



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTRUCTURA DE LA CAPA LÍMITE EN LAS
ALBERCAS DE AGUA CALIENTE

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICO

P R E S E N T A :

LUIS EDUARDO HERRERA AZTEGUI

DR. VÍCTOR ORLANDO MAGAÑA RUEDA

2007





Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

FACULTAD DE CIENCIAS

División de Estudios Profesionales



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

ACT. MAURICIO AGUILAR GONZÁLEZ
Jefe de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
Presente

Por este medio hacemos de su conocimiento que hemos revisado el trabajo escrito titulado:
"Estructura de la Capa Límite en las Albercas de Agua Caliente"

realizado por Herrera Aztegui Luis Eduardo
con número de cuenta 095504238 , quien cubrió los créditos de la licenciatura en Física.

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Tutor (a)
Propietario Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda

Propietario M. en C. Manuel René Garduño López

Propietario Dr. José Rafael Soto Montiel

Suplente Dr. Ernesto Dos Santos Caetano Neto

Suplente Dr. Jorge Enrique Sánchez Sánchez

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Ciudad Universitaria, D.F., a 7 de junio del 2006.
CONSEJO DEPARTAMENTAL DE FÍSICA



M. en C. Alicia Zarzosa Pérez
FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA

AGRADECIMIENTOS:

Quiero agradecer a mis padres M^a del Refugio Aztegui Balcázar, Luis Enrique Herrera Fuentes y a mis hermanos Jorge y Ricardo por la confianza brindada.

A los profesores:

Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda,

Dr. Ernesto Caetano,

M. en C. René Garduño,

Dr. Rafael Soto,

Dr. Jorge E. Sánchez,

su apoyo y consejo.

Agradezco también a la Universidad Nacional Autónoma de México y a las instituciones: Facultad de Ciencias y Centro de Ciencias de la Atmósfera.

$$\textit{Para} : \int_i g(r)dr + M_0(r)e^{t^2} \quad \textit{con} \quad r=1 + \cos \theta$$

ÍNDICE GENERAL:

| | |
|--|----|
| INTRODUCCIÓN A ESTE TRABAJO..... | 1 |
| CAPÍTULO 1 MOTIVACIÓN Y OBJETIVO..... | 2 |
| 1.1 LAS ALBERCAS DE AGUA CALIENTE DE LAS AMÉRICAS... | 2 |
| 1.2 EL CLIMA DE MESOAMÉRICA..... | 4 |
| 1.3 OBJETIVO DE LA TESIS..... | 6 |
| CAPÍTULO 2 LA CAPA LÍMITE EN LOS TRÓPICOS..... | 7 |
| 2.1 EL CONCEPTO DE CAPA LÍMITE..... | 7 |
| 2.2 MODELOS DE CAPA LÍMITE..... | 10 |
| 2.3 LAS ALBERCAS DE AGUA CALIENTE Y SU CLIMA..... | 23 |
| CAPÍTULO 3 METODOLOGÍA..... | 33 |
| 3.1 EL EXPERIMENTO ECAC..... | 33 |
| 3.2 OBSERVACIONES DE SUPERFICIE..... | 37 |
| 3.3 ASIMILACIÓN DE DATOS..... | 38 |
| CAPÍTULO 4 ANÁLISIS Y RESULTADOS..... | 41 |
| 4.1 ECAC 1..... | 41 |
| 4.2 ECAC 2..... | 46 |
| 4.3 ECAC 3..... | 50 |
| 4.4 ECAC 4..... | 53 |
| 4.5 EL PROBLEMA DEL VIENTO..... | 57 |
| 4.6 NOTA SOBRE LA IMPORTANCIA DEL VIENTO..... | 67 |
| 4.7 ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA..... | 72 |
| 4.8 PERFILES DE RADIOSONDEOS Y GLOBOS CAUTIVOS..... | 73 |
| CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..... | 81 |
| 5.1 CONCLUSIONES SOBRE ECAC (2001)..... | 81 |
| 5.2 RECOMENDACIONES..... | 82 |
| REFERENCIAS Y FUENTES..... | 83 |

INTRODUCCIÓN A ESTE TRABAJO

Durante el verano del año 2001 tuvo lugar el Experimento Climático en las Albercas de Agua Caliente de Mesoamérica (ECAC), el cual se llevó a cabo para obtener información *in situ* del comportamiento de variables meteorológicas que permitieran explicar la evolución de las lluvias de verano sobre México y Centroamérica.

Durante el experimento, las mediciones en la capa límite fueron fundamentales pues en los primeros cientos de metros es donde los flujos de calor y humedad afectan la formación de nubes y por lo tanto la ocurrencia de lluvias.

ECAC ha permitido establecer que las características de los vientos sobre nuestros mares tropicales son clave para realizar pronósticos de tiempo y clima. Sin embargo, las estimaciones de éstos sobre regiones oceánicas no son siempre de gran calidad y pueden incluso disminuir la precisión de la información climática.

ECAC se hizo como un intento de mejorar el entendimiento de los factores que controlan el clima regional en México, Centroamérica y el Caribe, por medio de observaciones en regiones donde los datos son muy pocos o bien, no los hay.

Los objetivos primordiales y más concretos de ECAC fueron:

1. Documentar los procesos atmosféricos y oceánicos relacionados a la sequía interestival (canícula) sobre las Albercas de Agua Caliente del NE del Océano Pacífico y del Mar Caribe.
2. Examinar los procesos de interacción aire – mar sobre estas Albercas de Agua Caliente que modulan la intensidad de la temporada lluviosa en Mesoamérica.
3. Determinar las condiciones oceánicas previas a la llegada de la temporada lluviosa sobre el Sur de México.
4. Documentar las teleconexiones atmosféricas entre el Mar Caribe y el Pacífico Nororiental (NE).

En este trabajo se hizo la depuración y análisis de los datos meteorológicos obtenidos por estaciones colocadas en los buques de investigación.

Además se hace un primer análisis de la estructura de la capa límite sobre las Albercas de Agua Caliente.

CAPÍTULO 1

MOTIVACIÓN Y OBJETIVO

1.1 LAS ALBERCAS DE AGUA CALIENTE DE LAS AMÉRICAS

En la terminología de meteorología tropical el término de *Alberca de Agua Caliente*, se usa para designar áreas persistentes de océano que presentan temperatura superficial del mar superior en algunos grados centígrados al promedio de su vecindad.

El nombre de albercas de agua caliente de las Américas se utiliza en español para referirse a *Western Hemisphere Warm Pool (WHWP)*, que es el nombre en inglés que utilizan algunos investigadores en la bibliografía meteorológica internacional.

Las zonas que delimitan a las albercas no son siempre las mismas, en el desarrollo de la alberca intervienen varios factores como son la dinámica oceánica y atmosférica, además del ciclo anual. Entender plenamente las razones de su cambio aún hoy es tema de estudio.

En la figura 1.1 se puede apreciar como cambian de posición las albercas de agua caliente de primavera a otoño.

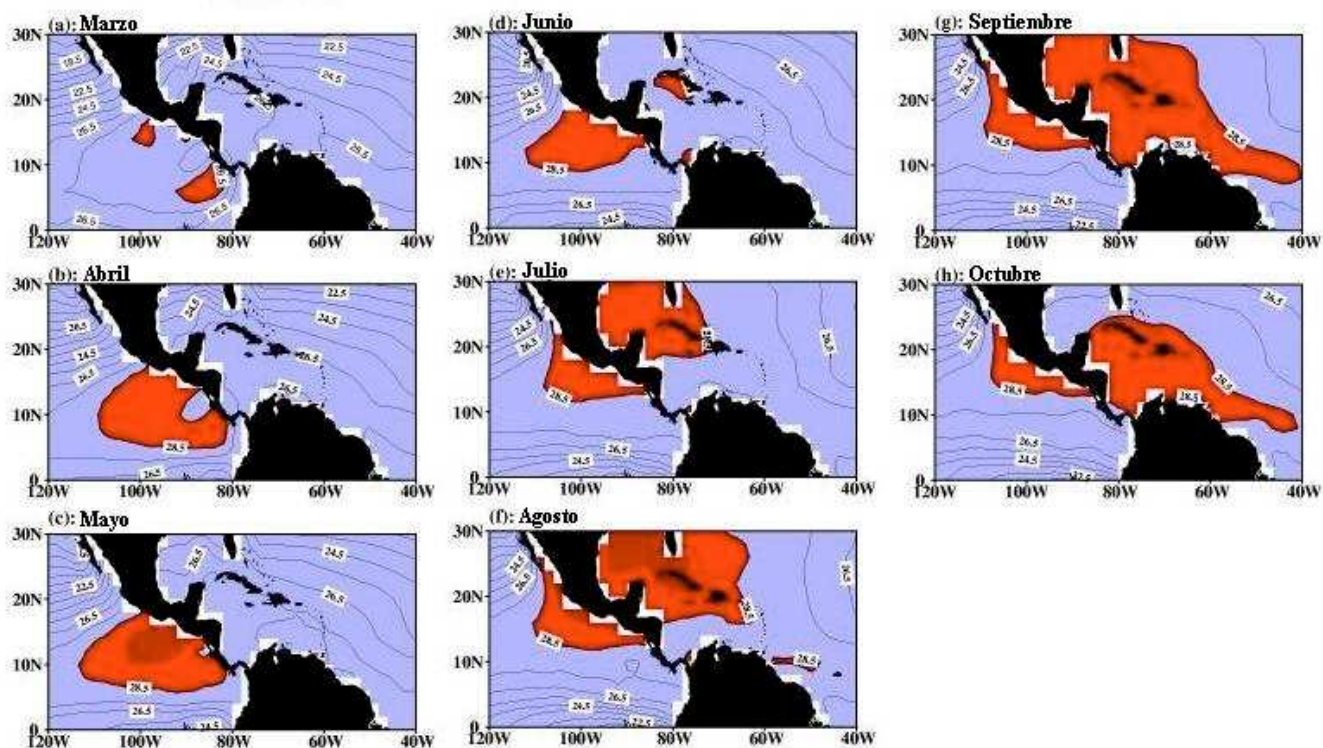


Fig. 1.1 Cambio de posición de las albercas de agua caliente de Marzo a Octubre de 2001. (Wang 2001)

El ciclo anual y las variaciones interanuales en el clima de la región de México, Centro América y el Caribe presentan ciertas similitudes en sus patrones espaciales. Por ejemplo, las señales del fenómeno El Niño resultan en anomalías de precipitación y temperatura que se extienden por la región de Mesoamérica y el Caribe reflejando la interacción de los vientos alisios con la orografía. Así, aumentos en precipitaciones en el Pacífico parecen corresponder con disminuciones en el lado del Caribe en el Istmo Centroamericano. Sin embargo, los procesos de interacción océano- atmósfera resultan los más importantes como moduladores de las variaciones del clima de la región. La presencia de albercas de agua caliente está en general asociada con zonas de gran actividad convectiva, como en el Pacífico del oeste o el Pacífico nororiental tropical, donde se establece la zona de convergencia intertropical (ZCIT).

La dinámica de la actividad convectiva en la ZCIT controla gran parte de las lluvias en la zona centro-sur de México y en Centro América. Incluso, la subsidencia que genera la circulación de las torres convectivas en la ZCIT sobre el Caribe, el Golfo de México y el norte de México, a través de circulaciones de tipo Hadley y Walker, inhibe los movimientos ascendentes profundos. Por esta razón, aparecen pocas nubes del tipo cumulonimbus en los Mares Intra Americanos y la precipitación es poca aun cuando se trata de una región tropical.

Mediante estudios empíricos se ha encontrado que las lluvias en México dependen de manera importante de lo que ocurra en la ZCIT, la cual a su vez está influenciada por las interacciones océano atmósfera en la alberca de agua caliente en el Pacífico mexicano.

1.2 EL CLIMA DE MESOAMÉRICA

Una hipótesis reciente sugiere que la llamada canícula o sequía intraestival, el mínimo relativo en la precipitación que se presenta en Mesoamérica durante la mitad del verano (julio o agosto) depende fuertemente de los procesos de interacción océano atmósfera que ocurren en la alberca de agua caliente mexicana (Magaña et al 1999). Sin embargo, tal hipótesis no ha sido comprobada totalmente por falta de datos in situ (radiación entrante y saliente de onda larga y corta en superficie, temperatura superficial del mar, cambios en la intensidad del viento).

Dado que la mayor cantidad de lluvia que reciben los países de la región ocurre durante los meses del verano, entre mayo y septiembre, el clima de la región puede ser considerado de tipo monzónico. Dentro de este marco, la actividad convectiva está principalmente relacionada con la formación de nubes profundas generadas en sistemas tropicales como huracanes, ondas del este y tormentas convectivas de mesoescala.

Varios estudios recientes han mostrado que la predicción estacional de las características de la temporada de lluvias en la región puede ser pronosticada, en un sentido probabilístico, a partir de información de lo que ocurre en el océano. Dado que El Niño es uno de los factores moduladores del clima en Mesoamérica, su señal se ha convertido en un importante elemento para pronosticar o diagnosticar las condiciones del clima regionales. La emisión de pronósticos de lluvia a partir de las predicciones de El Niño ya no es sólo un ejercicio académico, sino una realidad que permite planear actividades agrícolas, pesqueras o de protección civil.

Aunque El Niño es uno de los moduladores del clima global en escalas interanuales, sólo es capaz de explicar un cierto porcentaje de la variabilidad que el clima regional exhibe. En México, Centro América y el Caribe la señal El Niño explica, en el mejor de los casos, hasta un 30% de la variabilidad de las lluvias. Es claro entonces, que existen otros elementos que determinan las características de la variabilidad del clima. La actividad de ondas del este, de huracanes, la temperatura de la superficie del mar en las albercas de agua caliente alrededor de México, o la humedad del suelo son factores que actúan como moduladores de la temporada de lluvias en la región.

Los esquemas de predicción climática regional incluyen hoy en día información no sólo de la región conocida como del Niño, sino también de otras regiones de los mares tropicales,

en el Atlántico y Mar Caribe. Sin embargo, falta aún mostrar cuáles son los mecanismos que físicamente teleconectan las regiones oceánicas tropicales con los patrones de lluvia regional.

El cambio en la disponibilidad de agua en la región tropical y subtropical de las Américas es sin duda un problema de la mayor importancia. Las graves sequías o inundaciones que los países centroamericanos o del Caribe han experimentado en la última década han despertado el interés de las agencias oficiales en el problema de la variabilidad climática. Incluso hoy en día, los organismos de protección civil de la región toman en cuenta las predicciones que sobre El Niño o La Niña se realizan en los grandes centros de pronóstico. Poco a poco se van estableciendo estrategias de adaptación ante los cambios que experimenta el clima, pero para ello es necesario comenzar a considerar más seriamente el tipo de productos climáticos que los tomadores de decisiones solicitan. Es claro que no se pueden satisfacer todas las demandas de información que un agricultor tiene, por lo que hay que adaptar los pronósticos de lluvia, hasta el punto en que, siendo científicamente sólidos, sean de utilidad. No hay que esperar a disponer de pronósticos perfectos sobre las lluvias o la temperatura, para que los potenciales usuarios utilicen la información que ya se está generando.

1.3 OBJETIVO DE LA TESIS

El objetivo del presente trabajo es documentar algunas de las características de la capa límite en las Albercas de Agua Caliente que rodean a México (Caribe y Pacífico) mediante la construcción de una base de datos surgidos de las campañas ECAC.

En particular se trabajará:

1. Análisis de calidad de información de vientos, haciendo referencia a reanálisis de otras fuentes.
2. Análisis de los principales sistemas de escala sinóptica sobre la región de las albercas de agua caliente.
3. Análisis de la estructura de la Capa Límite marina y su ciclo diurno bajo diferentes condiciones de tiempo.

Este trabajo constituye un paso esencial hacia el estudio de procesos en la capa límite que producen precipitación, así como a su modelación fundamental para pronósticos de tiempo y clima en los trópicos en general y en México en particular.

En estudios posteriores, se podrá profundizar en los elementos físicos más importantes para caracterizar procesos de interacción océano – atmósfera que resultan en clima, y por qué no, en nuevas propuestas de trabajo de campo en los mares mexicanos.

CAPÍTULO 2

LA CAPA LÍMITE EN LOS TRÓPICOS

2.1 EL CONCEPTO DE CAPA LÍMITE

INTRODUCCIÓN

El concepto de Capa Límite, es de gran importancia en la Física de los Fluidos. El término se le atribuye a William Froude (1810 – 1879), quien llevó a cabo una serie de experimentos a principios de la década de 1870, estudiando la resistencia de un fluido debida a la fricción de un disco delgado sin bordes cuando es arrastrado en un contenedor con agua en reposo.

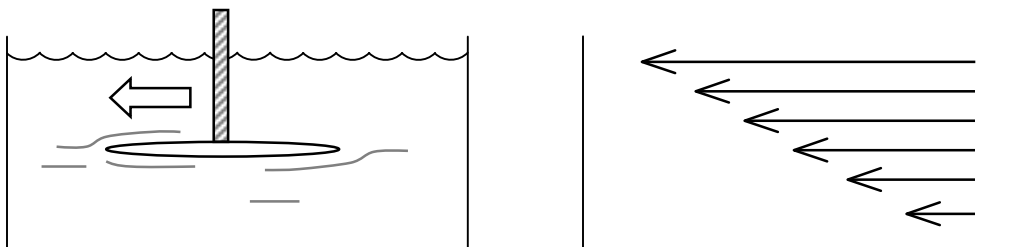


Fig. 2.1 Líneas de flujo debidas al movimiento de un disco dentro de un fluido

El término en sí mismo fue probablemente introducido por primera vez en la literatura por Ludwig Prandtl (1875 – 1953) en 1905, que trabajando en el campo de la aerodinámica se interesó en el flujo de un fluido de baja viscosidad cerca de un límite o frontera sólida.

En el contexto atmosférico, no ha sido fácil definir con precisión qué es la Capa Límite, aún y cuando se utiliza para describir un sinnúmero de problemas:

Algunos la definen como la capa de aire que está sobre la superficie terrestre en la cual los efectos de la superficie (fricción, calentamiento y enfriamiento) son sentidos directamente en una escala temporal menor a un día, y en la cual los flujos de momento, calor o materia (más significativos) son transportados por movimientos turbulentos.

La naturaleza turbulenta de la Capa Límite de la Atmósfera es una de sus más importantes características. La turbulencia en la atmósfera baja es diferente a la turbulencia estudiada en

túneles de viento en dos principales aspectos: Primero, la turbulencia asociada con la convección térmica coexiste con la turbulencia mecánica (por turbulencia mecánica se entiende turbulencia generada por la cizalla del viento). Segundo, la turbulencia de la Capa Límite interactúa con un flujo medio que es a la vez influenciado por la rotación de la Tierra.

La estructura de la Capa Límite en la Atmósfera muestra muchas similitudes con la Capa Límite turbulenta bidimensional generada en un túnel de viento, en la que se tiene una región interior y otra región exterior. En la región exterior, el flujo muestra poca dependencia respecto de la naturaleza de la superficie y la fuerza de Coriolis es importante. Esta región es algunas veces llamada *Capa de Ekman*, desde que Walfrid Ekman (1874 – 1954) en 1905 analizó los efectos de la rotación sobre el flujo oceánico cerca de la superficie.

Por otra parte, el flujo en la capa interior depende principalmente de las características superficiales de la frontera y es poco afectado por la rotación. La transición entre las capas interior y exterior no es abrupta, pero se caracteriza por una región de traslape.

DEFINICIÓN Y ESCALA

La capa límite atmosférica tiene una altura variable, aunque típicamente está entre 100 y 3000 m de espesor. Se considera que el límite superior colinda con la atmósfera libre, la cual no presenta dependencia con la superficie.

Se debe notar que el espesor de la Troposfera es mayor que el de la capa límite en *un* orden de magnitud (diez veces) y la razón entre el espesor de la Troposfera y el radio de la Tierra es de $10\text{km}/6400\text{km} = 0.001$ ó 0.1% , por lo que la razón entre el espesor de la capa límite y el radio terrestre es de 0.0001 ó 0.01% .

La interacción mecánica entre un fluido y una superficie frontera implica procesos físicos que actúan en una parcela de aire modificando su temperatura, contenido húmedo (humedad) o velocidad.

Estos procesos son importantes porque resultan en:

- Transferencia de calor entre la superficie y la atmósfera
- Arrastre por fricción

- Evaporación y condensación
- Modificación de flujo, inducida por el terreno

| DIFERENCIAS ENTRE LA CAPA LÍMITE Y LA ATMÓSFERA LIBRE | | |
|--|---|---|
| PROPIEDAD | CAPA LÍMITE | ATMÓSFERA LIBRE |
| Turbulencia | Casi continuamente turbulenta. | Turbulencia en nubes convectivas o turbulencia esporádica en capas delgadas. |
| Fricción | Fricción fuerte con la superficie terrestre. Gran disipación de energía. | Pequeña disipación viscosa. |
| Dispersión | Mezclado turbulento rápido en la vertical y horizontal. | Pequeña difusión molecular; a menudo transporte horizontal rápido por viento “medio”. |
| Viento | Cercano a un perfil logarítmico para la velocidad del viento en la capa superficial. Flujo subgeostrófico y no paralelo a isobaras. | Viento casi – geostrófico |
| Transporte Vertical | Dominado por la turbulencia | Dominan efectos del viento “medio” o escala de nubes cumulus . |
| Espesor | Varía entre 100m y 3 km en tiempo y espacio. Oscilación diurna sobre la tierra. | Poco variable entre 8 – 18 km, variaciones pequeñas en el tiempo. |

¿Por qué es importante entender la Capa Límite?

- La gente vive en la Capa Límite
- Los pronósticos meteorológicos diarios de temperatura máxima y mínima, humedad y viento son esencialmente pronósticos de la Capa Límite
- La contaminación se atrapa generalmente en la Capa Límite
- Las cosechas se dan en la Capa Límite
- La evolución de las tempestades depende de la afluencia de aire húmedo en la Capa Límite
- Cerca del 50% de la Energía Cinética en la atmósfera se disipa en la Capa Límite

2.2 MODELOS DE CAPA LÍMITE

VIENTO EN LA CAPA LÍMITE

Dentro de la Capa Límite, el viento observado se puede descomponer en tres categorías principales:

- Viento medio
- Ondas
- Turbulencia

Cada una de estas tres propiedades del viento puede existir individualmente

Viento medio:

- El viento medio es importante para el *transporte horizontal* de variables como la humedad, calor, momentum (momento), contaminantes, mediante procesos de advección.
- La velocidad típica es de 2 a 10 m/s
- La fricción disminuye los vientos cercanos a la superficie.

Ondas:

- Ocurren por lo general en la noche, en la capa límite nocturna.
- Transportan poco calor, humedad y contaminantes.
- Como sea, son efectivas transportando energía y momento.

