

01084



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MEXICO

Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

“Sobre mediciones y parametrizaciones del balance energético
y la estabilidad atmosférica en la ciudad de México”

Tesis que para obtener el grado de

Doctor en Geografía

Presenta:

M.C. Adalberto Tejeda Martínez

Director de Tesis
Dr. Ernesto Jáuregui

México, D.F.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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 está 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.

On measurements and parametrizations of urban atmospheric energy balance and stability in Mexico City

Adalberto Tejeda Martínez
Thesis of Geography Doctor

Abstract

In basis on a for the last 30 years bibliographic review of the climatology of Mexico City, it can see that the physical climatology point of view has been very little used. Because, in this thesis three aspects of the atmospheric physics are analysed.

To first, the results of five sets of atmospheric energy balance measurements are discussed. They were made in suburban and urban places of Mexico City and on a down-wind rural point. The conclusion is that it is possible the parameterization of the net radiation as a function of the global radiation (for diurnal period) or the dry bulb temperature (nocturnal period).

In other side, when a energy balance component (turbulent heat flux, latent heat of evaporation, soil heat flux or storage heat) is relative high, it is possible to evaluate it only as a function of net radiation. For a best understanding of the energy balance results, here it is proposed a method for urban land use tipification.

A third aspect of this thesis is a comparison between two alternative methods (in basis on solar radiation or cloudiness, wind speed and wind direction) for vertical atmospheric stability characterization, and the original Pasquill method¹ (in basis on the vertical thermal lapse-rate). It can see that the alternative methods are not coincidet with the Pasquill method in more or less 50% of the casses on a rural site near Mexico City.

In the topics here presented, discussions about the instrumental aspects are included.

¹ Pasquill, F. (1961). The estimation of the dispersion of windborne *Meteor. Mag.*, 90:33-49.

“Sobre mediciones y parametrizaciones del balance energético y la estabilidad atmosférica en la ciudad de México”

Tesis que para obtener el grado de Doctor en Geografía presenta:

Adalberto Tejeda Martínez

Resumen

A partir de una revisión bibliográfica de la climatología del Valle de México en los últimos 30 años, se demuestra que el enfoque menos utilizado ha sido el de la climatología física, por lo que en esta tesis se analizan dos aspectos de la física atmosférica:

Primero se discuten los resultados de cinco campañas de mediciones del balance energético atmosféricos realizadas en áreas suburbanas y urbanas de la ciudad de México y en un punto rural viento abajo, entre 1992 y 1995. Se muestra que es posible postular ecuaciones empíricas para estimar la radiación neta en función de la radiación global o de la temperatura ambiente. También se observa que cada una de las componentes del balance energético (calor sensible turbulento, latente de evaporación o almacenado en la cobertura urbana o en el suelo) puede escribirse sólo en términos de la radiación neta, siempre y cuando en esa zona de la ciudad la magnitud de esa componente sea significativa.

En este sentido, se propone un método de tipificación de usos del suelo urbano para mejor comprensión de los resultados del balance energético.

Por otra parte, se comparan dos métodos alternos al propuesto por Pasquill¹ (a partir de la variación térmica vertical) para estimar la estabilidad atmosférica en el exlago de Texcoco (basados en la radiación solar y el viento) Se demuestra que para el oriente de la ciudad los métodos alternos fallan en el 50% de los casos.

En la discusión de ambos puntos se hace énfasis en las dificultades metodológicas y se describe la instrumentación usada en cada campaña de mediciones, pues las conclusiones sobre el comportamiento de estos fenómenos están íntimamente ligadas con las técnicas de medición empleadas.

¹ Pasquill, F. (1961). The estimation of the dispersion of windborne Meteor. Mag., 90:33-49.

*A la memoria de mi tío y protector,
el profesor Efrén Martínez Marín*

Esta tesis no hubiera sido posible sin el apoyo del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM, la Facultad de Instrumentación Electrónica (y Ciencias Atmosféricas) de la Universidad Veracruzana, el CONACYT mediante el proyecto 0521-T9109, y el Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE).

Igualmente reconozco la invaluable dedicación del Dr. Ernesto Jáuregui -mi tutor académico- y el apoyo en cuestiones instrumentales de los investigadores del IIE Ricardo Saldaña y Ubaldo Miranda, y en el mismo sentido, la colaboración académica del Dr. Víctor L. Barradas del Centro de Ecología de la UNAM.

Los doctores Silvana Levi, Laura Elena Maderey, Juan Carlos Gómez, Walter Ritter y Ramón Sierra, son responsables en buena medida de los aciertos en la presentación final de esta tesis; los errores y omisiones son responsabilidad del autor.

Finalmente agradezo el apoyo computacional de Jorge Luis Vázquez, y de dibujo por parte de Jorge García Martínez.

CONTENIDO:

PRÓLOGO.....	6
INTRODUCCIÓN.....	8
I. OBJETIVOS E HIPÓTESIS: CUANTIFICAR PARA MODELAR.....	8
II. IMPORTANCIA DEL ESTUDIO.....	10
III. MARCO TEÓRICO-CONCEPTUAL.....	12
1. CLIMATOLOGÍA DEL VALLE DE MÉXICO: UNA VISIÓN BIBLIOGRÁFICA	23
1.1 CLIMATOLOGIA SINÓPTICA.....	23
1.2 TERMOPLUVIOGRAFÍA.....	26
1.3 BIOCLIMA HUMANO, CALIDAD DEL AIRE Y RADIACIÓN	29
2. EL BALANCE ENERGÉTICO ATMOSFÉRICO	33
2.1 MODELOS PARA LA RADIACIÓN NETA EN EL VALLE DE MÉXICO.....	33
2.2 MÉTODOS DE EVALUACIÓN DEL BALANCE ENERGÉTICO	41
2.3 EL BALANCE ENERGÉTICO.....	48
3. LA ESTABILIDAD ATMOSFERICA	57
3.1 MÉTODOS DE ESTIMACIÓN.....	58
3.2 ANÁLISIS COMPARATIVO.....	60
3.3 RESULTADOS.....	66
4. CONCLUSIONES.....	68
4.1 EVOLUCIÓN DE LA INVESTIGACIÓN 1960-1995.....	68
4.2 MEDICIONES Y PARAMETRIZACIONES DEL BALANCE ENERGÉTICO.....	68
4.3 BALANCE ENERGÉTICO Y ESTABILIDAD.....	68
4.4 USOS DEL SUELO Y FUTURAS CAMPAÑAS DE MEDICIÓN.....	69
APÉNDICE: TIPIFICACIÓN DEL USO DEL SUELO ALREDEDOR DE LAS ESTACIONES DEL BALANCE ENERGÉTICO.....	70
INDICE DE TABLAS Y FIGURAS	80
INDICE DE AUTORES.....	85

El estudio de la ciudad es un tema tan sugestivo como amplio y difuso; imposible de abordar para un hombre solo, si se tiene en cuenta la masa de saberes que habría de acumular... No es posible, por tanto, recoger cosecha tan copiosa como la que ofrece el estudio de las ciudades al cultivador diligente. Podremos, todo lo más, apuntar ideas, desbrozar caminos, plantear cuestiones, aportar datos, etcétera, que fatalmente tendrán mucho de fragmentario y a veces de inconexo...

**Fernando Chueca Goitia en *Breve historia del urbanismo*.
Alianza Editorial, Madrid, 1968.**

PRÓLOGO

Esta tesis pertenece a un campo de investigación iniciado treinta años atrás por el doctor Ernesto Jáuregui, desde hace una década jefe de la Sección de Clima Urbano del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM. El objetivo de esa línea de trabajo, ha sido comprender las alteraciones climáticas de la cuenca del Valle de México inducidas por la urbanización, desde tres puntos de vista: el *climatográfico* o descriptivo, que con base en la información de estaciones termopluviométricas convencionales se ha ocupado de analizar la distribución de la temperatura, la precipitación y la humedad en la ciudad de México, y que a partir de 1991 procura apoyarse en instrumental más preciso y moderno para verificar resultados previos; el *bioclimático*, que busca traducir esas alteraciones en términos del confort térmico, la salud y la seguridad de los humanos; y el de la *climatología física*, que busca explicar el clima en términos de las leyes físicas de conservación de la energía, el momento o la masa. En ella se inscribe una campaña de mediciones del balance energético atmosférico, realizada en Tacubaya, D. F., en 1985 y reportada por Oke *et al* en 1992¹.

Desde luego, otros autores han contribuido a comprender la climatografía y el bioclima humano del Valle de México. Una revisión bibliográfica se presenta en el *Capítulo 1* de esta tesis; los trabajos realizados por E. Jáuregui son los más abundantes en la literatura especializada de circulación internacional, pero además se han revisado trabajos de circulación más restringida como son las tesis. La *Introducción* presenta el estado del arte y los conceptos fundamentales en relación a dos aspectos básicos de la climatología física urbana: el balance energético y la estabilidad atmosférica.

Las campañas de mediciones que se analizan aquí, fueron posibles por la colaboración de diversas instituciones que proporcionaron

instrumental de medición y personal. El Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM

(mediante apoyo financiero del CONACYT con el proyecto 0521T9109) y el Instituto de Investigaciones Eléctricas, participaron en todas las campañas para medir los parámetros de la turbulencia y del balance energético en la capa límite en: la termoelectrica del Valle de México en mayo de 1992; el exlago de Texcoco en septiembre de 1993, y de manera simultánea entre julio y noviembre de 1994 en tres puntos suburbanos y uno rural del Valle de México (figura III.4); mientras que el Departamento de Geografía de la Universidad de Columbia Británica encabezó las mediciones del Palacio de Minería en diciembre de 1993, con equipo muy completo y la dirección del Dr. T.R. Oke y de R. Spronken-Smith. El Centro de Ecología y el Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM midieron conjuntamente el balance energético en la reserva del Pedregal (Ciudad Universitaria) entre junio y julio de 1995.

Los resultados de esas campañas se analizan en el *Capítulo 2*, y se busca relacionarlos con los tipos de uso del suelo en la zona circundante a cada estación, según un método de tipificación aquí propuesto (ver el *Apéndice*). Esos análisis constituyen la aportación fundamental de esta tesis, y postulan que es posible postular ecuaciones empíricas para estimar la radiación neta en función de la radiación global o de la temperatura ambiente. También indican que cada una de las componentes del balance energético (calor sensible turbulento, latente de evaporación o almacenado en la cobertura urbana o en el suelo) puede escribirse sólo en términos de la radiación neta, siempre y cuando en esa zona de la ciudad la magnitud de esa componente sea significativa. Es decir, que los resultados de las campañas de mediciones puntuales y esporádicas que aquí se analizan, muestran que es viable a partir de más campañas de mediciones, formular modelos estadísticos para simular el balance energético

¹Oke, T.R., G. Zeuner and E. Jáuregui. (1992): The surface energy balance in Mexico City. *Atm. Env.*, 26 B: 433-444.

atmosférico en la ciudad de México, teniendo como datos de entrada la radiación solar y el uso del suelo. Estos modelos servirían para explicar físicamente (y no especulativamente) la existencia de fenómenos como la isla de calor², y cuantificar la disponibilidad energética para generar turbulencia, mecanismo muy importante en la dilución de contaminantes aéreos.

Otro aspecto básico para simular la dispersión de contaminantes³ en la atmósfera es la *estabilidad* de la capa límite atmosférica, para cuya evaluación o estimación se encuentran en la literatura diversas propuestas, no necesariamente de validez universal. En el capítulo 3 se comparan dos métodos alternos al propuesto por Pasquill⁴ (a partir de la variación térmica vertical) para estimar la estabilidad atmosférica en el exlago de Texcoco (basados en la radiación solar y el viento) Se demuestra que para el oriente de la ciudad los métodos alternos fallan en el 50% de los casos.

Se hace énfasis en las dificultades metodológicas y se describe la instrumentación usada en cada campaña de mediciones, pues fue diferente en razón de los recursos y de las instituciones participantes, además de que las conclusiones sobre el comportamiento del balance energético atmosférico están íntimamente ligadas con las técnicas de medición empleadas.⁵ O en palabras de Terjung: "...la calidad de los resultados es directamente proporcional a la calidad de los medios (o métodos)...", sin olvidar las llamadas de atención que hace el mismo autor, en el sentido de que las colecciones de datos son útiles, pero el nuevo conocimiento aparece sólo cuando se les inscribe dentro de un esquema teórico formal⁶, el cual se bosqueja en la *Introducción*.

²Sobre el último aspecto, ver Swaid, H., M. Bar-El and M.E. Hoffman (1993). A bioclimatic design methodology of urban outdoor spaces. *Theor. Appl. Climatol.*, 48: 49-61.

³Una revisión crítica de esos modelos es la de Hanna, S.R. (1993). Uncertainties air quality model predictions. *Boundary-Layer Meteorology*, 62: 3-20.

⁴Pasquill, F. (1961). The estimation of the dispersion of windborne Meteor. *Mag.*, 90: 33-49.

⁵Fitzjarrald, D.R., B.L. Stormwind, G. Fisch and O.M.R. Cabral (1969). Turbulent transport observed just above the Amazon Forest. *J. Geophysical Research*, 93: 1551-1563.

⁶Terjung, W.H. (1976). Climatology for Geographers. *Ann. Ass. of Am. Geographers*, 66: 199-222.

INTRODUCCIÓN

I. Objetivos e hipótesis: cuantificar para modelar

Las ciudades son laboratorios de la física y la química atmosféricas. En la física en general y en la de la atmósfera en particular, es de interés cuantificar la forma de manifestarse de las leyes de conservación de la materia, la energía y el momento mecánico. Y no sólo eso, sino que el dar forma particular a estos preceptos generales, es la base de la modelación física. Ésta a su vez, es hasta ahora la mejor forma de explicar y predecir el comportamiento de los fenómenos físicos. La observación instrumentada (meteorológica o climática, en este caso) es el segundo paso en el proceso de modelación, posterior a la primera observación cualitativa.

Oke⁷ lo dice en los siguientes términos:

"...La climatología clásica practicada en la primera mitad del siglo XX se ocupó casi por completo de la distribución espacial y temporal de los principales parámetros climáticos (i.e. la temperatura y la humedad del aire). Mientras que esta información da una impresión del estado atmosférico de una localidad, es poco lo que explica de cómo se genera ese estado. Esos parámetros son en realidad sólo medidas indirectas de otras magnitudes más fundamentales...la energía térmica y la cantidad de agua de la atmósfera respectivamente, las cuales envuelven los ciclos fundamentales de la energía y el agua en el sistema suelo-atmósfera. El estudio de esos ciclos, que involucra cómo la energía y la masa se transforman, transfieren y almacenan, constituye las bases de la moderna climatología física..."

Landsberg,⁸ tras comentar algunas observaciones aisladas de las alteraciones climáticas por la urbanización entre los romanos (Horacio y Séneca, en los albores de la Era Cristiana), establece el origen de la climatología urbana con la publicación en 1818 del libro de Luke Howard⁹ *Climate of London deduced from meteorological observations*, donde establece que las noches londinenses son aproximadamente 3.7°C más calidas que los alrededores rurales. Quedaba así al descubierto el fenómeno llamado de la isla de calor. Observaciones sucesivas en otras ciudades europeas y estadounidenses permitieron a Geiger¹⁰ postular sus sencillas ecuaciones:

$$Cr = G + L + 0 \dots \dots \dots \text{Ec. I.1}$$

$$Cu = G + L + U \dots \dots \dots \text{Ec. I.2}$$

donde Cr es el clima del ambiente rural, que se debe a los fenómenos de circulación general (G) modificados por las condiciones locales (L), mientras que el clima urbano (Cu) se origina por la interacción de G , L y las alteraciones urbanas (U), de modo que éstas se pueden conocer mediante la comparación:

$$U = Cu - Cr \dots \dots \dots \text{Ec. I.3}$$

La diferencia de la ecuación I.3 se puede establecer de diversos modos: analizar alguna variable climática (la temperatura, por ejemplo) para un sitio cuando era rural (Cr) y para cuando fue adquiriendo el carácter urbano (Cu), o bien simultáneamente para sitios bajo similares condiciones G y L hacer observaciones de esa variable. Por ese camino se ha llegado en latitudes medias a resultados más o menos claros en relación al efecto de la urbanización sobre distintos elementos climáticos (ver Tabla I.1).

⁷ Oke, T.R. (1987). *Boundary layer climates*. Methuen Ed. New York, 435 p. (Ver pgs. 6-7).

⁸ Landsberg, H.E. (1981). *The urban climate*. Academic Press. N.Y. 275 p. Ver Chapter 1, Introduction.

⁹ Lucke Howard fue también el primero en clasificar las nubes, según Linacre, E. (1992). *Climate, data an resources: a reference guide*. Roulledge, London. 366 p. (Ver Chapter 1, Introduction).

¹⁰ Geiger, R. (1950). *The climate near the ground*. Harvard Univ. Press. (a partir de la edición alemana de 1937). Cambridge, pp. 379-396.

Introducción

TABLA 1.1
EFECTOS DE LA URBANIZACIÓN EN LATITUDES MEDIAS SOBRE DISTINTOS ELEMENTOS CLIMÁTICOS

<u>Radiación:</u>		
	Radiación solar	Disminuye
	Radiación ultravioleta (invierno)	Disminuye claramente
	Radiación ultravioleta (verano)	Disminuye
	Duración de la insolación	Disminuye
<u>Temperatura ambiente:</u>		
	Media anual	Aumenta
	Periodo diurno	Aumenta
	Mínima	Aumenta claramente
<u>Humedad atmosférica</u>		
	Relativa	Disminuye
	Absoluta	Invariante
<u>Precipitación:</u>		
	Total anual	Aumenta
	Eventos de nieve	Disminuyen
<u>Viento:</u>		
	Rapidez media anual	Disminuye
	Turbulencia	Aumenta
<u>Otros componentes aéreos:</u>		
	Gases y partículas contaminantes	Aumentan
	Núcleos de condensación	Aumentan
	Polen	Disminuye

Estas modificaciones no necesariamente se repiten en latitudes subtropicales o tropicales. En zonas áridas, por acciones del hombre las ciudades pueden comportarse como un oasis con temperaturas menores, mayor humedad, menos partículas contaminantes (por haber menos fuentes de polvos), mayor radiación solar en razón de la limpieza del aire, etcétera. Las ciudades tropicales rodeadas de vegetación es de esperarse que sufran modificaciones como las señaladas en la tabla 1.1, con algunas variantes originadas por las diferencias tanto latitudinales como socioeconómicas con respecto a las ciudades de latitudes templadas: menor altura del tejido urbano; mayor radiación solar con las consecuentes temperaturas más altas (con frecuentes problemas de necesidades de enfriamiento en vez de calefacción) y mayor formación de smog fotoquímico; menor contraste térmico a nivel anual, y una legislación ambiental menos estricta que en países desarrollados¹².

¿Dónde, entonces, radica teóricamente la diferencia para que se observe o no el calentamiento urbano respecto a los alrededores rurales, la llamada *isla de calor*? Fundamentalmente en el balance energético, es decir, la forma de presentarse la ley de la conservación de la energía. En áreas urbanas rodeadas de vegetación los contrastes se establecen porque la radiación solar en el medio rural se consume primordialmente en evaporar agua, mientras que en las ciudades cuyas cubiertas tienen menos agua, la energía se emplea más en calentar las edificaciones, las que a su vez en la noche ceden ese calor a la atmósfera. De ahí la necesidad de ir al fondo del asunto y usar la ecuación 1.3 para analizar cómo se expresa la ley de la conservación de la energía en ambientes rurales y ambientes urbanos, lo que da origen al primer objetivo de este trabajo, consistente en verificar (o cuantificar) la ley de la conservación de la energía en la atmósfera urbana y rural del Valle (o Cuenca) de México, para detectar si es posible (hipótesis 1) ir sentando las bases de una futura modelación de las alteraciones climáticas por la urbanización, en términos de una variable *conservativa* (la energía) y no sólo en los de una variable *descriptiva* (como la temperatura o

¹¹ Schönwiese, C.D. (1994). *Klimatologie*. Verlag Eugen Ulmer Stuttgart. Stuttgart, p. 350.

¹² Niewolt, S. (1986). Design for climate in hot humid cities. In *Urban climatology and its applications with special regard to tropical areas*. WMO No. 652. p.514-534.

la precipitación). O dicho por Budyko: para poder algún día postular una clasificación climática dinámica, debe partirse del concepto de balance energético.¹³

Por otra parte, el segundo objetivo tiene que ver con las bondades o dificultades de la ciudad de México y sus alrededores para dispersar contaminantes atmosféricos. Se pretende verificar (hipótesis 2) si es posible evaluar o estimar la capacidad de dispersión de contaminantes a partir de observaciones superficiales y no como regularmente se hace a partir de sondeos del perfil térmico vertical, que son más difíciles de obtener. Para ello se revisará la conveniencia de diversos métodos para estimar la llamada *categoría de estabilidad*, término que es aclarado y discutido más adelante.

Ambos objetivos significan avances hacia una futura climatología física que rebase los términos descriptivos o gráficos de la climatología de la ciudad de México. El primero, relacionado con la termodinámica horizontal y el segundo con la dinámica vertical de la atmósfera urbana.

Como se señala en el capítulo de *Conclusiones* una aportación de esta tesis es mostrar que el balance energético atmosférico tiene distintos comportamientos según los distintos tipos de uso del suelo en la ciudad y sus alrededores donde se han realizado campañas de mediciones, pero para cada caso es posible escribir un conjunto de ecuaciones que relacionan entre sí las distintas componentes de ese balance, y por lo mismo son un primer paso hacia la modelación. En cambio, se verá que los métodos indirectos para estimar la categoría de estabilidad no son confiables en la cuenca del Valle de México. Otra aportación más es el método propuesto para tipificar el uso del suelo urbano alrededor de estaciones micrometeorológica, que se presenta en el *Apéndice*.

II. Importancia del estudio

La creciente urbanización a nivel mundial o regional, habla por sí sola sobre la importancia de la climatología urbana. Para no abundar en cifras ya demasiado divulgadas¹⁴, en la figura II.1 se muestra el crecimiento poblacional de México de 1950 a 1990 y sus proyecciones al año 2050. En términos relativos el proceso es similar al de cualquier país en vías de desarrollo. Si la población urbana mexicana en 1950 era de casi 9 millones (contra 17 millones rurales), en 1990 creció a 50 millones (contra 31 millones rurales) y, según Guillermo Aguilar¹⁵, en el año 2050, 127 millones de mexicanos habitarán en las ciudades mientras que sólo 8 millones en el ámbito rural.

Si bien es cierto que el impacto de la urbanización en el clima ha sido estudiado con cierto detalle en latitudes medias, todavía es poco lo hecho desde el punto de vista de la climatología física y menos aún en latitudes tropicales. Una revisión bibliográfica sobre climatología urbana para el periodo 1981-1995¹⁶ arrojó alrededor de mil fichas, de las cuales el 26% se pueden catalogar como de climatología física, pero sólo el 6% corresponden a zonas tropicales y subtropicales (Tabla II.1).

En los siguientes puntos de esta *Introducción* al tiempo de aclarar algunos conceptos, se revisa el estado del arte de la climatología física urbana, principalmente en relación a la capa límite, el balance energético y la estabilidad atmosférica. El Valle o Cuenca de México merece discusión aparte, por lo que se le dedica todo el primer capítulo a partir de una selección bibliográfica para el periodo 1960-1994 que muestra lo relativamente poco que se ha estudiado la meso/ microclimatología física de esta región del planeta.

¹³ Budyko, M.I. (1981). *The Earth's climate: past and future*. Ac. Press, N.Y. 320 p. (Ver. Cap. 1).

¹⁴ Ver p.e. Oke, T.R. (1986). Urban climatology and the tropical city. In *Urban climatology and its applications with special regard to tropical areas*. WMO No. 652. p.3.

¹⁵ Aguilar, G. (1995). *Comunicación personal*.

¹⁶ Esta revisión fue realizada en los acervos de las bibliotecas del Centro de Ciencias de la Atmósfera y del Instituto de Geografía de la UNAM por E. Luyando, J. Cervantes, E. Jáuregui, A. Tejeda y J.L. Vázquez. Los resultados del periodo completo 1981-1995 permanecen inéditos.

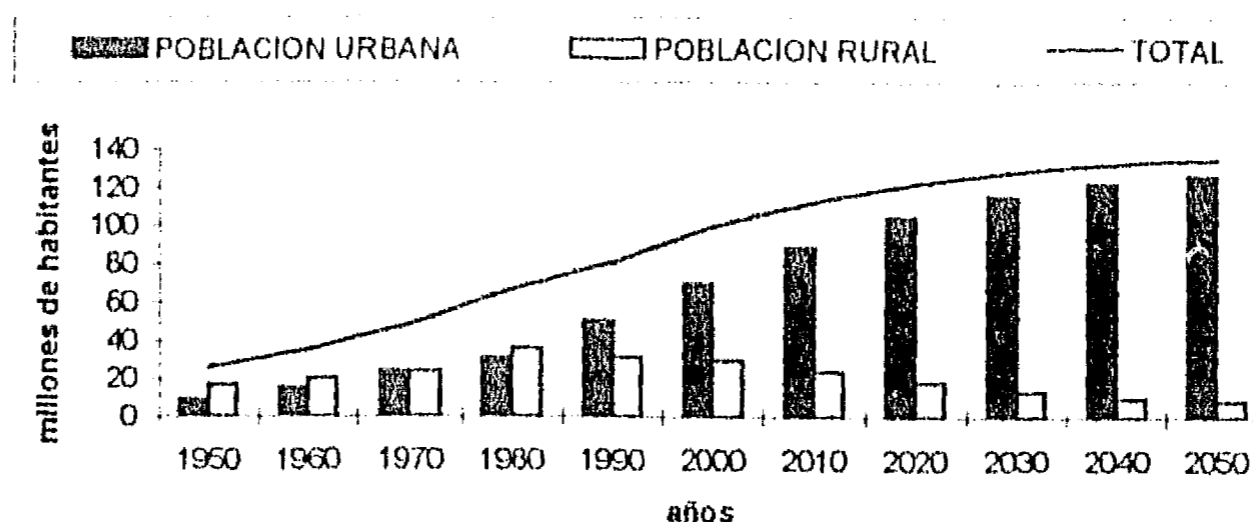


FIG. II.1. POBLACIÓN URBANA Y RURAL DE 1950 A 1990 Y PROYECCIONES HASTA EL AÑO 2050, PARA LA REPÚBLICA MEXICANA (SEGÚN G. AGUILAR, 1995. COMUNICACIÓN PERSONAL).

TABLA II.1. PORCENTAJE DE TRABAJOS SOBRE CLIMATOLOGÍA URBANA (1981-1994) COMPILADOS POR LA SECCIÓN DE CLIMATOLOGÍA URBANA DEL CCA:

REGIÓN GEOGRÁFICA			
AREA DE ESTUDIO	LATITUDES MEDIAS	LATITUDES TROPICALES Y SUB-TROPICALES	TOTAL
Descriptiva	15	11	26
Física	20	6	26
Planeación urbana	11	7	18
Bioclima y calidad del aire	17	13	30
Total	63	37	100

La intención de esta investigación es acercarse al estudio de la parte esencial de la *climatología geográfica* (más que de la *climatología meteorológica*), el de la capa límite, la que está directamente relacionada con los problemas del hombre, al estudiar los mecanismos proceso/respuesta cuya modelación puede llevar a la implementación de políticas más racionales. En el esquema de Terjung¹⁷ (que establece cinco niveles de comprensión: 1, cualitativo; 2, estructural cuantitativo; 3, funcional mecanicista; 4, físico, y 5, biofísico) este estudio pretende cubrir las escalas de comprensión 3 y 4.¹⁸

No obstante que las campañas de mediciones realizadas son muy localizadas y de ninguna manera representan a todo el ámbito de la ciudad de México y áreas conurbadas, monitorean algunos de los diversificados mosaicos que componen a la urbe. Se busca entender el impacto en el clima del crecimiento urbano y las modificaciones a los tipos de uso.¹⁹

¹⁷ Terjung, W.H. *op. cit.*

¹⁸ Terjung, W.H (1976), *op. cit.* pg. 202; ahí se le llama respectivamente en inglés: 1. Qualitative inventory and associations; 2, quantitative structural correlations (morphological systems); 3, functioning processes (cascading systems); 4, physical processes-response systems; 5, physical-human process-response systems.

¹⁹ Lichtenberger, E. (1986). *Stadtgeographie 1: Begriffe, Konzepte, Modelle, Prozesse*. B.G. Taubner (Studienbücher Geographie). Stuttgart, 280 p. (Ver 1. Einleitung, i.e. 1. Introducción).

En una perspectiva más amplia Oliver (pg. 5)²⁰ postula que el conocimiento de los procesos que ocurren en la *ecosfera* parte de analizar los flujos de energía (solar y antropogénica) y de materia (nutrientes, agua, contaminantes y gases vitales). Esta tesis trata de lo primero en los análisis de balances energéticos atmosféricos, y de lo segundo al estudiar la capacidad de dilución de contaminantes mediante la prueba de distintos métodos para estimar la estabilidad atmosférica vertical en el Valle de México. Más aun, la misma obra de Oliver (capítulo 3) muestra la relación entre morfología y clima en áreas "no perturbadas". Surge la pregunta de cómo las modificaciones antropogénicas (de la estructura urbana, por ejemplo) pueden ir impactando al clima. La respuesta sólo se puede encontrar en la modelación física del balance energético, como por ejemplo en los trabajos de Schmid y Oke (1990)²¹, Voogt y Oke (1991)²², Ross y Oke (1988)²³, Richardone y Brusasca (1989)²⁴, Johnson et al. (1991)²⁵, Oke et al. (1991)²⁶ y otros.

III. Marco teórico-conceptual

III.1 La capa límite y los datos

Como se advirtió en la *Introducción*, en esta investigación se tratará de explorar algunas relaciones de la física del sistema suelo-atmósfera en algunos puntos de la ciudad de México y sus alrededores rurales. Se requiere en primer lugar de fijar los límites de ese sistema, y se puede decir que tanto para el suelo como para la atmósfera se estudiará la interacción de las *capas límite*. Se entiende por *capa límite o capa frontera atmosférica* al espesor de aire al que afecta la interacción con el suelo. Para el caso de la superficie continental (suelo), será aquella capa superior que responde a los cambios térmicos en correspondencia con la atmósfera, y que para suelo cubierto de pasto no llega a los 30 cm de profundidad mientras que en pavimento y arena a los 50 cm.²⁷

La figura III.1 muestra las subcapas troposféricas según la apreciación de Oke (*op. cit.*). La llamada *capa límite planetaria* llega hasta donde alcanzan a afectar las perturbaciones orográficas sobre el flujo aéreo (nótese que en el eje vertical de la figura III.1 sólo se señalan órdenes de magnitud). Pero la rugosidad del terreno (debida a la vegetación, riscos, edificios) genera a su vez otra capa frontera, la *capa límite superficial*. Los objetos que dan origen a la capa límite superficial con su altura promedio definen al *dosel de rugosidad*.

En el caso específico de los ambientes urbanos se genera una capa intermedia entre la capa límite superficial y la capa límite planetaria, que es la *capa límite urbana*. En el ámbito rural la capa superficial y la capa rural son la misma (figura III.2). Además, la urbe confiere al aire ciertas propiedades (físicas en el caso de nuestro interés) que viajan en forma de pluma viento abajo (figura III.3).

²⁰ Oliver, J.E. 1973. *Climate and man's environment*. John Wiley and Sons, Inc. 515 p.

²¹ Schmid H.P. And T.R. Oke (1990). *Op. cit.*

²² Voogt, J.A. and T.R. Oke (1991). Validation of an urban canyon radiation model for nocturnal long-wave fluxes. *Boundary-Layer Met.*, 54: 347-361.

²³ Ross, A.L. and T.R. Oke (1988). Tests of three urban energy balance models. *Boundary-Layer Met.*, 44: 73-96.

²⁴ Richiardone, R. and G. Brusasca (1989). Numerical experiments on urban heat island intensity. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 115: 983-995.

²⁵ Johnson, G.T., T.R. Oke, T.J. Lyons, D.G. Steyn, I.D. Watson and J.A. Voogt. (1991). Simulation of surface urban heat islands under 'ideal' conditions at night: theory and tests against field data. *Boundary-Layer Met.*, 56: 275-294.

²⁶ Oke, T.R., G.T. Johnson, D.G. Steyn and I.D. Watson (1991). Simulation of surface urban heat islands under 'ideal' conditions at night: diagnosis of causation. *Boundary-Layer Met.*, 56: 339-358.

²⁷ Oke, T.R. (1987). *Boundary layer climates*. Mathuen Ed. New York, 435 p. (Ver capítulo 1).

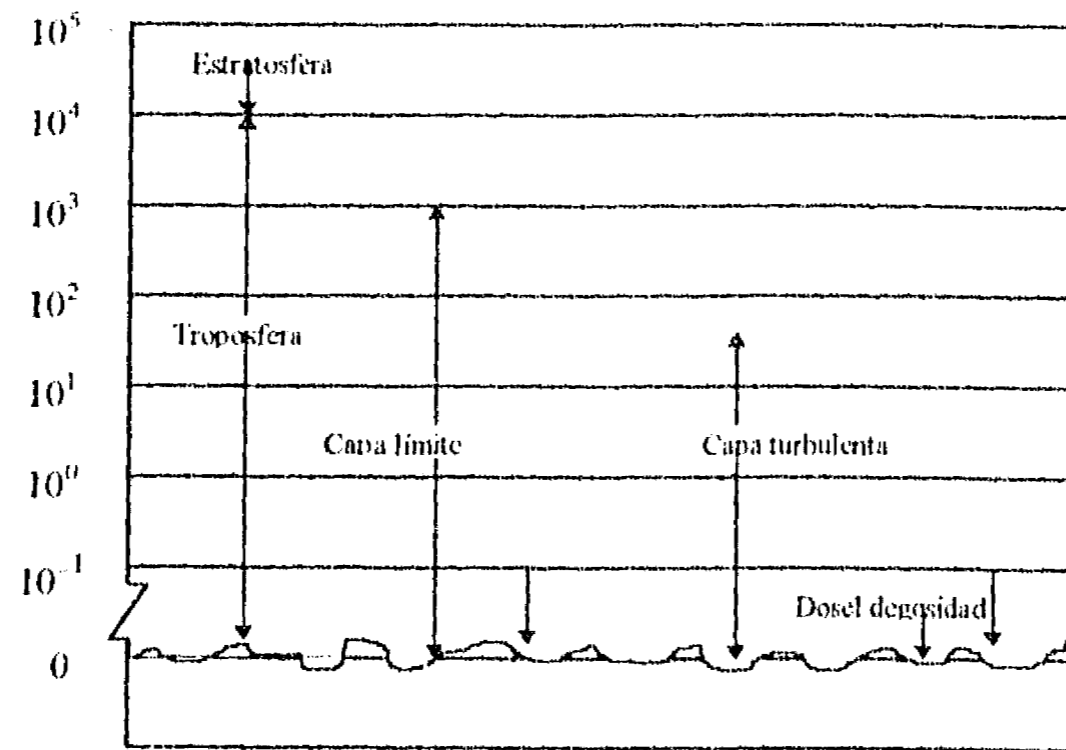


FIG. III.1. PRINCIPALES SUBCAPAS TROPOSFÉRICAS.

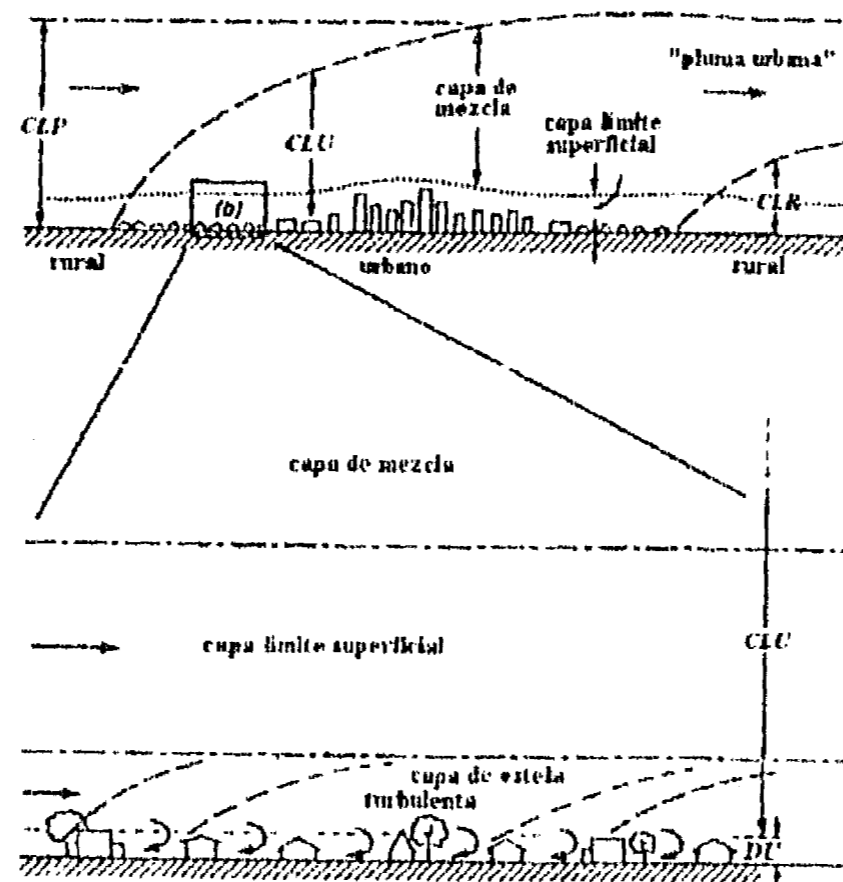


FIG. III.2. DISPOSICIÓN DE LAS ESTRUCTURAS DE LA CAPA LÍMITE SOBRE UNA CIUDAD (CLU, CAPA LÍMITE URBANA; CLP, CAPA LÍMITE PLANETARIA; CLR, CAPA LÍMITE RURAL; DU, DOSEL URBANO)

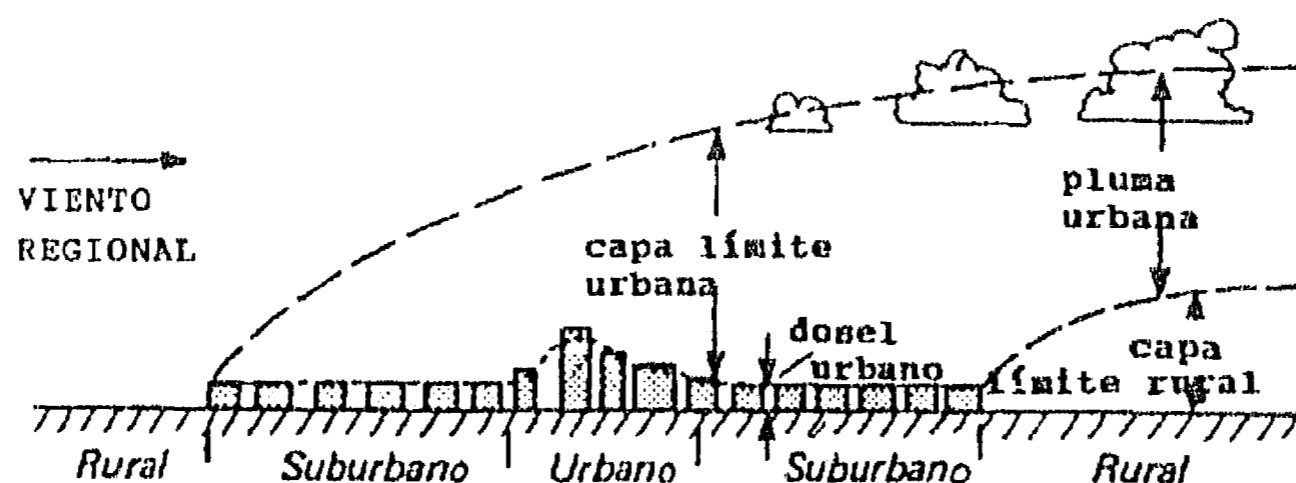


FIG. III.3. REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LA ATMÓSFERA URBANA, ILUSTRANDO DOS SUBCAPAS GENERADAS POR LA URBANIZACIÓN.

Para realizar estudios de balance energético o de estabilidad atmosférica debe plantearse el espesor o las capas que se desea o es posible monitorear. No hay una respuesta única, sino que cada espesor reviste una importancia intrínseca. La capa límite superficial es suficiente para efectos de visualizar la difusión de contaminantes en el ámbito local, pero la dispersión de polvos del desierto o cenizas de alguna erupción volcánica a través del planeta debe comprender más allá de la capa límite planetaria.

Otra restricción la constituyen los instrumentos de medición. El balance energético de una región amplia es factible con imágenes de satélite, pero para detalles no hay como la medición directa de los componentes del balance. En climatología urbana, si se dispone de suficientes sensores como para medir flujos de energía verticales y horizontales, es posible cuantificar el balance energético en los cañones urbanos. Nunez y Oke²⁸ para un cañón urbano limitado por edificios de 5 metros de alto y una calle de 7.5 metros de ancho, utilizaron el siguiente instrumental conectado a una computadora: 16 radiómetros (para medir radiación solar y terrestre), un lisímetro (para evapotranspiración de la superficie), 7 radiómetros netos (para la radiación neta, que será definida en la siguiente sección) y 8 termómetros. Pudieron cuantificar el papel que juegan los materiales y orientaciones de los muros, la cubierta de la calle (pasto en ese caso) y el ancho y alto del cañón urbano en el balance energético, pero el costo fue tan alto que ese tipo de estudios no ha proliferado, si bien sentó las bases de la formulación teórica del problema.^{29 30}

Una opción más económica y a la vez integradora de información es evaluar el balance energético en el tope superior del dosel urbano, es decir, de unos 6 a 10 metros sobre las azoteas de los edificios. Este punto de vista intermedio entre el globalizador y el muy específico tiene la ventaja (como ya se dijo) de integrar lo que se ve en el detalle del cañón urbano, pero además proporciona datos imprescindibles para calibrar imágenes aéreas o de satélite o sistemas de información geográfica³¹ que quisieran usarse para estudios de balance energético en una escala más amplia; y éste es un punto a favor de realizar estudios como este que permiten integrar un modelo físico de las alteraciones climáticas debidas a la urbanización en el Valle de México.

Así, los datos sobre el balance energético que son discutidos en el *Capítulo 2* fueron obtenidos sobre las azoteas de los edificios a excepción de las campañas rural y suburbana (puntos B, Plan Texcoco, y F, Pedregal de San Angel, de la figura III.4), donde se monitoreó la capa límite rural. Sobre los instrumentos usados y los periodos de monitoreo se comenta en el *Capítulo 2* en razón de que los resultados están ligados a estos aspectos.

Por su parte, la difusión de contaminantes atmosféricos en una escala media (o mesoescala en la jerga de los meteorólogos, como es el caso del Valle de México) depende en buena medida de la estabilidad

²⁸ Nunez, M. And T.R. Oke. (1977). The energy balance of an urban canyon. *J. Appl. Meteor.* 16: 11-19.

²⁹ Voogt, J.A. and T.R. Oke. (1991). Validation of an urban canyon radiation model for nocturnal long-wave fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 54: 347-361.

³⁰ Oke, T.R. (1988). The urban energy balance. *Progress in Phys. Geogr.* 12 (49): 471-508.

³¹ Grimmond, C.S.B. and C. Souch. (1994). Surface description for urban climate studies: a GIS based methodology. *Geocarto International*, 1: 47-58.

atmosférica (que se definirá más adelante) en la capa límite planetaria. Por tal motivo, el análisis de estabilidad que se presenta en el *Capítulo 3* se basa en radiosondeos de esa capa realizados en el Plan Texcoco (ver figura III.4).

III.2 El balance energético

Los balances energéticos atmosféricos que fueron medidos para esta investigación y que se discutirán en el *Capítulo 2*, comprenden la evaluación del presupuesto energético atmosférico que resulta de la radiación solar incidente (llamada radiación solar global, Q_g) menos la radiación reflejada y emitida por la superficie y la porción de atmósfera por debajo del sensor (Q_r), es decir la radiación neta (Q^*).

$$Q^* = Q_g - Q_r$$

La Q^* se llama radiación neta porque es la energía neta que quedó atrapada por el sistema suelo-atmósfera, y sobre la cual ocurren los siguientes procesos: parte es cedida por la superficie a la atmósfera como calor sensible turbulento (Q_h), es decir, por remolinos aéreos que transportan calor; otra porción, también es cedida del suelo a la atmósfera como calor latente de evaporación (Q_e), y otra parte se queda como calor retenido en la superficie (Q_s).

