

03060



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO

CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMOSFERA  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

FLUJOS TURBULENTOS DE SUPERFICIE SOBRE EL OCEANO  
PACIFICO TROPICAL ORIENTAL

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:  
**MAESTRO EN CIENCIAS**  
**(FISICA DE LA ATMOSFERA)**  
**P R E S E N T A :**  
**SERGIO FEDERICO ABARCA FUENTE**



**BIBLIOTECA  
CENTRAL  
DOCUMENTACION**

ASESORA: GRACIELA BINIMELIS DE RAGA

CIUDAD UNIVERSITARIA,

2005

m. 345640



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## Contenido

Resumen	1
Capítulo 1: Introducción	3
1.1 Objetivos	7
Capítulo 2: Conceptos Básicos	8
2.1 Capa Límite y Turbulencia	8
2.2 Flujos Cinemáticos y Flujos Dinámicos	10
2.3 Postulados de Reynolds y el Problema de Cerradura	13
2.4 Parametrización	14
Capítulo 3: Mediciones	17
3.1 Área de estudio	17
3.2 Experimentos	18
3.3 Plataforma de Medición	21
3.4 Boyas y Sondeos	23
3.4.1 Boyas	23
3.4.2 Sondeos	27
3.5 Determinación del Tiempo de Promedio	29
3.6 <i>Outliers</i>	39

Capítulo 4: Caracterización de los Flujos Turbulentos	
de Superficie en la Muestra	44
4.1 Flujo de Calor Latente	44
4.2 Flujo de Calor Sensible y de Entalpía	48
4.3 Flujos de Momento y de Energía Cinética Turbulenta	52
Capítulo 5: Evaluación de Parametrizaciones	60
5.1 Las Parametrizaciones	60
5.2 Descripción de las Parametrizaciones Evaluadas	61
5.3 Evaluación	63
5.3.1 Evaluación de los Flujos de Calor Latente	63
5.3.2 Evaluación de los Flujos de Calor Sensible	69
5.3.3 Evaluación de los Flujos de Momento	73
Capítulo 6: Conclusiones	81
Anexo 1: Parametrización FC	85
Anexo 2: Parametrización KB	88
Anexo 3: Parametrización MV	90
Referencias	92
Lista de Símbolos	95

## Resumen

La interacción entre la atmósfera y el océano se puede estudiar en todas las escalas terrestres posibles: desde la global hasta la molecular; sin embargo, se debe considerar que el fundamento de la interacción es el intercambio de materia y energía en la superficie del océano. Los flujos turbulentos de superficie son el principal mecanismo de este intercambio y son de gran importancia tanto en el desarrollo de las ciencias de la atmósfera como las del océano. Fenómenos de diversas escalas como los ciclones tropicales o El Niño se deben, entre otros factores, a la forma en la que los flujos entre la atmósfera y el océano se dan. Por otro lado, se ha encontrado que los flujos turbulentos en las regiones tropicales de los océanos juegan un papel importante en el desarrollo de convección profunda.

Se llevaron a cabo dos experimentos a bordo del avión C-130 operado por el Centro Nacional para la Investigación Atmosférica de los Estados Unidos<sup>1</sup>, en la región del Océano Pacífico Tropical Oriental, uno en cada una de las temporadas del año que en la región se presentan: la de lluvias y la de secas. A partir de los datos de las componentes del viento, humedad y temperatura (que tienen una frecuencia de 25Hz) se estimaron, desde el tope de la capa superficial, los flujos de calor y momento, con el método de las covarianzas. A la estimación de los flujos con este método suele llamarse "medición in situ" o simplemente medición de los flujos.

Los flujos turbulentos de superficie y su representación en los modelos atmosféricos y oceánicos han sido estudiados en condiciones con magnitud de viento bajas (Webster y Lukas, 1992), sin embargo poco se han estudiado estos procesos en intensidades de viento mayores a 10 o 12m/s. Así, los datos de la muestra son excepcionales no sólo porque fueron recopilados sobre el océano en latitudes tropicales, sino porque se tomaron en condiciones en las que la magnitud de viento alcanzó más de 25m/s. El viento intenso presente durante la toma de los datos se da por la interacción de la orografía del Istmo de Tehuantepec con las condiciones meteorológicas de gran escala.

---

<sup>1</sup> <http://www.ncar.ucar.edu/>

Después de comparar los datos del avión con los de otras fuentes de información (boyas y sondeos) se determina el tiempo de promediado idóneo para los datos de la muestra. Con esto se estiman los valores de los flujos a partir del método de las covarianzas (COV) y se describe su forma funcional con respecto a variables medias: la intensidad de viento y la diferencia de temperatura y humedad entre la superficie del océano y el aire, en los casos del flujo de calor sensible y latente respectivamente. A los flujos de calor latente, de calor sensible, de momento total y a la energía cinética turbulenta se les ajustan funciones polinomiales de acuerdo a los resultados del análisis de escala de las ecuaciones de pronóstico de cada uno de estos parámetros.

Se realiza la evaluación de tres diferentes parametrizaciones denominadas FC, (que es el método más avanzado actualmente disponible, resultado del experimento TOGA-COARE<sup>2</sup>), KB (que consume muy pocos recursos de cómputo y está programada para utilizarse en CLIVAR<sup>3</sup>) y MV, (que tiene una complejidad en su cálculo intermedia entre las dos anteriores y que es utilizada en el grupo de Teoría del Clima del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM, como parte de un modelo de predicción de la temperatura de la superficie del océano).

En general FC es la parametrización que mejor reproduce los flujos, aunque MV tiene muy buen desempeño en el flujo de calor latente. La parametrización de KB es la que mayor dispersión muestra con respecto al método COV a excepción de los flujos de momento en los que la parametrización MV es la que muestra mayor dispersión.

<sup>2</sup> <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/coare>

<sup>3</sup> <http://www.bodc.ac.uk/cgi-bin/framer?http://www.bodc.ac.uk/projects/clivar/>

## Capítulo 1: Introducción

La dinámica de la atmósfera y la del océano están estrechamente relacionadas, mientras que el océano transfiere energía a la atmósfera influyendo en el tiempo y el clima, la atmósfera a su vez determina en gran medida la circulación de, por lo menos, la parte alta del océano.

A pesar de la importancia de la interacción océano-atmósfera, el cómo se da el acoplamiento entre estos elementos del sistema climático es un tema que aún requiere de mucha investigación. Se entiende que hay dos grandes problemas en esta área de estudio<sup>1</sup>: por un lado la teoría es inadecuada y por el otro las mediciones son escasas (por lo que los datos son muy pocos y están muy dispersos).

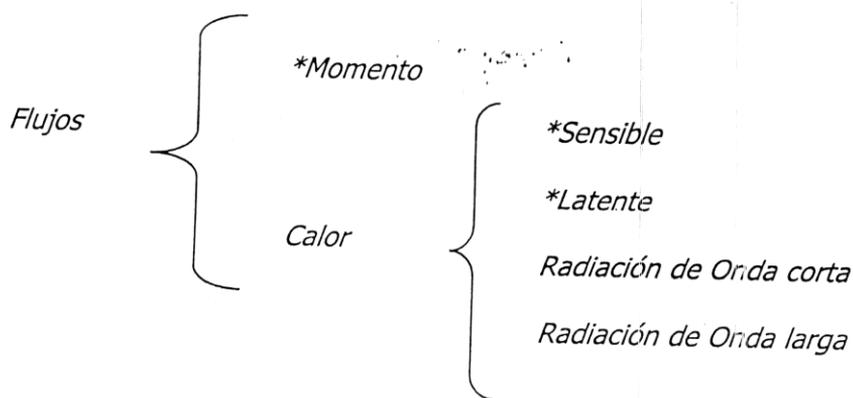
Si bien la interacción entre la atmósfera y el océano se puede estudiar desde todas las escalas terrestres posibles (desde la global hasta la molecular) se debe considerar que el fundamento de la interacción es el intercambio de materia y energía en la superficie del océano. Este intercambio involucra principalmente procesos turbulentos que están determinados por las estructuras de la capa límite atmosférica y la capa de mezcla del océano. Estos procesos resultan en los llamados flujos turbulentos de superficie y su entendimiento es parte fundamental en el desarrollo de las ciencias de la atmósfera y del océano en general.

En el contexto de la turbulencia atmosférica o en el de capas límite, el término flujo se utiliza como contracción de densidad de flujo, que denota la razón de transferencia de una cantidad por unidad de área y por unidad de tiempo (Glickman, 2000). En este trabajo se empleará con este significado el término flujo.

En meteorología los flujos pueden ser dinámicos o cinemáticos. Los primeros son los flujos propiamente dichos, los que se acaban de mencionar y si no se especifica otra cosa son los flujos a los que se hace referencia en este trabajo. El flujo (dinámico) de calor tiene unidades de  $W/m^2$ . Por otro lado, los flujos cinemáticos son los que se pueden medir directamente en la atmósfera. Son resultado de operaciones realizadas con las variables que se miden comúnmente en ésta, como rapidez de viento, temperatura o humedad específica. En el Capítulo 2 se explica cómo los flujos cinemáticos se utilizan para calcular los flujos.

Entre la atmósfera y el océano son importantes los flujos de calor, humedad, momento, y trazadores químicos. Estos constituyen el principal mecanismo de interacción entre la atmósfera y el océano.

Los flujos se pueden clasificar en radiativos y turbulentos según el proceso físico al que mayormente se deba el transporte. Algunos de los flujos de calor (de radiación de onda corta y larga) constituyen los flujos radiativos mientras que el resto de los flujos de calor (latente y sensible) y los flujos de momento son los flujos turbulentos. En el Esquema 1 se muestra esta clasificación de los flujos.



\*Flujos turbulentos

Esquema 1

Todos estos flujos son principalmente producto de la energía que llega a la Tierra del Sol. Según Ruddiman<sup>2</sup> (Ruddiman, 2001), en una estimación promedio, los flujos turbulentos de calor latente y sensible de superficie representan el 29% del total de la energía del Sol que llega al tópe de la Atmósfera.

La importancia de los flujos turbulentos de superficie en la atmósfera se puede ilustrar con la Tabla 1.1<sup>3</sup>. En ella se presenta el tiempo "de reciclado" de diferentes cantidades considerando valores típicos de estos flujos. Los números presentados son estimaciones en órdenes de magnitud realizados por el Centro Europeo de Pronóstico del Tiempo a Mediano Plazo, ECMWF por sus siglas en Inglés (Beljaars, 1992).

Balances Globales (Estimaciones en órdenes de magnitud)			
Balance de:	Total	Flujo superficial	Tiempo de Reciclado
Calor Latente	$7 \times 10^7 \text{ Jm}^{-2}$	$80 \text{ Wm}^{-2}$	10 días
Energía Cinética	$2 \times 10^6 \text{ Jm}^{-2}$	$2 \text{ Wm}^{-2}$	25 días
Momento	$2 \times 10^5 \text{ Kg m s}^{-1}$	$0.1 \text{ N m}^{-2}$	25 días ("spin down" de Ekman: 4 días)

Tabla 1.1 Balances globales de calor latente, energía cinética turbulenta y momento, de acuerdo a estimaciones en órdenes de magnitud del ECMWF

En la Tabla 1.1 se observa que la totalidad de la cantidad de agua, energía cinética o momento en la atmósfera puede reciclarse completamente en un tiempo del orden de días considerando sólo los flujos turbulentos de superficie. Se muestra que el tiempo del efecto conocido como "spin-down" de Ekman es alrededor de 6 veces menor que el tiempo total de reciclado del momento por flujos turbulentos de superficie. Esta anotación es importante porque el "spin-down" de Ekman corresponde a una escala de tiempo importante dado que representa un mecanismo eficiente de supresión de la vorticidad de la atmósfera sólo por esfuerzo en su capa límite.

De esta manera, cuantificar bien los flujos turbulentos de superficie en los modelos numéricos de la atmósfera es muy importante. Los flujos juegan un papel crucial en el pronóstico a mediano y largo plazo y son fundamentales en la modelación del clima.

<sup>2</sup> <http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/ctl/about4.html>

<sup>3</sup> De acuerdo con el ECMWF

Los flujos turbulentos de superficie son esenciales también en los estudios sobre la física del océano. En la modelación numérica de este componente del sistema climático es común que los valores de temperatura superficial y salinidad se sustituyan por los valores observados para asegurar que no haya grandes errores en la densidad del agua en la superficie. Sin embargo esto requiere de valores erróneos de flujos, especialmente en los de agua. Por otro lado, forzar la superficie con los valores de flujo disponibles de las escasas observaciones resulta en una mala representación de la temperatura y salinidad superficial del mar (Large y Nurser, 2001).

Por otro lado, las características de las masas de agua y su subsiguiente transporte y mezcla en el interior del océano son determinados por el contacto directo con la atmósfera. El viento ejerce esfuerzo en la superficie del océano y este efecto por sí sólo puede reproducir muchas de las características de las corrientes oceánicas observadas. La flotabilidad debida a los cambios de temperatura en la superficie y los cambios en la concentración de sal también generan gran parte de las características del patrón de circulación del océano (Liu y Katsaros, 2001).

Hablando de fenómenos particulares, experimentos numéricos con modelos de El Niño indican que un cambio en el flujo superficial de momento zonal en el Océano Pacífico del Oeste ocasiona que el desnivel que existe entre las partes oriental y occidental del Océano se reduzca, dando el impulso necesario para generar la onda de Kelvin (Philander, 1990). A esta onda se le asocia aumento de temperatura de la superficie del mar en la parte oriental tropical del océano, lo que resulta en un mayor flujo de calor latente y sensible que podría estar favoreciendo que las anomalías de viento zonal se mantengan (Huerta, 2001). De esta forma, es a través de los flujos turbulentos que se da el fenómeno de El Niño. Por otro lado, en los ciclones tropicales el principal mecanismo de retroalimentación, que permite a los huracanes desarrollarse, es el de los flujos turbulentos de superficie (Emmanuel, 1991).

Los flujos turbulentos de superficie y su representación en los modelos atmosféricos y oceánicos han sido estudiados en condiciones con magnitud de viento bajas (Webster y Lukas, 1992), sin embargo poco se han estudiado estos procesos en intensidades de viento mayores a 10 o 12m/s, en parte debido a la falta de experimentos que aporten la información necesaria para ello. En este trabajo se analizan los flujos turbulentos y

el desempeño de algunas de las formas de representarlos en los modelos numéricos con datos tomados en condiciones de magnitud de viento incluso mayor a 25m/s.

## **1.1 Objetivos**

Los objetivos de este trabajo son:

- Determinar los valores de flujos turbulentos de superficie durante dos campañas realizadas en el Pacífico Tropical Oriental.
- Caracterizar los flujos turbulentos de superficie en la región en función de variables medias (magnitud del viento y diferencia de temperatura y humedad entre la superficie del océano y el aire).
- Evaluar el desempeño, en función de la magnitud del viento, de diferentes fórmulas empíricas de flujos turbulentos de superficie con las estimaciones directas obtenidas.

## Capítulo 2: Conceptos Básicos

### 2.1 Capa Límite y Turbulencia

La capa límite atmosférica se puede definir como la parte de la troposfera que es influenciada directamente por la presencia de la superficie de la Tierra y que responde al forzamiento de la superficie en una escala de tiempo del orden de una hora (Stull, 1994). En la parte más baja de ésta se encuentra la llamada capa superficial, que generalmente tiene una altura diez veces menor que la capa límite. En la capa superficial es aquella en la que se presentan los flujos turbulentos de superficie y a lo alto de esta capa la magnitud de los flujos varía menos de 10%. En la capa superficial la turbulencia es el fenómeno físico que domina en el transporte de materia y energía siendo varios ordenes de magnitud más efectiva en el transporte de cantidades que la difusividad molecular (a excepción de unos pocos centímetros junto a la superficie, donde el transporte molecular es importante).

La turbulencia consiste de una sucesión continua de movimientos caóticos de parcelas de fluido. El desplazamiento de estas parcelas produce por continuidad el movimiento de otras y de esta forma surgen constantemente estructuras efímeras de flujo que son denominadas remolinos (Csanady, 2001) que están asociadas a regiones de mayor vorticidad en el fluido. Es a la presencia del conjunto de los remolinos a lo que se debe que la capa límite responda tan rápido a los cambios en los forzantes de la superficie.

En general se puede pensar que la turbulencia se conforma de los remolinos irregulares de diferentes tamaños y puede considerarse como superpuesta al flujo medio del aire. Al hacerse esta suposición, separar el flujo medio de la parte debida a la turbulencia, que generalmente es llamada perturbación, es relativamente fácil.

Para hacer la separación entre el flujo medio y las perturbaciones se promedian las mediciones de por ejemplo la magnitud del viento zonal,  $u$ , en algún lapso de tiempo que se determine conveniente. En el promedio está eliminada la contribución de la turbulencia y su valor es el del flujo medio, representado por  $\bar{u}$ . Las perturbaciones, representadas por  $u'$ , se pueden obtener restando este promedio a cada uno de los datos originales como se muestra en la Ecuación 2.1.

$$u' = u - \bar{u} \quad 2.1$$

Las perturbaciones representan la parte del flujo que varía en períodos de tiempo menores que el tiempo de promedio. Cuando se realizan mediciones en un punto fijo suele considerarse que la hipótesis de Taylor se cumple (Stull, 1994). Esta hipótesis afirma que en algunos casos la turbulencia puede ser considerada como "congelada" mientras el flujo pasa sobre el punto de medición, como se muestra en la Figura 2.1. Cuando se tienen datos de avión, como es el caso de la información que se analiza en este trabajo, dado que el avión viaja a una velocidad mucho mayor que la rapidez del viento (un orden de magnitud de diferencia) también se puede considerar que mientras que se realiza el muestreo, la turbulencia está "congelada".

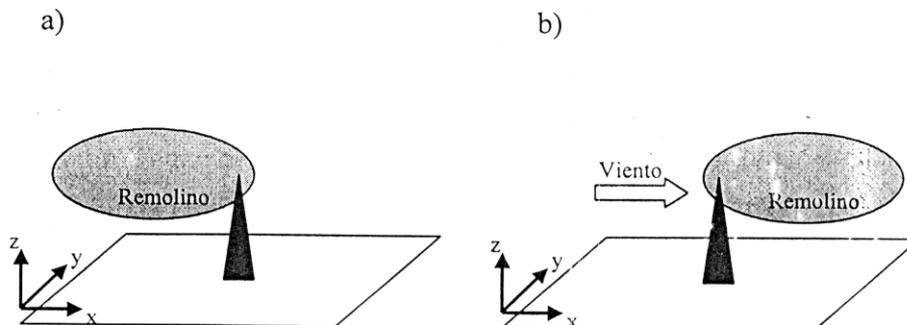


Figura 2.1 (Basada en Stull, 1994) Ilustración de la hipótesis de Taylor. a) Un remolino está sobre los sensores de medición y b) un tiempo después, es advectado por el viento, sin cambiar su estructura turbulenta.

## 2.2 Flujos Cinemáticos y Flujos Dinámicos

En la atmósfera nos interesan los flujos de masa, calor y momento, sin embargo en general no se mide calor o momento directamente, y aunque sí se puede medir la concentración de agua o de algún contaminante, tampoco se mide el flujo de masa.

Con los flujos cinemáticos se puede estimar el transporte turbulento a partir de cantidades que se miden en la atmósfera: las componentes del viento, la temperatura o la humedad. Estos flujos son simplemente productos de una de las componentes del viento (lo que da la dirección al flujo) por la cantidad de interés. Así, por ejemplo, el producto de la componente zonal del viento por la humedad específica da como resultado el flujo cinemático de humedad en la dirección zonal.

Cuando los productos son de las variables mismas, corresponden al transporte debido a la advección, que es el mecanismo de transporte más importante en la dirección horizontal. Sin embargo en la vertical, donde la advección es mínima, son los flujos asociados a la turbulencia los que dominan el transporte. Los flujos turbulentos se obtienen de la misma forma que los advectivos sólo que en el cálculo los factores del producto no son las variables mismas, sino sus perturbaciones.

En los flujos turbulentos es el promedio de los productos lo que interesa, ya que este promedio da como resultado el flujo neto en cierta cantidad de tiempo. La dificultad de medir los flujos turbulentos en la atmósfera radica en que las mediciones que se realizan cotidianamente en las estaciones meteorológicas ordinarias no tienen la suficiente resolución temporal para capturar la variabilidad asociada a la turbulencia.

En la Tabla 2.1 se muestran los flujos turbulentos en sus formas cinemática y dinámica. Obsérvese que los segundos se obtienen simplemente multiplicando los primeros por la densidad y alguna constante (ver Lista de Símbolos).

Flujo	Forma cinemática		Forma Dinámica	
	Fórmula	Unidades (SI)	Fórmula	Unidades (SI)
Calor Latente (FCL)	$\overline{(q'w')}$	(Kg <sub>agua</sub> /Kg <sub>aire</sub> ) m/s	$\overline{(q'w')} \rho_{\text{aire}} L_v$	W/m <sup>2</sup>
Calor Sensible (FCS)	$\overline{(\theta'w')}$	K m/s	$\overline{(\theta'w')} \rho_{\text{aire}} C_p$	W/m <sup>2</sup>
Entalpía <sup>1</sup> (FE)	$\overline{(h'w')}$	J m/Kg s	$\overline{(h'w')} \rho_{\text{aire}}$	W/m <sup>2</sup>
Momento total (FMT)	$\sqrt{\overline{(u'w')^2} + \overline{(v'w')^2}}$	m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	$\sqrt{\overline{(u'w')^2} + \overline{(v'w')^2}} \rho_{\text{aire}}$	N/m <sup>2</sup>
Momento zonal (FMZ)	$\overline{(u'w')}$	m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	$\overline{(u'w')} \rho_{\text{aire}}$	N/m <sup>2</sup>
Momento Meridional (FMM)	$\overline{(v'w')}$	m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	$\overline{(v'w')} \rho_{\text{aire}}$	N/m <sup>2</sup>

Tabla 2.1 Formas cinemática y dinámica de los flujos turbulentos.

Cómo el producto de las perturbaciones constituye un flujo puede ser explicado analizando el caso de un remolino idealizado aislado. Imaginemos al remolino cerca del suelo en una región de la capa límite con un gradiente vertical de temperatura inestable (Figura 2.2 a), tomada de Stull (1994). Como el remolino produce un movimiento circular entonces el aire de la posición 1 se desplaza hacia abajo (con  $w'$  negativa), mientras el aire de la posición 2 se desplaza hacia arriba (con  $w'$  positiva).

Así, resulta que en promedio el movimiento causado por la turbulencia es  $\overline{w'} = 0$ . Sin embargo, la parcela que se desplazó hacia abajo está más fría que sus alrededores después del desplazamiento (además de  $w'$ ,  $\theta'$  también es negativa) lo que da como resultado que el producto  $w'\theta'$ , y por lo tanto el flujo instantáneo, sea positivo. Por su parte, la parcela que se desplazó hacia arriba está más caliente que sus alrededores

<sup>1</sup> La entalpía  $h$  se calculó con la siguiente fórmula:  $h = [C_p (1-q) + C_{pv} q] T + L_v q$

después de su movimiento (además de  $w'$ ,  $\theta'$  también es positiva) lo que también resulta en un producto instantáneo  $w'\theta'$  positivo. Así, tanto el aire frío que se mueve hacia abajo como el aire caliente que se mueve hacia arriba contribuyen en el mismo sentido al flujo neto, que es el resultado de promediar los flujos instantáneos.

El mismo razonamiento puede aplicarse a la Figura 2.2 (b), que representa una situación típica de un gradiente vertical de temperatura estable. El resultado de esta situación es un flujo neto hacia abajo.

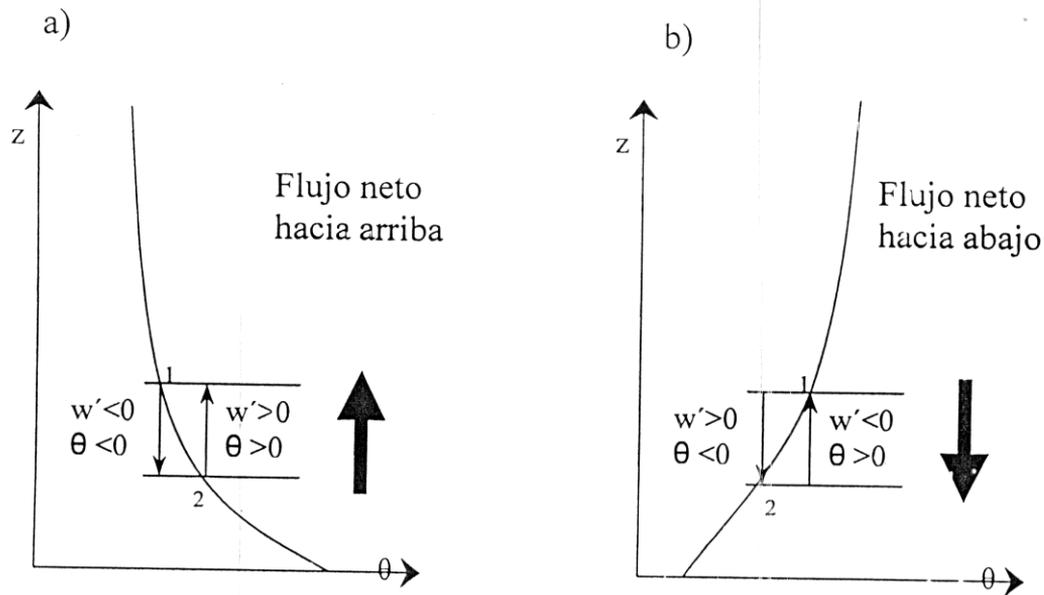


Figura 2.2 (Basada en Stull, 1994) Idealización del proceso de mezcla ocasionado por un sólo remolino. En (a) se muestra un perfil de temperatura inestable y el flujo neto (positivo) de calor asociado a esta situación. En (b) se muestra un perfil de temperatura estable y el flujo neto (negativo) de calor asociado a esta situación.

## 2.3 Postulados de Reynolds y el Problema de Cerradura

La separación del flujo medio y las perturbaciones, descrita en la sección anterior, fue propuesta por Reynolds a finales del siglo XIX y desde entonces ha sido utilizada. Con sus ideas Reynolds inició el estudio cuantitativo de la turbulencia.

En las ecuaciones 2.2-2.5 se muestran los postulados básicos que Reynolds utilizó en el método que propuso para tratar cuantitativamente a la turbulencia, que consiste primero en sustituir en las ecuaciones las variables por la suma de su parte media y su perturbación, por ejemplo sustituir  $u$  por  $\bar{u} + u'$ , y luego promediar las ecuaciones.

$$\overline{(u)} = \overline{\bar{u} + u'} = \overline{\bar{u}} + \overline{u'} = \bar{u} + \overline{u'} \quad 2.2$$

Lo que implica que

$$\overline{u'} = 0 \quad 2.3$$

Lo que es consistente con lo explicado en la Sección 2.2, Así:

$$\overline{(uv')} = \overline{uv'} = \bar{u}0 = 0 \quad 2.4$$

Sin embargo:

$$\begin{aligned} \overline{(uv)} &= \overline{(\bar{u} + u')(\bar{v} + v')} \\ &= \overline{(\bar{u}\bar{v} + \bar{u}v' + u'\bar{v} + u'v')} \\ &= \overline{\bar{u}\bar{v}} + \overline{\bar{u}v'} + \overline{u'\bar{v}} + \overline{u'v'} \\ &= \bar{u}\bar{v} + 0 + 0 + \overline{u'v'} \\ &= \bar{u}\bar{v} + \overline{u'v'} \end{aligned} \quad 2.5$$

Donde el producto del segundo término de la última igualdad no es necesariamente igual a cero, como se discutió en la sección anterior. Lo mismo ocurre con  $\overline{u'^2}$  y cualquier otro término que implique un promedio de productos de perturbaciones. Estos términos tienen la forma de los flujos cinemáticos descritos en la sección anterior y corresponden a los flujos turbulentos. Además, estos términos son no lineales y se desprecian en las aproximaciones lineales, sin embargo su magnitud es importante y deben incluirse en las ecuaciones en la modelación numérica cuando el objetivo es hacer pronóstico.

Así, se puede decir que cuando a las ecuaciones que se utilizan en la modelación numérica de la dinámica de la atmósfera se les aplica el método de Reynolds el resultado es que "adquieren" términos formados por promedios de productos de perturbaciones y éstos, también llamados segundos momentos, son nuevas variables en las ecuaciones. Como no hay nuevas ecuaciones para igualar su número al de las incógnitas el sistema deja de ser cerrado. A esto se le conoce como el problema de cerradura (Blackadar, 1998).

En realidad se pueden derivar ecuaciones para los flujos turbulentos pero estas nuevas ecuaciones involucran valores medios de productos triples de perturbaciones, llamadas terceros momentos. En la derivación de las ecuaciones de los terceros momentos aparecen productos cuartos y así sucesivamente, haciendo imposible la solución del problema de cerradura de esta manera.