Turbulencia:

- El transporte *vertical* de humedad, calor y momento es dominado por procesos turbulentos.
- Se entiende por turbulencia la aparente naturaleza caótica en un fluido, la cual se manifiesta de forma irregular, casi siempre con fluctuaciones fortuitas alrededor de valores promedio de la velocidad, temperatura, etc.
- Se puede visualizar como movimiento en giros irregulares llamados torbellinos o *eddies*
- Varían de tamaño de 100 a 3000 m los más grandes y son de sólo algunos milímetros los más pequeños.

- La turbulencia resulta del:
 - a) Calentamiento diferenciado durante el día que genera burbujas calientes de aire (termales)
 - b) Cizalla en el viento (gradientes)
 - c) Barreras que deflecan el flujo alrededor como son árboles o edificios, creando remolinos después del obstáculo.

En resumen, la turbulencia en la Capa Límite responde a cambios de los forzamientos superficiales (calentamiento en el día, por ejemplo) – cosa que no ocurre en la Troposfera libre que actúa como si la superficie terrestre no existiera.

Al estudiar la turbulencia, por ejemplo el espectro de tamaños de los remolinos, es difícil obtener una imagen instantánea de la Capa Límite y de todos los remolinos formados dentro de ella. Por ser más fácil y más barato se hacen medidas de torbellinos en un solo punto durante un periodo de tiempo largo (anemómetro sónico).

Para estudiar la turbulencia con un registro continuo de medidas en un punto se necesita suponer que la turbulencia está “congelada”.

¿Qué significa esto? Como el flujo medio mantiene un proceso de advección, los torbellinos pasan por el sensor y sus propiedades fundamentales permanecen sin cambio o como si se congelaran.

Lo anterior se puede expresar de la siguiente manera:

Para cualquier variable ζ que represente un parámetro atmosférico de la turbulencia, se tiene que la derivada total con respecto al tiempo es igual a cero, es decir, $\frac{d\zeta}{dt} = 0$ bajo la suposición de que está “congelada”. La derivada total se expresa como:

$$\frac{d\zeta}{dt} = \underbrace{\frac{\partial\zeta}{\partial t}}_{\text{cambio local}} + \underbrace{u \frac{\partial\zeta}{\partial x} + v \frac{\partial\zeta}{\partial y} + w \frac{\partial\zeta}{\partial z}}_{\text{advección}} \quad (2.1)$$

Como $\frac{d\zeta}{dt} = 0$, la ecuación (2.1) se puede escribir

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t} = -u \frac{\partial\zeta}{\partial x} - v \frac{\partial\zeta}{\partial y} - w \frac{\partial\zeta}{\partial z} \quad (2.2)$$

Suponiendo el caso en que el flujo es en la dirección \mathbf{x} , entonces el cambio local de la variable (e.g. temperatura) está dado por:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -u \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (2.3)$$

Las variables termodinámicas que caracterizan la Capa Límite¹ son:

1. Temperatura (T)
2. Temperatura de punto de rocío (T_d)
3. Razón de mezcla (q) – se conserva para procesos adiabáticos –
4. Temperatura potencial (θ) también se conserva en procesos adiabáticos. Está dada por la ecuación de Poisson como $\theta = T \left(\frac{P_o}{P} \right)^{0.286}$.
5. Temperatura Potencial Virtual (θ_v) – para aire no saturado – $\theta_v = \theta(1 + 0.61q)$; que se conserva en procesos adiabáticos.

Por lo tanto, un diagnóstico de los cambios de una condición del clima en superficie requiere considerar los cambios locales y los advectados desde otras zonas vecinas.

PROFUNDIDAD Y ESTRUCTURA

Durante el análisis de la Capa Límite en las Albercas de Agua Caliente de las Américas, es muy importante examinar la capa límite sobre el océano o marítima tropical.

Sobre los Océanos:

- La profundidad de la Capa Límite atmosférica varía relativamente poco sobre los océanos y de forma lenta en espacio y tiempo, ya que los forzamientos en superficie varían lentamente, es decir, la Temperatura Superficial del Mar varía de forma lenta debido al calor específico del agua, que es grande (su inercia térmica).
- La mayoría de los cambios en la profundidad de la capa límite atmosférica sobre el océano son causados por procesos de escala sinóptica o de mesoescala, que generan movimiento vertical y/o advección de masas de aire sobre la superficie del mar.

¹ Para obtener el desarrollo de alguna de las variables como la Temperatura Potencial ver la referencia No. 4

En los Trópicos:

- Aparece una Capa Superficial sobre la cual se encuentra una Capa de Mezcla baja (menos de 1 km. de profundidad). La Capa de Mezcla está bajo una capa de transición poco después del kilómetro de altura. Ésta corresponde a la base de una nube.
- Encima de la Capa de Inversión, donde el viento cambia de dirección e intensidad hay una capa donde se forman cumulus

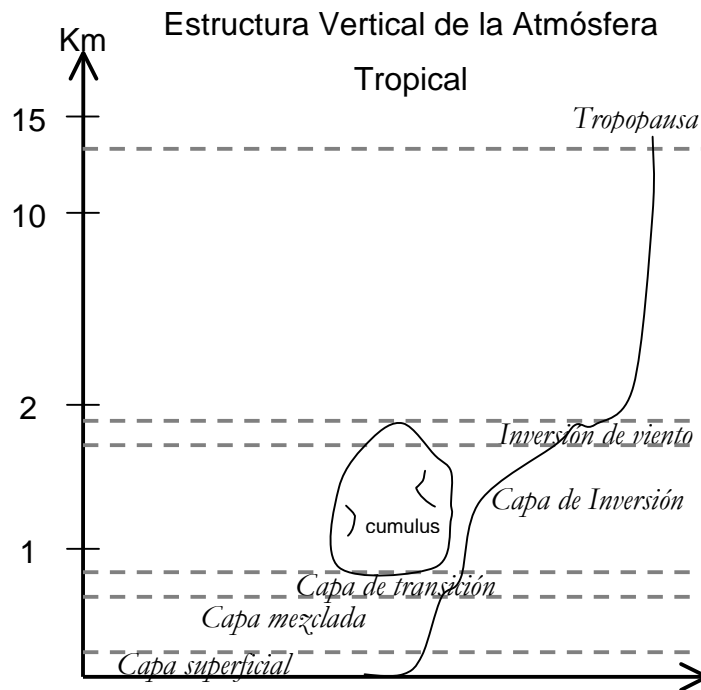


Fig. 2.2 Capas que integran la Capa Límite en la Atmósfera

EFFECTOS DE ALTAS Y BAJAS PRESIONES

El paso de las ondas o las circulaciones estacionarias puede provocar zonas de altas y bajas presiones.

Cerca de una región de Alta Presión:

Sobre tierra y océanos la Capa Límite tiende a ser poco profunda, lo cual se debe a la subsidencia y divergencia resultante. La subsidencia inhibe la formación de nubes.

La profundidad de la Capa Límite aumenta en la periferia de la Alta Presión, donde la subsidencia es más débil. Esta región es más apta para la formación de nubes.

Cerca de una región de Baja Presión:

El movimiento ascendente se asocia con transporte de aire de niveles bajos de la Capa Límite hacia la troposfera libre. Por ello es difícil definir una altura tope a la capa límite en esta región. En situaciones como la anterior, se sugiere poner el tope de la capa límite donde se forme la base de las nubes.

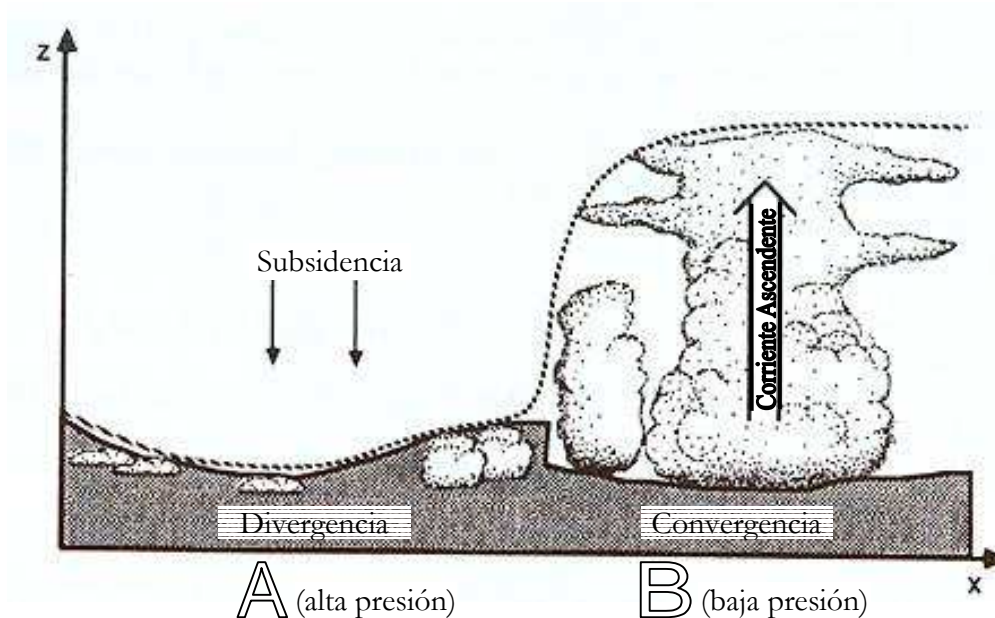


Fig. 2.3 Esquema de Escala Sinóptica de la variación de la Capa Límite en centros de presión alta (A) y baja (B). La línea punteada muestra la altura máxima alcanzada por el aire modificado superficialmente en un periodo de una hora. (Stull, 1988)

Sobre tierra, en la vecindad de un área de Alta Presión, la Capa Límite se define claramente y con una evolución definida por el ciclo diurno (Fig. 2.4).

Hay diferentes subcapas dentro de la Capa Límite. Las principales son: Capa Superficial, Capa de Mezcla Convectiva, Capa Residual, Capa de Nubes, Zona de Arrastre o Salida, Cubierta de Inversión, Capa Límite Estable (Nocturna).

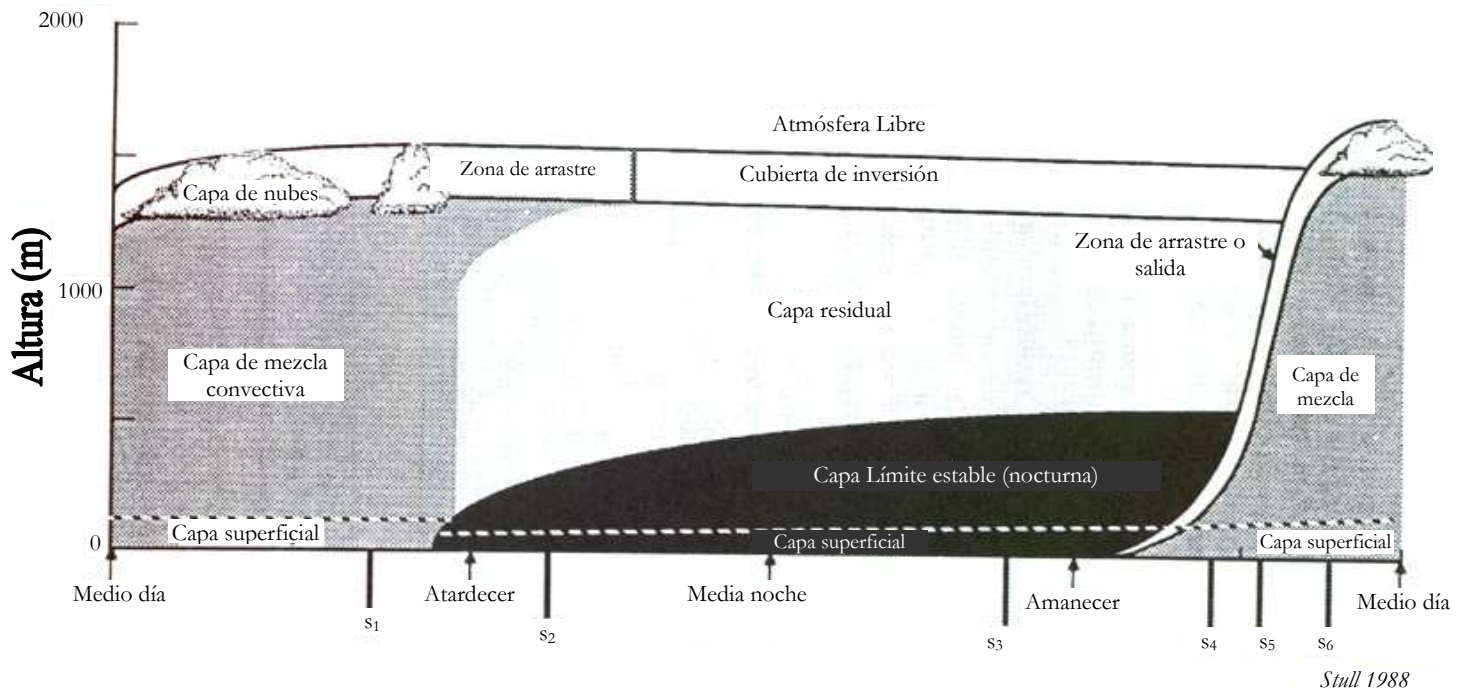


Fig. 2.4 Estructura de la Capa Límite diurna y nocturna

Entonces, durante el día se tiene: una Capa Superficial en contacto directo con la superficie de la Tierra. Dentro de esta capa el transporte molecular de calor, humedad y momento es mucho más efectivo que el transporte turbulento. Esto tiene sentido, ya que como se mencionó antes esta capa está en contacto directo con la superficie terrestre. Por encima de esta capa los gradientes de temperatura, humedad y viento pueden ser muy grandes.

Una Capa de Mezcla localizada sobre la capa superficial y debajo de la zona de arrastre o salida; aquí el calor, la humedad y el momento están uniformemente mezclados, por efecto de la turbulencia por convección dentro de la misma capa, resultado de dos procesos principalmente: transferencia de calor del suelo a la capa superficial por conducción y por transporte convectivo (termales). Un enfriamiento radiativo de la parte alta de la capa de nubes crea una termal inversa con aire fresco transportado hacia abajo. La cizalla del viento también genera turbulencia mecánicamente dentro de la capa de mezcla. La turbulencia, por acción convectiva y por termales, mezcla y arrastra hacia abajo aire potencialmente más caliente, generalmente más seco y menos turbulento. Por lo tanto, el calor, la humedad y el momento son *bien mezclados* o distribuidos uniformemente dentro de la capa mezclada.

La Zona de Arrastre o de Salida es una capa estable sobre la capa mezclada, actúa como “una tapa” o límite para las termas en ascenso y a menudo una capa de inversión.

Hay, además, una Capa Residual que se encuentra encima de la capa límite estable. Aproximadamente media hora antes de la puesta del sol, las termas en la capa límite convectivamente mezclada se detienen o se minimizan mientras que la superficie de la Tierra se enfría. Esta capa tiene todas las características de una capa mezclada recientemente decaída; la estabilidad estática de esta capa de aire es neutra (adiabática seca). Como la capa residual no se encuentra en contacto directo con la Tierra en sentido estricto no es una Capa Límite.

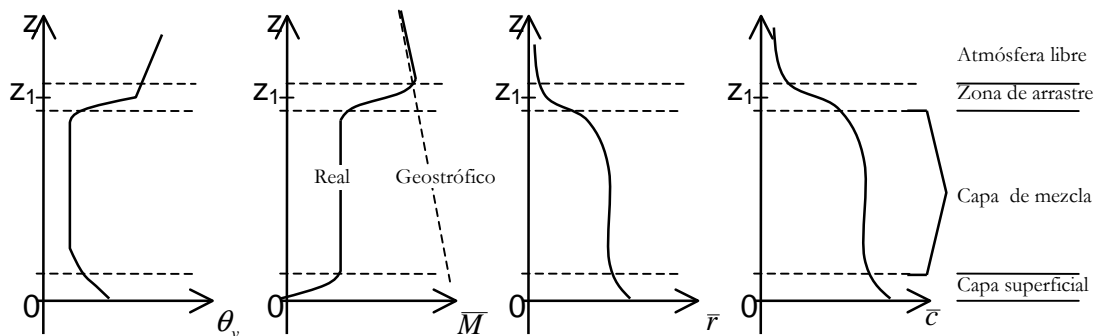


Fig. 2.5 Perfiles diurnos típicos de la temperatura potencial promedio virtual θ_v , energía cinética \bar{M} donde ($\bar{M} = \bar{u}^2 + \bar{v}^2$), razón de mezcla de vapor de agua \bar{r} y concentración de contaminantes \bar{c} . *Stull 1988*

Conforme la noche llega, progresa y la superficie se enfría por pérdida de calor radiativa, una capa estable baja se forma en contacto directo con la Tierra, que se conoce como Capa de Inversión por radiación.

La Capa Límite nocturna puede formarse de 0 a 200 m o mayor altura y se caracteriza por: Estabilidad estática fuerte, Turbulencia débil o esporádica (eventos de corta duración), vientos débiles, con calma en la superficie, pero llegando a velocidades supergeostróficas conforme la altura aumenta. Este perfil de Velocidad de Viento se refiere a una corriente de chorro nocturna.

El flujo de nivel bajo está casi siempre desacoplado del flujo más alto. Esto se debe a que los vientos superficiales están en calma mientras que decenas de metros arriba los vientos pueden ser de 30 a 40 m/s.

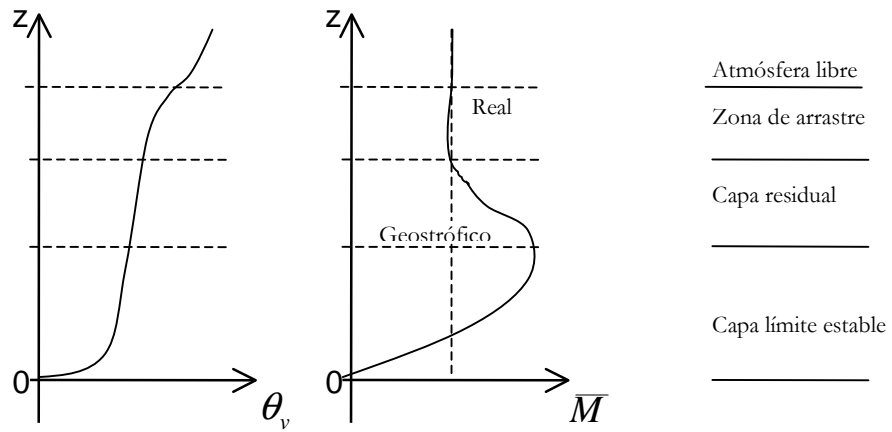


Fig. 2.6 Temperatura potencial promedio virtual, $\bar{\theta}_v$, velocidad del viento \bar{M} , perfiles para una capa límite estable idealizada en una región de Alta Presión. *Stull 1988*

TURBULENCIA ATMOSFÉRICA

Introducción

La Turbulencia Atmosférica es una parte intrínseca de la Capa Límite, por lo que se debe tratar de forma especial, pues la aleatoriedad de la turbulencia hace imposible su descripción determinista, por ello se usa estadística para estudiar la turbulencia y se trabaja con valores promedio o esperados.

Si se tiene una serie de tiempo que muestre la variación de la velocidad (magnitud) por unidad de tiempo, lo que realmente vemos es el espectro de la turbulencia o tamaño de los remolinos (eddies) pasando por un sensor (Fig. 2.7).

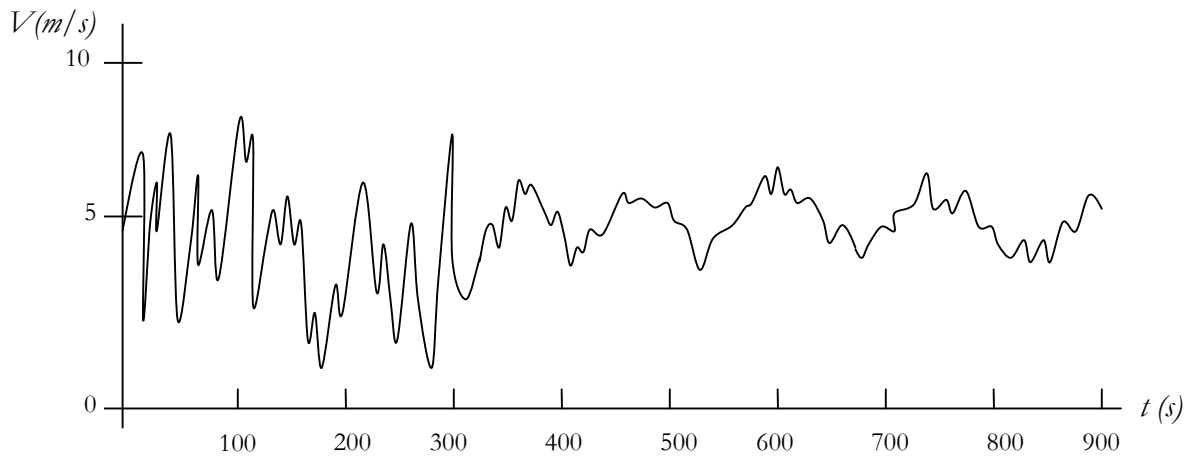


Fig. 2.7 Serie de tiempo de la variación de la rapidez del viento

Si en la serie de tiempo existe una periodicidad dominante, digamos de 10 minutos (600 segundos, que corresponden al intervalo de la gráfica de 300-900 seg.) la escala espacial de esta turbulencia, dada una velocidad *normal* de 5 m/s, será de 3000 m aproximadamente.

Si se hace esto mismo para otras escalas de turbulencia, se crea un *Espectro de Turbulencia*.

Cada perturbación con características en tiempo y espacio contribuye con cierta cantidad de energía al total.

Por ejemplo, mediante un espectro de potencia se puede encontrar:

- i) El pico espectral en la escala sinóptica que representa las características del flujo observado sobre una estación meteorológica (Fig. 2.8).
- ii) El pico pequeño con periodo de cerca de 24 horas correspondiente al ciclo diurno.
- iii) Un mínimo de energía (caída grande) en mesoescala.
- iv) Otro pico en las escalas pequeñas, escalas de turbulencia.

