1.5	20.7	2.5
SE	4.8	1.7	3.7	1.4	6.9	2.2
S	0.0		11.1	2.0	10.3	2.0
SW	4.8	0.3	0.0		3.4	3.5
W	0.0		3.7	1.5	10.3	1.5
NW	19.0	1.2	7.4	1.3	6.9	1.8
C						

A finales de los ochenta las áreas verdes (parques, camellones) tenían una extensión de 2 128 ha (Guevara, y Moreno, 1986) mientras que la zona conurbada de la capital sólo contaba con un mínimo de jardines y parques. En su conjunto, la ciudad contaba con 2.5 m² de área verde por habitante. Si se agregan las 1 523 ha de tres parques nacionales urbanos que se encuentran rodeados de tejido urbano (Cerro de la Estrella, Cerro Tepeyac y Fuentes Brotantes) entonces el porcentaje sube a 4.3 m²/hab. que de cualquier modo resulta muy bajo en comparación con el correspondiente a grandes ciudades de latitudes templadas. Por ejemplo, Los Angeles, Vancouver o París, que cuentan con más de 15 m²/hab.

A medida que creció la ciudad de México ha visto disminuida proporcionalmente, en décadas recientes, sus áreas verdes, según se aprecia en la **tabla 9**.

Tabla 9. Razón de cambio de las áreas verdes de la ciudad de México y su conurbación. Periodo 1950-1980 (según Lavin, 1983)

Uso de suelo	Área relativa (%)		
	1950	1980	Cambio/década %
Parques y espacios públicos	13.1	8.3	- 1.6
Lotes baldíos	8.1	3.2	- 1.6
Campos agrícolas/pastorales	21.2	2.3	- 6.3
Total	42.4	13.8	- 9.6

Esta situación se ha debido, principalmente, a la falta de planeación de áreas verdes en los municipios conurbados del norte y oriente de la ciudad (por ejemplo, en Netzahualcóyotl, Ciudad Azteca, Chalco, Tláhuac, etc.).

Como ya se dijo, las áreas verdes actúan como filtro para polvos y gases que flotan en el aire urbano. Además de su función recreativa son sumideros del calor sensible (Q_H) del aire urbano. En consecuencia, si se ubican en las áreas del centro donde es más intenso el fenómeno de la isla de calor (**figura 1**) tenderán a atenuar el efecto adverso de dicho fenómeno en la estación calurosa.

Aun cuando se ha encontrado que la humedad específica es ligeramente mayor por la noche en la ciudad capital (Jáuregui, 1994a), la humedad relativa es consistentemente menor (un 10%) dentro de la ciudad (Escuela de Minería) respecto al entorno rural (Plan Texcoco) según se advierte en la **figura 13** para un periodo de 30 días de la época de lluvias. Este resultado es normal en áreas urbanas ya que por lo general las fuentes de humedad se limitan a parques y jardines y, en proporción tal vez menor, a los procesos de combustión.