## 2.4 Parametrización

La forma en que comúnmente se ha resuelto el problema de cerradura consiste en relacionar empíricamente los flujos con derivadas espaciales de cantidades medias. A esta forma de resolver el problema de cerradura se le llama cerradura de primer orden dado que sólo las ecuaciones con los primeros momentos (variables medias) permanecen una vez que se aplica el procedimiento. En este sentido se han hecho muchos esfuerzos que van desde proponer una constante como el factor que relaciona

las derivadas espaciales de las cantidades medias con los flujos turbulentos, hasta incluir fórmulas basadas en la turbulencia para determinar la relación. En el Capítulo 4 se utilizan tres métodos distintos de esta forma de solución al problema de cerradura y se evalúa su desempeño comparando sus resultados con flujos medidos.

A la cerradura de primer orden también se le llama Teoría-K (Stull, 1994) y es una analogía a la teoría cinética de los gases. En esta última, las moléculas intercambian propiedades a través del tiempo mediante colisiones entre ellas. Entre colisión y colisión las moléculas se mueven cierta distancia llamada camino medio molecular. En la Teoría-K las perturbaciones de Reynolds representan las características de las parcelas de fluido que son análogas a las moléculas en la teoría cinética de los gases. Así como las moléculas intercambian propiedades, las parcelas de fluido se mezclan unas con otras.

En la Teoría-K, los gradientes de las cantidades son directamente proporcionales a los flujos turbulentos y a la constante de proporcionalidad se le ha dado varios nombres, entre ellos están: coeficiente de intercambio cinemático, coeficiente de arrastre, coeficientes *bulk* o difusividad por remolinos. Por ejemplo el último nombre es utilizado en el libro de capa límite de Stull (1994).

Las parametrizaciones son ecuaciones empíricas que buscan representar de forma simple procesos que por su escala no se pueden incluir en los modelos numéricos. Los flujos entre el océano y la atmósfera, generados por complejos procesos turbulentos en la capa superficial, suelen parametrizarse en la modelación numérica (Kara, 2000). Las parametrizaciones de los flujos turbulentos de superficie comúnmente hacen uso de la Teoría-K ya que a través de ella los flujos se expresan de forma simple, como un gradiente de las variables medias, medidas más comúnmente en la atmósfera.

Las parametrizaciones más populares tratan de determinar los coeficientes de intercambio como funciones de la intensidad del viento y de la estabilidad, que son las dos variables que se han identificado como más importantes en la magnitud de los flujos turbulentos. Las formas de determinar la estabilidad van desde las muy simples, que la consideran sólo como la diferencia entre la temperatura ambiente y la de la superficie, hasta formas muy complejas que hacen uso de la teoría de similaridad y que requieren cálculos iterativos.

Así, donde haya datos de rapidez de viento, temperatura ambiente y humedad específica (aunque no tengan la resolución temporal necesaria para estimar los flujos cinemáticos), mediante las parametrizaciones los flujos turbulentos de superficie se pueden estimar.

## Capítulo 3: Mediciones

### 3.1 Área de estudio

En el Hemisferio Norte, el Océano Pacífico Tropical Oriental (Figura 3.1) es una región en la que se pueden distinguir dos temporadas: la lluviosa y la seca. La temporada de lluvias se presenta en el verano cuando la zona de convergencia intertropical se desplaza hacia el Norte, es en esta temporada cuando se da el paso de ondas del Este y en la región se originan ciclones tropicales.

Durante la temporada de secas la zona de convergencia intertropical se desplaza hacia el Sur y frecuentemente en el Golfo de Tehuantepec se presentan vientos superficiales intensos que son resultado de la interacción de dos factores: por un lado la formación de sistemas de alta presión en las grandes planicies de Norteamérica y su desplazamiento hacia el Sureste hasta el Golfo de México produce que se establezca un gradiente de presión entre este golfo y el de Tehuantepec; por otro lado, existe en la Sierra Madre del Sur (en el Istmo de Tehuantepec que separa a los dos golfos mencionados), una brecha orográfica conocida como el Paso de Chivela. Mientras que la Sierra Madre del Sur tiene una altitud media de 2000m, el Paso de Chivela tiene una de aproximadamente 250m y presenta una extensión horizontal de alrededor de 40km (Romero-Centeno et al., 2003).

Así, en la región se generan fuertes vientos como resultado de la combinación de condiciones meteorológicas de gran escala y de características topográficas. Estos vientos son conocidos como Tehuanos.

## 3.2 Experimentos

Dos proyectos de campo se desarrollaron en la región descrita en la sección anterior, en ambos se realizaron mediciones muy cerca del nivel del mar abordo del avión C-130, operado por el Centro Nacional de Investigación Atmosférica de los Estados Unidos<sup>1</sup> (NCAR por sus siglas en inglés). Los experimentos son:

- Investigación Climatológica del Pacífico del Este (EPIC, por sus siglas en inglés), que se llevó a cabo en la estación lluviosa durante el verano del 2001, entre el 1<sup>ro</sup> de septiembre y el 15 de octubre. En total, en este experimento se realizaron 8 vuelos a lo largo del meridiano 95W con el objetivo de caracterizar la capa límite atmosférica en la región, además de otros vuelos con diferentes derroteros. Los vuelos a lo largo del meridiano 95W son los vuelos que generaron los datos que se analizan en el presente trabajo.
- Experimento del Golfo de Tehuantepec (GOTEX por sus siglas en Inglés), que se llevó a cabo en la estación de secas durante febrero de 2004. De este experimento se analizan 8 de los vuelos realizados con el objetivo de caracterizar el desarrollo acoplado de las capas límite atmosférica y oceánica durante los eventos de "Tehuano". Figura 3.1.

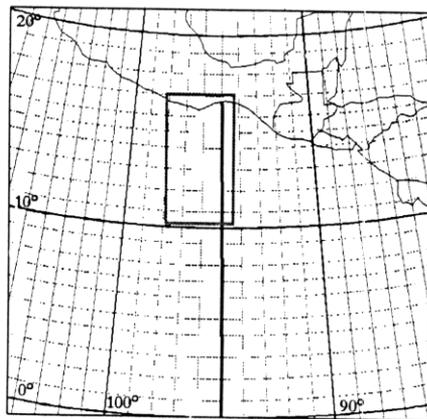


Figura 3.1 Área de estudio, en azul se representa la de EPIC y en verde la de GOTEX

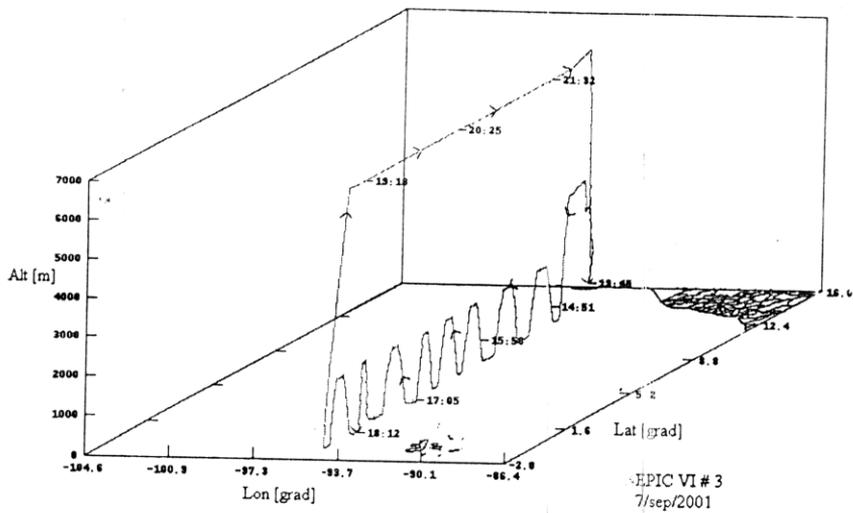
<sup>1</sup> <http://www.ncar.ucar.edu/>

EPIC fue diseñado para entender mejor los procesos en el Pacífico Oriental que se representan pobremente en los modelos numéricos. En las conclusiones que ya se han obtenido de este experimento está claro que los flujos turbulentos juegan un papel clave en el desarrollo de convección profunda (Raymond et al., 2003).

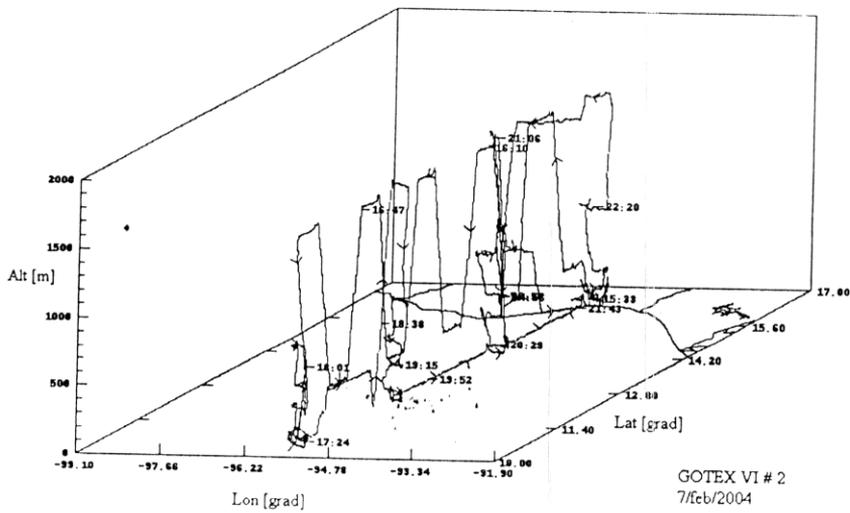
Por su parte, GOTEX fue llevado a cabo para entender mejor cómo se da el acoplamiento entre la capa límite atmosférica y la capa de mezcla del océano. En ambos experimentos el avión realizó vuelos a altura constante, muy cerca de la superficie del mar, aproximadamente a 30m de altitud. En este trabajo se utilizan todos los datos recopilados por debajo de los 50m. En la Figura 3.2 se muestran ejemplos de trayectorias del avión de ambos experimentos.

Durante EPIC hubo distintos tipos de misiones. Los 8 vuelos que se analizan de este experimento en este trabajo corresponden a las misiones llamadas 95W, en éstos las trayectorias se realizaron desde los 14N hasta 1N aproximadamente, sobre el meridiano 95W, con dirección de Norte a Sur. Los segmentos de altitud menor a 50m tienen esta dirección, a excepción de algunos cerca del Ecuador, que se realizaron con el avión viajando de Este a Oeste. La trayectoria típica de las misiones 95W se ejemplifica con la realizada por el Vuelo de Investigación 3 (VI #3) Figura 3.2 a.

Los vuelos de GOTEX tuvieron cada uno un derrotero distinto, determinado por las condiciones atmosféricas de los distintos días en los que se voló. Las Figuras 3.2 b y c muestran los de los vuelos de investigación 2 y 10, como ejemplo.

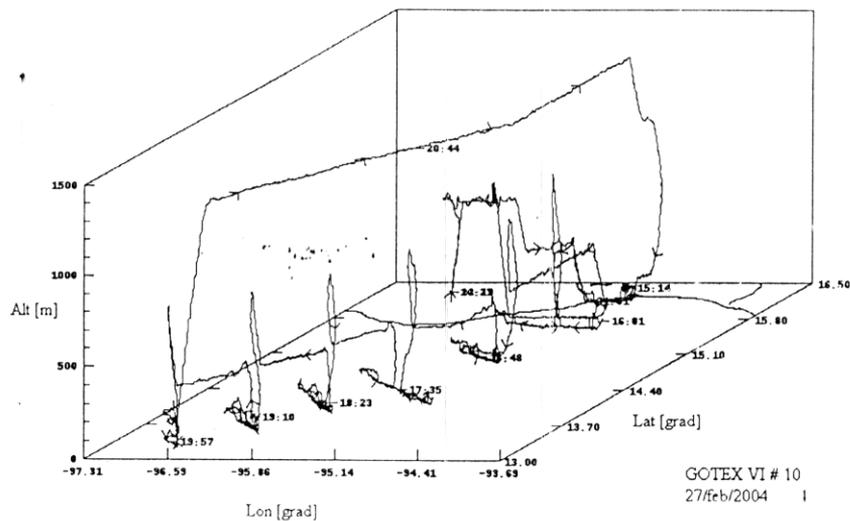


a)



b)

Figura 3.2 Tres Ejemplos de trayectoria del avión. En a) se muestra la trayectoria típica de las misiones analizadas de EPIC, en b) y c) se muestran dos distintas trayectorias durante GOTEX, en este experimento cada vuelo tuvo un derrotero distinto.



c)

Figura 3.2 Cont.

### 3.3 Plataforma de Medición

El avión C-130 está equipado para medir con alta frecuencia temporal, entre otras variables, la temperatura, la humedad, la presión atmosférica, y las tres componentes del viento, además de datos de la temperatura de la superficie, en este caso del mar. Los nombres de las variables medidas de las que se derivan las utilizadas en este trabajo, se muestran en la Tabla 3.1.

Para asegurar la calidad de la información, en el avión se coleccionan datos de forma redundante y mediante una comparación de ellos se determinan variables llamadas de referencia que son las que se utilizan para estimar los diferentes parámetros. En la Tabla 3.1 sólo se incluyen las variables de los equipos de los que se obtuvieron datos para este trabajo, las mismas variables fueron medidas con otros sensores a bordo del avión (ver Lista de Símbolos).

Parámetro	Instrumento	Variable	Precisión
Posición	Sistema de Posicionamiento Global (GPS) Modelo Garmin GPS16	GLAT, GLON, GALT	0.5m, (GALT 0.05m)
Humedad	Higrómetro Lyman-alpha. Modelo LA-3	RHOLA	0.2%
Temperatura	Rosemount. Modelo 510BF	TTWH, TTRR	0.006C
Vector de velocidad del viento	Transductor de 5 hoyos Rosemount. Modelo 858AJ	UI, VI, WI	(UIC, VIC, WIC) 0.012m/s
Presión estática	Transductor digital de presión Rosemount. Modelo 1501	PSFD	0.034mb
Temperatura de la superficie del mar (infrarroja)	Piranómetro de radiación Heimann. Modelo KT19.85	RSTB, RSTB1	0.005C

Tabla 3.1 Instrumentos y variables en el C-130<sup>2</sup>

En ambos experimentos se utilizan para la velocidad del viento las variables U<sub>iC</sub>, V<sub>iC</sub> y W<sub>iC</sub>, que se obtienen al corregir U<sub>i</sub>, V<sub>i</sub> y W<sub>i</sub> con el Sistema de Posicionamiento Global (GPS).

Para la temperatura del aire en este trabajo se utilizó el valor de la llamada temperatura de referencia, que es la de uno de los sensores que mide esta variable y se determina por las características de calidad de los datos en cada experimento. Durante EPIC corresponde al sensor ATWH (Tabla 3.1) y durante GOTEX a ATRR. La temperatura potencial se deriva de la de referencia y del valor de la presión atmosférica.

En lo que respecta a la temperatura de la superficie del mar, en el avión hay dos sensores que la miden de forma remota, almacenando la información en las variables: RSTB y RSTB1. La estimación es sensible a la cantidad total de agua en la trayectoria de medición por lo que durante EPIC, con la información de los sondeos verticales, se generó un algoritmo empírico de corrección por este efecto. Así, en EPIC se produjo la

<sup>2</sup> <http://raf.atd.ucar.edu/Bulletins/bulletin3.html>

variable XTSURF que es la que se utilizó en este estudio. En GOTEX, la información de los sondeos no fue suficiente para generar un algoritmo de corrección por el efecto de la humedad en la trayectoria de medición, sin embargo en este trabajo sólo se utilizan estimaciones realizadas a 50m o menos de altitud, por lo que este problema se minimiza. Durante GOTEX se utilizó la variable RSTB1 como se recomienda en el reporte de calidad de los datos del proyecto.

En lo que respecta a la humedad, a bordo del avión hay dos sensores para esta variable llamados Lyman-alpha, con los que se obtienen, junto con los datos medidos de presión y temperatura (Tabla 3.1), dos valores de razón de mezcla (MRLA o MRLA1). Durante EPIC se utilizó MRLA1, que es el que se recomienda en el reporte de calidad de los datos.

Durante GOTEX uno de los higrómetros falló pero el otro se mantuvo funcionando. A pesar de que hacia el final del proyecto se reportó una degradación de la señal del higrómetro, en el reporte de calidad de los datos se recomienda utilizar la variable MRLA para los cálculos de los flujos. Esto es que la falla no fue lo suficientemente grave para que los datos no sean adecuados para el cálculo de los flujos. Esa variable es la que se utiliza en este trabajo.

## 3.4 Boyas y Sondeos

Con el fin de comparar los datos del avión con los de otra fuente, se utilizaron datos de boyas<sup>3</sup> durante EPIC y de radiosondeos durante GOTEX.

### 3.4.1 Boyas

Dado que las trayectorias de los vuelos durante EPIC se realizaron a lo largo del meridiano 95W, y que a lo largo de este meridiano hubo boyas disponibles del arreglo del Proyecto Océano-Atmósfera Tropical (TAO por sus siglas en Inglés) en el periodo

---

<sup>3</sup> [http://www.pmel.noaa.gov/tao/data\\_deliv/deliv.html](http://www.pmel.noaa.gov/tao/data_deliv/deliv.html)

de muestreo de EPIC, se consideraron los datos de esas boyas. Debido a la disponibilidad de las variables necesarias (temperatura de aire, temperatura de la superficie del mar humedad, y componentes horizontales del viento) se utilizaron en este estudio sólo los datos de 2 boyas, las situadas a los 12 y 5° de Latitud Norte. Estas boyas tienen una frecuencia de muestreo de 10min y las variables se miden a diferentes alturas sobre el nivel del mar, como se muestra en la Tabla 3.2

Variable	Altura
Viento	4m
Humedad Relativa	3m
Temperatura del aire	3m
Temperatura de la superficie del mar	1m (profundidad)

Tabla 3.2 alturas en las que se miden las diferentes variables en las boyas

La calidad de la totalidad de los datos utilizados de las boyas fue la llamada "default quality", que significa que los instrumentos fueron calibrados antes de ser instalados.

Se compararon los datos de las dos diferentes fuentes de información cuando había un segmento del avión cercano a la ubicación de alguna de las boyas. Contra cada medición puntual de las boyas se compararon las medias de 10km de los datos del avión. En la Figura 3.3 se muestran las localizaciones de los segmentos de 10 km. Su centro se representa por un punto negro su longitud por líneas.

Las boyas están ancladas al fondo del mar y pueden cambiar su ubicación hasta 4km como resultado de la influencia del viento y las corrientes. En la Figura 3.3 su ubicación se representa con un círculo.

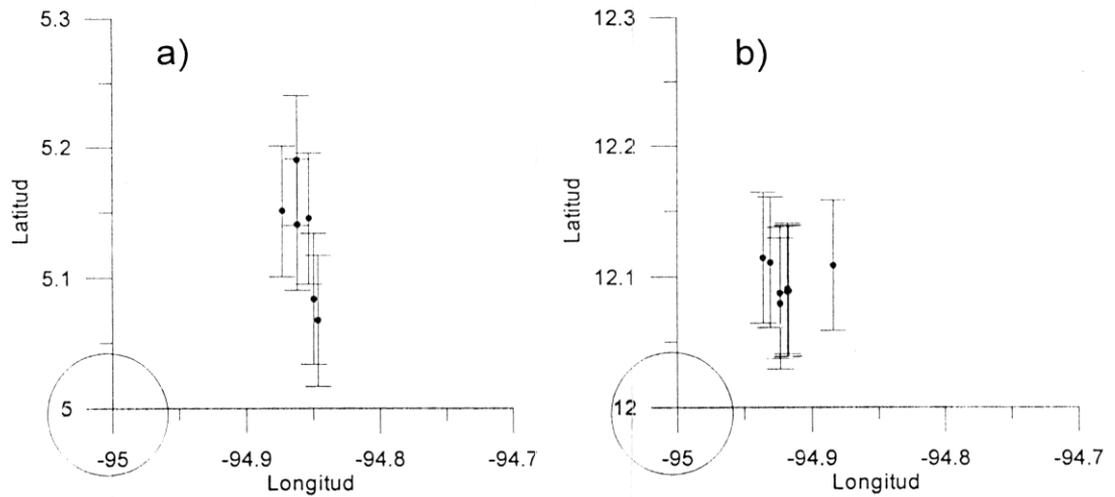


Figura 3.3 Ubicación de los segmentos del avión (representando sus 10km de longitud con las barras). También se muestra la localización de la boya (la región donde se puede encontrar se representa con el círculo en el origen de la gráfica).

En promedio los centros de los segmentos están aproximadamente a 17km de la ubicación reportada de las boyas (12N, 95W y 5N, 95W) y el centro del segmento que está más alejado está aproximadamente a 26km.

En total se comparan 14 mediciones de boyas con los valores medios de los segmentos del avión. En la Figura 3.4 se muestran las comparaciones de temperatura del aire, temperatura de la superficie del mar, viento medio y humedad relativa.

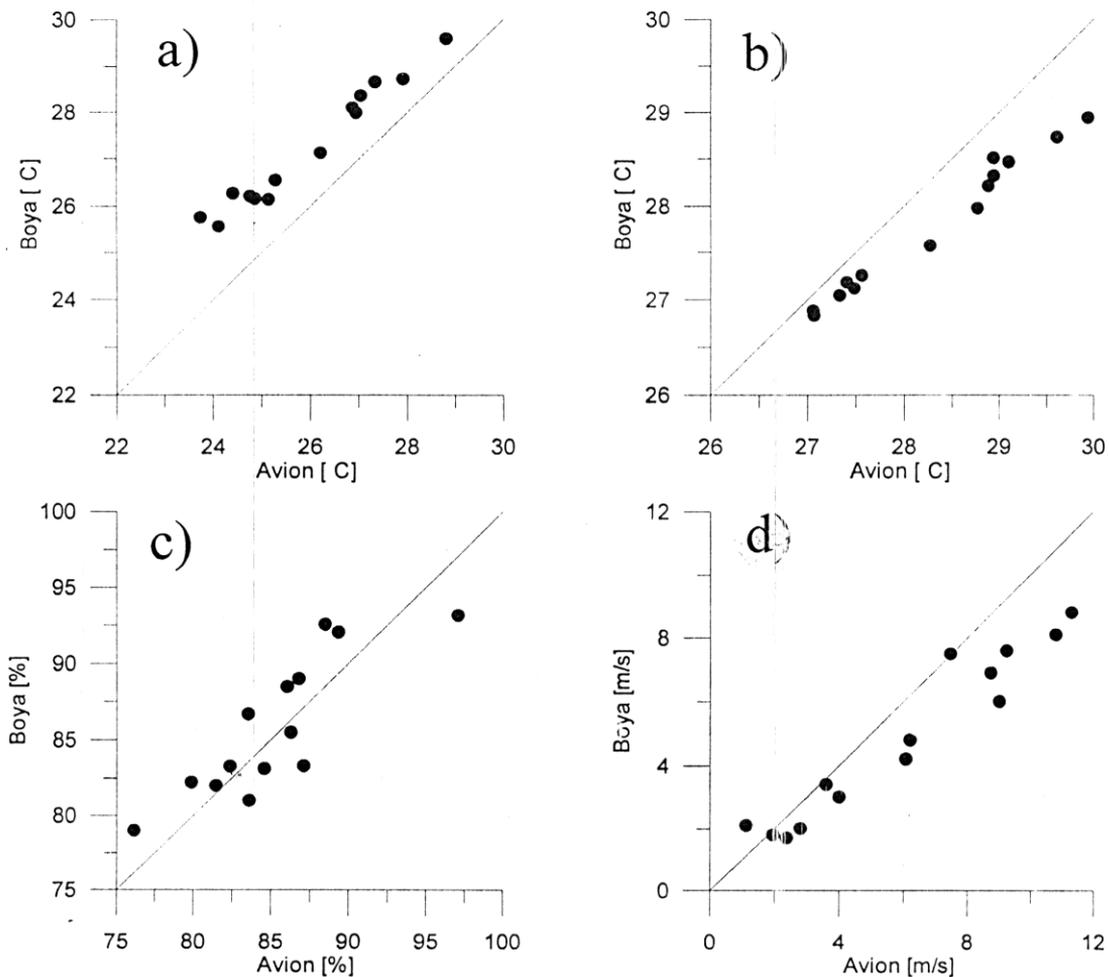


Figura 3.4 Comparación de a) la temperatura del aire, b) temperatura de la superficie del mar, c) humedad relativa y d) magnitud de viento entre los valores medios del segmento más cercano a la boya (abscisas) y el dato de la boya (ordenadas).

Con respecto a las boyas, el avión presenta una ligera pero sistemática sobrestimación de la magnitud del viento (Figura 3.4 d) que podría deberse a que su sensor está localizado alrededor de 25m más alto que el de la boya. También presenta una sistemática subestimación de la temperatura del aire (Figura 3.4 a) mientras que sobrestima (en menor medida) la temperatura de la superficie del mar(Figura 3.4 b). En la humedad relativa hay discrepancias entre las dos diferentes fuentes de datos (Figura 3.4 c), sin embargo éstas no son sistemáticas y podrían deberse a la distancia entre una medición y otra.

### 3.4.2 Sondeos

Durante GOTEX, el vuelo a 30m se alternó con otros de mucho mayor altitud, en los que se lanzaron sondas, realizándose un total de 65 Sondeos. Los datos de algunos de estos sondeos se utilizaron para comparar con las medias de segmentos de 10km del recorrido del avión.

Las sondas utilizadas tienen una frecuencia de medición de medio segundo y para el presente trabajo se utilizaron los datos reportados más cercanos a 30m (tomándose entre 29 y 31m) y a la superficie (se tomaron siempre los valores a 0.0m).

Para comparar los datos de los sondeos con los de las variables medias del avión se consideraron todos los sondeos (que tuvieran a la vez datos a 30m y en superficie) que se hubieran realizado hasta con 30 minutos de diferencia con respecto al segmento más cercano. Así se utilizaron 24 sondeos y en la Figura 3.5 se muestra la comparación de los valores de las distintas variables.

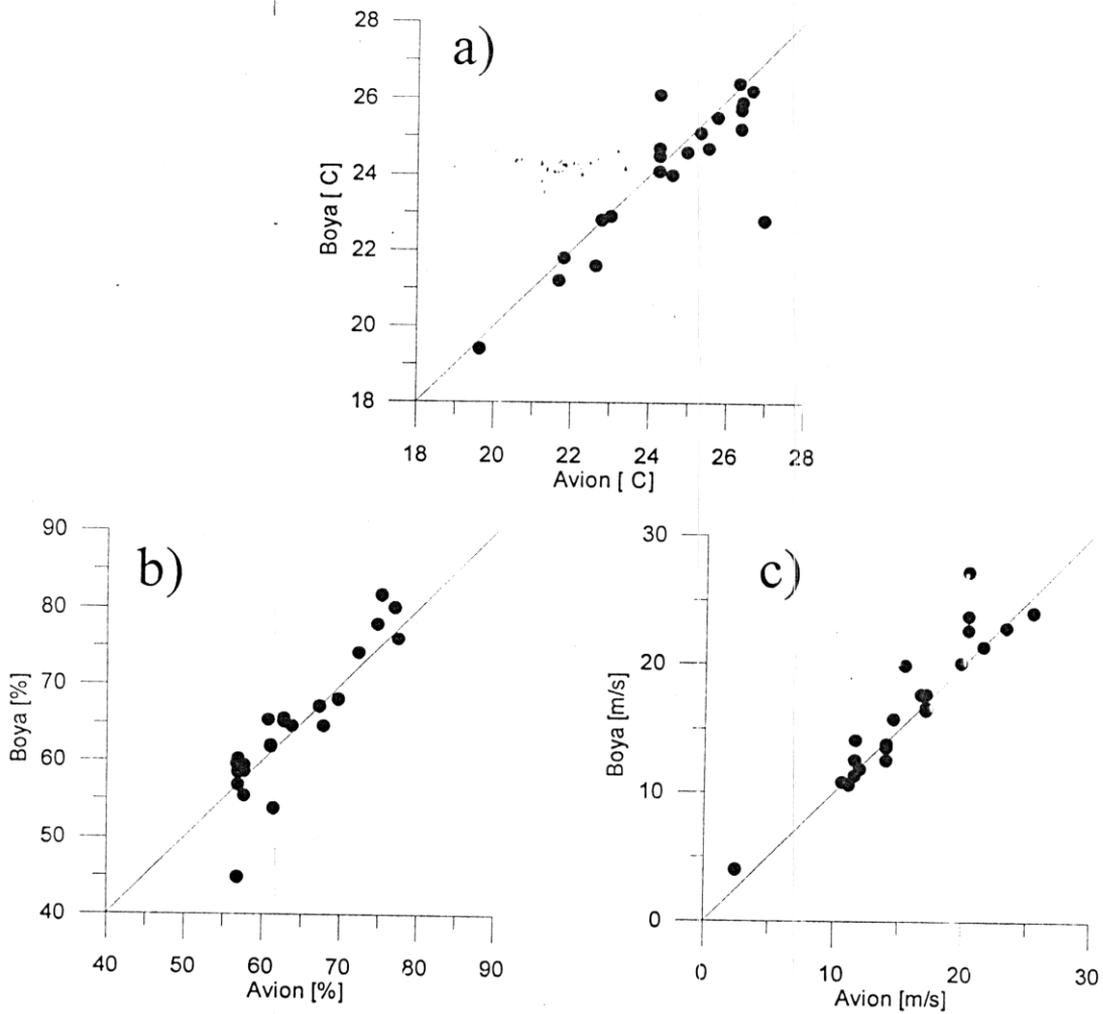


Figura 3.5 Comparación de a) la temperatura del aire, b) humedad relativa y c) magnitud de viento entre los valores medios del segmento más cercano al sondeo (abscisas) y el dato del sondeo (ordenadas)

Las variables medias del avión y las reportadas por los sondeos son en general consistentes (Figura 3.5). Sin embargo existen algunos puntos con diferencias significativas. No hay razones para pensar que los instrumentos fallaron sólo en esas ocasiones, se asume que estas diferencias se deben principalmente a la distancia y el tiempo que separan a las mediciones de la boya y del avión.