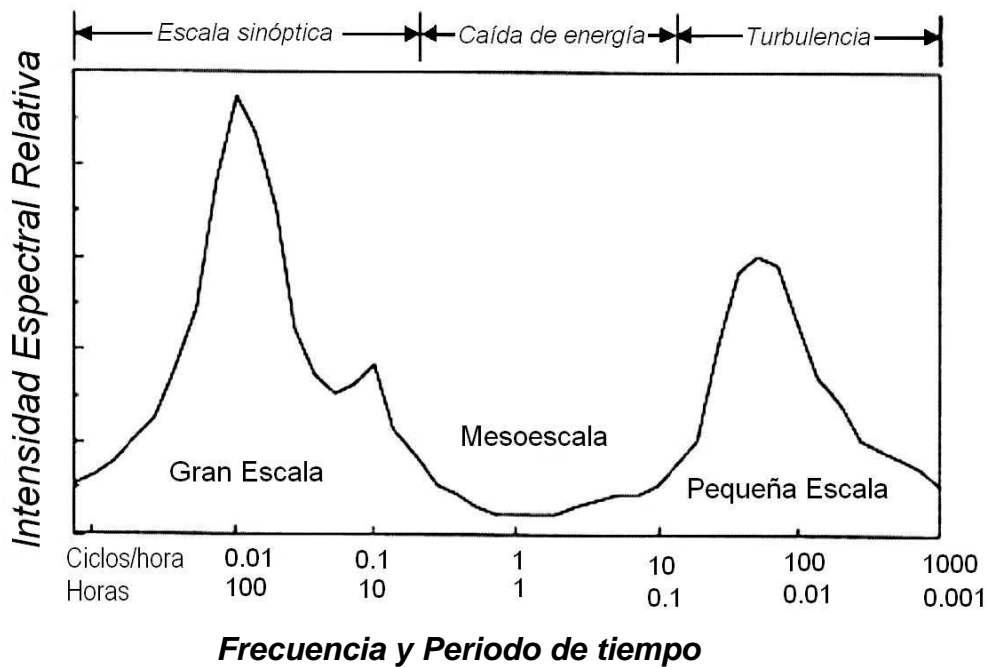


Fig. 2.8 Espectro de velocidad del viento estimado de un estudio de Van der Hoven (1957) (Stull, 1988)

De acuerdo a la figura, el tamaño de los remolinos más energéticos y por tanto los que contribuyen “más” a la Energía Cinética total turbulenta, son los *grandes*.

Obviamente, éste es solo un ejemplo de algunos flujos atmosféricos cerca de la superficie.

Un elemento adicional importante es analizar cómo es que la energía asociada con cambios en la escala sinóptica eventualmente se disipa. La respuesta es a través de una *Cascada de Energía*, de las escalas grandes a las pequeñas.

En otras palabras, energía asociada con movimiento a gran escala eventualmente es transferida a las escalas grandes de turbulencia, o sea a remolinos grandes. Estos remolinos grandes después transfieren energía a remolinos de escala menor, hasta que, paulatinamente, la energía es disipada en forma de calor gracias a la viscosidad molecular,

y ese calor se emite radiativamente al espacio manteniendo un balance de largo plazo, por ejemplo.

DESCOMPOSICIÓN DE VARIABLES EN PARTES: PROMEDIO Y TURBULENTO

Considérese una serie de tiempo cada 5 minutos por un periodo de dos días. Por ejemplo, si se toma el promedio de la velocidad del viento, \bar{u} , que representa al viento promedio debido al flujo de gran escala, u' representa la velocidad del flujo debido a la turbulencia, por lo que:

$$\begin{aligned} u &= \bar{u} + u' \\ \Rightarrow u' &= u - \bar{u} \end{aligned} \quad (2.4)$$

donde u es la velocidad real instantánea

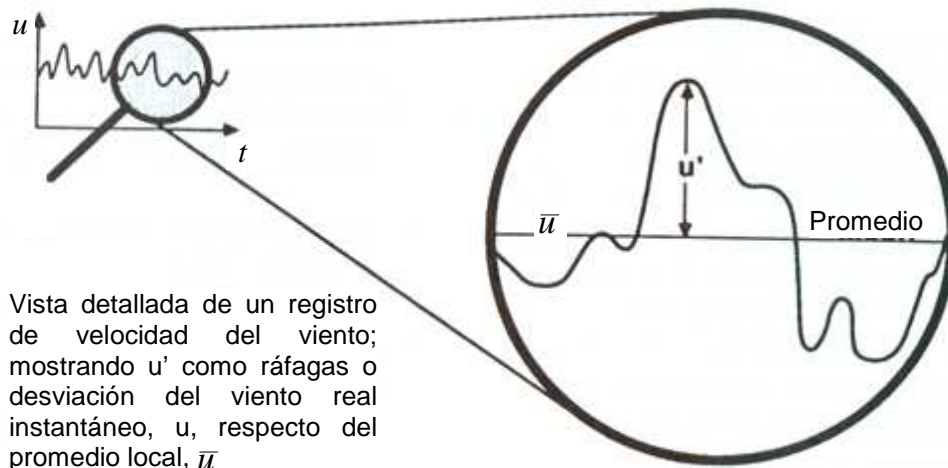


Fig. 2.9

Puesto que la turbulencia es un fenómeno tridimensional que también está caracterizado por sus propiedades termodinámicas y químicas, podemos por lo general descomponer las variables en sus partes promedio y debidas a turbulencia:

$$\begin{aligned} \Rightarrow u &= \bar{u} + u' & \theta_v &= \bar{\theta}_v + \theta'_v \\ v &= \bar{v} + v' & q &= \bar{q} + q' \\ w &= \bar{w} + w' & c &= \bar{c} + c' \end{aligned}$$

Recordando que u' es la parte turbulenta del flujo y representa la desviación de la velocidad del viento total del valor promedio, necesitamos una variable que pueda representar la intensidad de la turbulencia.

La Varianza (σ^2) es una medida estadística de la dispersión de los datos alrededor del valor promedio y se define como:

$$\sigma_i^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (A_i - \bar{A})^2 \quad \dots(2.5)$$

donde N es el número total de puntos en la serie de datos.

Si $a' = A_i - \bar{A}$... (2.6) , entonces

$$\sigma_A^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} a_i'^2 \quad \dots (2.7)$$

$$\text{ó} \quad \sigma_A^2 = \overline{a'^2} \quad \dots (2.8)$$

Por lo tanto, el promedio del cuadrado de la parte turbulenta de una variable se puede interpretar como su Varianza. La desviación estándar (σ) se relaciona con la varianza por:

$$\sigma_A = \sqrt{\sigma_A^2} = (\overline{a'^2})^{1/2} \quad \dots (2.9)$$

Si la desviación estándar es grande entonces la parte turbulenta del flujo es grande, es decir, la intensidad de la turbulencia es grande.

Un parámetro adimensional que se usa a menudo como medida de la intensidad de la turbulencia (I) es dado por:

$$I = \frac{\sigma_u}{\bar{M}} \quad \dots (2.10)$$

donde \bar{M} es el campo de viento tridimensional (energía cinética promedio) y σ_u es la varianza de la velocidad.

ENERGÍA CINÉTICA TURBULENTA

Una de las variables más importantes usadas para estudiar la turbulencia y su evolución en la Capa Límite es la Energía Cinética Turbulenta (TKE, Turbulent Kinetic Energy).

La energía cinética total del flujo es la suma de la energía cinética de los flujos promedio y turbulento. Por unidad de masa, la energía cinética de los flujos promedio y turbulento se puede expresar como:

$$MKE = \frac{1}{2} (\overline{U^2} + \overline{V^2} + \overline{W^2}) \quad \dots (2.11)$$

$$TKE = \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2 + w'^2) \quad \dots (2.12)$$

donde MKE es la energía cinética del flujo promedio por unidad de masa y TKE es la energía cinética del flujo turbulento por unidad de masa.

Los valores de TKE pueden variar dramáticamente por lo que se usa a menudo calcular el valor promedio de TKE que es más representativo del flujo total.

La variación diurna típica de TKE para Capa Límite convectiva se muestra en la figura 2.10.

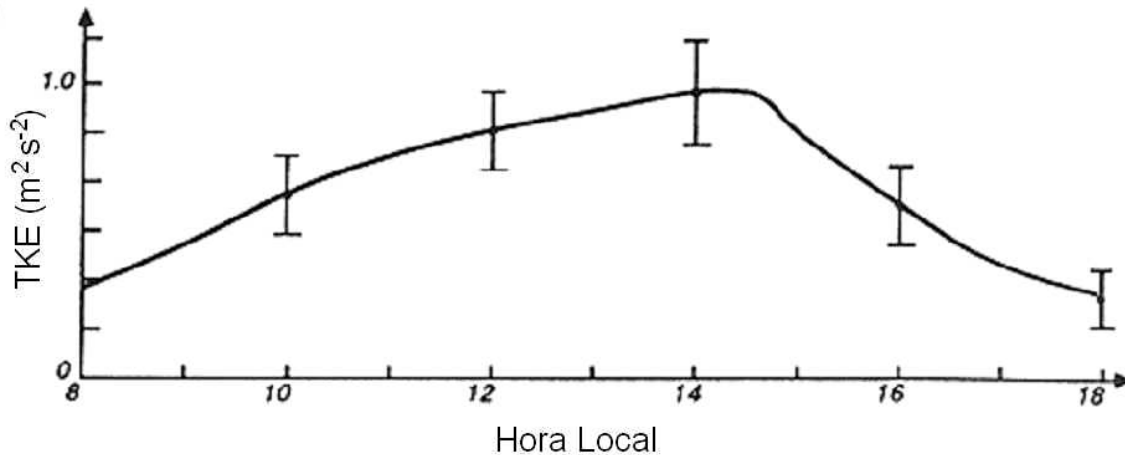


Fig. 2.10 Ciclo diario de $TKE = 1/2(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$ medido por un avión por debajo de los 300m sobre Tennessee en Agosto de 1978. Adaptado de Been y Repoff, 1983

2.3 LAS ALBERCAS DE AGUA CALIENTE Y SU CLIMA

Los procesos hidrológicos más rápidos en el clima de la Tierra ocurren en las nubes. Éstas y el vapor de agua en el ambiente dominan el balance radiativo del planeta.

Explicar cómo interactúan el océano y la atmósfera, cómo los procesos de altas frecuencias ajustan y ayudan a producir el clima observado de baja frecuencia es aún un reto científico.

El papel del agua es fundamental en procesos que ocurren en las regiones tropicales. Esta importancia se debe a las propiedades no lineales del comportamiento del agua que sugieren que la señal de los procesos hidrológicos serán más fáciles de discernir donde la temperatura es mayor.

En la superficie del planeta entre el océano y la atmósfera ocurren transiciones importantes de fase. El punto triple del agua existe en casi todas las columnas atmosféricas sobre la Tierra.

La complejidad de los procesos hidrológicos en la Tierra es evidente por la no linealidad de las líneas de fase en el equilibrio. Por ejemplo, la transición de fase entre líquido y vapor se incrementa de forma exponencial con la temperatura (Ver fig. 2.12).

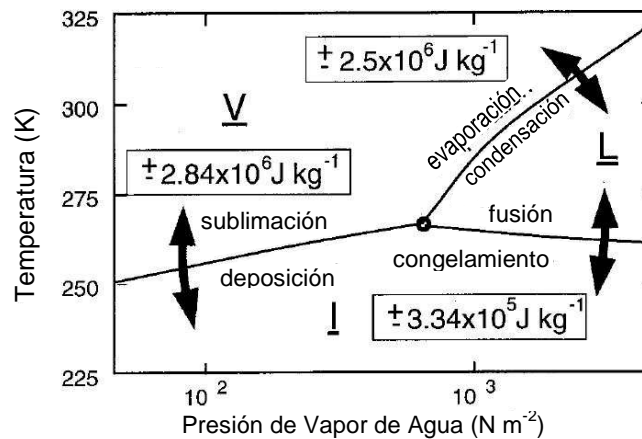


Fig. 2.12 Cambios de fase para el agua

La ecuación de Clausius – Clapeyron describe la dependencia no lineal de la presión de vapor saturado e_s con la temperatura T (Ver Wallace y Hobbs, 1977):

$$\frac{d \ln e_s}{dT} = \frac{L_{c,s}}{R_v T^2} \quad \dots \quad (2.13)$$

donde, L_c y L_s son los calores latentes de evaporación y sublimación respectivamente. R_v es la constante específica del gas para el vapor de agua. Si suponemos que los parámetros $L_{c,s}$ son constantes respecto a la temperatura (L_c varía realmente cerca de un 10% con la temperatura en un rango de 0° a 100° C), la ecuación (2.13) puede resolverse para obtener una expresión de la presión de vapor saturado sobre agua o una superficie de hielo como función de la temperatura:

$$e_s(T) = e_s(T_0) \exp \left[\frac{L_{c,s}}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right], \quad \dots \quad (2.14)$$

donde $e_s(T_0)$ es la presión de vapor saturado a temperatura T_0 . La ecuación (2.14) muestra que la presión de vapor saturado es sólo función de la temperatura y cambia casi exponencialmente con variaciones de ésta (Ver fig. 2.13).

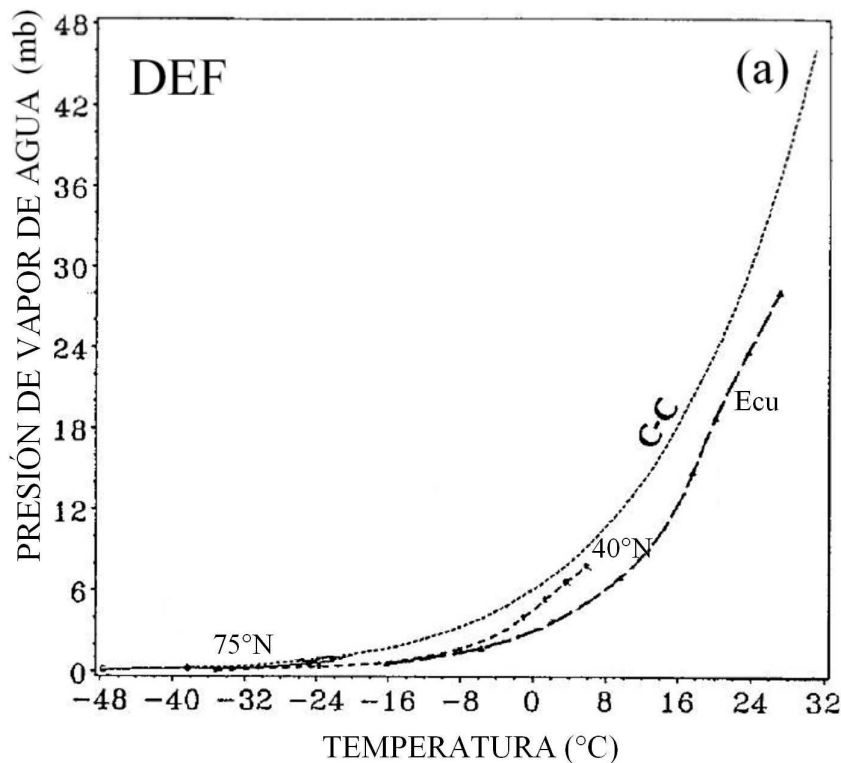


Fig. 2.13 (a) Distribución vertical de vapor de agua para una atmósfera promedio localizada en el Ecuador (guiones largos), a 40°N (guiones pequeños) y 75°N (línea continua). Para el Invierno boreal: Diciembre – Enero – Febrero (DEF). La línea punteada marcada como C – C es la curva de presión de saturación de vapor de Clausius – Clapeyron.

Este efecto termodinámico no lineal, a menudo referido como efecto Clausius – Clapeyron tiene una importancia fundamental en el clima de la Tierra.

La modulación del clima atmosférico por el océano proviene de propiedades y procesos térmicos y dinámicos.

Ya que el océano real tiene la capacidad de mezclarse verticalmente a través de procesos advectivos y turbulentos, la masa del océano que realmente tiene influencia en la atmósfera se determina por escalas oceánicas verticales de mezclado. Sobre las escalas temporales anuales, la escala vertical de mezclado de los océanos tropicales, la capa de mezcla es del orden de 50 – 100 metros.

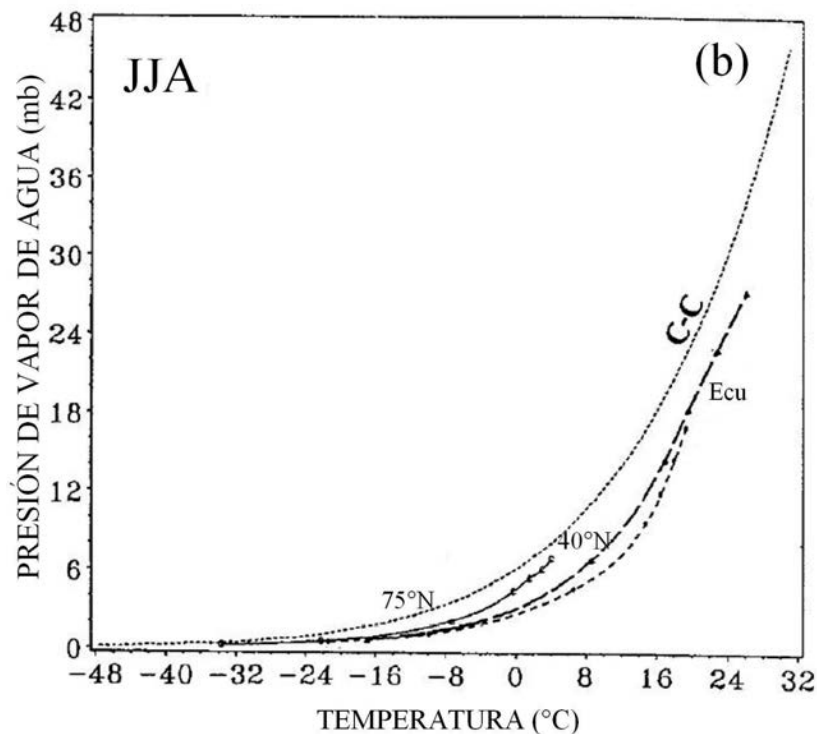


Fig. 2.13 (b) Distribución vertical de vapor de agua para una atmósfera promedio localizada en el Ecuador (guiones largos), a 40°N (guiones pequeños) y 75°N (línea continua). Para el verano boreal: Junio – Julio – Agosto (JJA). La línea punteada marcada como C – C es la curva de presión de saturación de vapor de Clausius – Clapeyron.

La relación de Clausius – Clapeyron no depende de la localización. Aún en invierno, la presión de vapor superficial en los trópicos es por lo menos el doble de grande que en latitudes medias y un orden de magnitud más grande que en las regiones polares.

Lo que es interesante es que todas las curvas del medio son paralelas a la curva de presión de vapor saturado (línea punteada). Entonces, aún cuando las parcelas no estén saturadas, su vapor de agua contenido sigue la forma de la curva de vapor – líquido de Clausius – Clapeyron.

Las implicaciones de la gran dependencia entre temperatura y presión de vapor de agua en la atmósfera son importantes desde la perspectiva radiativa y de los flujos de calor latente.

La absorción atmosférica radiativa es una función de la concentración de vapor de agua, las concentraciones de agua líquida y hielo en las nubes así como la emisión infrarroja dependen de la concentración y temperatura del gas o sustancia absorbida. Las propiedades de cada una de las partículas esparcidas en una nube (profundidad óptica, albedo, función de fase) están en función de la cantidad de agua condensada (sólida o líquida) y de su distribución según el tamaño de la partícula. Colectivamente, estos factores determinan el albedo y la emisividad de la atmósfera. Por ello la distribución de humedad y los efectos radiativos del agua en la atmósfera hacen esperar un gran sesgo en la distribución de la energía (calor) determinado principalmente por la variación de la temperatura en el planeta.

Consideraciones termodinámicas sugieren que la cantidad liberada de calor latente en una parcela saturada ascendente es, en gran medida, función de la temperatura inicial de dicha parcela.

Si una parcela de aire tropical saturada se encuentra inicialmente en la troposfera baja y sube en la vertical 1 km la cantidad de calor latente liberado será muy grande comparada con la de otra parcela similar con aire saturado en el mismo desplazamiento vertical en latitudes altas (Ver fig. 2.14). Estas diferencias latitudinales son consecuencia de la relación Clausius – Clapeyron, la cual gobierna la forma de la curva de la presión de vapor de saturación como función de la temperatura.

Los cambios en la temperatura, inducidos por el calor latente liberado por un monto equivalente de trabajo subiendo una parcela de aire la misma distancia vertical, es por lo menos el doble en los trópicos que en las latitudes medias.

Por extensión de estos argumentos termodinámicos, se puede esperar que la convección en las llamadas Albercas de Agua Caliente de los océanos tropicales sea más profunda y más intensa, asociada con grandes precipitaciones, que la convección en mayores latitudes.

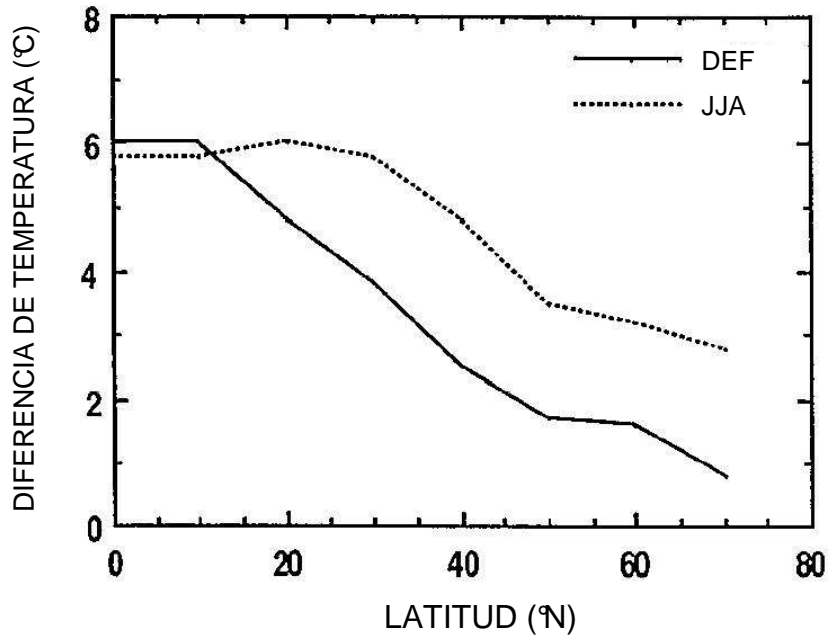


Fig. 2.14 Incremento neto en la temperatura para parcelas saturadas, para el invierno (línea punteada) y para el verano (línea continua).

La siguiente figura muestra el promedio anual de la distribución de radiación de onda larga saliente (ROL).