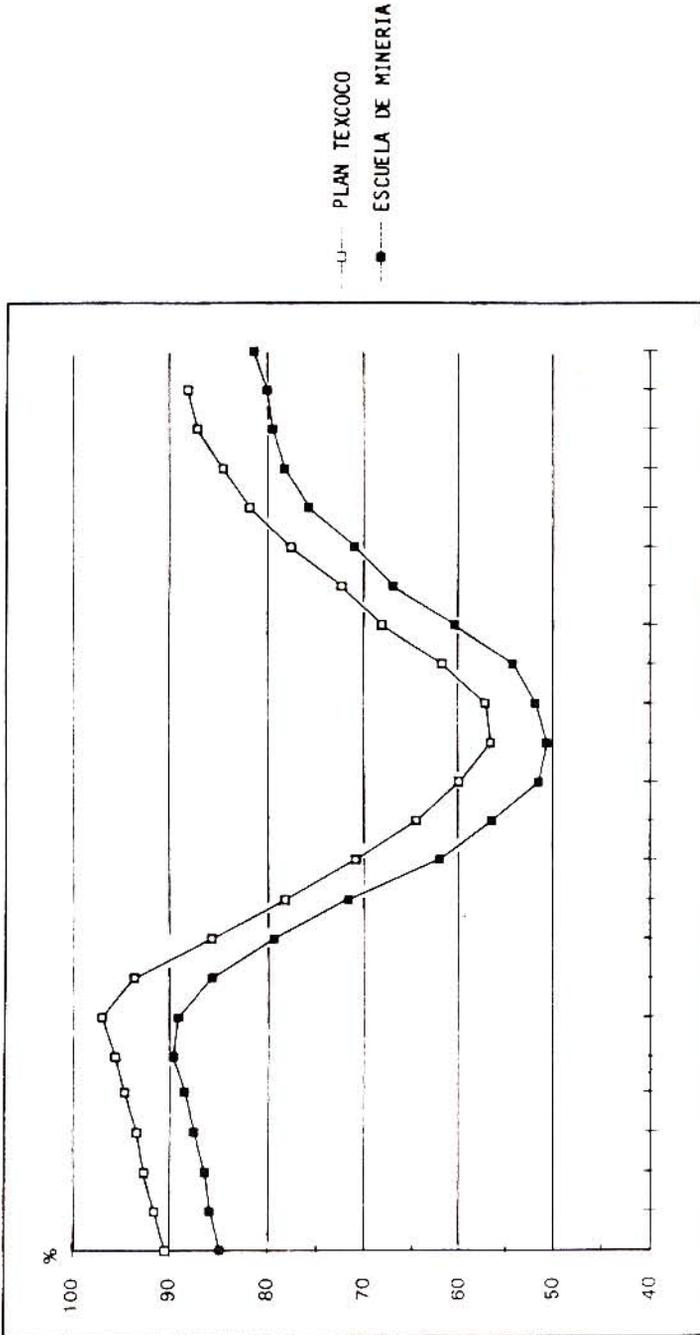


Figura 13. Variación media diaria de la humedad relativa en Escuela de Minería (urbana) y Plan Texcoco (rural). Periodo 13 junio-13 de julio de 1993.

La **figura 14a** muestra la variación de la humedad relativa anual en Tacubaya para el periodo 1961-1993. Aun cuando no se aprecia ninguna tendencia para el periodo, la humedad relativa media anual presenta una declinación apreciable a partir de mediados de los setenta (significativa al 0.025) (**Figura 14b**).

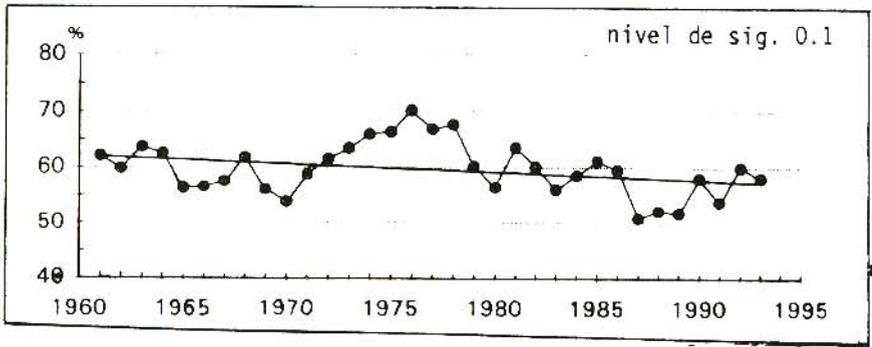


Figura 14a. Variación de la humedad relativa media anual en Tacubaya. Periodo 1961-1993. (Datos del Servicio Meteorológico Nacional.)