### 3.5 Determinación del Tiempo de Promedio

Para calcular los flujos turbulentos con los datos descritos en la sección anterior se utilizó el método de las covarianzas. Este método requiere que se establezca un tiempo de promedio que sea lo suficientemente pequeño para que no incluya variaciones de mayor escala que las turbulentas, pero que sea lo suficientemente grande para que incluya las diferentes frecuencias de los remolinos que en su conjunto conforman este fenómeno.

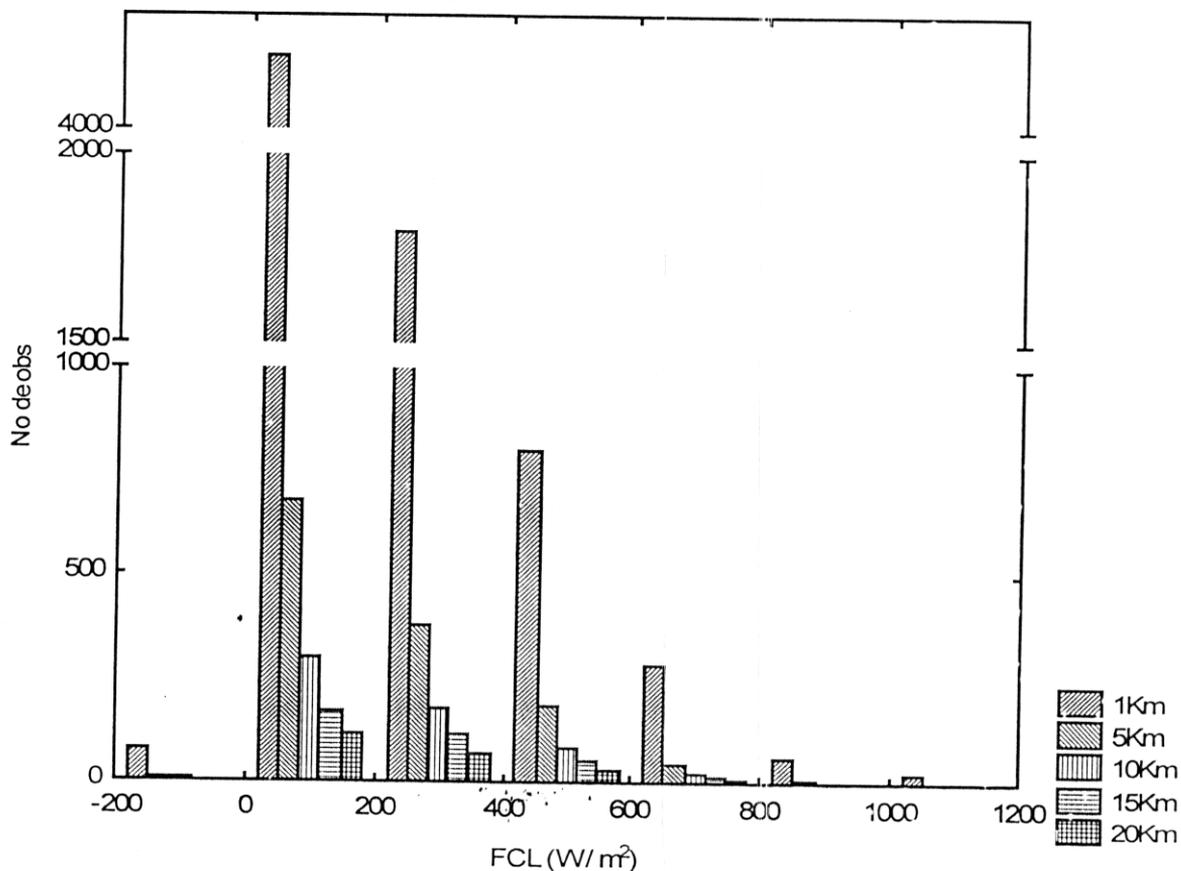
No existen criterios establecidos para determinar el tiempo de promedio para la delimitación de segmentos a partir de los cuales se realiza el cálculo de los flujos turbulentos. En este trabajo se evaluaron diferentes tiempos: 10s, 50s, 100s (1min 40s), 150s (2min 30s) y 200s (3min 20s) para determinar el más adecuado. Como el avión viaja aproximadamente a 100m/s estos tiempos se asocian a "distancias de promedio" y su correspondencia se muestra en la Tabla 3.3. En adelante distancia y tiempo de promedio se utilizan de forma intercambiable.

Tiempo (s)	Distancia (km)
10	1
50	5
100	10
150	15
200	20

Tabla 3.3 Equivalencia entre tiempos y distancias de promedio

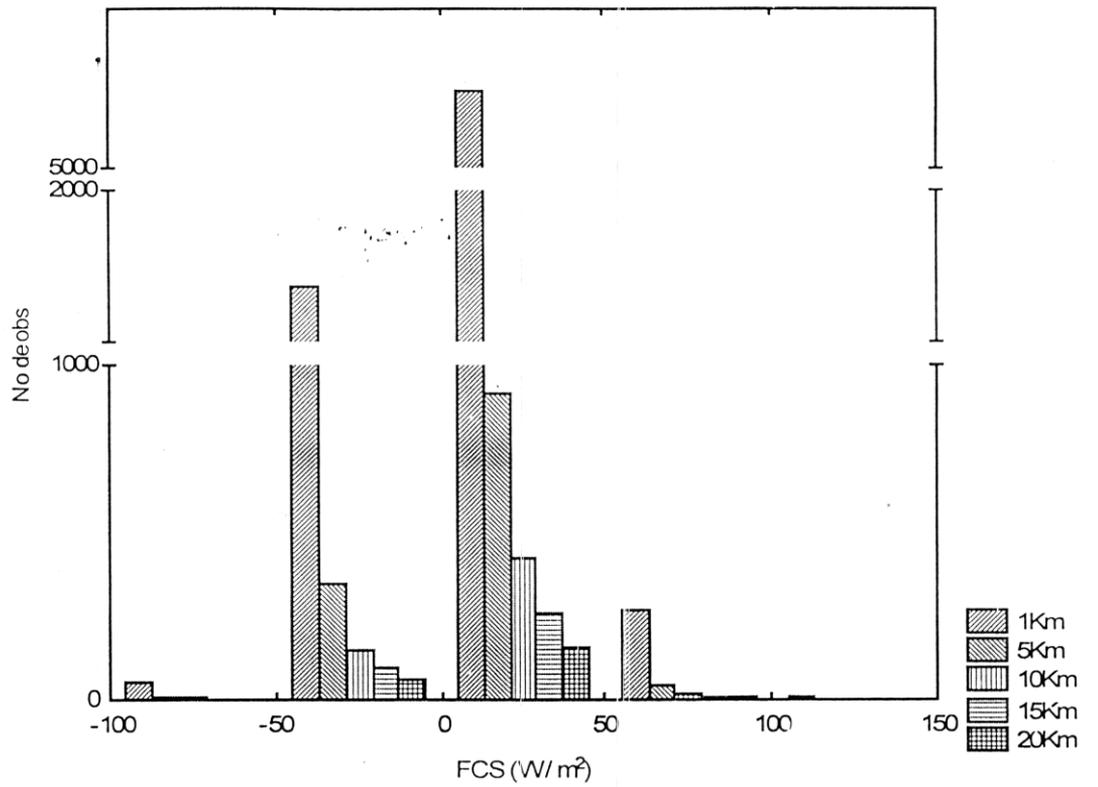
Se calcularon así, desde el tope de la capa superficial (para aquellas partes de los velos de los dos experimentos en los que el avión se encontraba a 50m o menos de altitud) los flujos de calor latente (FCL), de calor sensible (FCS), de entalpía (FE), de momento total (FMT) y de momento meridional (FMM). Además se estimó la energía cinética turbulenta (ECT). Estos cálculos se realizaron de la forma que se muestra en la Tabla 2.1.

En la Figura 3.6 se muestran las distribuciones de frecuencia de los flujos turbulentos de calor y momento para los diferentes tiempos de promedio. En la eila se incluyen tanto los resultados de EPIC como los de GOTEX y se observa que independientemente del tiempo de promedio, la distribución de frecuencias tiene la misma estructura en el rango de valores de cada uno de los flujos.

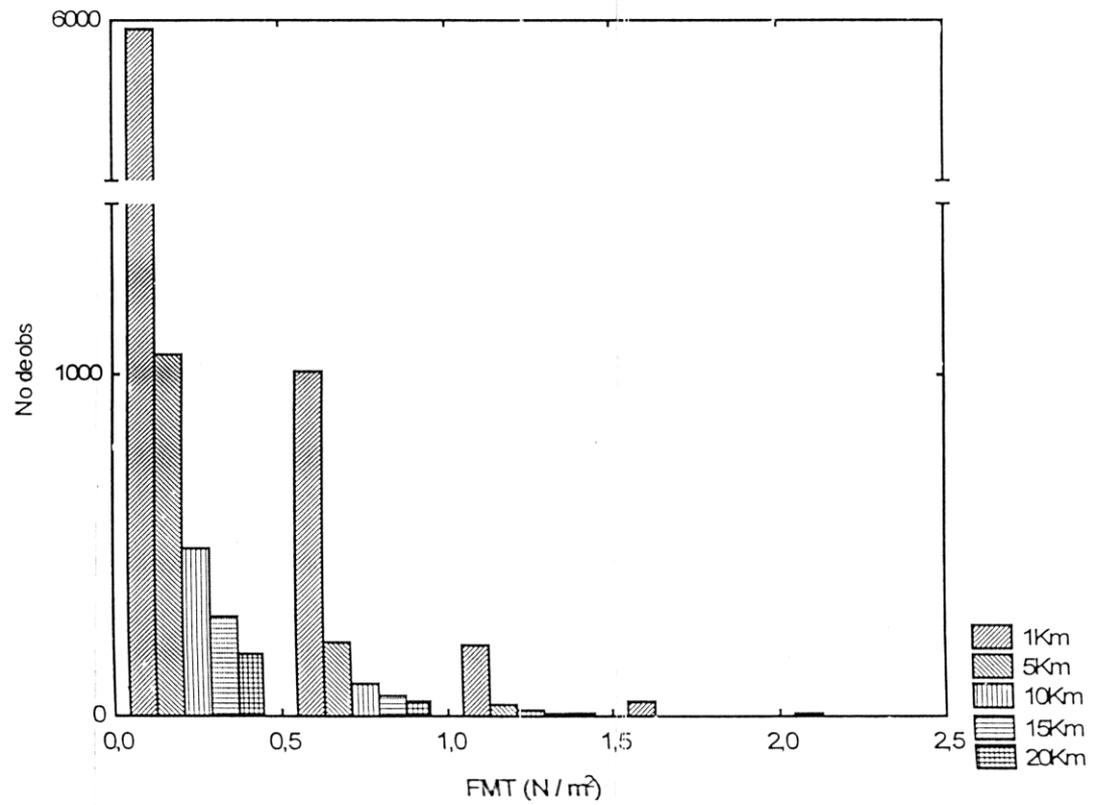


a)

Figura 3.6 Distribución de frecuencias de los flujos turbulentos de superficie para los diferentes tiempos de promedio a) FCL, b) FCS, c) FMT, d) FMZ y e) FMM

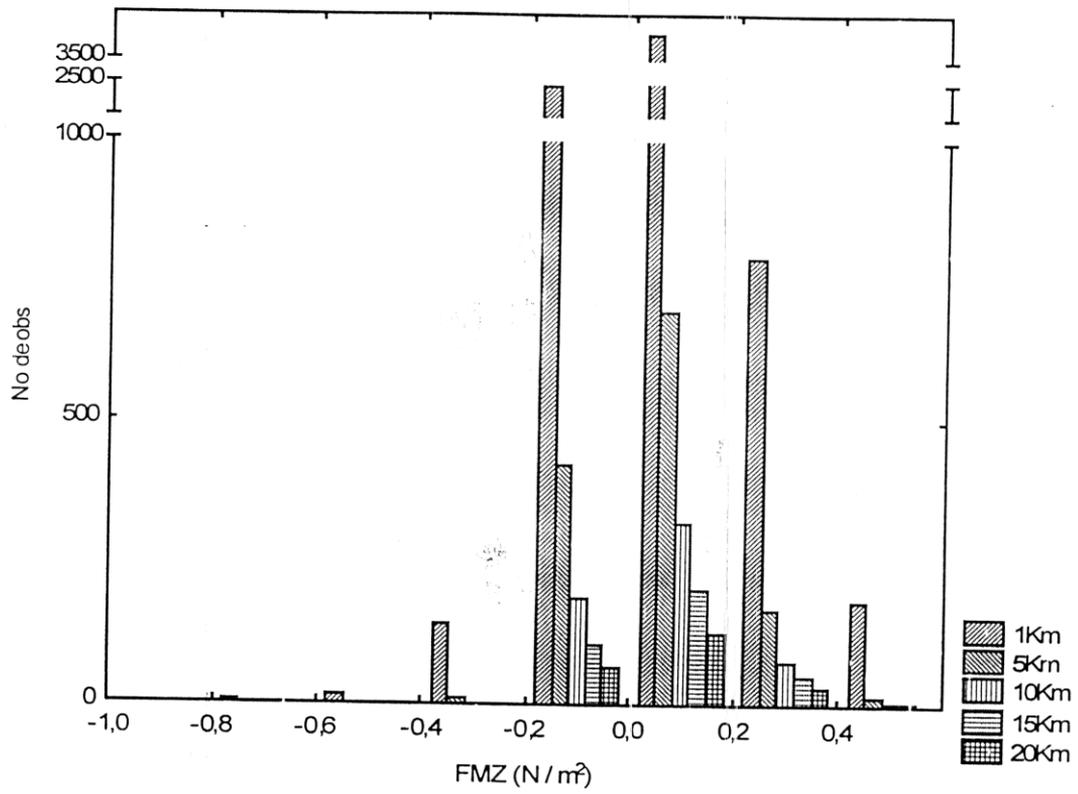


b)

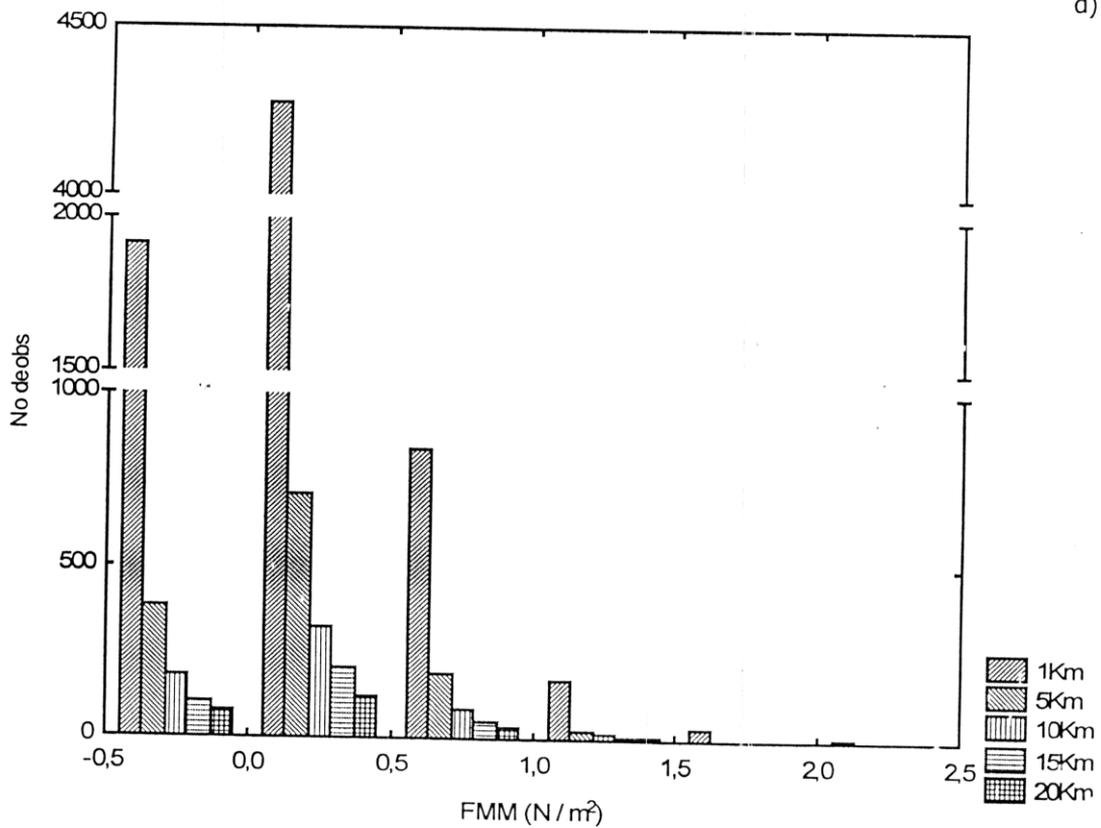


c)

Figure 3.5 Cont.



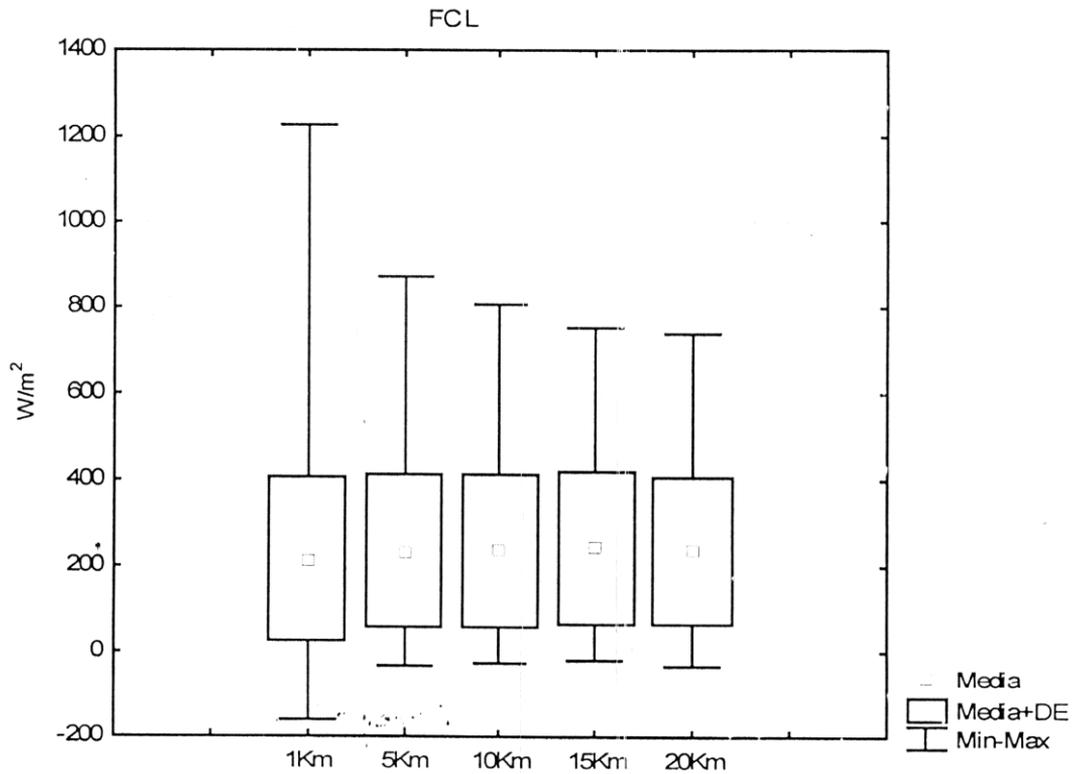
d)



e)

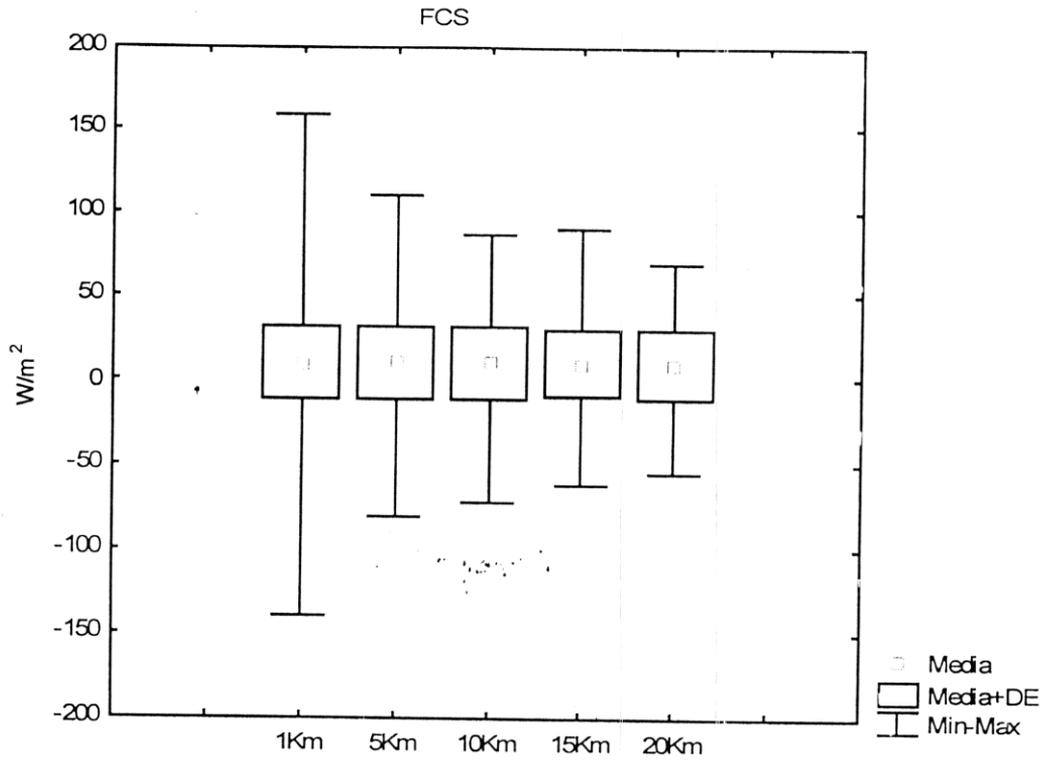
Figura 3.6 Cont.

En la Figura 3.7 se muestran diagramas de cajas y ejes de los flujos turbulentos de calor y momento para los diferentes tiempos de promedio. Se observa que ni la media ni las desviaciones estandar cambian mucho con la distancia de promedio. Obsérvese que la magnitud de los valores extremos sí es distinta en los diferentes tiempos de promedio, con un mucho mayor rango en el tiempo de promedio de 1km.

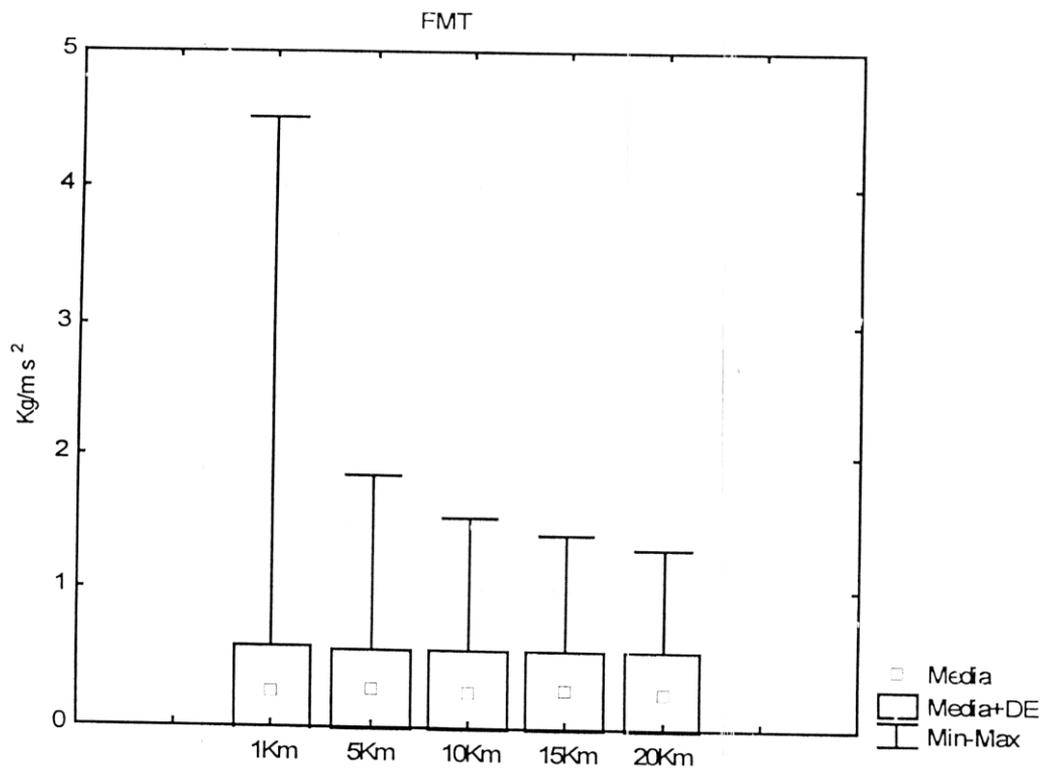


a)

Figura 3.7 Diagramas de cajas y ejes de los flujos turbulentos de superficie para los diferentes tiempos de promedio a) FCL, b) FCS, c) FMT, d) FMZ y e) FMM

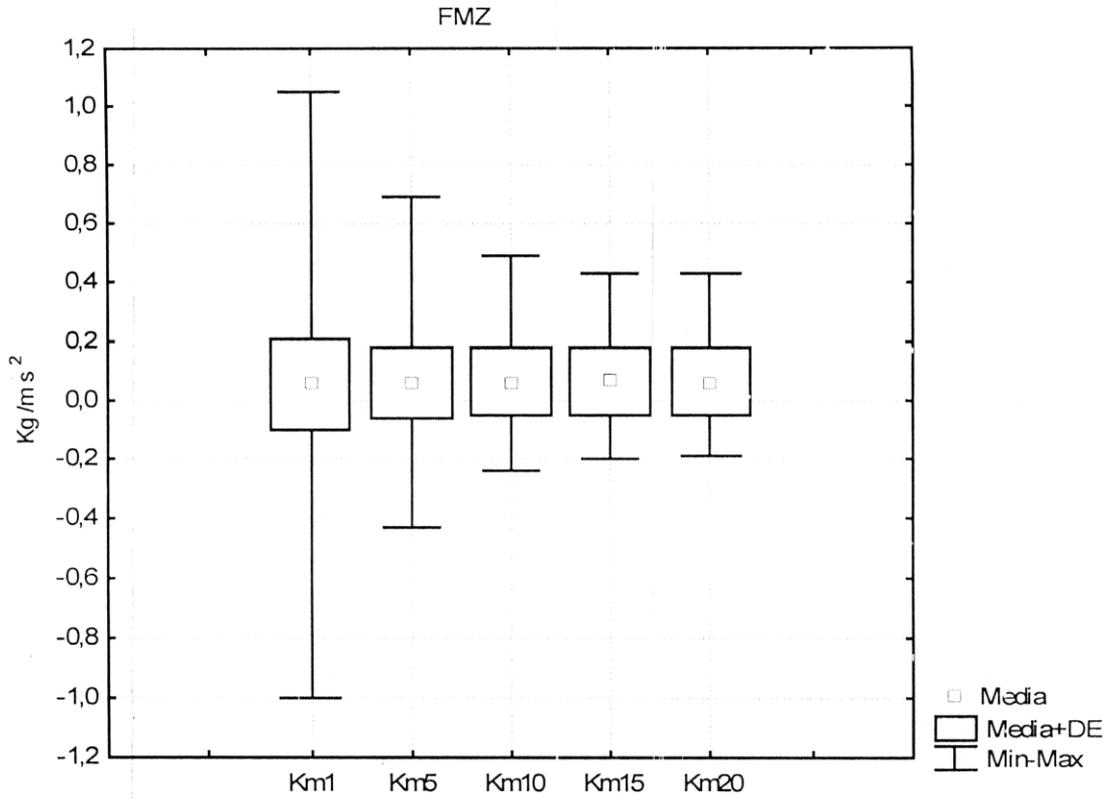


b)

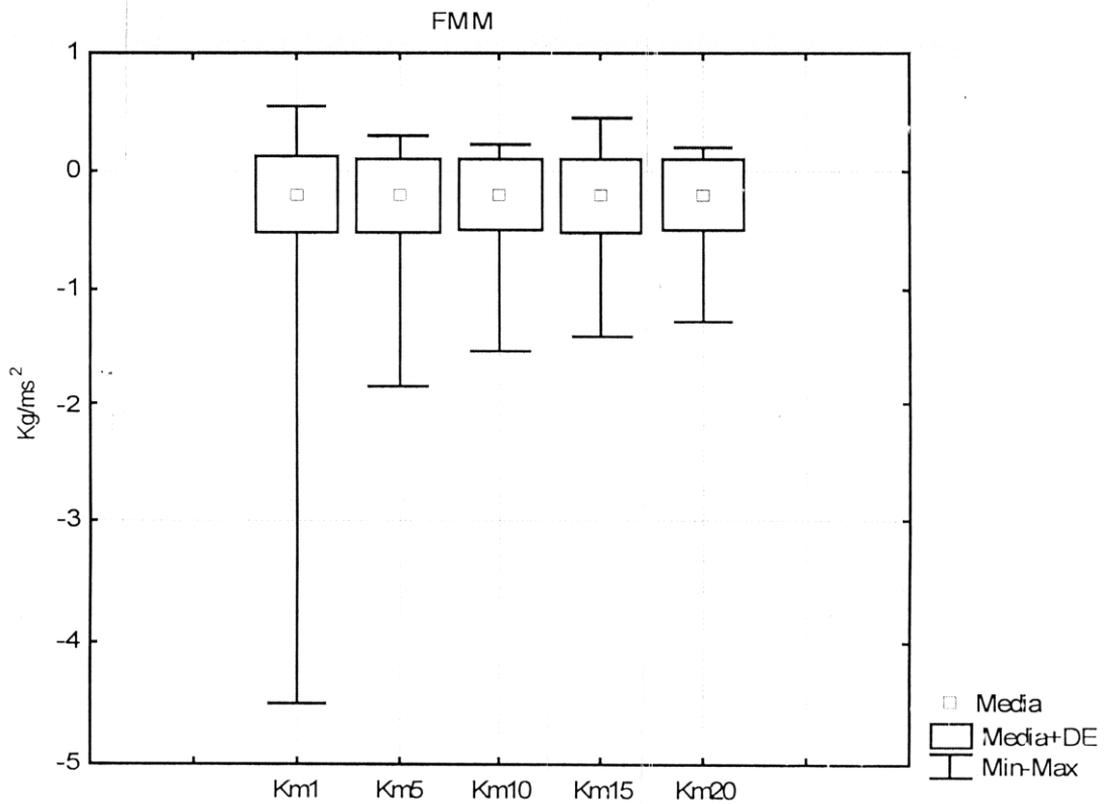


c)

Figura 3.7 Cont.



d)



e)

Figura 3.7 Cont.