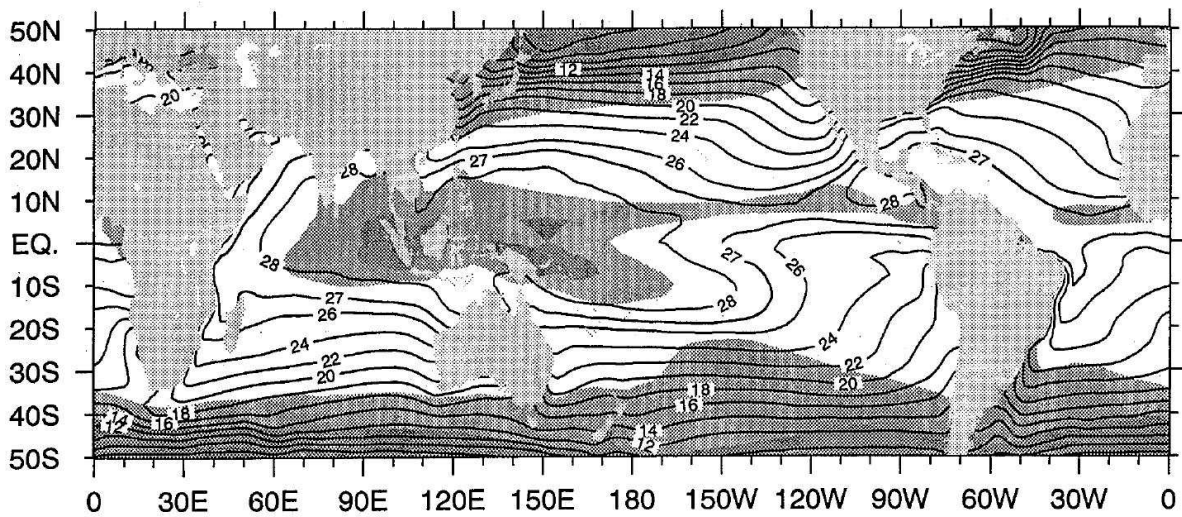


Fig. 2.15 Distribución de radiación de onda larga de salida, ROL [W/m²]

Siguiendo la ley de Stefan – Boltzmann $E = \sigma T^4$, un mínimo de ROL indica emisión de energía en zonas relativamente frías. Una interpretación razonable del diagrama es que los

emisores están localizados en la troposfera alta y que el mínimo de ROL localizado en el Pacífico ecuatorial del oeste y océanos de India del este caracterizan emisión por nubes muy profundas. La emisión también puede provenir de la superficie fría, aún sin nubes profundas como en las latitudes medias.

En general, los valores de ROL se incrementan sustancialmente en el Pacífico ecuatorial oriental y en los subtrópicos, indicando ausencia de nubes profundas.

En regiones de mínima cubierta nubosa y relativamente baja cantidad de vapor de agua, el principal emisor al espacio es la húmeda capa límite sobre el océano y la superficie del oceánica misma.

Ya que nubes convectivas profundas están asociadas con precipitación, un mínimo de ROL en los trópicos proporciona información acerca de la precipitación (Arkin y Meisner, 1987). La convección profunda ocurre dentro de la isoterma de 28° C de la temperatura superficial del mar (TSM) del invierno boreal, indicando una fuerte relación entre el proceso de precipitación y la temperatura superficial del mar tropical (Ver fig. 2.15).

En lugares donde la relación precipitación – TSM anterior no funciona, la subsidencia actúa inhibiendo la precipitación. Por otra parte, la precipitación en latitudes mayores es inducida por corrientes ascendentes dentro de potentes sistemas dinámicos.

FORMAS DE INTERACCIÓN OCÉANO – ATMÓSFERA

El tema de la interacción océano – atmósfera es muy amplio e incluye procesos que abarcan varias escalas temporales. Por ejemplo, en períodos de horas se tiene la generación de olas por la acción del viento (transferencia de momento). En plazos de días y semanas, ocurren los procesos de afloramiento de aguas frías, debidos a la acción del viento. Desde el punto de vista energético, la interacción océano – atmósfera más importante son los intercambios de calor entre ambos medios por lo que, los cambios en la TSM constituyen el principal factor modulador del clima en las escalas temporales superiores a un mes.

Los procesos que determinan la transferencia de calor entre las superficies oceánica y atmosférica son:

- El flujo neto de radiación en superficie.
- Los flujos de calor sensible y latente en superficie.
- La transferencia de calor por precipitación.

La comprensión de los mecanismos físicos involucrados en estos procesos es clave para una adecuada interpretación de algunas variaciones climáticas observadas.

FLUJOS DE RADIACIÓN²

El balance de radiación media anual ocurrida en la atmósfera terrestre se muestra en la figura 2.16. La radiación se separa básicamente en radiación de onda corta incidente y radiación emitida de onda larga. Si normalizamos los valores de la radiación total que entran a la atmósfera a cien unidades de radiación, 16 unidades son absorbidas por ozono, vapor de agua y aerosoles contenidos en la troposfera, 4 unidades son absorbidas por las nubes y 50 unidades son absorbidas por la superficie terrestre. Las 30 unidades restantes son reflejadas al espacio por las nubes (20 unidades), partículas (6 unidades) y la superficie terrestre (4 unidades).

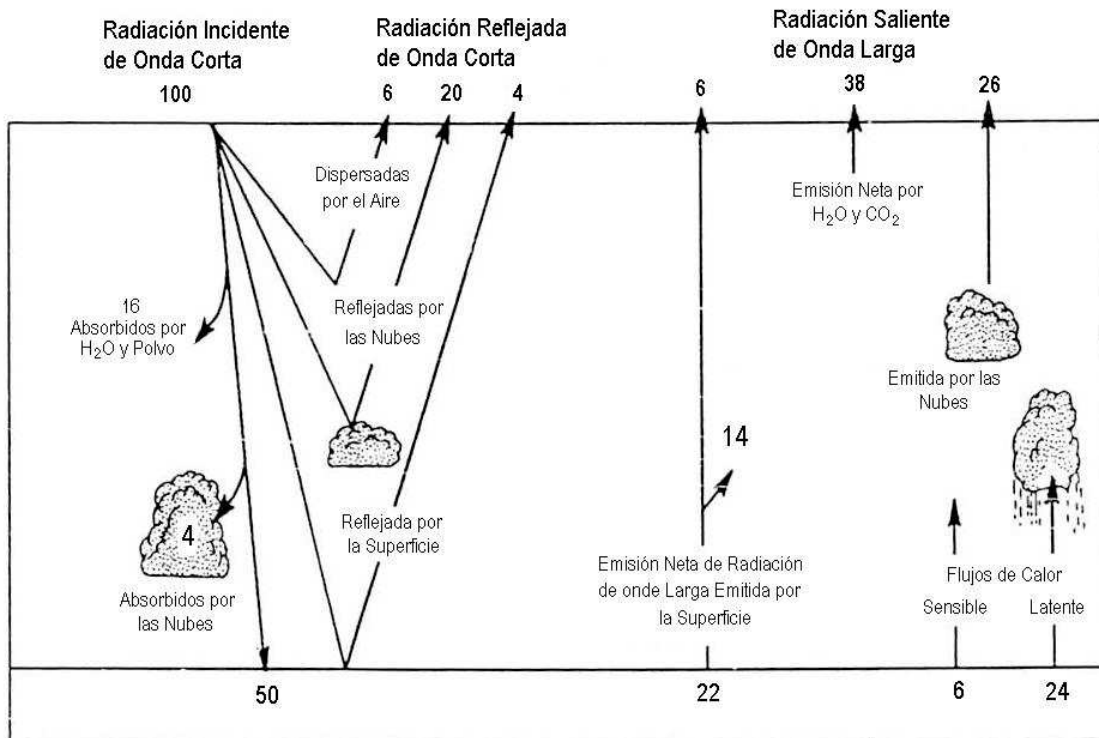


Fig. 2.16 Balance de radiación en la atmósfera, la radiación incidente está normalizada a cien unidades.

² Tomado de la referencia número 6.

Estas 30 unidades no participan en ningún proceso físico o químico que ocurra dentro del sistema climático.

De las 50 unidades de radiación solar absorbidas por la superficie terrestre, 20 son emitidas a la atmósfera como radiación de onda larga y 30 son transmitidas hacia la atmósfera en forma de procesos turbulentos y convectivos en forma de calor sensible (6 unidades) y calor latente (24 unidades). De las 20 unidades emitidas como radiación de onda larga, 14 son absorbidas en la atmósfera, en mayor parte por vapor de agua, y las 6 restantes salen de la atmósfera.

Los flujos de radiación pueden ser explicados si se considera a la atmósfera como una capa homogénea de gases, nubes o aerosoles. La radiación solar incidente S interactúa con las nubes, en donde una parte es reflejada, otra es absorbida y otra es transmitida. El albedo de las nubes y el coeficiente de absorción de onda corta de las nubes regulan estos procesos. Es razonable suponer que la absorción infrarroja de las nubes es igual a la emisividad infrarroja de las nubes, ϵ . El resto de la radiación solar es reflejada y absorbida por la superficie terrestre.

Las ecuaciones de flujo de radiación pueden escribirse de la siguiente manera, considerando que el sistema se encuentra en equilibrio; es decir, que la radiación absorbida es exactamente igual a la emitida.

El flujo total de radiación en la superficie es la suma de los flujos netos solar e infrarrojo en la superficie.

$$\text{Flujo total de radiación en superficie} \approx Q_1^A + Q_2^A \quad (2.15)$$

Donde Q_1^A es el flujo incidente de radiación de onda corta en la superficie y Q_2^A es el flujo de radiación de onda larga incidente en superficie.

El flujo de radiación de onda corta en superficie Q_1^A se define como $Q_1^A = Q_1 - Q_1^*$ donde $Q_1^* = \alpha_0 Q_1$ es la radiación solar reflejada por la superficie terrestre, y α_0 es el albedo de la superficie.

El flujo de radiación de onda corta incidente en superficie depende de la cantidad de radiación solar recibida en el tope de la atmósfera (constante solar S), la profundidad óptica de todos los componentes gaseosos de la atmósfera y la cobertura fraccional de las nubes.

La constante solar S está definida como la cantidad de radiación solar recibida en el tope de la atmósfera por unidad de tiempo y de área, a la distancia promedio Sol – Tierra. Con satélites se ha monitoreado la constante solar, encontrándose un valor de 1374 Wm^{-2} .

El flujo de radiación de onda larga en superficie se define como $Q_2^A = Q_2 - Q_2^*$ con

$$Q_2^* = \alpha_0 \sigma T_0^4 \quad (2.16)$$

La ecuación 2.16 describe a la radiación de onda larga emitida por la superficie, donde σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$). Q_2 es la radiación de onda larga emitida por la atmósfera que incide en la superficie terrestre. El flujo de radiación de onda larga incidente en la superficie depende del contenido de aerosol y de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera. Los valores de la radiación de onda larga incidentes en la superficie se incrementan bajo condiciones nubosas, debido a que las nubes emiten radiación de onda larga.

FLUJOS DE CALOR SENSIBLE Y LATENTE

Como los flujos de radiación, los flujos de Calor Sensible y Calor Latente también se encargan de regular las variaciones de temperatura y humedad.

El calor sensible ΔQ_H está asociado a los cambios de temperatura ΔT del aire, y está dado por la siguiente relación:

$$\frac{\Delta Q_H}{m(\text{aire})} \equiv c_p \cdot \Delta T \quad (2.17)$$

donde c_p es el calor específico del aire a presión constante, que depende de la concentración de vapor de agua.

El calor latente es el calor necesario para efectuar un cambio de fase. Cuando se tiene aire húmedo en un volumen fijo, los cambios de fase en el vapor de agua contenido en el aire pueden alterar la temperatura del aire, sin que tenga lugar ningún intercambio de calor a través de las paredes de este volumen (proceso adiabático).

El aumento de Calor ΔQ_E por unidad de masa, debido a los cambios de fase del agua se define como:

$$\frac{\Delta Q_E}{m(\text{agua})} \equiv L \quad (2.18)$$

donde L es conocido como Calor Latente.

Un ejemplo de los intercambios de calor latente que ocurren en la Atmósfera es el siguiente: cuando el mar se evapora, este vapor extrae calor sensible de la atmósfera y lo almacena en forma de calor latente, cuando este vapor se condensa, forma nubes y libera calor latente en la Atmósfera.

TRANSFERENCIA DE CALOR DEBIDA A PRECIPITACIÓN

Cuando llueve existe un flujo de calor entre la atmósfera y el océano. Este flujo está en función del gradiente de temperaturas entre la TSM y un nivel dado de la atmósfera, en donde se origina la lluvia. Si consideramos un equilibrio termodinámico entre las gotas de lluvia y el nivel en el que se originan, y que detiene su caída no intercambia calor con su entorno, entonces, la temperatura de la lluvia es la misma que la temperatura de la atmósfera a la altura en la que se originó la lluvia.

Todo el estudio sobre los flujos de energía y las transferencias de radiación en las Albercas de Agua Caliente la hizo en la tesis Adolfo Magaldi en 2003; para mayor información consultar la referencia número 6, al final de esta tesis.

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

3.1 EL EXPERIMENTO ECAC

Para describir el planteamiento de este experimento usaré las notas del Dr. Víctor O. Magaña Rueda para saber cómo fue su concepción, ya que aunque participaron en él muchas instituciones, gracias a algunas hipótesis hechas por este investigador sobre Albergas de Agua Caliente en el Caribe y en el océano Pacífico se llevaron a cabo cuatro campañas de investigación en 2001.

OBJETIVO DE ECAC

El objetivo del estudio propuesto es el de analizar los mecanismos físicos que determinan las características de la temporada de lluvias de verano en la región de México, Centro América y el Caribe, con el fin de elaborar pronósticos más precisos que sean de utilidad para diversos sectores socioeconómicos de la región. Para ello, es necesario probar algunas hipótesis sobre esta parte del ciclo anual del clima que involucran procesos de interacción océano - atmósfera y continente.

El desarrollo del estudio tiene como componente principal, un trabajo de campo conjunto que permitió disponer de información meteorológica y oceanográfica adecuada para probar algunas hipótesis planteadas sobre los mecanismos de control del clima regional.

INFORMACIÓN EXISTENTE (HASTA ANTES DEL EXPERIMENTO)

La mayoría de los estudios sobre clima regional y su variabilidad han sido realizados hasta ahora utilizando la información de diversas fuentes de datos que incluyen:

- Reanálisis de datos en mallas regulares (250 km) realizados por NCEP y NCAR.
- Datos de estaciones en superficie de los Servicios Meteorológicos Nacionales.
- Datos de cruceros realizados por instituciones de investigación científica de México.
- Datos históricos de la climatología de la región y zonas oceánicas adyacentes.
- Datos de experimentos meteorológicos por periodos cortos.
- Simulaciones realizadas con modelos numéricos de gran escala y de mesoescala.

La mayor parte de esta información se encuentra disponible en Internet. Con base en ella se han elaborado diagnósticos que han llevado a la formulación de hipótesis sobre los factores que controlan el clima (e.g. Magaña et al. 1999).

La mayor necesidad de información sin embargo, es de datos sobre regiones oceánicas, pues es allí donde resulta más costoso mantener estaciones o boyas que midan de forma sistemática las diversas variables climáticas de interés. Así por ejemplo, el Pacífico del este, frente a México y Centro América ha estado carente de información meteorológica debido a que no existen islas o puntos para poder mantener observadores, aun cuando lo que ocurre en esta región es de gran importancia para entender el tiempo y el clima de Mesoamérica.

Con frecuencia, los experimentos de campo para observar una región en forma intensiva por periodos cortos de tiempo permiten determinar la importancia de un sitio en los procesos físicos del clima. La red de boyas a lo largo del Pacífico ecuatorial conocida como el “Arreglo TAO” (Tropical Atmosphere Ocean) ha sido de gran utilidad para observar y determinar la evolución del fenómeno El Niño, y para alimentar los modelos matemáticos de pronóstico de este tipo de eventos.

Dada la importancia que la dinámica del océano Pacífico del este tiene, no sólo para explicar El Niño, sino para entender otros procesos climáticos, el programa de estudios de variabilidad climática de los Estados Unidos, conocido como US-CLIVAR, ha propuesto establecer puntos de observación de parámetros meteorológicos y oceánicos, que complementen la información generada por el arreglo TAO. Para ello, han propuesto el experimento climático conocido como EPIC.

EL PROGRAMA EPIC

El programa EPIC, por sus siglas en inglés *An Eastern Pacific Investigation of Climate Processes in the Coupled Ocean-Atmosphere System*, surge de la necesidad de establecer en parte las deficiencias que los modelos acoplados océano – atmósfera tienen en la región del Pacífico del este, donde aparece la señal El Niño. Los modelos acoplados pronostican valores de temperatura del océano por debajo o por encima de los valores observados, alterando con esto las predicciones de variables climáticas en la atmósfera, limitando con

ello nuestra capacidad de utilizar estos pronósticos en la planeación de actividades socioeconómicas.

Ante tal situación resulta necesario realizar estudios empíricos de modelación a partir de observaciones y diagnósticos de los procesos que tienen lugar en el Pacífico tropical del este. Los objetivos científicos de EPIC fueron:

1. Observar y entender los procesos océano – atmósfera responsables de la estructura y evolución de los gradientes térmicos de gran escala en las porciones ecuatorial y nororiental del océano Pacífico.
2. Observar y entender las propiedades dinámicas, radiativas y microfísicas de las capas de nubes observadas en la capa límite bajo el régimen de vientos del noreste y del flujo que atraviesa el ecuador con dirección norte, así como las interacciones con el océano y la evolución de éste en su porción superior.

EPIC plantea observaciones continuas por un periodo de cinco años (1999-2004) algunas de las cuales fueron intensivas durante el verano del 2001. Se espera que el programa resulte en mejoras substanciales en diversos aspectos de análisis climático en el corto plazo y los sistemas de predicción del clima en las Américas.

Dentro de EPIC se realizan observaciones de condiciones en el océano utilizando barcos, boyas, satélites. Esta información se complementa con datos obtenidos por radar, sondas, vuelos de avión, observaciones por satélite y mediciones en estaciones meteorológicas en superficie. La información que resultó de las campañas intensivas de observación permitió evaluar los modelos, realizar estudios empíricos y mejorar los modelos existentes.

BASES CIENTÍFICAS PARA EL EXPERIMENTO

El clima de la región de Mesoamérica, principalmente las lluvias, están determinadas en gran medida por la actividad convectiva concentrada que se observa en la ZCIT. Incluso se puede argumentar que parte del clima del Caribe depende de lo que ocurra en la ZCIT, pues la subsidencia que ésta genera inhibe el desarrollo de movimientos convectivos profundos en los Mares Intra Americanos. La intensidad, posición y extensión de la ZCIT son factores que resultan en variaciones de las lluvias en la región.

Recientemente se propuso que el ciclo anual de las lluvias en México y Centro América, en particular el peculiar mínimo relativo que ocurre entre julio y agosto, estaba asociado a cambios en las condiciones oceánicas en la alberca de agua caliente de las Américas. Las fluctuaciones que parecen ocurrir en la temperatura superficial del mar están alrededor de los 28°C, valor clave en términos de los procesos convectivos profundos. Valores de la Temperatura de la Superficie del mar (TSM) por encima de 28°C resultan en convección profunda, mientras que valores menores no lo hacen. La hipótesis propuesta por el Dr. Magaña sugiere que:

- Durante abril y mayo, la TSM en la alberca de agua caliente mexicana alcanza valores por encima de 28°C, por lo que se desarrolla convección profunda y se produce el inicio de la temporada de lluvias en la región de mesoamérica.
- La correspondencia de la ZCIT con nubes profundas resulta en una disminución de la radiación entrante de onda corta. Las lluvias, los vientos alisios intensos y la evaporación superficial resultan en una disminución de la TSM por debajo de 28°C por lo que la convección profunda tiende a disminuir.
- La ZCIT resulta con menor cubierta nubosa a mitad del verano, lo que permite una mayor entrada de radiación y un aumento en la TSM que sobrepasa los 28°C permitiendo un aumento en la convección profunda y un segundo máximo en la precipitación de la región.
- Durante el periodo de disminución de la actividad convectiva, la respuesta dinámica de la atmósfera resulta en vientos alisios más intensos, por lo que mientras la región oeste del Istmo centroamericano registra un mínimo relativo, el lado del Caribe alcanza un máximo, al parecer por un incremento en la componente orográfica de la precipitación.

Los procesos así descritos han sido establecidos a partir de información de gran escala de los reanálisis, estimaciones de TSM por satélite e información de estaciones meteorológicas de superficie. Sin embargo, es necesario realizar diagnósticos más precisos para establecer tiempos y regiones en donde la señal de la sequía del medio verano o canícula se establece o desaparece.

Por ello, es necesario responder a algunas de las siguientes interrogantes:

- ¿Cuál es la relación entre TSM y actividad convectiva tropical sobre la alberca de agua caliente mexicana?
- ¿Qué factor determina el inicio de la temporada de lluvias en la región de Mesoamérica?
- ¿Cuál es la inercia térmica de esta alberca de agua caliente?
- ¿Cuáles son los tiempos de respuesta del mar en esta región ante aumentos en la intensidad de los vientos superficiales, precipitaciones y disminución en la cantidad de radiación de onda corta?
- ¿Coinciden con los tiempos asociados a la sequía del medio verano o canícula?
- ¿Qué factores determinan la intensidad y duración de la canícula?
- ¿Es suficiente el segundo máximo en TSM en septiembre para que se produzca un segundo máximo en precipitación?
- ¿Cuál es la relación entre El Niño y la canícula?

3.2 OBSERVACIONES DE SUPERFICIE

Para la medición de las variables meteorológicas se utilizó el siguiente equipo:

Weather Monitor II de la compañía Davis Instruments.

Precisión en:

Temperatura $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$

Dirección del viento $\pm 7^{\circ}$

Velocidad del viento $\pm 5\%$

Presión barométrica $\pm 1.7\text{ mb}$

Humedad $\pm 5\%$



Fig. 3.1 Weather Monitor II

3.3 ASIMILACIÓN DE DATOS

Como se mencionó antes, para el experimento ECAC se llevaron a cabo en el año 2001 cuatro campañas de investigación, tanto en el caribe como en el océano pacífico en los dos buques oceanográficos de la UNAM, el *Puma* y el *Justo Sierra*.

Las fechas de cada campaña son las siguientes:

1. Campaña No. 1 (ECAC 1): del 18 al 28 de mayo de 2001 en el Océano Pacífico.
2. Campaña No. 2 (ECAC 2): del 07 al 19 de julio de 2001 en el Océano Pacífico.
3. Campaña No. 3 (ECAC 3): del 06 al 24 de julio de 2001 en el Mar Caribe.
4. Campaña No. 4 (ECAC 4): del 30 de agosto al 10 de septiembre de 2001 en el Océano Pacífico.

La figura 3.2 muestra las trayectorias seguidas por los buques en las diferentes campañas de ECAC.