En las atmósferas urbanas deben considerarse otros ingresos de energía al sistema; la radiación de origen terrestre que es absorbida por la capa de smog más el calor de origen antropogénico (Q_f en suma). De esta manera la ecuación que nos resulta es:³²

$$Q^* + Q_f = Q_h + Q_e + Q_s \quad \text{Ec. III.1}$$

Sólo para aclarar conceptos no está de más recurrir al símil de la ecuación del balance hídrico en un área urbana. La precipitación (P) más la incorporación de agua por fuentes locales (F) se consumen en la evapotranspiración (E), más el almacenamiento (S), el escurrimiento (C) y la infiltración (I):

$$P + F = E + S + C + I \quad \text{Ec. III.2}$$

Para el dosel urbano, esquemáticamente se muestran las ecuaciones III.1 y III.2 en la figura III.5

Un trabajo pionero en la evaluación de la ecuación de balance energético comparando ambientes urbanos y rurales, fue el experimento de Maryland aplicado a la capa límite urbana, donde claramente se ven los contrastes en la temperatura del suelo y la emisión de energía calórica (Q_f hacia arriba) por parte de la ciudad (figura III.6). En el dosel urbano, con métodos e instrumentos similares a los usados para esta tesis, destacan las aportaciones de Kalanda et al. (1980),³³ Oke et al. (1992)³⁴, Schmid et al. (1991)³⁵, y Grimmond (1991)³⁶, si bien los tres últimos trabajos corresponden a zonas suburbanas. Todos estos autores convienen que un corto periodo de mediciones (del orden de semanas) es ilustrativo si la interpretación de los resultados se enmarca en la situación sinóptica prevaleciente durante el periodo de mediciones, como en el caso de la figura III.7, que destaca los valores altos de Q_s en el ambiente suburbano en contraste con el medio rural en Vancouver, mientras que por el contrario Q_e es menos relevante en la zona suburbana. De modo que las figuras III.6 y III.7 proporcionan una clara explicación del fenómeno de la isla térmica urbana en términos de las diferencias en el consumo energético para evaporar agua.

³² Sellers, W.D. (1965). *Physical climatology*. University of Chicago Press, 272 p. (Ver Caps. 8 a 10).

³³ Kalanda, B.D., T.R. Oke and D.L. Spittlehouse (1980). Suburban energy balance estimates for Vancouver, B.C., using the Bowen Ratio-Energy Balance approach. *J. of Appl. Meteor.*, 19: 791-802.

³⁴ Oke, T.R., G. Zeuner and E. Jáuregui (1991). The surface energy balance in Mexico City. *Atm. Env.* 26B(4): 433-444.

³⁵ Schmid, H.P., H.A. Cleugh, C.S.B. Grimmond and T.R. Oke (1991). Spatial variability of energy fluxes in suburban terrain. *Boundary-Layer Met.*, 54: 249-276.

³⁶ Grimmond, S. (1991). Comparisons of measured summer suburban and rural energy balances for a hot dry city, Tucson, Arizona. *Preprints of 10th. conference on biometeorology and aerobiology*. Salt Lake City, September 10-13. 69-72.

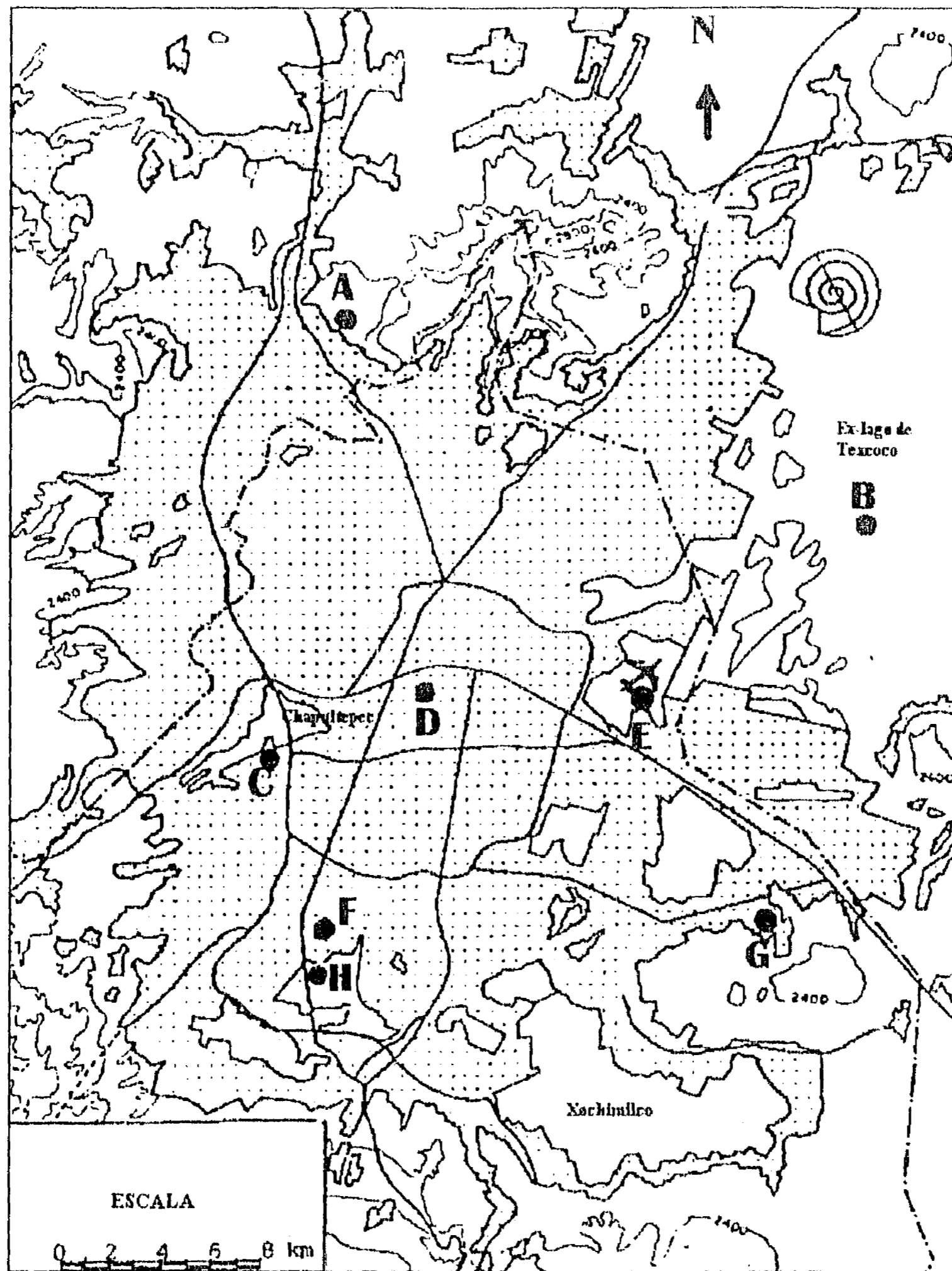


FIG. III.4. UBICACIÓN APROXIMADA DE VARIOS PUNTOS DE INTERÉS EN ESTE TRABAJO: A, ENEP IZTACALA; B, PLAN TEXCOCO; C, OBSERVATORIO DE TACUBAYA; D, PALACIO DE MINERÍA; E, AEROPUERTO; F, PEDREGAL DE SAN ANGEL; G, UAM IZTAPALAPA; H, CCAUNAM.

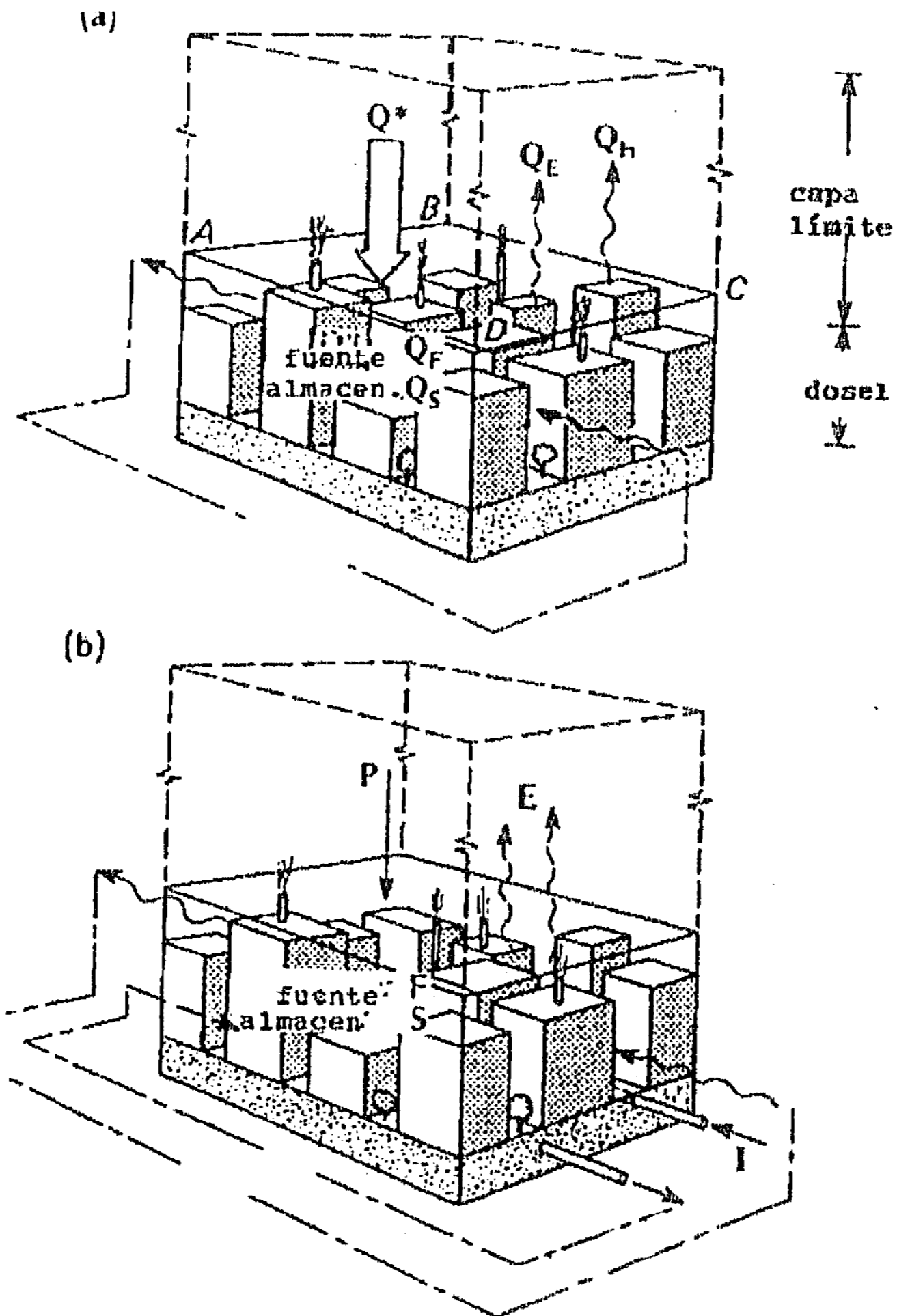
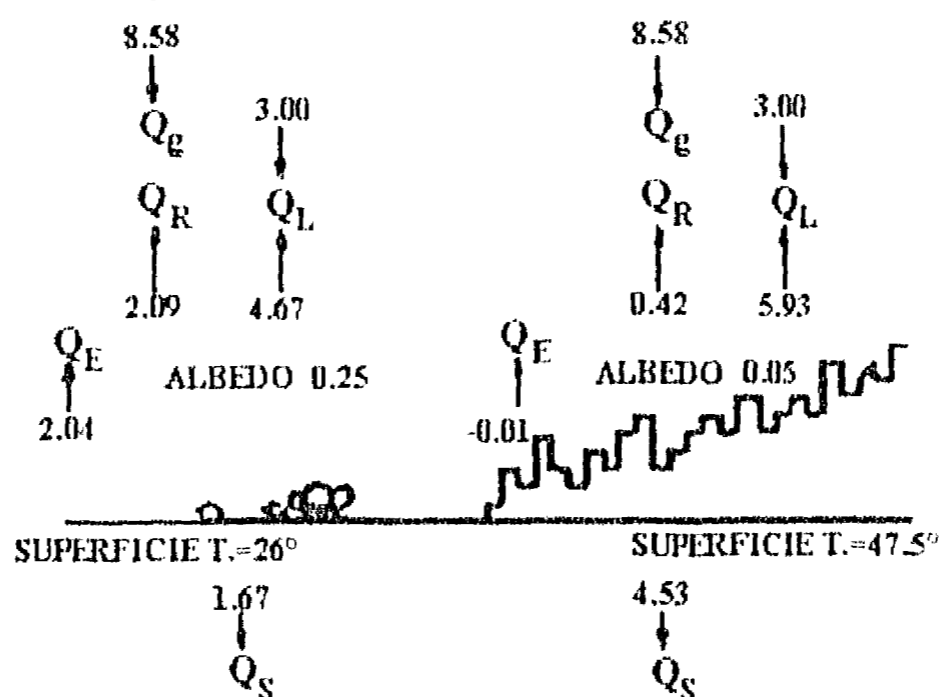


FIG. III.5. DESCRIPCIÓN ESQUEMÁTICA DE LOS FLUOS INVOLUCRADOS EN LOS BALANCES DE (A) ENERGÍA Y (B) AGUA EN ÁREAS URBANAS (DE OKE, T. R. 1987. *BOUNDARY-LAYER CLIMATES*).

Día soleado (viento menor a 3 m/s)



Noche despejada (viento menor a 3 m/s)

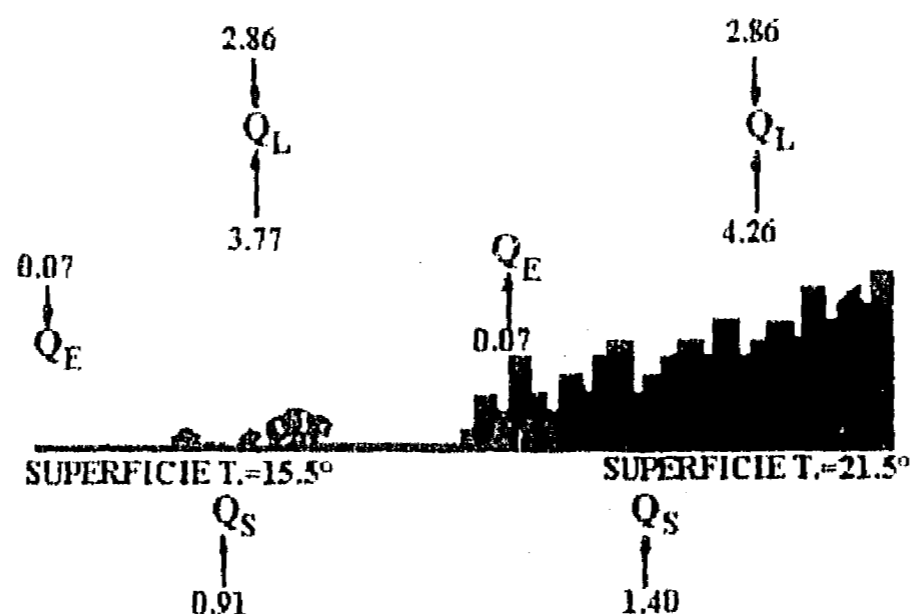


FIG. III.6. DATOS DE FLUJO DE CALOR DEL EXPERIMENTO COLUMBIA, MARYLAND EN 1973. (TODOS LOS VALORES ESTÁN DADOS EN W/M^2). SEGÚN LANDSBERG, H.E. (1981). *THE URBAN CLIMATE*. AC. PRESS, PG. 69. SE MUESTRAN LOS FLUJOS DE RADIACIÓN DE ONDA CORTA (NO CALORÍFICA, Q_g Y Q_R), DE ONDA LARGA (CALORÍFICA Q_L), CALOR ALMACENADO EN EL SUELO (Q_S), CALOR DE EVAPORACIÓN (Q_E), Y TEMPERATURAS EN SUPERFICIE.

De ahí que una línea frecuentemente detectada en la literatura^{37 38 39} sea la de enfatizar en el papel que juega la evapotranspiración en el balance energético, sobre todo porque la urbanización implica cambios en la cubierta vegetal, ya sea que originalmente se trate de paisajes naturales con vegetación que se convierten en *páramos de cemento*, o las ciudades con vegetación ubicadas en mitad de zonas áridas. En ambos casos Q_e es distinta en el medio rural y en el medio urbano.

³⁷Oke, T.R. (1979). Advectionly-assisted evapotranspiration from irrigated urban vegetation *Boundary-Layer Met.*, 17: 167-173.

³⁸Balling Jr., R.C. and S.W. Brazel (1987). The impact of rapid urbanization on PAN evaporation in Phoenix, Arizona *J. of Climatology*, 7: 593-597.

³⁹Grimmond, S. and T.R. Oke (1991). An evapotranspiration-interception model for urban areas. *Water Resources Research*, 27(7): 1739-1755.

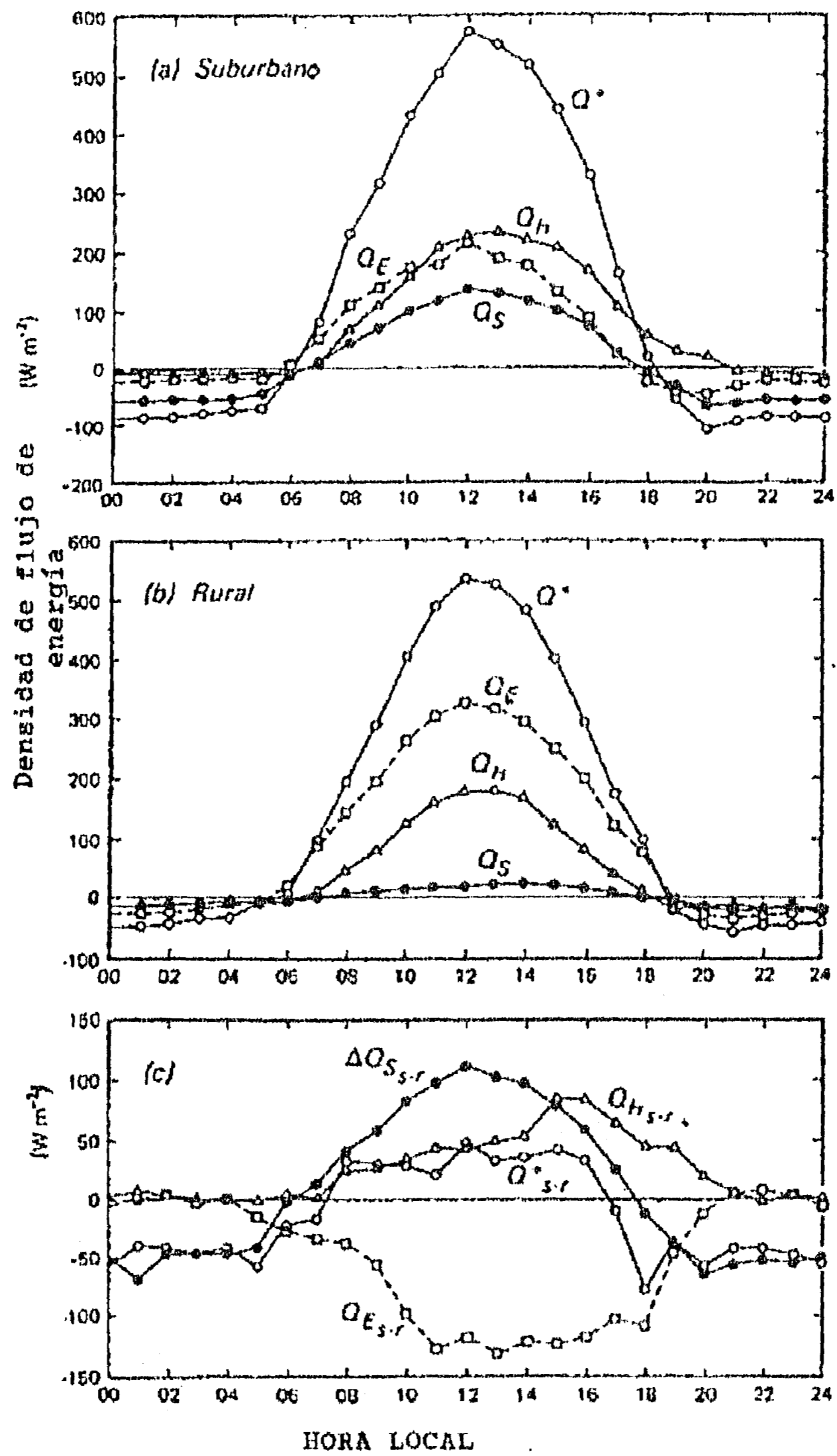


FIG. III.7. BALANCES ENERGÉTICOS EN ÁREAS SUBURBANA (A), Y RURAL (B), Y (C) LA DIFERENCIA EN VANCOUVER. PROMEDIO DE 30 DÍAS SOLEADOS (OKE, T. R. 1987. OP CIT.)

III.3 La estabilidad vertical

En esta sección se enunciarán los conceptos fundamentales sobre estabilidad atmosférica, ya que en el *Capítulo 3* se analiza (a partir de mediciones realizadas en el Plan Texcoco, punto B de la figura III.4) la posible relación de la estabilidad con el balance energético, y la congruencia de diversos métodos para estimar el grado de estabilidad.

La estabilidad es uno de los parámetros básicos para modelar la difusión, dispersión o dilución de contaminantes atmosféricos. Tanto los modelos antiguos (como los de Sutton⁴⁰, Wexler⁴¹, Strom⁴², Pasquill⁴³ y Turner⁴⁴), como otros más recientes (Hanna y Paine⁴⁵, p.e.), se basan en datos de viento y de la estabilidad atmosférica vertical para sus simulaciones. Lo mismo si se trata de modelos aplicables a fuentes puntuales, como los mencionados, o a fuentes de amplia extensión horizontal, como el modelo de dispersión urbana de Hanna⁴⁶. De hecho Holzworth⁴⁷ considera a la estabilidad como el segundo factor fundamental responsable de la dilución atmosférica, precedido en importancia por el viento.

La forma más elemental de evaluar la estabilidad es comparar el *gradiente adiabático* contra el *gradiente térmico vertical* observado. Veamos en qué consiste esto.

Son diversas las causas de la variación vertical de la temperatura en la atmósfera, pero la principal es la disminución de la presión con la altura. Con base en la termodinámica de la atmósfera⁴⁸ se puede encontrar que teóricamente una burbuja de aire que asciende verticalmente se irá expandiendo al ir encontrando que la rodean capas de aire con menor presión. Si esa burbuja no está saturada de vapor de agua (humedad relativa menor al 100%) la disminución térmica esperada por la expansión adiabática (es decir, sin intercambio de calor con los alrededores) es lo que se conoce como *gradiente adiabático seco* (o más propiamente *no saturado, Gd*):

$$Gd = -1 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m}$$

Si la burbuja estuviera saturada (humedad relativa próxima al 100%) es muy probable que al irse enfriando fuera condensándose parte del vapor de agua con la consecuente liberación de calor latente, y entonces el *gradiente adiabático saturado* (mal llamado *húmedo, Gw*) sería:

$$Gw = -0.65 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m}$$

Entonces, si una burbuja asciende verticalmente por impulso al chocar con una barrera montañosa, o porque sale de una chimenea, o porque adquiere fuerza de flotación por tener una temperatura superior a sus alrededores (como es de esperarse que ocurra sobre las islas térmicas urbanas), ascenderá disminuyendo su temperatura de acuerdo a los gradientes adiabáticos (saturado o no saturado, según el caso). Sin embargo, la disminución de la temperatura del aire (medida con radiosondeos) que rodea a esa burbuja no necesariamente se ajusta a los gradientes adiabáticos, y entonces la burbuja tendrá impulso de flotación dependiendo de que su disminución térmica sea menos drástica que la de los alrededores (i.e. el radiosondeo), pero si los alrededores tienen una temperatura mayor, la burbuja tenderá a "caerse". Cuando

⁴⁰ Sutton, O.G. (1953). *Micrometeorology: a study of physical processes in the lowest layers of the earth's atmosphere*. McGraw-Hill Book Co., New York. 333p.

⁴¹ Wexler, H. (1955). *Meteorology and Atomic Energy*. U.S. Government Printing Office, Washington.

⁴² Strom, G. H. (1962). Atmospheric Dispersion of Stack Effluents. *Air Pollution* 1.

⁴³ Pasquill, F. (1961). The estimation of the Dispersion of Windborne Material. *Meteor. Mag.*, 90:33-49.

⁴⁴ Turner, D. B. (1969). *Workbook of Atmospheric Dispersion Estimates*. Public Health Services Pub. No. 999-AP-26.

⁴⁵ Hanna, S. and R. Paine. (1988). Hybrid plume dispersion model (HPDM) development and evolution. *J. Appl. Met.*, 28:206-224.

⁴⁶ Hanna, S. R. (1978). Diurnal Variation of the Stability Factor in the Simple ATDL Urban Dispersion Model. *J. Air Poll. Control Assoc.* 28:147-150.

⁴⁷ Holzworth, G.C. (1967) Air Pollution Climatology. In *Compendium for Climatology* (J. Oliver and R. Fairbridge, Editors):27-38.

⁴⁸ Rogers, R.R. (1977) *Física de nubes*. Editorial Reverté, S.A. 248 p (Ver Cap. 3).

una burbuja tiene posibilidades de elevarse, se dice que la atmósfera está *inestable*; de lo contrario, *estable*. La figura III.8 esquematiza las llamadas condiciones de estabilidad, inestabilidad o neutralidad atmosférica.

Evidentemente las consideraciones anteriores son imprescindibles para prever si alguna emanación de gases contaminantes podrá dispersarse o no. Por tal motivo Pasquill (*op. cit.*) estableció las categorías de estabilidad a partir de la variación térmica vertical observada con el radiosondeo, como se indica en la tabla III.1.

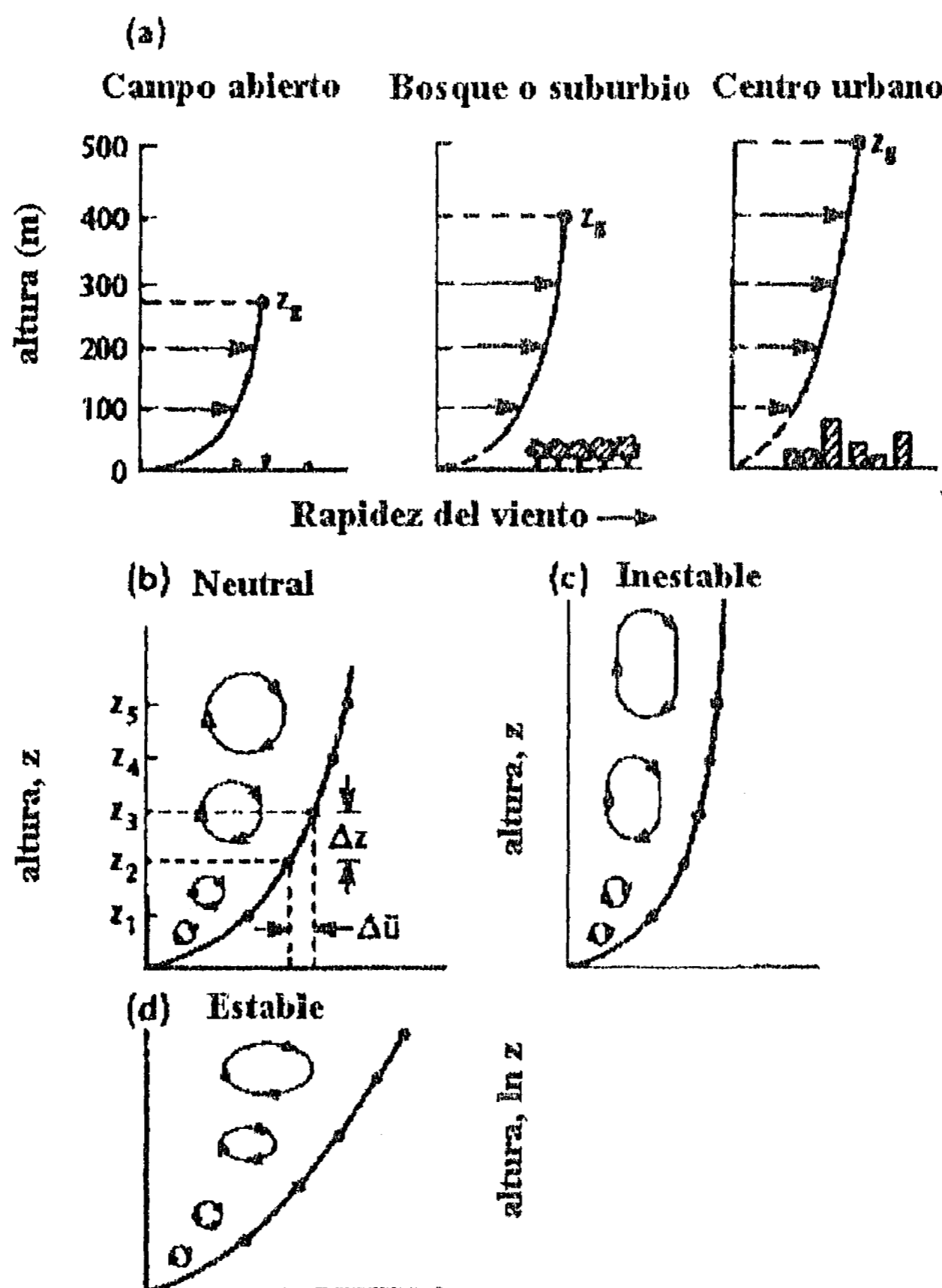


FIG. III.8. A) EFECTOS DE LA RUGOSIDAD EN EL PERFIL VERTICAL DEL VIENTO, DONDE z_0 ES LA ALTURA DE LA CAPA DE FRICCIÓN; B), C) Y D), EFECTOS DE LA ESTABILIDAD EN EL PERFIL VERTICAL DEL VIENTO. (DE OKE, T. R., BOUNDARY LAYER CLIMATES)

Introducción

TABLA III.1. CATEGORIAS DE ESTABILIDAD DE PASQUILL.

CATEGORIA	GRADIENTE TERMICO VERTICAL OBSERVADO CON EL RADIOSONDEO, dT/dz ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)
A=1: Extremadamente inestable	menor o igual a -1.9
B=2: Moderadamente inestable	-1.8 a -1.7
C=3: Ligeramente inestable	-1.6 a -1.5
D=4: Neutral	-1.4 a -0.5
E=5: Ligeramente estable	-0.4 a 1.5
F=6: Moderadamente estable	1.6 a 4.0
G=7: Extremadamente estable	más de 4.0

En la totalidad de los modelos de dispersión citados líneas arriba, la concentración de contaminantes esperada a cierta distancia de una fuente (puntual o extendida), depende inversamente del grado de inestabilidad atmosférica asignada con el criterio de Pasquill u otro considerado equivalente. Pero además, se ha encontrado que la estabilidad se relaciona con algunas componentes del balance energético (como se ve en la figura III.9), por lo que el punto es explorado en el Capítulo 3.

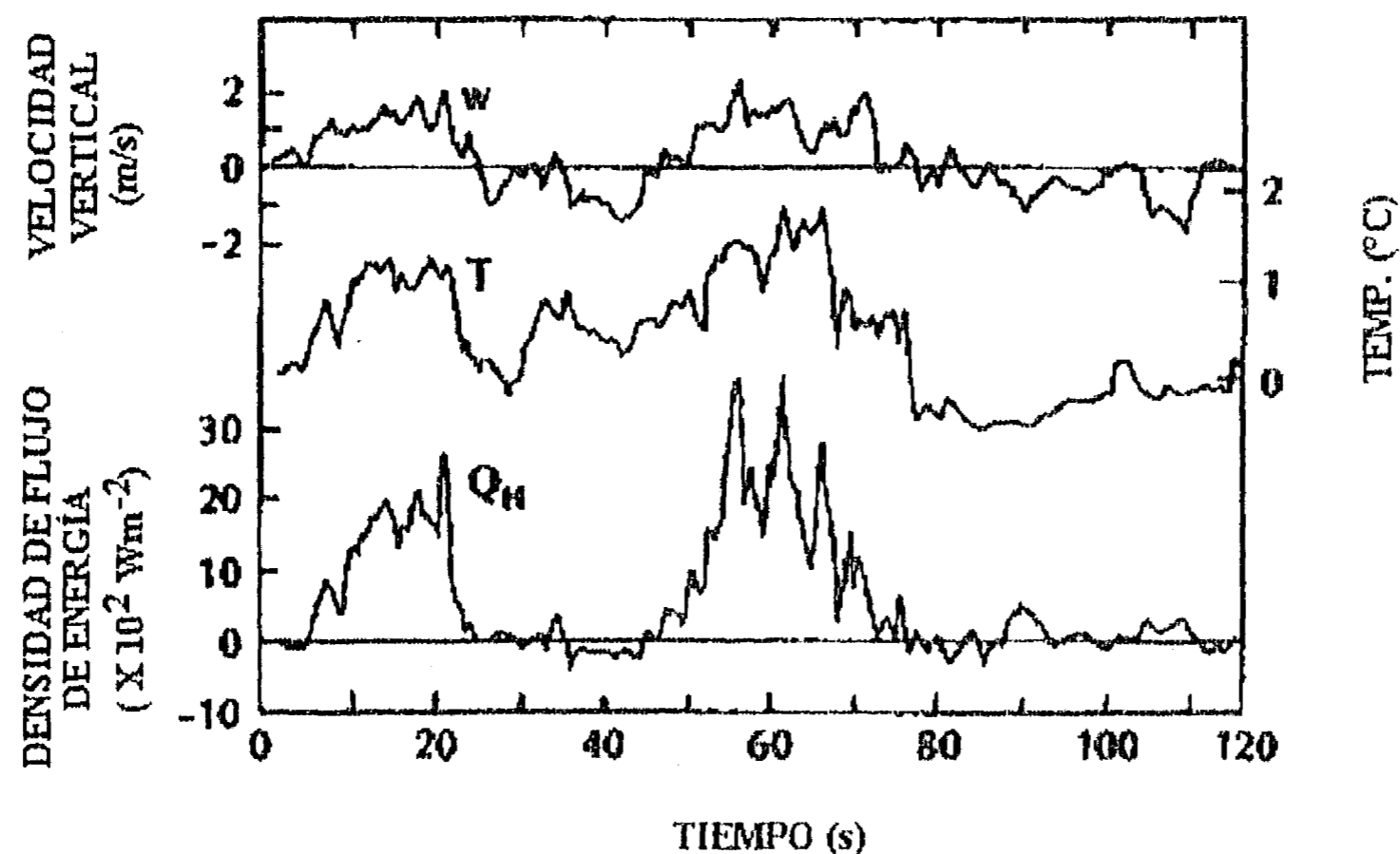


FIG. III.9. RELACIONES ENTRE VELOCIDAD DEL VIENTO VERTICAL (W) Y FLUCTUACIONES DE LA TEMPERATURA DEL AIRE (T) Y EL FLUJO DE CALOR SENSIBLE TURBULENTO (Q_h). (DE OKE, T. R., *BOUNDARY LAYER CLIMATES*).

1. CLIMATOLOGÍA DEL VALLE DE MÉXICO: UNA VISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Antes de mostrar en los *Capítulos 2 y 3* resultados originales sobre algunos aspectos de la climatología física (balance energético y estabilidad vertical) de la cuenca del Valle de México, conviene detenerse a comentar los avances del conocimiento sobre la climatología de esta área. Para ello se presentará un resumen de la climatología local, o más precisamente, del impacto de la urbanización en el mesoclima del Valle, a través de una reseña de la bibliografía más importante publicada al respecto entre 1960 y 1995. Son alrededor de 70 fichas (Tabla 1.1) lo que constituye ya un volumen bibliográfico y hemerográfico ya significativo. Destaca que en un 90% los trabajos compilados han hecho uso de datos de las estaciones de observación existentes sin implementar redes especiales. En un 70% son estudios descriptivos que no proponen modelos cuantitativos.

TABLA 1.1. PORCENTAJE DE TRABAJOS SOBRE MESO/MICROCLIMATOLOGÍA DEL VALLE DE MÉXICO, POR DÉCADA Y POR TEMA DE INVESTIGACIÓN.

Periodo	A	B	C	E	F	Suma
1960-1970	5	0	5	0	0	10
1971-1980	10	0	5	5	0	20
1981-1990	12	2	10	10	2	36
1991-1995	12	5	9	3	5	34
Suma	39	7	29	18	7	100

(A, termopluiografía horizontal; B bioclimatología; C calidad del aire y su relación con la meteorología; D estructura térmica horizontal; E hidrometeorología; F climatología física).

1.1 Climatología Sinóptica

En primer término, conviene bosquejar el escenario geográfico del Valle de México, que Quadri y Sánchez (pgs.27-28)⁴⁹ resumen así:

“...Entre las mayores metrópolis latinoamericanas la ZMCM (Zona Metropolitana de la Ciudad de México) es la única situada en el corazón del continente, a una altura de 2240 m sobre el nivel del mar. Su extensión es de más de 2000 km² (sic) y está enclavada sobre la porción suroeste de una cuenca lacustre de fondo plano limitada por grandes complejos montañosos de origen volcánico; al oriente, por la Sierra Nevada, cuyas cimas más elevadas sobrepasan los 5000 m; al sur, por las serranías del Ajusco y Chichinautzin, que virtualmente llegan a los 4000 m; y al poniente, por la Sierra de las Cruces, donde superan los 3000 metros. La parte media de la cuenca queda bloqueada por la Sierra de Guadalupe, donde los cerros más altos alcanzan los 2600 m.

“...En la actualidad la cuenca de México presenta severas alteraciones hidrológicas y ecológicas; prácticamente tres cuartas partes de sus bosques de coníferas y encinos han desaparecido y se han desecado casi la totalidad de sus lagos originales, mientras que dos tercios de sus tierras no urbanizadas presentan un avanzado proceso de erosión...”

⁴⁹ Quadri, G. y Sánchez, L.R. (1992). *La ciudad de México y la contaminación atmosférica*. Limusa-Noriega Editores. México, 316 p.

Jáuregui⁵⁰ esquematizaba así en 1975 las dos grandes temporadas meteorológicas del Valle (ver figuras 1.1 y 1.2):

"...Durante la época de secas, de mediados de octubre a mediados de mayo, sobre la región prevalece, en general, una circulación anticiclónica: en el invierno la corriente de chorro, del Oeste, a 200 mb, se desplaza hacia el sur, pasando algo al norte de la ciudad de México, por lo que en la tropósfera alta, los vientos, sobre la capital, soplan del Oeste o SW con fuerte intensidad. Es en esta época cuando descienden de Norteamérica las masas de aire polar que en ocasiones dan origen a fuertes descensos de temperatura en el Valle de México...

"Según un estudio sobre el clima invernal de México, realizado por Hill (1969)⁵¹, que comprende 5 años de registro, el 75% de las ondas frías tuvo una duración de sólo 12 horas y durante este tiempo se registró el 96% de los descensos de temperatura asociados al frente frío. Esta disminución de la temperatura al paso de un frente frío fue, según este autor, de 3°C, por promedio, para la ciudad de México.

"De las invasiones de aire polar que en la estación fría tienen lugar en la planicie costera del Golfo, sólo una parte (un 20% según el estudio de Hill) son suficientemente profundas para afectar al Valle de México;...

"A partir del mes de abril la circulación de invierno comienza a cambiar. Como resultado del calentamiento del continente norteamericano se debilita el gradiente de presión meridional en los niveles medios de la tropósfera, por lo que los vientos del Oeste pierden intensidad sobre el Valle de México. Simultáneamente se observa, a fines de la época seca, un desplazamiento, hacia el Norte, del anticiclón semipermanente del Atlántico Norte. En estas condiciones comienza a disminuir la influencia del flujo anticiclónico, y la corriente de los alisios empieza a manifestarse...

"La corriente de los alisios se profundiza en la región y llega hasta la alta tropósfera; entonces prevalecen en México los movimientos ascendentes y convergentes hasta los 300 mb, compensados por flujo divergente en los niveles altos de la tropósfera (Hastenrath, 1967)⁵². Es en este tiempo, cuando la zona intertropical de convergencia (ZIC) del Pacífico oriental, que se localiza al oeste de Centroamérica, se mueve hacia el Norte en los meses de mayo y junio, retrocede al Sur en julio y agosto, para volver hacia el Norte en septiembre y parte de octubre. Esta marcha estacional de la zona intertropical de convergencia rige en cierta medida las variaciones que en la estación húmeda se observan en la precipitación registrada en la ciudad de México..."

Llama la atención un mínimo de precipitación en agosto, la llamada canícula, que entonces cuantificó Jáuregui con una frecuencia de 1 vez cada 4.5 años.

Como se mencionó anteriormente, en el semestre centrado en el invierno es frecuente que el Valle quede bajo la influencia de flujo anticiclónico. Los vientos sinópticos son débiles o prácticamente ausentes, y se incrementa la frecuencia de inversiones térmicas superficiales nocturnas. Es entonces cuando se hace más patente la circulación local, de manera contraria al verano, cuando dominan los vientos regionales, marcadamente del sureste al medio día.⁵³

En la figura 1.1 se observa un ligero incremento de la temperatura en agosto, consecuencia de la disminución relativa de la precipitación. No obstante, en la gráfica de las precipitaciones normales esto no se aprecia, debido a que ese mínimo relativo en algunos años se presenta en julio y en otros en agosto, resultando un pluviograma promedio muy suavizado.

⁵⁰ Jáuregui, E. (1975). Las zonas climáticas de la ciudad de México. *Bol. Inst. Geografía* 6: 47-58.

⁵¹ Hill, J. (1969). Temperature variability and synoptic cold fronts in the winter climate of Mexico. *Climat. Series* No.4. McGill University, Montreal.

⁵² Hastenrath, S. (1967), Rainfall distribution and regime in Central America. *Arch. Meteor. Geophys. Biokl.*, 15, p. 212.

⁵³ Jáuregui, E. y E. Luyando. (1992). Patrones de flujo de aire superficial y su relación con el transporte de contaminantes en el Valle de México. *Investigaciones Geográficas (Bol. Inst. Geogr. UNAM)*, 24:51-78.

Las bases del trabajo anterior están en:

Luyando-López, E. (1991). *Circulación de los vientos superficiales en la cuenca de México y su relación con el transporte de contaminantes atmosféricos*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL UNAM. 120p.

Un reporte con menos detalle pero más orientado a la difusión de contaminantes es:

Campos, R., J.L. Marroquín y C. Mena (1973). *Modelo de dispersión de azufre en el Valle de México*. Informe interno de PEMEX, 120 p.

Una consecuencia lógica de la climatografía bosquejada antes, es la variación estacional de las tolvaneras. Para el periodo 1923-1958 Jáuregui⁵⁴ había observado que en promedio, marzo registró el máximo (con 13 tempestades de polvo, 7 de las cuales duraron más de 3 horas), seguido de febrero, abril y enero, mientras que de julio a noviembre su frecuencia se abate y las tolvaneras intensas prácticamente desaparecen. La explicación que da dicho autor es la diferencia de humedad del suelo desnudo entre invierno (baja) y verano (alta).

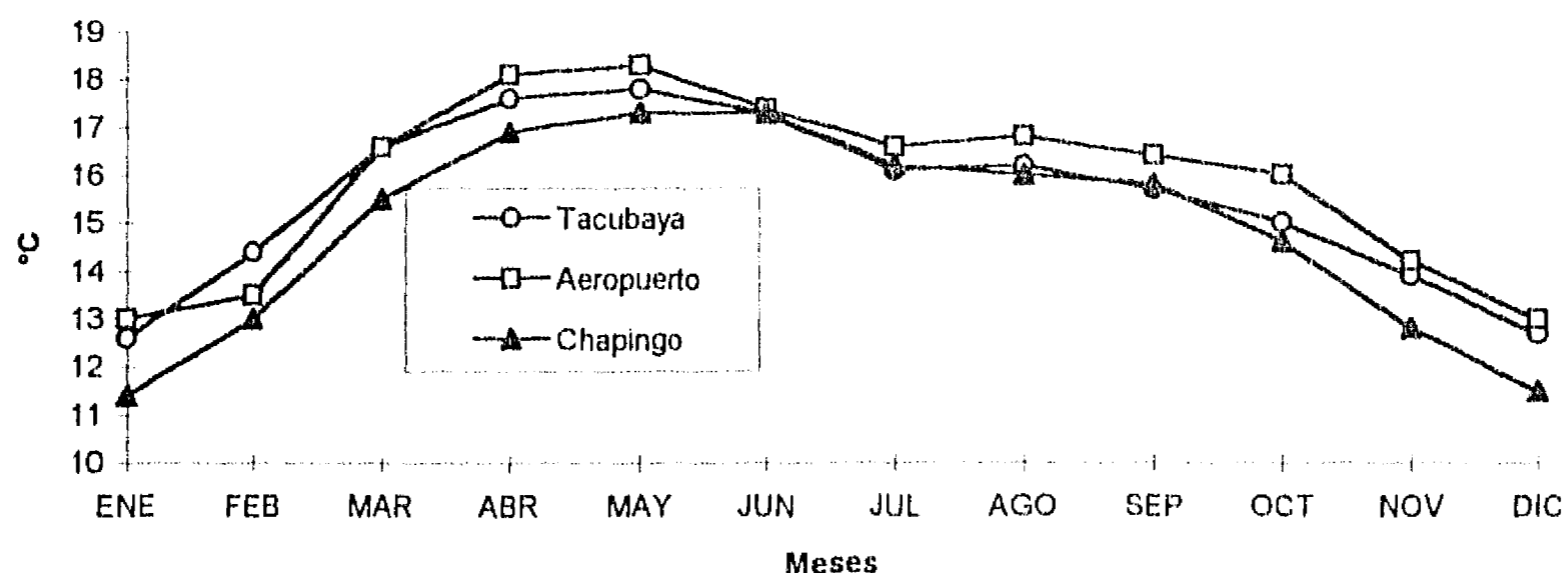


FIG. 1.1. TEMPERATURAS MEDIAS 1951-1980 EN °C, EN TRES PUNTOS DEL VALLE DE MÉXICO.