En la Figura 3.8 se muestran los flujos resultados de los diferentes tiempos de promedio como función de la magnitud media del de viento y de la diferencia de temperaturas y las humedades específicas entre la superficie del mar y el aire en el caso de los flujos de calor. En esta figura se observa que, independientemente del tiempo de promedio, los datos tienen la misma distribución como función de las variables mencionadas. A partir de la figura es claro que los valores de los flujos, como función de las variables medias, no dependen del tiempo de promedio en sí. Además los valores tampoco dependen del experimento (que se puede considerar como la temporada del año) en el que fueron tomados, sino de las condiciones meteorológicas, por esto en adelante los datos de una y otra campaña se tratan indistintamente. En la Figura 3.8 se muestran los valores obtenidos con los datos de EPIC en azul y los de GOTEX con verde.

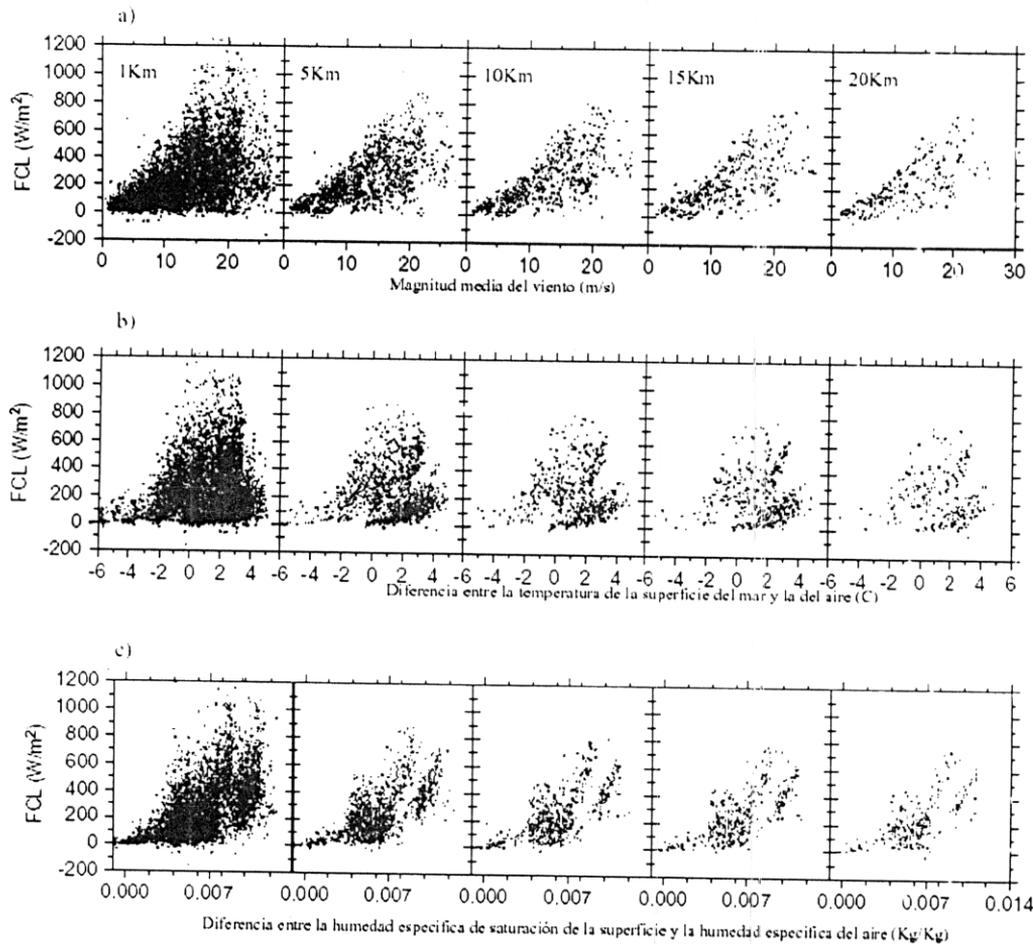


Figura 3.8 Flujos resultado de los diferentes tiempos de promedio como función de la magnitud media del viento y de la diferencia de temperatura y humedad específica entre la superficie del mar y el aire. Se muestra en a), b) y c) FCL, d) y e) FCS, f) FMT, g) FMZ y h) FMM. En azul se muestran los datos de EPIC y en verde los de GOTEX.

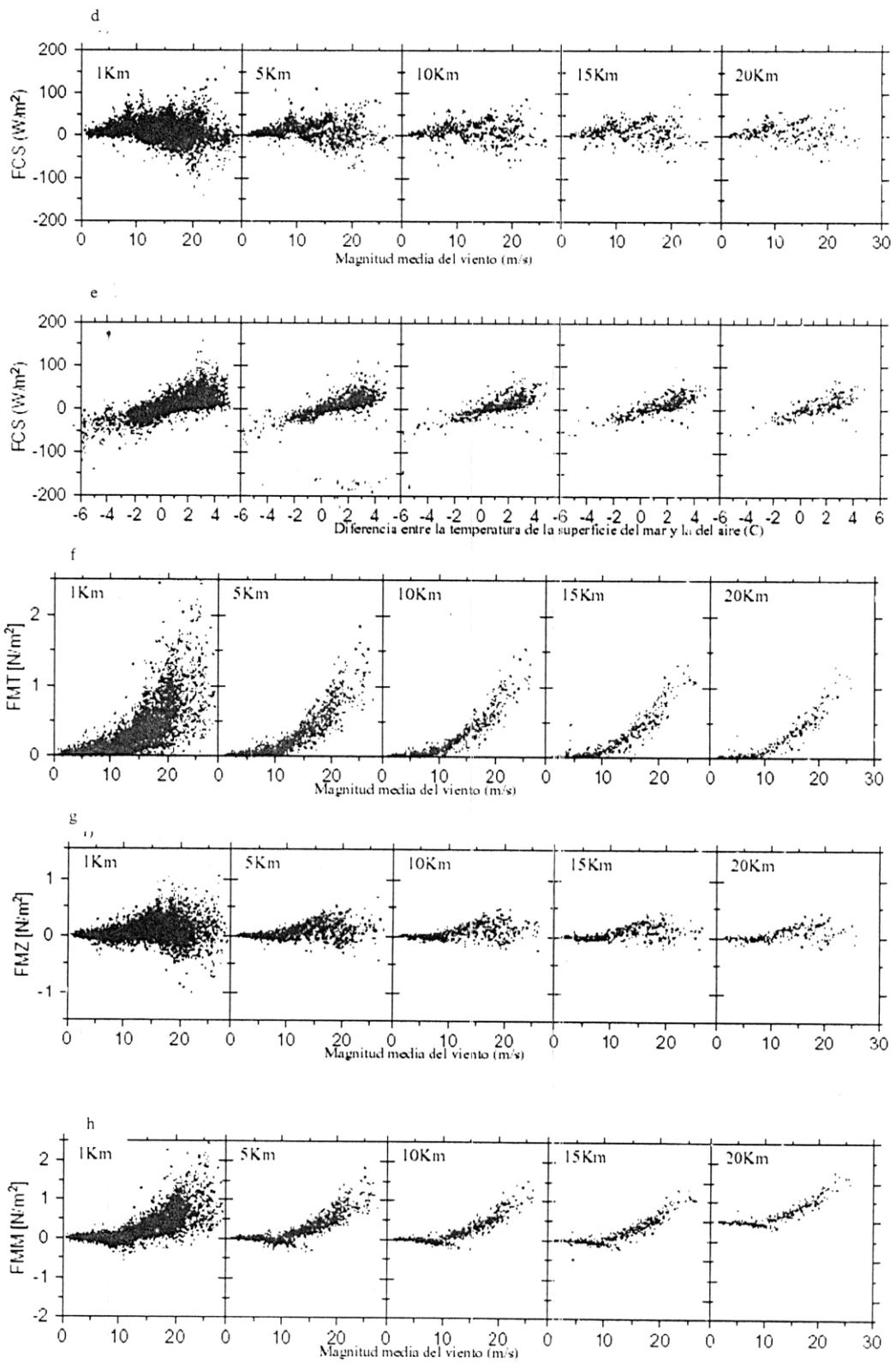


Figura 3.8 Cont.

Se concluye entonces que la mayor diferencia entre los diferentes tiempos de promedio es que el de 1km tiene un mayor rango de datos. Esta mayor variabilidad puede deberse a que este tiempo de promedio no abarca todo el rango asociado a la turbulencia o bien a una mayor presencia de *outliers* (lo que en este trabajo se consideran Outliers se discute en la sección 3.6). Así, cualquiera de los otros tiempos de promedio dará resultados semejantes ya que más allá de que entre ellos cambia el número de segmentos (Tabla 3.4), no hay diferencias significativas.

Distancias (km)	Segmentos
1	7247
5	1306
10	592
15	364
20	229

Tabla 3.4 Número de segmentos de las distintas distancias de promedio

Así, entre las distancias de promedio entre 5 y 20km puede afirmarse que sólo cambia el número de segmentos y dado que otros investigadores utilizan la distancia de 10km (Khelif, 2004, comunicación personal), en este trabajo se utiliza esa distancia.



BIBLIOTECA  
CENTRAL  
DOCUMENTACION

### 3.6 *Outliers*

Es difícil establecer criterios objetivos para distinguir entre series de tiempo que producirán *outliers* en las estimaciones de los flujos superficiales y de energía cinética turbulenta con el método de covarianzas sin rechazar información resultado de la variabilidad presente en la naturaleza. Esto, dado el gran rango de posibilidades en que pueden fluctuar cada una de las variables involucradas en el cálculo de éstos parámetros en los diferentes regímenes de tiempo meteorológico. Por eso se decidió identificar los *outliers* a posteriori.

Para determinar cuáles valores debían ser rechazados, se analizaron las series de tiempo de los segmentos correspondientes a los valores de los flujos que en las gráficas no parecían pertenecer a la misma población estadística que el resto de los valores (Figura 3.9).

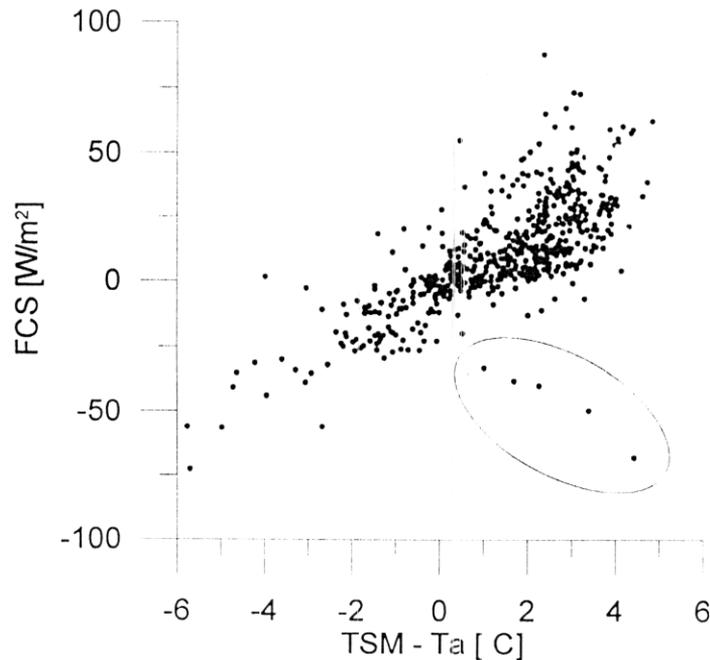


Figura 3.9 FCS como función de la diferencia de temperaturas: de la superficie del mar (TSM) y del aire ( $T_a$ ). Se señalan los valores que no pertenecen a la población estadística del resto de los valores.

Se rechazaron los valores de los flujos cuando se consideró que las perturbaciones podrían estar mal estimadas: cuando las series de tiempo de las variables medidas (temperatura, humedad, precipitación y las componentes zonal, meridional y vertical de viento) presentaron alguno de los siguientes casos:

1. Una tendencia en gran parte o en todo el segmento, es decir que los valores de la variable cambiaran constantemente a lo largo del segmento en una misma dirección (Figura 3.10 a).
2. Se mantienen cercanas a un valor en alguna región del segmento y luego cambian, "partiendo" así el segmento (Figura 3.10 b y c).
3. Cambios abruptos o demasiado grandes durante el segmento (Figura 3.10 c y d).

### EPIC VI# 6

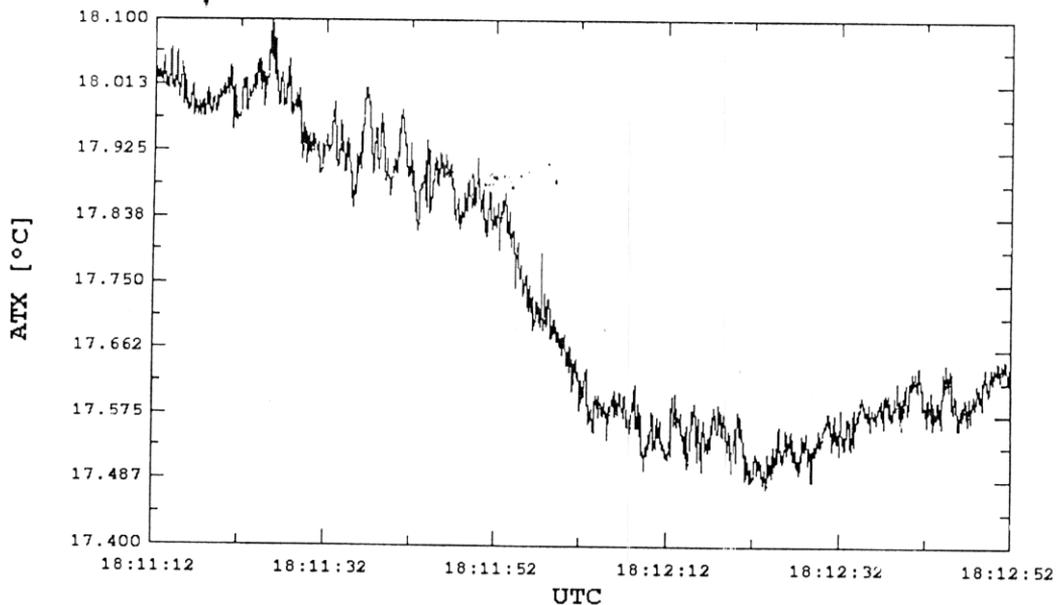
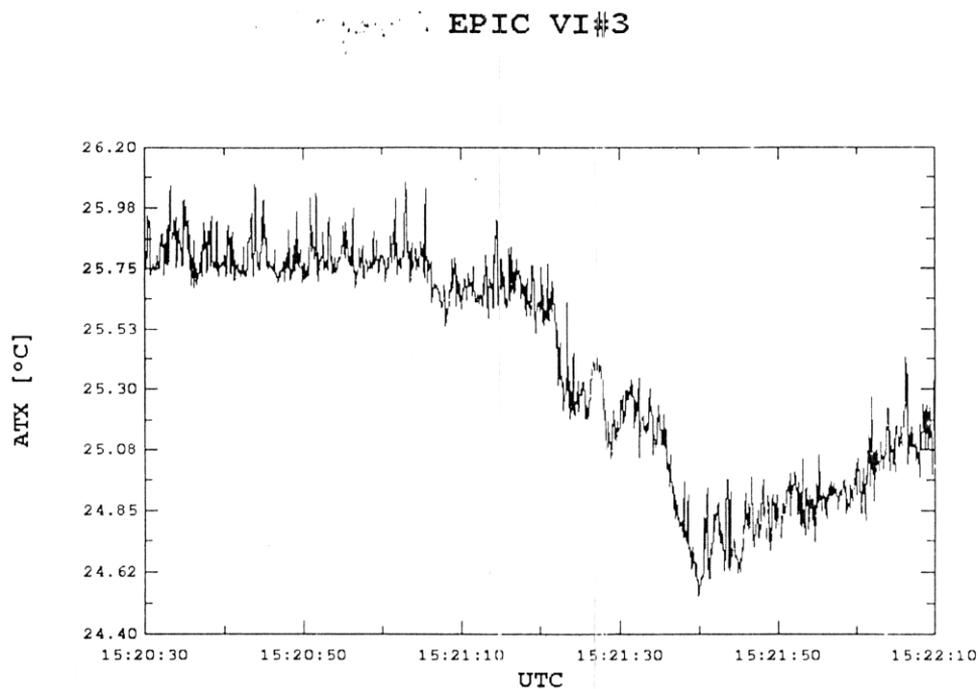
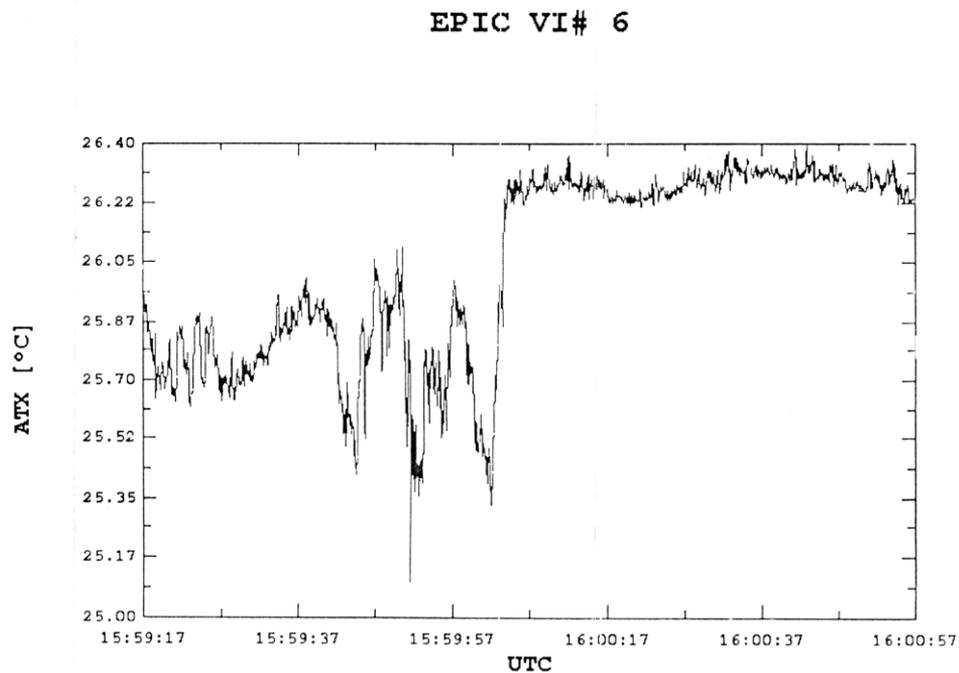


Figura 3.10 Ejemplos de series de tiempo de los diferentes casos en los que se rechazaron los valores de los flujos de superficie. Cada caso corresponde a un segmento (100s), ver Lista de Símbolos. a)

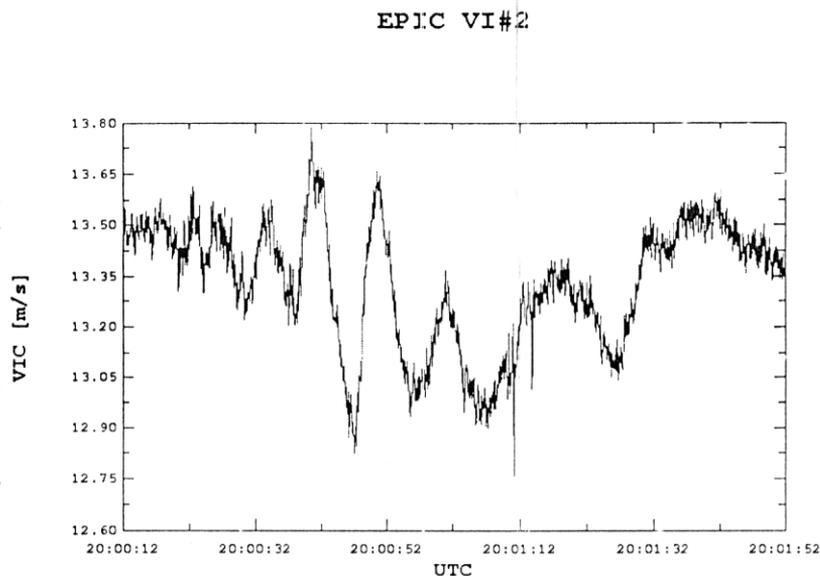


b)



c)

Figura 3.10 Cont.



d)

Figura 3.10 Cont.

Con estos criterios, de la totalidad de valores (2,368) se rechazaron 17 (0.63%). En la Tabla 3.5 se muestra el número de datos (por parámetro) aceptados y rechazados para cada uno de los experimentos. También se incluye en número total de datos utilizados en los cálculos posteriores, que se presenta como número absoluto y como porcentaje del número inicial de datos, en todos los casos este porcentaje fue mayor al 98%.

Variable	EPIC		GOTEX		Total EPIC y GOTEX
	Aceptados	Rechazados	Aceptados	Rechazados	Utilizados Núm/%
FCL	260	0	331	1	591/99.83
FCS	255	5	332	0	587/99.16
FMM	260	0	331	1	591/99.83
ECT	257	3	325	7	582/98.31
Total	1,032	8	1,319	9	2353/99.37

Tabla 3.5 Número de valores aceptados y rechazados (*outliers*) por variable y por experimento. Se presenta el número total (resultado de sumar los casos de los dos experimentos) y el porcentaje de aceptados del número inicial de datos disponibles.

Si bien esta forma de determinar cuáles valores son *outliers* puede producir que se conserven algunos de ellos, éstos están siempre dentro de las nubes de dispersión de la muestra y su consideración no cambia significativamente las conclusiones que se obtengan. Por otro lado, esta forma de determinar los *outliers* evita que se rechace un gran número de valores que son resultado de series de tiempo que presentan la variabilidad que se encuentra en la naturaleza.

## Capítulo 4: Caracterización de los Flujos Turbulentos de Superficie en la Muestra

Con las consideraciones discutidas en el Capítulo 3 se determinaron los flujos turbulentos de momento y calor, además de la energía cinética turbulenta. A continuación se presentan sus características en la muestra.

### 4.1 Flujo de Calor Latente

Se muestra la dependencia del FCL de la intensidad de viento, de la diferencia entre la temperatura de la superficie del mar y la del aire además de la dependencia del FCL de la diferencia entre la humedad específica de saturación de la superficie del mar y la humedad específica del aire (Figura 4.11). En la figura se observa que el FCL guarda una relación de proporcionalidad con las tres variables.

Aunque el FCL depende de los tres parámetros, su valor está mayormente determinado por la intensidad de viento y la diferencia de humedades específicas: Para una misma diferencia de temperaturas, por ejemplo de entre  $-2$  y  $3\text{C}$ , se puede observar prácticamente cualquiera de los valores que toma el flujo en la muestra. Por otro lado en el rango de temperaturas entre  $0$  y  $4\text{C}$  (Figura 4.11 b) hay dos cúmulos de puntos en el diagrama de dispersión, siendo significativamente menores los valores de FCL obtenidos en EPIC (azul). Esta diferencia se da porque estos puntos están asociados a la vez a menores intensidades de viento y menores diferencias de humedades específicas (Figura 4.11).

En la Figura 4.11 c) se distinguen dos cúmulos de puntos en los datos de GOTEX (puntos verdes en la figura), los puntos asociados a mayores diferencias de humedades específicas corresponden a valores del vuelo de investigación número 9 del experimento. El promedio de la diferencia de humedades específicas durante este vuelo ( $0.00907 \text{ Kg/Kg}$ ) fue mayor que el

promedio de todos los datos de la muestra (0.00703 Kg/Kg). A pesar que durante este vuelo se observaron las mayores diferencias de humedades específicas, no se observan los mayores valores de FCL: el rango en el que fluctúan los valores de FCL para este subconjunto de datos, va desde valores cercanos a los 300 W/m<sup>2</sup> hasta alrededor de los 700 W/m<sup>2</sup>.

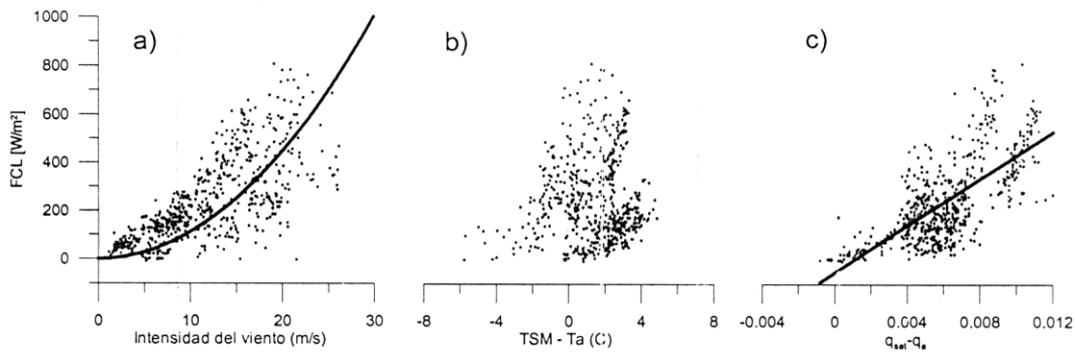


Figura 4.11 FCL como función de a) la magnitud media del viento b) la diferencia de temperaturas entre la superficie del mar y el aire y c) la diferencia de humedades específicas, de saturación de la superficie del mar y del aire. En azul se muestran los datos obtenidos de EPIC y en verde los de GOTEX. Se incluye la función cuadrática de mejor ajuste del flujo como función de la intensidad del viento ( $FCL = 1.12Ws^{-2}m^{-4} V^2$ ) y la función lineal de mejor ajuste como función de la diferencia de humedades específicas ( $FCL=48,253 Wm^{-2}(q_{sat}-q_a)-53.9Wm^{-2}$ ).

La Ecuación 4.1 (Stull, 1994) es la ecuación de pronóstico del FCL en la dirección vertical y está escrita en notación sumatoria de Einstein. Ésta tiene términos de producción: por cizalla del viento (término b), por gradiente de humedad (término c) y por la relación entre temperatura y humedad (término e); de transporte: por advección (término a) y por procesos turbulentos (término d); de redistribución (término f); además de términos de disipación (término g).

$$\begin{aligned}
 & \overset{a}{\frac{\partial(\overline{q'w'})}{\partial t}} + \overset{b}{\overline{U}_j \frac{\partial(\overline{q'w'})}{\partial x_j}} = -\overset{c}{(\overline{q'u'_j}) \frac{\partial \overline{W}}{\partial x_j}} - (\overline{w'u'_j}) \frac{\partial \overline{q}}{\partial x_j} - \\
 & \overset{d}{\frac{\partial(\overline{q'w'u'_j})}{x_j}} + \overset{e}{\left( \frac{q'\theta'_v}{\theta_v} \right) g} + \overset{f}{\left( \frac{1}{\rho} \right) \left( \frac{\partial \overline{p'q'}}{\partial z} \right)} - 2\varepsilon_{u3v} \quad 4.1
 \end{aligned}$$

Suponiendo que las variaciones de los flujos son proporcionales a los flujos mismos, suposición congruente con los valores de los datos de la muestra, el análisis de escala de la ecuación,

realizado a partir de la información de los datos observados durante los experimentos, deja ver que los ordenes de magnitud de los términos de la Ecuación 4.1, que sumados resultan en los FCL, varían entre  $10^{-4}$  y  $10^{-11} \text{m/s}^2$ .