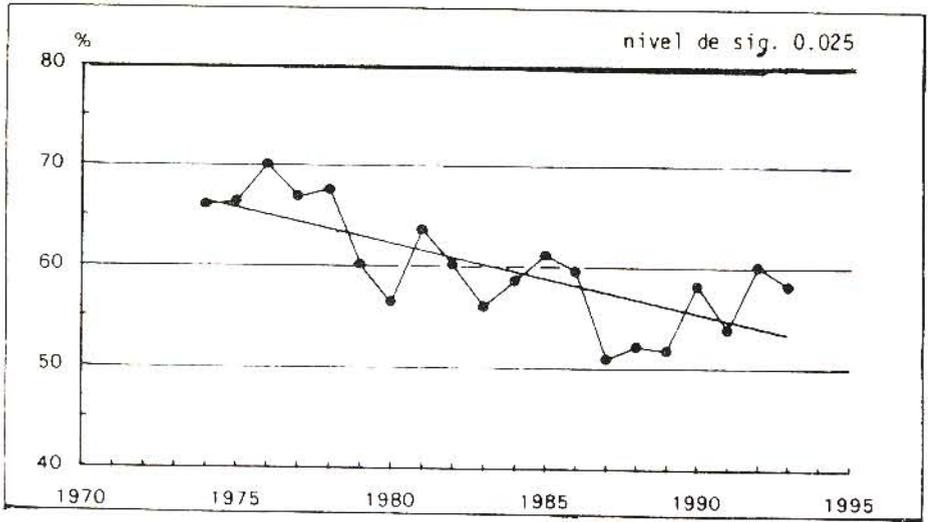


Figura 14b. Variación de la humedad relativa media anual en Tacubaya, Periodo 1974-1993. (Datos del Servicio Meteorológico Nacional.)

La **tabla 10** muestra los cambios observados en la tensión del vapor de agua media mensual del aire urbano en Tacubaya en el transcurso de medio siglo. Si bien estos cambios en el contenido de vapor de agua en unos casos son positivos (como en marzo y abril) en otros

meses resultan en decremento. En el balance del año, el contenido de vapor de agua no ha variado sensiblemente en el periodo 1930-1980, en que la ciudad experimentó su mayor desarrollo. De lo anterior se desprende que aun cuando las áreas verdes urbanas han decrecido proporcionalmente en las últimas décadas, la humedad ambiente no ha sufrido aún cambios significativos. Sin embargo, sería muy deseable que dichas áreas verdes se incrementaran, no solo en los nuevos asentamientos de los municipios conurbados al norte y oriente donde es evidente su escasez, sino también en las delegaciones del Distrito Federal con alto índice de urbanización, para al menos alcanzar la meta mínima de $9 \text{ m}^2/\text{hab.}$ recomendada por la Organización Mundial de la Salud.

Tabla 10. Tensión del vapor de agua (mb) en Tacubaya en 1930 y 1980

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1930	8.0	7.2	6.8	7.5	11.2	13.3	12.9	12.3	12.1	13.0	10.4	9.1
1980	7.7	7.4	8.0	9.1	11.4	11.3	12.1	13.4	13.1	11.4	9.3	7.6
	-0.3	+0.2	+1.2	+1.6	+0.2	-2.0	-0.8	+1.1	+1.0	-1.6	-1.1	-1.5
dif.	4	3	18	21	2	-2	-6	+9	8	-12	-11	-17
%												

Datos del Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

11. El bioclima humano de la ciudad

La bioclimatología humana estudia la influencia que los principales factores meteorológicos tienen sobre el organismo humano. Esta influencia puede ser fisiológica (sudoración, escalofrío, etc.) y síquica (depresión, alegría, etc.). Aquí, por razones de espacio, se hará una breve referencia a una valuación del bioclima de la ciudad de México (véase Jáuregui, 1995) utilizando el concepto de temperatura resultante (*T. R.*) el cual tiene en consideración solo los efectos combinados, sobre el cuerpo humano, de la temperatura del aire y el contenido de humedad ambiente, quedando fuera de este esquema los factores de la radiación y la ventilación (véase Jáuregui, 1995). Missenard (1959) ha propuesto una ecuación empírica para relacionar el efecto conjunto de la temperatura y la humedad sobre la fisiología humana. Ésta es:

$$T. R. = T - 0.4(T - 10)(1 - HR)$$

donde:

- T. R.* temperatura resultante (°C)
- T* temperatura del aire (°C)
- HR* humedad relativa (°C)

La relación anterior es válida para personas aclimatadas que realizan trabajo sedentario intramuros, en un ambiente natural ventilado y vestidas normalmente. Como es fácil darse cuenta, el esquema de Missenard, si bien tiene la ventaja respecto a otros enfoques, de utilizar datos climatológicos usualmente disponibles, presenta limitaciones considerables desde el punto de vista conceptual ya que no se basa en la noción del balance energético del cuerpo humano. La ecuación de Missenard, como otros enfoques semejantes, consiste en calcular un índice climático correlacionándolo con sensaciones humanas o reacciones fisiológicas (para una revisión de los métodos usados en biometeorología véase Taesler, 1987).