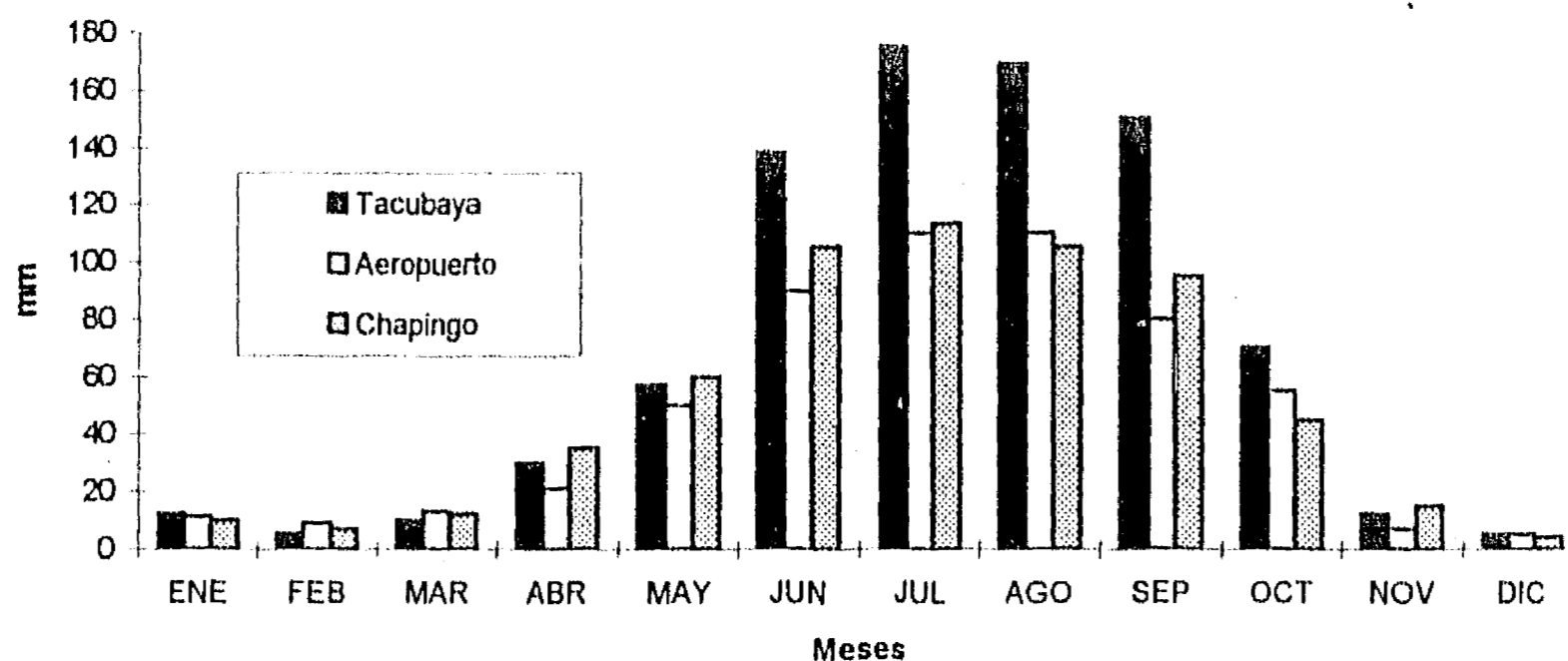


FIG. 1.2. PRECIPITACIÓN MEDIA EN TRES PUNTOS DEL VALLE DE MÉXICO (1951-1980) EN MM.

Por otra parte, la circulación anticiclónica del invierno provocó que -durante 1981⁵⁵- las inversiones térmicas superficiales en el aeropuerto de la ciudad de México se hayan observado durante el 80% de las madrugadas entre diciembre y marzo; mientras que en meses de transición como abril, mayo y noviembre, en el 50%; y en menos del 20% en la época de lluvias (junio a octubre).

Desde luego que las condiciones atmosféricas no se repiten regularmente año tras año. Por ejemplo, García y Hernández⁵⁶ en las seis décadas que van de 1921 a 1980, encuentran el comportamiento de la precipitación anual indicado en la Tabla 1.3 comparado con la moda. Si se observa la gráfica de las autoras

⁵⁴ Jáuregui, E. (1960). Las tolvaneras de la ciudad de México. *Ing. Hidráulica en México*, 12: 1-7.

⁵⁵ Jáuregui, E. (1988). Local wind and air pollution interaction in the Mexico basin. *Atmósfera*, 1: 131-140.

⁵⁶ García, E. and M.E. Hernández. (1982). Precipitation anomalies in the basin of Mexico, en *Geographical topics of Mexico City and its environments*, Inst. Geografía UNAM: 1-11.

citadas (resumida en la Tabla 1.3) se ve que los manchones de déficit o excedente de lluvia cambiaron de ubicación varias veces durante esas seis décadas.

Además, García⁵⁷ adaptó la clasificación climática de Koeppen al Valle de México; y una visión amplia de climatología del Valle, descrita con lenguaje accesible que en buena medida resume lo explicado hasta ahora, se encuentra en el trabajo de Gómez-Rojas.⁵⁸

TABLA 1.2 VALORES NORMALES (1951-1980) DE LOS OBSERVATORIOS METEOROLÓGICOS UBICADOS EN EL VALLE DE MÉXICO

	Tacubaya (urbana)	Aeropuerto (suburbana)	Chapingo (rural)	Promedio
Altitud (m)	2308	2235	2250	2264
T. Máx. Promedio	23.4 °C	24.3	24.3	24.0
T. Min. Promedio	9.6 °C	8.1	5.9	7.9
Precip. Total (mm)	816	557	595	656
H. Relativa Promedio	60 %	59 %	66 %	62%
Hs. Insolación al año	1978	2318	2547	2281
Días con niebla	103	84	148	112
Días con helada	10	13	58	27

TABLA 1.3 COMPORTAMIENTO DE LA PRECIPITACIÓN ANUAL EN EL VALLE DE MÉXICO, RESPECTO DE LA MODA (SEGÚN GARCÍA Y HERNÁNDEZ).

Años en que se rebasó la moda de precipitación en casi el 100% de la superficie del Valle.	1922, 1925, 1931, 1935, 1937, 1940, 1952, 1958, 1973 y 1976.
Años en que se rebasó la moda de precipitación en menos del 10% de la superficie del Valle.	1921, 1938, 1940, 1949, 1950, 1953 y 1957.
Años en que la precipitación estuvo abajo de la moda en casi el 100% de la superficie del Valle.	1929, 1933, 1936, 1945, 1946, 1947, 1948, 1949, 1950, 1960, 1961, 1962, 1969, 1970 y 1977.

1.2 Termopluiografía

Las modificaciones climáticas inducidas por la urbanización⁵⁹, consisten principalmente en las llamadas *islas de calor*, de lluvia, de humedad, la reducción de la ventilación, etc. Oke (1986)⁶⁰ asienta que para latitudes tropicales estos patrones (o *islas*) no necesariamente se reproducen, y son diferentes si se trata de climas húmedo ecuatorial, tropical seco/húmedo, estepa tropical, húmedo subtropical y subtropical de altura, del cual un ejemplo destacado es la ciudad de México. Además, las ciudades tropicales acusan las siguientes diferencias: tienen una menor altura del tejido urbano, una proporción considerable de calles no tienen pavimento, existen pocas áreas verdes, hay menor emisión de calor antropogénico, pero mayor incidencia de radiación solar.^{61 62}

⁵⁷ García, E. (1968). *Los climas del Valle de México*. Col. de Posgraduados. Esc. Nal. De Agricultura. Chapingo (México).

⁵⁸ Gómez-Rojas, J.C. (1989). *El clima de la ciudad de México*. Cuadernos de Geografía, Fac. de Fil. Y Letras (UNAM).

⁵⁹ Landsberg, H.E. (1981). *The urban climate*. Ac. Press. 275 p.

⁶⁰ Oke, T.R. (1986). Urban climatology and the tropical city. En *Urban climatology and its applications with special regard to tropical areas*. WMO No. 652: 1-25.

⁶¹ Jáuregui, E. (1986 A). Tropical urban climates: review and assessment. En *Urban climatology and its applications with special regard to tropical areas*. WMO No. 652:26-45.

⁶² NiewolT, S. (1986). Design for climate in hot humid cities. En *Urban climatology and its applications with special regard to tropical areas*. WMO No. 652:514-534.

Al inicio de la década de los sesentas se actualizó la climatología del Valle de México, gracias a que al menos diez estaciones del Valle ya tenían registros por más de dos décadas.⁶³ En 1969, Escalante⁶⁴ se preguntaba si algunas evidencias de disminución de la temperatura se debían a la turbidez de la atmósfera urbana de la ciudad de México. Años después se comprobó que la disminución térmica en esa década fue más o menos planetaria, y debida a un máximo en la actividad volcánica.⁶⁵

En 1971 Jáuregui⁶⁶ publicó una amplia cartografía de temperaturas (extremas y medias) y precipitaciones mensuales, y algunas evaluaciones bioclimáticas. En cierta medida era una actualización de un trabajo previo,⁶⁷ y antecedente de un artículo de 1973⁶⁸ donde se documenta la presencia de la isla de calor. Un año más tarde se hace lo mismo con la isla de lluvia,⁶⁹ mejor evidenciada en un trabajo de 1982.⁷⁰

Resumiendo trabajos previos, para la ciudad de México, Jáuregui⁷¹ encuentra que la isla de calor nocturno (que puede alcanzar hasta 9 °C de intensidad) reduce el confort térmico en la estación cálida/seca, y se conjuga con una isla de baja humedad relativa (25% menos que en los alrededores); la isla de frío es un fenómeno diurno que debe investigarse en asociación con los flujos turbulentos superficiales. En el mismo trabajo se presenta la evidencia de un incremento de la precipitación vespertina durante la estación lluviosa.

La isla de calor, además, es el rasgo característico de las alteraciones climáticas observadas en ciudades medianas y grandes del mundo, y particularmente de México.⁷² Se manifiesta más claramente en las temperaturas mínimas, que tienden a aumentar en razón de la superficie urbanizada; fenómeno que se puede observar incluso si se estudia sólo una parte de la ciudad, como por ejemplo el sur del Distrito Federal, para el que se ha detectado que a partir de los setentas las temperaturas mínimas acusan un incremento, estadísticamente asociado con el crecimiento de la mancha urbana.⁷³ Si se observan las tendencias de la temperatura en diversas décadas en el área metropolitana de la ciudad de México, las regiones que van pasando de suburbanas a urbanas son las que manifiestan mayor razón de incremento térmico, lo que se

⁶³ Vázquez-Zepeda, P. (1964). *Climatología del Valle de México*. Tesis de la Escuela Normal Superior. 86 p.

⁶⁴ Escalante-Lazurtegui, C. (1969). *Influencia de la turbidez atmosférica en los cambios de temperatura observados en la ciudad de México durante el presente siglo*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL UNAM. 86 p.

⁶⁵ Schönwiese, C.D. (1994). *Klimatologie*. Verlag Eugen Ulmer Stuttgart. Stuttgart, 436 p. (Ver pg. 338).

⁶⁶ Jáuregui, E. (1971). *Mesomicroclima de la ciudad de México*, UNAM, México. 87p.

⁶⁷ Jáuregui, E. (1965). Mesoclima y bioclima del Valle de México. *Bol. Inst. Geogr.* 1:99-123.

⁶⁸ Jáuregui, E. (1973). The urban climate of Mexico City. *Erdkunde*, 27: 298-306.

⁶⁹ Jáuregui, E. (1973). La isla de lluvia en la ciudad de México. *Rev. Ing. Hidr. En México*, III: 139-151.

⁷⁰ Jáuregui, E. und D. Klaus (1982). Stadtklimatische Effecte der raum-zeitlichen Niederlagverteilung afuzeil am Baispiel von Mexiko-Stadt. *Erdkunde* 36: 278-286.

⁷¹ Jáuregui, E. (1986). The urban climate of Mexico City. En *Urban climatology and its applications with special regard to tropical areas*. WMO No. 652: 63-85.

⁷² Jáuregui, E. (1987). Urban heat island development in medium and large urban areas in Mexico. *Erdkunde*, 41: 48-51.

⁷³ Pozos, B.A. y V.L. Barradas, (1988). Evolución de la temperatura en la región sur de la ciudad de México debido a la urbanización. *Memoria de los III Congresos Interamericano y Mexicano de Meteorología*, México, D.F.: 157-159.

Ver también sobre este punto:

Bustos-Trejo, G. (1981). *Tendencias climáticas en tres centros urbanos de la República Mexicana: ciudad de México, ciudad de Guadalajara y ciudad de Monterrey*. Tesis de Maestría en Geografía, FFyL UNAM. 86 p.

Rubi-Sandoval, M.E. (1991). *Cambios de la temperatura y precipitación de la ciudad de México debidos a la urbanización durante el periodo 1961-1980*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL UNAM. 135 p.

Ruiz-Hernández, J.A. (1994). *Cambios climáticos en la ciudad de México*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL UNAM. 106 p.

manifiesta inclusive en las temperaturas medias anuales,⁷⁴ (las cuales tienden a presentar muy suavizados los comportamientos climáticos).

El resultado es un incremento de los contrastes térmicos entre el centro de la ciudad y los alrededores rurales, que era menor a los 2°C a finales del siglo pasado, de 5°C en los treinta, y que actualmente puede alcanzar hasta los 9°C. Como ya se dijo, lo anterior se evidencia más en las temperaturas mínimas.⁷⁵

La precipitación y su relación con la ciudad; la importancia del agua para cubrir las necesidades ciudadinas y el impacto de la urbe en los patrones pluviales, son tema de trabajos como el de Maderey,⁷⁶ que tiene claramente fines de aplicación a la proyección de obras hidráulicas; o el de Meza y Cervantes⁷⁷ que para el sur de la ciudad muestra una tendencia al incremento de la lluvia como consecuencia de la urbanización. Por otro lado, García y Hernández (1982, *op. cit.*) habían señalado la gran variabilidad temporal y espacial de la lluvia en el Valle, como ya se comentó en la sección anterior (ver tabla 1.3), quizás en coincidencia con la variación de las manchas solares.⁷⁸

Trabajos más recientes, han permitido explorar los efectos de la vegetación ciudadina en la temperatura y la lluvia^{79 80} y los efectos de la repastización del Lago de Texcoco en el clima de la ciudad⁸¹, lo que ha permitido documentar claramente el impacto de la urbe⁸² o de una pequeña porción de ella en el clima pluvial⁸³.

En trabajos inéditos, con pruebas estadísticas sólidas, Jáuregui ha podido demostrar que hay una clara tendencia al aumento de la precipitación en el interior de la ciudad de México (de casi 5 mm/año)⁸⁴, al

⁷⁴ Gómez-Rojas, J.C. y R. Flores-Ruiz (1993). Hipótesis del cinturón térmico en la Ciudad de México. *Memoria del VI Congreso Nacional de Meteorología*, México, D.F.: 70-71.

⁷⁵ Jáuregui, E. (1993). Mexico City's urban heat island revisited. *Erdkunde*, 47: 185-195.

⁷⁶ Maderey, L.E. (1980). La intensidad de la precipitación en la ciudad de México. *Bol. Inst. Geografía (UNAM)*, 10: 7-53.

⁷⁷ Meza-Sánchez, M. Y J.F. Cervantes-Borja (1981). Variaciones del impacto pluvial como base para inferir cambios climáticos en el sur de la ciudad de México. *Bol. Inst. Geogr.* 11: 93-118.

Sobre este tema ver también:

Alvarez-Cruz, E.M. (1992). *Condiciones de temperatura y precipitación en el suroeste del Distrito Federal*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL UNAM, 135 p.

Márque-Hitzil, J. (1986). *El ciclo del agua, comportamiento y tendencias en el sur del Valle de México*. Tesis de Maestría en Geografía, FFyL UNAM, 33 p.

⁷⁸ García, E., R. Vidal and A. Miranda (1982). Sunspot numbers and precipitation in Mexico, in *Geographical topics of Mexico City and its environs*. Inst. de Geografía, UNAM: 1-11.

⁷⁹ Jáuregui, E. Y M. Maya (1989). Efectos de un parque urbano sobre la temperatura y la lluvia convectiva en la Ciudad de México. *Memoria del IV Congreso Nacional de Meteorología*. Chihuahua, octubre 4-6: 76-77.

⁸⁰ Barradas, V. L. (1991). Air temperature and humidity and human comfort index of some city parks of Mexico City. *Int. J. Biometeorol.* 35: 24-28.

⁸¹ Jáuregui, E. (1991A). Effects of revegetation and new artificial water bodies on the climate of northeast Mexico City. *Energy and Buildings*, 15-16: 447-455.

⁸² Camacho-Martínez, G. (1992). *Influencia del crecimiento urbano sobre los patrones de precipitación y temperatura en el Distrito Federal*. Tesis de Lic. en Geografía (UNAM).

⁸³ Ver por ejemplo:

Jáuregui, E. (1975). Microclima del bosque de Chapultepec. *Bol. Inst. Geogr. UNAM*, 6: 63-72.

Ortiz-Condado, M.I. (1980). *El microclima de ciudad Universitaria*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL UNAM, 128 p.

Sánchez-Huerta, J.B. (1990). *Análisis de algunas variables meteorológicas y su área de influencia, en ciudad Universitaria, D.F. durante el periodo 1963-1983*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL UNAM, 115 p.

⁸⁴ Jáuregui, E. (1994). Urban effects on convective precipitation in Mexico City. *90th. Annual Meeting of Ass. Am. Geog.* San Francisco, Ca. (Manuscrito inédito).

tiempo que hay una sensible disminución, de la humedad relativa (de un 10%) y también de la humedad específica (de alrededor de 3 gr/kg) comparando las estaciones meteorológicas automáticas del Palacio de Minería y del Plan Texcoco (puntos B y D de la figura 1.1),⁸⁵ y desde luego los contrastes son mayores entre la ciudad y sitios francamente rurales cuesta arriba en la montaña.⁸⁶

Por otra parte, Jáuregui⁸⁷ ha documentado una tendencia al incremento en la evaporación (potencial) anual de 1961 a 1985 en las estaciones climatológicas urbanas del Valle de México. lo que ha traído como consecuencia que dicho parámetro en promedio sea el doble en el centro de la ciudad que en los alrededores rurales.

1.3 Bioclima humano, calidad del aire y radiación

La mayoría de los trabajos relativos al bioclima humano de la ciudad de México, por un lado han consistido en exploraciones a partir de índices sencillos, que ponderan el efecto de la temperatura y la humedad (por medio de funciones lineales de la temperatura ambiente y alguna variable de humedad, como la humedad relativa o la temperatura de bulbo húmedo) en sujetos sedentarios, a la sombra, con cierto grado de arropamiento (Jáuregui, 1965, *op. cit.*). Por el otro lado, están los análisis concernientes a la calidad del aire, que serán reseñados al final de esta sección.

Al primer enfoque le llamaremos biohigrotérmico. No obstante lo sencillo que es, las conclusiones desprendidas de su aplicación son válidas porque esos índices tienen tan alto grado de sensibilidad, como otros índices basados en el balance energético del cuerpo humano⁸⁸.

Jáuregui⁸⁹⁻⁹⁰ al comparar ciudades tropicales medias y grandes, encuentra que los impactos al bioclima humano son más drásticos en las últimas, principalmente en las noches, llegando a generar incomodidad en la estación cálida en sitios que de no ser urbanos permanecerían en el umbral del confort. Específicamente para la ciudad de México, aplicando el concepto de temperatura efectiva (TE, igual a la sensación térmica producida por la situación presente si la humedad relativa fuera del 100%), se encuentra que como consecuencia del proceso de urbanización, se presentan varios micro-bioclimas,⁹¹ aspecto que Espinosa⁹² confirma y profundiza en su análisis al establecer para una decena de estaciones termopluviométricas, periodos horarios medios mensuales de confort térmico humano aplicando índices bioclimáticos empíricos (como la ya mencionada TE) que previamente se ocupó de revisar y analizar su aplicabilidad a la ciudad de México.

En concordancia con la presencia de la isla de calor, asociada a grandes áreas pavimentadas, desprovistas casi de vegetación y con profundos y relativamente angostos cañones urbanos, los ambientes más frescos se han ubicado en los parques boscosos de la ciudad.⁹³⁻⁹⁴

⁸⁵ Jáuregui, E. (1994). Areal and temporal humidity variations in Mexico City. *Proc. Of the meeting of the Com. On Clim. Of the Int. Geog. Union*. Brno, Czech Republic: 287-293.

⁸⁶ Padilla, H., A.C. Leyva and p. Mosiño (1993). An analysis of daily humidity patterns at a mountainous and urban site in a tropical high-altitude region. *J. App. Met.*, 12: 1638-1643.

⁸⁷ Jáuregui, E. (1995). Long-term evaporation/moisture trend in Mexico City. (*Manuscrito inédito*).

⁸⁸ Cervantes, J., E. Jáuregui y A. Tejada (1995) Texto en preparación sobre sensibilidad de índices bioclimáticos.

⁸⁹ Jáuregui, E. (1991). The human climate of tropical cities: an overview. *Int. J. Biometeorol.*, 35: 151-160.

⁹⁰ Jáuregui, E. (1991). Urbanization effects on the bioclimates of tropical cities in Mexico. *Preprints of 10th. conference on biometeorology and aerobiology: special session on hydrometeorology*. Salt lake City, September 10-13: 79-80.

⁹¹ Jáuregui, E. (1992 B). Bioclimatic conditions in Mexico City: an assessment. (Inédito).

⁹² Espinosa-Cárdenas, M. (1994). *Bioclimatología urbana de la ciudad de México*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL UNAM, 140 p.

⁹³ Marín, T. y M.P. Garza (1989). Comparación sobre las diferencias de algunos elementos climáticos entre un área urbanizada y un parque-vivero forestal. *Mem. del IV Congreso Nal. de Meteorología*. Chihuahua, Chih. (4-6 octubre): 98-102.

En cambio, siguen siendo escasos los análisis del bioclima humano intramuros a escala de una habitación, como el trabajo reportado en 1971.⁹⁵

En cuanto a la calidad del aire asociada con la meteorología o la climatología, existen dos enfoques complementarios: uno consiste en asociar los niveles de concentración de diversos contaminantes antropogénicos,⁹⁶ naturales o seminaturales⁹⁷ con elementos climáticos locales, y el otro, asociar esos niveles de contaminación con sistemas de circulación regional,^{98,99} como por ejemplo Jáuregui y Luyando (1992, *op. cit.*) encontraron que los vientos catabáticos nocturnos combinados con la circulación centripeta inducida por la isla de calor tienden a contener la dispersión lateral de los contaminantes.

Sin embargo, siguen siendo escasos los trabajos dirigidos a la modelación de la contaminación¹⁰⁰, pero por su solidez destaca el trabajo de Wellens¹⁰¹ que llega a la modelación del campo de viento en el Valle de México y por lo mismo a simular la dispersión de contaminantes, prescindiendo de los aspectos químicos.

⁹⁴ Barradas, V. L. (1991). Air temperature and humidity and human comfort index of some city parks of Mexico City. *Int. J. Biometeorol.* **35**: 24-28.

⁹⁵ Jáuregui, E. (1971). Evaluación del bioclima en dos clínicas de la ciudad de México. *Bol. Inst. Geogr. UNAM*, **IV**: 23-36.

⁹⁶ Cronológicamente se citan los siguientes trabajos sólo como ejemplos:

Jáuregui, E. (1969). Aspectos meteorológicos de la contaminación del aire en la ciudad de México. *Ing. Hídric. en México*, **XXIII**: 17-28.

Jáuregui, E. (1979). La contaminación atmosférica potencial en los valles del centro de México. *Comunic. Proyecto Puebla-Tlaxcala*, **16**: 81-87.

Jáuregui, E. (1988). Efectos del clima urbano sobre los niveles de contaminación en la ciudad de México. *Geografía y Desarrollo*, **1**: 37-44.

Jáuregui, E. (1988). Local Wind and air pollution Interaction in the Mexico Basin. *Atmósfera*, **1**: 131-140.

Jáuregui, E., R. Reséndiz y A. Estrada (1992). Tendencia de la contaminación del aire en la ciudad de México. *Mem. Encuentro Meteo 92*, (Cáceres, España): 27-31.

⁹⁷ Igualmente como ejemplos se citan los siguientes:

Jáuregui, E. (1971). La erosión eólica en los suelos vecinos al Lago de Texcoco. *Ing. Hídric. en México*, **XXV**: 103-117.

Jáuregui, E. (1983). Visibility trends in Mexico City. *Erdkunde*, **37**: 296-299.

Jáuregui, E. (1991). Effects of revegetation and new artificial water bodies on the climate of Northeast Mexico City. *Energy and Buildings*, **15/16**: 447-455.

⁹⁸ Méndez-García, H. (1989). *Pronóstico de episodios de contaminación ambiental en el Valle de México basado en observaciones meteorológicas*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas., Univ. Veracruzana, Xalapa. 98 p.

⁹⁹ Sandoval, E., P. Escamilla, J.M. Cerna, V.H. Páramo y R. González. (1992). Meteorología y contaminación en la ciudad de México. *Ciencia y Desarrollo*, **XVII** (No. 103): 50-64.

¹⁰⁰ Se pueden citar los siguientes:

Fuentes, V. y R. Aguirre (1980). *Criterios y normas para ubicar zonas industriales con objeto de prevenir problemas de contaminación atmosférica*. Instituto de Ingeniería (UNAM), Proyecto 9165.

Fuentes, G.V. (1987). *Simulación de la calidad del aire del Valle de México, mediante un modelo de dispersión*. Div. de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, UNAM.

Fuentes, G.V. (1988). *Simulación del fenómeno de inversión térmica en el Valle de México*. Div. de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, UNAM.

Córdova, A. (1992). *Aplicación de modelos matemáticos como herramienta de evaluación de alternativas para el control de la contaminación atmosférica en la ciudad de México*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Química (UNAM), 81p.

¹⁰¹ Wellens-Purnal, A.G. (1993). *Análisis matemático de la dispersión atmosférica en la ciudad de México*. Tesis de Maestría, Div. de Estudios de Posgrado de la Fac. de Ingeniería de la UNAM, México. 120p.

Por su parte, el Instituto de Investigaciones Eléctricas ha realizado campañas de mediciones para evaluar los parámetros de la capa límite planetaria al oriente de la ciudad en la vecindad del exlago de Texcoco, durante mayo de 1992, en septiembre de 1993 y agosto de 1994, haciendo uso de anemómetros triaxiales, anemómetros sónicos, radiómetros netos y radiosondeos. Un esfuerzo especial requirió la campaña de mediciones simultáneas en Texcoco, Ciudad Universitaria, Iztapalapa e Iztacala que de mayo a agosto de 1994 realizó dicho Instituto con patrocinio del Departamento del Distrito Federal (proyecto COPERA). Los abundantes datos que resultaron de esas mediciones, están siendo analizados y hasta el momento los resultados no se han publicado.

En cuanto a la radiación solar global en la ciudad de México, se ha demostrado una disminución aproximada al 12% de su incidencia en el centro de la ciudad (Palacio de Minería) en comparación con el ambiente rural al este de la ciudad en días despejados sin tormentas de polvo (12 al 18 de junio de 1993),¹⁰² lo que es congruente con los incrementos del coeficiente de turbiedad atmosférica de Angstrom, que en el periodo 1911-1928 era de alrededor de 0.071; se duplicó para los años de 1957-1962 (0.147) y se triplicó para el periodo 1967-1989 (0.246).¹⁰³

Gracias a que desde hace más de una década funciona una estación de radiación muy completa en Ciudad Universitaria (auspiciada por el Instituto de Geofísica de la UNAM), y a la puesta en operación en 1993 de las estaciones automáticas de Plan Texcoco y Minería instaladas por la sección de clima urbano del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM, será posible que en breve se pueda completar un climatología de la radiación solar en la ciudad de México.

¹⁰² Jáuregui, E. (1995). Algunas alteraciones de largo periodo del clima de la ciudad de México debidas a la urbanización: revisión y perspectivas. *Investigaciones Geográficas* (en prensa).

¹⁰³ Para este punto ver:

Gorszinsky, L. (1926). *Radiación solar en Tacubaya desde 1911*. Folletos No. 1-4.

Galindo, I. and A. Muhlia (1970). Contribution of the turbidity problem in Mexico City. *Arch. Met. Geophys. Biokl.* 18 B: 169-186.

Muhlia, A., A. Leyva y J.L. Bravo (1989). Actinometric method for determination of the total number of aerosol particles in the vertical atmospheric column. *Geof. Interna.* 28: 47-71.

Pacheco-Lagunes, A. (1982). *Generalidades de la contaminación atmosférica y algunos aspectos de la disminución de la visibilidad en el Distrito Federal*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL UNAM, 91 p.

Valdez-Barrón, M.G. (1986). *Análisis de información de radiación global en la Ciudad Universitaria (1978-1984)*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL UNAM, 92 p.

Finalmente, como ya se mencionó en la *Introducción*, en 1985 se realizó una campaña de mediciones del balance energético atmosférico,¹⁰⁴ la cual se comenta en el capítulo 2.

¹⁰⁴ Oke, T.R., G. Zeuner and E. Jáuregui (1992). The surface energy balance in Mexico City. *Atm. Env.* 26 B: 433-444.

2. EL BALANCE ENERGÉTICO ATMOSFÉRICO

A partir de campañas de mediciones recientes de componentes del balance energético realizadas en el Valle de México entre 1994 y 1995 (ver tabla 2.1), se mostrarán, en primer término, algunos resultados estadísticos de mediciones de la radiación neta (que es la componente básica de la ecuación de balance, III.1) contra la radiación global y la temperatura en tres puntos urbanos y uno rural del Valle de México. A continuación, se discutirán los métodos de evaluación, las características del instrumental usado en tres campañas, y las comparaciones estadísticas entre las diversas componentes del balance energético. La intención será demostrar que, de contarse con información de otras zonas de la ciudad, sería posible establecer un modelo estadístico del balance energético (y posiblemente de la isla de calor) en la ciudad de México.

TABLA 2.1 RESUMEN DE LAS MEDICIONES DE BALANCE ENERGÉTICO ATMOSFÉRICO REALIZADAS RECIENTEMENTE EN EL VALLE DE MÉXICO. SE INDICA SI LOS TÉRMINOS DE LA ECUACIÓN 31, SE MIDIERON O SERÁN PARAMETRIZADOS

FECHA	LUGAR	Q*	Qh	Qc	Qs	Qf
Mayo 1992	Termoeléct. Valle Méx.	Radiómetro Neto	No se midió	No se midió	No se midió	Casi = 0
Sept. 1993	Plan Texcoco	Radiómetro Neto	Anemóm. Sónico	A parametrizar.	Placas Campbell	Casi = 0
Dic. 1993	Palacio de Minería	Rad. Neto (2 niveles)	Anemóm. Sónico	HigrómetroCríptón	Placas Campbell	A parametrizar.
Jul-Oct. 1994	Tres sitios suburbanos y uno rural	Radiómetro Neto	Anemóm. Sónico	A parametrizar	A parametrizar	A parametrizar.
Agosto 1994	Plan Texcoco	Rad. Neto (2 niveles).	Sist. Razón Bowen	Sist. Razón Bowen	Placas Campbell	Casi = 0
May-Jul. 1995	Pedregal de San Angel	Radiómetro Neto	Sist. Razón Bowen	Sist. Razón Bowen	Placas Campbell	Casi = 0

2.1 Modelos para la radiación neta en el Valle de México

Antecedentes

Como se advirtió en la *Introducción*, la radiación neta es el presupuesto energético con que cuenta el sistema suelo-atmósfera para los fenómenos propios de la capa límite superficial. Sin embargo, la radiación neta no es un parámetro que se mida comúnmente. De ahí que en esta sección se muestre una compilación de métodos empíricos propuestos por la literatura para estimar la radiación neta. Usando datos de cuatro estaciones del Valle de México para el verano de 1994, se encontraron ecuaciones de regresión altamente significativas¹⁰⁵ entre la radiación neta y la radiación global; no así para la radiación neta y la temperatura. Los coeficientes de ajuste acusan una clara dependencia del tipo de uso del suelo.

¹⁰⁵ Los métodos estadísticos aplicados para esta tesis son de uso corriente en el análisis de datos experimentales. Para aplicarlos se usó el paquete computacional *Statistica* (versión 3.0 de Stat-Soft, 1994) en la copia propiedad de la Facultad de Estadística de la Universidad Veracruzana (Xalapa). Para los fundamentos teóricos se consultaron los libros:

Canavos, G.C. (1988). *Probabilidad y estadística: aplicaciones y métodos*. Mc.Graw-Hill, México. 651 p.

Schönwiese, H. D. (1985). *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Borntraeger, Berlin. 231 p.

La evaluación de la radiación neta (Q^*) es de suma importancia en la meteorología de la capa límite al menos desde dos puntos de vista: las estimaciones de la categoría de estabilidad atmosférica en el periodo nocturno¹⁰⁶ cuando se carece de datos del gradiente térmico vertical, pero principalmente en la cuantificación del balance energético atmosférico. En la *Introducción* se estableció la ecuación del balance energético:

$$Q^* = Qh + Qe + Qs \quad \text{Ec.2.1.}$$

donde Qh es la disipación turbulenta de calor sensible de la superficie hacia la atmósfera, Qe la ganancia o pérdida de calor por condensación o evaporación, y Qs el flujo de calor almacenado en el suelo. Desde luego, si hay una contribución energética de origen antrópico importante (Qf) debería agregarse al primer miembro de la Ec.2.1.

También Q^* se puede estimar conociendo previamente la radiación solar global (Qg), el albedo o reflectividad de la superficie (α), la radiación de onda larga (calórica) emitida por la atmósfera al suelo (Qdl) y la radiación de onda larga emitida por el suelo a la atmósfera (Qlu):

$$Q^* = (1-\alpha)Qg + Qdl - Qlu \quad \text{Ec.2.2}$$

Edward Linacre (pp. 89-105)¹⁰⁷ ha hecho una exhaustiva revisión de los métodos empíricos para estimar Q^* , los que pueden ser clasificados en tres grupos: parametrizaciones de Qdl y Qlu en la ecuación 2.1; regresiones de Q^* contra Qg , y regresiones de Q^* contra la temperatura ambiente (T).

Cuando se pretende evaluar Q^* a partir de conocer todos los términos independientes de la ecuación 2.1, la dificultad estriba en tener parametrizaciones razonables de Qdl , Qlu y α . Desde luego que es posible implementar sensores para cada uno de ellos, pero en ese caso sería más fácil y barato recurrir directamente a un medidor de radiación neta. Así, para estimar α se recurre a tablas en las que frecuentemente se dan valores extremos para diversos materiales, en el entendido de que dependen además de la altura solar y el contenido de humedad del material (ver p.e. Linacre, *op. cit.* p. 93).

Qdl se puede estimar con la aproximación de Monteith¹⁰⁸ para cielos despejados:

$$Qdl = a + b T \quad (\text{W/m}^2) \quad \text{Ec. 2.3.},$$

con $a = 208$ y $b = 6$ si T es la temperatura al abrigo (en °C). Greene y Nelson¹⁰⁹ al utilizar la temperatura del suelo (°C), encontraron que $a = 258$ y $b = 3$. Finalmente Linacre (*op. cit.*, p. 97) propone una corrección en función de las octas de cubierta nubosa (C):

$$Qdl_{\text{corregida}} = Qdl (1 + 0.0034 C^2) \quad (\text{W/m}^2) \quad \text{Ec. 2.4.}$$

y la siguiente expresión para Qlu :

$$Qlu = (5.67 \times 10^{-8}) \epsilon (Tk)^4 \quad (\text{W/m}^2) \quad \text{Ec. 2.5.}$$

donde ϵ es la emitancia de la superficie (0.97 para suelo desnudo, i.e. sin vegetación ni pavimento) y Tk la temperatura de la superficie en °K.

Más prácticos son las más de veinte ecuaciones de regresión lineal de Q^* contra Qg (coleccionadas por el propio Linacre, *op. cit.*, pp. 98-100) de la forma:

¹⁰⁶ EPA, (1986). *On Meteorological Program: Guidance for Regulatory and Modelling Applications*, EPA, US Government.

¹⁰⁷ Linacre, E. (1992). *Climate, data and resources*, Routledge. New York, 396 p.

¹⁰⁸ Monteith, J.L. (1973). *Principles of Environmental Physics*, Arnold Ed. p. 35.

¹⁰⁹ Greene, G. and F. Nelson (1983). Performance of a frost hollow as a hemispherical thermal radiator. *Arch. Met. Geoph. und Bioklim.* 32: 263-278.

$$Q^* = c Qg + d \quad (\text{W/m}^2) \quad \text{Ec. 2.6}$$

Para esa colección los valores promedio de los coeficientes en el caso de suelos cubiertos de pasto y para medias mensuales son $c = 0.66$ y $d = -28$. Valores horarios o instantáneos podrían requerir otros coeficientes.

Además el mismo autor sugiere la utilización de expresiones de la forma:

$$Q^* = e Qg + f Qg/Qo + h \quad \text{Ec. 2.7.}$$

donde e , f y h son los coeficientes de regresión y Qo es la radiación extraterrestre, es decir, la que se recibe en el tope de la atmósfera.

Es claro que la dificultad de las Ecs. 2.6 y 2.7 es que sólo pueden ser aplicadas para valores diurnos ($Qg > 0$). En virtud de lo anterior, se han buscado métodos que dependan de variables que presenten un ciclo diurno completo, y la más obvia es la temperatura. Se han intentado regresiones polinomiales, con mejores ajustes para promedios mensuales o anuales (Linacre, *op. cit.*, pp. 103-104).

Los modelos de estimación de Q^*

Los datos de temperatura ambiente (T), radiación neta (Q^*) y radiación global (Qg) que fueron utilizados, corresponden a los sitios y periodos señalados en la Tabla 3.2. Se midieron a 8 m sobre el suelo (aproximadamente) con las estaciones micrometeorológicas del proyecto COPERA. Para este trabajo se usaron los promedios de cada 10 minutos. Los ambientes de las estaciones de Iztacala, Iztapalapa y UNAM son muy similares entre sí y difieren sustancialmente del paisaje de Texcoco (ver *Apéndice*).

TABLA 2.2 ESTACIONES Y PERIODOS USADOS PARA MODELAR LA RADIACIÓN NETA

ESTACIÓN	PERIODO	No. DE CASOS	SUELO	ALREDEDORES
Iztacala	Jun.15-Ago. 1 (1994)	6433	Impermeabilizante rojo (azteca)	Aridos, suburbanos.
Iztapalapa	Jun.17-Ago. 2 (1994)	4785	Idem	Idem
UNAM	Jun. 7-ago. 2 (1994)	3875	Idem	Suburbanos con vegetación.
Texcoco	Jun.15-Ago.1 (1994)	2320	Húmedo cubierto de pasto	Rurales semiáridos.

Debido a fallas de algunos instrumentos de medición, los periodos de observación no fueron continuos, de modo que aun siendo similares para los cuatro puntos de observación varía el número de casos útiles. Para la estación de Iztacala no se contó con datos de radiación global.

La Tabla 2.3 muestra los modelos empíricos para datos de cada 10 minutos siguiendo la forma de la ecuación 6 ($Q^* = c Qg + d$). Como ya se aclaró, sólo es aplicable al periodo diurno ($Qg > 0$).

Llaman la atención dos hechos: el alto nivel de ajuste (coeficiente de determinación o de correlación al cuadrado mayor al 98%) observable gráficamente en las figuras 2.1a, 2.2a y 2.3a; y la coincidencia del modelo de la estación Texcoco con los coeficientes promedio de las veinte ecuaciones reportadas por Linacre¹¹⁰ ($c = 0.66$ y $d = -28$), aunque estos coeficientes corresponden a modelos válidos para datos medios mensuales, y no para datos horarios como los de la Tabla 2.3.

¹¹⁰ Linacre, E. (1992). *Op. cit.*: 98-100.

TABLA 2.3 COEFICIENTES DE REGRESION Y BONDAD DE AJUSTE PARA EL MODELO $Q^* = cQ_g + d$ PARA LAS CUATRO ESTACIONES.

ESTACION	d (W/m2)	c	Coef. Correlación	Error Están. de Estimación	No. de casos.
Iztacala**	-47	0.65			
Iztapalapa	-46.4	0.61	0.9956	19.9 W/m2	2605
UNAM	-47.3	0.69	0.9971	16.7 W/m2	2133
Texcoco	-28.5	0.67	0.9911	32.3 W/m2	1258

**Modelo interpolado a partir de los de Iztapalapa y UNAM.

Como no se contó con datos de Q_g para la estación de Iztacala, se propone un modelo interpolado a partir de los encontrados para Iztapalapa y UNAM, puesto que el paisaje de las tres áreas y el tipo de suelo ubicado debajo de los sensores de Q^* son muy similares.

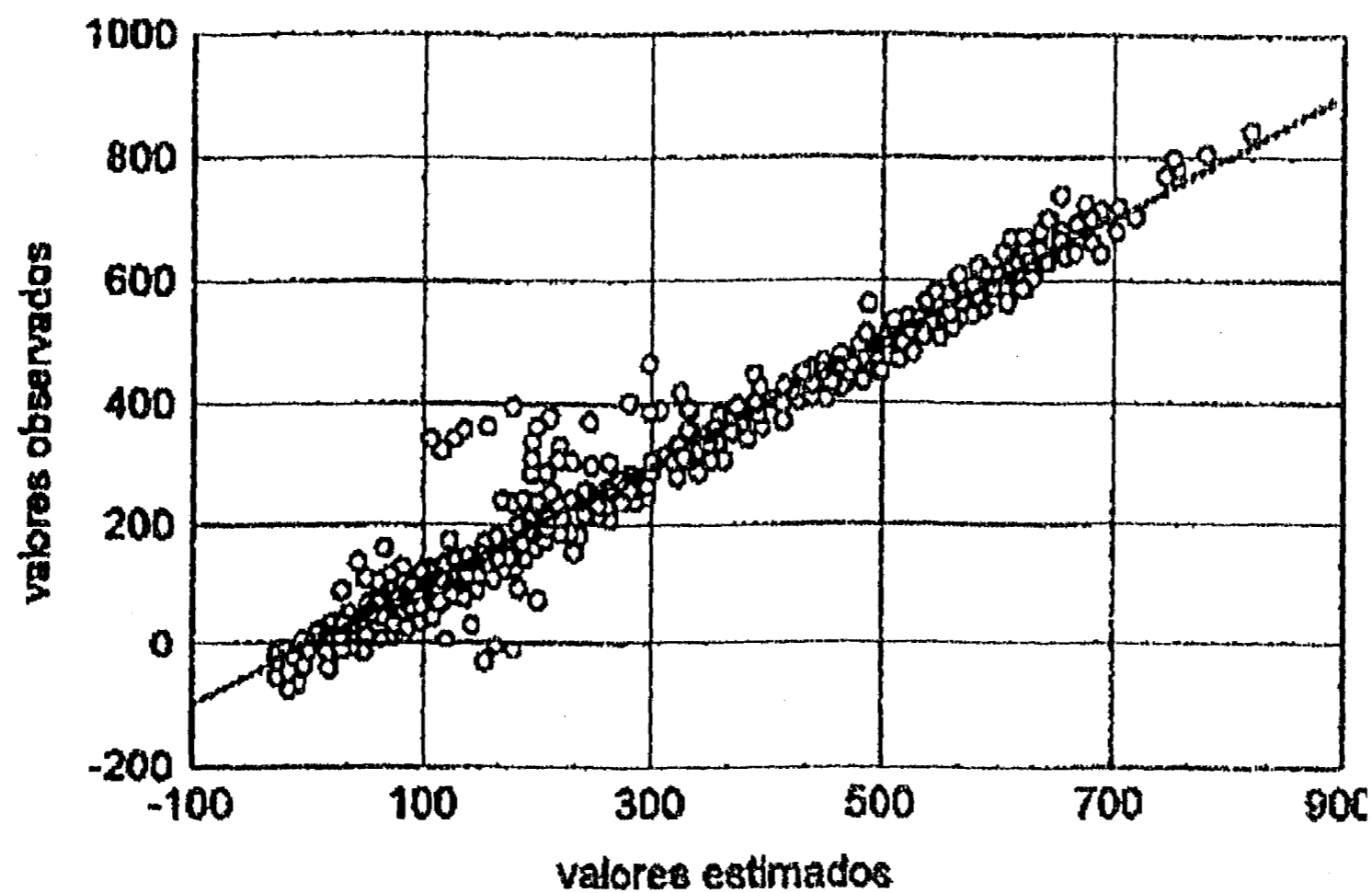


FIG. 2.1.(A) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M²). ESTACION TEXCOCO. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. ESTIMADOS.

Por otra parte, si bien el error estándar de estimación es de un tamaño considerable (del orden de magnitud del término independiente) la distribución de los residuales es aleatoria (figuras 2.1b, 2.2b y 2.3b), lo que indica que es altamente probable que los modelos propuestos en la Tabla 2.3 sean óptimos.