Los términos de mayor magnitud son los de producción debida al gradiente de humedad y son proporcionales a la magnitud del viento al cuadrado y al gradiente de humedad. Los términos que le siguen en importancia a éstos, son de dos órdenes de magnitud menores. Así, se ajustó al FCL (como función del viento medio) una función con un solo término (cuadrático) y la curva de mejor ajuste es:  $\text{FCL} = 1.12 \text{Ws}^2\text{m}^{-4} V^2$ . Además se ajustó al FCL, como función de la diferencia de humedades, una función lineal y la curva de mejor ajuste es  $\text{FCL} = 48,253 \text{Wm}^{-2}(q_{\text{sat}} - q_a) - 53.9 \text{Wm}^{-2}$ . Dada la dispersión de los puntos los coeficientes de correlación de estas curvas son muy bajos, de 0.32 y 0.49 respectivamente.

Cuando los datos de FCL se promedian por intervalos de 1m/s, la forma funcional del flujo con respecto a la magnitud del viento es más clara y para la muestra observada se ajustó una función cuadrática que se presenta en la Figura 4.12 a. Los datos de FCL también se promediaron en intervalos de 0.0128Kg/Kg, la forma funcional del flujo con respecto a la diferencia de humedades también es más clara y para la muestra observada se ajustó una función lineal (Figura 4.12 b).

En la Figura 4.12 los puntos de color rojo pertenecen a promedios realizados con menos de 14 observaciones y no se consideran en las funciones de mejor ajuste. En el caso de la función del FCL con respecto al viento, la curva de mejor ajuste es  $\text{FCL} = 1.21 \text{Ws}^2\text{m}^{-4} V^2$ . En el caso de la función con respecto a la diferencia de humedades específicas, la recta de mejor ajuste es  $\text{FCL} = 48,454.1 \text{W/m}^2 - 37.67 \text{W/m}^2$ . Los coeficientes de determinación de las funciones calculadas con respecto a esta información promediada son mucho más altos, de 0.75 y 0.87 respectivamente.

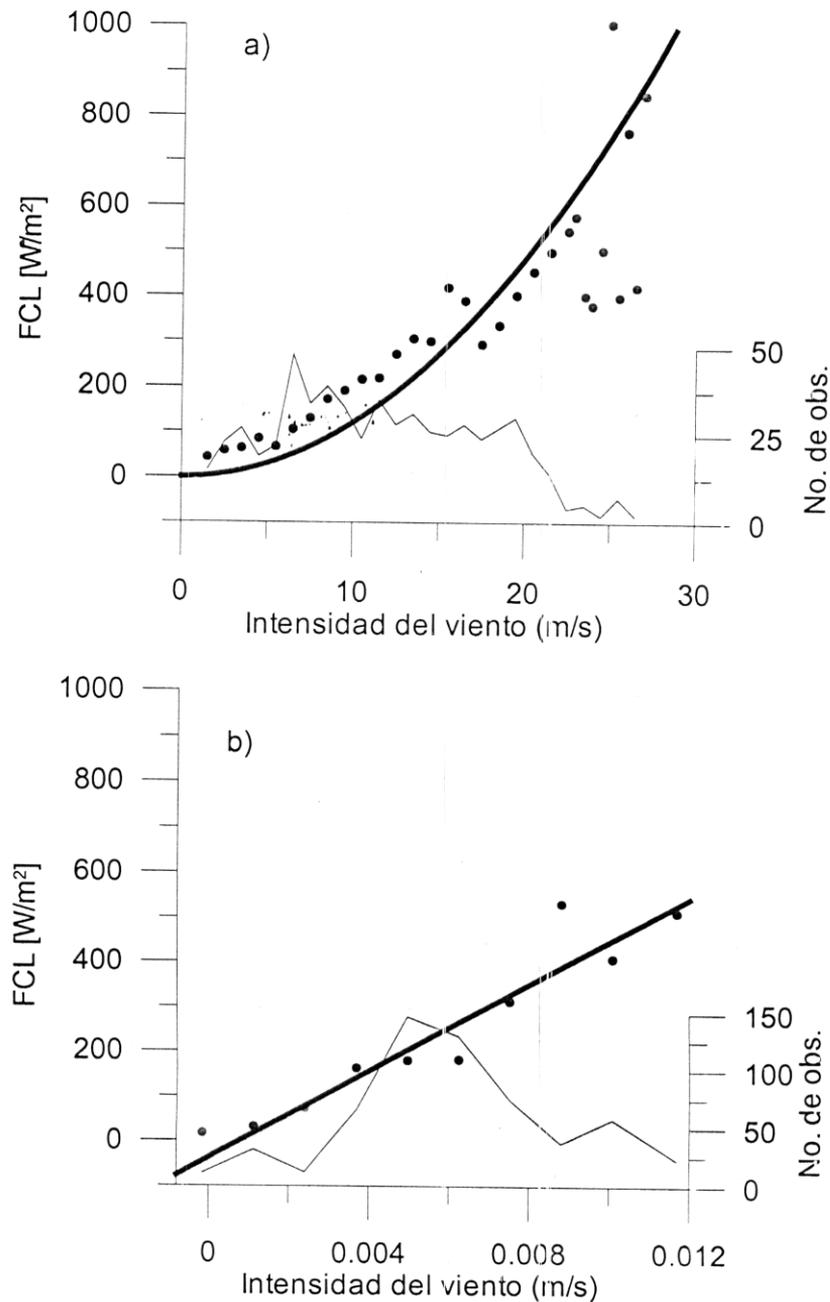


Figura 4.12 Promedios de FCL de conjuntos de datos, en grupos de a) 1m/s y b) 0.0128 Kg/Kg, como función de a) la magnitud media del viento y b) de la diferencia de humedades específicas. Las líneas gruesas son las curvas de mejor ajuste:  $FCL = 1.21 Ws^2m^{-4}V^2$  y  $FCL = 48,454.1 W/m^2 - 37.67 W/m^2$ .

Las líneas delgadas muestran el número de observaciones con que se realizó cada uno de los promedios. En rojo se muestran los valores (obtenidos con menos de 14 datos) que no se incluyen en el cálculo de las funciones de mejor ajuste.

## 4.2 Flujo de Calor Sensible y de Entalpía

Se muestra la dependencia del FCS de la magnitud de viento y de la diferencia entre las temperaturas de la superficie del mar y del aire (Figura 4.13). Se observa que a mayor magnitud de viento el FCS puede tomar mayores valores, ya sea positivos o negativos. Es decir que los máximos valores del FCS son proporcionales a la magnitud del viento, sin embargo a todo lo largo del rango de vientos se observan valores de FCS cercanos a 0 W/m<sup>2</sup>. De hecho los valores que toma el FCS están más o menos homogéneamente distribuidos entre su valor mínimo y su valor máximo para cada intensidad de viento.

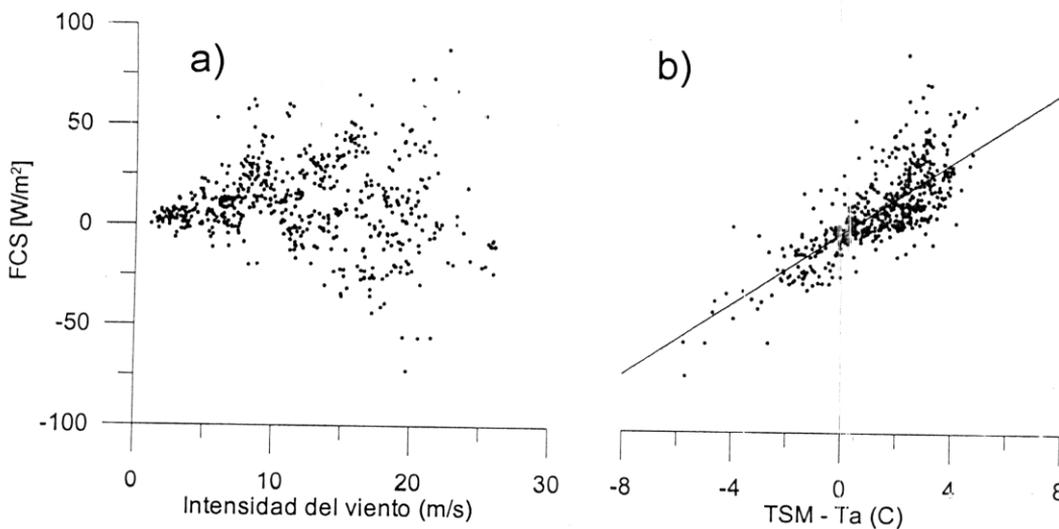


Figura 4.13 FCS como función de a) la magnitud media del viento y b) la diferencia de temperaturas entre la superficie del mar y el aire. En azul se muestran los datos obtenidos de EPIC y en verde los de GOTEX. Se incluye la recta de mejor ajuste del flujo como función de la diferencia de temperaturas, que es  $FCS = 8.801 \text{ Wm}^2\text{K}^{-1}(TSM - Ta) - 1.427 \text{ Wm}^2$ .

Se puede observar que el FCS no sobrepasa los 25W/m<sup>2</sup> cuando la media de las magnitudes del viento es menor a 5m/s. Sin embargo debe notarse que el menor valor de viento medio en la muestra es de 1.12m/s. Esto es, no se tiene información a menores intensidades de viento y la conclusión no se puede extrapolar a ellas, donde el flujo está determinado mayormente (y en situación de calma en su totalidad) por las condiciones termodinámicas.

La Ecuación 4.2 (Stull, 1994) es la ecuación de pronóstico de FCS y como la Ecuación 4.1 está escrita en notación sumatoria de Einstein. Ésta tiene términos de producción: por cizalla de viento (término b), por gradiente de temperatura (término c) y por flotabilidad (término e); de transporte: por advección (término a) y por procesos turbulentos (término d); de redistribución (término f); además de términos de disipación (término g).

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\overline{\theta'w'})}{\partial t} + \overline{U}_j \frac{\partial(\overline{\theta'w'})}{\partial x_j} &= -(\overline{\theta'u'_j}) \frac{\partial \overline{W}}{\partial x_j} - (\overline{w'u'_j}) \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial x_j} - \\ &\frac{\partial(\overline{\theta'w'u'_j})}{\partial x_j} + \left(\frac{\theta'\theta'_v}{\theta'_v}\right)g + \left(\frac{1}{\rho}\right)\left(\frac{\overline{p'\partial\theta'}}{\partial z}\right) - 2\varepsilon_{v3\theta} \end{aligned} \quad 4.2$$

Suponiendo que las variaciones de los flujos son proporcionales a los flujos mismos, como en el caso del FCL, el análisis de escala de la ecuación, realizado a partir de la información de los datos observados durante los experimentos, deja ver que los ordenes de magnitud de los términos que sumados resultan en los FCS varían entre 10<sup>0</sup> y 10<sup>-4</sup>ms<sup>-2</sup>K.

El término de mayor magnitud es el de producción asociada a la flotabilidad (10<sup>0</sup>ms<sup>-2</sup>K). Este término es proporcional al gradiente de temperatura en la vertical. El término de producción asociada al gradiente de temperatura es el que le sigue en importancia relativa y es un orden de magnitud menor. Así, en este caso se ajustó una función lineal al flujo de calor sensible con respecto a la diferencia de temperaturas media entre la TSM y la temperatura ambiente. La recta de mejor ajuste es FCS = 8.801 Wm<sup>-2</sup>K<sup>-1</sup> (TSM - Ta) - 1.427 Wm<sup>-2</sup>, tiene un coeficiente de determinación de 0.59 y se muestra en la Figura 4.13 b.

La mayor relación entre los FCS y la diferencia de temperaturas que entre los FCS y la magnitud media del viento, también se observa aún cuando los datos se agrupan en intervalos de magnitudes de viento de 1m/s. En la Figura 4.14 se presenta la relación entre las tres variables, haciendo promedios de los datos en grupos de 1m/s.

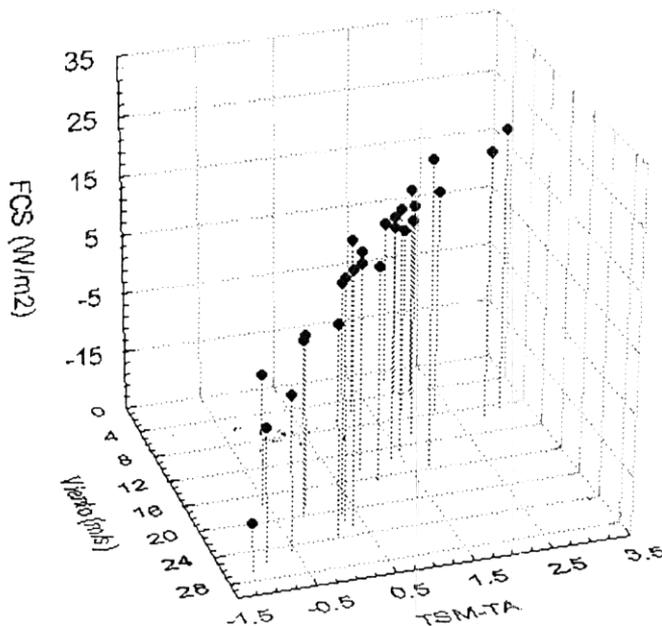


Figura 4.14 FCS como función de la magnitud media del viento y la diferencia de temperaturas entre la superficie del mar y el aire

Por otro lado, cuando los datos de FCS se promedian por intervalos de 1C, como en el caso del FCL con la magnitud del viento, la forma funcional del flujo con respecto a la diferencia de temperaturas es más clara. Para la muestra observada, de acuerdo a lo discutido, se ajustó una función lineal que se presenta en la Figura 4.15.

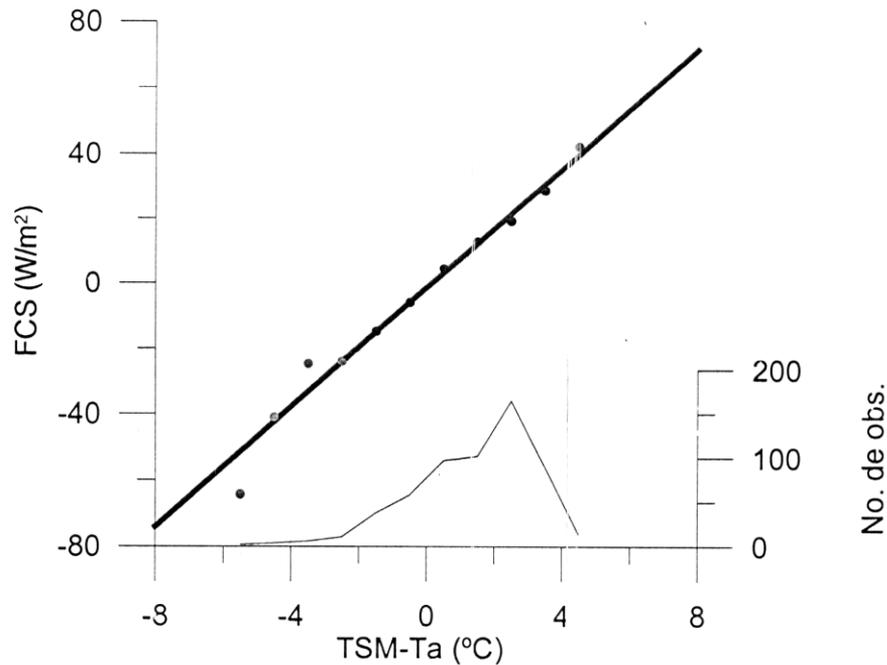


Figura 4.15 Promedios de FCS de conjuntos de datos (en grupos de 1m/s) como función de la diferencia de temperaturas entre la superficie del mar y del aire. La función de mejor ajuste es  $FCS = 9.089 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}(TSM-Ta) - 1.362 \text{ Wm}^{-2}$  (línea gruesa). La línea delgada muestra el número de observaciones con que se realizó cada uno de los promedios. En rojo se muestran los valores (obtenidos con menos de 14 datos) que no se incluyeron en el cálculo de la función.

En la Figura 4.15 los puntos de color rojo pertenecen a promedios realizados con menos de 14 observaciones y no se consideran en la función de mejor ajuste. El coeficiente de determinación de la recta de mejor ajuste, que es  $FCS = 9.089 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1} (TSM - Ta) - 1.362 \text{ Wm}^{-2}$  es muy alto, de 0.99. Sin embargo debe notarse que el número de datos con el que se realizó este ajuste es muy pequeño, de sólo 7, que corresponden a un intervalo de 7°C (en el rango de -2 a 5°C).

En la Figura 4.16 se muestra la dependencia del FE de la intensidad de viento y de la diferencia entre las temperaturas de la superficie del mar y del aire. En ésta se observa que el FE se comporta prácticamente de la misma manera que el FCL. Este resultado era de esperarse dado que la entalpía puede verse como la suma del calor latente y del calor sensible (los máximos del FCL son un orden de magnitud mayores que los del FCS).

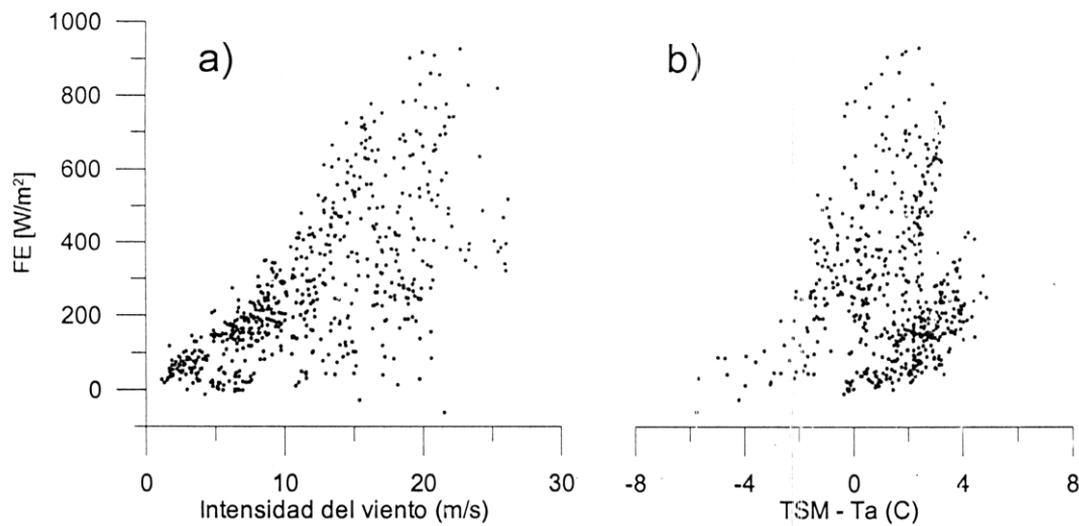


Figura 4.16 FE como función de a) la intensidad media del viento y b) la diferencia de temperaturas entre la superficie del mar y el aire. En azul se muestran los datos obtenidos de EPIC y en verde los de GOTEX.

### 4.3 Flujos de Momento y de Energía Cinética Turbulenta

En la Figura 4.17 se muestra el FMT como función de la magnitud media de viento. En la figura se observa que el FMT presenta una relación muy estrecha con esta variable.

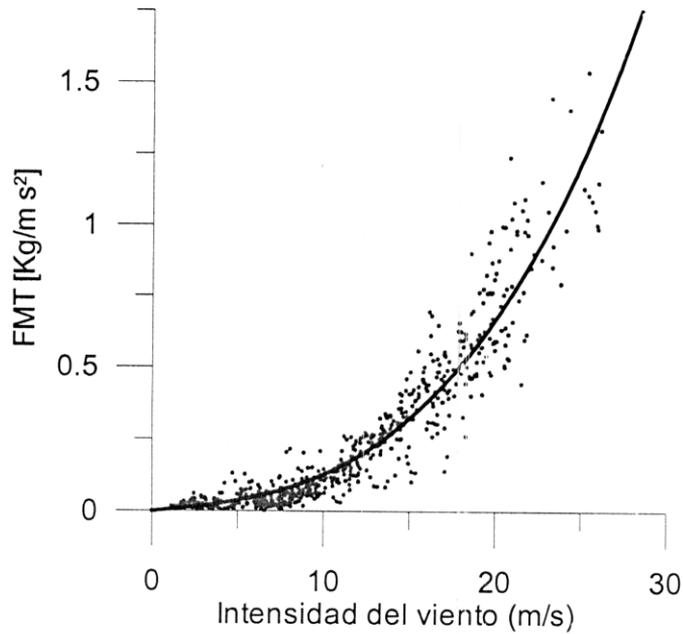


Figura 4.17 FMT como función de la intensidad media del viento. En azul se muestran los datos obtenidos de EPIC y en verde los de GOTEX. Se muestra la curva de mejor ajuste  
 $FMT = 5.9307E-3 \text{ Nsm}^{-3} V + 6.83E-5 \text{ Ns}^3\text{m}^{-5} V^3$

Las ecuaciones de pronóstico del FMZ  $\overline{(u'w')}$  y del FMM  $\overline{(v'w')}$ , que son los parámetros con que se estima el FMT  $\sqrt{\overline{(u'w')^2} + \overline{(v'w')^2}}$  se obtienen haciendo  $i=1$  y  $2$  en la Ecuación 4.3 (Stull, 1994).

$$\begin{aligned}
 & \overset{a}{\frac{\partial \overline{(u'_i w')}}{\partial t}} + \overset{b}{\overline{U}_j \frac{\partial \overline{(u'_i w')}}{\partial x_j}} = - \overset{c}{\overline{(u'_i u'_j)} \frac{\overline{W}}{x_j}} - \overline{(w' u'_j)} \frac{\partial \overline{U}_i}{x_j} - \\
 & \overset{d}{\frac{\partial \overline{(u'_i u'_j w')}}{x_j}} + \left( \overset{e}{\frac{g}{\theta_v}} \right) \overline{(u'_i \theta'_v + w' \theta'_v)} + \left( \overset{f}{\frac{p'}{\rho}} \right) \left( \overset{g}{\frac{\partial \overline{u'_i}}{\partial z} + \frac{\partial \overline{w'}}{\partial x_i}} \right) - 2\epsilon_{u_i w} \quad 4.3
 \end{aligned}$$

Estas ecuaciones tienen términos de producción: por cizalla del viento medio (términos b y c) y por flotabilidad (término e); de transporte: por advección del viento medio (término a), por movimientos turbulentos (término d) y por difusión asociada a las variaciones en el campo de presión (término f); además del término de disipación por viscosidad (término g). Suponiendo que las variaciones de los flujos son proporcionales a los flujos mismos, suposición congruente con los datos de la muestra, el análisis de escala de estas ecuaciones, realizado a partir de la información de los datos observados durante los experimentos, deja ver que los órdenes de magnitud de los términos, que sumados resultan en los flujos turbulentos de momento varían entre  $10^{-1}$  y  $10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$ .

En el rango de magnitud de viento en el que se tomó la muestra, los términos de producción por cizalla del viento horizontal y de advección del flujo de momento por el viento medio horizontal son los de mayor orden de magnitud ( $10^{-1} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$ ). El análisis de escala revela que estos términos son todos proporcionales a la rapidez del viento al cubo.

Los términos de transporte de flujo de momento por movimientos turbulentos y los de la componente vertical del término de producción por cizalla del viento medio horizontal, tienen un orden de magnitud de  $10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$  y también son proporcionales a la magnitud del viento al cubo.

Además de estos últimos términos, hay en las ecuaciones, otros dos de orden de magnitud  $10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$ , éstos son los de producción asociada a flotabilidad y difusión relacionada con cambios de presión, estos dos términos son proporcionales a la magnitud del viento de forma lineal. El resto de los términos tiene ordenes de magnitud entre  $10^{-3}$  y  $10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-3}$  y no son importantes en la determinación de los flujos verticales de momento.

Así se ajustó a los datos de FMT una función polinomial de grado 3 que incluye un término lineal. La curva que mejor se ajusta a los datos es  $\text{FMT} = 5.9307\text{E-}3 \text{ Nsm}^{-3} \text{ V} + 6.83\text{E-}5 \text{ Ns}^3\text{m}^{-5} \text{ V}^3$  (Figura 4.17). Esta función tiene un coeficiente de determinación muy alto,  $r^2=0.89$ .

Cuando los datos de FMT se promedian por intervalos de 1m/s, la forma funcional del flujo con respecto a la magnitud del viento es todavía más clara y para la muestra observada se ajustó una nueva función cúbica con un término lineal, como el análisis de

escala de las ecuaciones sugiere. Esta función se muestra en la Figura 4.18, en la que los puntos son los promedios de los valores del FMT ordenados por conjuntos de 1m/s como se había hecho en los flujos de calor. Los puntos de color rojo pertenecen a promedios realizados con menos de 14 observaciones y no se consideran en el cálculo de la función de mejor ajuste, que resulta ser:  $FMT = 3.39488E-3 \text{ Nsm}^{-3} V + \text{Ns}^3\text{m}^{-5} 7.72E-5 V^3$ . El coeficiente de determinación de la nueva función es mucho más alto, de 0.99.

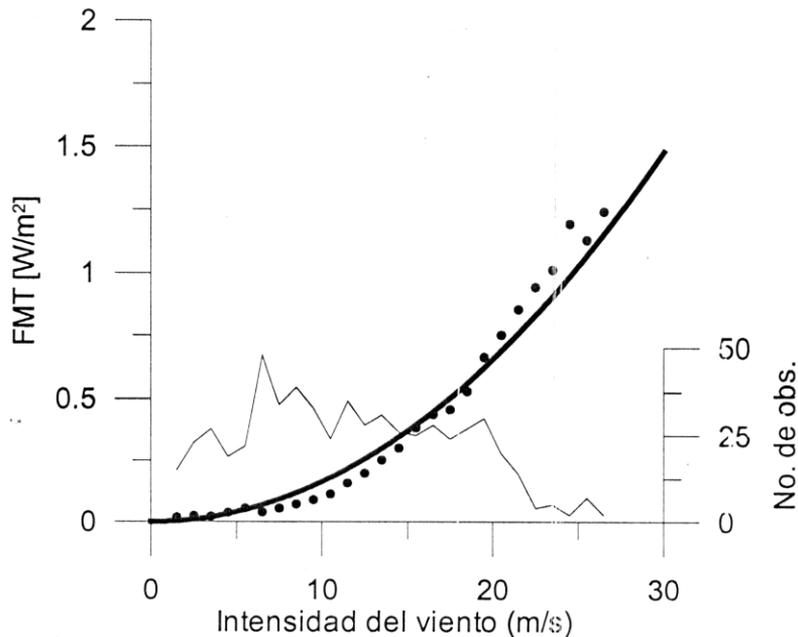


Figura 4.18 Promedios de FMT de conjuntos de datos (en grupos de 1m/s) como función de la intensidad media del viento. La función de mejor ajuste (línea gruesa) es  $FMT = 3.39488E-3 V + 7.72E-5 V^3$ . La línea delgada muestra el número de observaciones con que se realizó cada uno de los promedios. En rojo se muestran los valores (obtenidos con menos de 14 datos) que no se incluyen en el cálculo de la función

En la Figura 4.19 se muestran el FMZ y el FMM como función del viento medio. Dado que durante GOTEX, la componente meridional del viento y sus perturbaciones fueron mayores que las zonales y que las observadas durante EPIC, la magnitud del FMM de los datos de GOTEX, es lo que mayormente determina la magnitud del FMT.

En la Figura 4.19 b se observa que el FMM toma valores positivos durante GOTEX mientras que durante EPIC toma mayormente valores negativos. Esto puede estar evidenciando una diferencia en la estructura de la turbulencia relacionada a las diferentes condiciones en que los experimentos se llevaron a cabo. Mientras que EPIC se realizó durante la estación lluviosa en la que las condiciones inestables eran frecuentes y el viento no era tan intenso (los

forzantes termodinámicos predominaban sobre los mecánicos) GOTEX se realizó durante la estación de secas cuando se presentaba un evento de "Tehuano", condiciones estables y con viento del Norte intenso.

El flujo intenso del Norte es producido por la interacción entre las condiciones meteorológicas y la orografía del Istmo de Tehuantepec (como se explicó anteriormente) y la presencia del continente es otro elemento que podría ser importante en la diferencia en la estructura de la turbulencia.