El concepto de temperatura resultante junto con otros enfoques semejantes (índice de incomodidad (Thom, 1957; Tannembaum *et al.*, 1961; Kawamura, 1965), humidex, (Thomas, 1965) aun cuando todas sus limitantes constituyen una primera aproximación al problema de la evaluación del bioclima humano. En la **tabla 11** aparecen los resultados de la aplicación del concepto de temperatura resultante (T. R.) para diversos rumbos de la ciudad. Estas estimaciones corresponden a ambientes intramuros y en condiciones ideales: p. ej. balance radiativo del entorno (muros, techo, paredes) con las personas realizando trabajo sedentario, además de una ventilación natural en el recinto. En el mundo real, a los valores de la **tabla 11** habría que considerar también, cuando se trata de un peatón deambulando por la calle, la carga adicional de radiación (solar directa y de banquetas, pavimento, muros, así como de vehículos) aliviada quizá por el efecto de una mayor ventilación prevaleciente en la calle.

El efecto de la isla de calor aunado a la radiación solar directa tanto de paredes como de pavimentos en los meses calurosos (de marzo a mayo) da por resultado una mayor frecuencia de incomodidad ambiental por la elevada carga de calor sobre el peatón, aun cuando éste vaya vestido con ropa adecuada (ligera y de colores claros) que refleja en parte la radiación en las horas del mediodía. A esta carga habría que agregar el impacto todavía más considerable que reciben los habitantes de la capital por los elevados niveles de contaminación atmosférica, principalmente por el ozono durante las horas del mediodía y por la tarde.

En general, se puede decir que el bioclima de la ciudad de México es benigno, aun con las alteraciones descritas aquí brevemente, excepto, desde luego, el deterioro de la calidad del aire, y sigue siendo uno de los bioclimas que se aproximan más a las condiciones ideales de *confort* humano, ya que rara vez se experimentan ambientes de bochorno (carga moderada de calor) o en el otro extremo, ambientes muy fríos. Por otra parte, las noches son, en general, frescas o frías (162 noches/año en el S), con días frescos o neutros (dentro de la zona de *confort*) como se aprecia en la **tabla 11**, que muestra las condiciones bioclimáticas en varias zonas de la ciudad utilizando el concepto de temperatura resultante (T. R.). El efecto de la isla de calor es evidente en la zona centro y norte que debiendo tener

(por efecto del clima regional) días de ambiente fresco (-1) registran el mayor número de días con ambiente neutro (0). El único sector de la ciudad donde se experimenta en promedio una ligera carga de calor es en el centro (Minería y Tacuba) y oriente de la ciudad (Aeropuerto).

Tabla 11. Condiciones bioclimáticas en varias zonas de la ciudad de México estimadas por la temperatura resultante $T. R. = T - 0.4 (T - 10)$ (1-HR)

	muy frío (-3) < 5°		frío (-2) 5-14.9°		fresco (-1) 15-18°		neutro (0) 18.1-21°		cálido (+1) 21.1-24°		
	N	D	N	D	N	D	N	D	N	D	
Noroeste											
Arboledas	33	15	145	61	5	89	0	18	0	0	
Noreste											
Xalostoc	0	0	152	56	30	84	0	42	0	0	
Este											
Aeropuerto	3	0	124	30	56	58	0	84	0	10	
Oeste											
Tacubaya	0	0	144	38	36	66	3	79	0	0	
Suroeste											
Pedregal	0	0	162	83	20	84	0	15	0	0	
Sureste											
Xochimilco	21	3	154	53	8	99	0	28	0	0	
Centro											
Esc. Minería	0	0	119	35	56	64	8	78	0	5	
Tacuba	0	0	147	43	28	99	5	30	3	10	
Promedio en la cd.											
noches/año	7		148		31		2		0		
días/año		2		52		84		48		3	

HR - humedad relativa; T - temperatura del aire °C (según Missenard, 1959); número de días (D) y noches (N) en el año (1990) con diversos ambientes bioclimáticos