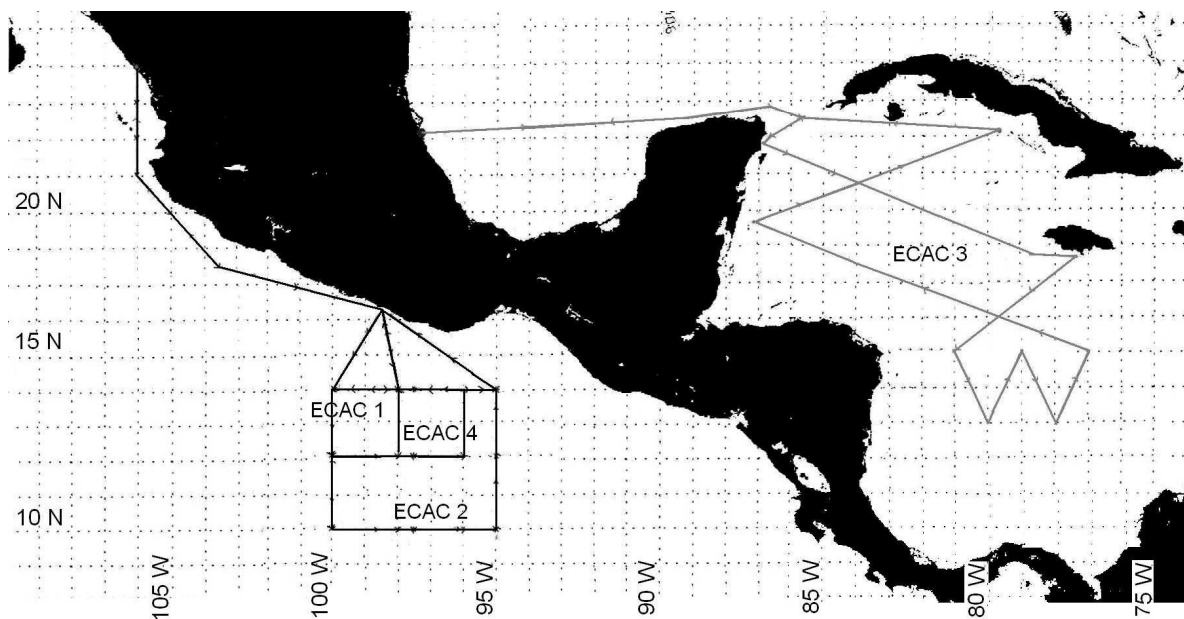


Fig. 3.2 Trayectorias seguidas por los buques en las diferentes campañas de ECAC

En cada campaña se hicieron mediciones de diversa índole pero para nuestro estudio sólo tomaré en cuenta las variables: Temperatura, Humedad Relativa, Presión Atmosférica y Velocidad del Viento.

Se colocaron tres estaciones meteorológicas en diferentes lugares de cada buque que mandaban la información recabada a una base de datos. Ésta se reportaba cada minuto. Ver figura 3.3 a y b.

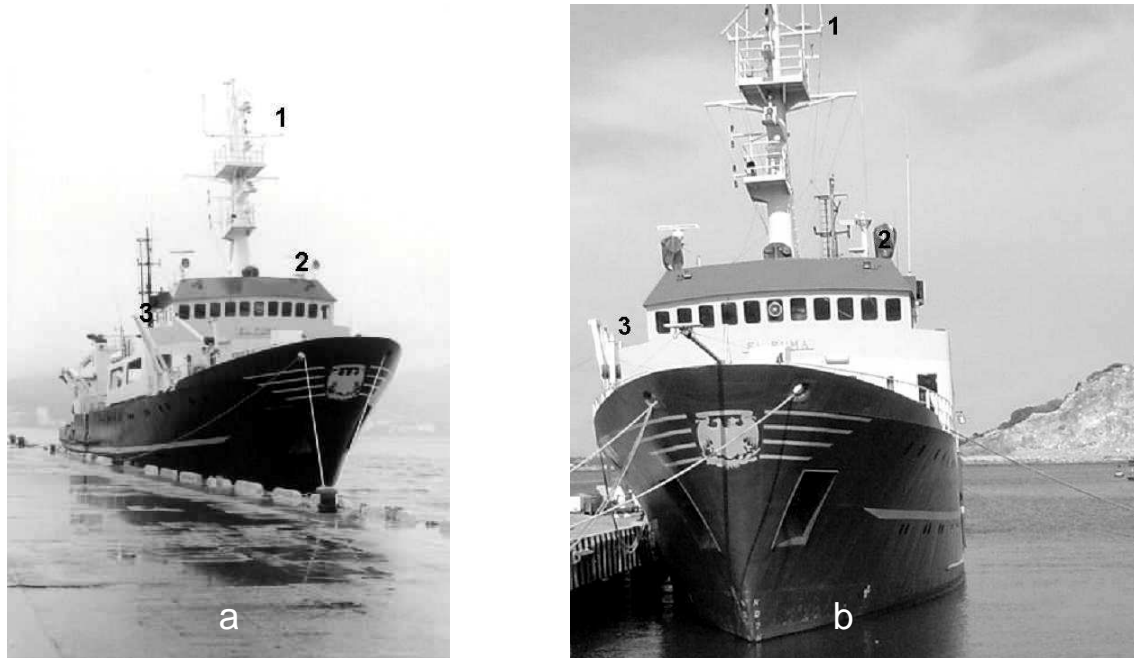


Figura 3.3 a) Vista lateral del Buque Puma con la ubicación de las tres estaciones meteorológicas, la primera del lado derecho del punto más alto del barco, la segunda del lado derecho sobre el puente de mando y la tercera del lado izquierdo del puente de mando. b) Vista frontal.

A veces, la recepción de datos por parte del centro de cómputo se trababa o se detenía, por lo que se perdía información que se escondía entre las listas de miles de datos. Así que mucho del trabajo inicial fue hacer una auditoría para revisar dónde había errores o faltantes, además de averiguar la causa.

Por la gran cantidad de datos reportados cada minuto se decidió obtener el promedio por hora para cada una de las diferentes variables mencionadas anteriormente, entonces decidí tomar el promedio desde el minuto 31 de una hora dada hasta el 30 de la hora siguiente, por ejemplo: de las 9:31 a las 10:30 horas corresponde al promedio de alguna variable para las 10:00 horas.

El problema era que si tomamos el total de días de todas las campañas, 55 días corresponden a 1320 horas y a 79200 minutos para cada estación meteorológica, un barco llevaba tres estaciones por lo que se recopilaron aproximadamente 237600 datos para cada

una de las variables. Es decir, casi un cuarto de millón de datos que se tenían que revisar y analizar con cuidado.

Por lo mismo, los resultados para cada campaña y para cada estación no siempre son iguales. Pero siempre se mantiene una correspondencia aún cuando haya datos faltantes.

Los resultados del análisis de los datos de cada campaña para las variables: Temperatura, Humedad relativa y Presión se muestran en las siguientes páginas.

El análisis de los datos de Velocidad del Viento se hace posteriormente por requerir una explicación particular del procedimiento.

Es importante mencionar, que el que suscribe no asistió a ninguna de las campañas mencionadas, así como que no participó en la planeación del experimento, ni en la metodología llevada a cabo en el mismo.

CAPÍTULO 4

ANÁLISIS Y RESULTADOS

4.1 ECAC 1

Esta campaña se llevó a cabo del 18 al 28 de mayo de 2001 en el Océano Pacífico. El registro de datos de las tres estaciones comienza a distintas horas del día 18 de mayo de 2001; la estación 1 inicia a las 00:00 hrs. y a las 15:00 hrs. las estaciones 2 y 3.

En los gráficos que se presentan a continuación, las variables se han promediado por hora, creándose un continuo para el tiempo, comenzando a las 00:00 hrs. del 18 de mayo. He aquí una equivalencia entre horas y días de campaña:

| <i>Hora</i> | <i>Día</i> | <i>Hora</i> | <i>Día</i> |
|-------------|------------|-------------|------------|
| 0 | 18.05.01 | 144 | 24.05.01 |
| 24 | 19.05.01 | 168 | 25.05.01 |
| 48 | 20.05.01 | 192 | 26.05.01 |
| 72 | 21.05.01 | 216 | 27.05.01 |
| 96 | 22.05.01 | 240 | 28.05.01 |
| 120 | 23.05.01 | 264 | 29.05.01 |

Temperatura Promedio (ecac 1)

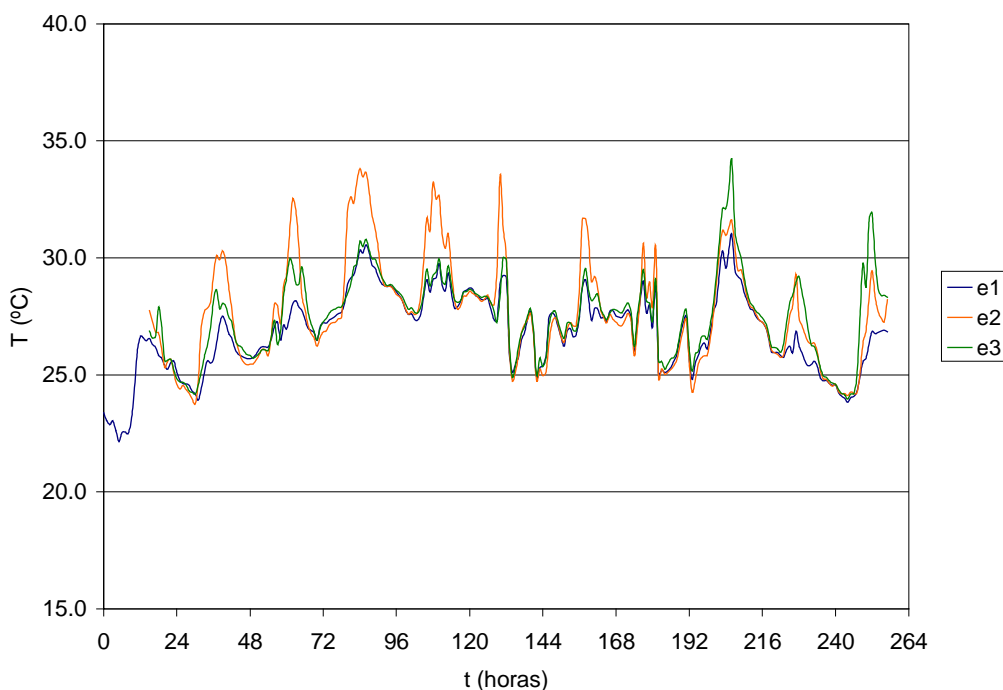


Fig. 4.1

En la gráfica de Temperatura Promedio (Fig. 4.1) se puede ver que la temperatura oscila alrededor de 28°C, para la Humedad Promedio (Fig. 4.2) alrededor del 80%, aunque entre el 24 y 26 de mayo se presentaron condiciones de 100% de saturación y muy probablemente sobresaturación, pero esto el instrumento no era capaz de medirlo. Para la Presión Promedio (Fig. 4.3) alrededor de 1011 mb y se nota una tendencia general a disminuir debido a que el barco se encontraba en la vecindad del primer huracán de esa temporada en el Pacífico *Adolfo*, que se gestó desde el día 25 de mayo y se desvaneció cerca del 2 de junio de ese mismo año.

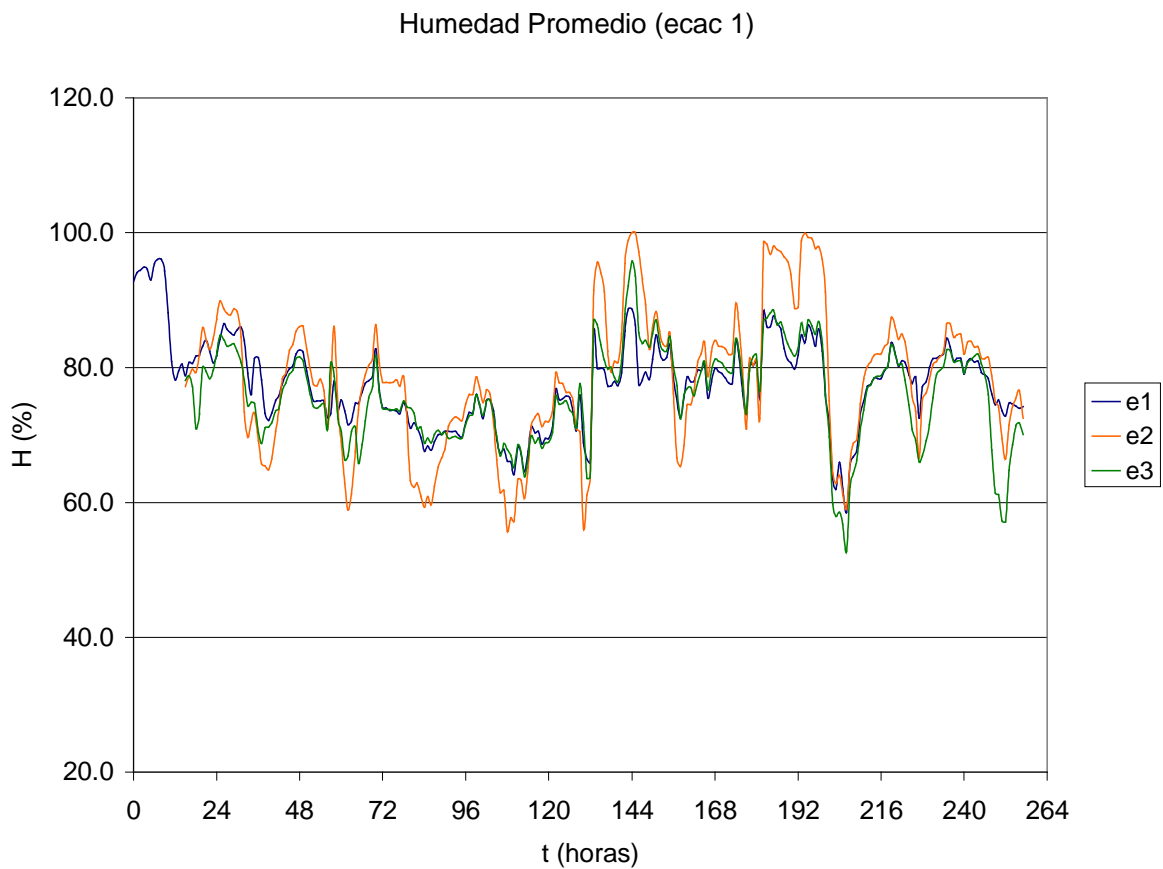


Fig. 4.2

Presión Promedio (ecac 1)

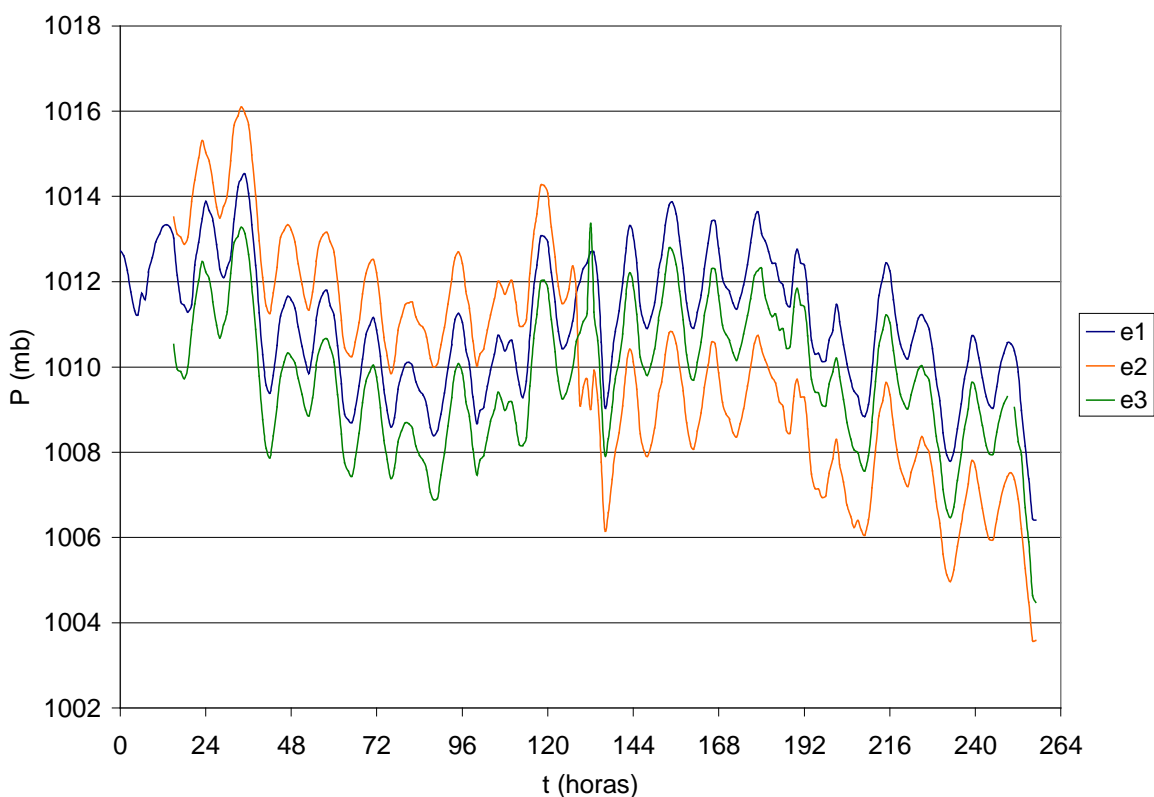


Fig. 4.3

En el siguiente gráfico, (ver figura 4.4) se han unido las tres figuras anteriores (Temperatura, Humedad y Presión) junto con la de Magnitud de Velocidad del viento para poder compararlas. Se ha resaltado con una curva gruesa a la que promedia a las tres estaciones.

Los espacios en blanco representan períodos en los que o no hay datos (Temperatura, Humedad, Presión), o el barco estuvo detenido (Viento). Más adelante, en la sección intitulada El problema del viento se describe el análisis hecho a los datos de viento reportados por cada una de las estaciones, para obtener los datos de viento real. Por el momento sólo se presentan las gráficas para la velocidad del viento para la estación 1, que es la que se encontraba en un lugar libre de obstáculos.

Se puede observar una caída de presión a partir del día 25 de mayo que sería causada por el huracán *Adolfo*, nótese también la antisimetría entre las curvas de Temperatura promedio y de Humedad promedio.

ECAC 1

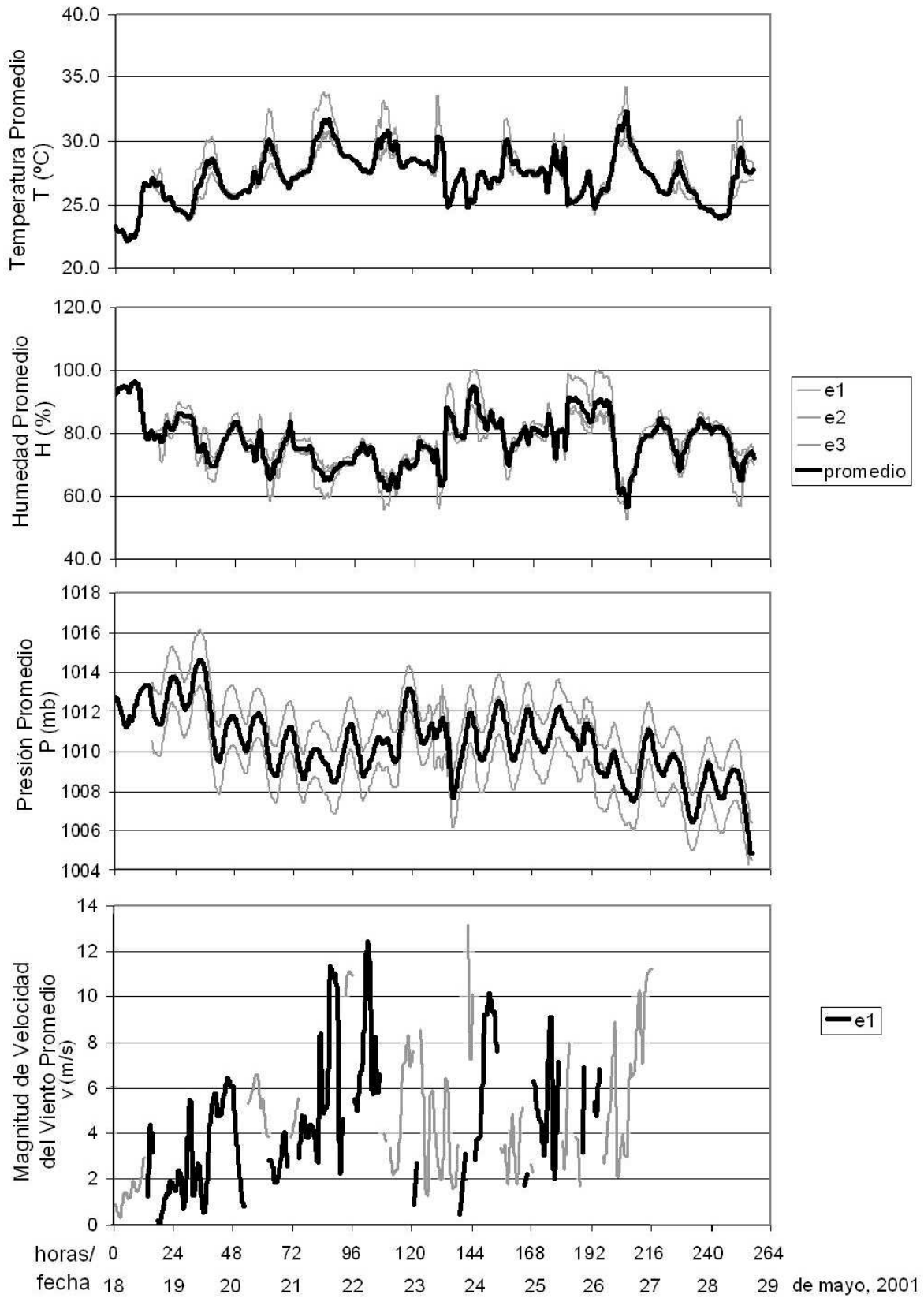


Fig. 4.4

La temperatura en la alberca de agua caliente del Pacífico supera con frecuencia los 28°C. Bajo el criterio referido por la ecuación de Clausius – Clapeyron, uno podría esperar el desarrollo de convección profunda. Sin embargo, no se tuvieron registros de lluvia. La razón está en que es necesario un forzamiento que disminuya la alta estabilidad por subsidencia. Un ejemplo de tal tipo de forzante lo constituye una onda del este o un ciclón tropical. Dicha condición se presentó con el huracán *Adolph* a finales de mayo de 2001, como se puede ver en la figura 4.5.