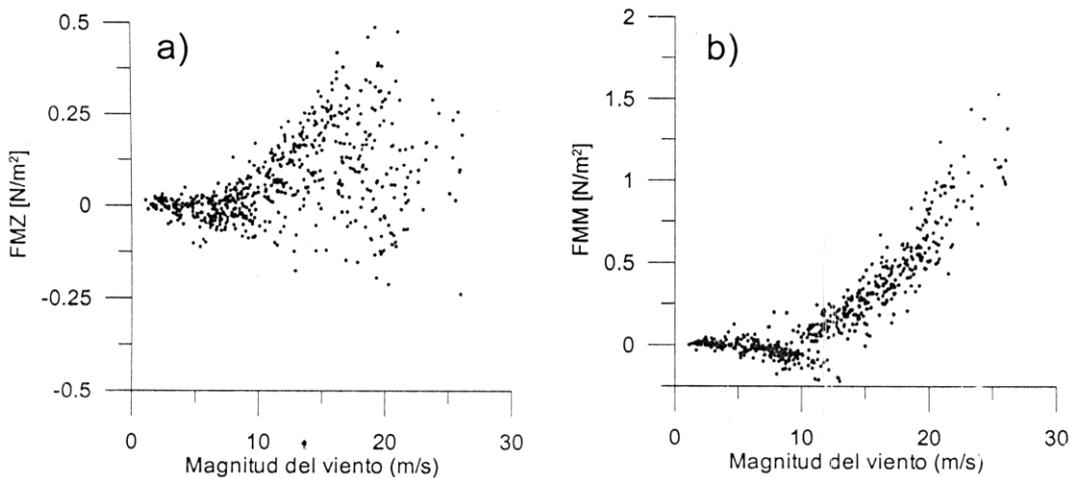


Figura 4.19 a) FMZ y b) FMM como función de la intensidad media del viento. En azul se muestran los datos obtenidos de EPIC y en verde los de GOTEX

Por otro lado, la Ecuación 4.4 (Stull, 1994) es la de pronóstico de ECT y, como las anteriores, está escrita en notación sumatoria de Einstein. En la Figura 4.20 se muestra la ECT como función del viento medio. En ésta se observa que la ECT tiene una relación muy estrecha con esta variable.

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial(ECT)}{\partial t} + \overline{U}_j \frac{\partial(ECT)}{\partial x_j} &= \delta_{i3} \left( \frac{g}{\theta_v} \right) \overline{(u'_i \theta'_v)} - \overline{(u'_i u'_j)} \frac{\overline{U}_i}{x_j} - \\
 - \frac{\partial(\overline{u'_j ECT})}{x_j} + \left( \frac{1}{\rho} \right) \left( \frac{\partial \overline{u'_i p'}}{\partial x_i} \right) &- \varepsilon
 \end{aligned}
 \tag{4.4}$$

La ecuación de la ECT tiene términos de producción: por cizalla del viento medio (término c) y por flotabilidad (término b); de transporte: por advección por el viento medio (término a), por movimientos turbulentos (término d) y por difusión debida a variaciones en el campo de presión (término e); además del término de disipación de la ECT en calor (término f). El análisis de escala de estas ecuaciones, realizado a partir de la información de los datos observados durante los experimentos, deja ver que los órdenes de magnitud de los términos en la ecuación varían entre  $10^{-2}$  y  $10^{-4} \text{m}^2\text{s}^{-3}$ .

Los términos que dominan son los relacionados con la producción mecánica, que tienen un orden de magnitud de  $10^{-2} \text{m}^2\text{s}^{-3}$ . Los debidos al transporte turbulento tienen un orden de magnitud de  $10^{-3} \text{m}^2\text{s}^{-3}$  y los de producción por flotabilidad y transporte relacionado con variaciones en el campo de presión tienen ordenes de magnitud de  $10^{-4} \text{m}^2\text{s}^{-3}$ .

En la ecuación los términos de los dos ordenes de magnitud mayores ( $10^{-2} \text{m}^2\text{s}^{-3}$  y  $10^{-3} \text{m}^2\text{s}^{-3}$ ) son proporcionales a la magnitud del viento medio al cubo y los otros dos son proporcionales a la magnitud del viento medio, de forma lineal.

Así que, como en el caso del FMT, a los datos de la ECT se les ajustó una función polinomial de grado 3 que incluye un término lineal. La curva que mejor se ajusta a los datos es  $ECT = 3.9222\text{E-}2\text{ms}^{-1} V + 2.22\text{E-}4\text{sm}^{-1} V^3$  (Figura 4.18). Esta función tiene un coeficiente de determinación muy alto, de  $r^2=0.89$ .

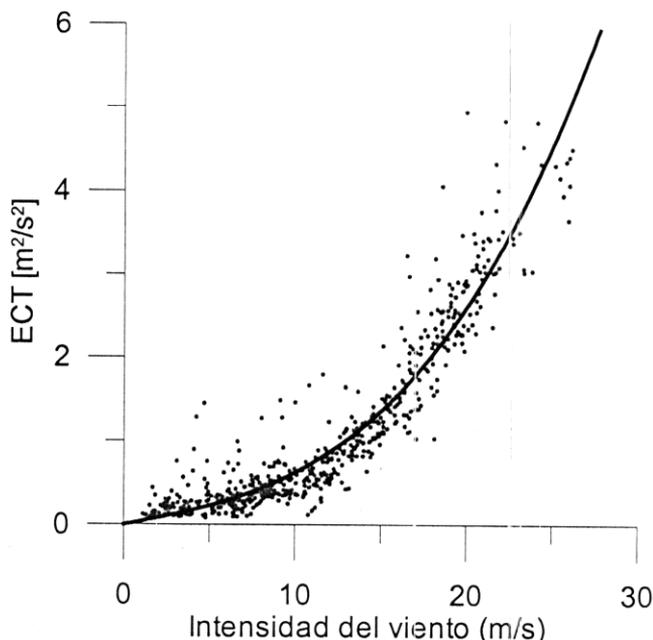


Figura 4.20 ECT como función de la intensidad media del viento. En azul se muestran los datos obtenidos de EPIC y en verde los de GOTEX. Se muestra la curva de mejor ajuste  
 $ECT = 3.9222E-2ms^{-1} V + 2.22E-4 sm^{-1} V^3$

Quando los datos de ECT se promedian por intervalos de 1m/s, su forma funcional con respecto a la magnitud del viento es todavía más clara y para la muestra observada se ajustó una nueva función cúbica con un término lineal, como el análisis de escala de la ecuación sugiere. Esta función se muestra en la Figura 4.21, en la que los puntos son los promedios de los valores del FMT ordenados por conjuntos de 1m/s como se había hecho en los casos anteriores. Los puntos de color rojo pertenecen a promedios realizados con menos de 14 observaciones y no se consideran en la función de mejor ajuste, que resulta ser:  $ECT = 30107E-2 ms^{-1} V + 2.66E-4 sm^{-1} V^3$  El coeficiente de determinación de la nueva función es mucho más alto, de 0.99.

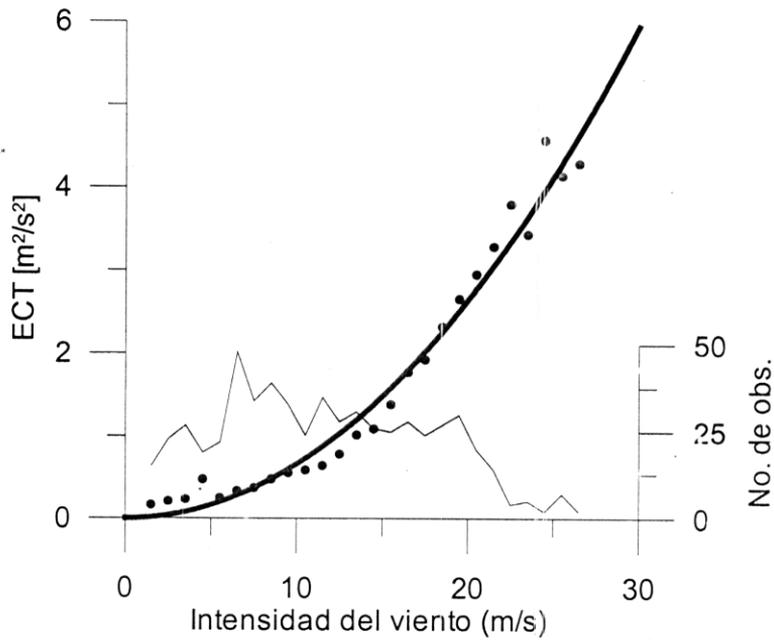


Figura 4.21 Promedios de ECT de conjuntos de datos (en grupos de 1m/s) como función de la intensidad media del viento. La curva de mejor ajuste es  $ECT = 30107E-2 \text{ ms}^{-1} V + 2.66E-4 \text{sm}^{-1} V^3$  (línea gruesa). La línea delgada muestra el número de observaciones con que se realizó cada uno de los promedios. En rojo se muestran los valores (obtenidos con menos de 14 datos) que no se incluyen en el cálculo de la función.

## Capítulo 5: Evaluación de las Parametrizaciones

### 5.1 Las parametrizaciones

Las parametrizaciones suelen ser resultado de experimentos realizados en condiciones particulares y su aplicabilidad dependerá de su desempeño en diferentes condiciones ambientales. Es sabido que los valores de los flujos entre el océano y la atmósfera son muy sensibles a la elección de una u otra parametrización y esta diferencia es mayor en intensidades de viento pequeñas (Webster y Lukas, 1992). Se han llevado a cabo diversos esfuerzos para abordar este problema en condiciones de intensidades de viento bajas, sin embargo poco se ha estudiado el desempeño de las parametrizaciones sobre el océano en regiones tropicales con intensidades de viento mayores a 10 o 12m/s, en parte debido a la falta de experimentos que aporten la información necesaria para ello.

Los datos que en este trabajo se utilizan contienen información de las dos temporadas del año en la región estudiada: la seca y la lluviosa; por otro lado las mediciones hechas durante los experimentos se realizaron en un amplio rango de intensidades de viento (que llegan a ser incluso mayores que 25m/s). Esto, además de permitir caracterizar los flujos turbulentos de superficie en la región, permite evaluar el desempeño de las parametrizaciones en función de la intensidad de viento.

En este capítulo las estimaciones de los flujos turbulentos de superficie obtenidas a partir del método de covarianzas, descritas en el Capítulo 4, se consideran como flujos medidos para evaluar tres distintas parametrizaciones.

Existen diferentes tipos de esquemas utilizados en la parametrización de flujos turbulentos de superficie y en todos ellos se utilizan las llamadas *fórmulas bulk aerodinámicas*. En los más simples la fórmula se aplica de una forma muy sencilla en la que los coeficientes de transferencia son función de la intensidad del viento y la diferencia de temperaturas (de la superficie y del aire) principalmente. En los más elaborados, se ocupan formas funcionales de los coeficientes de intercambio más complejas que hacen uso de la teoría de la similaridad. En este capítulo se evaluarán tres parametrizaciones para cada uno de los flujos, una muy simple que se denominará KB (Kara et al., 2000), y dos con esquemas más elaborados, que en adelante se denominarán FC (Fairall et al., 1996) y MV (Mendoza et al., 1997).

## 5.2 Descripción de las Parametrizaciones Evaluadas

La parametrización aquí llamada FC (Anexo 1) se ha catalogado como el mejor método actualmente disponible y está basada en el algoritmo descrito por Fairall et al (1996). La parametrización es uno de los resultados del Experimento Océano Tropical-Atmósfera Global, Respuesta del acoplamiento Océano-Atmósfera<sup>1</sup> (TOGA COARE, por sus siglas en inglés). Tiene una estructura basada en el método de Liu-Katsaros-Businger (Liu et al., 1979), que emplea la teoría de similaridad de Monin-Obukhov para determinar coeficientes de intercambio de calor y momento, que son función de la estabilidad. Adicionalmente a lo considerado por Liu et al. (1979), la parametrización contempla el llamado efecto Webb<sup>2</sup> al flujo de calor latente y de la precipitación al flujo de calor sensible y al de momento. En promedio para el período de medición de COARE, el efecto Webb resultó ser de  $4\text{Wm}^{-2}$ , y el de la precipitación de  $2.5\text{Wm}^{-2}$ , que son cantidades 2 órdenes de magnitud menores que los flujos netos.

En el cálculo de esta parametrización para los datos de este estudio no se incluyeron el efecto Webb y la aportación de la precipitación, sin embargo se asume que esto no afecta significativamente las conclusiones, ya que la magnitud de estos efectos es mucho menor que la magnitud de los flujos totales.

---

<sup>1</sup> <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/coare>

<sup>2</sup> Se refiere a la contribución de  $w$  al flujo vertical.

La parametrización KB fue propuesta ante la necesidad de contar con un método, a la vez preciso y en el que los flujos superficiales fueran fáciles de calcular, para utilizarse en modelos de circulación general. En la presentación de la parametrización sus autores muestran amplia concordancia entre sus resultados y los obtenidos con el algoritmo FC, en escalas de tiempo de días a partir de datos de un arreglo de boyas del Mar Árabe. También se muestra amplia concordancia entre FC y una modificación de KB (modificación realizada por un ligero ajuste en los coeficientes) en el arreglo de boyas del experimento: Océano-Atmósfera Tropical, TAO por sus siglas en inglés (Kara, et al., 2002).

En esta parametrización los efectos de la estabilidad dinámica se incluyen en los coeficientes *bulk*, mediante una dependencia polinomial simple de la intensidad del viento y una dependencia lineal de la diferencia de temperaturas entre el aire y el océano (Anexo 2), lo que hace a su metodología muy eficiente en términos de cómputo dado que no requiere cálculos iterativos. En este sentido, es adecuada para su utilización en modelos de circulación general.

La parametrización KB está contemplada para utilizarse en el grupo de trabajo: "Experimento Mundial de Circulación Oceánica"<sup>3</sup>/<sup>4</sup>"Variabilidad y Predecibilidad Climática"<sup>4</sup>, en el proyecto "Intercomparación de Modelos Oceánicos"<sup>5</sup> (OMIP, por sus siglas en inglés). Con este proyecto se pretende, entre otras cosas, estimar la calidad de los campos forzantes: identificando limitaciones y aspectos críticos relacionados con los datos de flujos océano-atmósfera; además se pretende mejorar el entendimiento de la sensibilidad de los modelos a las parametrizaciones y a los diferentes forzantes.

CLIVAR<sup>4</sup> es parte del "Programa de Investigación del Clima Mundial", WCRP<sup>6</sup> por sus siglas en inglés, y WOCE es la parte de CLIVAR que se enfoca al estudio del océano.

<sup>3</sup> WOCE, por sus siglas en inglés: <http://ilikai.soest.hawaii.edu/sadcp/clivar.html>

<sup>4</sup> CLIVAR, por sus siglas en inglés <http://www.bodc.ac.uk/cgi-bin/framer?http://www.bodc.ac.uk/projects/clivar/>

<sup>5</sup> OMIP <http://www.clivar.org/organization/wgomd/pomip.htm>

<sup>6</sup> <http://www.wmo.ch/web/wcrp/wcrp-home.html>

En cuanto a la aquí llamada parametrización MV (Anexo 3), ésta es una recopilación de diversas parametrizaciones que Mendoza V. et al. (1997) utilizan en experimentos de predicción de anomalías de la temperatura de la superficie del mar en el Golfo de México. Tanto los coeficientes de las parametrizaciones de flujos de calor, como los de momento (Isemer y Hasse, 1987) utilizan el número de Richardson como parámetro de estabilidad. Éste se calculó de acuerdo con Huang (1978).

El modelo propuesto por Mendoza et al. (1997) se basa en la conservación de la energía térmica e incluye los efectos de transporte de las corrientes, de los flujos de calor radiativos y los turbulentos.

## 5.3 Evaluación

En las siguientes secciones se discute la comparación entre los flujos obtenidos con el método de las covarianzas y los obtenidos con las diferentes parametrizaciones, para los datos que pasaron los criterios de rechazo discutidos en el Capítulo 3.

### 5.3.1 Evaluación de los Flujos de Calor Latente

En la Figura 5.1 se muestra la comparación entre los FCL obtenidos con el método COV y los obtenidos con las diferentes parametrizaciones. En ella se observa que la mayor dispersión se da en la parametrización KB (Figura 5.1 a), que tiene un coeficiente de determinación de 0.62 (Tabla 5.1). Las parametrizaciones MV y FC presentan menor dispersión de los datos, como se observa en la Figura 5.1 b y c, teniendo coeficientes de determinación muy altos, cercanos a 0.9 (Tabla 5.1).

En la Tabla 5.1 se muestran, además de los coeficientes de determinación, los promedios y los errores cuadráticos medios (ecm), obtenidos al comparar los resultados de cada una de las fórmulas bulk con los del método COV, de cada una de las parametrizaciones.

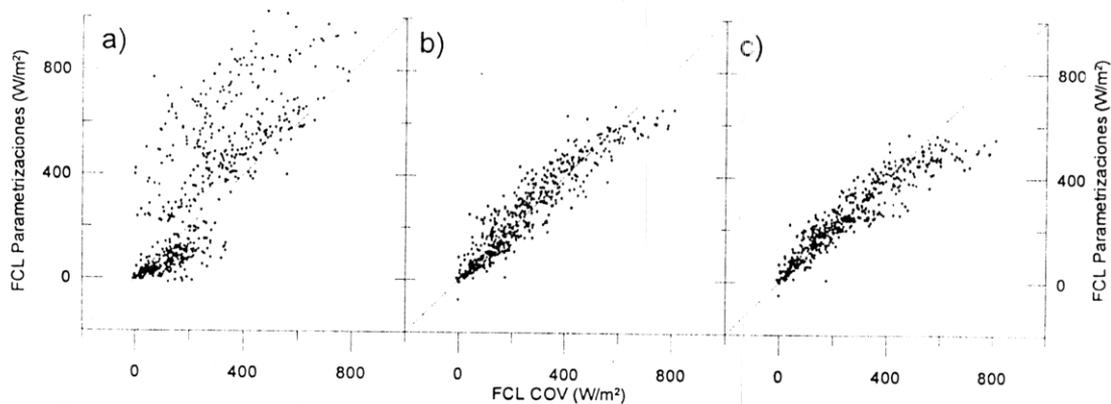


Figura 5.1 Comparación de los FCL obtenidos con COV (absisas) y los obtenidos con las parametrizaciones (ordenadas). Se muestra en a) KB, en b) MV y en c) FC. Las diagonales son rectas con pendiente igual a 1

Considerando sólo los valores de los promedios, KB es la parametrización que sobreestima más el FCL (la media es 34.4% mayor que la obtenida con el método COV). Mientras que las medias de las otras dos parametrizaciones tienen valores muy cercanos a los de la de COV (alrededor de 1 y 2% para MV y FC respectivamente), como se puede ver en la Tabla 5.1.

Aunque considerando todos los valores del FCL, la parametrización KB sobreestima los flujos, hay un cúmulo de puntos (con valores medidos menores a  $400 \text{ W/m}^2$ ) en los que la parametrización subestima el flujo. Estos puntos pertenecen al experimento EPIC, esto es, en su mayoría pertenecen a intensidades de viento menores a  $10 \text{ m/s}$ , (ver Figura 5.2). El desempeño de las parametrizaciones en función de la intensidad de viento se discute con detalle más adelante.

	COV	KB	MV	FC
Media [W/m <sup>2</sup> ]	238,9	321,0	241,5	234,2
Diferencia de las medias[W/m <sup>2</sup> ]		-82,1	-2,6	4,7
ecm <sup>7</sup> [W/m <sup>2</sup> ]		194,4	60,2	65,8
Ecm % <sup>8</sup>		81,4	25,2	27,5
Coefficiente de determinación		0.62	0.88	0.87

Tabla 5.1 Medias, errores cuadráticos medios y coeficientes de determinación de los diferentes métodos de estimación del FCL

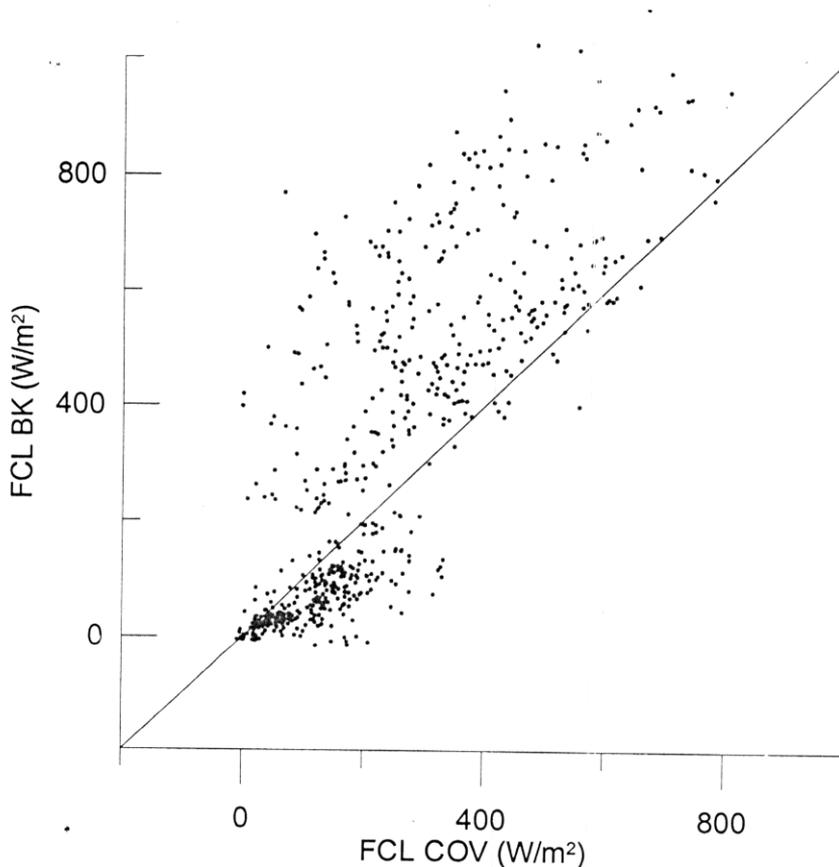


Figura 5.2 Comparación de los FCL obtenidos con COV (absisas) y los obtenidos BK (ordenadas). En azul se muestran las observaciones realizadas durante EPIC y en verde las realizadas durante GOTEX. La diagonal es una recta con pendiente igual a 1.

<sup>7</sup> Error cuadrático medio (ecm)

<sup>8</sup> ecm expresado como porcentaje de la media del método de COV

En lo que respecta a los errores cuadráticos medios (ecm), éstos son alrededor de tres veces menores (entre 25 y 30% de la media de COV) en las parametrizaciones MV y FC que en la parametrización KB (poco más del 80% de la media de COV), como se ve en la Tabla 5.1.

Así se puede afirmar que en general en FCL el desempeño de las parametrizaciones MV y FC es muy similar y es mucho mejor que el de KB.

Para analizar el desempeño de las diferentes parametrizaciones del FCL en función de la magnitud media del viento los datos se agruparon en intervalos de 1m/s y en la Figura 5.3 se muestran los valores promedio de cada uno de los grupos en función de esa variable. Se comparan los valores resultantes del método COV con los obtenidos con las diferentes parametrizaciones para todos los casos en los que los promedios se realizaron con más de 13 datos, esto es, como en la sección 4.1 no se incluyen los datos con viento mayor a 22m/s.

En la figura se observa que valores de 10 y 15m/s dividen al rango de vientos en dos regiones en las que las parametrizaciones se comportan de forma distinta. Es importante observar que no hay valores para magnitud de viento menor a 1m/s y que las conclusiones no pueden extrapolarse a las situaciones de calma.

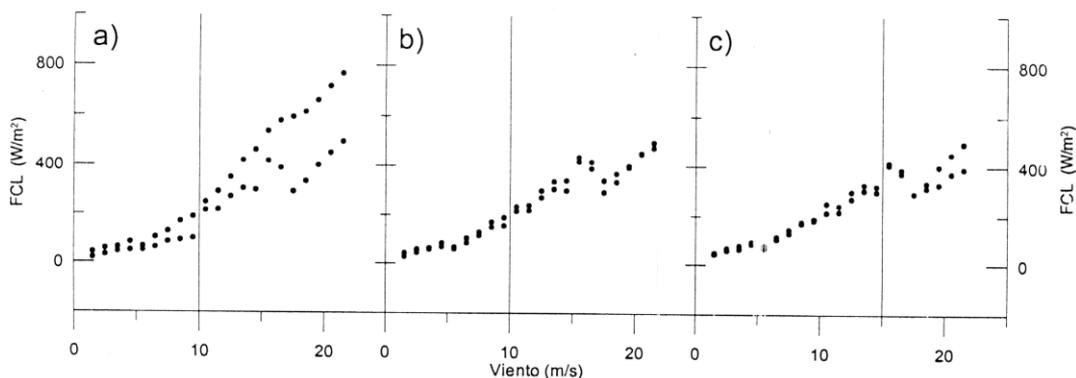


Figura 5.3 Comparación de los promedios por intervalos de 1m/s de FCL obtenidos con COV (negro) y los obtenidos con a) KB, b) MV y c) FC (azul). Las líneas verticales separan el rango de viento en el valor que las parametrizaciones cambian su comportamiento.

Tanto la parametrización KB como la MV sistemáticamente subestiman los flujos para valores de viento menores a 10m/s aunque MV lo hace en mucho menor medida. Después del valor de 10m/s las dos parametrizaciones tienden a sobreestimar los

valores, a excepción de límite superior del rango de viento en el que la parametrización MV tiende a subestimar los valores nuevamente, aunque muy ligeramente. La parametrización FC tiene el comportamiento inverso: sobreestima los valores del FCL (ligeramente pero de forma sistemática) hasta aproximadamente los 15m/s, a partir de donde sistemáticamente subestima los flujos. En la gráfica se puede ver que esta parametrización funciona mucho mejor en intensidades de viento pequeñas.

Así, las parametrizaciones de FCL presentan comportamientos distintos en diferentes intervalos del rango de intensidad de viento en el que se realizaron las observaciones. Por esto, para cada uno de los métodos de estimación del FCL, se separaron los valores formando dos subconjuntos, uno compuesto por todos los valores obtenidos con magnitud de viento menor a 10m/s y el otro con el resto de los valores. En la Figura 5.4 se muestra la comparación de cada una de las parametrizaciones con el método de COV considerando esta separación del conjunto de datos. Comparando las partes a, b y c con las partes d, e y f de la figura se observa que en las tres parametrizaciones la dispersión es mayor en las gráficas correspondientes al segundo subconjunto (mayor intensidad de viento).

En la Tabla 5.2 se muestran los promedios y los ecm (obtenidos al comparar los resultados de cada una de las fórmulas bulk con los del método COV), de cada una de las parametrizaciones. Se muestran los ecm, en su valor absoluto y como porcentaje de la media del método COV de cada subconjunto de datos.

Los valores absolutos de los ecm son 3.5, 2.1 y 2.6 veces mayores (para KB, MV y FC respectivamente) en el segundo rango de intensidades de viento. Así podría concluirse que los ecm crecen entre dos y cuatro veces al aumentar la intensidad de viento en los rangos considerados, dependiendo de cada parametrización. Sin embargo, considerando los ecm relativos a la media del método de COV en cada uno de los rangos, los valores no necesariamente aumentan del primer subconjunto al segundo (Tabla 5.2). Dado que la media de los valores de COV es tres veces más grande para el segundo subconjunto, los ecm relativos decrecen en las parametrizaciones MV y FC. Únicamente en la parametrización KB el ecm crece incluso al considerarse relativo a la media de COV.

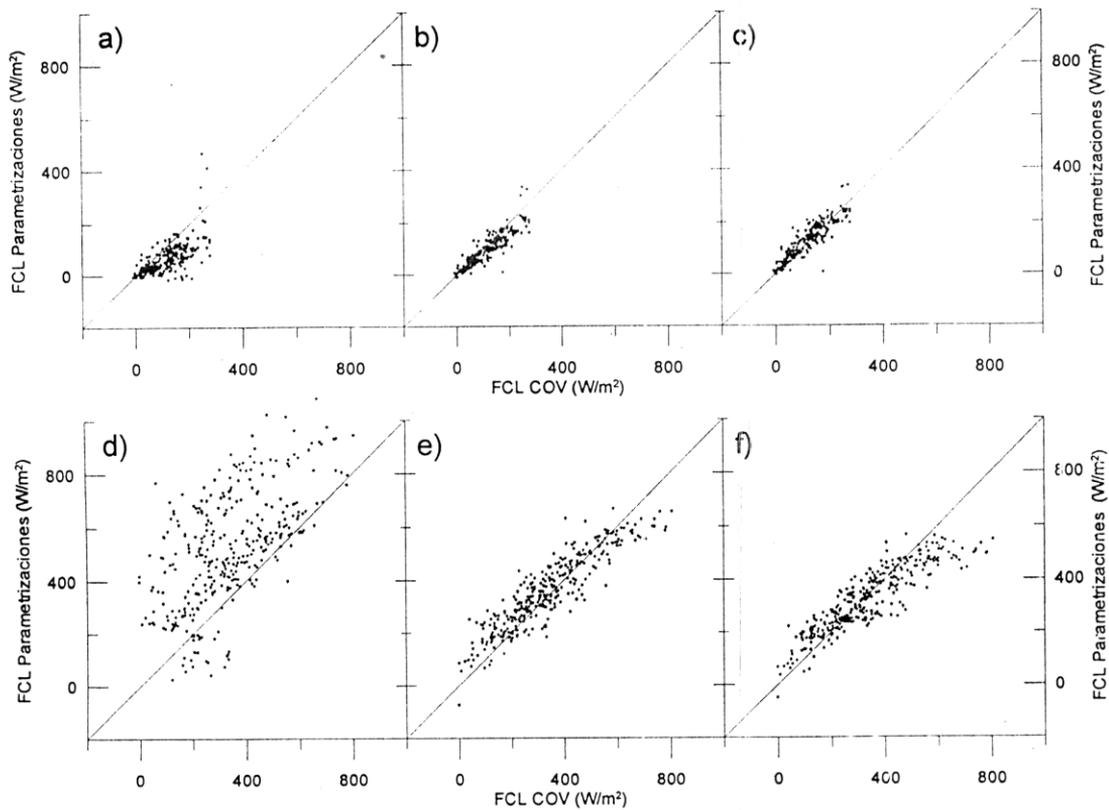


Figura 5.4 Item 5.1 pero mostrando en la primera fila sólo valores registrados con intensidad de viento menor a 10m/s y en la segunda el resto de los valores. Se muestra en a) y d) KB, en b) y e) MV y en c) y f) FC.