Formada con datos del SMN, RAMA/SEDUE y CCA/UNAM

12. Consideraciones finales

En este trabajo se ha intentado dar una visión somera de las principales modificaciones que ha experimentado el clima de la ciudad de México originadas por la urbanización. Se ha ilustrado cómo la temperatura del aire urbano se ha elevado a un ritmo que es más de tres veces mayor que el calentamiento global atribuido al efecto de invernadero, en un intento por subrayar la importancia que tienen también los cambios de clima a la escala local y su impacto sobre la población. Si bien algunos factores del clima han sufrido pequeños cambios, como la humedad atmosférica y la intensidad del viento, otras variables como la radiación solar y la precipitación muestran señales de modificación más marcada. Pero sin duda la componente más alterada del clima urbano en las últimas décadas ha sido la calidad del aire que ha ejercido un efecto notable en la radiación solar incidente en la ciudad, en la transparencia del aire urbano y en el impacto en la salud de la población. Si bien algunos contaminantes muestran tendencias a bajar (p. ej. el plomo atmosférico y el bióxido de azufre) otros se mantienen elevados (el ozono y sus precursores) por arriba de la norma de salud. Aun cuando los polvos totales en suspensión acusan una tendencia decreciente (sobre todo en la zona industrial y en el este) el periodo de observación es todavía corto para decidir sobre la significancia de esta tendencia. Si como se ha visto en este trabajo el fenómeno de la isla de calor de la ciudad de México y otras alteraciones del clima guardan una relación estrecha con la extensión del tejido urbano, que a su vez es función del desarrollo poblacional, es evidente que la creciente migración hacia la capital acentúa dichas modificaciones climáticas.

De prevalecer la baja en la tasa de crecimiento de la población de la capital observada en la última década, quizá todavía sea tiempo de llevar a cabo una mejor planeación de los 700 km² de área urbana que se estima (Garza, 1987) será necesario construir en el entorno de la ciudad en los próximos 15 años, es decir, hacia el año 2010: para alojar el incremento de población urbana. Es de esperar que este crecimiento de área urbanizada se realice en tal forma que tenga un impacto menor en el clima de la ciudad y en general en el equilibrio ecológico de la cuenca.

Reconocimiento

El autor agradece al Servicio Meteorológico Nacional, a la RAMA del Departamento del D. F. por la información proporcionada, a A. Estrada por los dibujos, a E. Luyando por las gráficas en computadora, al Depto. de Instrumentación Meteorológica (V. Zarraluqui, M. García, J. Escalante y W. Gutiérrez) por la calibración y mantenimiento de las estaciones automáticas de Minería y Plan Texcoco, y a G. Zárraga por el trabajo estenográfico.

Referencias

- Bahl, H. D. y B. Padmanabhamurty (1979), Heat island studies at Delhi, *Mausam*, 30, pp. 119-122.
- Baez, A. P., R. Belmont y H. Padilla (1995), Chemical composition of precipitation at two sampling sites in Mexico: a seven-year study, *Atmos. Environment* (en prensa).
- Bravo, H., F. Perrin, R. Sosa y R. Torres (1988), Incremento de la contaminación atmosférica en la Ciudad de México, *Ingeniería Ambiental*, vol. 1, pp. 7-14.
- Cleugh, H. y T. R. Oke (1986), Suburban-rural energy balance comparisons in summer in Vancouver B. C., *Boundary Layer Meteor.*, 36, pp. 351-369.
- COGRUPE (1993), Informe de la Coordinación General de Reordenación Urbana y Protección Ecológica del Departamento del Distrito Federal.
- Cruz, J. L. (1994), Distribución espacio-temporal de los niveles de plomo atmosférico en la Ciudad de México 1984-1992, Fac. de Estudios Superiores Zaragoza (tesis de licenciatura), UNAM, México.
- Chandler, T. (1962), London's urban climate, *Geogr. Journal*, 128, 2.
- Chandler, T. (1967), Absolute and relative humidities in towns, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 48, 6, pp. 394-399.
- Charlson, J., S. Schartz, J. Hales, R. Cess, J. Coakley, J. Hansen y J. Hofmann (1992), Climate forcing by antropogenic aerosols, *Science*, 225, pp. 423-430.
- Duckworth, F. y J. Sandberg (1954), The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*; 35, pp. 198-207.
- Galindo, I. y A. Mulhia (1970), Contribution to the turbidity problem in Mexico City, *Arch. Met. Geophys. Biokl. Ser. B*, 18, pp. 169-186.
- Galindo, I. (1990), Aspectos físicos de la contaminación del aire - implicaciones en la salud, *Ciencias*, 41, pp. 163-175.
- Galindo, I. (1992), Cambios climáticos regionales como componentes del cambio climático global, *Ciencia*, 43, pp. 21-28.
- Garza, G. (1987), El futuro de la ciudad de México, megalópolis emergente, en Atlas de la Ciudad de México, p. 419.
- Gorszinsky, L. (1926), Radiación solar en Tacubaya desde 1911, Folletos No. 1-4 y número especial 1926-32.