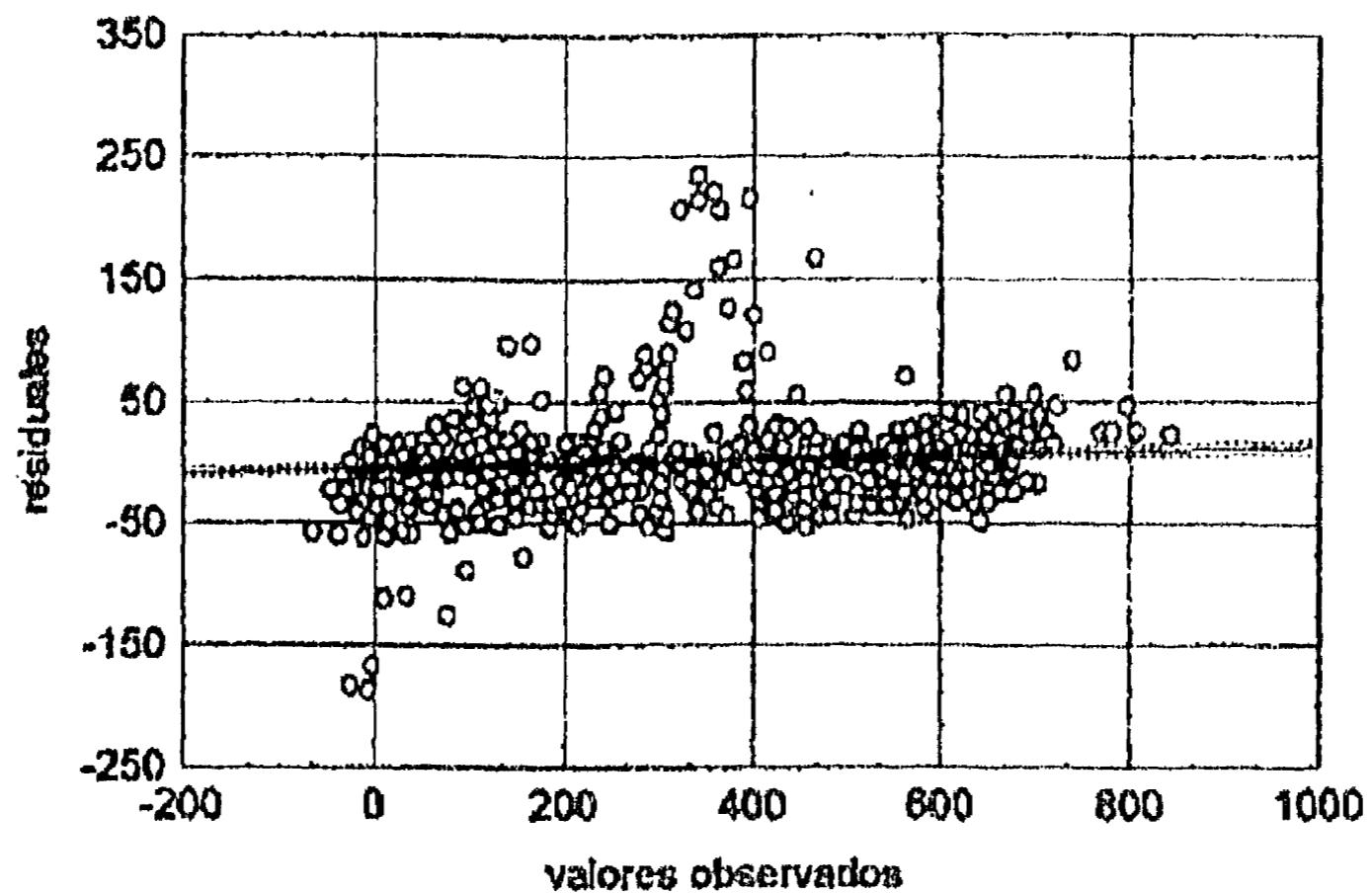


FIG. 2.1.(B) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M^2). ESTACIÓN TEXCOCO. GRÁFICA DE VALORES RESIDUALES VS. OBSERVADOS.

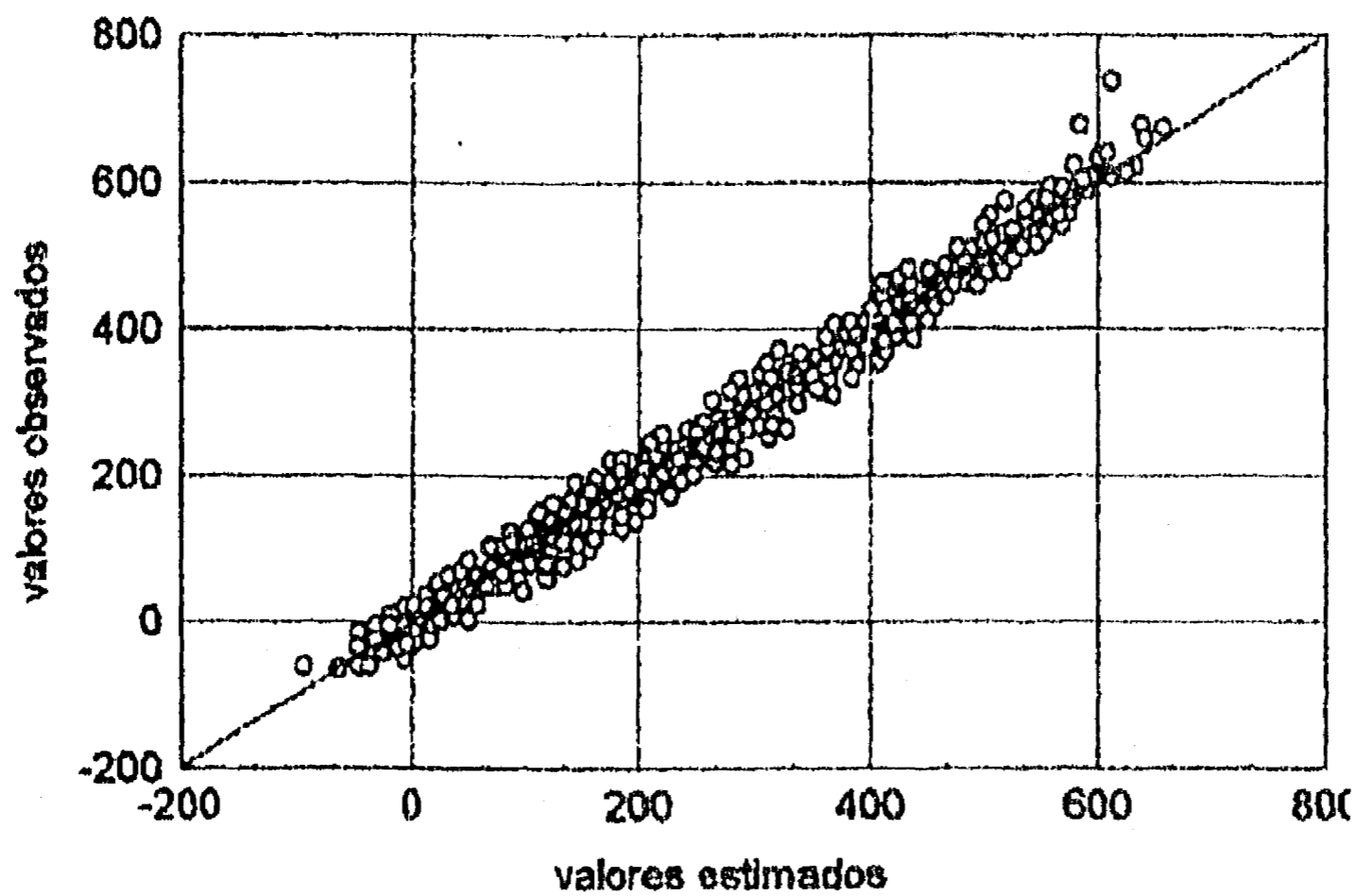


FIG. 2.2.(A) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M^2). ESTACIÓN IZTAPALAPA. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. ESTIMADOS.

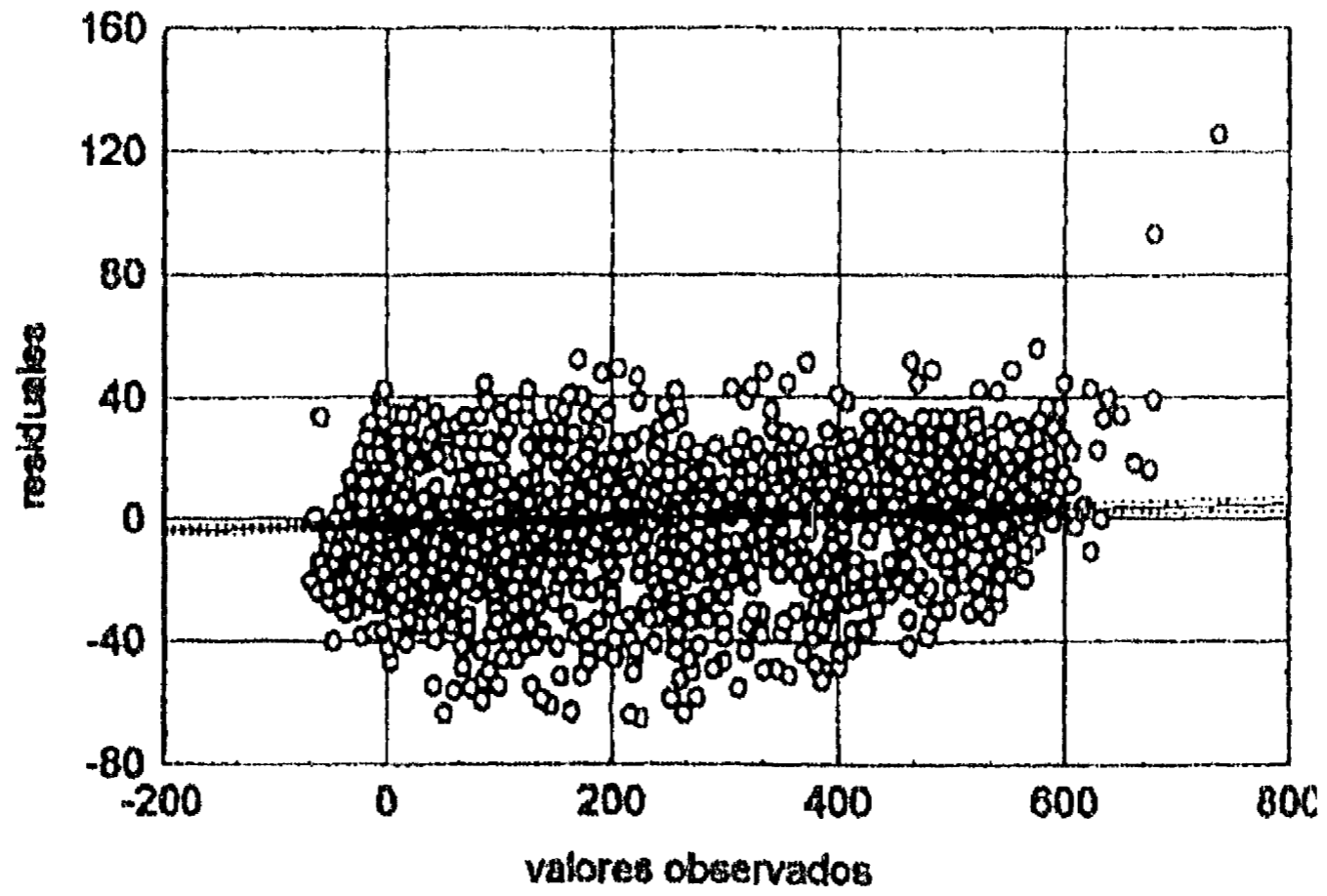


FIG. 2.2.(B) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M^2), ESTACIÓN IZTAPALAPA. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. RESIDUALES.

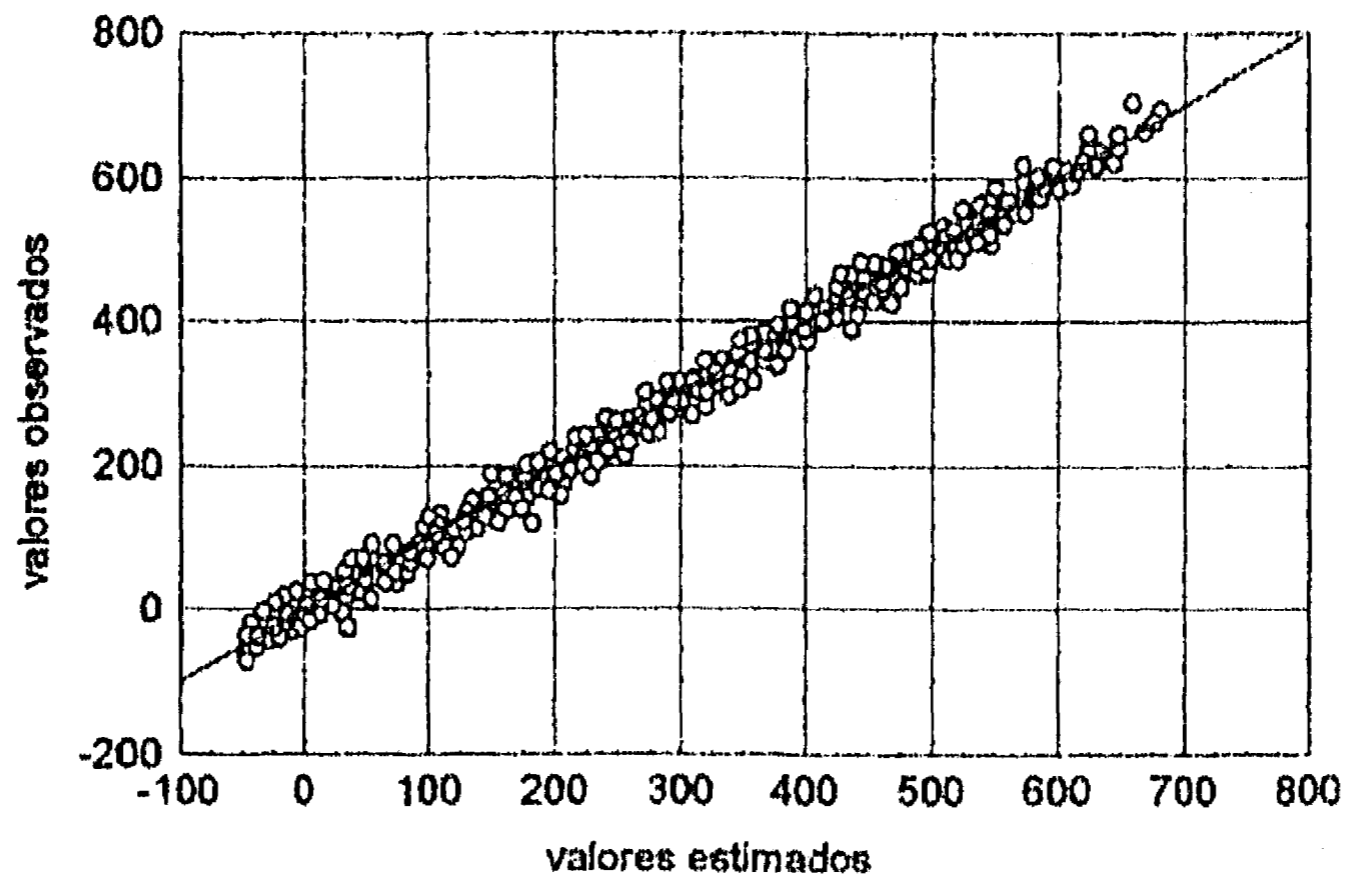


FIG. 2.3.(A) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M^2), ESTACIÓN CCA-UNAM. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. ESTIMADOS.

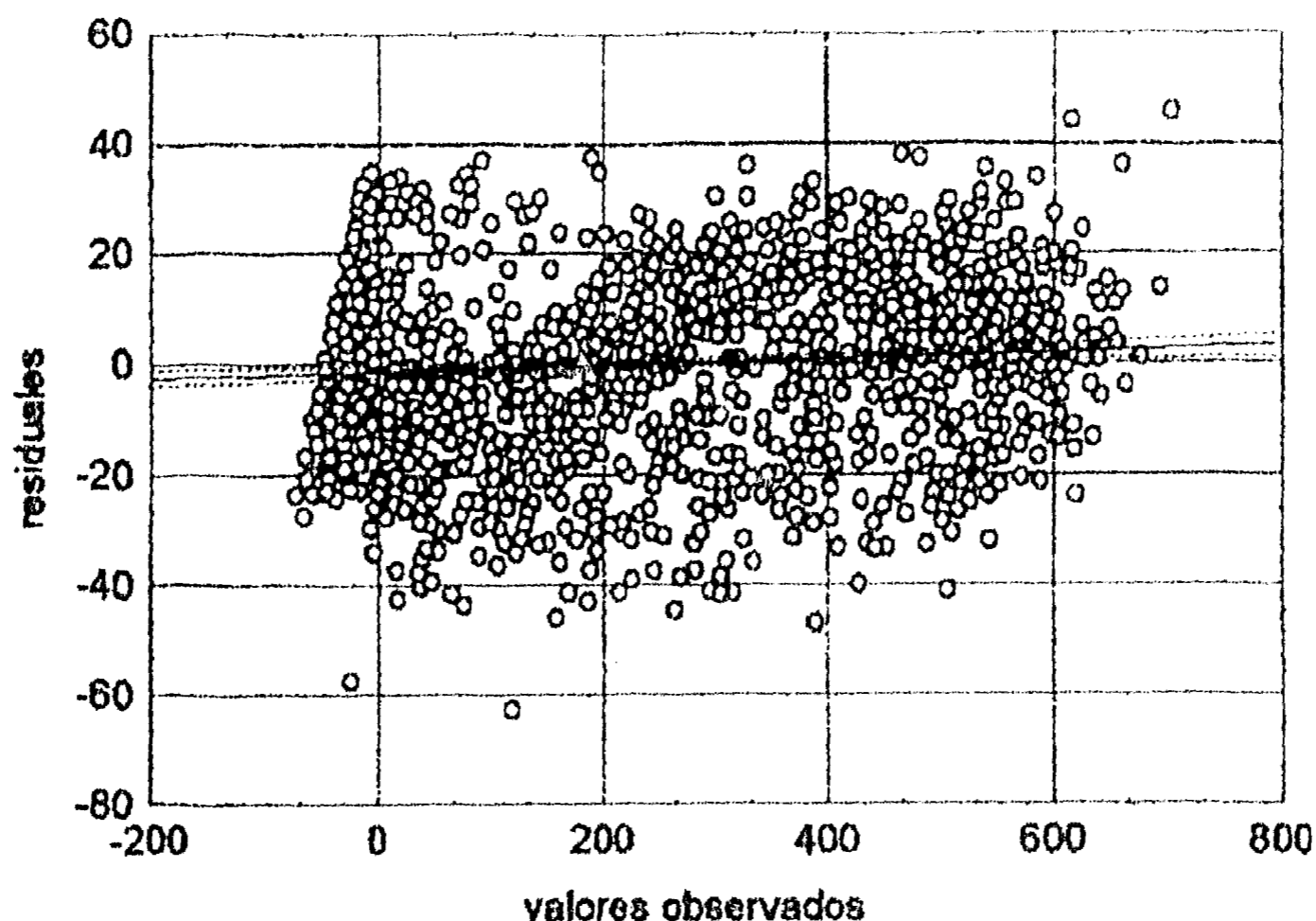


FIG. 2.3.(B) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M²). ESTACIONCCA-UNAM. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. RESIDUALES.

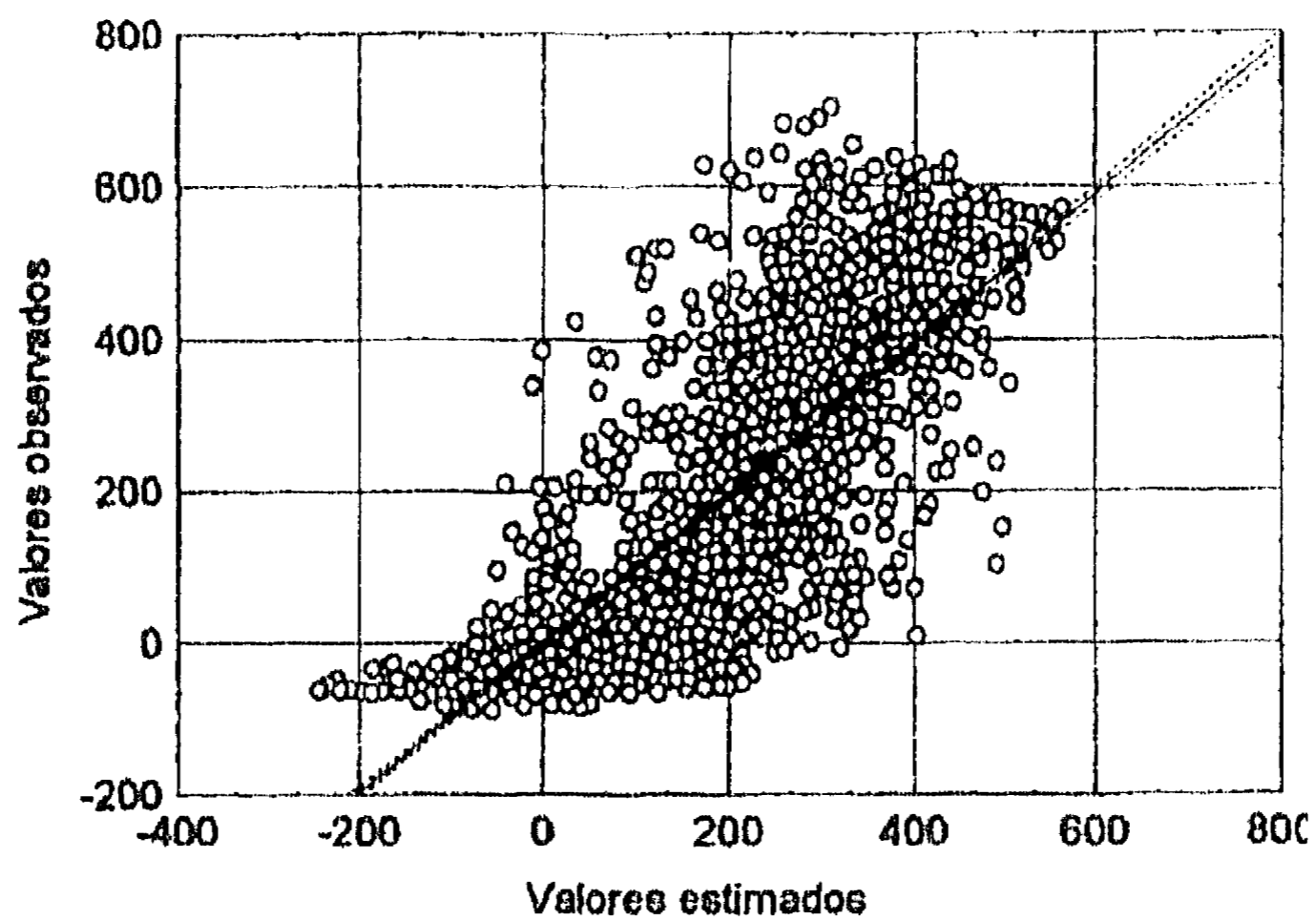
Por el contrario, la dependencia de Q^* de la temperatura ambiente (T en °C) no es tan alta, como se ve en la Tabla 2.4. Del hecho observado de que la marcha diaria de la temperatura ambiente va retrasada de la radiación (global o neta) alrededor de 2 horas, fue que se calculó la correlación retrasando la temperatura, y la dependencia fue mayor aunque se siguieron manteniendo los coeficientes de determinación por debajo del 70 %. La simple regresión lineal de Q^* contra T además presentó un error de estimación elevado.

Las figuras 2.4 (a y b) -correspondientes a la estación Iztacala- son representativas de las cuatro estaciones. Como se ve, la bondad de ajuste es cuestionable y los residuales o errores muestran tendencia (a mayor valor de Q^* observada, mayor error), lo que indica que el modelo está lejos de ser óptimo.

TABLA 2.4 DEPENDENCIA DE Q^* CONTRA T Y COEFICIENTES DEL MODELO $Q^* = M + NT$.

ESTACION	Corr. sin retraso	Corr. con retraso	m (w/m2) ***	n ***	Error Están. Estim. ***	No. de casos ***
Iztacala	0.63	0.82	-801.8	54.1	112 W/m2	6423
Iztapalapa	0.61	0.79	-783.5	49.8	123 W/m2	4775
UNAM	0.66	0.81	-645.5	43.7	125 W/m2	3875
Texcoco	0.67	0.83	-797.1	52.7	129 W/m2	2320

***Con un retraso de dos horas de T respecto a Q^* .



$$Q^* \text{ (W/m}^2\text{)} = -801.8 + 54.106 T \text{ (}^\circ\text{C)}$$

FIG. 2.4.(A) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M²). ESTACIÓN IZTACALA. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. ESTIMADOS.

FIGURA 2.4 (b)

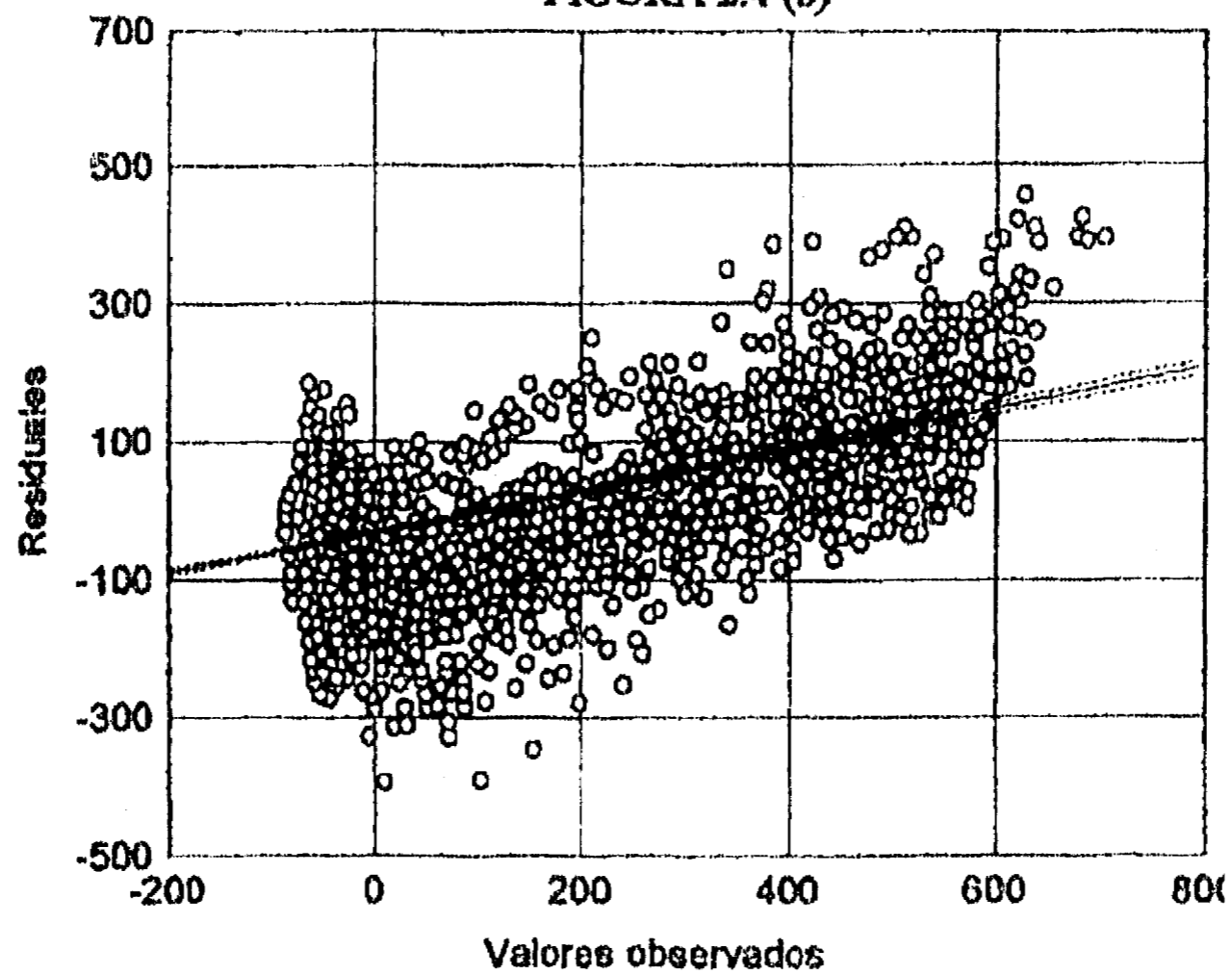


FIG. 2.4.(B) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M²). ESTACIÓN IZTACALA. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. RESIDUALES.

Resultados

Los resultados mostrados aquí indican que para estaciones suburbanas (sobre azoteas cubiertas de impermeabilizante color rojo óxido) los modelos son muy similares. Sobre pasto, la regresión de la estación Texcoco (realizada con datos casi instantáneos) es muy parecida a las obtenidas en otras partes del mundo con promedios mensuales. El hecho de que el término independiente sea menor en valor absoluto en Texcoco que en las estaciones suburbanas está de acuerdo con la menor absorptividad térmica de las superficies rurales.

La temperatura como única variable independiente no es suficiente para generar modelos empíricos para estimar Q^* para todo el ciclo diario. Se intentó incorporar otras variables (como la nubosidad, p.e.) sin resultados satisfactorios.

2.2 Métodos de evaluación del balance energético

Una vez establecida la relación de la radiación neta con la radiación solar global, se procederá a analizar las interrelaciones de las distintas componentes de la ecuación del balance energético, pero para ello es preciso detallar los dos métodos de medición utilizados en las campañas indicadas en la Tabla 2.1.

a) La razón de Bowen

En ambientes sin contribución de calor antropogénica se cumple la Ec. 2.1. Por otro lado, el cociente Q_h/Q_e es la llamada razón de Bowen (β), la que a su vez se puede conocer si se miden la temperatura ambiente y la presión de vapor a dos alturas^{111 112} (0.75m y 2.75m, como en la figura 2.5). La expresión matemática es:

$$\beta = \frac{Q_h}{Q_e} = \frac{K_h P C_p}{K_e \lambda \epsilon} \left(\frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \right) \approx 0.508 \left(\frac{\Delta T}{\Delta e} \right) \quad \text{Ec. 2.8.}$$

donde P es la presión (hPa),

λ : Calor latente de evaporación (MJ/kg),

C_p : Calor específico del aire a presión constante (MJ/kg °K),

ϵ : Razón peso molecular del agua/peso molecular del aire seco,

$T_{1,2}$: Temperatura (°C) a los niveles 1 y 2,

$e_{1,2}$: Presión de vapor (hPa) a los niveles 1 y 2,

K_h y K_e : coeficientes de intercambio turbulento de Q_h y Q_e respectivamente, que se han supuesto iguales en la expresión final de 2.8

Si se tienen mediciones de Q^* (con el radiómetro neto marca Swissteco MKII, p.e., que consiste de dos sensores de radiación dispuesto horizontalmente, uno mirando al cielo y el otro mirando al suelo) y Q_s (mediante placas sensoras CSIRO que midan las diferencias de temperatura a dos niveles), al combinar las Ecs. 2.1 y 2.8 se pueden despejar las incógnitas Q_h y Q_e y así tener todos las componentes de la ecuación 2.1

b) Eddy correlation (o "correlación de remolino")

La forma en que el suelo cede calor sensible a la atmósfera (término Q_h en la ecuación 2.1) o calor latente de evaporación (Q_e en la ecuación 2.1) es a través de remolinos pequeños verticales, es decir, turbulencia, como ya lo apuntaban autores en el segundo tercio de este siglo¹¹³ cuando se postuló que:

¹¹¹ Sargeant, D. H. And C.B. Tanner (1967). A simple psychrometric apparatus for Bowen Ratio determinations. *J. Appl. Met.* 6: 414-418.

¹¹² Tanner, B.D. (1988). Use requirements for Bowen Ratio and eddy correlation determination for evapotranspiration. *Proc. of the 1988 Speciality Conf. of the irrigation and drainage division, Am. Soc. of Civil Engineers.* 11p.

El balance energético atmosférico

$$Q_h = K_h \text{ cov}(T, w)$$

$$Q_e = K_e \text{ cov}(e, w)$$

donde K_h y K_e son los respectivos coeficientes de intercambio turbulento (hasta la fecha llamados aún en literatura inglesa *Austauschkoeffizient*), *cov* significa la covarianza estadística, T la temperatura, e la presión de vapor y w la rapidez del viento, en este caso en su componente vertical. El asunto no pasó de ser un mero resultado académico hasta que no hubieron sensores suficientemente sensibles y de respuesta rápida como para detectar cambios de temperatura, viento y presión de vapor varias veces (20 o más) en un segundo, y el equipo adecuado para almacenar horas o días de información.

El anemómetro sónico (figura 2.6) tiene esa capacidad para medir cambios en el viento (w). Acoplado a termocupla (para medir T) y a un higrómetro de kriptón (e) se pueden evaluar los términos Q_h y Q_e . Q^* y Q_s se pueden medir de la misma manera que con el sistema de la razón de Bowen.

Un anemómetro sónico más moderno, es el de la marca METEK (figura 2.7), que a diferencia del Campbell (figura 2.6) puede medir también los flujos horizontalmente y ya tiene acoplado el sensor de temperatura.

Debe aclararse que mientras el sistema de la razón de Bowen, puede monitorear aún con lluvia ligera (la lluvia fuerte o el granizo podrían dañar a los sensores de temperatura), el anemómetro sónico y el higrómetro de kriptón Campbell son más susceptibles a la precipitación, aún no siendo intensa.

Otros aspectos instrumentales

Los datos que se comentarán en esta y la siguiente sección, se almacenaron en unidades de memoria (21X, estadounidenses) Campbell Scientific Inc. (figura 2.8), las que a su vez se usaron para programar el equipo. Los muestreos se realizaron a frecuencias de 20 hertz y se almacenaron datos promedio de cada 15 minutos. Para medir las componentes del balance se usó el sistema de la razón de Bowen, por ser más accesible económicamente lo que permitió que el Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM adquiriera un equipo (con fondos CONACYT 0521T91). Sólo en la campaña realizada en el palacio de Minería se utilizó el anemómetro sónico y el higrómetro de kriptón Campbell del Departamento de Geografía de la Universidad de Columbia Británica.

El radiómetro neto

Durante las campañas realizadas en el Palacio de Minería (diciembre de 1993) y Plan Texcoco (agosto de 1994) se hicieron mediciones de la radiación neta cada 15 minutos durante 10 días, simultáneamente con dos radiómetros netos (marca Swissteco modelo MKII) en cada caso, colocados a 2 y 8 metros de altura sobre la azotea (en Minería) y sobre pasto (en Texcoco).

Los resultados para Minería se muestran en la figura 2.9. Hay una correspondencia lineal altamente significativa entre ambas mediciones y la pendiente de la recta es casi 1. Sin embargo hay un término adicional a la radiación neta a 2 m, lo que indica que a esa altura, respecto a 8 m, se subestima la radiación neta en 9 w/m^2 aproximadamente.

Es decir, que a mayor altura el campo visual del instrumento es mayor y entonces la captación de radiación neta también.

En cambio para Texcoco la correlación entre ambos sensores fue casi perfecta, significando que sobre suelo homogéneo prácticamente no influye la altura de ubicación del radiómetro neto, al menos entre 2 y 8 m.

¹¹ Lettau, H. (1939). *Atmosphärische Turbulenz*. Akademische Verlagsgesellschaft. Leipzig, 283 p.

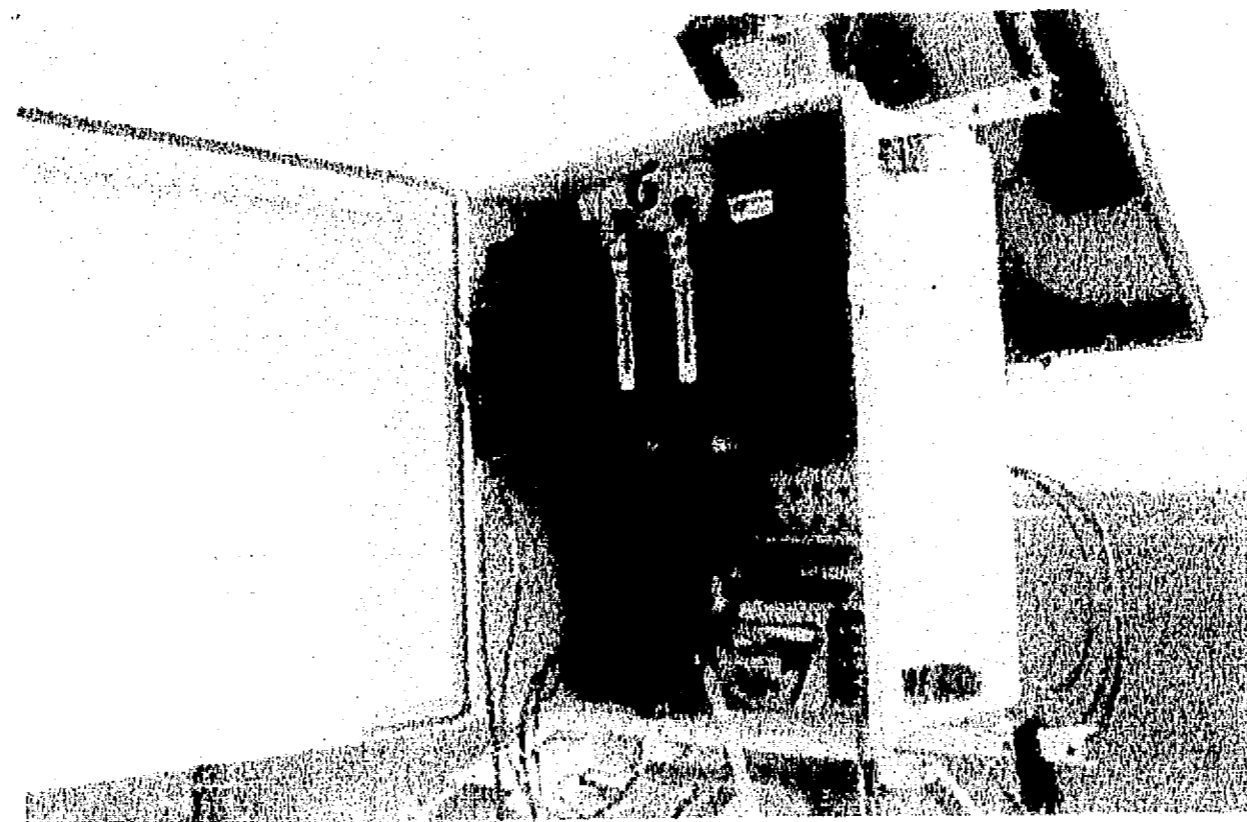
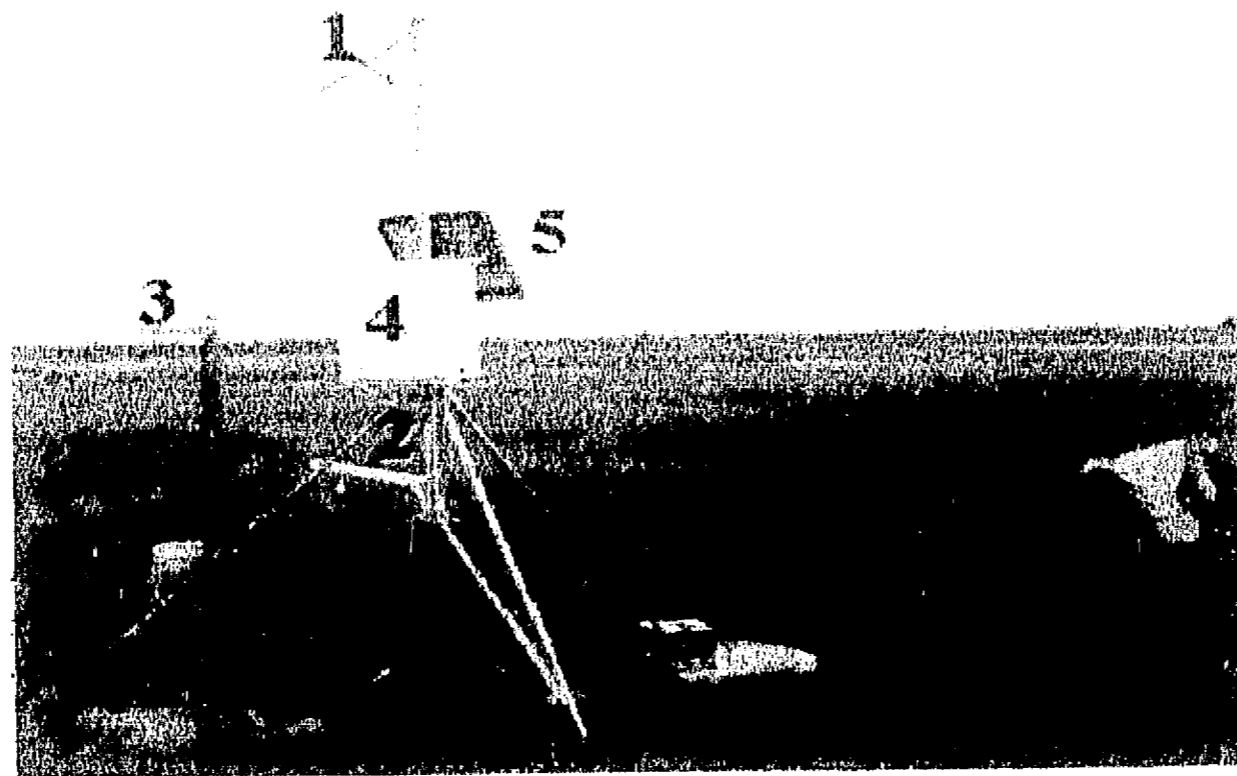


FIG. 2.5. SISTEMA PARA LA MEDICIÓN DE LA RAZÓN DE BOWEN INSTALADO EN EL PLAN TEXCOCO. ARRIBA: 1, ENTRADA DE LOS SENSORES DE TEMPERATURA Y PRESIÓN DE VAPOR, A 2.75 M DE ALTURA; 2, LO MISMO A 0.75 M DE ALTURA; 3, RADIÓMETRO NETO; 4, CAJA PROTECTORA DEL CONTROLADOR DE FLUJO Y EL DATA-LOGGER (SISTEMA DE ADQUISICIÓN DE DATOS); 5, CELDAS FOTOVOLTAICAS. ABAJO: 6, CONTROLADOR DEL FLUJO Y SENSORES DE HUMEDAD (OCULTO), Y 7, DATA-LOGGER.

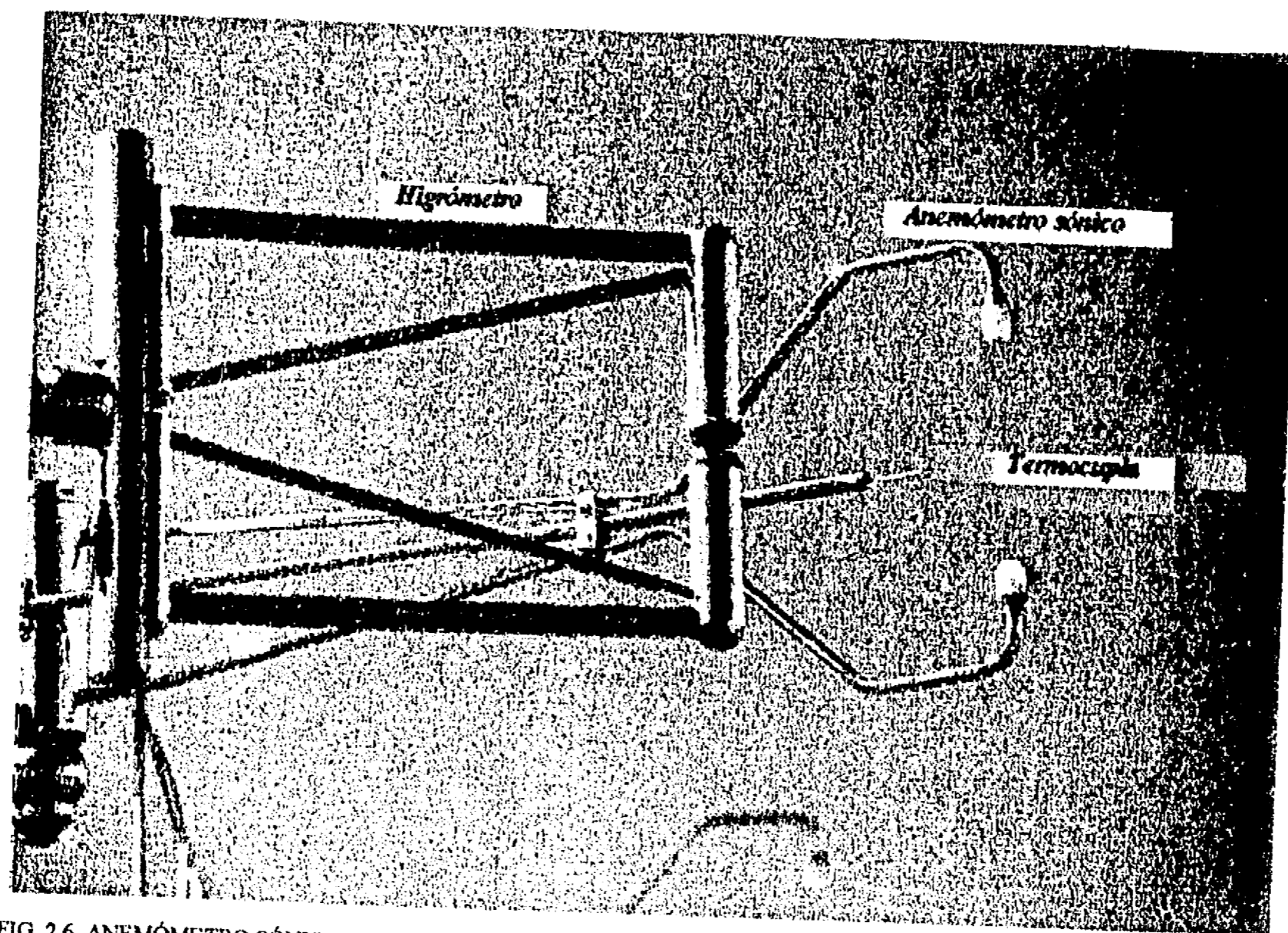


FIG. 2.6. ANEMÓMETRO SÓNICO UNIDIMENSIONAL (MARCA CAMPBELL), HIGRÓMETRO DE KRIPTÓN Y TERMÓMETRO DE ALAMBRE FINO (TERMOCUPLA), COMO EL USADO EN LA CAMPAÑA DEL PALACIO DE MINERÍA EN 1993. (EL ANCHO DE ESTA FIGURA CORRESPONDE A 2 M DE LA REALIDAD).