		COV	KB	MV	FC
Viento < 10m/s 259 casos	Media [W/m <sup>2</sup> ]	112,9	66,2	94,5	120,8
	ecm [W/m <sup>2</sup> ]		70,6	35,2	31,6
	ecm%		62,5	31,2	28,0
Viento > 10m/s 332 casos	Media [W/m <sup>2</sup> ]	337,5	519,8	356,2	322,7
	ecm [W/m <sup>2</sup> ]		251,4	73,9	83,1
	ecm %		74,5	21,9	24,6

Tabla 5.2 Idem 5.1 pero separando los datos en dos subconjuntos, en función de la magnitud media del viento

En la Tabla 5.3 se muestran, para cada uno de los dos subconjuntos, los porcentajes (con respecto al número total de observaciones) de los casos de subestimación y sobreestimación del valor del FCL en cada una de las parametrizaciones (con respecto a la media del método de COV). Para la parametrización KB los porcentajes de sobreestimación y subestimación tienen una diferencia muy grande entre ellos y su relación casi se invierte de un intervalo del rango de viento al otro (de 85-15% a 15-85%). En la parametrización MV la diferencia entre los porcentajes es un poco menor que en el caso de KB, sin embargo también se presenta una relación entre los porcentajes que casi se invierte de un rango de viento al otro.

Desde este punto de vista, la parametrización FC tiene un comportamiento prácticamente independiente de la magnitud del viento en los rangos considerados, sobreestimando en 60% de los casos en las intensidades de viento menores a 10m/s y alrededor del 50% en el resto.

		KB	MV	FC
Viento < 10m/s 259 casos	Subestimaciones	86%	80%	40%
	Sobreestimaciones	14%	20%	60%
Viento > 10m/s 332 casos	Subestimaciones	13%	36%	49%
	Sobreestimaciones	87%	64%	51%

Tabla 5.3 Porcentaje de casos en que se sobreestima y subestima el FCL con respecto a la media del método COV, para cada una de las parametrizaciones.

### 5.3.2 Evaluación de los Flujos de Calor Sensible

Se muestra la comparación entre los FCS obtenidos con el método COV y los obtenidos con las diferentes parametrizaciones (Figura 5.5). En ella se observa que en general el sentido de los flujos se captura en las tres parametrizaciones, es decir, cuando los flujos son positivos las tres parametrizaciones así lo reportan y lo mismo ocurre cuando los flujos son negativos.

Las parametrizaciones tienden a sobrestimar los FCS, y ésta sobrestimación es proporcional a la magnitud de los flujos (Figura 5.5). En la Figura 5.5 esto es claro para la parametrización KB (parte a), también se observa en la parametrización MV (parte b) y en FC (parte c) se observa, a excepción de los valores positivos con magnitud mayor a  $50\text{W/m}^2$ , que están todos subestimados.

En los valores negativos menores a  $-30\text{W/m}^2$ , las tres parametrizaciones presentan únicamente sobrestimaciones. Siendo KB la parametrización que sobrestima en mayor magnitud (Figura 5.5 a) y FC la que lo hace en menor medida (Figura 5.5 c).

Así, como en el caso del FCL, la parametrización KB presenta una mayor dispersión (Figura 5.5 a) que las otras dos, siendo la nube de puntos de la parametrización FC la que más se ajusta a la línea con pendiente igual a uno. Esto no se ve reflejado en los valores de los coeficientes de determinación (Tabla 5.4) dada la falta de resistencia de este estadístico: en las gráficas se puede observar que en los extremos del rango de valores hay una mayor cantidad de puntos sobrestimando la magnitud de los flujos en la parametrización KB. Estos puntos contribuyen a aumentar el valor del coeficiente de determinación de esta parametrización acercándolo más a uno, a pesar de que el ajuste sea mejor en las otras parametrizaciones.

Que el coeficiente de determinación es un estadístico poco resistente y que en este caso no está reflejando qué parametrización se ajusta mejor al método COV, se puede mostrar si se estima su valor para la parametrización KB ignorando los cinco puntos de mayor magnitud (negativos), que contribuyen de manera muy importante a que su valor se acerque a uno. Cuando se realiza esto, el coeficiente de determinación reduce mucho su valor, a 0.78.

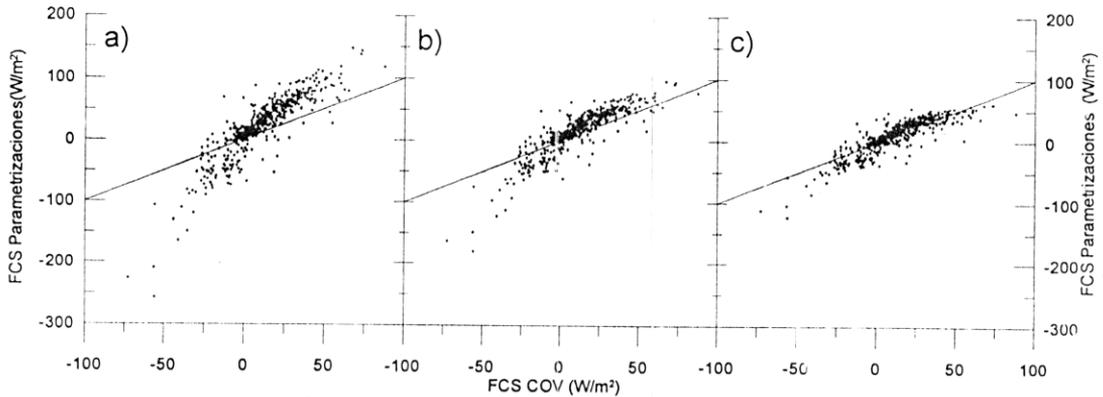


Figura 5.5 Comparación de los FCS obtenidos con COV (absisas) y los obtenidos con las parametrizaciones (ordenadas). Se muestra en a) KB, en b) MV y en c) FC. Las diagonales son rectas con pendiente igual a 1

Así, el mejor desempeño de las parametrizaciones MV y FC no está representado en los valores de  $r^2$ , sin embargo los errores cuadráticos medios (ecm) sí reflejan en qué parametrización se da un mejor ajuste. En la Tabla 5.4 se muestra que el valor del ecm es menor en las parametrización FC que en la parametrización MV, siendo mayor en la parametrización KB.

	COV	KB	MV	FC
Media [W/m <sup>2</sup> ]	10.93	22.11	16.77	11.48
Diferencia de las medias [W/m <sup>2</sup> ]		11.18	5.84	0.55
ecm [W/m <sup>2</sup> ]		32.18	19.45	12.65
Coefficiente de determinación		0.79	0.78	0.76

Tabla 5.4 Medias, errores cuadráticos medios y coeficientes de determinación de los diferentes métodos de estimación del FCS

Si bien los ecm indican qué parametrización se desempeña mejor, considerar su magnitud relativa a la media de COV no refleja la proporción de cada uno de estos errores ya que los valores de los flujos tienen tanto valores negativos como positivos y su media resulta ser muy cercana a cero aunque su rango (valor mayor menos el menor) es de 160.1 W/m<sup>2</sup> (de -72.6 a 87.5W/m<sup>2</sup>).

Considerando sólo los valores medios mostrados en la Tabla 5.4, las tres parametrizaciones sobreestiman los FCS. Esta sobreestimación es muy pequeña en el caso de la parametrización FC (su media está 5% arriba de la media del método COV) e importante en el caso de MV (su media está 53.43% arriba de la media del método

COV). Para el caso de KB la sobreestimación es muy grande (su media está 102.28% arriba de la media del método COV).

Así, a partir de los ecm y de la comparación de los valores medios, se puede afirmar que en general en el FCS el desempeño de la parametrización FC es mejor que el de las otras dos parametrizaciones. La parametrización MV tiene fuertes discrepancias con el método COV y KB tiene aún mayores discrepancias.

Aunque se encontró que el FCS tiene una relación más estrecha con la diferencia de temperaturas que con la magnitud del viento (Sección 4.1), dado que se cuenta con un rango amplio de magnitudes de viento se analizó la forma en que las parametrizaciones se desempeñan en función de esta variable. Para realizar este análisis, los datos de FCS se agruparon en intervalos de 1m/s. En la Figura 5.6 se muestran los valores promedio de cada uno de los grupos de 1m/s. Se comparan los valores resultantes del método COV con los obtenidos con las diferentes parametrizaciones para todos los casos en los que los promedios se realizaron con más de 13 valores, esto es, como en las secciones 4.1 y 5.3.1 no se incluyen los valores con viento mayor a 22m/s.

En la Figura 5.6 se observa que en el intervalo de magnitud de viento entre los 18 y los 20 m/s, las parametrizaciones no representan la dirección correcta del flujo. Estos puntos corresponden a valores menores de la diferencia de la temperatura de la superficie del mar y del aire y aunque la magnitud de viento es grande estos flujos son muy pequeños e incluso negativos.

Como se discutió al principio de esta sección hay una sobreestimación en las parametrizaciones de los flujos prácticamente en todos los casos. Las excepciones están en el intervalo superior de la intensidad de viento en la parametrizaciones MV y FC. Esto podría indicar que aunque los valores máximos de los FCS son directamente proporcionales a la magnitud del viento (Sección 4.1), los FCS mismos están mayormente relacionados con la diferencia de temperaturas, incluso cuando las intensidades de viento son cercanas a los 20m/s.

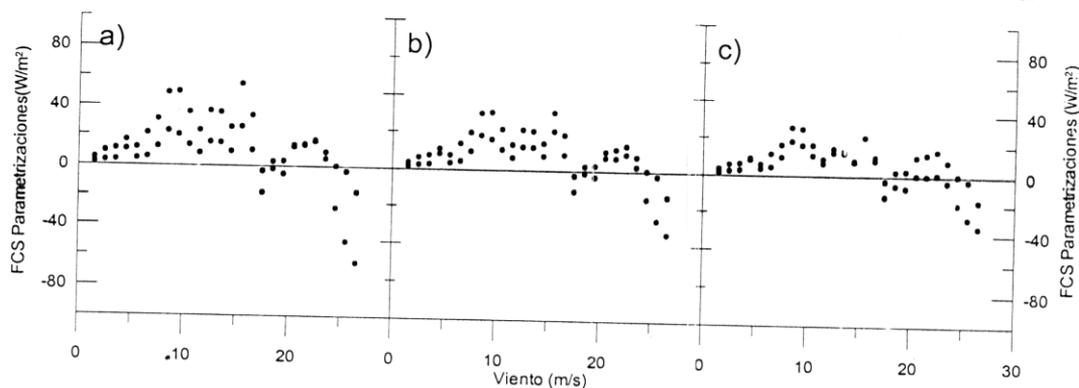


Figura 5.6 Comparación de los promedios por intervalos de 1m/s de FCS obtenidos con COV (negro) y los obtenidos con a) KB, b) MV y c) FC (azul).

### 5.3.3 Evaluación de los Flujos de Momento

En la Figura 5.7 se muestran las comparaciones entre los flujos de momento zonal y meridional obtenidos con el método COV y los obtenidos con las diferentes parametrizaciones. En la figura se observa que las parametrizaciones KB y MV tienden a sobreestimar los flujos. El FMT es un parámetro que en el método COV es calculado a partir de los FMZ y FMM (Sección 2.2) y en la Figura 5.8 se muestra para este parámetro la misma comparación que se presenta en la Figura 5.7. En esta figura se puede ver que la sobreestimación es mayor en la parametrización MV.

En la Tabla 5.5 se muestra que en el FMT el porcentaje de los casos en el que las parametrizaciones sobreestiman es de 93 y 87% para las parametrizaciones MV y KB respectivamente. Además se muestra que, aunque en mucho menor medida que las otras dos, la parametrización FC también tiene más casos de sobreestimaciones que de subestimaciones de los flujos, siendo las sobreestimaciones el 57% de los casos.

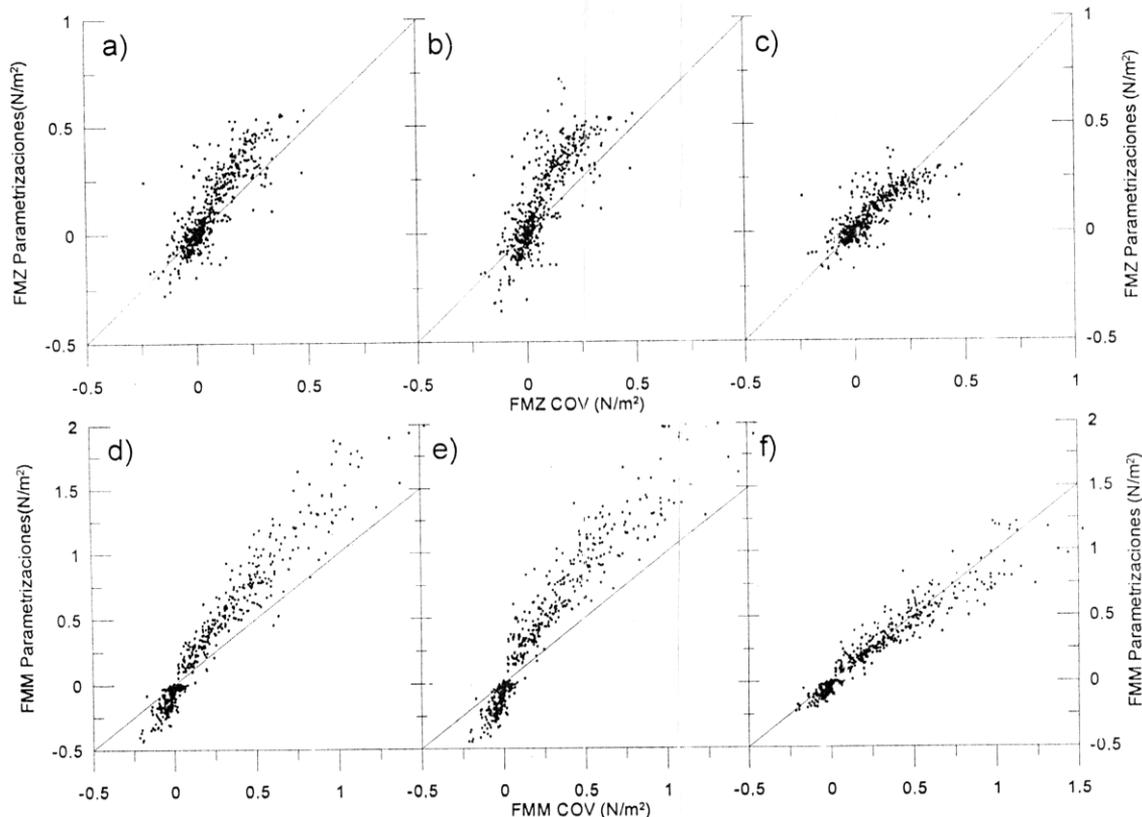


Figura 5.7 Comparación de los FMZ y FMM obtenidos con COV (absisas) y los obtenidos con las parametrizaciones (ordenadas). Se muestra en a) y d) KB, en b) y e) MV y en c) y f) FC. Las diagonales son rectas con pendiente igual a 1

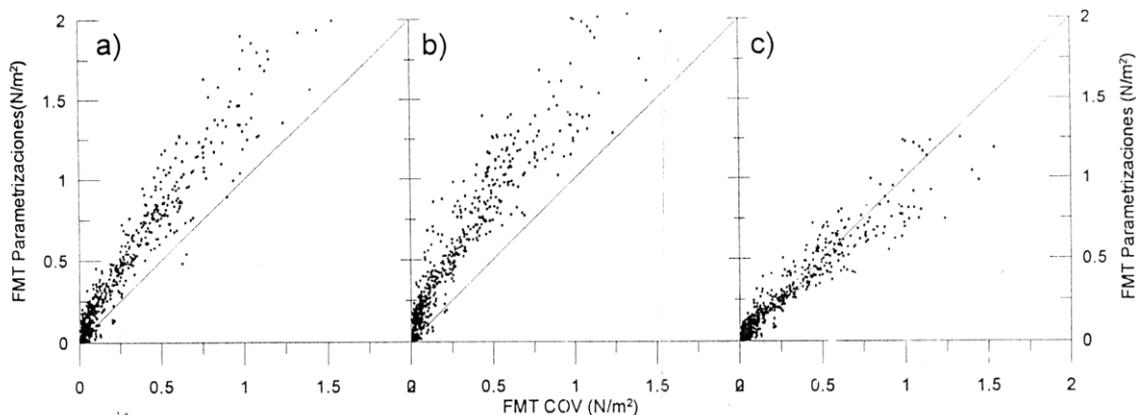


Figura 5.8 Comparación de los FMT obtenido con COV (absisas) y los obtenidos con las parametrizaciones (ordenadas). Se muestra en a) KB, en b) MV y en c) FC. Las diagonales son rectas con pendiente igual a 1

En la Tabla 5.5 se muestran los promedios y los ecm de cada una de las parametrizaciones para cada uno de los flujos así como el porcentaje de los casos en que el FMT es sobreestimado por las parametrizaciones. En ella se muestra cómo el mejor desempeño de la parametrización FC es sistemático teniendo ecms mucho menores que las otras dos.

		COV	KB	MV	FC
FMZ	Media [ $N/m^2$ ]	0.06	0.11	0.12	0.07
	Diferencia de las medias		0.05	0.06	0.01
	ecm [ $N/m^2$ ]		0.11	0.14	0.06
FMM	Media [ $N/m^2$ ]	0.21	0.31	0.35	0.19
	Diferencia de las medias		0.1	0.14	-0.02
	ecm [ $N/m^2$ ]		0.23	0.30	0.09
FMT	Media [ $N/m^2$ ]	0.27	0.44	0.51	0.27
	Diferencia de las medias		0,17	0,24	0
	ecm [ $N/m^2$ ]		0.25	0.32	0.09
	Sobreestimaciones [%]		93	87	57

Tabla 5.1 Medias y errores cuadráticos medios de los diferentes métodos de estimación de los flujos de momento.

Así, en los flujos de momento, la parametrización KB (Figura 5.7 a, d y g) tiene un mejor desempeño que la parametrización MV a pesar de la mayor simplicidad con la que representa tanto los efectos mecánicos como los termodinámicos. Aunque la parametrización FC es la que tiende a reproducir mejor los flujos, presenta una ligera sobreestimación en el caso del FMZ y una subestimación en el caso del FMM.

Para analizar el desempeño de las diferentes parametrizaciones de los flujos de momento en función de la magnitud media del viento, los datos se agruparon en intervalos de 1m/s y en la Figura 5.9 se muestran los valores promedio de cada uno de los grupos en función de esta variable. Se comparan los valores resultantes del método COV con los obtenidos con las diferentes parametrizaciones para todos los casos en que los promedios se realizaron con más de 13 valores, esto es, como en las secciones anteriores, no se incluyen los valores con viento mayor a 22m/s.

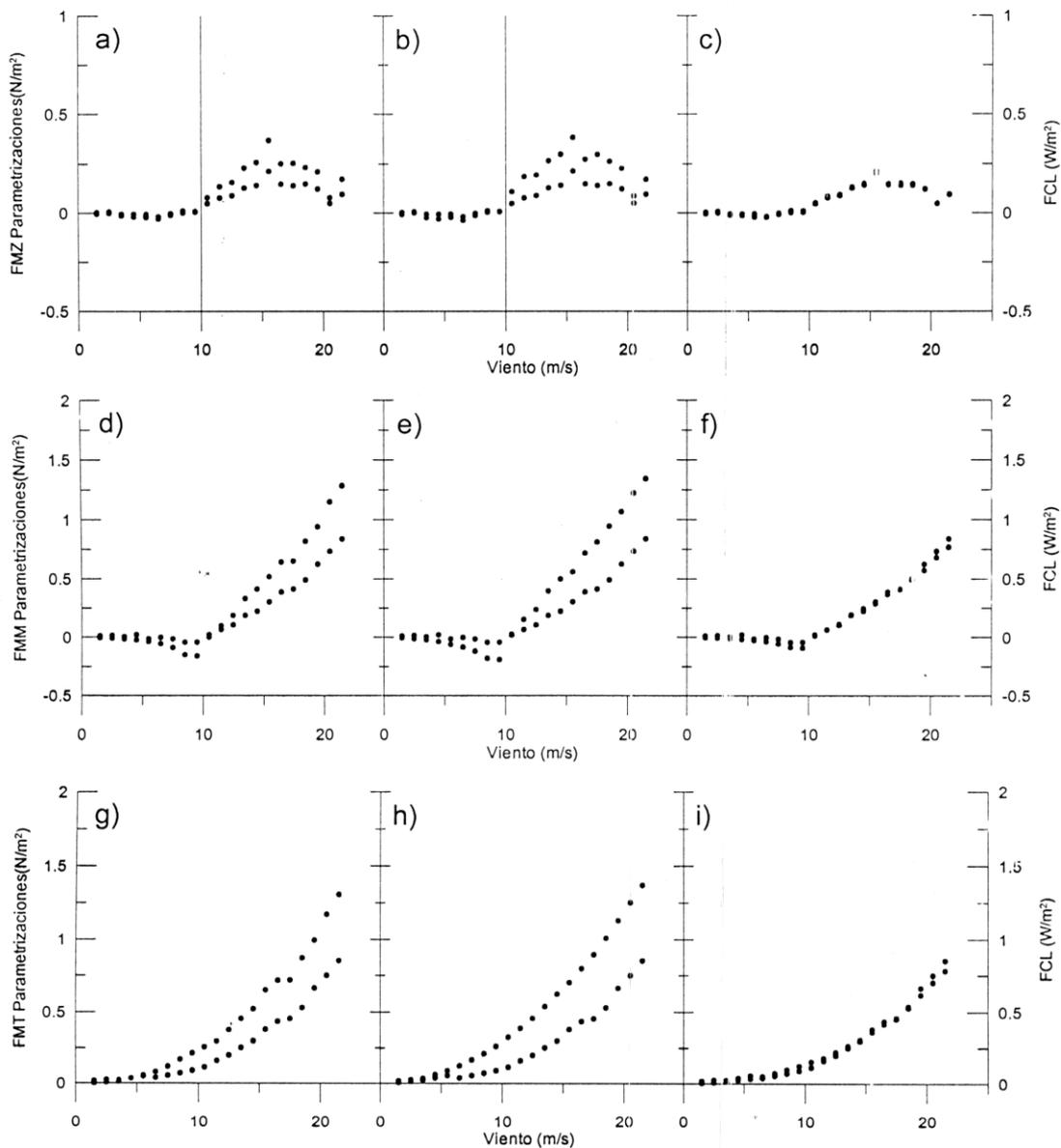


Figura 5.9 Comparación de los promedios por intervalos de 1m/s de FMZ (a, b y c), FMM (d, e y f) y FMT (g, h e i) obtenidos con COV (negro) y los obtenidos con KB (a, d y g), MV (b, e y h) y FC (d, f e i) (azul). Las líneas verticales separan el rango de viento en el valor que las parametrizaciones cambian su comportamiento.

El FMZ es representado de mejor manera en todo el intervalo de viento por la parametrización FC (Figura 5.9 c) que por KB y MV. Estas parametrizaciones tienden a sobrestimar el FMZ en los casos en los que el viento es mayor a 10m/s (Figura 5.9 a y b), cuanto más cuanto mayor es la magnitud del flujo.

En lo que respecta al FMM, su valor aumenta en magnitud con la intensidad del viento, sin embargo alrededor de los 10m/s cambia de signo. Esto es resultado de que los valores son resultado de los dos experimentos. Entre los 0 y los 10m/s sus valores están dados mayormente por datos del experimento EPIC, y en éste, el 94% de los valores de la componente meridional del viento tienen dirección hacia el Norte (asociada en las parametrizaciones a flujo negativo). Para viento mayor de 10m/s los valores del FMM están dados mayormente por datos de GOTEX, y en éste el 97% de los valores de la componente meridional del viento tienen dirección hacia el Sur (asociada en las parametrizaciones a flujo positivo).

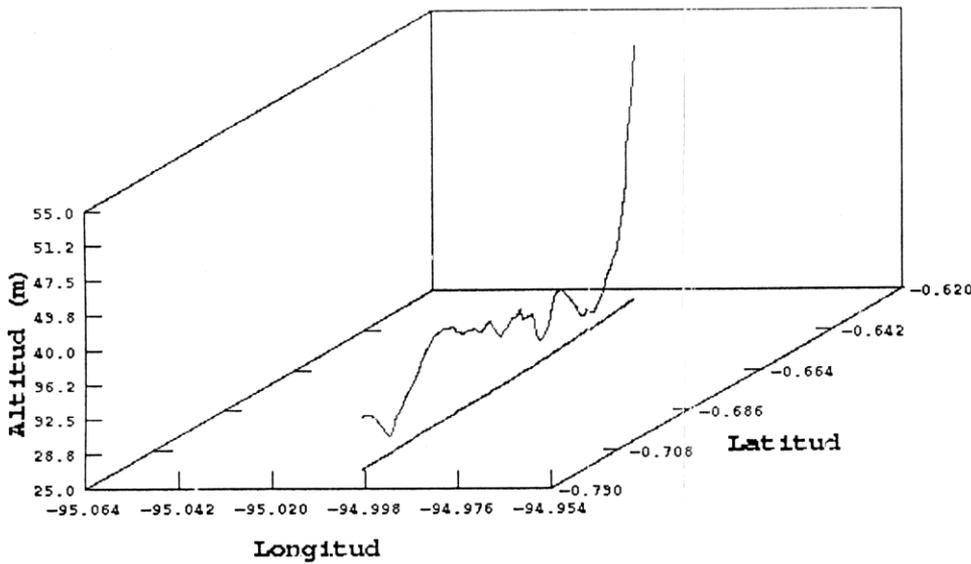
El FMM es sobreestimado por KB y MV en todo el rango de viento en el que se tomó la muestra, mientras que la parametrización FC, una vez más, reproduce mejor los valores del flujo en todo el intervalo, presentando en conjunto una ligera subestimación de los valores. Cuando se considera el FMT (tres últimos paneles de la Figura 5.9) se puede ver que en general la sobreestimación de las parametrizaciones KB y MV es proporcional a la magnitud del flujo y que en el extremo superior del intervalo, la subestimación de FC es cada vez mayor.

Cornish<sup>9</sup> realizó cálculos de flujos de momento y calor con los datos de EPIC a partir de dos métodos distintos: Uno de ellos es el que en este trabajo denominamos FC y el otro es uno de "wavelets". Este último consiste en hacer un análisis de la varianza de coeficientes que resultan de descomponer las series de tiempo de las perturbaciones en diferentes frecuencias.

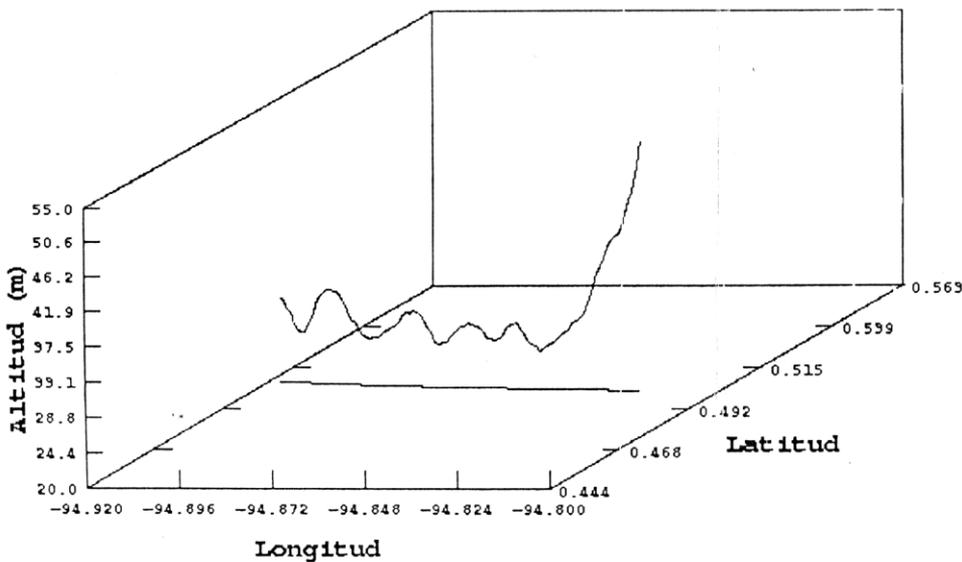
A partir de su análisis Cornish encontró que durante EPIC los métodos que utilizó en el cálculo de flujos de momento tienen un sesgo uno con respecto al otro en la componente que coincide con la dirección de movimiento del avión. Esto es que cuando el avión viajó en dirección Norte-Sur (la gran mayoría de los casos) el flujo de momento meridional presenta un sesgo que se presenta sistemáticamente entre los dos métodos de cálculo. Además, cuando el avión viajó en dirección Este-Oeste (de 1 a tres veces por vuelo) el flujo de momento zonal es el que presenta el sesgo entre los dos métodos.