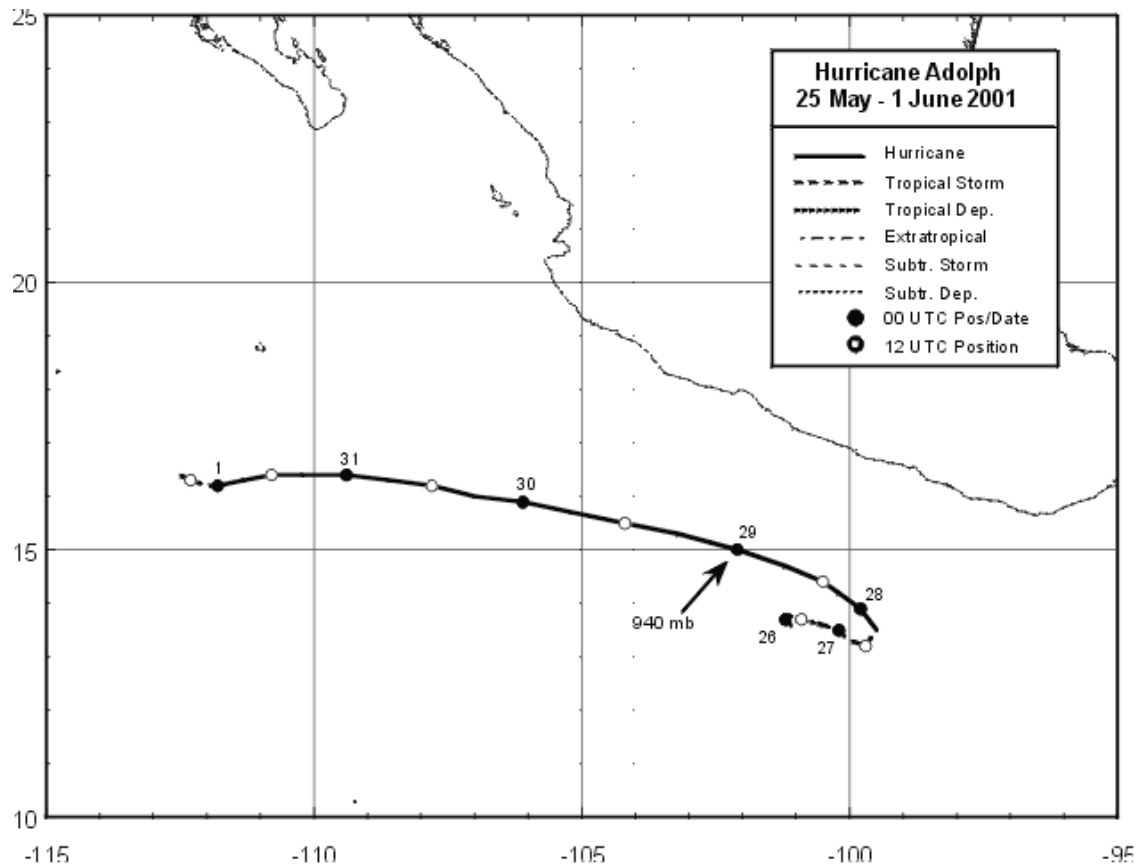


Fig. 4.5 Huracán “Adolph”, trayectoria hasta el 1 de junio de 2001

Como la actividad ciclónica para estas fechas comienza, la advección se hace más poderosa y debido al viento la temperatura ambiental en superficie no sube demasiado, aunque si hay transferencia de calor y la humedad en la atmósfera es grande.

4.2 ECAC 2

Esta campaña se llevó a cabo del 7 al 20 de julio de 2001 en el Océano Pacífico. La estación 1 comienza registros a las 11:00 hrs del día 7 de julio, mientras que las estaciones 2 y 3 inician a las 14:00 hrs.

Para los gráficos siguientes, la correspondencia de horas y días es:

| <i>Hora</i> | <i>Día</i> | <i>Hora</i> | <i>Día</i> |
|-------------|------------|-------------|---------------|
| 0 | 07.07.01 | 168 | 14.07.01 |
| 24 | 08.07.01 | 192 | 15.07.01 |
| 48 | 09.07.01 | 216 | 16.07.01 |
| 72 | 10.07.01 | 240 | 17.07.01 |
| 96 | 11.07.01 | 264 | 18.07.01 |
| 120 | 12.07.01 | 288 | 19.07.01 |
| 144 | 13.07.01 | 312 | 20.07.01 </td |

Temperatura Promedio (ecac 2)

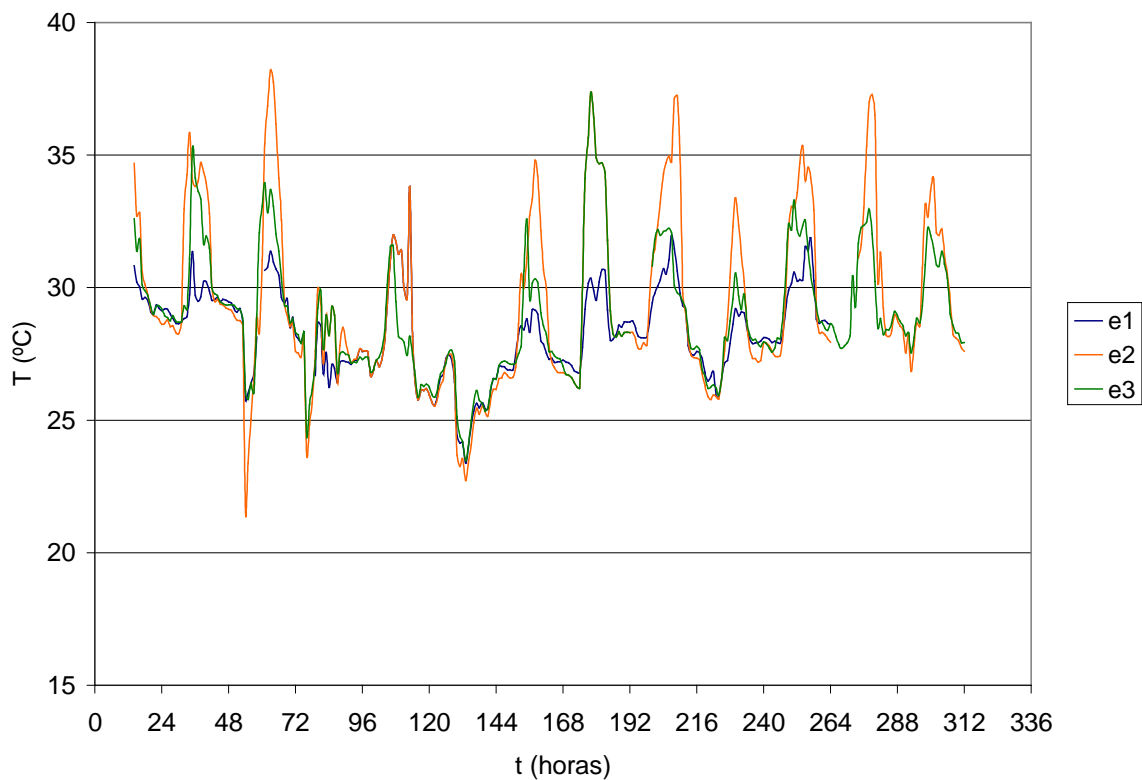


Fig. 4.6

En la gráfica de Temperatura Promedio (Fig. 4.6) se puede ver que la temperatura oscila alrededor de 30°C y que para las estaciones 2 y 3 esta oscilación abarcó más de 15°C, esto debido a la posición de las estaciones en el barco; para la Humedad Promedio (Fig. 4.7) alrededor del 75% e igual que en el caso de la temperatura para las estaciones 2 y 3 se tienen diferencias notables, debidas a la causa explicada anteriormente. La Presión Promedio (Fig. 4.8) es de alrededor de 1010 mb.

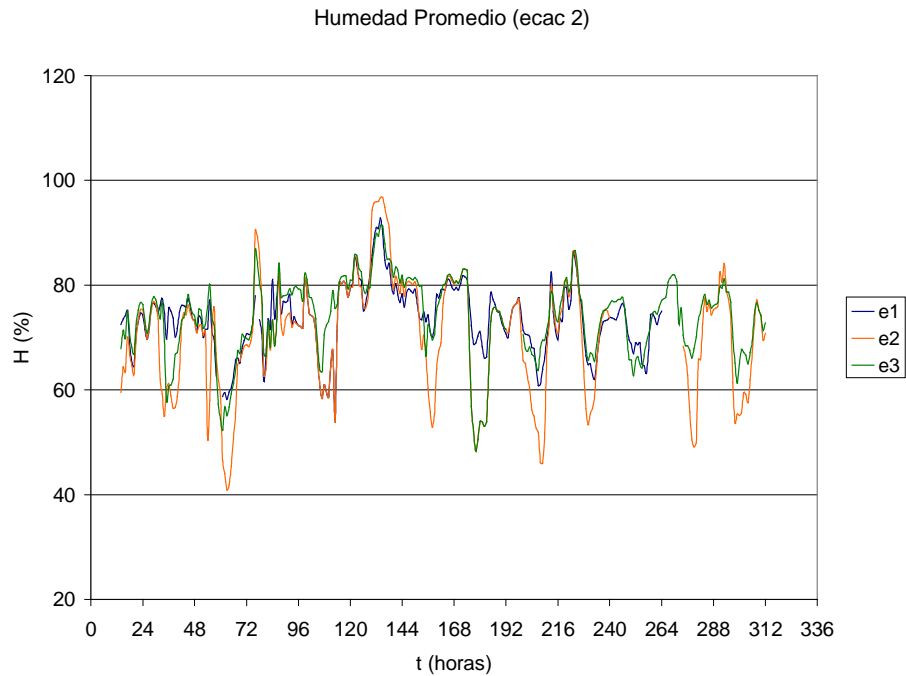


Fig. 4.7

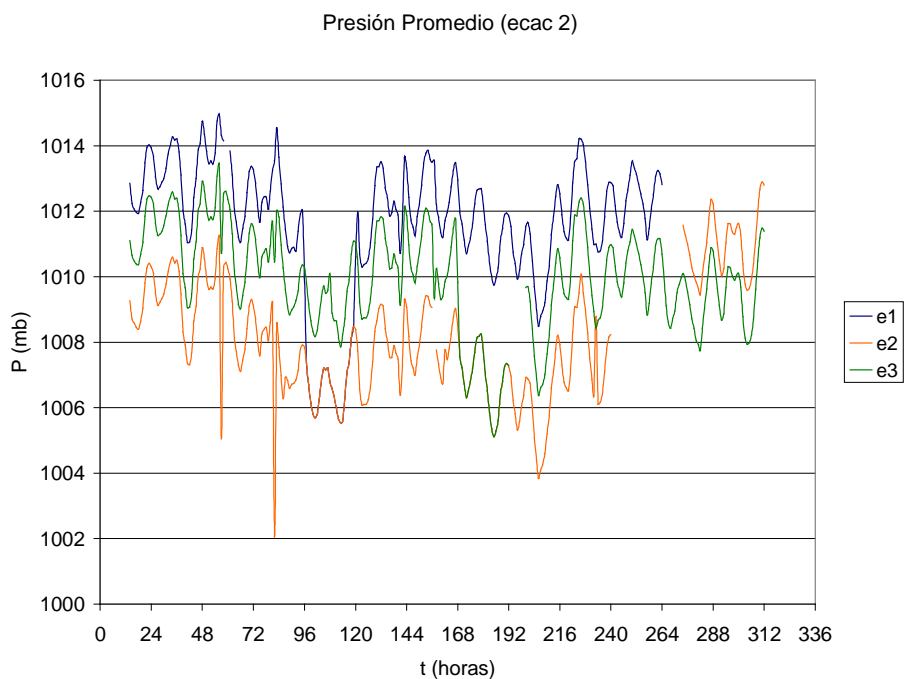


Fig. 4.8

Al igual que en la figura 4.4, a continuación se muestra la unión de los gráficos para compararlos.

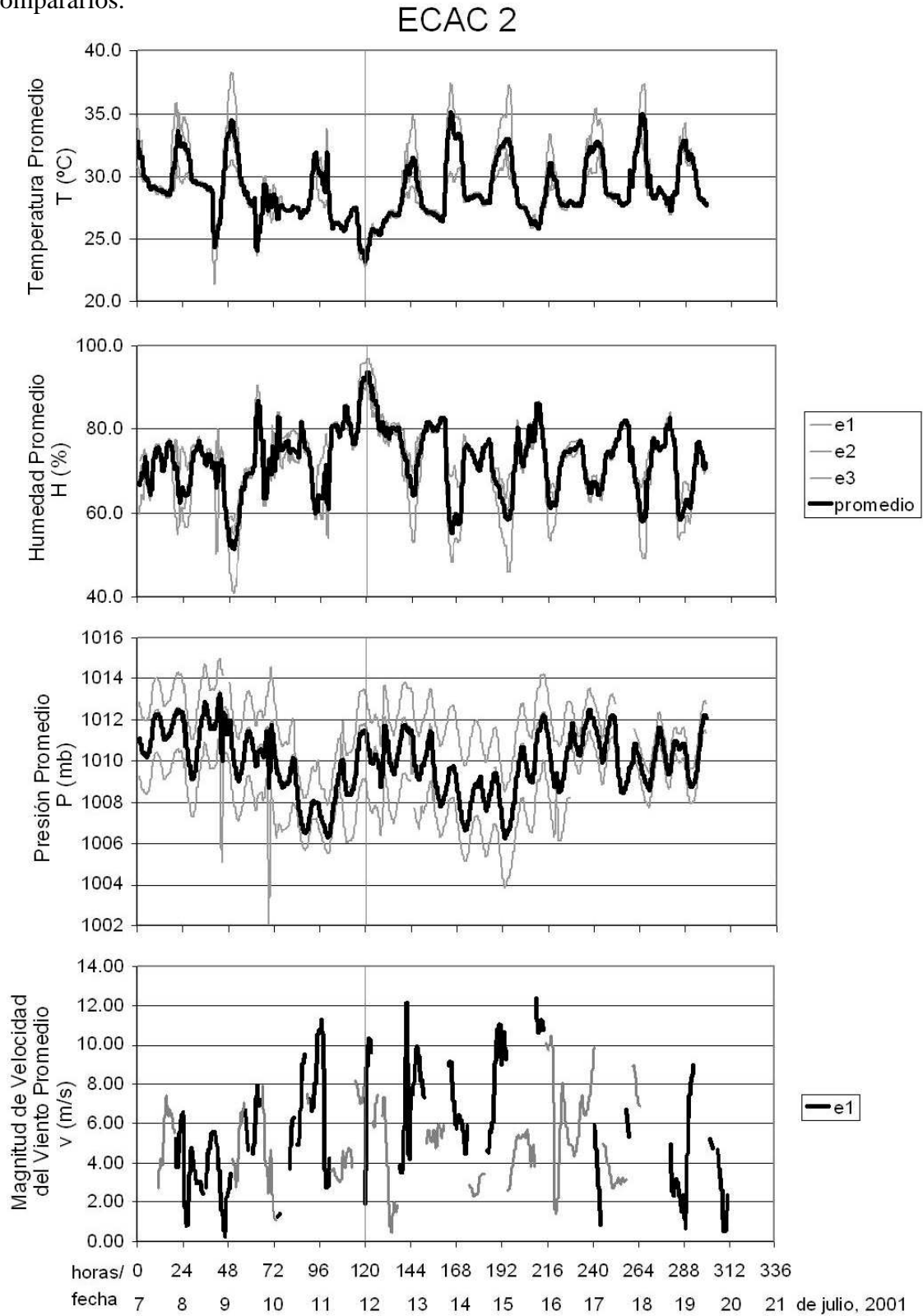


Fig. 4.9

En la figura anterior se puede apreciar alrededor del día 12 de julio (se a trazado una línea vertical), que la Temperatura presenta un mínimo, la Humedad relativa un máximo y la magnitud de la Velocidad un máximo, por lo que se infiere que hay flujo de calor latente a la atmósfera, el enfriamiento se debe a la evaporación por el viento intenso.

Hay que decir que, aunque esta campaña no fue afectada de lleno por algún huracán, para el día 13 de julio se había ya formado el huracán *Cosme* a unos 10° al oeste de donde se realizaba esta campaña. Es notable la disminución en la temperatura y el pico en la humedad en los días 12 y 13 de julio. Ver figura 4.10.

Además al finalizar la campaña del 20 al 23 de julio se empezó a formar lo que llegaría a ser el huracán *Dalila*, (Figura 4.11) el cual se encontraba en ruta del experimento, por lo que el capitán de la embarcación decidió terminar la campaña y regresar a puerto lo más pronto posible.

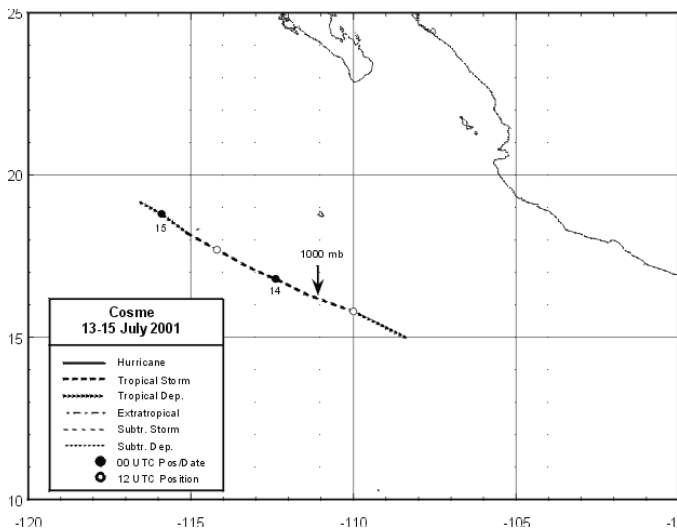


Fig. 4.10 Huracán “Cosme”, trayectoria hasta el 15 de julio de 2001

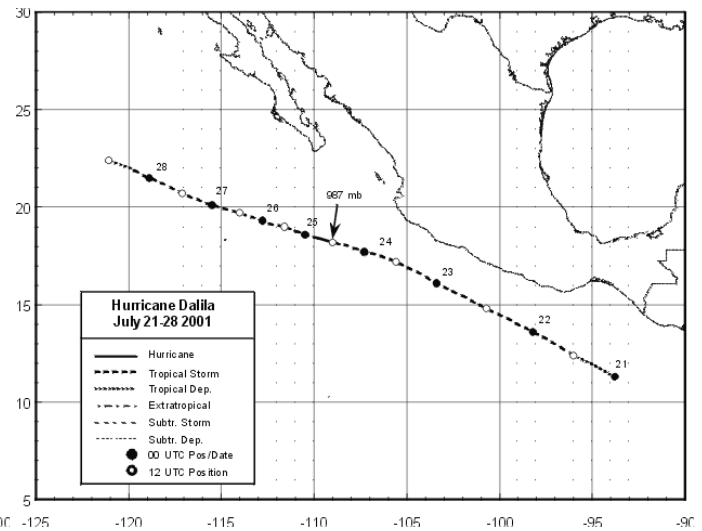


Fig. 4.11 Huracán “Dalila”, trayectoria hasta el 28 de julio de 2001

4.3 ECAC 3

Esta campaña se llevó a cabo del 6 al 24 de julio de 2001 en el Mar Caribe. Para esta campaña se tuvieron dos estaciones para la recolección de datos. Ambas comenzaron el registro a las 16:00 hrs. Se presenta la equivalencia de horas y días para los gráficos obtenidos:

| <i>Hora</i> | <i>Día</i> | <i>Hora</i> | <i>Día</i> | |
|-------------|------------|-------------|------------|--|
| 0 | 06.07.01 | 288 | 18.07.01 | |
| 48 | 08.07.01 | 336 | 20.07.01 | |
| 96 | 10.07.01 | 384 | 22.07.01 | |
| 144 | 12.07.01 | 432 | 24.07.01 | |
| 192 | 14.07.01 | 480 | 26.07.01 | |
| 240 | 16.07.01 | | | |

Temperatura Promedio (ecac 3)

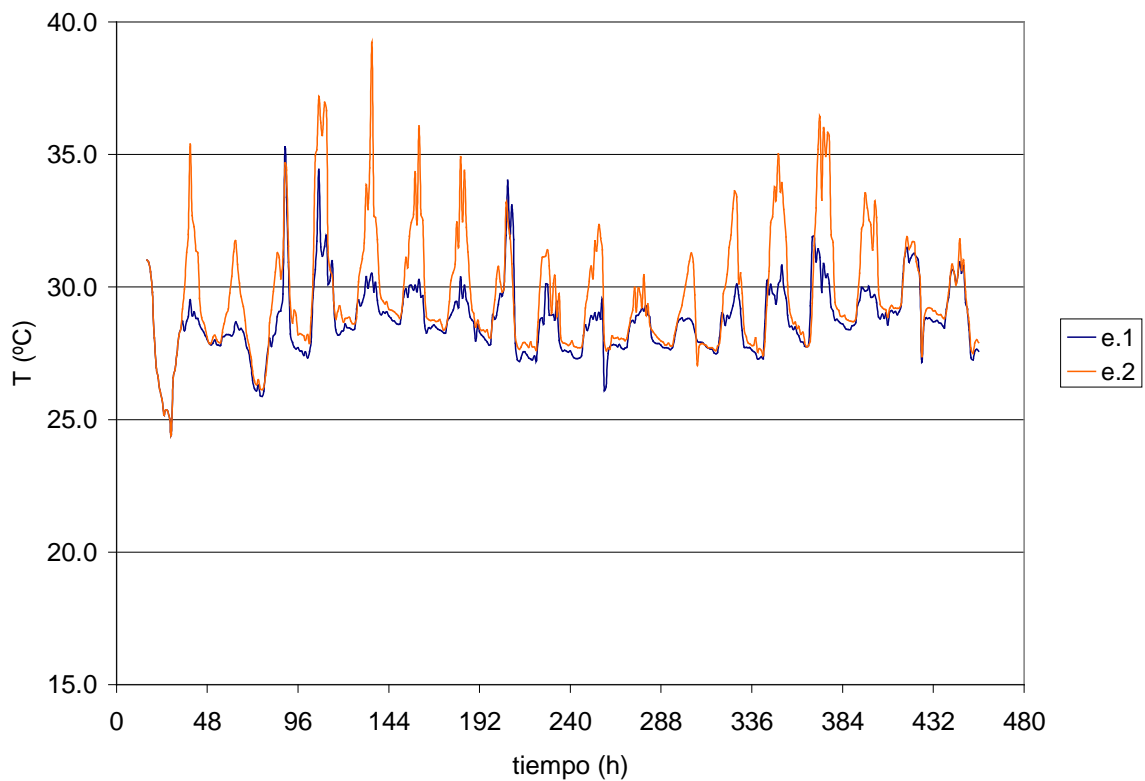


Fig. 4.12

Para esta tercera campaña de las dos estaciones se puede observar que la estación 2 presenta notorias diferencias, aunque mantiene la correspondencia con la estación 1. En la gráfica de Temperatura Promedio (Fig. 4.12) se puede ver que la temperatura oscila alrededor de 29.5°C, para la Humedad Promedio (Fig. 4.13) alrededor del 75% y para la Presión Promedio (Fig. 4.14) alrededor de 1010 mb.