El flujo de calor en el suelo

En la campaña realizada en el Palacio de Minería en diciembre de 1993 se compararon dos sistemas para la obtención del flujo de calor en el suelo. La Universidad de Columbia Británica midió todas las componentes: Q^* a 8 m de altura, con un radiómetro neto; Q_h a 10 m, con un anemómetro sónico (marca Campbell Scientific Inc., modelo CA27, USA); y Q_e , con un higrómetro de Kriptón (CSI modelo KH20, USA). El flujo de calor en el suelo (Q_s) se obtuvo por diferencia al aplicar la Ec. 2.1, y se comparó con el medido por el Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM mediante placas sensoras (CSIRO) sumergidas en arena a 1 y 8 cm de profundidad.

Los resultados se pueden ver en la figura 2.10. La baja bondad de ajuste entre ambas mediciones, indica que no es válido usar un material sustituto como la arena. Quizás los resultados hubieran sido mejores si se ahogan las placas en concreto, sin olvidar que en áreas urbanas el almacenaje de calor ocurre en todo el tejido urbano y no sólo en la azotea. Aún así, debe considerarse el hecho de que la medición directa de Q_s es casi puntual, mientras que al calcularla como residuo se monitorea un área mayor y se le incorpora negativamente la componente antropogénica. Es decir, que por diferencia en realidad se calculó $Q_s - Q_f$.

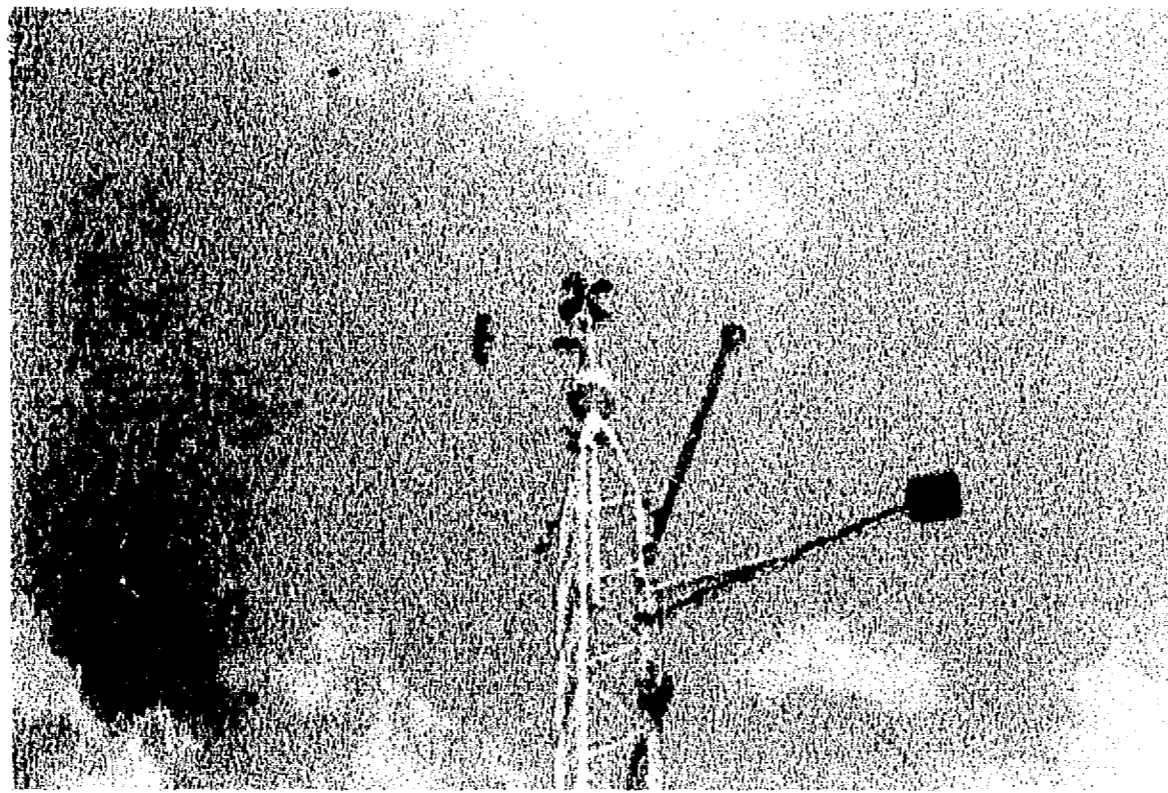
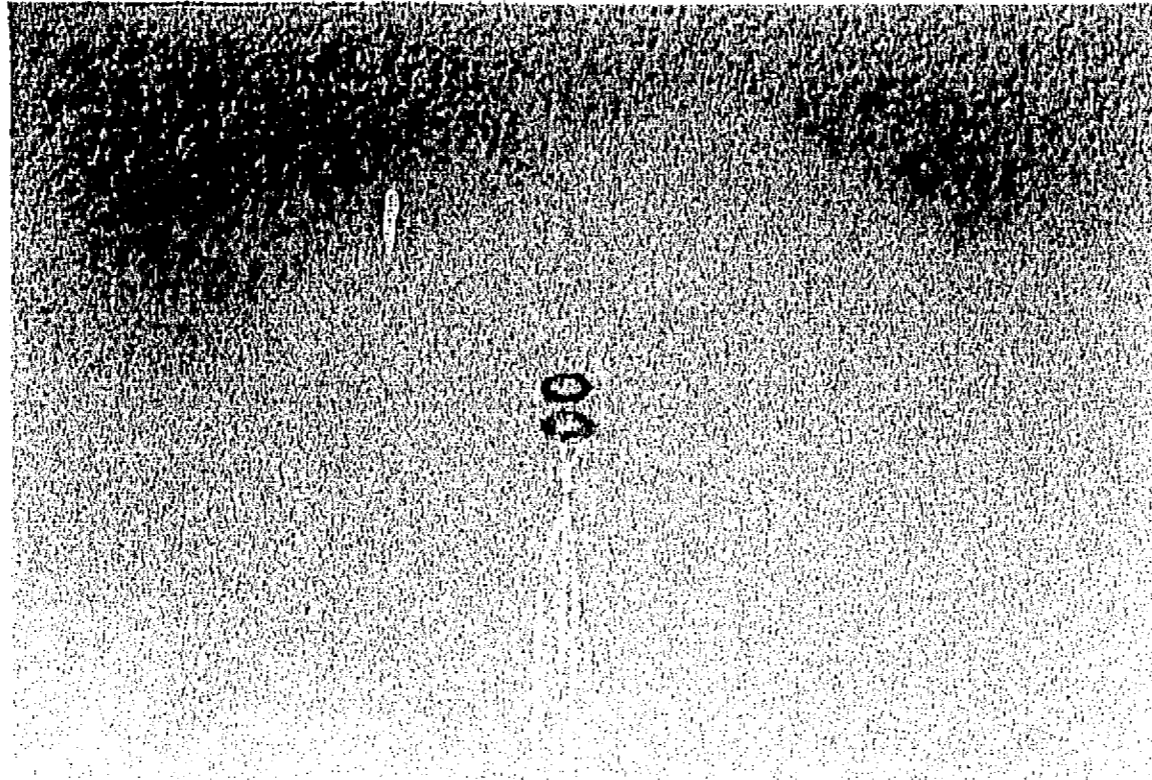


FIG. 2.7. ARRIBA, ANEMÓMETRO SÓNICO TRIDIMENSIONAL (METEK); ABAJO, ANEMÓMETRO TRIAXIAL, RADIÓMETRO NETO Y PIRANÓMETRO. LA ALTURA DE AMBAS TORRES ES DE 10 M. (PLAN TEXCOCO, SEPTIEMBRE 14-22 DE 1993).

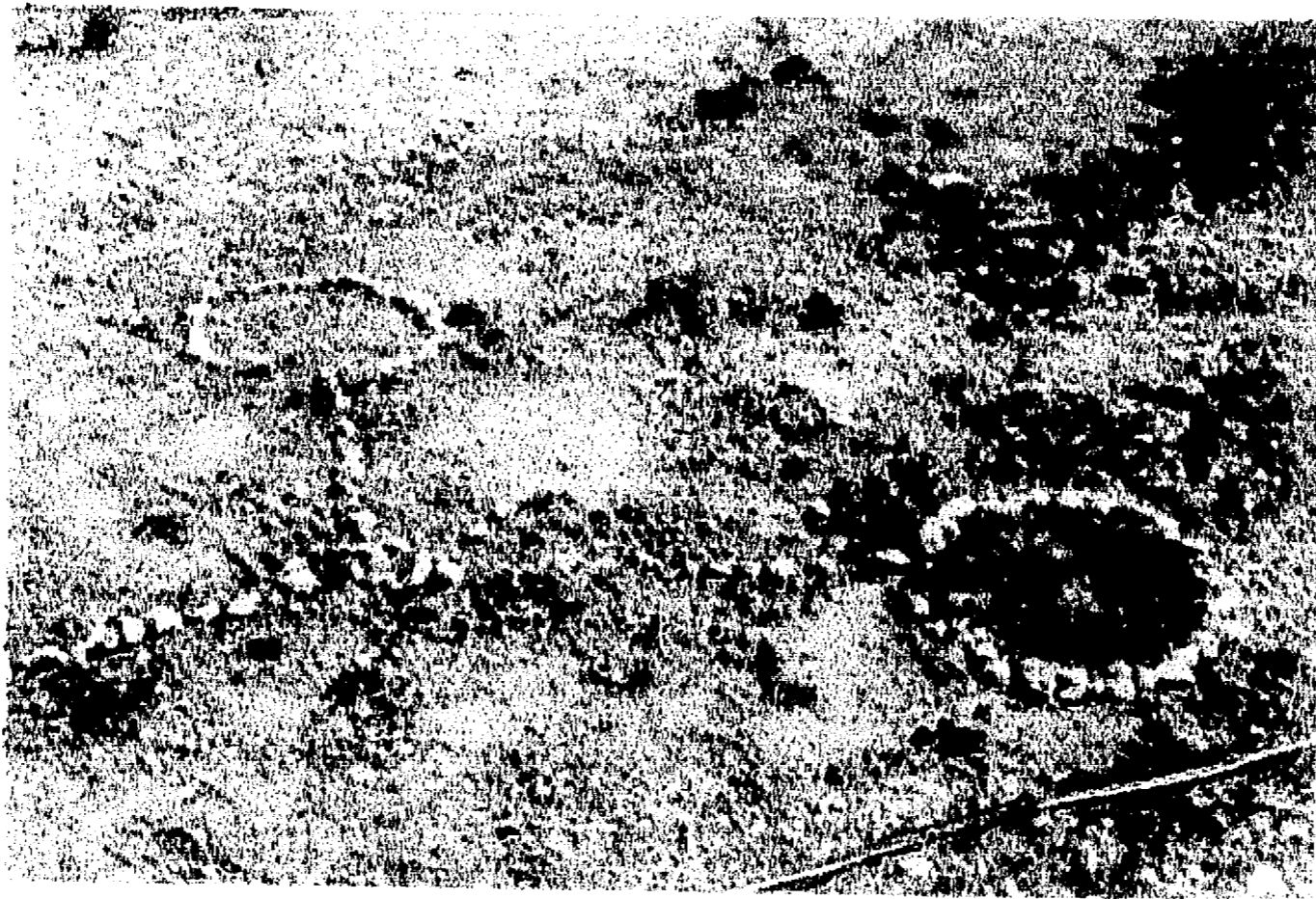
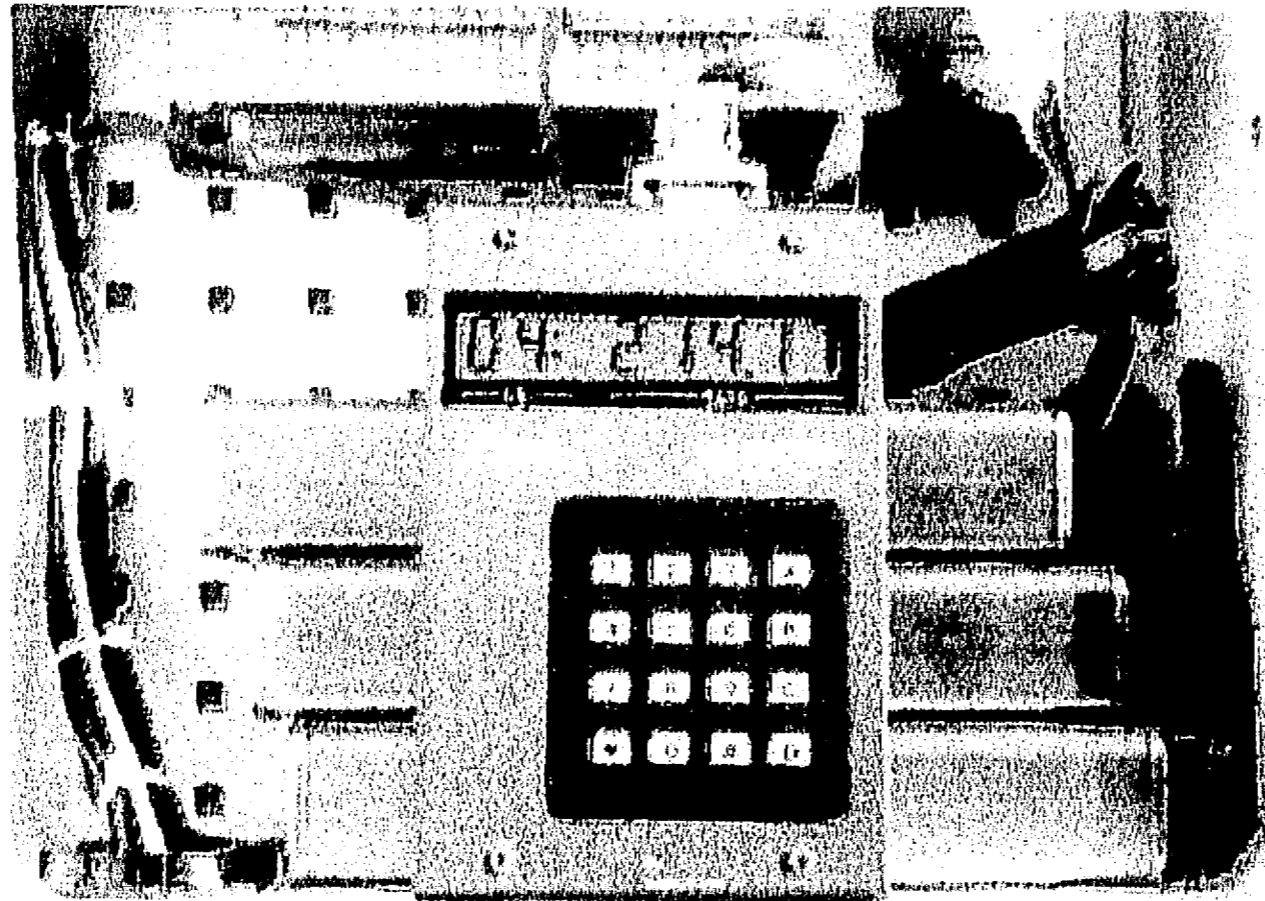


FIG. 2.8. ARRIBA, SISTEMA DE ADQUISICIÓN DE DATOS (DATA-LOGGER CAMPBELL) DE LAS ESTACIONES MICROMETEOROLÓGICAS (LA CARÁTULA DIGITAL ES DE 20 CM × 4 CM). ABAJO, UBICACIÓN DE LOS SENSORES DE TEMPERATURA Y FLUJO DE CALOR EN EL SUELO (LA SEPARACIÓN ENTRE AMBAS CIRCUNFERENCIAS ES DE 2 M).

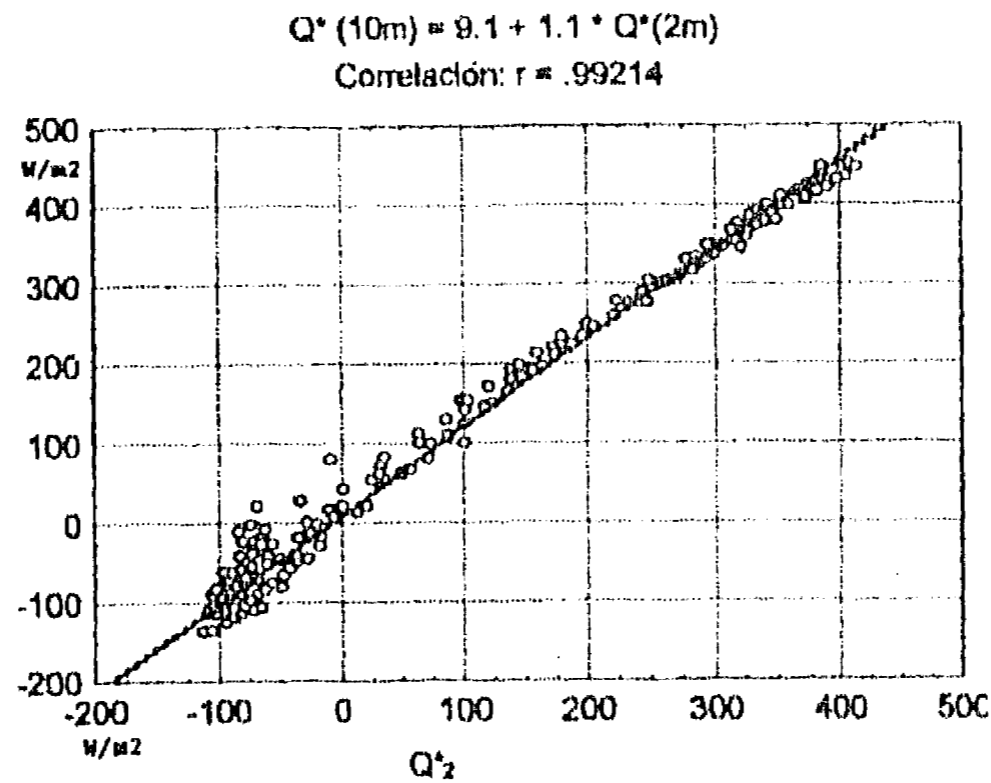


FIG. 2.9. COMPARACIÓN ENTRE LOS SENSORES DE RADIACIÓN NETA A 8 M (Q^*8) Y A 2 M (Q^*2), EN EL PALACIO DE MINERÍA EN DICIEMBRE DE 1993. DATOS PROMEDIOS HORARIOS.

Calibración del sistema de Bowen

El sistema de la figura 2.5 es marca Campbell Scientific Inc. Los sensores de temperatura son termopares de cromo-constantan y se tiene un solo sensor de temperatura de punto de rocío (de la que se derivó la presión de vapor) a partir del grado de empañamiento de un espejo que se mide con un rayo láser. Una bomba de aire aspira alternadamente cada 5 minutos del nivel inferior y del superior, por lo que en rigor las mediciones de e_1 y e_2 en la ecuación 2.8 no son simultáneas.

Una forma sencilla de calibrar el equipo, es colocarlo en un cuarto cerrado, con los sensores superiores e inferiores de temperatura y presión de vapor al mismo nivel. Se espera que en esos casos T_1 coincida con T_2 y e_1 coincida con e_2 .

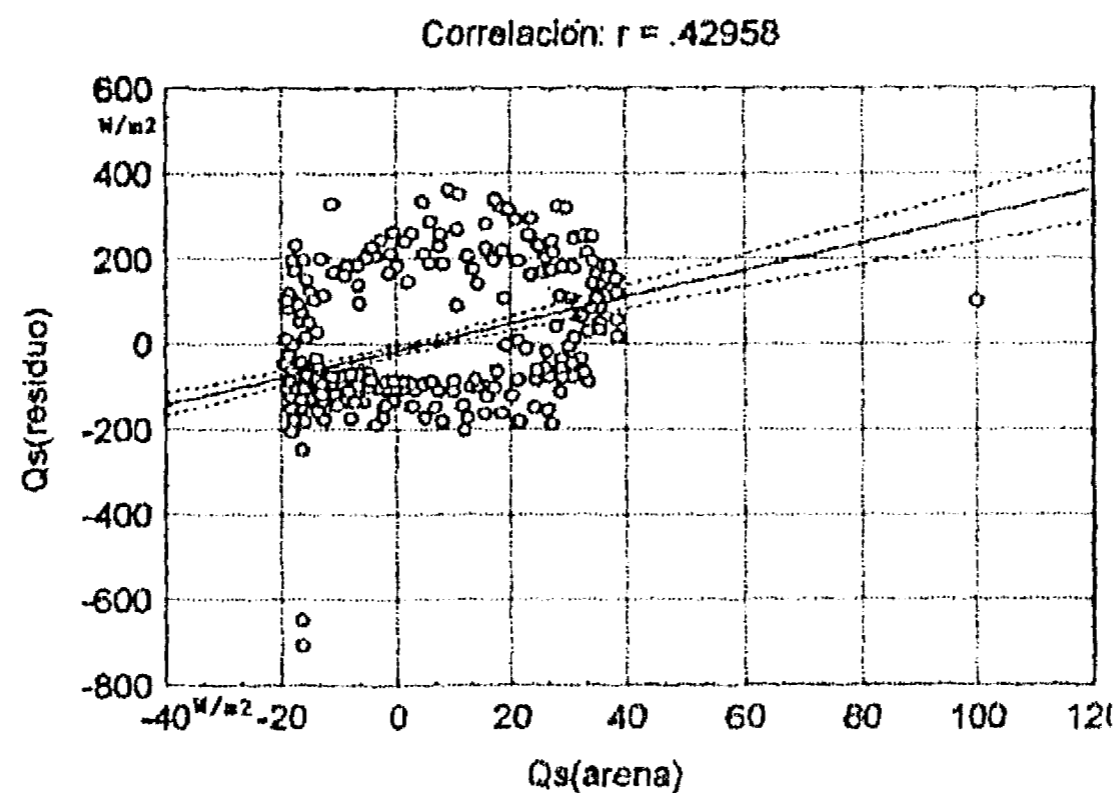


FIG. 2.10. COMPARACIÓN ENTRE LAS MEDICIONES DEL CALOR ALMACENADO EN EL SUELO (CON PLACAS SUMERGIDAS EN ARENA, EJE X) CONTRA LA ESTIMACIÓN DE Q_s COMO RESIDUO (EJE Y). PALACIO DE MINERÍA EN DICIEMBRE DE 1993. DATOS PROMEDIOS HORARIOS.

Debe aclararse que todas las señales se convierten en voltajes, que registra el sistema de adquisición de datos. Esos voltajes (diferencias de potencial) pueden estar referidos a una tierra física externa o al negativo de la entrada de la corriente que alimenta al sistema; además de que el data-logger Campbell 21X consta de 16 canales en los cuales se pueden instalar los sensores.

La tabla 2.5 muestra los resultados de 43 pruebas realizadas en laboratorio. Se puede apreciar que hay desde resultados altamente satisfactorios hasta altamente inexactos. Así, la instalación de este equipo se hizo de acuerdo al mejor nivel de ajuste de la Tabla 2.5, la que desde luego habrá que verificar previamente a posteriores campañas de medición.

TABLA 2.5 RESULTADOS DE 43 PRUEBAS CON LOS SENSORES (T_1, E_1) Y (T_2, E_2) AL MISMO NIVEL, EN HABITACION CERRADA

Sensor	Coeficiente de correlación		Error Estándar de Comparación	
	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo
T	0.9992	0.6112	0.09 °C	0.006 °C
c	0.9908	0.7433	5.4 hPa	0.002 hPa

2.3 El balance energético

Entre febrero y marzo de 1985 en el observatorio de Tacubaya se montó una torre instrumentada de 20 metros de altura a partir del nivel de la calle, por lo que resultan efectivos aproximadamente 8 metros sobre el edificio del Observatorio Meteorológico Central (figura 2.11). Se usó un radiómetro neto, el flujo de calor turbulento se midió con un anemómetro sónico y el flujo de calor latente, con un higrómetro de criptón. Se parametrizaron el almacenamiento de calor en la superficie, el flujo de calor latente y la contribución antropogénica. Los resultados se muestran en la figura 2.12.

Se encontró que la importancia del calor almacenado en la superficie es mayor que en latitudes medias, y que su disipación está más o menos equilibrada entre el flujo turbulento y la transferencia convectiva (ver Oke *et. al.*, 1992, *op. cit.*).

Más recientemente se han realizados otras campañas de mediciones como lo indica la Tabla 2.1. Se discutirán las siguientes:

- Minería, en diciembre de 1993: tiempo despejado la mayor parte del día, salvo en las noches y al amanecer. Se puede considerar como una campaña representativa del ambiente urbano en la época de secas. Bajo los sensores había azotea con impermeabilizante.
- Texcoco, en agosto de 1994: días parcialmente nublados, con lluvia ocasional. Representativos del periodo húmedo en los alrededores rurales de la ciudad de México, viento arriba. Suelo pantanoso.
- Reserva del Pedregal de San Angel, mayo/julio de 1995: se puede decir lo mismo que en el caso anterior, sólo que el suelo aquí es volcánico.

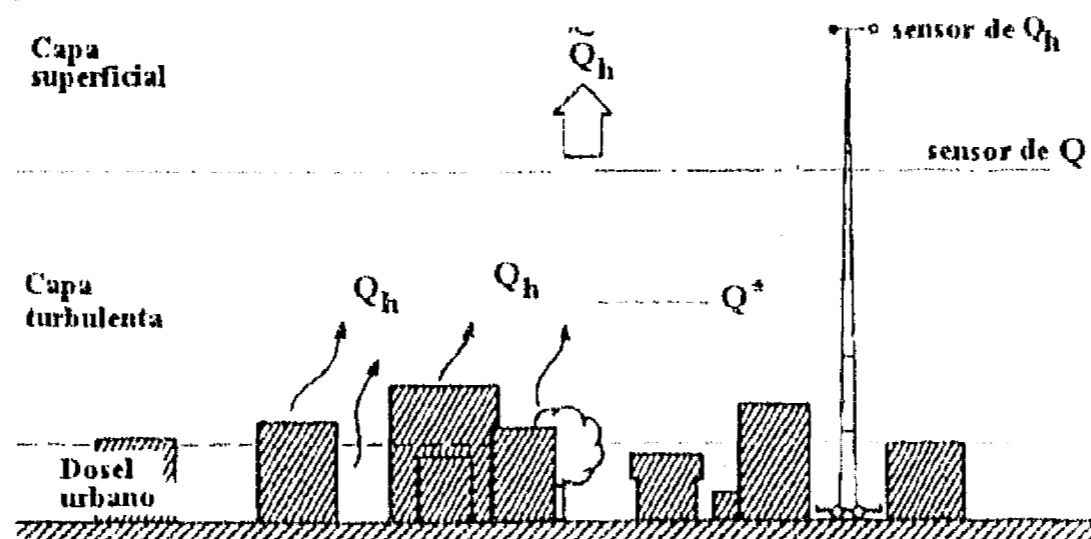


FIG. 2.11. DISPOSICIÓN DE LOS SENSORES DURANTE LA CAMPAÑA DE OBSERVACIONES EN TACUBAYA (1985). TOMADA DE OKE ET AL. (1992) OP. CIT.

La Tabla 2.6 permite una comparación bastante ilustrativa. Tacubaya efectivamente mostró un comportamiento similar al detectado por Oke en ambientes urbanos de latitudes medias (con mayor densidad de áreas verdes que las urbes de países en vías de desarrollo), quizás porque el efecto de la urbanización se ve atenuado por la cercanía del bosque de Chapultepec. Minería en cambio, muestra que el efecto de la urbanización ha sido más impactante: una razón de Bowen muy alta (12.3) y un alto gasto de la energía neta en calentamiento de la superficie (60%), y sin consumo importante en la evaporación (5% de la radiación neta).

Texcoco en cambio, por ser pantanoso y debido a que los muestreos se realizaron en la época húmeda, presenta un alto consumo de energía evaporativa (76%). Los valores del Pedregal -que también se obtuvieron en días húmedos- también indican un gasto elevado en calor para la evaporación (70%), pero a diferencia de Texcoco, el calentamiento del suelo es muy bajo, seguramente por ser roca volcánica cubierta de vegetación.

Es notoria la semejanza de los valores de la razón de Bowen de un ambiente árido como son los alrededores rurales de Tucson, y el centro de la ciudad de México.

La marcha diaria de las componentes del balance energético y del viento en Minería y el Plan Texcoco se observa en la figuras 2.13 y 2.14. El hecho de que el almacenamiento de calor en el suelo y el tejido urbano sea tan elevado en Minería, propicia una variación significativa de la temperatura de la superficie, en comparación con Texcoco que es casi isotérmica (figuras 2.15 y 2.16). También se nota que el calentamiento y el enfriamiento atmosféricos en Texcoco son más rápidos y se circunscriben a las primeras cinco o seis horas del día o la noche (según el caso), sin acumularse más (calentamiento o enfriamiento) en las horas posteriores. En cambio en Minería el proceso es más continuado.

TABLA 2.6 SUMARIO ESTADISTICO DE LAS COMPONENTES DEL BALANCE ENERGETICO EN PERIODO DIURNO (I.E. CUANDO ADQUIEREN VALORES POSITIVOS). ENTRE PARÉNTESIS, LOS VALORES TÍPICOS PARA SITIOS URBANOS, SUBURBANOS Y RURALES DE LATITUDES MEDIAS. (OKE, T.R. 1982, *PROG. PHYS. GEOG.* 12:471-508.

	Tacubaya. 1985 ¹ (urbano)	Minería, 1-7 Dic. 93 (urbano)	Texcoco, 24-31 Ago. 94 (rural)	Pedregal, Jun. 28- Jul.3, 95 (suburb.)	Tucson rural May. 18- Jun.8, 90	Tucson suburbano (Idem) ¹
Q*		267	392.6	169.8	287.1	379.1
Qh		95.7	48.5	46.9	176.2	96.7
Qe		11.1	320.3	118.8	11.9	85.3
Qs		160.5	23.8	4.1	99.0	197.1
β	1.12 (1.50)	8.5 (1.50)	0.15 (0.50)	0.40 (1.00)	14.7 (0.50)	1.13 (1.00)
Qh/Q*	0.34 (0.44)	0.358 (0.44)	0.13 (0.28)	0.27 (0.39)	0.61 (0.28)	0.26 (0.39)
Qs/Q*	0.36 (0.27)	0.600 (0.27)	0.11 (0.15)	0.03 (0.22)	0.35 (0.15)	0.52 (0.22)
Qe/Q*	0.30 (0.29)	0.042 (0.29)	0.76 (0.57)	0.70 (0.39)	0.04 (0.57)	0.22 (0.39)

¹ Oke, T.R., G. Zeuner and E. Jáuregui. (1992). *Atm. Env.*, 26 B: 433-444.

¹ Grimmond, S. (1990). *Prim. Simp. Intern. Guadalajara*, 25-29 Noviembre:101-104.

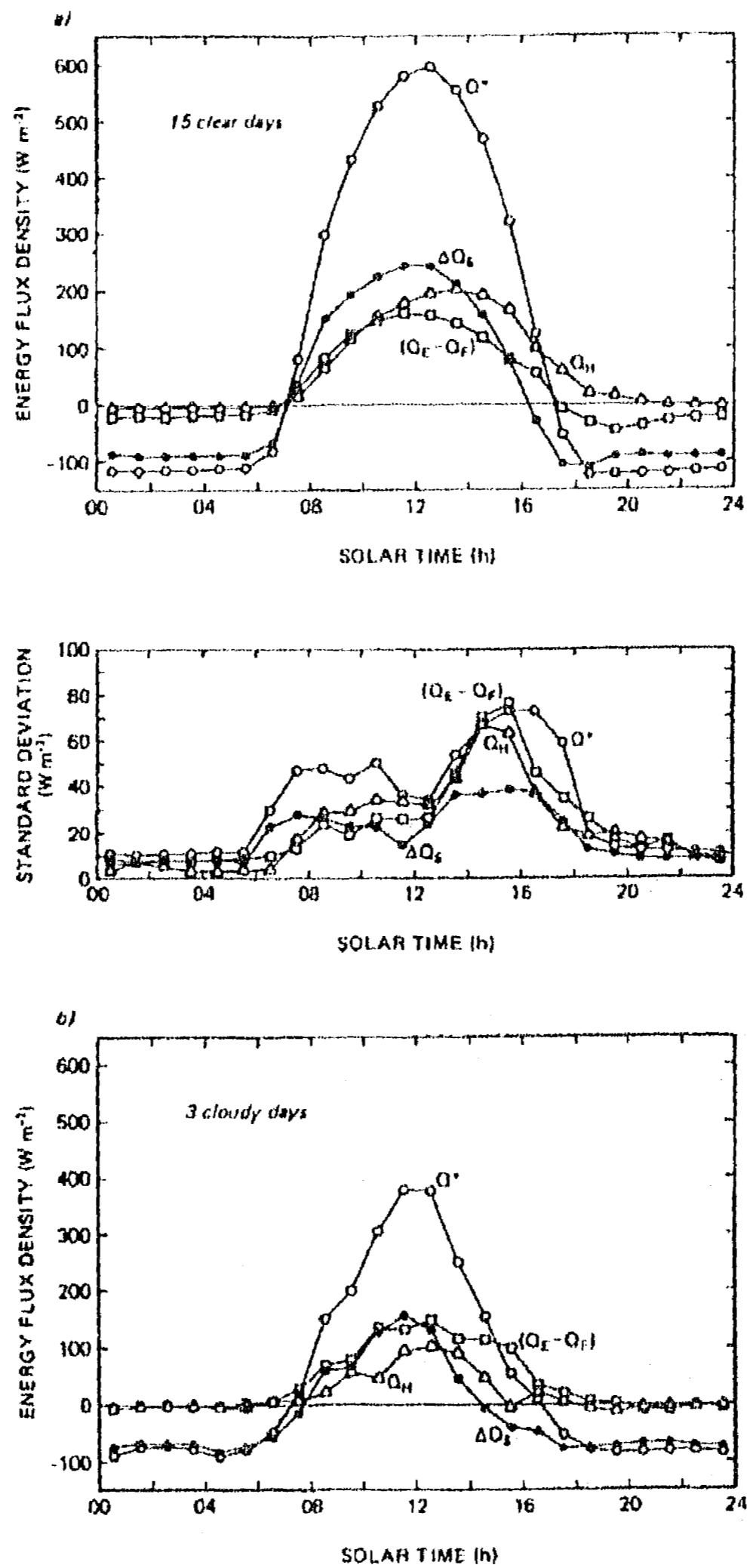


FIG. 2.12. COMPORTAMIENTO DEL BALANCE ENERGÉTICO ATMOSFÉRICO EN LA CAPA LÍMITE DEL 3 DE FEBRERO AL 31 DE MARZO DE 1985 EN TACUBAYA. (A) 15 DÍAS DESPEJADOS Y LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE CADA COMPONENTE Y (B) TRES DÍAS NUBLADOS. TOMADA DE OKE ET. AL., 1992 (OP. CIT.).

El balance energético atmosférico

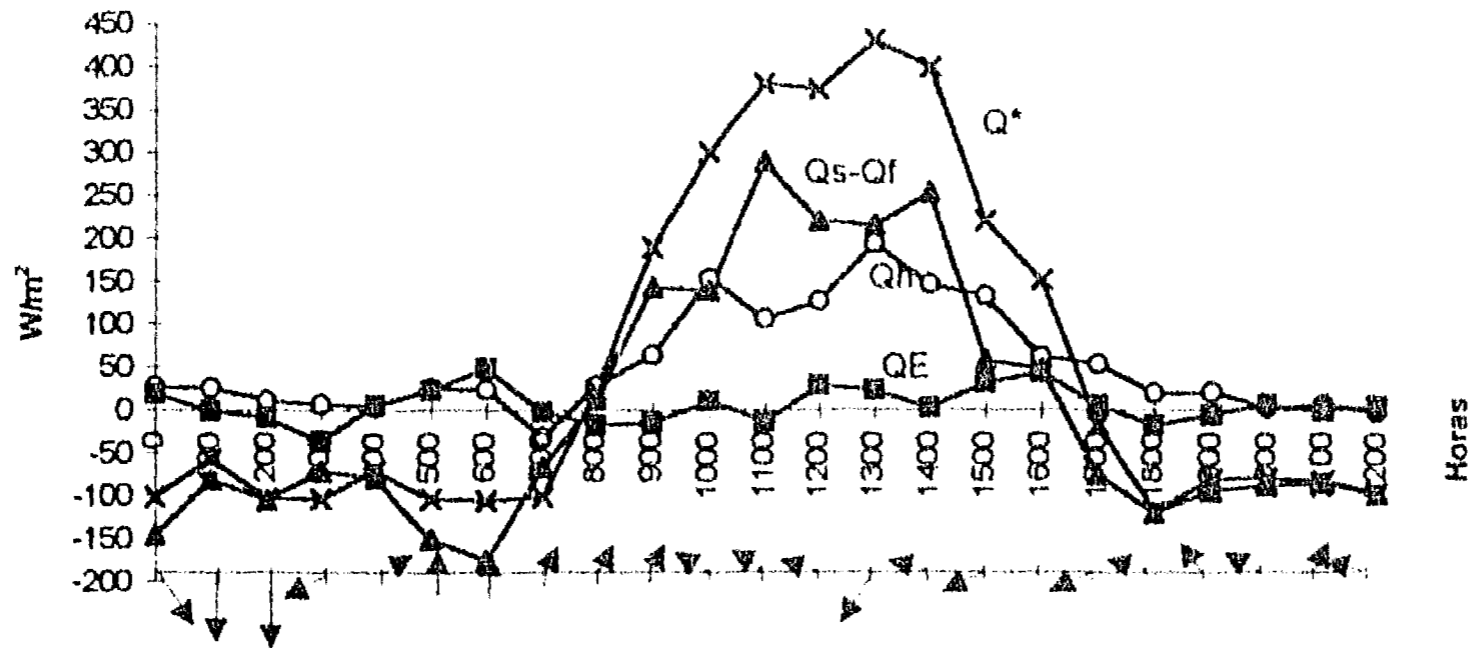


FIG. 2.13. BALANCE ENERGÉTICO ATMOSFÉRICO Y VIENTO EN EL PALACIO DE MINERÍA, DICIEMBRE 3 DE 1993.

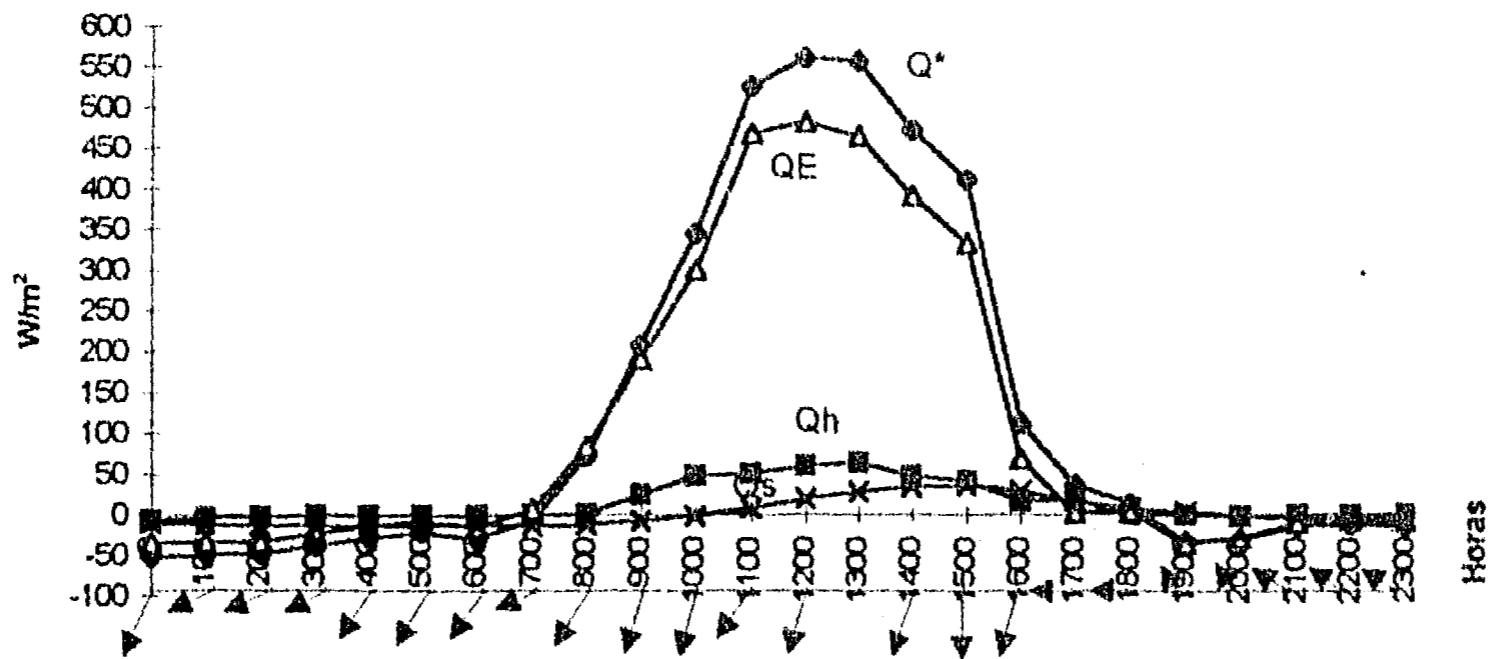


FIG. 2.14. BALANCE ENERGÉTICO ATMOSFÉRICO Y VIENTO EN EL PLAN TEXCOCO, AGOSTO 29 DE 1994.

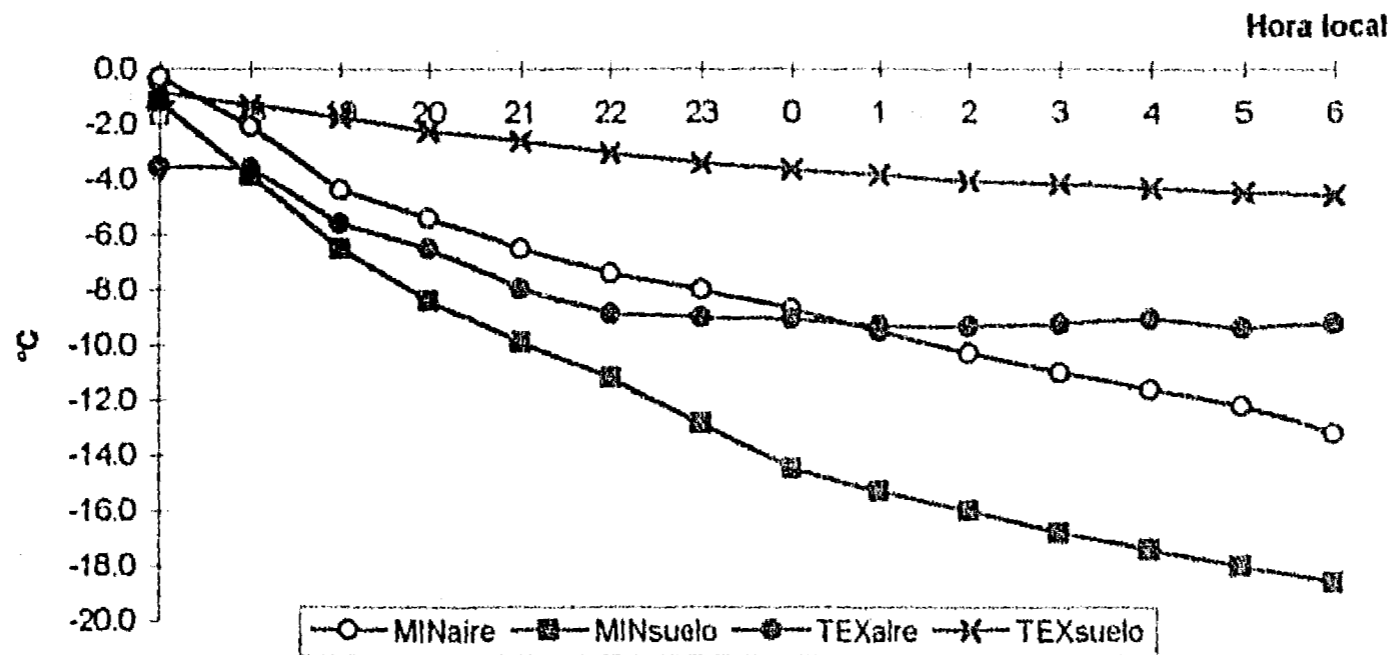


FIG. 2.15. ENFRIAMIENTO ACUMULADO EN °C. MINERIA 3/12/93; PLAN TEXCOCO 29/08/94.