- Grey, G. W. y F. Deneke (1978), *Urban Forestry*, John Wiley, Nueva York.
- Guevara, S. y P. Moreno (1986), Áreas verdes de la zona metropolitana de la ciudad de México, en Atlas de la Ciudad de México, DDF y Colegio de México, pp. 231-235.
- Howard, L. (1833), *Climate of London*, Harvey and Darton, Londres.
- Jáuregui, E. (1965), Mesomicroclima y bioclima del valle de México, vol. I, Instituto de Geografía, UNAM, pp. 99-123.
- Jáuregui, E. (1970), La erosión eólica en los suelos del ex lago de Texcoco, *Ingeniería Hidráulica en México*, 25(2), pp. 103-118.
- Jáuregui, E. (1971), *Mesoclima de la ciudad de México*, Instituto de Geografía, UNAM, Imprenta Universitaria, 87 pp.
- Jáuregui, E. (1974), La isla de lluvia de la ciudad de México, *Revista de Recursos Hidráulicos*, vol. 3(2), pp. 138-151.
- Jáuregui, E. (1975), Microclima del Bosque de Chapultepec, *Boletín*, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 63-72.
- Jáuregui, E. (1983), Variaciones de largo periodo de la visibilidad en la Ciudad de México, *Geofísica Internacional*, 22(3), pp. 251-275.
- Jáuregui, E. (1986), The urban climate of Mexico City, *Memoria de la Conferencia Técnica sobre Clima Urbano*, Organización Meteorológica Mundial WMO 652, pp. 63-86.
- Jáuregui, E. (1988a), Efectos del clima urbano sobre los niveles de contaminantes en la ciudad de México, *Geografía y Desarrollo*, vol. 1, núm. 2, pp. 37-44.
- Jáuregui, E. (1988b), Local wind and air pollution interaction in the Mexico Basin, *Atmósfera*, 1, pp. 131-140.
- Jáuregui, E. (1989), The dust storms of Mexico City, *International Journal of Climatology*, 9, pp. 169-180.
- Jáuregui, E. (1990/1991), Effects of revegetation and new water bodies on the climate of northeast Mexico City, *Energy and Buildings*, 15-16, pp. 447-455.
- Jáuregui, E. (1993), La isla de calor urbano a fines del siglo XIX. *Investigaciones Geográficas Boletín*, núm. 26, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 31-39.
- Jáuregui, E. (1994a), Overview of Urban Climate in Tropical/Subtropical Areas 1981-1991, en *Abstracts of the Tech. Conf. on Tropical Urban Climates*, Dacca, WCASP-30/WMO/TD 647, Organización Meteorológica Mundial, Ginebra.