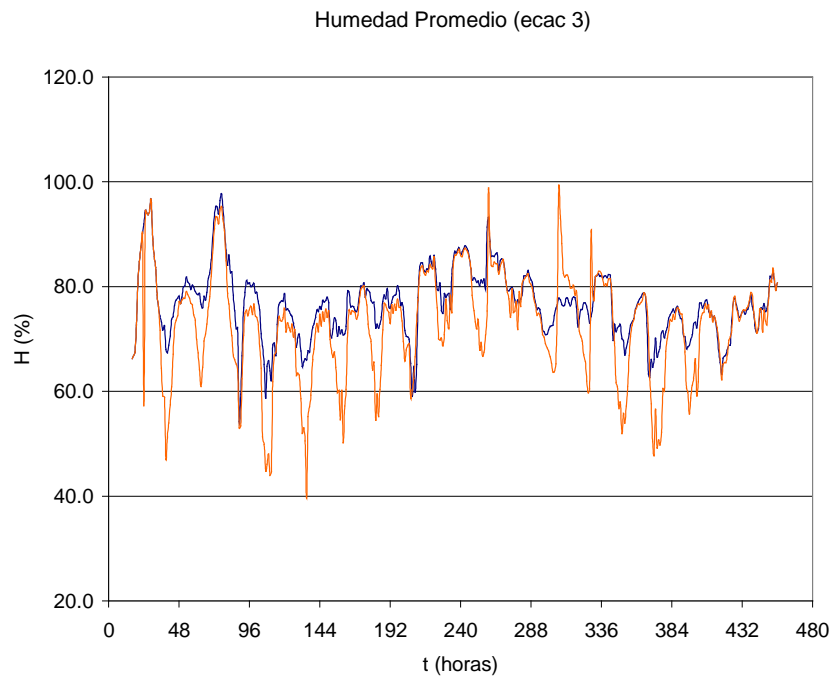


Fig. 4.13

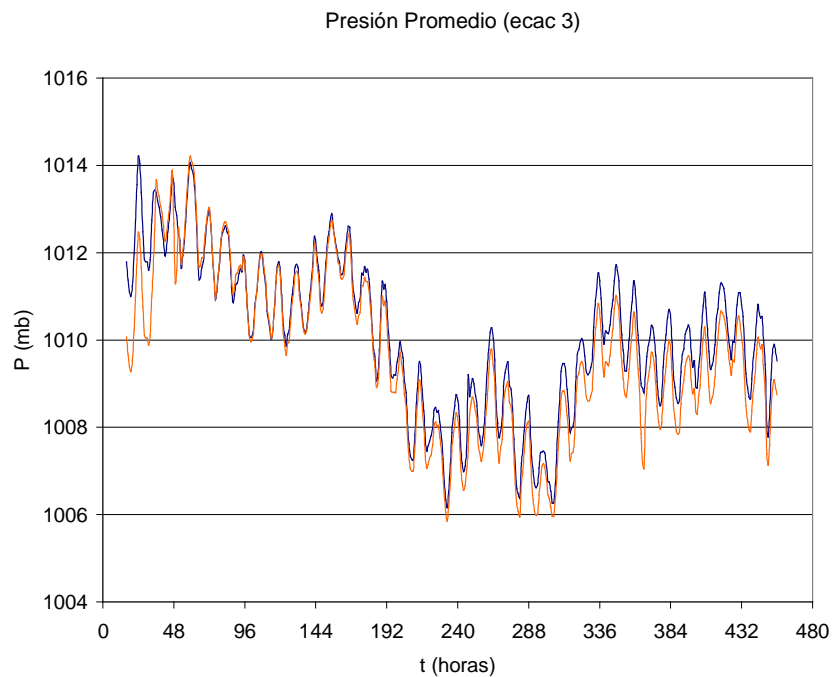


Fig. 4.14

Al igual que en las figuras 4.4 y 4.9 se presentan los gráficos anteriores unidos, no el de Velocidad del Viento promedio ya que para esta campaña se perdió la bitácora del barco.

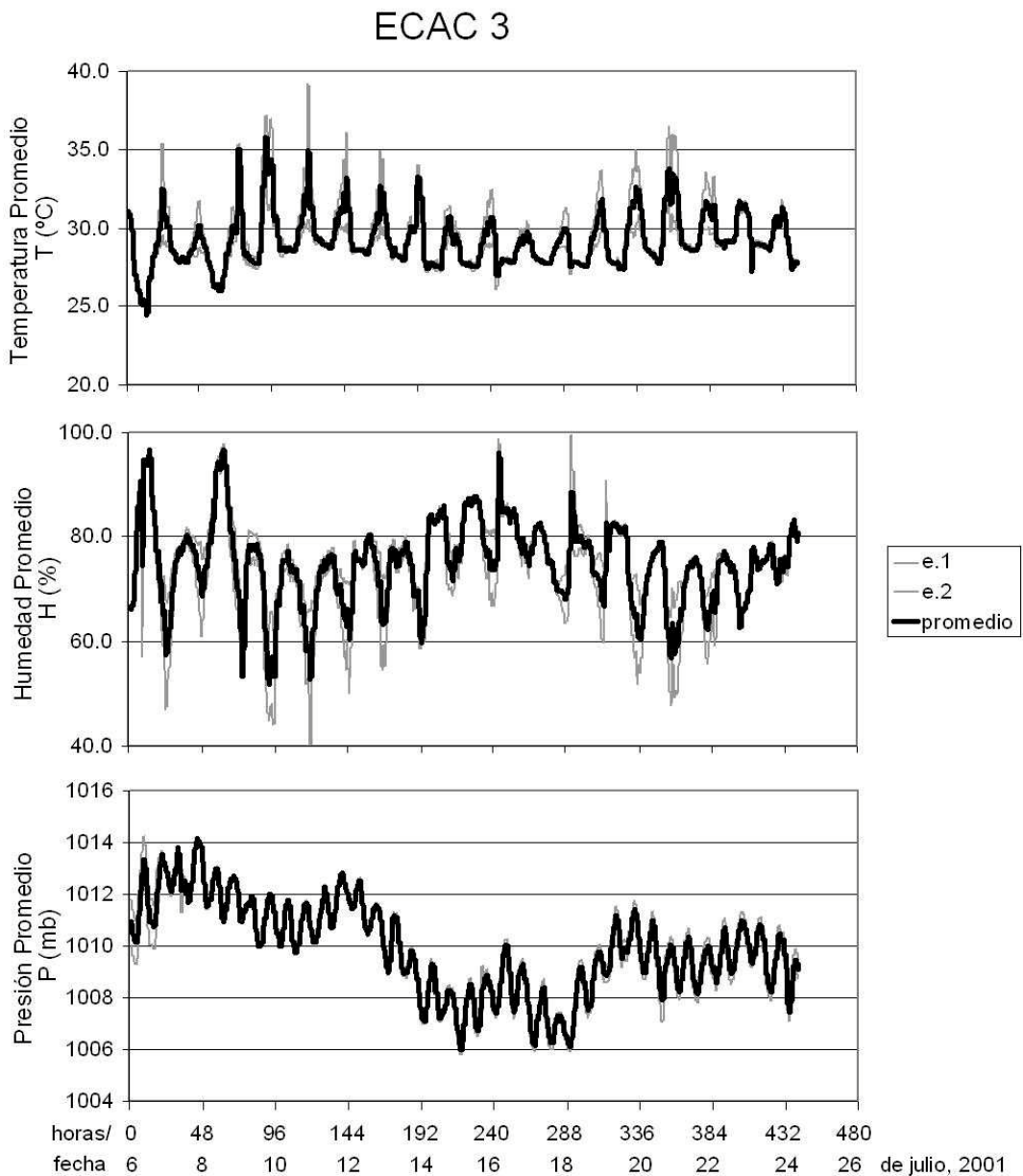


Fig. 4.15

Aún con humedad muy alta y temperatura muy elevada, no se presenta precipitación debido a la subsidencia tan intensa.

Las condiciones que se muestran son muy parecidas a las de ECAC 2, ya que estamos casi en las mismas fechas (mediados de julio), nada más que en el Caribe mexicano. Y en el tiempo en que se llevó a cabo la campaña no se presentó ningún huracán en la vecindad.

4.4 ECAC 4

Esta campaña se llevó a cabo del 30 de agosto al 10 de septiembre de 2001 en el Océano Pacífico. Las estaciones 2 y 3 comenzaron el registro de datos a las 9:00 hrs del día 30 de agosto, la estación 1 inició a las 9:00 hrs. del día 2 de septiembre. La correspondencia de horas y días para estos datos es la siguiente:

| <i>Hora</i> | <i>Día</i> | <i>Hora</i> | <i>Día</i> |
|-------------|------------|-------------|------------|
| 0 | 30.08.01 | 144 | 05.09.01 |
| 24 | 31.08.01 | 168 | 06.09.01 |
| 48 | 01.09.01 | 192 | 07.09.01 |
| 72 | 02.09.01 | 216 | 08.09.01 |
| 96 | 03.09.01 | 240 | 09.09.01 |
| 120 | 04.09.01 | 264 | 10.09.01 |

Temperatura Promedio (ecac 4)

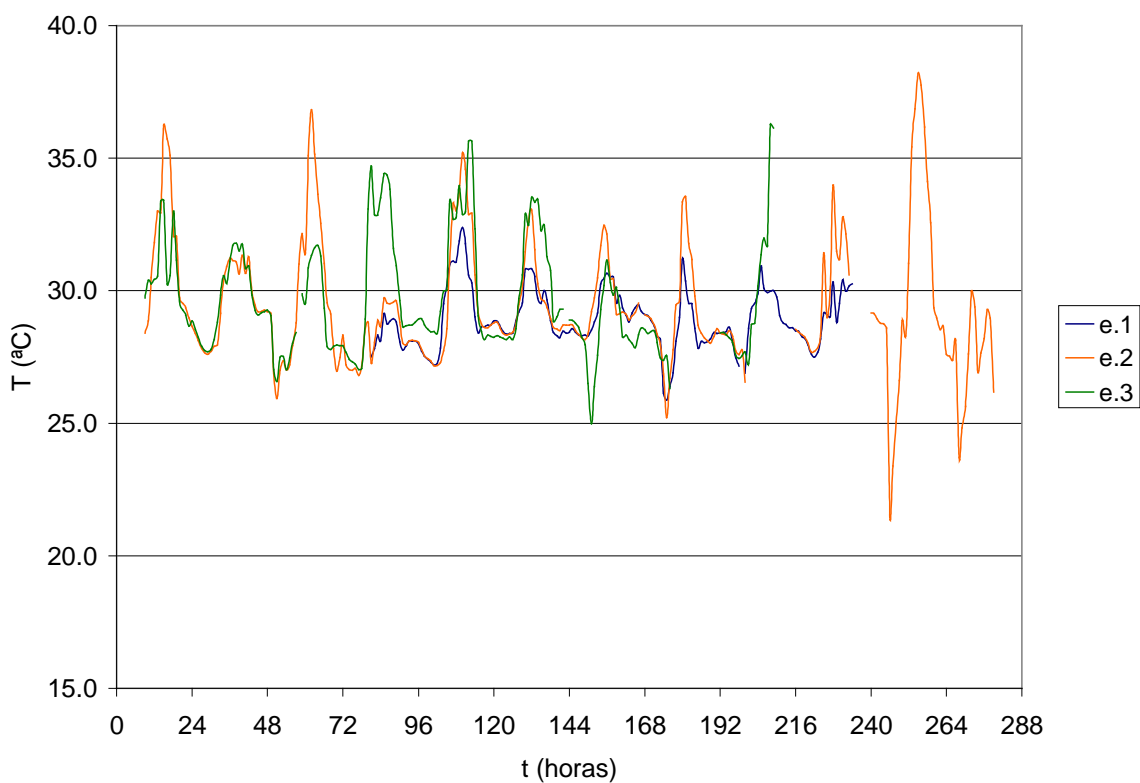


Fig. 4.16

Al igual que en la segunda campaña, las estaciones 2 y 3 presentan diferencias debido a su ubicación en el barco, pero no pierden la correspondencia con la estación 1.

En la gráfica de Temperatura Promedio (Fig. 4.16) se puede ver que la temperatura oscila alrededor de 29.75°C, para la Humedad Promedio (Fig. 4.17) alrededor del 70% y para la Presión Promedio (Fig. 4.18) alrededor de 1010 mb.

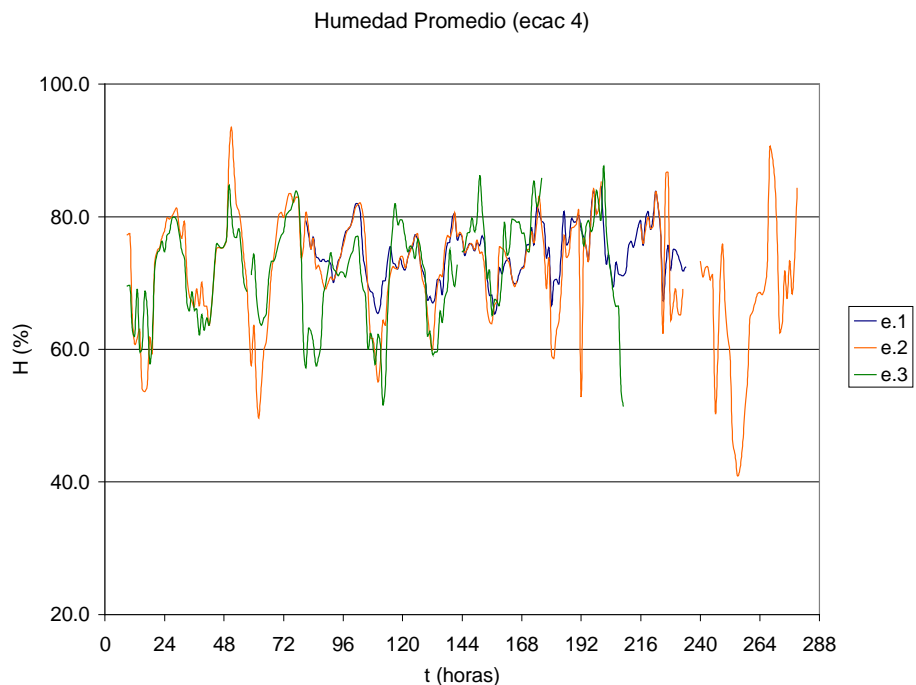


Fig. 4.17

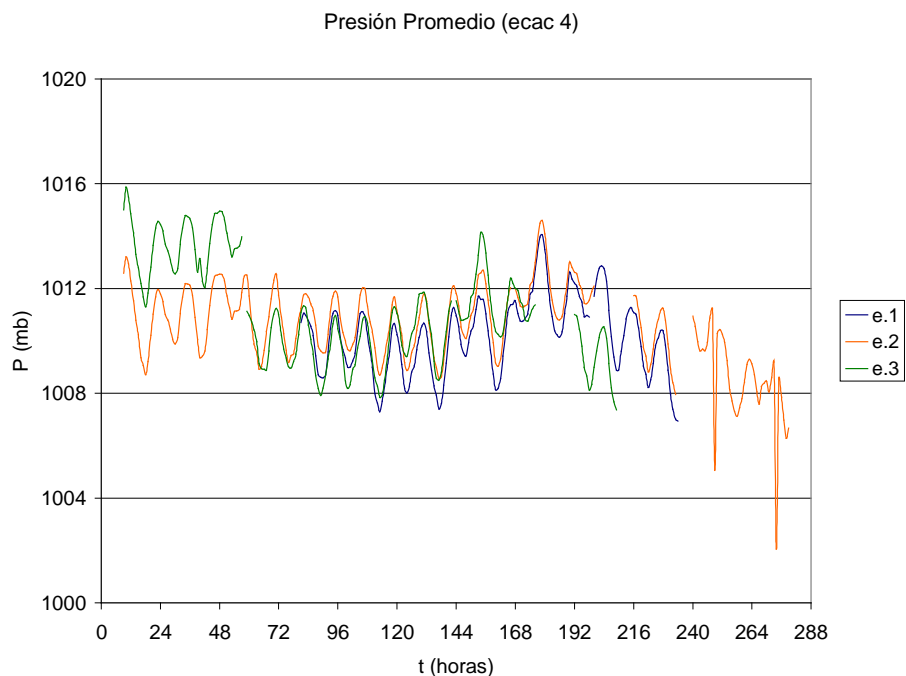


Fig. 4.18

A continuación se presenta la unión de los gráficos para poder compararlos.

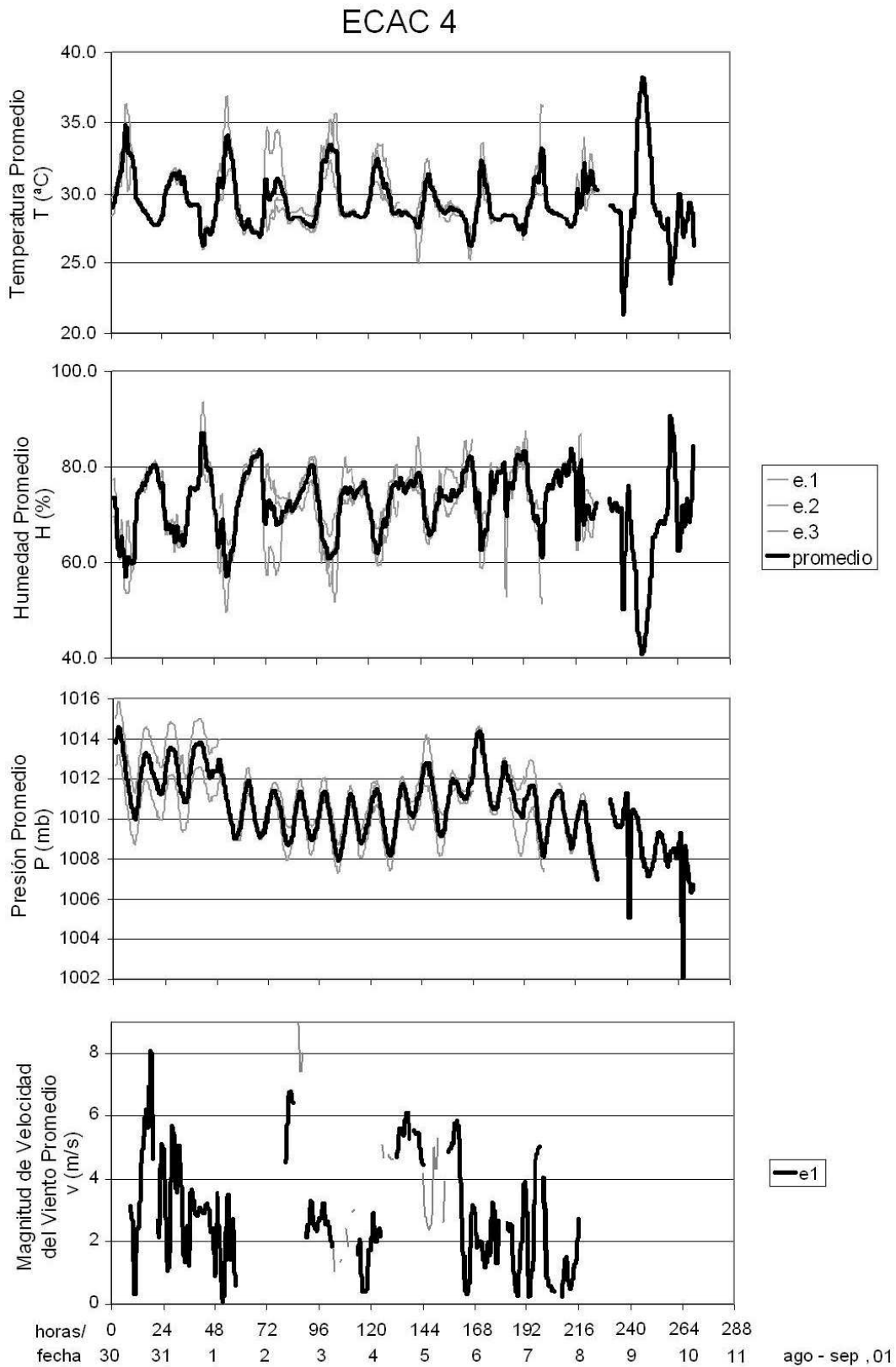


Fig. 4.19

Los vientos y la temperatura ahora propician que la convección sea profunda, por lo que la humedad es transportada al continente causando un segundo máximo en la precipitación.

En la gráfica de Presión Promedio (Fig. 4.18) al final de la campaña se puede observar que la presión descende paulatinamente, esto se debió a que en los días 4 y 5 de julio el barco se encontró en la vecindad de una tormenta tropical. Aunque en el transcurso de ECAC 4 hubo en el Océano Pacífico dos huracanes: *Flossie* y *Gil*, además de una tormenta tropical: *Henriette*; los dos primeros estaban muy lejos al oeste para una notoria repercusión en las medidas. Sólo *Henriette* (Ver figura 4.20) pudo de manera indirecta afectarlas, ya que en su periodo de gestación estuvo cerca de donde se efectuó la campaña.