El balance energético atmosférico

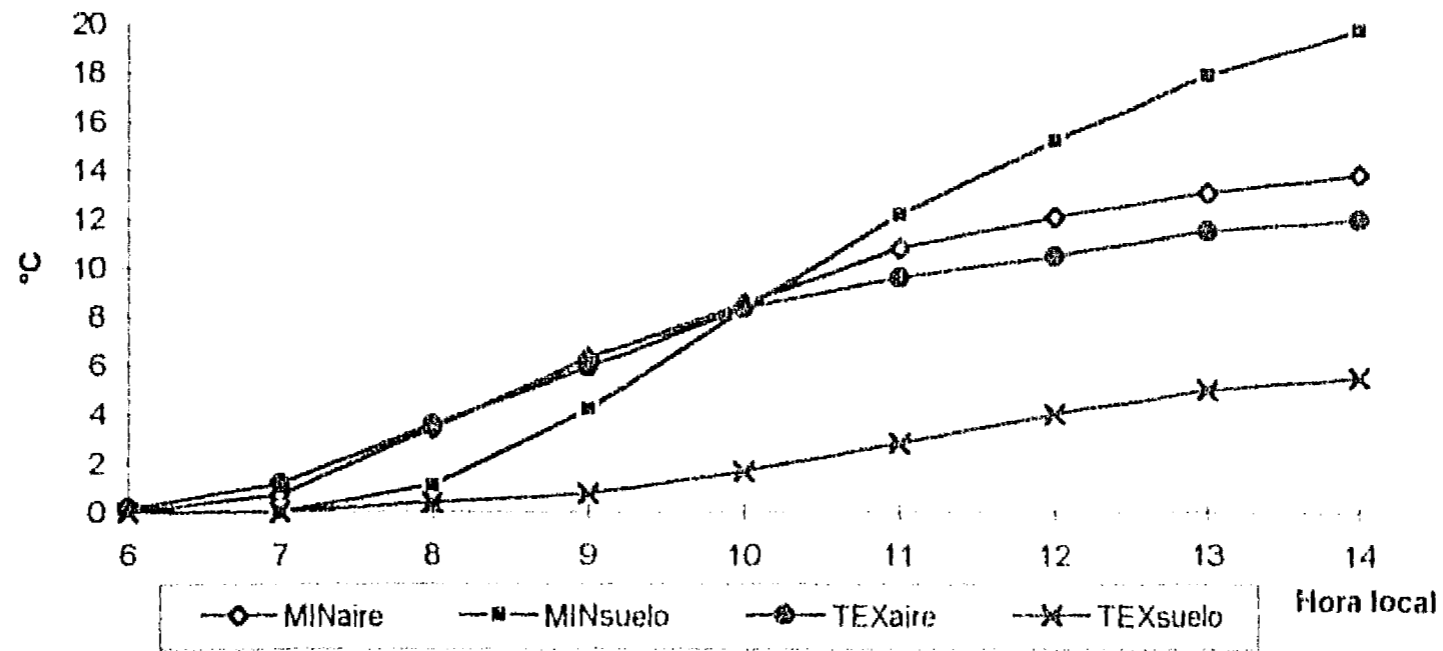


FIG. 2.16. CALENTAMIENTO ACUMULADO EN °C. MINERIA 3 12/93, PLAN TEXCOCO 29/08/94.

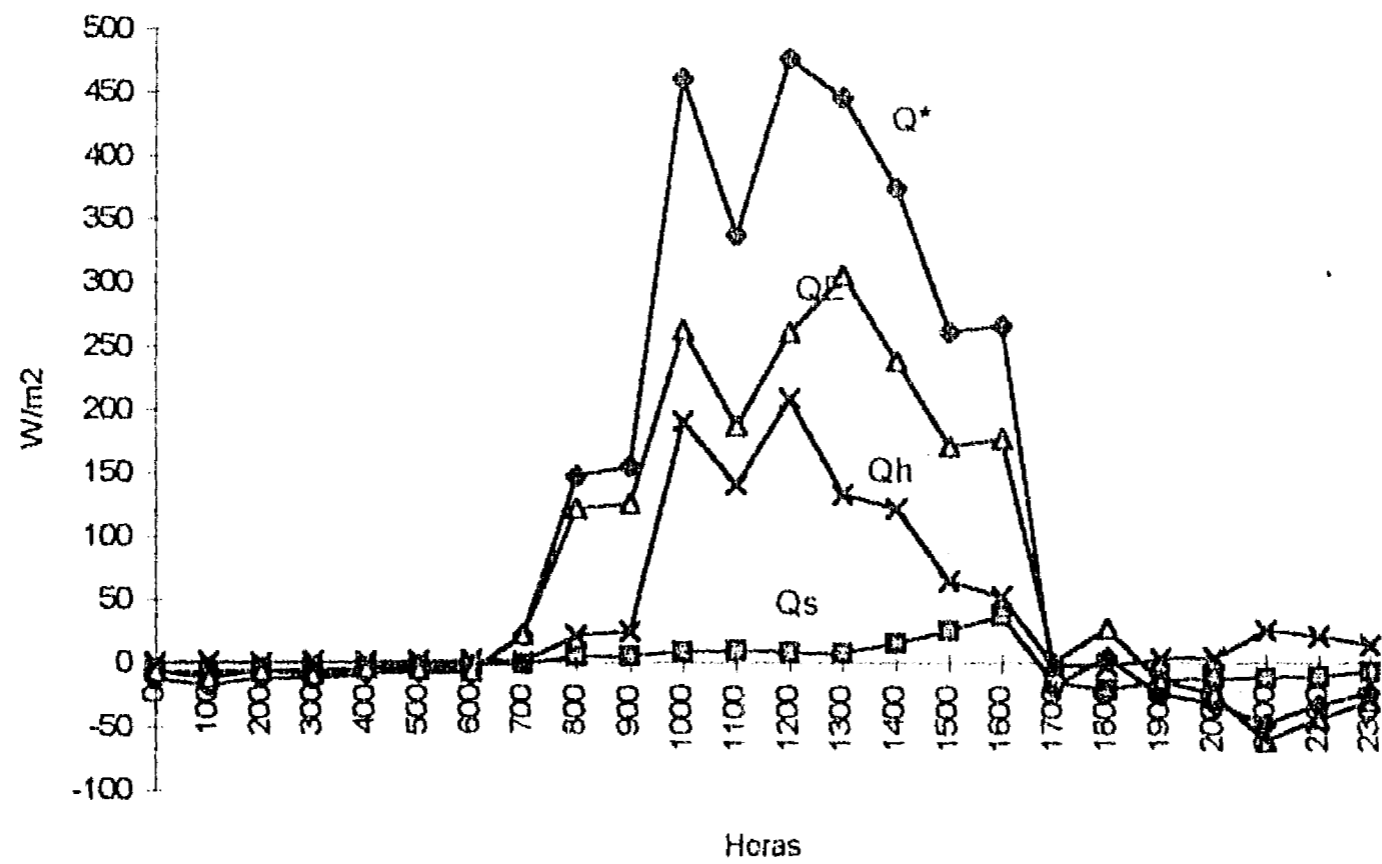


FIG. 2.17. BALANCE ENERGÉTICO ATMOSFÉRICO EN EL PEDREGAL, JULIO 1 DE 1995 (PARCIALMENTE NUBLADO).

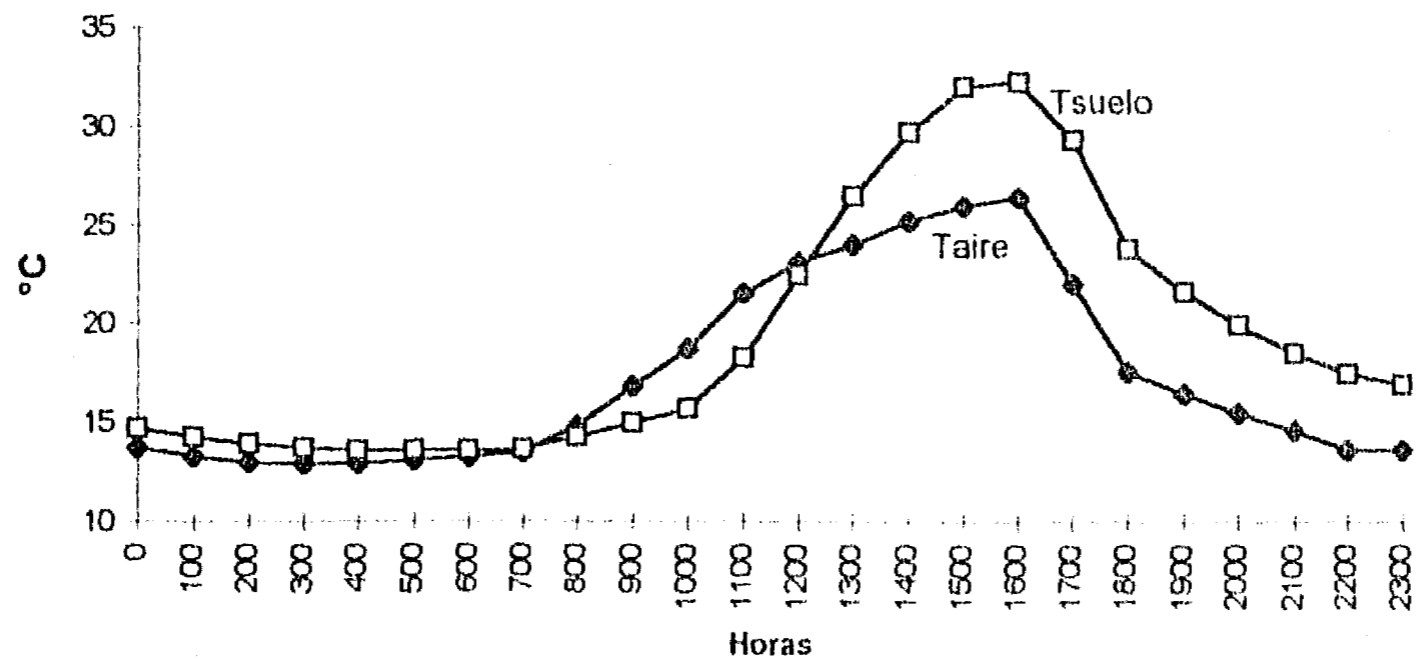


FIG. 2.18. VARIACIÓN DIURNA DE LA TEMPERATURA DEL AIRE Y DEL SUELO EN EL PEDREGAL, JULIO 1 DE 1995.

La variación de las componentes del balance energético en el Pedregal durante un día nublado se ilustra en la figura 2.17. En la figura 2.18 destaca que la onda térmica del suelo sea más amplia que la del aire, seguramente por el origen volcánico de la roca que presenta una menor inercia térmica en comparación con el aire. Así, las razones de enfriamiento y de calentamiento acumulado en el suelo son mayores que en el aire (figuras 2.19 y 2.20).

Correlaciones y parametrizaciones

A partir de los resultados mostrados en las secciones anteriores, es posible iniciar el proceso de modelaje de las distintas componentes del balance energético, mediante ecuaciones de regresión.

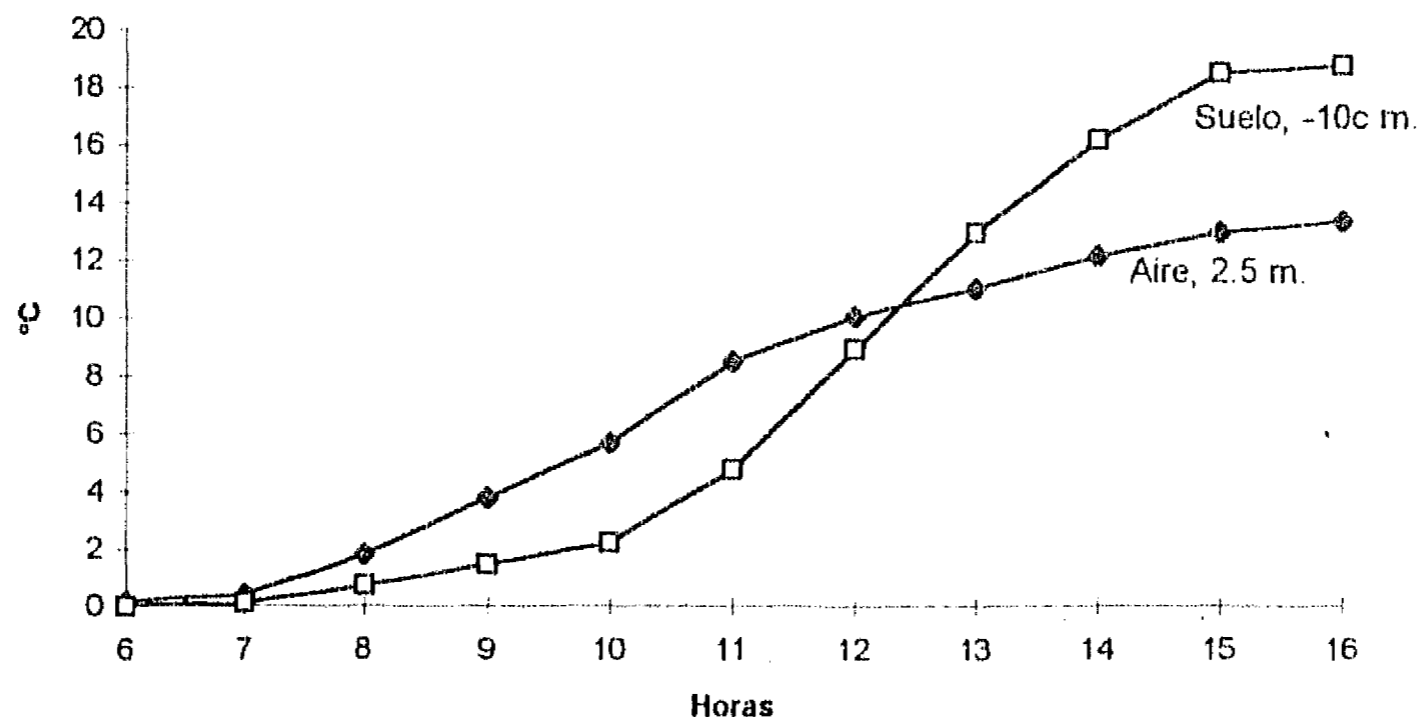


FIG. 2.19. CALENTAMIENTO ACUMULADO EN °C, RESERVA DEL PEDREGAL JULIO 1 DE 1995.

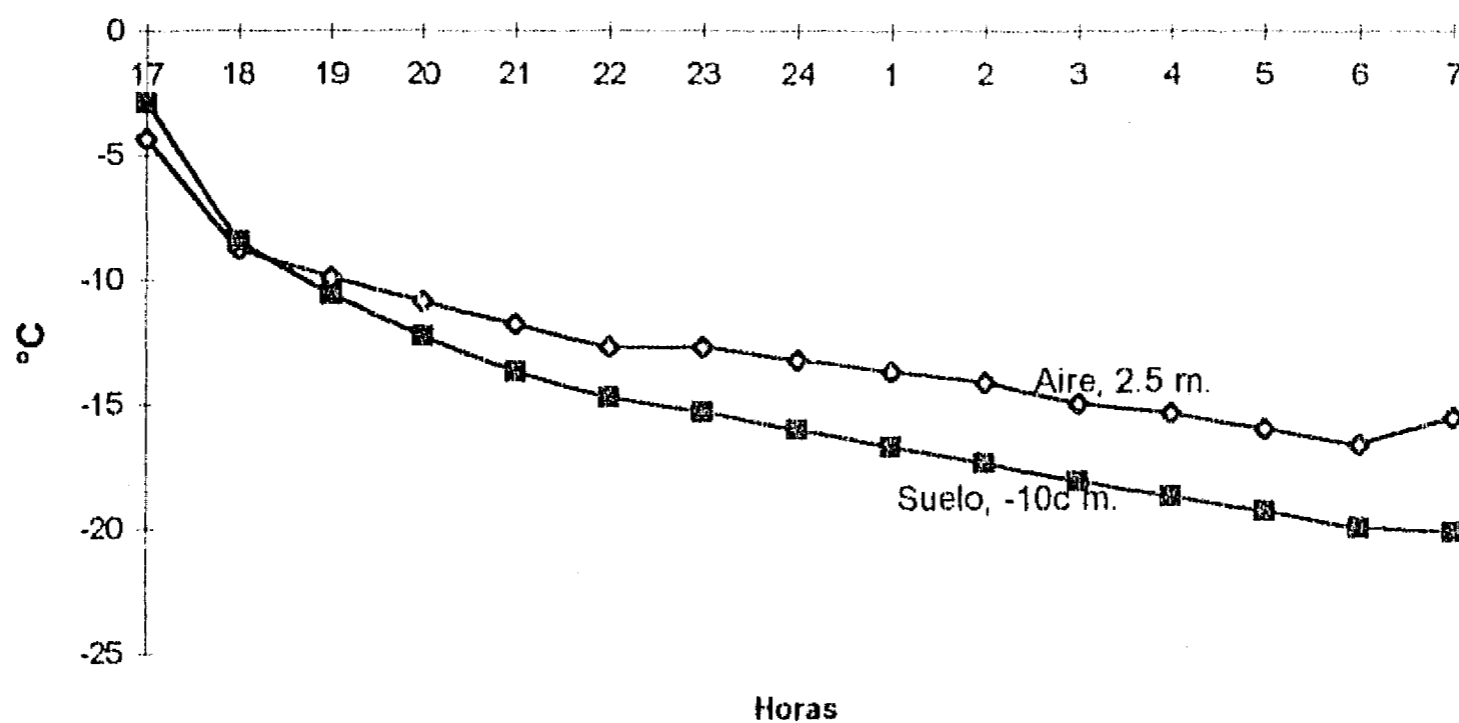


FIG. 2.20. ENFRIAMIENTO ACUMULADO EN °C, RESERVA DEL PEDREGAL JULIO 1 DE 1995.

La Tabla 2.7 contiene los coeficientes de correlación lineal entre cada uno de los componentes del balance energético y la radiación neta. Si se considera el alto número de datos usados para obtener la correlación, resulta que el nivel de confianza es superior al 95%. Como la correlación indica el grado de relación entre las variables comparadas, se puede concluir que a mayor importancia cuantitativa de alguna

de las componentes (ver Tabla 2.6) es mayor la correlación con la radiación neta. Así, se desprenden dos comentarios:

a) Se puede usar el coeficiente de correlación entre los diferentes términos de la ecuación de balance para caracterizar el ambiente como urbano, suburbano o rural, y

b) De contarse con datos de otras campañas más, sería posible implementar un modelo estadístico para simular el comportamiento espacial y temporal de las componentes del balance energético.

Las curvas de regresión correspondientes a la Tabla 2.7 se muestran en las figuras 2.21 a 2.23.

TABLA 2.7 COEFICIENTES DE CORRELACIÓN LINEAL ENTRE LA RADIACIÓN NETA (Q^*) Y LAS DEMÁS COMPONENTES DEL BALANCE ENERGÉTICO.

	Q_h vs. Q^*	Q_e vs. Q^*	Q_s vs. Q^*
Minería, 1 a 7 Dic. 1993.	0.79	0.03	0.87
Texcoco, 24-31 Ago. 1994.	0.83	0.99	0.66
Pedregal, 28 Jun. - 3 Jul., 1995.	0.93	0.98	0.65

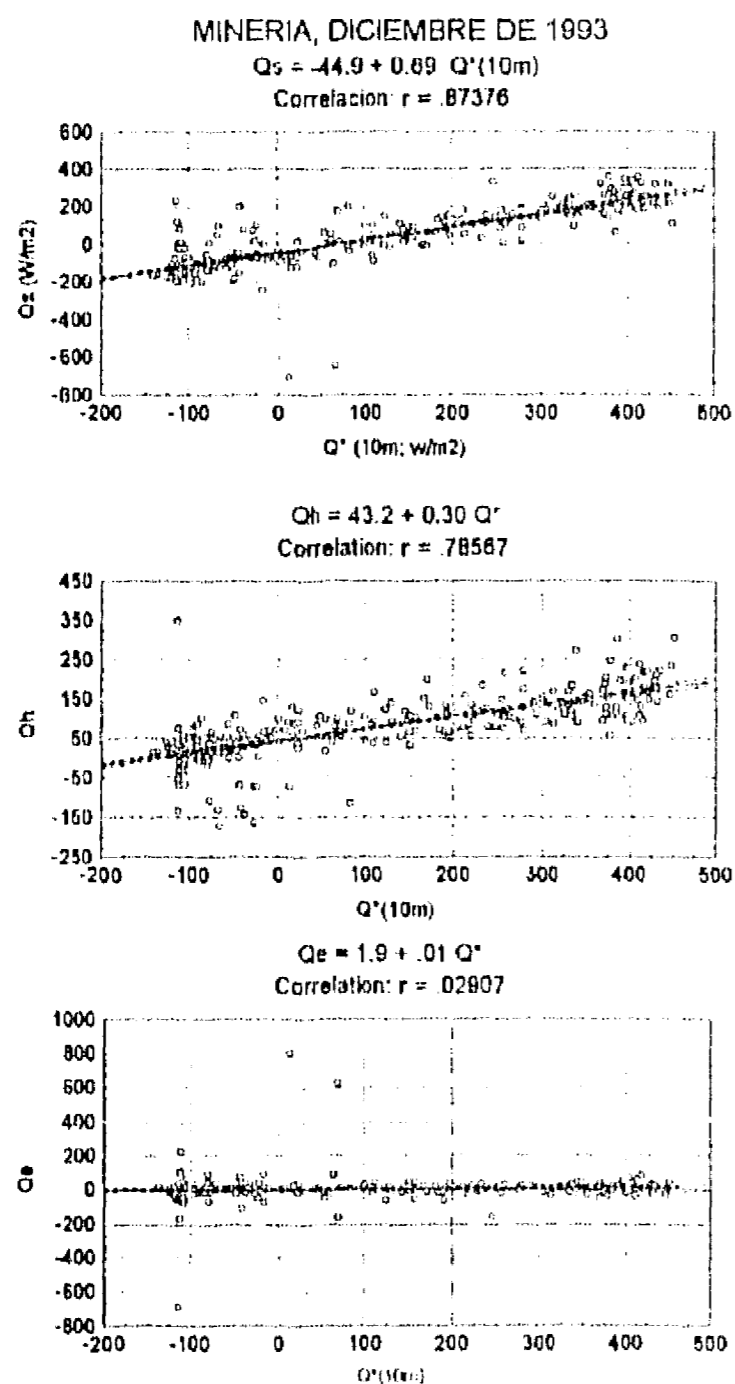


FIG. 2.21. REGRESIONES DE LAS DIFERENTES COMPONENTES DEL BALANCE ENERGÉTICO EN FUNCIÓN DE LA RADIACIÓN NETA (Q^*). PALACIO DE MINERÍA, DICIEMBRE DE 1993 (N = 140 CASOS; NIVEL DE SIGNIFICANCIA N.S. = 0.01).

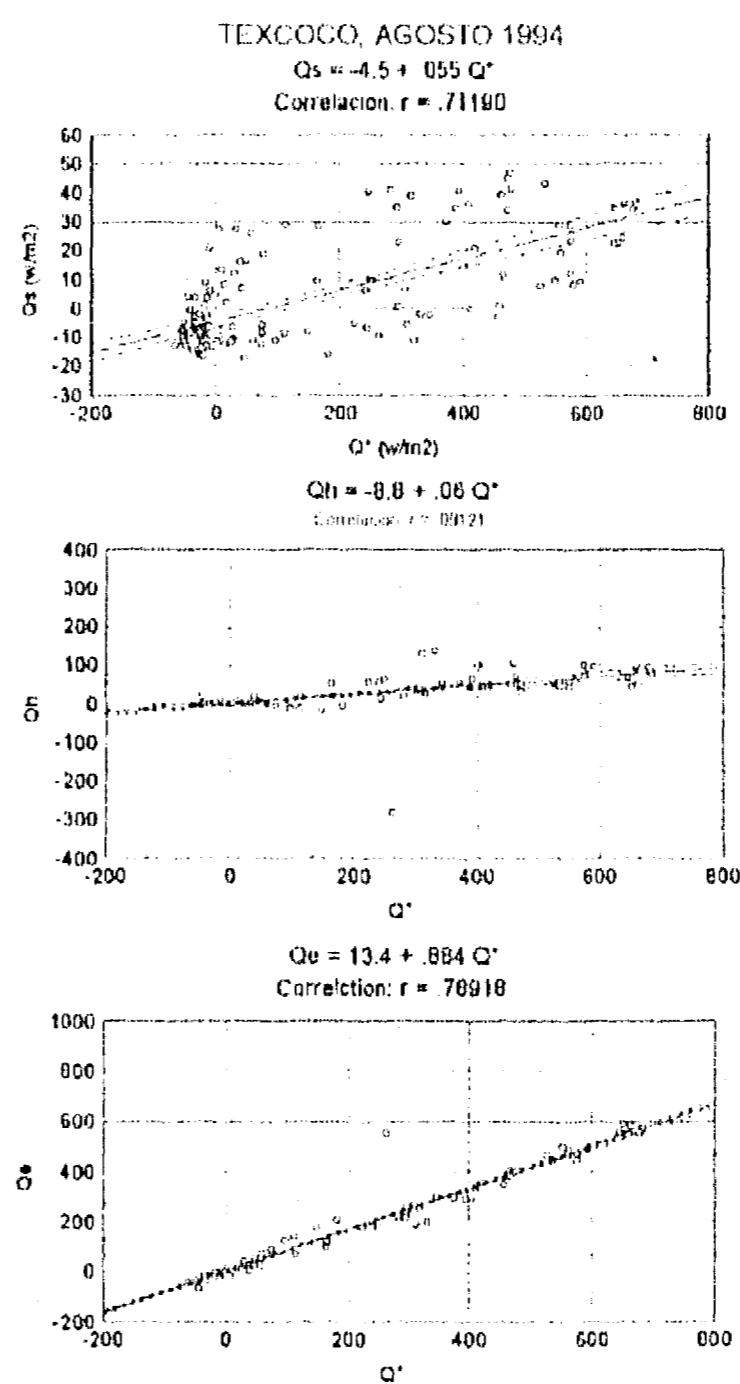


FIG. 2.22. REGRESIONES DE LAS DIFERENTES COMPONENTES DEL BALANCE ENERGÉTICO EN FUNCIÓN DE LA RADIACIÓN NETA (Q^*). PLAN TEXCOCO, AGOSTO DE 1994 (N = 140 CASOS, N.S. = 0.01).

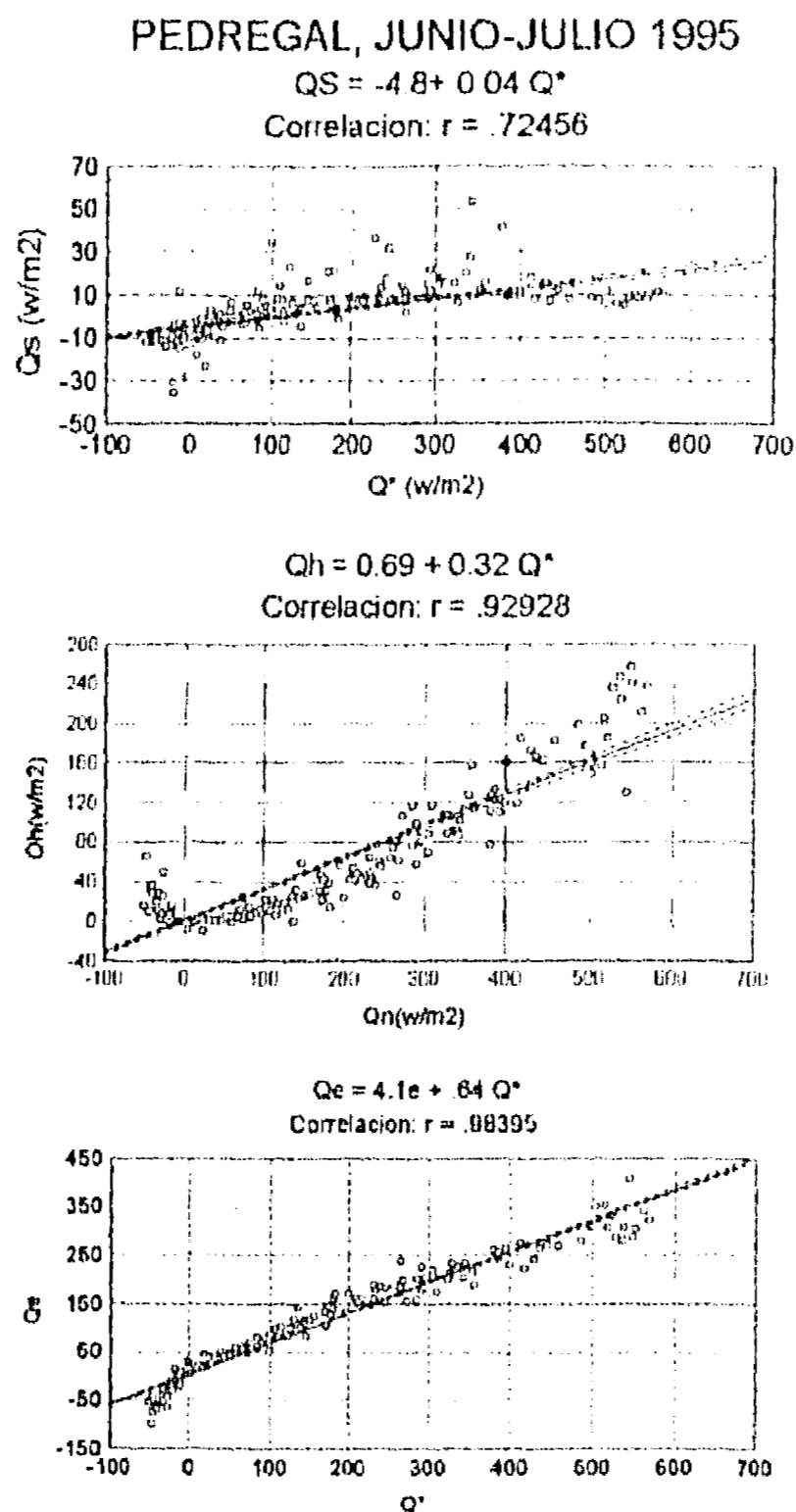


FIG. 2.23. REGRESIONES DE LAS DIFERENTES COMPONENTES DEL BALANCE ENERGÉTICO EN FUNCIÓN DE LA RADIACIÓN NETA (Q^*). RESERVA DEL PEDREGAL, JUNIO/JULIO DE 1995 (N = 100 CASOS, N.S. < 0.01).

La histéresis

Resultados recientes del grupo de trabajo de T.R. Oke¹¹⁴ indican que es posible parametrizar a Q_s linealmente como función de Q^* y de la variación temporal de Q^* (i.e. dQ^*/dt) así:

$$Q_s = A Q^* + B (dQ^*/dt) + C \quad \text{Ec. 2.9}$$

La ecuación 2.9 es conocida como la ecuación de la histéresis porque evalúa el retardo del calentamiento del suelo respecto a la marcha de la radiación neta. Los coeficientes A , B y C se calcularon por regresión para las 24 horas del día en los periodos completos de observación para Minería, Texcoco y Pedregal, con

$$dQ^*/dt = 0.5 (Q^*_{t+1} - Q^*_{t-1}) \quad \text{Ec. 2.10}$$

Los coeficientes de regresión de la Ec. 2.9 tienen el siguiente significado: A indica el grado de relación entre Q^* y Q_s (es máxima cuando $A = 1$); B es el coeficiente de retardo de Q_s respecto a Q^* (0 significa que no hay retardo), y C es el llamado corrimiento del cero de una variable respecto a otra.

¹¹⁴ Grimmond, C.S.B., T.R. Oke, R. Sproken-Smith, E. Jáuregui, C. Souch, T. Newton, T.S. King, J. Voogl and M. Hubble (1995). Heat storage in urban areas. *Preprint of 12th Conf. on Biometeorology and Aerobiology, 76th Am. Met. Soc. Meeting, Atlanta GA, 28 January- 2 February 1996. (inédito).*

En la Tabla 2.8 se establecen algunas comparaciones con sitios de otras latitudes. Como ya se había visto en secciones anteriores, para Texcoco y Pedregal el calor almacenado en el suelo prácticamente no depende de la radiación neta porque además Q_s es pequeño, y de ahí lo poco significativo del valor de A . Igualmente la ecuación 2.9 para Texcoco y Pedregal presenta un relativamente bajo nivel de ajuste (R^2 menor que en los otros sitios).

Finalmente la Tabla 2.9 muestra el bajo valor de Q_s para Pedregal y Texcoco. En el capítulo 4 se hará una interpretación de los resultados.

TABLA 2.8 COEFICIENTES DE AJUSTE DE LA ECUACIÓN 2.8, DONDE R^2 ES EL COEFICIENTE DE DETERMINACIÓN Y RMSE LA RAÍZ CUADRADA DEL ERROR CUADRÁTICO MEDIO.

Sitio	Periodo de Observ.	Tipo de uso del suelo	A	B (horas)	C (w/m^2)	R^2	RMSE (w/m^2)
Miami ¹¹⁵ (25°44'N, 80°22'W)	May. 12- Jun. 22, 1995	Suburbano	0.590	0.364	-29.3	0.987	8.0
Tucson (32°07'N, 110°56'W)	Jun. 11-24, 1990	Suburbano	0.428	0.371	-54.8	0.978	18.4
Vancouver (49°15'N, 123°8'W)	Ago. 10-15, 1992	Suburbano	0.625	0.198	-26.5	0.996	9.2
Palacio de Minería, D.F. (19°26'N, 99°08'W)	Nov. 30- Dic. 6, 1993	Urbano	0.761	0.140	-41.70	0.991	14.7
Plan Texcoco, Edo. Mex. (19°27'N, 99°00'W)	Ago. 24-31, 1994	Rural	0.055	-0.111	-4.38	0.857	81.2
Reserva del Pedregal, D.F. (19°18'N, 99°11'W)	Jun. 28-Jul. 3, 1995	Suburbano	0.047	-0.018	-5.04	0.604	54.3

TABLA 2.9. PROMEDIOS DE Q^* Y Q_s ($MJm^{-2}d^{-1}$) CORRESPONDIENTES A DÍAS DESPEJADOS (SÓLO DE DÍA, $Q^* > 0$)

Sitio	Q^*	Q_s	Q_s/Q^*
Miami	17.37	8.54	0.49
Tucson	16.26	8.54	0.49
Vancouver	14.14	7.92	0.56
Palacio de Minería, D.F.	8.91	5.36	0.60
Plan Texcoco, Edo. Mex.	14.99	0.74	0.05
Reserva del Pedregal, D.F.	7.16	0.59	0.08

¹¹⁵ Los datos de Miami, Tucson, Vancouver y Minería fueron tomados de Grimmond, S. et. al (1996). *Heat storage in urban areas*. 12th. Conf. on Biometeorology and Aerobiology, Atlanta 28 January- 2 February.

3. LA ESTABILIDAD ATMOSFERICA

Las categorías de estabilidad atmosférica (ver la *Introducción*) son una forma de estimación indirecta de la energía disponible para generar movimientos atmosféricos verticales. Otra forma consiste en considerar los flujos verticales turbulentos, como se explicó al comentar la llamada *eddy correlation* (o *correlación de remolino*). Las figuras 3.1 muestran relaciones para el noreste del Valle de México, entre la turbulencia (desviación estándar de la componente vertical del viento, sw), la radiación global (Q_g) y la radiación neta (Q^*) en tres días diferentes. La relación es muy clara, salvo el pico de sw a las 14 horas en la figura 3.1(b). Es la presencia de una nube que llega por advección (es decir, arrastrada por el viento), abate la radiación y sus corrientes generan turbulencia.

Entonces se ve que la relación entre estabilidad-turbulencia-balance energético puede ser modificada por condiciones locales, y de ahí el interés de evaluar la bondad de algunos métodos alternos para estimar la categoría de estabilidad de Pasquill que se describió al final de la *Introducción*. Pero además está el hecho de que no siempre se cuenta con datos precisos de la variación térmica vertical, por lo que se han ideado métodos alternativos para inferir las condiciones de estabilidad atmosférica a partir de mediciones realizadas a unos cuantos metros de altura (10 m, p.e.). Tres de esos métodos fueron aplicados a observaciones hechas durante diez días de mayo de 1992 y diez de septiembre de 1993, en las inmediaciones del Plan Texcoco (Fig. III.4). En ambos casos, se trata de ambientes prácticamente rurales, sin obstáculos de importancia en uno o dos kilómetros a la redonda.

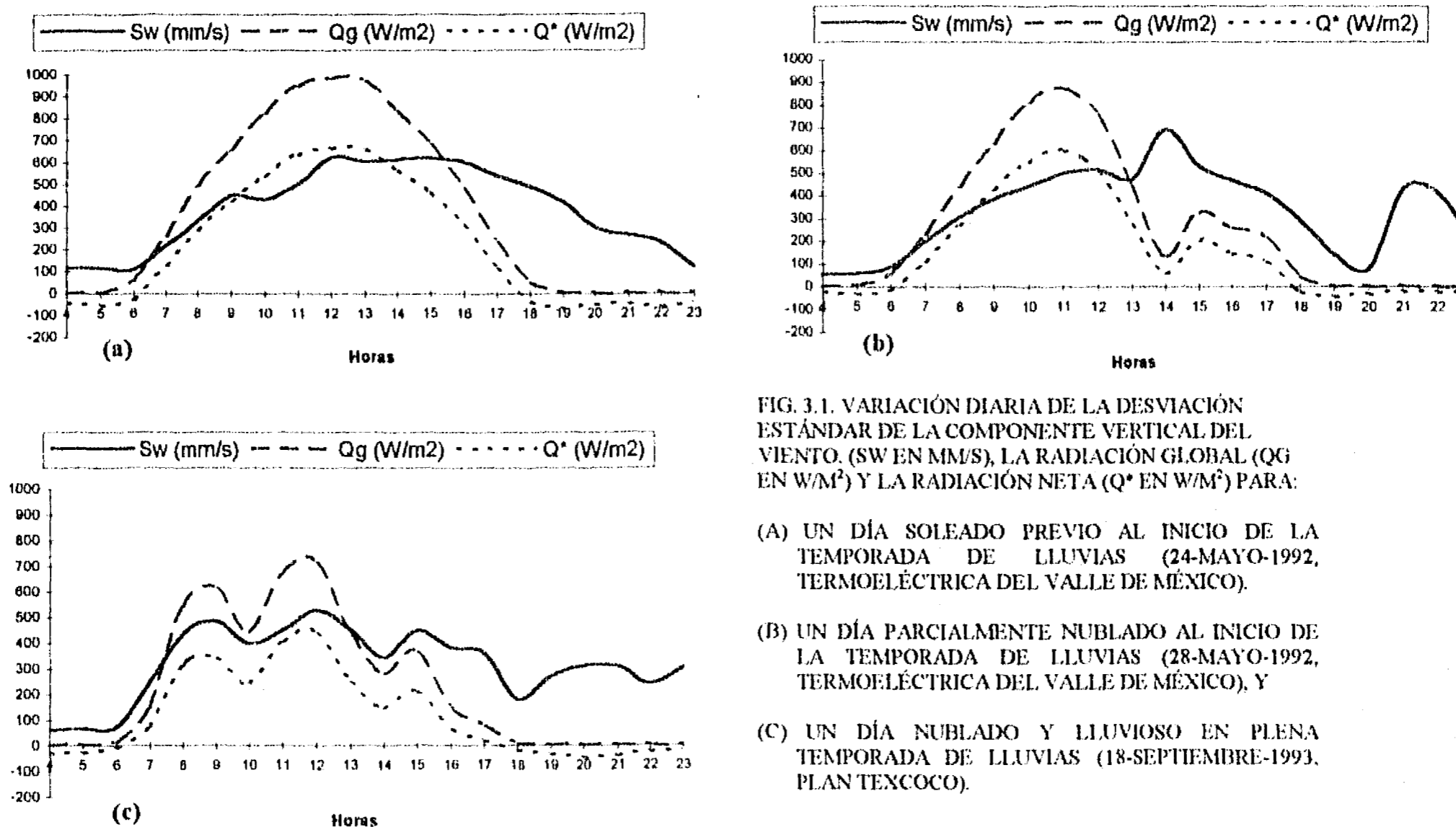


FIG. 3.1. VARIACIÓN DIARIA DE LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LA COMPONENTE VERTICAL DEL VIENTO (SW EN MM/S), LA RADIACIÓN GLOBAL (QG EN W/M²) Y LA RADIACIÓN NETA (Q* EN W/M²) PARA:

- (A) UN DÍA SOLEADO PREVIO AL INICIO DE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (24-MAYO-1992, TERMOELÉCTRICA DEL VALLE DE MÉXICO).
- (B) UN DÍA PARCIALMENTE NUBLADO AL INICIO DE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (28-MAYO-1992, TERMOELÉCTRICA DEL VALLE DE MÉXICO), Y
- (C) UN DÍA NUBLADO Y LLUVIOSO EN PLENA TEMPORADA DE LLUVIAS (18-SEPTIEMBRE-1993, PLAN TEXCOCO).

3.1 Métodos de estimación

Los métodos de estimación de la estabilidad que se describen a continuación, son comparados en las posteriores secciones, para mostrar que son altamente discrepantes entre sí y todavía más con el criterio original de Pasquill, el que pudo aplicarse a 43 radiosondeos realizados simultáneamente a la campaña de observaciones de 1993 en el exlago de Texcoco (ver figura 3.2).

Método 1

El propio Pasquill (*op. cit.*) propuso los criterios de la Tabla 3.2 para estimar la estabilidad a partir de la desviación estándar de la dirección del viento ($\sigma\theta$). Las mediciones de $\sigma\theta$ se realizaron con un anemómetro triaxial (tipo Gill, marca R.M. Young, ver figura 2.7) con resolución de 0.3 m/s. Se monitoreó la señal 20 veces en un segundo a 10 m de altura. Para cada 15 minutos, en unidades de memoria magnética, se almacenaron la dirección y la rapidez media resultantes horizontales así como sus desviaciones estándar, calculadas todas ellas con las técnicas de la estadística de datos angulares (ver el libro de Mardia¹¹⁶). Para cada hora se promediaron los resultados de cada 15 minutos, de acuerdo al criterio de EPA¹¹⁷.

TABLA 3.2. CATEGORIAS DE ESTABILIDAD CON BASE EN LA DESVIACION ESTANDAR DE LA DIRECCION DEL VIENTO ($\sigma\theta$)

CATEGORIA	$\sigma\theta$ (grados)
A=1: Extremadamente inestable	mayor a 22.5
B=2: Moderadamente inestable	17.5 a 22.5
C=3: Ligeramente inestable	12.5 a 17.5
D=4: Neutral	7.5 a 12.5
E=5: Ligeramente estable	3.8 a 7.5
F=6: Moderadamente estable	menor a 3.8

TABLA 3.3A. CORRECCIONES A LAS TABLAS 2 Y 4 DE ACUERDO A LA RAPIDEZ DEL VIENTO (U), PARA EL PERIODO DIURNO.

Categoría según Tab. 2 o Tab. 4	U (m/s)	Categoría corregida
A=1	menos de 3.0	A
	3.0 a 3.9	B
	4.0 a 5.9	C
	mayor o igual a 6	D
B=2	menos de 4.0	B
	4.0 a 6.0	C
	mayor o igual a 6.0	D
C=3	menor de 6.0	C
	mayor o igual a 6.0	D

¹¹⁶ Mardia, K.V. (1972). *Statistics of directional data*. Ac. Press. 357 pp.

¹¹⁷ EPA. (1986). *On Meteorological Program: Guidance for Regulatory and Modeling Applications*. EPA, US Government.

La estabilidad atmosférica

En base a los procedimientos de EPA (*op. cit.*), en función de la rapidez del viento, se corrigieron las categorías de la Tabla 3.2 de acuerdo a la Tablas 3.3A y 3.3B.

Método 2

Siguiendo otro de los criterios de EPA (*op. cit.*), con los datos proporcionados por el anemómetro triaxial tipo Gill, se obtuvo para cada 15 minutos (y finalmente la media en una hora de esos cuatro periodos) la desviación estándar de la componente vertical de la rapidez del viento (σ_w) y la rapidez promedio del viento horizontal (U). Así se pudo calcular:

$$\sigma\phi = \sigma_w/U$$

TABLA 3.3 B. CORRECCIONES A LAS TABLAS 2 Y 4 DE ACUERDO A LA RAPIDEZ DEL VIENTO (U), PARA EL PERIODO NOCTURNO.

Categoría según Tab. 3.2 o Tab. 4.4	U (m/s)	Categoría corregida
A=1	menos de 2.4	F=6
	2.4 a 3.6	E=5
	mayor o igual a 3.6	D=4
B=2	menos de 2.4	F=6
	2.4 a 3.0	E=5
	mayor o igual a 3.0	D=4
C=3	menor de 2.4	E=5
	mayor o igual a 2.4	D=4
E=5	menor a 5.0	E=5
	mayor o igual a 5.0	D=4
F=6	menor de 3.0	F=6
	3.0 a 4.9	E=5
	mayor o igual a 5.0	D=4

Finalmente, mediante la Tabla 3.4 y las correcciones de las Tablas 3.3A y 3.3B, se estimó la categoría de estabilidad horaria.