<sup>9</sup> [http://www.atmos.washington.edu/~ccornish/EPIC/low\\_crosswind\\_analysis/summary\\_report.html](http://www.atmos.washington.edu/~ccornish/EPIC/low_crosswind_analysis/summary_report.html)

Dado que el avión viajó mucho menos tiempo en la dirección Este-Oeste, se cuenta con muy pocos datos de estimaciones de flujo tomados cuando el avión viajaba en esta dirección. Así, el número de observaciones con los que se llegó a la conclusión que presenta Cornish no es lo suficientemente grande para hacer conclusiones estadísticas, sin embargo la respuesta que encontró es sistemática. En la Figura 5.10 se muestra un ejemplo de un segmento de trayectoria con dirección Norte-Sur y otro con dirección Este-Oeste.



a)



b)

Figura 5.10 a) Ejemplo de segmento con dirección Norte-Sur y b) Ejemplo de segmento con dirección Este-Oeste.

**ESTA TESIS NO SALE  
DE LA BIBLIOTECA**

En los cálculos realizados en este trabajo, de los 260 valores de flujos que se obtuvieron durante EPIC, el 93% (242 casos) corresponden a valores tomados en dirección Norte Sur, mientras que los otros 18 valores se obtuvieron en segmentos con dirección Este-Oeste. Esta distribución de los datos impide hacer conclusiones a partir de la estadística al comparar una y otra dirección, sin embargo, como se decía, los resultados de Cornish son sistemáticos y aquí se discute en qué medida los resultados del análisis de este trabajo son congruentes con los de él.

Se realizó una comparación de los valores de los flujos de calor y momento de los segmentos correspondientes a partes de los vuelos cuando el avión volaba Norte-Sur y cuando volaba Este-Oeste. Esta comparación se realizó entre el método COV y el FC.

En los flujos de calor no se encontró ningún sesgo (no se muestran las gráficas). Esto es consistente con el análisis de Cornish que tampoco encuentra ningún sesgo en este parámetro.

Por otro lado, como se mostró antes, en general el método FC tiende a sobreestimar ligeramente los FMZ. Cuando el avión viaja Norte-Sur, hay menos casos de sobreestimación (60% de los valores) que cuando viaja de Este-Oeste (67% de los valores). Esto es consistente con el análisis de Cornish que encontró que los métodos de cálculo que utilizó tienen ligeras discrepancias en las partes de los vuelos que se realizaron con dirección Este-Oeste, en comparación con las partes de los vuelos con dirección Norte-Sur, en los que los métodos de cálculo fueron más congruentes.

El parámetro en el que Cornish encontró una mayor diferencia entre los métodos de cálculo fue el FMM. En este parámetro encontró que la parametrización FC tiende a sobreestimar los flujos cuando la dirección de movimiento del avión es Norte-Sur, en contraposición con la dirección Este-Oeste en la que los métodos eran más coincidentes.

En la Figura 5.11 se muestra la comparación entre los métodos COV y FC del FMM obtenido cuando el avión voló en dirección Norte-Sur (parte a) y cuando el avión voló en dirección Este-Oeste (parte b). Se observa que hay una marcada tendencia a la sobrestimación de los flujos en FC cuando la dirección es Norte-Sur. Es el 90% de los

casos los que están subestimados. La distribución de los pocos datos tomados en dirección Este-Oeste no permite identificar ninguna tendencia cuando el avión viajó en esta dirección.

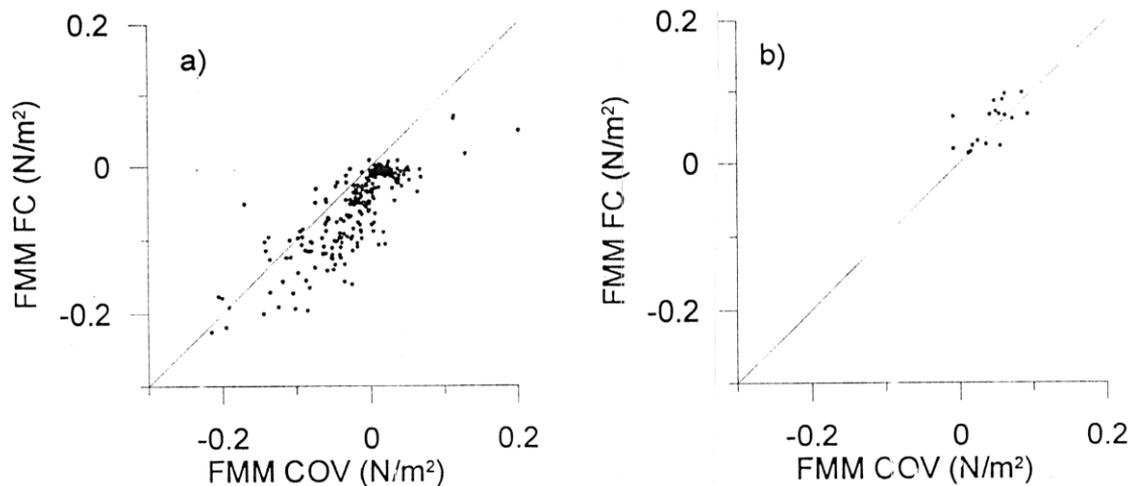


Figura 5.11 Comparación de los FMM cuando el avión viajaba a) Norte-Sur y b) cuando viajaba Este-Oeste

## Capítulo 6: Conclusiones

El FCL tiene una relación más estrecha con la diferencia de humedades específicas (de saturación de la superficie del mar y la del aire) y con la intensidad del viento que con la diferencia de temperaturas entre la superficie del mar y el aire. El análisis de escala de la ecuación de pronóstico muestra que los términos que dominan en la ecuación son proporcionales al gradiente de humedad y a la magnitud del viento al cuadrado, siendo las curvas de mejor ajuste  $FCL = 1.21 \text{ W s}^2 \text{ m}^{-4} V^2$  y  $FCL = 48,454.1 \text{ W/m}^2 - 37.67 \text{ W/m}^2$ .

El FCS toma valores positivos o negativos de acuerdo al sentido de la diferencia de temperatura entre la superficie del mar y del aire. Aunque los valores máximos del FCS parecen ser función de la magnitud del viento, la diferencia de temperaturas es el parámetro más importante en la determinación del valor de los FCS. El análisis dimensional de la ecuación de pronóstico del FCS revela que éste es proporcional a la diferencia de temperaturas, siendo la recta de mejor ajuste:  $FCS = 9.089 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1} (TSM - T_a) - 1.362 \text{ W m}^{-2}$ .

El FMT y la ECT son los parámetros que mejor relación guardan con la magnitud del viento. El análisis dimensional del FMT revela que los términos que dominan la ecuación son proporcionales a la magnitud del viento de forma cúbica y que hay otros importantes proporcionales a la magnitud del viento (de forma lineal). Así, se propone una función cúbica con un término lineal y la curva de mejor ajuste es  $FMT = 3.39488\text{E-}3 \text{ N s m}^{-3} V + 7.72\text{E-}5 \text{ N s}^3 \text{ m}^{-5} V^3$ .

El análisis dimensional de la ecuación de pronóstico de la ECT muestra que ésta es proporcional a la magnitud del viento (lineal en algunos de los términos importantes y al cubo en el resto). Así, se propone una función cúbica con un término lineal y la curva de mejor ajuste es:  $ECT = 30107\text{E-}2 \text{ m s}^{-1} V + 2.66\text{E-}4 \text{ s m}^{-1} V^3$

En lo que respecta al desempeño de las parametrizaciones, en general en el FCL el de MV y FC es muy similar (sus valores medios están muy cercanos al del método de las covarianzas, 1 y 2%<sup>1</sup> respectivamente). Presentan una dispersión mucho menor que KB (su valor medio está 34.4% arriba). Por otro lado los ecm son tres veces menores en las dos primeras parametrizaciones que en la KB. Con respecto a la intensidad de viento, el comportamiento de cada una de las parametrizaciones cambia (de subestimación a sobreestimación o viceversa dependiendo de la parametrización) entre los 10 y los 15m/s, definiendo dos subconjuntos. En valor absoluto de los ecm es entre 2 y 4 veces mayor en los flujos cuando la intensidad de viento está en el subconjunto de todos los valores tomados con intensidad de viento mayor a 10m/s.

En el FCS en general las tres parametrizaciones capturan el sentido de los flujos pero tienden a sobreestimar su magnitud de forma proporcional a la magnitud del flujo. Los casos en los que el sentido del flujo no está bien representado corresponden a flujos de magnitud menor a  $4W/m^2$  y a diferencias pequeñas en las temperaturas de la superficie del mar y del aire. Como en el caso del FCL la parametrización KB es la que presenta mayor dispersión en los datos y la que más sobreestima el flujo, estando su media muy por arriba de la del método de COV, 102.28%. FC es la parametrización que mejor reproduce el FCS estando su media sólo 5% arriba mientras que la parametrización MV está 53.43% arriba. El FCS tiene una relación más estrecha con la diferencia de temperaturas que con la magnitud del viento.

Los flujos de momento son sobreestimados por las tres parametrizaciones siendo MV la que sobreestima en mayor magnitud. Su media es 100% mayor que la de COV en el caso del FMZ, 66.6% en el caso del FMM y 88.8% en el FMT. FC es nuevamente la parametrización que sobreestima en menor medida los flujos y es la única que presenta una subestimación, (de 10% en el caso del FMM). En el FMT su media tiene una diferencia de cero con la del método de COV. La parametrización de KB sobreestima el FMZ, siendo su media 83.3% mayor que la de COV, mientras que los FMM y FMT los sobreestima estando su media 47.6% y 63.0% por arriba de la de COV respectivamente.

---

<sup>1</sup> Todos los porcentajes del capítulo están dados con respecto a la media del método COV

Como en el caso del FCL, en el FMZ, las parametrizaciones KB y MV cambian su desempeño cuando el valor de la magnitud del viento cambia de menos de 10m/s a más de este valor. Mientras el viento es menor a ese valor, las dos parametrizaciones reproducen muy bien los flujos, sin embargo, cuando el viento aumenta, ambas tienden a sobreestimar los flujos. En cuanto al FMM y al FMT, la magnitud de las sobreestimaciones de las parametrizaciones MV y KB crece proporcionalmente a la magnitud del viento. El desempeño de la parametrización FC es independiente de la magnitud del viento, en el rango observado.

En general, la parametrización KB requiere muchos menos recursos de cómputo para calcular los flujos que las otras dos, sin embargo su desempeño es el que difiere más de los resultados del método de COV. La parametrización FC representa los flujos con errores muy pequeños pero su cálculo requiere varias iteraciones y consume muchos recursos de cómputo. Es la parametrización MV la que tiene a la vez un desempeño con errores pequeños y una forma de calcular los flujos, que si bien no es una función polinomial simple de las variables medias, no consume tantos recursos de cómputo como la parametrización FC.

Como recomendaciones del uso de cada una de las parametrizaciones puede decirse que en los casos de los flujos de calor, conviene utilizar la parametrización MV, sin embargo en los flujos de momento KB es una mejor opción cuando la magnitud del viento es menor a 10m/s. FC es la parametrización que debe utilizarse cuando se trate con magnitudes de viento mayores, ya que en estas condiciones las otras dos tienen errores muy grandes.

## Anexo 1: Parametrización FC

Flujos de calor:

$$FCL = \rho L_v C_L V (r_s - r)$$

$$FCS = \rho C_p C_S V (TSM - \theta)$$

Flujos de momento:

$$FMZ = \rho C_D S u$$

$$FMM = \rho C_D S v$$

$$FMT = \rho C_D S V$$

Coefficientes de los flujos de calor y momento:

$$C_L = c_r^{1/2} c_d^{1/2}$$

$$C_S = c_t^{1/2} c_d^{1/2}$$

$$C_D = c_d$$

Estos coeficientes son función de los flujos mismos, de la siguiente manera:

$$c_t^{1/2} = \frac{c_{in}^{1/2}}{\left[ 1 - \frac{c_{in}^{1/2}}{ak} \psi_c(\xi) \right]}$$

$$c_q^{1/2} = \frac{c_{qn}^{1/2}}{\left[ 1 - \frac{c_{qn}^{1/2}}{ak} \psi_c(\xi) \right]}$$

$$c_d^{1/2} = \frac{c_{dn}^{1/2}}{\left[ 1 - \frac{c_{dn}^{1/2}}{ak} \psi_c(\xi) \right]}$$

Donde  $a$  y  $k$  son constantes ( $k$  la de von Kármán).  $\psi_c$  son las funciones de la teoría de similitud de Monin Obukhov, que tienen la forma:

$$\psi_c = 1.5 \ln \left( \frac{y^2 + y + 1}{3} \right) - \sqrt{3} \tan^{-1} \left( \frac{2y + 1}{\sqrt{3}} \right) + \frac{\pi}{\sqrt{3}}$$

Donde:

$$y = \sqrt[3]{1 - \gamma \xi}$$

y  $\gamma$  es una constante empírica.

Además:

$$\xi = \frac{z_r}{L}$$

Donde,

$$L^{-1} = \frac{kg}{T} \left( \frac{T_s + 0.61Tq_s}{u_s^2} \right)$$

Los coeficientes de transferencia en el caso neutral, son función de las longitudes de rugosidad:

$$c_{in}^{1/2} = \frac{ak}{\text{Log} \left( \frac{z_r}{z_{oi}} \right)}$$

$$c_{qn}^{1/2} = \frac{ak}{\text{Log} \left( \frac{z_r}{z_{oq}} \right)}$$

$$c_{dn}^{1/2} = \frac{ak}{\text{Log} \left( \frac{z_r}{z_o} \right)}$$

Los parámetros de escala se calculan de la siguiente forma:

$$T_s = -c_t^{1/2} (T_s - \theta_r)$$

$$q_s = -c_q^{1/2} (r_s - r)$$

$$u_*^2 = -C_d SV$$

Las longitudes de rugosidad se calculan:

$$z_0 = \alpha \frac{u_*^2}{g} + 0.11 \frac{v}{u_*}$$

Además:

$$S^2 = u^2 + v^2 + w_g^2$$

Donde  $w_g$  es el factor de "rafagosidad" proporcional a la escala de velocidad convectiva:

$$w_g = \beta w_*$$

Donde  $\beta$  es una constante empírica y  $w_*$  se calcula de la siguiente forma:

$$w_*^3 = \frac{g}{T} \left[ \left( \frac{FCS}{\rho C_p} \right) + 0.61T \left( \frac{FCL}{\rho L_v} \right) \right] z_i$$

Otros parámetros empleados

$$\rho = \frac{100P}{R_{gas}(T_a + 273.16)}$$

$$e_s(T) = 6.115 + 0.42915T + 0.014206T^2 + 0.0003046T^3 + 0.0000032T^4$$

$$q_s = 0.98q_{sat}(TSM)$$

$$\theta = T + 0.0098z_r$$

Con estas formas de hacer los cálculos el algoritmo de la parametrización se estructura de la siguiente forma:

Se toma  $w_g=0.5\text{m/s}$  y el valor de los coeficientes en condiciones neutrales ( $C_{tn}$ ,  $C_{tr}$ ,  $C_{dn}$ ) igual a  $1 \times 10^{-3}$ , como primera aproximación. Con estos valores se inicia una primera iteración calculando los parámetros de escala ( $u_*$ ,  $T_*$ , y  $q_*$ ),  $\xi_r$ , las longitudes de rugosidad ( $z_0$ ,  $z_{oq}$  y  $z_{ot}$ ) y, con éstos, los coeficientes neutrales de transferencia ( $C_{tn}$ ,  $C_{tr}$ ,  $C_{dn}$ ).

Una vez que se tienen los nuevos coeficientes neutrales se calculan las funciones  $\psi$ , luego los coeficientes de intercambio ( $C_T$ ,  $C_q$  y  $C_d$ ). Después se calculan una vez más los parámetros de escala ( $u_*$ ,  $q_*$  y  $T_*$ ). Con estos nuevos valores se calculan los flujos. Finalmente se calcula  $w_*$  (que está en función de los flujos mismos) y se regresa al inicio del algoritmo realizando 20 iteraciones.

## Anexo 2: Parametrización KB

Flujos de calor:

$$FCL = \rho L_v C_L V (q_s - q_a)$$

$$FCS = \rho C_p C_S V (TSM - T)$$

Coefficientes de los flujos de calor:

$$C_L = C_{L0} + C_{L1} (TSM - T)$$

$$C_{L0} = 10^{-3} \left[ 0.994 + 0.061 V_a - 0.001 (V_a)^2 \right]$$

$$C_{L1} = 10^{-3} \left[ -0.020 + 0.691 (1/V_a) - 0.817 (1/V_a)^2 \right]$$

$$C_S = 0.96 C_L$$

Flujos de momento:

$$FMZ = \rho C_D u V$$

$$FMM = \rho C_D v V$$

$$FMT = \rho C_D V^2$$

Coefficientes de los flujos de momento:

$$C_D = C_{D0} + C_{D1} (TSM - T)$$

$$C_{D0} = 10^{-3} \left[ 0.862 + 0.088 V_a - 0.00089 (V_a)^2 \right]$$

$$C_{D1} = 10^{-3} \left[ 0.1034 - 0.00678 (V_a) - 0.0001147 (V_a)^2 \right]$$

Otros parámetros empleados

$$\rho = \frac{100P}{R_{gas} (T_a + 273.16)}$$

$$r = \frac{q}{(1-q)}$$

$$e_s(T) = (1 + 3.46 * 10^{-6} P_a) 6.1121 * \exp[17.50T / (240.97 + T)]$$

$$q_{sat} = \frac{0.622 e_s(T)}{P_a - 0.378 e_s(T)}$$

$$q_s = 0.98 q_{sat}(T)$$

$$V_a = \max(3.0, \min(27.5, V))$$

## Anexo 3: Parametrización MV

Flujos de calor:

$$FCL = \rho L_v \frac{0.622}{P} C_L V [0.981 e_s(TSM) - U_a e_s(T)]$$

$$FCS = \rho C_p C_s V (TSM - T)$$

Flujos de momento:

$$FMZ = -\rho C_D V u$$

$$FMM = -\rho C_D V v$$

$$FMT = \rho C_D V^2$$

Coefficientes de los flujos de calor y momento:

- Caso estable ( $Ri > 0$ ):

$$C_L = C_s = c_{ln} \exp(-9.4 Ri)$$

$$C_D = c_{dn} \exp(-9.4 Ri)$$

- Caso inestable ( $Ri < 0$ ):

$$C_L = C_s = c_{ln} \left[ 1 + \frac{11}{53.2} \ln(1 - 53.2 Ri) \right]$$

$$C_D = c_{dn} \left[ 1 + \frac{7}{52.9} \ln(1 - 52.9 Ri) \right]$$

Donde  $c_{dn} = 2.5 \times 10^{-3}$  y  $c_{ln} = 1.2 \times 10^{-3}$

El número de Richardson se calcula como:

$$Ri = \frac{gZ}{T_{VO}V^2} \left[ (T - TSM) + 0.38T \frac{U_a e_s(T) - 0.981e_s(TSM)}{P} \right]$$

Otros parámetros empleados

$$\rho = \frac{100P}{R_{gas}(T + 273.16)}$$

$$e_s(T) = 6.115 + 0.42915T + 0.014206T^2 + 0.0003046T^3 + 0.0000032T^4$$

$$U_a = q \left[ \frac{P}{0.622e_s(T)} \right]$$

## Referencias

- Beljaars, A., 1992: The parameterization of the planetary boundary layer. Centro Europeo para el Pronóstico del Tiempo de Mediano Plazo. pp. 57.
- Blackadar, A. K., 1998: Turbulence and Diffusion in the Atmosphere. Springer. pp. 185.
- Csanady, G. T., 2001: Air-Sea Interaction Laws and Mechanisms. Cambridge University Press. pp. 239.
- Emmanuel, K., 1991: The theory of hurricanes. Annual Review of Fluid Mechanics. Vol. 23 pp.179-197.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B., y Young G. S., 1996: Bulk Parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. Journal of Geophysical Research. Vol. 101, No. C2, pp. 3747-3764.
- Glickman, T. S., 2000: Glossary of Meteorology, Second Edition. American Meteorological Society. pp. 301.
- Huang, J. C. K., 1978: Numerical simulation studies of oceanic anomalies in the North Pacific Basin, I. The ocean model and the long-term mean state. J. Phys. Oceanogr. Vol. 8. pp. 755-778.
- Huerta, A., 2001: Estudio observacional de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias, UNAM.

- Isemer, H. J. y Hasse, L., 1987: The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 2. Air-Sea Interactions. Springer-Verlag. Berlin. pp. 252.
- Kara, B., Rochford, P. A., Hurlburt, H. E., 2000: Efficient and Accurate Bulk Parameterizations of Air-Sea Fluxes for Use in General Circulation Models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. Vol. 17, pp. 1421-1438.
- Kara, B., Rochford, P. A., Hurlburt, H. E., 2002: Air-Sea Flux Estimates and the 1997-1998 ENSO Event. *Boundary Layer Meteorology*. Vol. 103, pp. 439-458.
- Large, W. y Gnanadesikan A., 2001: Ocean Surface Water Mass Transformation, Capítulo 5 del libro: *Ocean Circulation and Climate*. Editado por Gerald Siedler. pp. 316-336.
- Liu, T. W., Katsaros, K. B. y Businger, J. A., 1976: Bulk Parameterization of Air-Sea Exchanges of Heat and Water Vapor Including the Molecular Constraints at the Interface. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 36, pp. 1722-1735.
- Liu, T. W. y Katsaros, K., 2001: Air-Sea Fluxes from Satellite Data, Sección 3.4 del libro *Ocean Circulation and Climate*. Editado por Gerald Siedler. pp.173-180.
- Mendoza, V. M., Villanueva, E. E., Adem, J., 1996: Numerical experiments on the prediction of sea surface temperature anomalies in the Gulf of Mexico. *Journal of Marine Systems*. Vol. 13, pp. 83-99.
- Philander, G., 1990: *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press. 293 pp.
- Raymond, D., Raga, G., Bretherton, C., Molinari, J., López-Carrillo, C., y Fuchs, Z., 2003: Convective Forcing in the Intertropical Convergence Zone of the Eastern Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 60 No. 17 pp 2064-2082.
- Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Gallegos, A., y O'Brien, J., 2003: Isthmus of Tehuantepec Wind Climatology and ENSO Signal. *Journal of Climate*, Vol. 16, 2628-2639.

Ruddiman, W. F., 2001: Earth's Climate: Past and future. W. H. Freeman e hijos, Nueva York. pp. 465.

Stull, R., 1994: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers. pp. 665.

Webster, P., y Lukas, R., 1992: TOGA COARE: The Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment. Bulletin American Meteorological Society., Vol. 73, No. 9, pp. 1377-1416.

Sitios de Internet:

<http://www.agu.org/revgeophys/rogers01/rogers01.html>

[http://www.atmos.washington.edu/~ccornish/EPIC/low\\_crosswind\\_analysis/summary\\_report.html](http://www.atmos.washington.edu/~ccornish/EPIC/low_crosswind_analysis/summary_report.html)

<http://www.bodc.ac.uk/cgi-bin/framer?http://www.bodc.ac.uk/projects/clivar/>

<http://www.clivar.org/organization/wgomd/pomip.htm>

<http://ilikai.soest.hawaii.edu/sadcp/clivar.html>

<http://www.ncar.ucar.edu/>

<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/coare>

<http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/ctl/about4.html>

[http://www.pmel.noaa.gov/tao/data\\_deliv/deliv.html](http://www.pmel.noaa.gov/tao/data_deliv/deliv.html)

<http://raf.atd.ucar.edu/Bulletins/bulletin3.html>

<http://www.wmo.ch/web/wcrp/wcrp-home.html>

## Lista de Símbolos

### Caracteres Latinos:

- a Constante empírica
- $C_D$  Coeficiente de intercambio de los flujos de momento
- $C_{D0}$  Parámetro para calcular el coeficiente de intercambio del flujo de momento (KB)
- $C_{D1}$  Parámetro para calcular el coeficiente de intercambio del flujo de momento (KB)
- $C_L$  Coeficiente de intercambio de calor latente
- $C_{L0}$  Parámetro para calcular el coeficiente de intercambio de calor latente (KB)
- $C_{L1}$  Parámetro para calcular el coeficiente de intercambio de calor latente (KB)
- $C_p$  Calor específico del aire seco a presión constante
- $C_s$  Coeficiente de intercambio de calor sensible
- $c_d$  Parámetro para calcular el coeficiente de transferencia de momento (FC)
- $c_{dn}$  Coeficiente neutral de transferencia de momento
- $c_r$  Parámetro para calcular el coeficiente de transferencia de calor latente (FC)
- $c_m$  Coeficiente neutral de transferencia de calor latente
- $c_t$  Parámetro para calcular el coeficiente de transferencia de calor sensible (FC)
- $c_{tn}$  Coeficiente neutral de transferencia de calor sensible
- ECT Energía cinética turbulenta
- e Presión de vapor
- ecm error cuadrático medio
- $e_s$  Presión de vapor de saturación
- FCL Flujo de calor latente
- FCS Flujo de calor sensible
- FE Flujo de entalpía
- FMM Flujo de momento meridional
- FMT Flujo de momento total
- FMZ Flujo de momento zonal
- GALT Variable de altitud

- GLAT Variable de latitud
- GLON Variable de longitud
- GPS Sistema de Posicionamiento Global
- g aceleración de la gravedad
- h Entalpía
- $L_v$  Calor latente de vaporización
- PSFD Variable de presión estática
- P Presión atmosférica
- q Humedad específica
- $q'$  Perturbación de la humedad específica
- $q_s$  Humedad específica de saturación de la superficie del mar, incluyendo el efecto de la salinidad
- $q_{sat}$  Humedad específica de saturación de la superficie del mar, sin el efecto de la salinidad
- $q_a$  Humedad específica del aire
- $q_*$  Parámetro de escala de humedad
- RHOLA Variable de humedad
- RSTB, RSTB1 Variables de la temperatura de la superficie del mar.
- $R_{gas}$  Constante de los gases para el aire seco
- Ri Número de Richardson
- r Razón de mezcla
- $r_s$  Razón de mezcla de saturación (incluye el efecto de la salinidad)
- $r_{sat}$  Razón de mezcla de saturación (sin el efecto de la salinidad)
- $r^2$  Coeficiente de determinación
- S Magnitud media de la rapidez del viento, considerando el efecto de la "rafagosidad" ( $w_g$ ) en la vertical
- T Temperatura ambiente
- TSM Temperatura de la superficie del mar
- TTRR Variable de temperatura tomada del sensor ubicado en la parte derecha del domo.
- TTWH Variable de temperatura tomada de uno de los sensores ubicados en las alas del avión
- $T_{vo}$  Temperatura de referencia en el cálculo del número de Richardson
- $T_*$  Parámetro de escala de temperatura
- UI Variable de rapidez zonal del viento

- UIC Variable de rapidez zonal del viento corregida con GPS
- $U_a$  Humedad relativa
- UTC Hora del meridiano de Greenwich
- $u$  Componente zonal de la magnitud del viento
- $u'$  Perturbación de la componente zonal del viento
- $u_*$  Velocidad de fricción
- $V$  Magnitud media del viento
- VI Variable de rapidez meridional del viento
- VIC Variable de rapidez meridional del viento corregida con GPS
- $V_a$  Parámetro utilizado en la parametrización KB en lugar de  $V$ , como intensidad del viento
- $v$  Componente meridional de la magnitud del viento
- $v'$  Perturbación de la componente meridional del viento
- WI Variable de la componente vertical de la velocidad del viento
- WIC Variable de rapidez vertical del viento corregida con GPS
- $w$  Componente vertical del viento
- $w'$  Perturbación de la componente vertical del viento
- $w_g$  Factor de Rafagosidad
- $Z$  Altura de referencia en el cálculo del número de Richardson
- $z_i$  Altura de inversión
- $z_o$  Longitud de rugosidad
- $z_{oq}$  Longitud de rugosidad para la humedad
- $z_{ot}$  Longitud de rugosidad para la temperatura

## Caracteres Griegos:

- $\alpha$  Constante de Chanock
- $\beta$  Constante empírica
- $\gamma$  Constante empírica
- $k$  Constante de Von Kármán
- $\Psi$  Funciones de la teoría de similaridad de Monin Obukhov
- $\rho$  Densidad del aire
- $\theta$  Temperatura potencial
- $\theta'$  Perturbación de la temperatura potencial
- $\nu$  Viscosidad molecular

## Constantes Representadas con Caracteres Latinos

$$a = 1.00$$

$$C_p = 1004.67 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$g = 9.81 \text{ m s}^{-1}$$

$$L_v = 2.45 \times 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$$

$$R_{\text{gas}} = 287.1 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$z = 600 \text{ m}$$

## Constantes Representadas con Caracteres Griegos

$$\alpha = 0.011$$

$$\beta = 1.25$$

$$\gamma = 12.87$$

$$k = 0.40$$

$$\nu = 1.46 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$