- Jáuregui, E. (1994b), Areal and temporal humidity variation in Mexico City, en *Memorias Commission of Climatology*, IGU, Brno., Rep. Checa, pp. 287-292.
- Jáuregui, E. (1994c), Urban effects on convective precipitation in Mexico City, en *Book of Abstracts*, Ass. Amer. Geogr. 90th Meeting, S. Francisco, 29 Mar.
- Jáuregui, E. (1995a), Aspects of day-time urban heat island development in Mexico City, en *Proceedings Int. Symposium on Environment and Biometeorology*, Beijing, July 22-24, 1995.
- Jáuregui, E. (1995b), Urban-induced convective precipitation in Mexico City, sometido a *Urban Atmosphere*.
- Jáuregui, E. (1995c), An approach to the assessment of human bioclimate of Mexico City, *Int. J. of Biometeorology* (en prensa).
- Kawamura, R. (1965), "Distribution of discomfort Index in Japan", *J. Meteor. Res.* 17(7), pp. 460-466.
- Kratzer, A. (1956), *Das Stadtklima*, F. Vieweg and Sohn, Braunschweig, 143 pp.
- Lavin, M. (1983), Cambios en las áreas verdes de la ciudad de México 1940-1980, Informe Técnico, Instituto de Ecología.
- McCormick, R. y J. Ludwig (1967), "Climate modification by atmospheric aerosols", *Science*, 156, pp. 1358-1359.
- Middleton, N. J. (1986), The geography of dust storms, Ph. D. Thesis, University of Oxford, 591 pp.
- Missenard, A. (1959), "On thermally equivalent environments", *J. Inst. Heat Vent. Eng.* 27, pp. 22-28.
- Mitchel, M. (1987), Climatic variation instrumental data, *Encyclopedia of climatology*, J. Oliver y R. Fairbridge (eds.), pp. 323-327.
- Mulhia, A., A. Leyva y J. L. Bravo (1989), "Actinometric method for determination of the total number of aerosol particles in the vertical atmospheric column", *Geofísica Internacional*, vol. 28-1, pp. 47-71.
- Negrete, M. A., B. Graizbord y C. Ruiz (1993), Población, espacio y medio ambiente en la Zona Metropolitana de la Ciudad de México, Serie Cuadernos, núm. 2, LEAD-México, CEDDU, Colegio de México, México.
- Oke, T. R. (1979), Review of urban climatology WMO, Tech. Note No. 169, 100 pp.
- Oke, T. R., G. Johnson, D. Steyn e I. Watson (1991), Simulation of urban heat island at night, Part 2: diagnosis and causation, *Bound, Layer Meteorol.*, 56, pp. 339-358.

- Oke, T. R., G. Zeuner y E. Jáuregui (1992), "The surface energy balance in Mexico City", *Atmos. Environment*, 26B, 4, pp. 433-444.
- Oke, T. R. (1993), Global Change and Urban Climates, in *Proceed. 13th Int. Congress Biometer.*, 12-18 Sept., Calgary, Canadá, pp. 123-134.
- OMM (1986), *Proceedings of the Technical Conference on Urban Climatology in Tropical Areas*, WMO, no. 652, Oke, T. R. (ed.), 533 pp.
- Peterson, J. y E. Flowers (1974), Urban-rural solar radiation and aerosol measurements in St. Louis and Los Angeles, *Preprints Symp. Atmos. Diffusion and Air Pollution*, Sta. Barbara, Amer. Meteor. Soc., Boston, pp. 129-132.
- Renou, E. (1855), Instructions meteorologiques, *Annuaire Soc. Meteorol. de France*, 3, 1, pp. 73-160.
- Sham, S. (1973), The urban heat island of Kuala Lumpur, *Sains Malaysiana*, 2, pp. 53-64.
- Sekihara, K. (1973), "Some aspects of radiation climate of Tokyo", *J. Meteorol. Soc. Japan*, 51, pp. 119-132.
- Taesler, R. (1987), "Climate characteristics and human health", en *Proceed. Symposium in Leningrad on Climate and Human Health*, WCPA, WCAP-1, vol. 119.
- Tannenbaum, J., E. Sohar, R. Adar y T. Gilat (1961), The physiological significance of the cumulative discomfort index, *Harefuah, J. Med. Ass. Israel*, 60, 10, pp. 315-319.
- Thom, E. C. (1957), "A new concept for cooling degree days", *Air. Condit. Heat and Ventil.*, 54, 6, pp. 73-80.
- Thomas, M. K. (1965), Humidex at Toronto, Met. Branch Canada CDS No. 16-65.
- Vasiliev, O., L. Ivlev, A. Mulhia, A. Leyva, y R. Peralta (1993), "Influence of aerosol on radiative transfer in a polluted atmosphere", en *Proceed. International Rad. Symp. IRS'92*, Tallinn, Estonia.
- Vasiliev, O. (1995), "Influence of aerosols on radiative transfer in a polluted atmosphere", en *Memorias, Taller sobre Cambio Climático*, Univ. de Puebla, Puebla.
- World Urbanization Prospects, U. N. Publication, 1992.