Método 3

Este es el método que más directamente pretende relacionar a componentes del balance energético con la estabilidad. Durante ambas campañas de mediciones, se instalaron a 6m de altura un radiómetro neto (marca REBS, Inc), y un piranómetro (marca LI-COR, Inc.), cuya información también fue utilizada para estimar la categoría de estabilidad de cada hora, de acuerdo a un método propuesto originalmente por Pasquill (*op. cit.*), basado en datos de viento y observaciones de nubosidad, pero aquí se usó la versión de EPA (*op. cit.*), según las Tablas 3.5A y 3.5B, que en vez de la cubierta nubosa utiliza las mediciones de la radiación neta (Q^*) para el periodo nocturno.

TABLA 3.4. CATEGORIAS DE ESTABILIDAD CON BASE EN LA DESVIACION ESTANDAR DE LA DIRECCION VERTICAL DEL VIENTO ($\sigma\phi$)

CATEGORIA	$\sigma\phi$ (grados)
A=1: Extremadamente inestable	mayor o igual a 11.5
B=2: Moderadamente inestable	10.5 a 11.5
C=3: Ligeramente inestable	7.8 a 10.0
D=4: Neutral	5.0 a 7.8
E=5: Ligeramente estable	2.4 a 5.0
F=6: Moderadamente estable	menor a 2.4

TABLA 3.5 A. CRITERIOS PARA CATEGORIAS DE ESTABILIDAD. PERIODO DIURNO SEGUN EL METODO 3. A PARTIR DE LA RADIACION GLOBAL (W/M2 EN LAS COLUMNAS) Y LA RAPIDEZ MEDIA DEL VIENTO (M/S EN LOS RENGLONES).

	> de 700	700 a 540	540 a 400	400 a 270	270 a 140	< de 140
< de 2.0 m/s	A	A	B	B	C	D
2.0 a 2.9	A	B	B	B	C	D
3.0 a 3.9	B	B	B	C	C	D
4.0 a 4.9	B	B	C	C	D	D
5.0 a 6.0	C	C	C	C	D	D
más de 6.0	C	C	D	D	D	D

TABLA 3.5 B. CRITERIOS PARA CATEGORIAS DE ESTABILIDAD. PERIODO NOCTURNO SEGUN EL METODO 3. A PARTIR DE LA RADIACION NETA (W/M2 EN LAS COLUMNAS) Y LA RAPIDEZ MEDIA DEL VIENTO (M/S EN LOS RENGLONES).

	mayor o igual a -20	-20 a -40	menor de -40
menos de 2.0 m/s	D	F	F
2.0 a 2.9	D	E	F
3.0 a 4.9	D	D	E
5.0 a 6.0	D	D	D
más de 6.0	D	D	D

3.2 Analisis comparativo

Jáuregui *et al*¹¹⁸ y Pérez-Acua¹¹⁹ para un sitio costero tropical, encontraron buena correspondencia entre el llamado aquí método 2 y el esquema basado en la Tabla III.1 (ver la *Introducción*), a la vez que detectaron

¹¹⁸ Jáuregui, E., M.A. Valdovinos and J.M. Rodríguez. (1980). Atmospheric diffusion characteristics at a coastal site in the tropics. *Geof. Internacional*, 19, 259-268.

¹¹⁹ Pérez-Acua, J.A. (1996). *Efectos de la circulación sinóptica sobre la meteorología de superficie en Laguna Verde, Ver., cinco estudios de caso*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas de la Universidad Veracruzana, Xalapa. 81 p

una sobreestimación de la frecuencia de condiciones inestables con el método 1. Ludwig y Dabberdt,¹²⁰ por su parte, reportaron ajuste aceptable entre los métodos 2 y 3.

En este trabajo se analiza la equivalencia de los tres métodos mediante tres tipos de comparaciones: a) de las categorías de estabilidad reportadas por cada método durante ambos periodos de observación y en fechas particulares; b) una comparación de sensibilidad a partir de la marcha diurna del coeficiente de dilución, y una comparación con la estabilidad inferida de los radiosondeos atmosféricos.

La figura 3.3 muestra para ambas campañas de mediciones, las frecuencias de estabilidades horarias reportadas por cada método (el total de casos analizados fue de 435). Los tres presentan como moda a la categoría D, pero en menor medida el tercer método, que a su vez es el que reparte las frecuencias más uniformemente. Se corresponde lo anterior con lo mostrado por la figura 3.4, donde se ve que para la campaña de mayo de 1992 la categoría de estabilidad dominante horaria, cambia drásticamente de moderadamente estable (6) a absolutamente inestable (A) entre las 11 y las 12 horas según el método 1, mientras que los otros dos presentan los cambios diurnos más paulatinos.

En la figura 3.5 se analiza el grado de equivalencia entre los tres métodos. Se consideró que la equivalencia es total, si la categoría diagnosticada por ambos métodos es la misma; la equivalencia es media si discrepan en una categoría, y ninguna si discrepan en dos o más categorías. Es claro que los métodos 2 y 3 se corresponden totalmente en el 60% y medianamente en el 28%, por lo que son los más equivalentes; mientras que el método 1 con el 3 son los más discrepantes.

Para detallar más el análisis se elaboraron las tablas de contingencia de cada método contra los otros dos. De manera gráfica se muestran los resultados en la figuras 3.6, 3.7 y 3.8. Se ve cómo en más de 70 de 435 casos analizados, el método 1 diagnostica categoría F (moderadamente estable) mientras los otros dos detectaron categoría D (neutral).



FIG. 3.2. CAMPAÑA DE RADIOSONDEOS REALIZADA EN EL VALLE DE MÉXICO, AGOSTO DE 1994.

¹²⁰Ludwig, F.L. and W. F. Dabberdt, (1976). Comparison of Two Practical Atmospheric Stability Classification Schemes in an Urban Application. *J. App. Meteo.*, 15: 1172-1176.

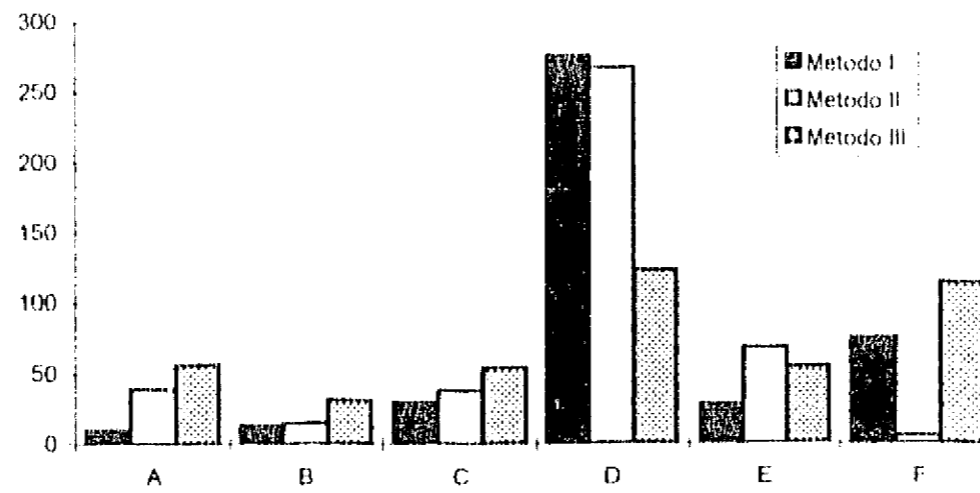


FIG. 3.3. FRECUENCIAS DE CATEGORÍAS DE ESTABILIDAD SEGÚN CADA MÉTODO, DURANTE MAYO DE 1992 Y SEPTIEMBRE DE 1993 AL NORESTE DE LA CIUDAD DE MÉXICO.

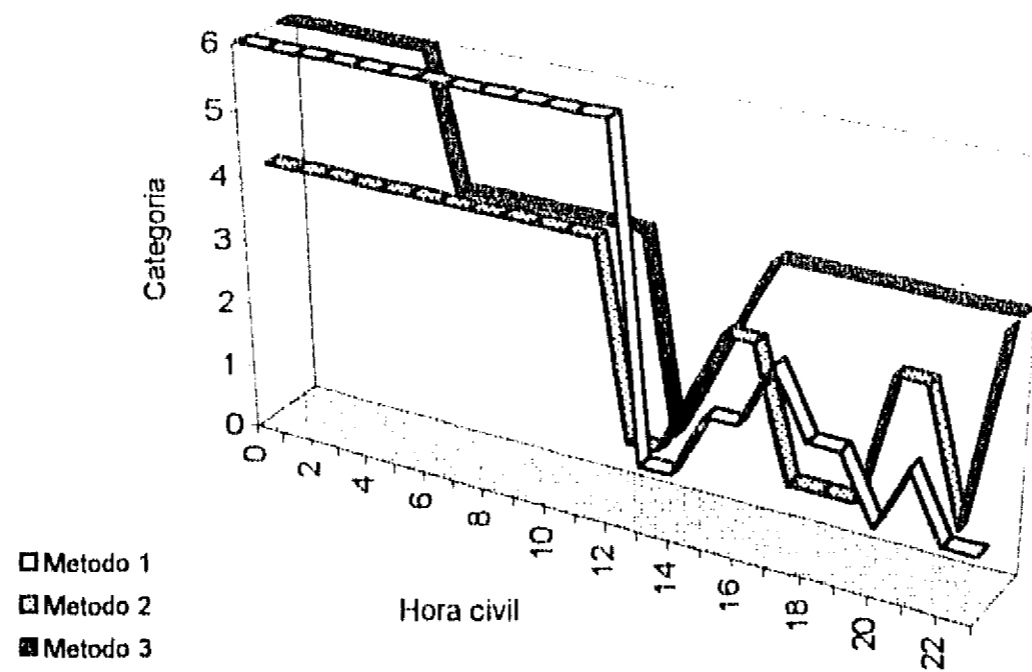


FIG. 3.4. ESTABILIDAD DOMINANTE SEGÚN CADA MÉTODO, DURANTE MAYO DE 1992 Y SEPTIEMBRE DE 1993 AL NORESTE DE LA CIUDAD DE MÉXICO.

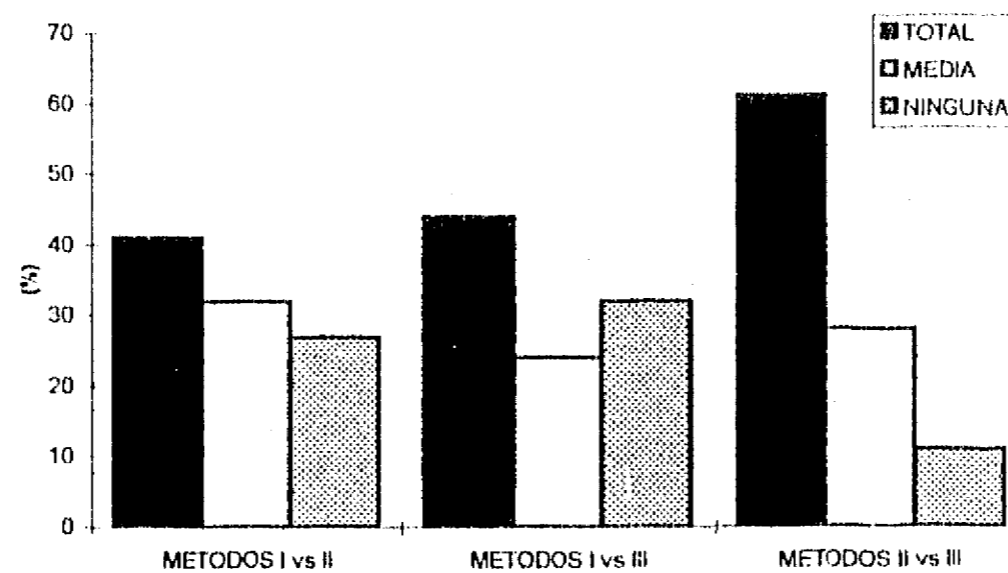


FIG. 3.5. PORCENTAJES DE EQUIVALENCIAS ENTRE LOS TRES MÉTODOS ANALIZADOS (MAYO DE 1992 Y SEPTIEMBRE DE 1993, NE DE LA CIUDAD EN MÉXICO).

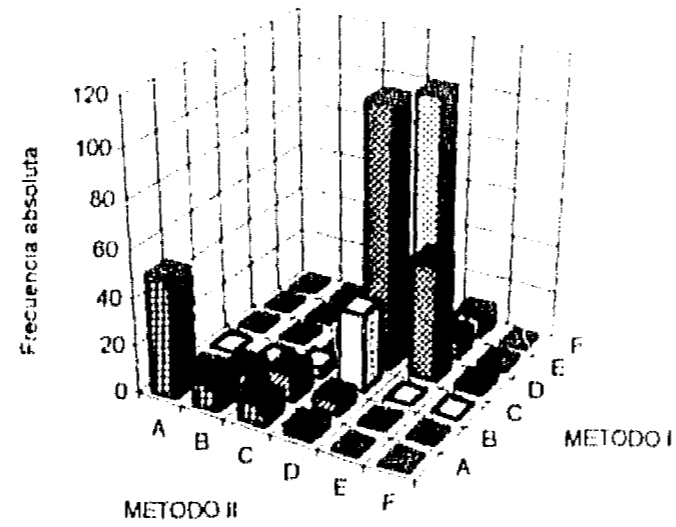


FIG. 3.6. GRÁFICA DE CONTINGENCIAS DEL MÉTODO I CONTRA EL MÉTODO II. SE NOTA LA NO REGULARIDAD DE LA RELACIÓN ENTRE ELLOS.

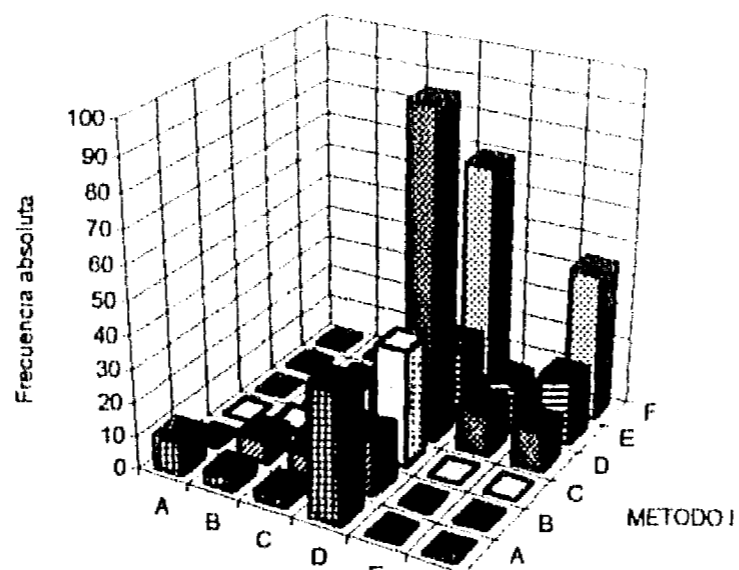


FIG. 3.7. GRÁFICA DE CONTINGENCIAS DEL MÉTODO I CONTRA EL MÉTODO III. IGUAL QUE EN LAS FIGURAS 3.4 Y 3.6, ES NOTORIA LA IRREGULARIDAD DE LA RELACIÓN ENTRE LOS MÉTODOS COMPARADOS.

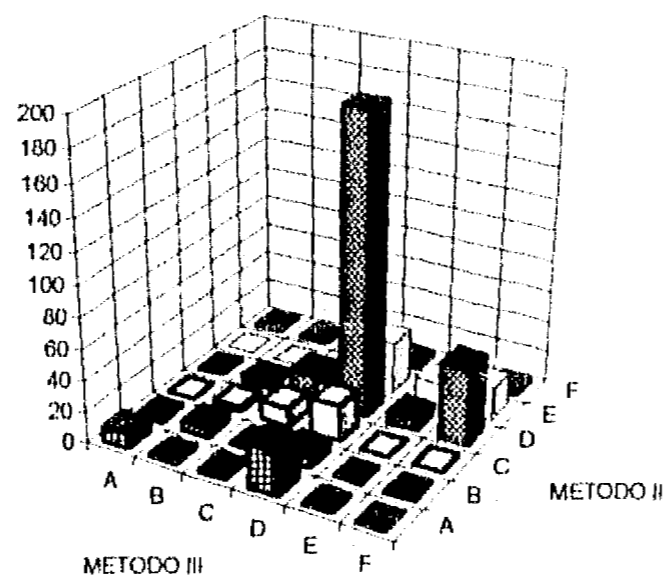


FIG. 3.8. GRÁFICA DE CONTINGENCIAS DEL MÉTODO II CONTRA EL MÉTODO III.

El factor de dilución

Este factor se define como $f = U \cdot \sigma_y \cdot \sigma_z$, donde U es la rapidez media del viento, σ_y es el coeficiente de dispersión en el eje Y , y σ_z el propio en el eje Z , en la expresión matemática del modelo de dispersión gaussiana (Pasquill, *op.cit*). Sus valores, a un kilómetro viento abajo de una fuente puntual de contaminantes, son los de la Tabla 3.6. El factor de dilución evalúa las condiciones de la dispersión atmosférica de acuerdo a la Tabla 3.7.

Las figuras 3.9 y 3.10 muestran la variación diurna del factor de dilución (f) para dos días contrastantes meteorológicamente. Se reafirma la alta equivalencia entre los métodos 2 y 3, si bien en términos de f sus discrepancias con el método 1 son menos notorias.

TABLA 3.6. VALORES DE LOS COEFICIENTES DE DISPERSION GAUSSIANA (A 1 KM. VIENTO ABAJO DE LA FUENTE).¹²¹

Categoría de Estabilidad	σ_y (m)	σ_z (m)
A=1	215	455
B=2	155	110
C=3	105	61
D=4	68	32
E=5	51	21
F=6	34	14

TABLA 3.7. CONDICIONES DE LA DISPERSION ATMOSFERICA SEGUN EL CRITERIO DEL FACTOR DE DILUCION ($f = U \cdot \sigma_y \cdot \sigma_z$)¹²²

CONDICIONES	$f = U \cdot \sigma_y \cdot \sigma_z$
Muy buenas	> 200 000
Buenas	50 000 a 200 000
Regulares	8 000 a 50 000
Malas	1000 a 8 000
Muy malas	< 1000

¹²¹ Martin, D.O. (1976). Comment on "The change of concentration standard deviations with distance". *J. Air. Poll. Control. Assoc.* 26: 145.

¹²² Raynor, G. S and M. E. Smith. (1964). *A diffusion-deposition tracer system*. Brookhaven National Lab., BNL 859 (T-343).

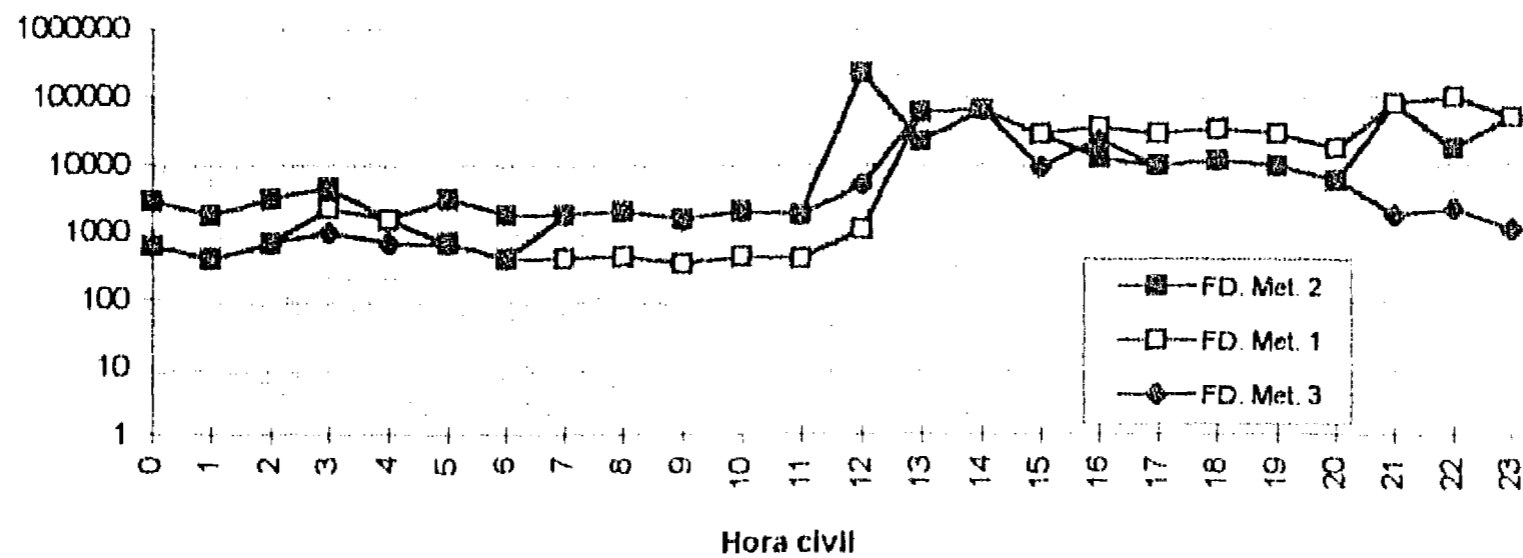


FIG. 3.9. VARIACIÓN DIURNA DEL FACTOR DE DILUCIÓN SEGÚN LOS TRES MÉTODOS. MAYO 22 DE 1992. DÍA SOLEADO, VENTILADO Y SECO.

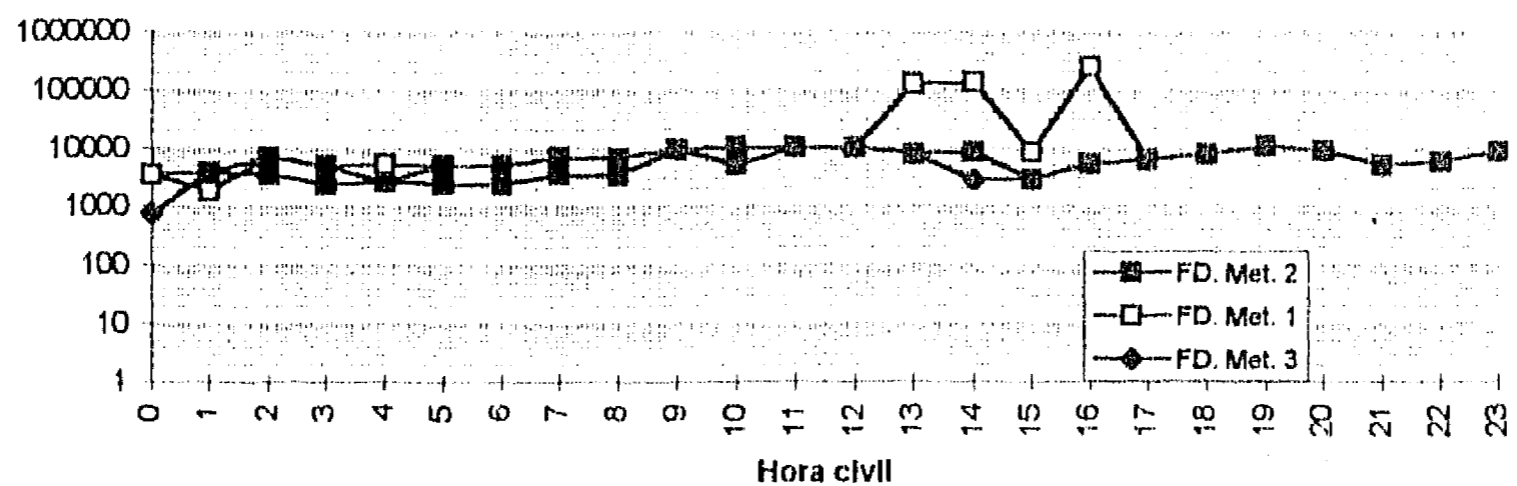


FIG. 3.10. VARIACIÓN DIURNA DEL FACTOR DE DILUCIÓN SEGÚN LOS TRES MÉTODOS. SEPTIEMBRE 20 DE 1993. DÍA NUBLADO, POCO VENTILADO, FRESCO Y HÚMEDO.

Comparación vs. dT/dz

Durante la campaña de septiembre de 1993 se realizaron exitosamente 42 radiosondeos atmosféricos durante el periodo diurno. De la variación térmica vertical (dT/dz) en los primeros 100 m se obtuvieron las categorías de estabilidad aplicando el criterio de la Tabla III.1. Los resultados de comparar la asignación de categorías de estabilidad con cada uno de los tres métodos descritos en la sección 3.1, se muestra en la Tabla 3.8. Claramente el método que se ajusta menos a este criterio es el 1, seguido del 3 y el de mayor equivalencia es el 2.

Por último se evaluó la correspondencia del factor de dilución obtenido por cada uno de los tres métodos con el arrojado al aplicar el criterio de dT/dz (Tabla 3.9), mediante el cálculo de los siguientes estadísticos, cuyas interpretaciones fueron tomadas de Reikosky *et al.*¹²³:

¹²³ Reikosky, D.C., L.J. Winkelman, J.M. Baker and D.G. Baker, (1989). Accuracy of hourly air temperatures calculated from daily minima and maxima. *Agric. and For. Met.*, 46: 193-209.

TABLA 3.8. FRECUENCIA DE EQUIVALENCIA (%) DE CADA MÉTODO CONTRA LA CATEGORÍA ESTABLECIDA A PARTIR DE dT/dz .

METODO	TOTAL (sin discrepancia)	MEDIA (una categ. de discrepancia)	BAJA (dos categ. de discrepancia)	NULA (3 categ. de discrepancia o más)
1	21.4	7.1	21.4	50
2	28.6	19	2.4	50
3	23.8	14.3	11.9	50

TABLA 3.9. BONDAD DE AJUSTE DE CADA METODO CONTRA EL CRITERIO dT/dz , EN EL CALCULO DEL FACTOR DE DIFUSION ($f = U, \text{crz}, \text{crz}$).

METODO	R ² (%)	RMSE	RES (en millones)
1	85.6	296 823	-8.1
2	88.3	295 863	-8.4
3	92.1	296 758	-8.6

- a) El coeficiente de correlación lineal al cuadrado o coeficiente de determinación (r^2), que significa la fracción de coincidencia en la forma de la variación;
- b) La raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE), que se considera el mejor criterio para juzgar la correspondencia en la forma y penaliza severamente los grandes errores individuales, y
- c) La suma de los residuales (RES), que mostrará si con cada método hay una sobre o subestimación de la estabilidad.

3.3 Resultados

La evaluación que se presentó en este capítulo arroja luz sobre la aplicabilidad o no en el Valle de México de los métodos alternos para estimar la categoría de estabilidad que se utiliza en los modelos de difusión de contaminantes, por lo que a continuación se puntualizan algunos resultados:

1. El método 1 tiende a sobrevaluar la frecuencia de situaciones estables, al contrario de lo encontrado por Jáuregui *et al.* (*op cit.*) y Pérez-Acua. En cambio, se corrobora su resultado y el de Ludwig y Dabberd (*op cit.*), sobre la alta coincidencia de los métodos 2 y 3.

2. El método más coincidente con el esquema de dT/dz es el 2, pero el que parece ser más sensible a la variación diurna de los elementos meteorológicos, es el 3, quizás porque el tradicional método de Pasquill (dT/dz) no refleja la relación entre turbulencia y estabilidad, cuando en cambio sí es clara la correspondencia entre turbulencia y componentes del balance energético (figura 3.1).

3. Todos discrepan con el criterio de dT/dz en el 50% de los casos, en lo que se refiere a la asignación de la estabilidad. En cambio se ajustan satisfactoriamente en la forma de la variación del factor de dilución ($r^2 > 80\%$).

4. Todos los métodos subestiman el factor de dilución, pues la suma de residuales al cotejar con el método basado en dT/dz , es menor que cero. Además, cometen un error medio de 200 000, equivalente a todo el espectro del factor de dilución.

5. Es posible plantearse otros métodos alternos para estimar la estabilidad, como por ejemplo a partir de la temperatura del suelo a distintos niveles en los primeros 20 cm, o en distintas capas del aire en los primeros 10 m. Para latitudes medias se han encontrado algunos resultados alentadores.¹²⁴

¹²⁴ Bramzov, H. and J. Ivancheva (1994). On the determination of Pasquill stability classes. *Proc. of the Meet. of the Com. on Climat. of the Int. Geogr. Union*. Brno, Czech Republic, 15-21 August: 67-71.

La estabilidad atmosférica

6. El análisis comparativo mostrado en este capítulo, no se puede efectuar en ambientes urbanos por la dificultad operativa de realizar radiosondeos. En la ciudad deben usarse otros instrumentos como el lidar o el sodar.

7. Por el punto anterior, es de esperarse que en zonas urbanas haya una menor relación entre las componentes del balance energético y la estabilidad evaluada con el tradicional método de Pasquill.

4. CONCLUSIONES

Este trabajo contiene una revisión y tres avances en el conocimiento de la climatología urbana de la cuenca del Valle de México:

4.1 Evolución de la Investigación 1960-1995

Se revisaron los principales trabajos sobre la climatología del Valle de México para el periodo 1960-1995, y se encontró que en un inicio las investigaciones estuvieron enfocadas a entender los fenómenos desde la mesoescala, es decir, a través del trazado de isolíneas de los diversos elementos climáticos abarcando toda la cuenca o buena parte de ella, y escasamente se analizaban sus cambios o fluctuaciones en el tiempo. En el último tercio del periodo aparecen los análisis de tendencia, los estudios específicos de áreas más localizadas (sectores de la ciudad de México; parques o jardines, etc.) y las implicaciones del clima en el confort y la salud humana, además de que empiezan a aparecer mediciones de campo y modelaciones sobre la climatología de la capa de límite urbana o de la capa superficial.

De lo anterior se desprende la necesidad de realizar mediciones y estudios encaminados hacia la climatología física urbana, como son los de balance energético atmosférico y los estudios de la estabilidad atmosférica.

4.2 Mediciones y parametrizaciones del balance energético

Las mediciones del balance energético atmosférico que se presentan en este estudio si bien tienen un carácter puntual, permiten visualizar desde la ley de la conservación de la energía el impacto de la urbanización en la climatología física. Además estos datos son imprescindibles para una futura modelación de la climatología urbana, pues a partir de balances puntuales representativos de ciertos usos del suelo será posible construir un modelo para toda la ciudad o todo el Valle.

En esta tesis se ha demostrado que se puede establecer una cadena de ecuaciones empíricas: a partir de la radiación global, estimar la radiación neta; de ésta, es posible derivar dos componentes del balance energético y la tercera componente por residuo (ver sección 2.3). Las dos componentes que se pueden derivar por estar altamente relacionadas con la radiación neta, son aquellas que alcanzan mayores valores dependiendo de los usos del suelo urbano: el calor almacenado en el suelo y el calor sensible en el medio urbano (pavimentado), mientras que el calor latente de evaporación y el calor sensible turbulento se pueden estimar para superficies sin edificaciones.

Las comparaciones de los valores del almacenamiento de calor en el suelo en el centro de la ciudad de México (Minería e incluso Tacubaya) en relación a la radiación neta, es mayor que en ciudades típicas de latitudes templadas, y similar a zonas urbanas y suburbanas del desierto (ver Tabla 2.6, pg. 70)

En cuanto a los aspectos instrumentales de las mediciones del balance energético se debe destacar que (ver sección 2.2):

a) Si se usa el sistema de la razón de Bowen para medir el balance energético, se debe calibrar muy cuidadosamente, pues incluso la forma de conexión lleva a resultados diferentes. En medios urbanos el almacenamiento de calor en el suelo y el tejido urbano no se puede medir adecuadamente ni aún con las placas inmersas en superficies propias del entorno (concreto asfáltico o hidráulico, según el caso). Usar arena o tierra lleva a resultados todavía menos reales.

b) La altura a la que se ubiquen los sensores (radiómetro neto, p.e.) son determinantes en la medición de las componentes del balance, puesto que a mayor altura es mayor el alcance visual del instrumento. Se sugiere una altura de 10m sobre la azotea por ser práctica de uso común internacional y apropiada para monitorear sobre el dosel urbano.

4.3 Balance energético y estabilidad

En principio se verifica la relación entre turbulencia y radiación neta que se espera teóricamente (figuras 3.1). Sin embargo al buscar una relación entre la estabilidad atmosférica vertical categorizada con el método de Pasquill (a partir de la variación térmica vertical) y los métodos alternos (dos dependientes de la

Conclusiones

turbulencia, y otro de la radiación neta) las discrepancias son en el 50% de los casos. También entre los métodos alternos las discrepancias son altas.

Lo anterior sugiere que los estudios del binomio turbulencia/balance energético requieren de instrumentación más precisa para la medición de la turbulencia (como sodar o anemómetros triaxiales o sónicos).

El aspecto práctico del análisis mostrado en *Capítulo 3* es evaluar la bondad de las estimaciones de la estabilidad para alimentar modelos de dispersión de contaminantes atmosféricos, y se puede concluir que ninguno de los métodos tradicionalmente usados tiene vigencia en el Valle de México, ya que no se manifiestan relaciones claras con la turbulencia o la energía disponible para la difusión atmosférica.

4.4 Usos del suelo y futuras campañas de medición

De la tipificación de usos del suelo mostrada en el *Apéndice* se ve que las campañas de mediciones del balance energético de este trabajo, se han efectuado en áreas densamente edificadas del centro de la ciudad con cercanía a áreas verdes (Tacubaya y Minería); en zonas escolares que se pueden catalogar de suburbanas (Iztapalapa, Iztacala y Ciudad Universitaria), o en ambientes rurales o suburbanos (Plan Texcoco y Pedregal de San Angel), por lo que se sugiere que futuras campañas de mediciones del balance energético se realicen en:

- a) Zonas arboladas dentro de la ciudad,
- b) Zonas habitacionales con edificios de uno a dos pisos con alta densidad de construcciones y escasas áreas verdes (ciudad Netzahualcóyotl, por ejemplo),
- c) Zonas habitacionales con edificios de tres o más pisos y distribución media de áreas verdes.

APÉNDICE: TIPIFICACIÓN DEL USO DEL SUELO ALREDEDOR DE LAS ESTACIONES DEL BALANCE ENERGÉTICO.

En este *Apéndice* se mostrará una tipificación del uso del suelo en un kilómetro alrededor de las estaciones micrometeorológicas de Iztapalapa, Iztacala, UNAM y Palacio de Minería (ver Fig.1.1), que funcionaron entre la primavera y el verano de 1994. Se usaron como base del análisis fotografías aéreas ESCALA 1:4500, mapas de la *Guía Roji* y recorridos peatonales. Para la estación Texcoco se realizó una visita de campo y consulta de planos y mapas del Proyecto Plan Lago de Texcoco, dado que el uso de fotografías aéreas resultaba innecesario. El objetivo es caracterizar las áreas de influencia de cada estación, para que los resultados que se mostraron en el capítulo 2, pueden ser discutidos y quizás extrapolados a otros sitios, siempre y cuando reúnan características similares de uso del suelo y de circulación meteorológica a meso o mayor escala.

Para estudios realizados en Canadá y Estados Unidos, Grimmond y Oke¹²⁵ han señalado que la caracterización de la capa límite a su vez sirve para precisar los límites de las *áreas fuente* (en inglés *source areas*), o más propiamente *áreas de influencia*. Aquí se presentará una tipificación preliminar de usos del suelo que parte del supuesto de que la mayor contribución se debe a la superficie que circunda a cada estación en un kilómetro de radio.¹²⁶

Por *área de influencia* se entiende -de acuerdo con Schmid y Oke¹²⁷- el conjunto de elementos de superficie que son *muestreados* por los sensores de las estaciones micrometeorológicas (del balance energético, p.e.). Desde luego que la heterogeneidad de las superficies urbanas es muy grande, pero básicamente -como lo han señalado Oke *et al.*¹²⁸- los principales tipos son: suelo desnudo, suelo con vegetación (irrigada y no irrigada), edificaciones, áreas pavimentadas, fuentes de agua y cañones urbanos (espacios sobre las calles entre los edificios de tres niveles o más).

Los límites de las *áreas de influencia* los calculan Oke *et al.* (*op. cit.*) aplicando un modelo de dispersión gaussiano, pero en sentido inverso al cálculo del área fumigada por una fuente puntual de contaminantes. En el símil, la fuente sería el sensor, y el área fumigada, el *área de influencia*. Sin embargo, una buena aproximación es la empleada en este trabajo, consistente en tipificar los ocho sectores circulares correspondientes a los ocho rumbos del viento, N, NE, E, SE, S, SW, W y NW, en un radio de 1 km alrededor de cada estación.

Para las estaciones Iztapalapa, Iztacala, Palacio de Minería y UNAM, se evaluaron las características de unidades homogéneas a partir de fotografías aéreas escala 1:4500, en vuelos efectuados sobre la ciudad de México en el año 1984 para la zona donde se ubica la ENEP Iztacala, y en 1987 para la UAM Iztapalapa, Minería y Ciudad Universitaria. Se consideró el uso destinado al edificio o zona, la altura de las construcciones, los materiales de construcción y los colores de las superficies, porcentaje de ventanas, cubierta vegetal, y otras. De manera resumida esa información se muestra en las tablas y los mapas de la siguiente sección.

Posteriormente, siguiendo el método usado por Grimmond *et al.*¹²⁹, para cada sector se consideró la fracción de área correspondiente a cada tipo de cubierta, tomando en cuenta la contribución de los muros.

¹²⁵ Grimmond, C.S.B. and T.R. Oke (1991). An evapotranspiration-interception model for urban areas. *Water Resources Research*, 27(7): 1739-1755.

¹²⁶ T.R. Oke (1993). Sugerencia personal para el estudio del *área de influencia* de la estación climatológica del Palacio de Minería, D.F.

¹²⁷ Schmid, H.P. and T.R. Oke (1981). A model to estimate the source area contributing to surface layer turbulence at a point over a patchy surface. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 116: 965-988.

¹²⁸ Oke, T.R., B.D. Kalanda and D.G. Steyn (1981). Parametrisation of heat storage in urban areas. *Urban Ecology*, 5: 45-54.

El procedimiento seguido en cada sector fue: primero estimar la fracción horizontal correspondiente a cada tipo de cubierta (a); después a cada una de ellas, en función de su altura vertical y sus colindancias, se le dió un peso (p), de modo que la fracción (f) de cada tipo de cubierta asignada a cada sector fue calculada como un promedio pesado:

$$f = \frac{ap}{\sum ap} \quad \text{Ec. A.1}$$

Los pesos se calcularon con la relación:

$$p = 1 + 0.5n + dm \quad \text{Ec. A.2}$$

donde n es el número de pisos (0 para terreno sin construcción), d es la fracción del lote cubierta por la construcción y m es función de las colindancias libres (0.5, si el edificio toca a los edificios contiguos por ambos lados; 1, por un lado, y 2 por ninguno).

Las figuras A.1, A.2, A.3 y A.4 muestran la superficie de cada tipo de cubierta alrededor de las estaciones Iztapalapa, Iztacala, UNAM y Palacio de Minería así como los sectores a considerar para cada rumbo de viento dominante. La descripción de los tipos de cubiertas se da en las tablas de la A.1 a la A.4. Destaca la amplia heterogeneidad de los usos del suelo alrededor del Palacio de Minería, en comparación con las otras estaciones.

Las tablas 3.5 a 3.8 dan los porcentajes de contribución de cada tipo de cubierta. Se debe notar que en algunos casos discrepan en amplio margen la fracción de superficie cubierta con determinado tipo de uso de suelo, y la contribución (f , en porciento) a los registros de los instrumentos micrometeorológicos, calculada con la Ec.A.1. En la estación del Palacio de Minería se presentan los siguientes ejemplos extremos:

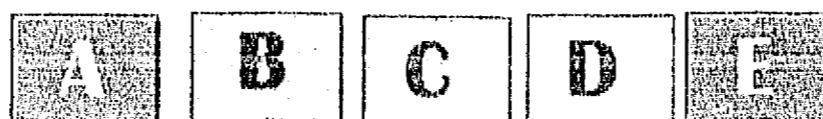
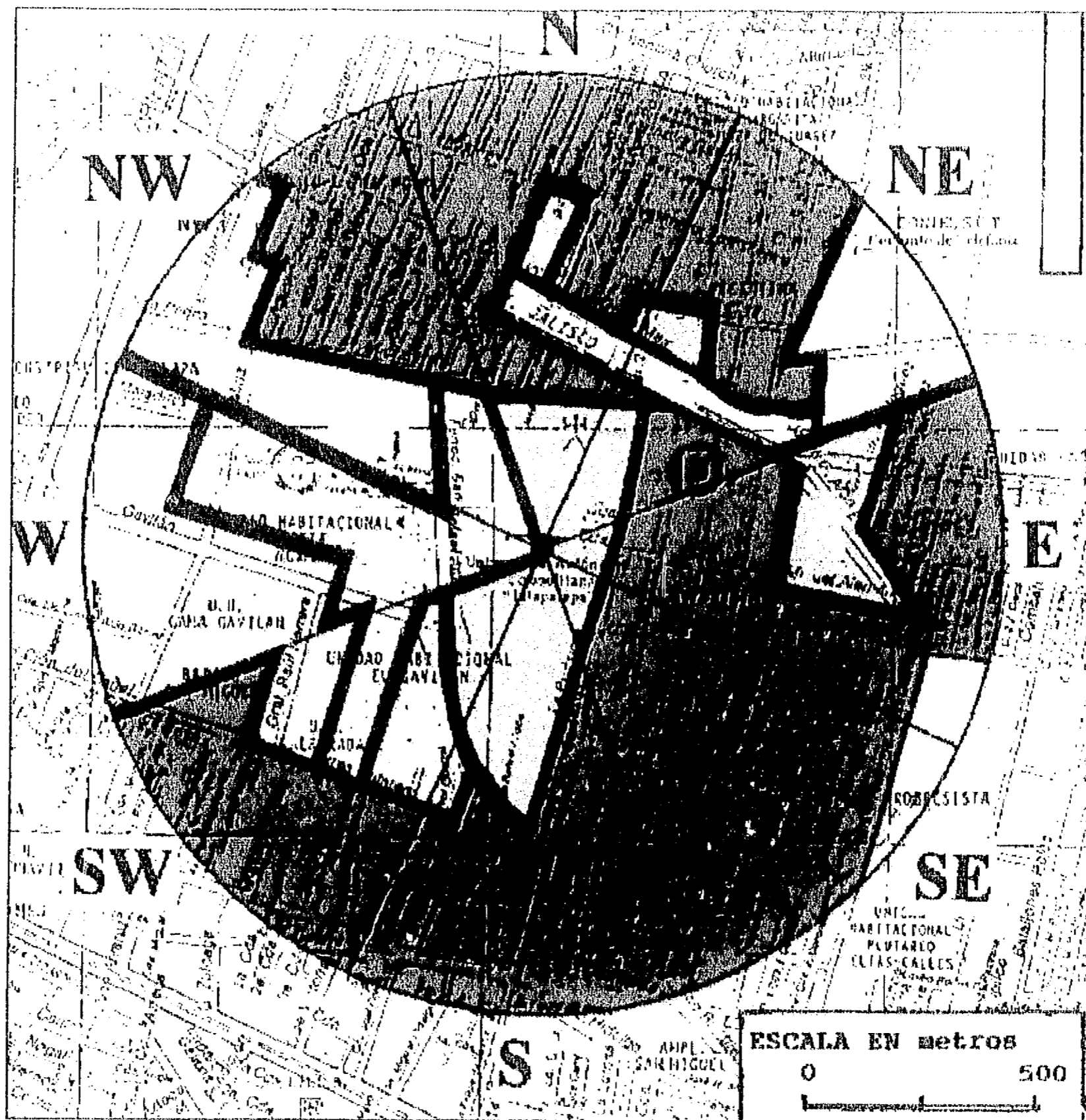
SECTOR	TIPO DE CUBIERTA	% DE SUPERFICIE HORIZONTAL	CONTRIBUCION AL SENSOR (%)
NE	H1	84	71.6
E	H2	71	81.4
W	G (Alameda Central)	65	36.3

De lo anterior se concluye que la contribución a un sensor, puede deberse más a la rugosidad y profundidad de los cañones urbanos, que a la extensión horizontal.

TABLA A.1 DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN IZTAPALAPA

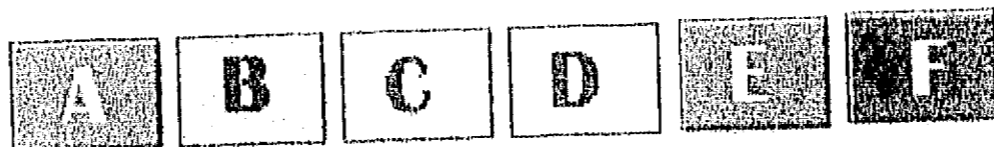
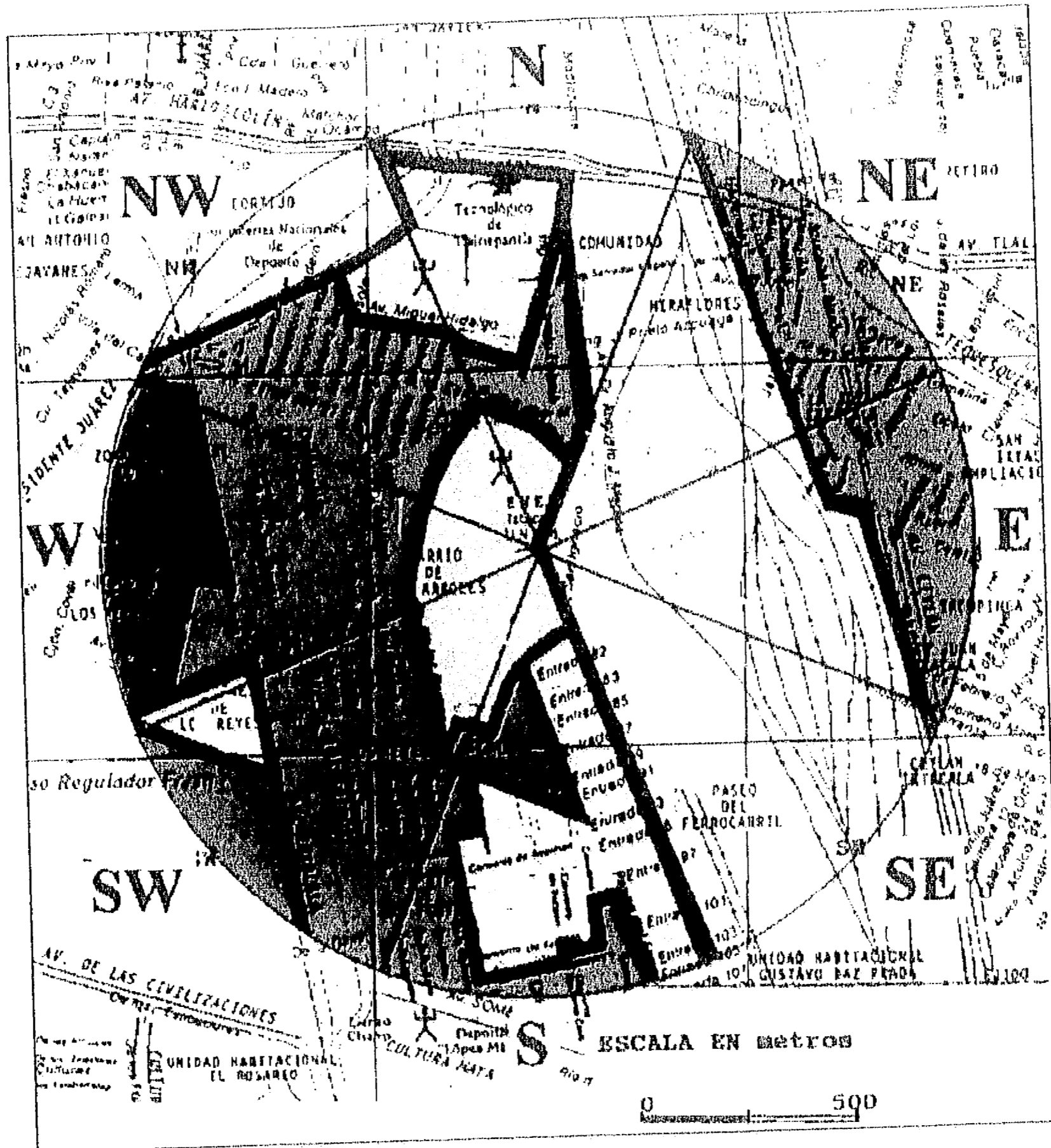
(Nota: cuando no se dan intervalos, las condiciones son promedio)

	TIPO A	TIPO B	TIPO C	TIPO D
Usos	Habitacional	Escolar y Ofnas.	Comercial	Sin edificios
Altura en pisos	1 a 2	3	3 a 4	0
% lote cubierto	> 85	50	50 a 70	0
% vegetación /lote	<15	30	30 a 50	70
Vecinos q'toca	2	0	0	0
Peso (p)	2.2	3.5	3.9	1
Dist. a la calle	< 10 m	10 m	10 m	0
% Ventana/fachada	30	50	20	0
Materiales y color	concreto/claro	concreto/claro	concreto/claro	0



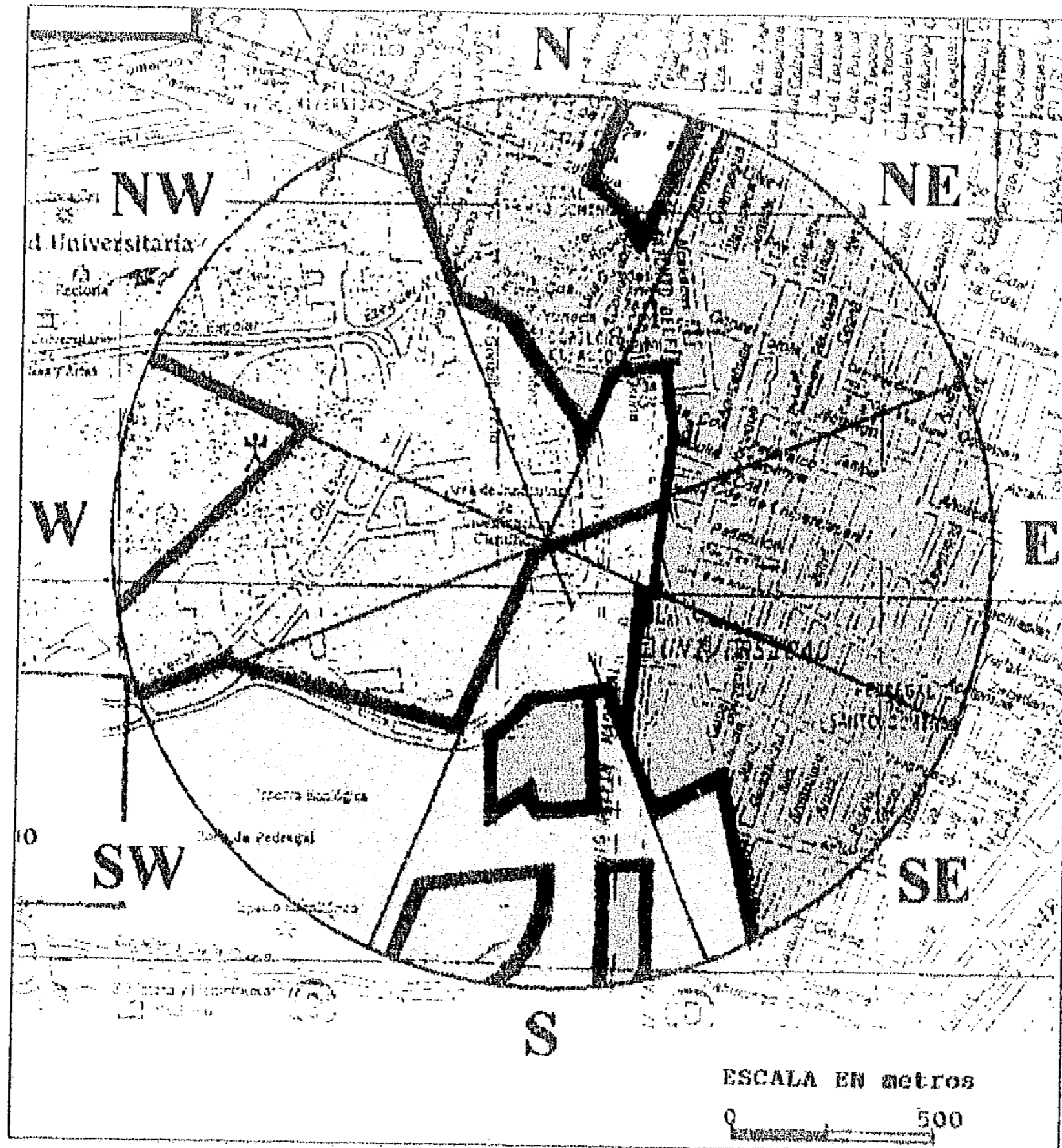
- A.- Habitacional.
- B.- Escolar y oficinas.
- C.- Comercial.
- D.- Sin edificios.

FIG. A.1. TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM. ALREDEDOR DE LA ESTACION IZTAPALAPA.



- | | |
|-------------------------|-------------------------------|
| A.- Habitacional. | D.- Sin edificios. |
| B.- Escolar y oficinas. | E.- Industrial baja densidad. |
| C.- Comercial. | F.- Industrial alta densidad. |

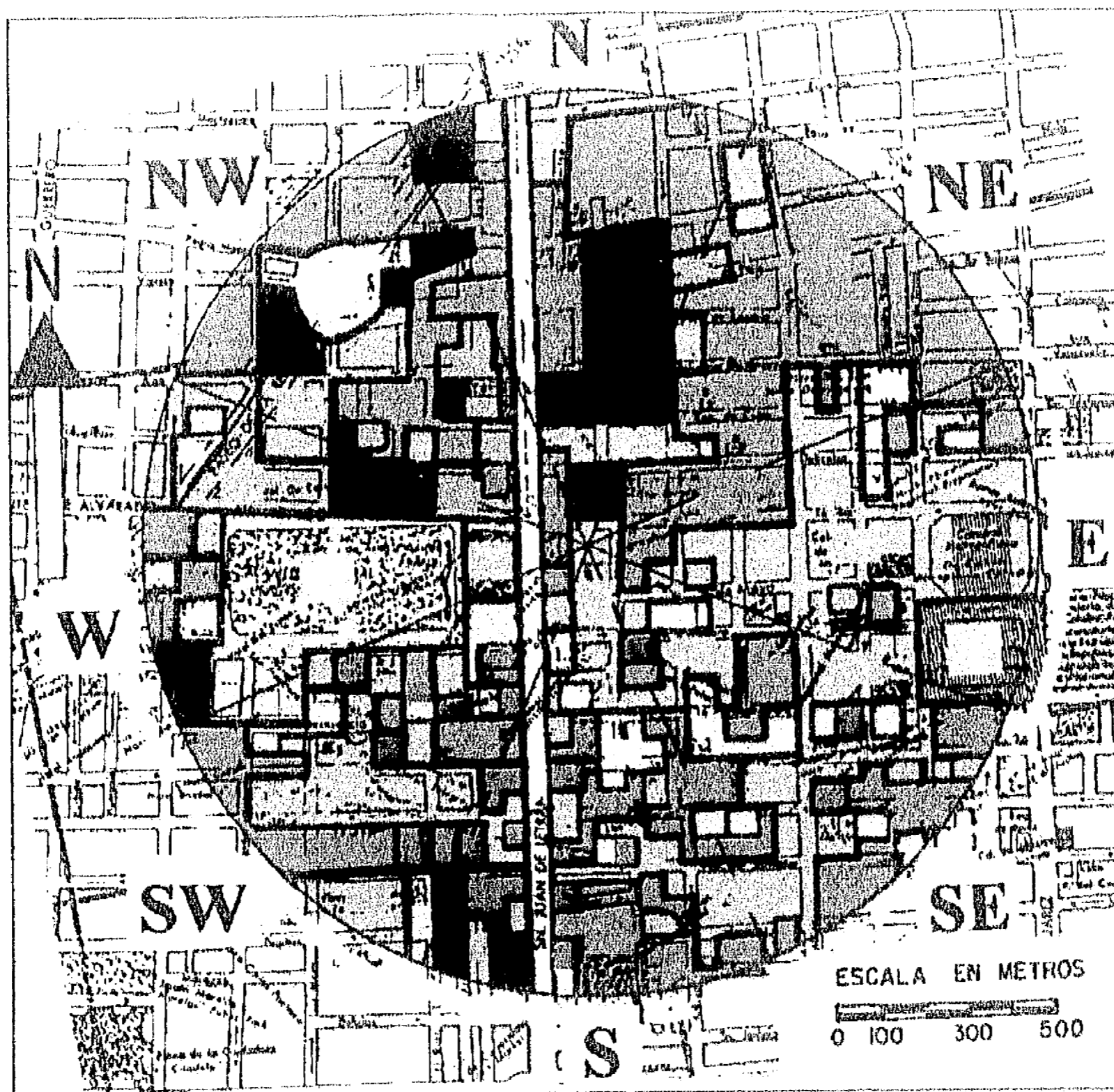
FIG. A.2. TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACION IZTACALA.



B **G** **H**

B.- Escolar y oficinas.
G.- Areas verdes y deportivas.
H.- Comercial / Habitacional.

FIG. A.3. TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACION CCA/UNAM.



C1	C2	C3	C4
G	H1	H2	H3
H4	H5	H6	H7

C1 al C4.- Comercial.
 G.- Areas verdes y deportivas.
 H1 al H7.- Comercial / Habit.

FIG. A.4. TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACION PALACIO DE MINERIA.

Apéndice

TABLA A.2 DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN IZTACALA

(Nota: cuando no se dan intervalos, las condiciones son promedio)

	TIPO B	TIPO A	TIPO C	TIPO D	TIPO E	TIPO F
Usos	Escolar	Habitacional	Comercial	Sin construcción	Industrial baja densidad	Industrial alta densidad
Altura en pisos	3	2	4	0 a 1	3	3
% lote cubierto	< 45	> 85	> 85	< 5	< 50	> 85
% vegetación /lote	> 35	< 5	< 5	< 5	25	5
No. vecinos q'toca	0	1	0	0	0	1
Peso (p)	3.4	2.9	4.8	1.4	3.5	3.4
Dist. a la calle	> 15 m	0 a 5 m	10 a 15 m	> 20 m	> 15 m	< 5 m
% Ventana/fachada	50	35	50	0	30	10
Materiales y color	concreto/claro	concreto/claro	concreto/claro	concreto/claro	concreto/claro	concreto claro

TABLA A.3 DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN UNAM

(Nota: cuando no se dan intervalos, las condiciones son promedio)

	TIPO B	TIPO H	TIPO G
Usos	Escolar	Habitacional/comercial	A.verdes y deport.
Altura en pisos	3 a 4	3	0 a 1
% lote cubierto	50	>85	< 10
% vegetación /lote	35	<10	> 70
No. vecinos q'toca	1	1	0
Peso (p)	3.3	3.4	1.3
Dist. a la calle	> 30 m	10 m	> 30 m
% Ventana/fachada	50	50	0
Materiales y color	concreto/claro	concreto/claro	concreto/claro

TABLA A.4 DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN PALACIO DE MINERÍA

(Nota: cuando no se dan intervalos, las condiciones son promedio)

	TIPO H1	TIPO H2	TIPO H3	TIPO C1	TIPO H4	TIPO H5
Usos	Comercial Habitacional	ComercialHabitacional	Comercial Habitacional	Comercial	Comercial Habitacional	ComercialHabitacional
Altura en pisos	1 a 3	4 a 6	7 a 9	10 o más	1 a 3	4 a 6
% lote cubierto	> 75	> 85	> 75	> 85	> 75	> 85
% vegetación /lote	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
No. vecinos q'toca	2	2	2	1	1	1
Peso (p)	2.4	3.9	5.4	7.4	2.8	4.4
Dist. a la calle	< 10 m	< 10 m	< 10	> 10 m	< 10 m	< 10 m
% Ventana/fachada	10 a 35	10 a 35	10 a 35	10 a 35	10 a 35	10 a 35
Materiales y color	concreto gris claro	concreto gris claro	concreto gris claro	concreto gris claro	concreto gris claro	concreto gris claro

Apéndice

TABLA A.4 (CONTINUACIÓN) DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN PALACIO DE MINERÍA
(Nota: cuando no se dan intervalos, las condiciones son promedio)

	TIPO H6	TIPO C2	TIPO H7	TIPO C3	TIPO C4	TIPO G
Usos	Comercial Habitacio- nal	Comercial	Comercial Habitacio- nal	Comercial	Comercial	Plazuelas
Altura en pisos	7 a 9	más de 10	1 a 3	4 a 6	10 o más	0
% lote cubierto	> 75	> 85	> 85	> 75	> 85	< 10
% vegetación /lote	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	>80/< 2
No. vecinos q'toca	1	1	0	0	0	0
Peso (p)	5.8	7.4	3.7	5.0	8.2	1/1
Dist. a la calle	< 10 m	>10 m	< 10	< 10 m	>10 m	< 10 m
% Ventana/fachada	10 a 35	35 a 55	10 a 35	10 a 35	35 a 55	0
Materiales y color	concreto gris claro	concreto gris claro	concreto gris claro	concreto gris claro	concreto gris claro	vegetación/c antera

TABLA A.5 PORCENTAJE DE APORTACIONES POR CADA TIPO DE CUBIERTA EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN IZTAPALAPA PARA CADA RUMBO DE VIENTO DOMINANTE

	TIPO A	TIPO B	TIPO C	TIPO D
N	64	28	0	8
NE	28	31	35	6
E	62	35	0	3
SE	92	5	0	3
E	48	38	14	0
SW	24	10	63	3
W	0	0	80	20
NW	40	0	56	4

TABLA A.6 PORCENTAJE DE APORTACIONES POR CADA TIPO DE CUBIERTA EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN IZTACALA PARA CADA RUMBO DE VIENTO DOMINANTE

	TIPO B	TIPO A	TIPO C	TIPO D	TIPO E	TIPO F
N	52	28	0	20	0	0
NE	0	58	0	42	0	0
E	0	53	0	47	0	0
SE	0	0	0	100	0	0
E	8	14	69	0	9	0
SW	15	53	15	0	17	0
W	10	45	8	0	0	37
NW	25	64	0	11	0	0

TABLA A.7 PORCENTAJE APORTACIONES POR CADA TIPO DE CUBIERTA EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN UNAM PARA CADA RUMBO DE VIENTO DOMINANTE

	TIPO B	TIPO H	TIPO G
N	21	75	4
NE	20	80	0
E	0	94	6
SE	0	81	19
E	28	35	37
SW	63	0	37
W	93	0	7
NW	100	0	0

TABLA A.8 PORCENTAJE APORTACIONES POR CADA TIPO DE CUBIERTA EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN PALACIO DE MINERÍA PARA CADA RUMBO DE VIENTO DOMINANTE

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
H1	6.5	71.6	7.0	17.0	20.5	19.6	1.3	53.7
H2	5.4	7.0	81.4	52.0	30.7	40.5	6.6	4.4
H3	0.0	0.0	4.7	14.2	21.0	7.9	9.0	0.0
C1	0.0	13.2	0.0	3.9	5.8	6.5	0.0	0.0
H4	0.0	2.0	0.0	1.5	0.0	4.9	7.7	3.1
H5	6.0	0.0	0.0	2.3	11.4	1.3	0.0	4.9
H6	0.0	0.0	0.0	3.0	4.5	5.1	0.0	0.0
C2	0.0	0.0	0.0	5.8	0.0	0.0	0.0	0.0
H7	79.3	2.7	0.0	0.0	4.8	4.4	20.7	13.9
C3	2.7	3.6	3.0	0.0	1.3	1.5	14.0	15.1
C4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.8	0.0	0.0
G1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.8	36.3	3.8
G2	0.0	0.0	4.1	0.5	0.0	1.8	4.5	1.1

Por su parte, el área de influencia de la estación Plan Texcoco posee características totalmente diferentes en comparación con las áreas fuente de las estaciones urbanas ya descritas. Estas diferencias radican principalmente en:

a) Uso del suelo:

En el área considerada a 1 km alrededor de la estación micrometeorológica no se encuentra ningún núcleo urbano, sólo pequeñas edificaciones aisladas sin importancia y algunas vías de comunicación (pavimento) que en porcentaje resultan casi inapreciables.

Las actividades humanas en los alrededores son mínimas y el tráfico vehicular está restringido. Se puede decir que las fuentes de calor antropogénico son prácticamente inexistentes.

b) Vegetación:

En virtud de la composición del suelo (salitroso y pantanoso) la cubierta vegetal consiste principalmente de pasto (conocido como "pasto salado"), por lo que también la presencia de árboles es escasa. Los existentes no son de gran altura ni forman macizos importantes. En algunas partes ni siquiera esta vegetación existe por lo que se puede observar el suelo desnudo con grandes cantidades de costras salinas.

c) Fuentes de agua:

Este aspecto marca una gran diferencia con respecto a las estaciones urbanas, donde no se observan cuerpos de agua en el área que las rodea. Aquí, la presencia del Lago Recreativo a aproximadamente 800 m al este

de la estación, puede mostrar una influencia en algunos elementos climáticos, sobre todo en las mediciones que corresponden a ese sector del viento dominante.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

INDICE DE TABLAS Y FIGURAS

TABLA I.1.EFECTOS DE LA URBANIZACIÓN EN LATITUDES MEDIAS SOBRE DISTINTOS ELEMENTOS CLIMÁTICOS.....	9
FIG. II.1.POBLACIÓN URBANA Y RURAL DE 1950 A 1990 Y PROYECCIONES HASTA EL AÑO 2050, PARA LA REPÚBLICA MEXICANA (SEGÚN G. AGUILAR, 1995. <i>COMUNICACIÓN PERSONAL</i>).....	11
TABLA II.1PORCENTAJE DE TRABAJOS SOBRE CLIMATOLOGÍA URBANA (1981-1994) COMPILADOS POR LA SECCIÓN DE CLIMATOLOGÍA URBANA DEL CCA:.....	11
FIG. III.1. PRINCIPALES SUBCAPAS TROPOSFÉRICAS.....	13
FIG. III.2.DISPOSICIÓN DE LAS ESTRUCTURAS DE LA CAPA LÍMITE SOBRE UNA CIUDAD (CLU, CAPA LÍMITE URBANA; CLP, CAPA LÍMITE PLANETARIA; CLR; CAPA LÍMITE RURAL; DU, DOSEL URBANO) ..	13
FIG. III.3.REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LA ATMÓSFERA URBANA, ILUSTRANDO DOS SUBCAPAS GENERADAS POR LA URBANIZACIÓN.....	14
FIG. III.4.UBICACIÓN APROXIMADA DE DIVERSOS PUNTOS DE INTERÉS EN ESTE TRABAJO: A, ENEP IZTACALA; B, PLAN TEXCOCO; C, OBSERVATORIO DE TACUBAYA; D, PALACIO DE MINERÍA; E, AEROPUERTO; F, PEDREGAL DE SAN ANGEL; G, UAM IZTAPALAPA; H, CCA/UNAM.....	16
FIG. III.5.DESCRIPCIÓN ESQUEMÁTICA DE LOS FLUJOS INVOLUCRADOS EN LOS BALANCES DE (A) ENERGÍA Y (B) AGUA EN ÁREAS URBANAS (DE OKE, T. R. 1987. <i>BOUNDARY-LAYER CLIMATES</i>).....	17
FIG. III.6.DATOS DE FLUJO DE CALOR DEL EXPERIMENTO COLUMBIA, MARYLAND EN 1973. (TODOS LOS VALORES ESTÁN DADOS EN W/M^2), SEGÚN LANDSBERG, H.E. (1981). <i>THE URBAN CLIMATE</i> . AC. PRESS, PG. 69. SE MUESTRAN LOS FLUJOS DE RADIACIÓN DE ONDA CORTA (NO CALORÍFICA, Q_G Y Q_R), DE ONDA LARGA (CALORÍFICA Q_L), CALOR ALMACENADO EN EL SUELO (Q_s), CALOR DE EVAPORACIÓN (Q_e), Y TEMPERATURAS EN SUPERFICIE.....	18
FIG. III.7. BALANCES ENERGÉTICOS EN ÁREAS SUBURBANA (A), Y RURAL (B), Y (C) LA DIFERENCIA EN VANCOUVER, PROMEDIO DE 30 DÍAS SOLEADOS (OKE, T. R. 1987. OP CIT.).....	19
FIG. III.8. A) EFECTOS DE LA RUGOSIDAD EN EL PERFIL VERTICAL DEL VIENTO, DONDE Z_0 ES LA ALTURA DE LA CAPA DE FRICCIÓN; B), C) Y D), EFECTOS DE LA ESTABILIDAD EN EL PERFIL VERTICAL DEL VIENTO. (DE OKE, T. R., <i>BOUNDARY LAYER CLIMATES</i>).....	21
TABLA III.1. CATEGORIAS DE ESTABILIDAD DE PASQUILL.....	22
FIG. III.9. RELACIONES ENTRE VELOCIDAD DEL VIENTO VERTICAL (W) Y FLUCTUACIONES DE LA TEMPERATURA DEL AIRE (T) Y EL FLUJO DE CALOR SENSIBLE TURBULENTO (Q_{td}). (DE OKE, T. R., <i>BOUNDARY LAYER CLIMATES</i>).....	22
TABLA I.1. PORCENTAJE DE TRABAJOS SOBRE MESO/MICROCLIMATOLOGÍA DEL VALLE DE MÉXICO, POR DÉCADA Y POR TEMA DE INVESTIGACIÓN.....	23
FIG. I.1. TEMPERATURAS MEDIAS 1951-1980 EN °C, EN TRES PUNTOS DEL VALLE DE MÉXICO.....	25
FIG. I.2. PRECIPITACIÓN MEDIA EN TRES PUNTOS DEL VALLE DE MÉXICO (1951-1980) EN MM.....	25
TABLA I.2 VALORES NORMALES (1951-1980) DE LOS OBSERVATORIOS METEOROLÓGICOS.....	26
UBICADOS EN EL VALLE DE MÉXICO.....	26
TABLA I.3 COMPORTAMIENTO DE LA PRECIPITACIÓN ANUAL EN EL VALLE DE MÉXICO, RESPECTO DE LA MODA (SEGÚN GARCÍA Y HERNÁNDEZ).....	26

TABLA 2.1 RESUMEN DE LAS MEDICIONES DE BALANCE ENERGÉTICO ATMOSFÉRICO REALIZADAS RECIENTEMENTE EN EL VALLE DE MÉXICO. SE INDICA SI LOS TÉRMINOS DE LA ECUACIÓN 31, SE MIDIERON O SERÁN PARAMETRIZADOS	33
TABLA 2.2 ESTACIONES Y PERIODOS USADOS PARA MODELAR LA RADIACION NETA.....	35
TABLA 2.3 COEFICIENTES DE REGRESION Y BONDAD DE AJUSTE PARA EL MODELO $Q^* = C Q_G + D$ PARA LAS CUATRO ESTACIONES.....	36
FIG. 2.1.(A) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M^2). ESTACION TEXCOCO. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. ESTIMADOS.....	36
FIG. 2.1.(B) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M^2). ESTACION TEXCOCO. GRÁFICA DE VALORES RESIDUALES VS. OBSERVADOS.....	37
FIG. 2.2.(A) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M^2). ESTACION IZTAPALAPA. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. ESTIMADOS.....	37
FIG. 2.2.(B) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M^2). ESTACION IZTAPALAPA. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. RESIDUALES.....	38
FIG. 2.3.(A) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M^2). ESTACION CCA-UNAM. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. ESTIMADOS.....	38
FIG. 2.3.(B) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M^2). ESTACION CCA-UNAM. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. RESIDUALES.....	39
TABLA 2.4 DEPENDENCIA DE Q^* CONTRA T Y COEFICIENTES DEL MODELO $Q^* = M + NT$	39
FIG. 2.4.(A) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M^2). ESTACION IZTACALA. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. ESTIMADOS.....	40
FIG. 2.4.(B) RADIACION NETA VS. RADIACION GLOBAL (W/M^2). ESTACION IZTACALA. GRÁFICA DE VALORES OBSERVADOS VS. RESIDUALES.....	40
FIG. 2.5. SISTEMA PARA LA MEDICIÓN DE LA RAZÓN DE BOWEN INSTALADO EN EL PLAN TEXCOCO. ARRIBA: 1, ENTRADA DE LOS SENSORES DE TEMPERATURA Y PRESIÓN DE VAPOR, A 2.75 M DE ALTURA; 2, LO MISMO A 0.75 M DE ALTURA; 3, RADIÓMETRO NETO; 4, CAJA PROTECTORA DEL CONTROLADOR DE FLUJO Y EL DATA-LOGGER (SISTEMA DE ADQUISICIÓN DE DATOS); 5, CELDAS FOTOVOLTAICAS. ABAJO: 6, CONTROLADOR DEL FLUJO Y SENSORES DE HUMEDAD (OCULTO), Y 7, DATA-LOGGER.....	43
FIG. 2.6. ANEMÓMETRO SÓNICO UNIDIMENSIONAL (MARCA CAMPBELL), HIGRÓMETRO DE KRIPTÓN Y TERMÓMETRO DE ALAMBRE FINO (TERMOCUPLA), COMO EL USADO EN LA CAMPAÑA DEL PALACIO DE MINERÍA EN 1993. (EL ANCHO DE ESTA FIGURA CORRESPONDE A 2 M DE LA REALIDAD).....	44
FIG. 2.7. ARRIBA, ANEMÓMETRO SÓNICO TRIDIMENSIONAL (METEK); ABAJO, ANEMÓMETRO TRIAXIAL, RADIÓMETRO NETO Y PIRANÓMETRO. LA ALTURA DE AMBAS TORRES ES DE 10 M. (PLAN TEXCOCO, SEPTIEMBRE 14-22 DE 1993).....	45
FIG. 2.8. ARRIBA, SISTEMA DE ADQUISICIÓN DE DATOS (DATA-LOGGER CAMPBELL) DE LAS ESTACIONES MICROMETEOROLÓGICAS (LA CARÁTULA DIGITAL ES DE 20 CM x 4 CM). ABAJO, UBICACIÓN DE LOS SENSORES DE TEMPERATURA Y FLUJO DE CALOR EN EL SUELO (LA SEPARACIÓN ENTRE AMBAS CIRCUNFERENCIAS ES DE 2 M).....	46
FIG. 2.9. COMPARACIÓN ENTRE LOS SENSORES DE RADIACIÓN NETA A 8 M (Q^*8) Y A 2 M (Q^*2), EN EL PALACIO DE MINERÍA EN DICIEMBRE DE 1993. DATOS PROMEDIOS HORARIOS.....	47

FIG. 2.10. COMPARACIÓN ENTRE LAS MEDICIONES DEL CALOR ALMACENADO EN EL SUELO (CON PLACAS SUMERGIDAS EN ARENA, EJE X) CONTRA LA ESTIMACIÓN DE QS COMO RESIDUO (EJE Y). PALACIO DE MINERÍA EN DICIEMBRE DE 1993. DATOS PROMEDIOS HORARIOS.....	47
TABLA 2.5 RESULTADOS DE 43 PRUEBAS CON LOS SENSORES (T ₁ , E ₁) Y (T ₂ , E ₂) AL MISMO NIVEL, EN HABITACION CERRADA.....	48
FIG. 2.11. DISPOSICIÓN DE LOS SENSORES DURANTE LA CAMPAÑA DE OBSERVACIONES EN TACUBAYA (1985). TOMADA DE OKE ET AL. (1992) OP. CIT.....	48
TABLA 2.6 SUMARIO ESTADÍSTICO DE LAS COMPONENTES DEL BALANCE ENERGÉTICO EN PERIODO DIURNO (I.E. CUANDO ADQUIEREN VALORES POSITIVOS). ENTRE PARÉNTESIS, LOS VALORES TÍPICOS PARA SITIOS URBANOS, SUBURBANOS Y RURALES DE LATITUDES MEDIAS. (OKE, T.R. 1982. <i>PROG. PHYS. GEOG.</i> 12:471-508.....	49
FIG. 2.12. COMPORTAMIENTO DEL BALANCE ENERGÉTICO ATMOSFÉRICO EN LA CAPA LÍMITE DEL 3 DE FEBRERO AL 31 DE MARZO DE 1985 EN TACUBAYA. (A) 15 DÍAS DESPEJADOS Y LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE CADA COMPONENTE Y (B) TRES DÍAS NUBLADOS. TOMADA DE OKE ET AL., 1992 (OP. CIT.).....	50
FIG. 2.13. BALANCE ENERGÉTICO ATMOSFÉRICO Y VIENTO EN EL PALACIO DE MINERÍA, DICIEMBRE 3 DE 1993.....	51
FIG. 2.14. BALANCE ENERGÉTICO ATMOSFÉRICO Y VIENTO EN EL PLAN TEXCOCO, AGOSTO 29 DE 1994.....	51
FIG. 2.15. ENFRIAMIENTO ACUMULADO EN °C. MINERÍA 3/12/93, PLAN TEXCOCO 29/08/94.....	51
FIG. 2.16. CALENTAMIENTO ACUMULADO EN °C. MINERÍA 3/12/93, PLAN TEXCOCO 29/08/94.....	52
FIG. 2.17. BALANCE ENERGÉTICO ATMOSFÉRICO EN EL PEDREGAL, JULIO 1 DE 1995 (PARCIALMENTE NUBLADO).....	52
FIG. 2.18. VARIACIÓN DIURNA DE LA TEMPERATURA DEL AIRE Y DEL SUELO EN EL PEDREGAL, JULIO 1 DE 1995.....	52
FIG. 2.19. CALENTAMIENTO ACUMULADO EN °C, RESERVA DEL PEDREGAL JULIO 1 DE 1995.....	53
FIG. 2.20. ENFRIAMIENTO ACUMULADO EN °C, RESERVA DEL PEDREGAL JULIO 1 DE 1995.....	53
TABLA 2.7 COEFICIENTES DE CORRELACIÓN LINEAL ENTRE LA RADIACIÓN NETA (Q*) Y LAS DEMÁS COMPONENTES DEL BALANCE ENERGÉTICO.....	54
FIG. 2.21. REGRESIONES DE LAS DIFERENTES COMPONENTES DEL BALANCE ENERGÉTICO EN FUNCIÓN DE LA RADIACIÓN NETA (Q*). PALACIO DE MINERÍA, DICIEMBRE DE 1993 (N = 140 CASOS, NIVEL DE SIGNIFICANCIA N.S. < 0.01).....	54
FIG. 2.22. REGRESIONES DE LAS DIFERENTES COMPONENTES DEL BALANCE ENERGÉTICO EN FUNCIÓN DE LA RADIACIÓN NETA (Q*). PLAN TEXCOCO, AGOSTO DE 1994 (N = 140 CASOS, N.S. < 0.01).....	54
FIG. 2.23. REGRESIONES DE LAS DIFERENTES COMPONENTES DEL BALANCE ENERGÉTICO EN FUNCIÓN DE LA RADIACIÓN NETA (Q*). RESERVA DEL PEDREGAL, JUNIO/JULIO DE 1995 (N = 100 CASOS, N.S. < 0.01).....	55
TABLA 2.8 COEFICIENTES DE AJUSTE DE LA ECUACIÓN 2.8, DONDE R ² ES EL COEFICIENTE DE DETERMINACIÓN Y RMSE LA RAÍZ CUADRADA DEL ERROR CUADRÁTICO MEDIO.....	56
TABLA 2.9. PROMEDIOS DE Q* Y QS (MJM ² D ⁻¹) CORRESPONDIENTES A DÍAS DESPEJADOS (SÓLO DE DÍA, Q* > 0).....	56

FIG. 3.1.(A) UN DÍA SOLEADO PREVIO AL INICIO DE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (24-MAYO-1992, TERMOELÉCTRICA DEL VALLE DE MÉXICO).....	57
FIG. 3.1.(B) UN DÍA PARCIALMENTE NUBLADO AL INICIO DE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (28-MAYO-1992, TERMOELÉCTRICA DEL VALLE DE MÉXICO), Y.....	57
FIG. 3.1.(C) UN DÍA NUBLADO Y LLUVIOSO EN PLENA TEMPORADA DE LLUVIAS (18-SEPTIEMBRE-1993, PLAN TÈXCOCO).....	57
TABLA 3.2. CATEGORIAS DE ESTABILIDAD CON BASE EN LA DESVIACION ESTANDAR DE LA DIRECCION DEL VIENTO.....	58
TABLA 3.3A. CORRECCIONES A LAS TABLAS 2 Y 4 DE ACUERDO A LA RAPIDEZ DEL VIENTO (U), PARA EL PERIODO DIURNO.....	58
TABLA 3.3 B. CORRECCIONES A LAS TABLAS 2 Y 4 DE ACUERDO A LA RAPIDEZ DEL VIENTO (U), PARA EL PERIODO NOCTURNO.....	59
TABLA 3.4. CATEGORIAS DE ESTABILIDAD CON BASE EN LA DESVIACION ESTANDAR DE LA DIRECCION VERTICAL DEL VIENTO.....	60
TABLA 3.5 A. CRITERIOS PARA CATEGORIAS DE ESTABILIDAD. PERIODO DIURNO SEGUN EL METODO 3, A PARTIR DE LA RADIACION GLOBAL (W/M2 EN LAS COLUMNAS) Y LA RAPIDEZ MEDIA DEL VIENTO (M/S EN LOS RENGLONES).....	60
TABLA 3.5 B. CRITERIOS PARA CATEGORIAS DE ESTABILIDAD. PERIODO NOCTURNO SEGUN EL METODO 3, A PARTIR DE LA RADIACION NETA (W/M2 EN LAS COLUMNAS) Y LA RAPIDEZ MEDIA DEL VIENTO (M/S EN LOS RENGLONES).....	60
FIG. 3.2. CAMPAÑA DE RADIOSONDEOS REALIZADA EN EL VALLE DE MÉXICO. AGOSTO DE 1994.....	61
FIG. 3.3. FRECUENCIAS DE CATEGORÍAS DE ESTABILIDAD SEGÚN CADA MÉTODO, DURANTE MAYO DE 1992 Y SEPTIEMBRE DE 1993 AL NORESTE DE LA CIUDAD DE MÉXICO.....	62
FIG. 3.4. ESTABILIDAD DOMINANTE SEGÚN CADA MÉTODO, DURANTE MAYO DE 1992 Y SEPTIEMBRE DE 1993 AL NORESTE DE LA CIUDAD DE MÉXICO.....	62
FIG. 3.5. PORCENTAJES DE EQUIVALENCIAS ENTRE LOS TRES MÉTODOS ANALIZADOS (MAYO DE 1992 Y SEPTIEMBRE DE 1993, NE DE LA CIUDAD EN MÉXICO).....	62
FIG. 3.6. GRÁFICA DE CONTINGENCIAS DEL MÉTODO I CONTRA EL MÉTODO II. SE NOTA LA NO REGULARIDAD DE LA RELACIÓN ENTRE ELLOS.....	63
FIG. 3.7. GRÁFICA DE CONTINGENCIAS DEL MÉTODO I CONTRA EL MÉTODO III. IGUAL QUE EN LAS FIGURAS 3.4 Y 3.6, ES NOTORIA LA IRREGULARIDAD DE LA RELACIÓN ENTRE LOS MÉTODOS COMPARADOS.....	63
FIG. 3.8. GRÁFICA DE CONTINGENCIAS DEL MÉTODO II CONTRA EL MÉTODO III.....	63
TABLA 3.6. VALORES DE LOS COEFICIENTES DE DISPERSION GAUSSIANA (A 1 KM. VIENTO ABAJO DE LA FUENTE).....	64
TABLA 3.7. CONDICIONES DE LA DISPERSION ATMOSFERICA SEGUN EL CRITERIO DEL FACTOR DE DILUCION.....	64
FIG. 3.9. VARIACIÓN DIURNA DEL FACTOR DE DILUCIÓN SEGÚN LOS TRES MÉTODOS. MAYO 22 DE 1992, DÍA SOLEADO, VENTILADO Y SECO.....	65
FIG. 3.10. VARIACIÓN DIURNA DEL FACTOR DE DILUCIÓN SEGÚN LOS TRES MÉTODOS. SEPTIEMBRE 20 DE 1993, DÍA NUBLADO, POCO VENTILADO, FRESCO Y HÚMEDO.....	65

TABLA 3.8. FRECUENCIA DE EQUIVALENCIA (%) DE CADA MÉTODO CONTRA LA CATEGORÍA ESTABLECIDA A PARTIR DE DT/DZ	66
TABLA 3.9. BONDAD DE AJUSTE DE CADA METODO CONTRA EL CRITERIO DT/DZ , EN EL CALCULO DEL FACTOR DE DILUSION.....	66
TABLA A.1 DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN IZTAPALAPA	71
FIG. A.1. TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACION IZTAPALAPA..	72
FIG. A.2. TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACION IZTACALA.	73
FIG. A.3. TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACION CCAUNAM. ...	74
FIG. A.4. TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACION PALACIO DE MINERIA.....	75
TABLA A.2 DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN IZTACALA	76
TABLA A.3 DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN UNAM	76
TABLA A.4 DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN PALACIO DE MINERIA	76
TABLA A.4 (<i>CONTINUACIÓN</i>) DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS DE CUBIERTA PREDOMINANTES EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN PALACIO DE MINERIA	77
TABLA A.5 PORCENTAJE DE APORTACIONES POR CADA TIPO DE CUBIERTA EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN IZTAPALAPA PARA CADA RUMBO DE VIENTO DOMINANTE.....	77
TABLA A.6 PORCENTAJE DE APORTACIONES POR CADA TIPO DE CUBIERTA EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN IZTACALA PARA CADA RUMBO DE VIENTO DOMINANTE.....	77
TABLA A.7 PORCENTAJE APORTACIONES POR CADA TIPO DE CUBIERTA EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN UNAM PARA CADA RUMBO DE VIENTO DOMINANTE.....	78
TABLA A.8 PORCENTAJE APORTACIONES POR CADA TIPO DE CUBIERTA EN 1 KM ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN PALACIO DE MINERIA PARA CADA RUMBO DE VIENTO DOMINANTE.....	78

INDICE DE AUTORES

A

Aguilar, G.	10
Aguirre, R.	30
Alvarez-Cruz, E.M.	28

B

Baker, J. M.	65
Baker, D.G.	65
Balling Jr.	18
Bar-El, M.	7
Barradas, V.L.	3, 27, 28, 30
Bramzov, H.	66
Bravo, J. L.	31
Brazel, S. W.	18
Brusasca, G.	12
Budyko, M. I.	10
Bustos-Trejo, G.	27

C

Cabral, O. M. R.	7
Camacho-Martínez, G.	28
Campos, R.	24
Canavos, G.C.	33
Cerna, J. M.	30
Cervantes, J.	10, 28, 29
Cervantes-Borja, J. F.	28
Cleugh, H. A.	15
Córdova, A.	30

D

Dabberdt, W. F.	61
----------------------	----

E

EPA.	34, 58, 59
Escalante-Lazurtegui, C.	27
Escamilla.	30
Espinosa-Cárdenas, M.	29
Estrada, A.	30

F

Fisch, G.	7
----------------	---

Fitzjarrald, D. R.	7
Fuentes, G. V.	30

G

Galindo, I.	31
García, E.	3, 25, 26, 28, 30
Garza, M. P.	29
Geiger, R.	8
Gómez-Rojas, J. C.	26, 28
González, R.	30
Gorszinsky, L.	31
Greene, G.	34
Grimmond, C. S. B.	14, 15, 18, 49, 55, 56, 70

H

Hanna, S.	7, 20
Hastenrath, S.	24
Hernández, M. E.	25
Hill, J.	20, 24, 33
Hoffman, M. E.	7
Holzwoth, G.C.	20
Hubble, M.	55

I

Ivancheva, J.	66
--------------------	----

J

Jáuregui, E.	1, 3, 6, 10, 15, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 49, 55, 60, 66
Johnson, G. T.	12

K

Kulanda, B. D.	15, 70
King, T. S.	55
Klaus, D.	27

L

Landsberg, H. E.	8, 26
Lettau, H.	42
Leyva, A.	29, 31
Lichtenberger, E.	11

Linacre, E.....	8, 34, 35
Lucke Howard	8
Ludwig, F.L.....	61, 66
Luyando-López, E.....	10, 24, 30
Lyons, T. J.....	12

M

Maderey, L. E.....	3, 28
Mardia, K. V.....	58
Marín, T.....	2, 29
Márque-Hitzil, J.....	28
Marroquín, J. L.....	24
Martin, D. O.....	64
Maya, M.....	28
Mena, C.....	24
Méndez-García, H.....	30
Meza-Sánchez, M.....	28
Miranda, A.....	3, 28
Monteith, J. L.....	34
Mosifo, P.....	29
Muhila, A.....	31

N

Nelson, F.....	34
Newton, T.....	55
Niewolt, S.....	9, 26
Nunez, M.....	14

O

Oke, T. R.6, 8, 10, 12, 14, 15, 18, 26, 32, 48, 49, 55, 70	
Oliver, J. E.....	12, 20
Ortiz-Condado, M.I.....	28

P

Pacheco-Lagunes, A.....	31
Padilla, H.....	29
Paine, R.....	20
Páramo, V. H.....	30
Pasquill, F.....	7, 20, 21, 22, 57, 58, 59, 64, 66, 67, 68
Pérez-Acua, J.A.....	60
Pozos, B. A.....	27

Q

Quadri, G.....	23
----------------	----

R

Raynor, G. S.....	64
Reikosky, D. C.....	65
Reséndiz, R.....	30
Richiardone, R.....	12
Rodríguez, J. M.....	60
Rogers, R. R.....	20
Ross, A. L.....	12
Rubi-Sandoval, M.E.....	27
Ruiz-Hernández, J.A.....	27

S

Sánchez, L. R.....	23, 28
Sánchez-Huerta, J.B.....	28
Sandoval, E.....	27, 30
Sargeant, D. H.....	41
Schmid, H. P.....	12, 15, 70
Schönwiese, C. D.....	9, 27, 33
Sellers, W. D.....	15
Smith, M. E.....	6, 55, 64
Souch.....	14, 55
Spittlehouse, D. L.....	15
Sproken-Smith, R.....	55
Steyn, D. G.....	12, 70
Stormwind, B. L.....	7
Strom, G. H.....	20
Sutton, O. G.....	20
Swaid, H.....	7

T

Tanner, B.D.....	41
Tejeda, A.....	1, 10, 29
Terjung, W. H.....	7, 11
Turner, D. B.....	20

V

Valdéz-Barrón, M.G.....	31
Valdovinos, M. A.....	60
Vázquez, J. L.....	10
Vázquez-Zepeda, P.....	27
Vidal, R.....	28
Voogt, J. A.....	12, 14, 55

W

Watson, J. D.....	12
Wellens-Purnal, A.G.....	30
Wexler, H.....	20
Winkelman, L. J.....	65

Z

Zeuner, G..... 6, 15, 32, 49