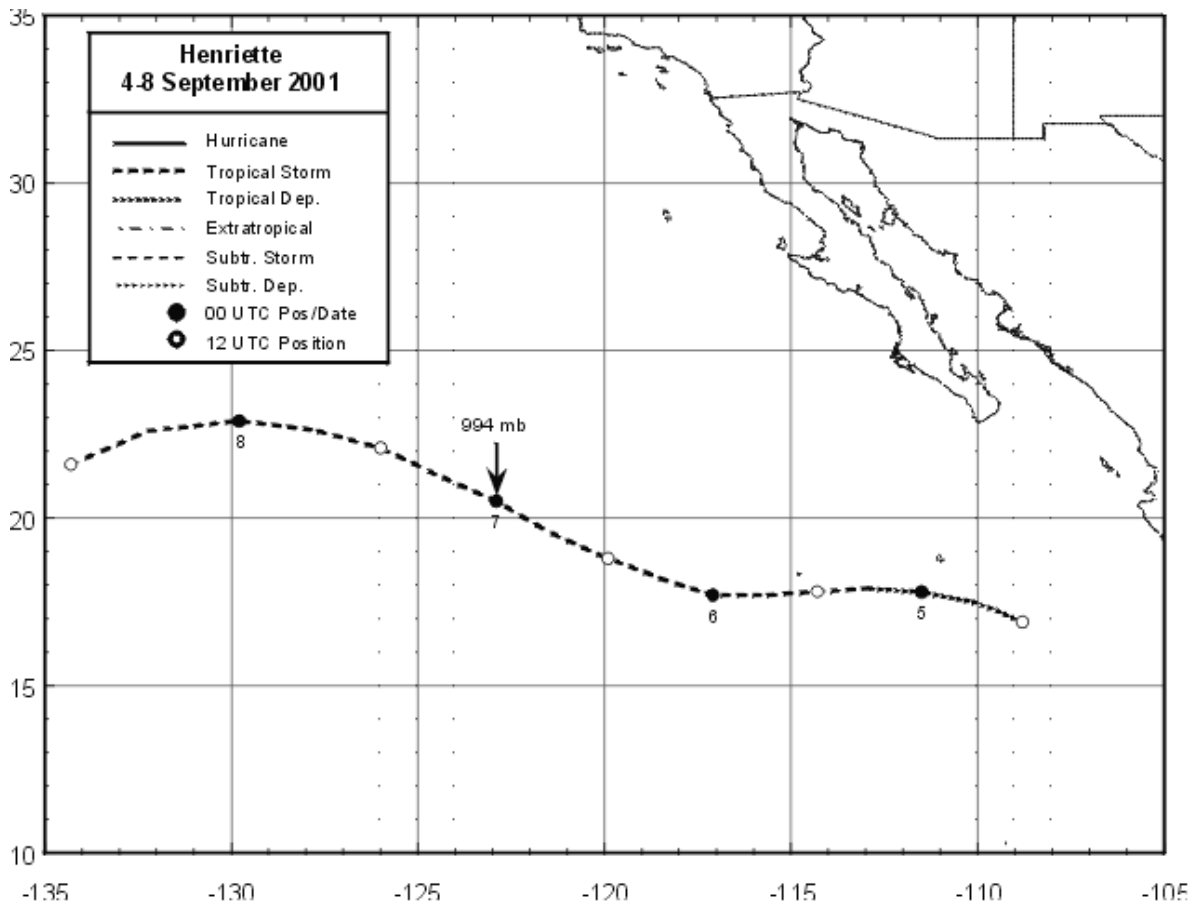


Fig. 4.20 Tormenta Tropical *Henriette*, trayectoria hasta el 8 de septiembre de 2001

4.5 EL PROBLEMA DEL VIENTO

Antes de proceder al Análisis del Viento Real tenemos que notar que los sistemas de coordenadas de la Marina (Mercante y Militar), de los Meteorólogos y de las Matemáticas no son los mismos; aunque es claro que podemos pasar de uno a otro con la respectiva transformación.

Llamaré θ al ángulo meteorológico, θ_m al del sistema matemático y θ_b al reportado por el barco (sistema de la Marina). En la siguiente figura se muestra la convención de asignación de grados en cada sistema.

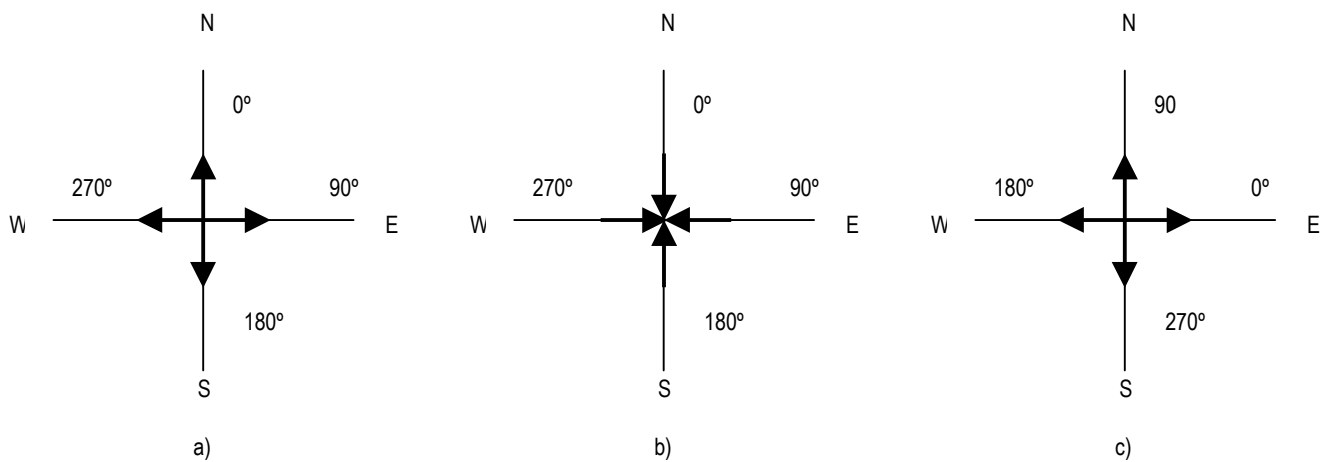


Fig. 4.21 a) Sistema usado en la Marina. Las flechas nos muestran la dirección del barco. b) Sistema meteorológico, en el que el viento es nombrado por su procedencia, por ejemplo, viento del este le corresponden 90°. c) Sistema matemático.

Respecto del sistema meteorológico, para poder realizar las transformaciones al sistema matemático, primeramente notamos la siguiente equivalencia:



Fig. 4.22 Equivalencia

Esto tiene utilidad para la suma vectorial y las correcciones que se harán a las mediciones registradas por un barco en movimiento. A partir de los esquemas anteriores, es claro que tanto en el sistema Meteorológico como en el de la Marina, los ángulos aumentan en sentido de las manecillas del reloj, contrario a como ocurre en el sistema Matemático.

Transformaciones:

- Marina a Matemático: $\theta_m = 90^\circ - \theta_b$

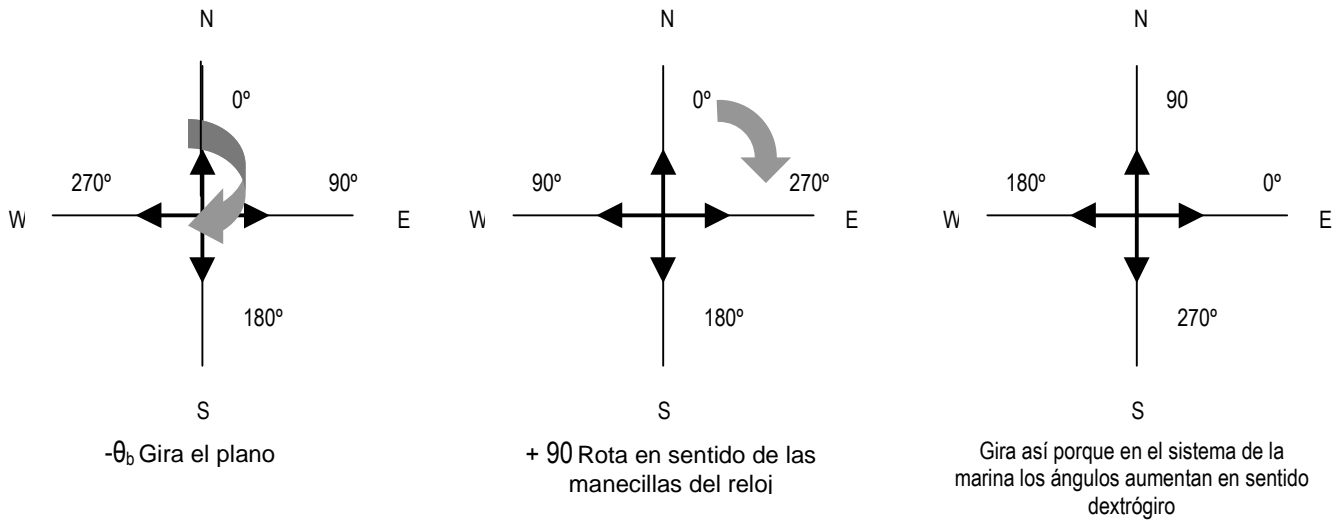


Fig. 4.23 Transformación del sistema de la Marina al Matemático

- Meteorológico a Matemático: $\theta_m = 270 - \theta$

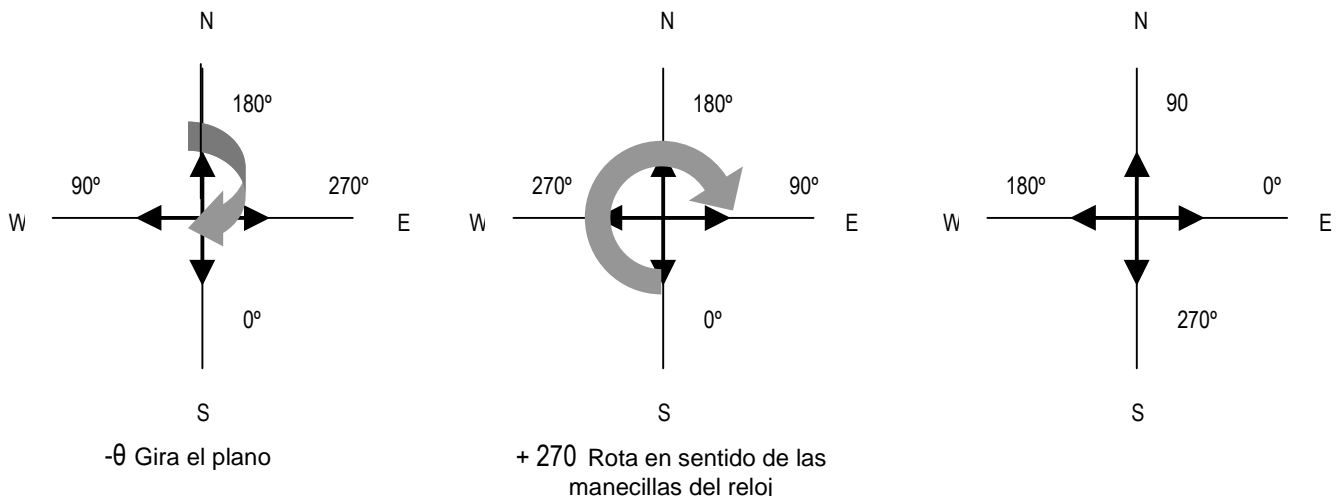


Fig. 4.24 Transformación del sistema Meteorológico al Matemático

- Matemático a Meteorológico: $\theta = 270^\circ - \theta_m$, que resulta de despejar la anterior.

Consideraciones sobre el barco:

Las estaciones colocadas a bordo del barco tienen fijo un sistema de coordenadas geográficas de acuerdo a la proa de barco (la punta) y lo consideramos como “Norte”, de tal forma que el viento reportado por el instrumento sólo coincidirá cuando en efecto el barco se mueva hacia el Norte, no en otro caso. Tomando en cuenta, además que cuando el barco se mueve el viento reportado por el instrumento no es el real, aquí lo llamaré: Viento Aparente Reportado (V_{AR}), con ángulo en el sistema meteorológico.

Consideraciones sobre el viento aparente:

i) ¿Cómo se forma el viento aparente?

Supongamos que *no* hay viento real (atmosférico), pero el barco se mueve en dirección Norte a una velocidad de 5 m/s (≈ 10 nudos), ¿Qué ocurre?

Alguien que se sitúe en el barco sentirá un viento de 5 m/s pero en dirección al sur (viento del Norte, meteorológicamente) ie. el barco, cuando se mueve, “genera un viento”.

El viento generado es igual en magnitud pero en sentido contrario del movimiento del barco, en vectores lo podemos describir fácilmente:

$\vec{b} = -\vec{G}$ Donde \vec{b} es el vector del movimiento del barco y \vec{G} es el vector del viento generado, ver figura 4.25.

Pero si existiera viento atmosférico además del viento generado por el movimiento del barco tendremos, en el caso del diagrama siguiente, al barco que se mueve hacia el Norte

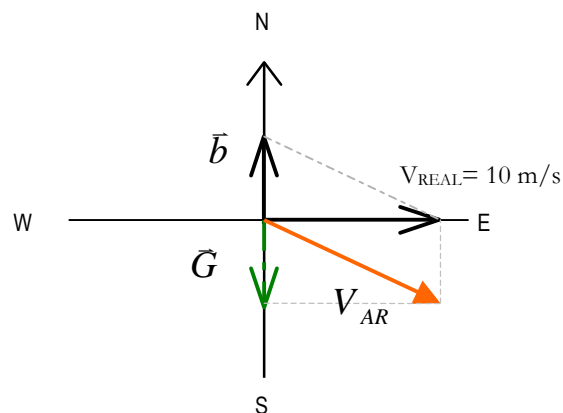


Fig. 4.25 Viento Aparente Reportado (V_{AR})

con velocidad de 5 m/s y genera un viento hacia el Sur, de igual magnitud. Y además un viento real del Oeste (va hacia el Este) con velocidad de 10 m/s.

La suma vectorial del viento real y del viento generado es igual al viento aparente reportado:

$$\vec{G} + \vec{V}_{REAL} = \vec{V}_{AR}$$

$$\vec{V}_{REAL} = \vec{V}_{AR} - \vec{G} = \vec{V}_{AR} + \vec{b},$$

$$\vec{V}_{REAL} = \vec{V}_{AR} + \vec{b}$$

ii) ¿Cómo se reporta el viento aparente?

Como se mencionó antes, el instrumento que mide la velocidad y dirección del viento (estación meteorológica en el barco) tiene fijo el sistema de coordenadas geográficas respecto a un punto determinado del barco (puede ser la proa).

Como se explicó, si el barco siempre se moviera hacia un punto fijo que coincide con el fijado en el instrumento no habría ningún problema. El caso es que evidentemente no es así.

Veamos cómo se reporta la dirección de un viento del Norte según la dirección del barco.

Para este ejemplo tomaré sólo las direcciones básicas (puntos cardinales: Norte, Sur, Este y Oeste). Para simplificar, supongamos que el instrumento se fijó a la proa.

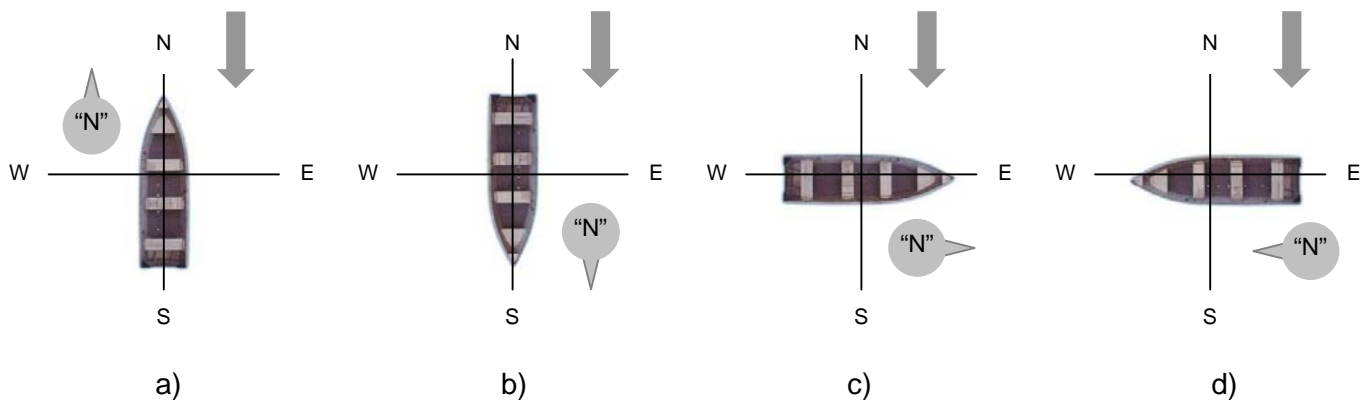


Fig. 4.26 Como "N" simboliza el Norte falso tenemos que si:
a) El barco va hacia el Norte, se reportará viento del Norte. b) El barco va hacia el Sur, se reportará viento del Sur. c) El barco va hacia el Este, se reportará viento del Oeste. d) El barco va hacia el Oeste, reportará viento del Este.

Es claro que nosotros quisiéramos que indistintamente en los casos b), c) y d) el instrumento nos reportara Viento del Norte.

El problema se resuelve de la siguiente forma:

i) Ya que hemos pasado el ángulo de dirección del Barco y el ángulo del Viento Aparente Reportado al sistema matemático con las transformaciones correspondientes podemos trabajar con ellos sin ningún problema.

ii) En la tabla siguiente se muestra cómo se reportan los ángulos en los casos anteriores a), b), c) y d) y cómo se convierten al sistema matemático. Recordamos que el ángulo Aparente Reportado en sistema matemático sigue poniendo el Norte (90°) en la proa del barco. Para corregirlo se usa la siguiente ecuación de corrección: $\theta_{ARCm} = \theta_{ARm} - \theta_b$

| Caso | Datos | Transformaciones | Corrección |
|------|---|--|---|
| | | $\theta_{bm} = 90^\circ - \theta_b$ $\theta_{ARm} = 270^\circ - \theta_{AR}$ | $\theta_{ARCm} = \theta_{ARm} - \theta_b$ |
| a) | $\theta_b = 0^\circ, \theta_{AR} = 0^\circ$ | $\theta_{bm} = 90^\circ - 0 = 90^\circ$ $\theta_{ARm} = 270^\circ - 0 = 270^\circ$ | $\theta_{ARCm} = 270^\circ - 0^\circ = 270^\circ$ |
| b) | $\theta_b = 180^\circ, \theta_{AR} = 180^\circ$ | $\theta_{bm} = -90^\circ = 270^\circ$ $\theta_{ARm} = 90^\circ$ | $\theta_{ARCm} = 90^\circ - 180^\circ = -90^\circ$ $\theta_{ARCm} = 270^\circ$ |
| c) | $\theta_b = 90^\circ, \theta_{AR} = 270^\circ$ | $\theta_{bm} = 0^\circ$ $\theta_{ARm} = 0^\circ$ | $\theta_{ARCm} = 0^\circ - 90^\circ = 270^\circ$ |
| d) | $\theta_b = 270^\circ, \theta_{AR} = 90^\circ$ | $\theta_{bm} = -180^\circ = 180^\circ$ $\theta_{ARm} = 180^\circ$ | $\theta_{ARCm} = 180^\circ - 270^\circ = -90^\circ$ $\theta_{ARCm} = 270^\circ$ |

Donde θ_{ARCm} es el ángulo del Viento Aparente Corregido en sistema matemático.

Vemos que en todos los casos, el ángulo obtenido es el del viento real (esto para el caso de que el barco no se mueve).

Datos de las campañas de ECAC (2001)

Como se describió anteriormente, en el 2001 fueron enviados Barcos de Investigación a las aguas del Pacífico Mexicano a fin de recolectar datos tales como humedad, temperatura, dirección y velocidad del viento.

Los datos que se tienen respecto de viento tienen el siguiente formato:

| Datos de la bitácora del Barco | | Datos reportados por el instrumento | |
|--------------------------------|----------------------------------|-------------------------------------|----------------------------|
| Velocidad en nudos | Dirección (sistema de la Marina) | Dirección del viento | Velocidad del viento (m/s) |
| 5.7 | 259 | N | 12.5 |
| 7.1 | 270 | N | 12.1 |
| 7.6 | 271 | N | 11.6 |
| 8.5 | 270 | N | 12.1 |

Se requieren hacer varias transformaciones a los datos:

- Expresar la dirección del viento como un ángulo y no como una literal, siempre de acuerdo con el sistema Meteorológico.
- La velocidad del barco se expresa en m/s con $Vel_{MKS} = (nudos)(0.514)$.
- Transformar el ángulo de dirección del barco del sistema de la Marina al Matemático.
- Transformar el ángulo aparente de la dirección del viento del sistema Meteorológico al Matemático.
- Realizar la corrección en el ángulo Aparente Reportado

Esto es:

| Datos de la bitácora del Barco | | Datos reportados por el instrumento | | | |
|--------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|---|---|-----------------------------|
| Velocidad en m/s | Dirección (matemático) θ_{bm} | Dirección del viento | Dirección del viento (mat) θ_{ARm} | Direc .del viento corregido (mat) θ_{ARCm} | Velocidad del viento en m/s |
| 2.93 | 191 | 0 | 270 | 11 | 12.5 |
| 3.65 | 180 | 0 | 270 | 0 | 12.1 |
| 3.91 | 179 | 0 | 270 | 355 | 11.6 |
| 4.37 | 180 | 0 | 270 | 0 | 12.1 |

$$\begin{aligned}\theta_{bm} &= 90^\circ - \theta_b \\ \theta_{ARm} &= 270 - \theta \\ \theta_{ARCm} &= \theta_{ARm} - \theta_b\end{aligned}$$

Trabajando con los datos

Realizaremos un ejemplo con el primer renglón de la tabla anterior e incluiré un diagrama de la posición del barco y la dirección del viento.

| Datos de la bitácora del Barco | | Datos reportados por el instrumento | | | |
|--------------------------------|---|-------------------------------------|--|--|-----------------------------|
| Velocidad en m/s | Dirección (matemático) θ_{bm} | Dirección del viento | Dirección del viento (mat) θ_{ARm} | Direc .del viento corregido (mat) θ_{ARCm} | Velocidad del viento en m/s |
| 2.93 | 191 | 0 | 270 | 11 | 12.5 |

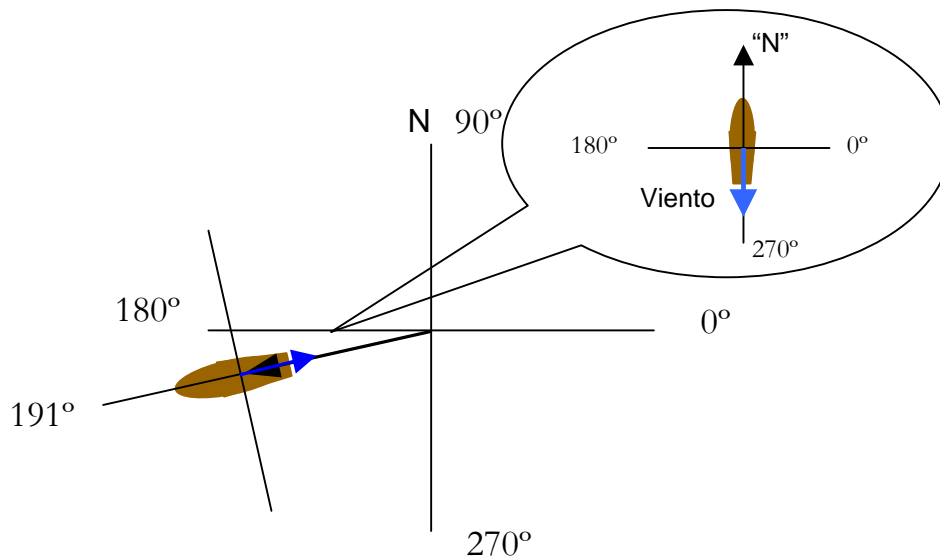


Fig. 4.27 Se muestra la dirección del barco, su vector de velocidad y a la derecha la dirección del viento reportada por el instrumento.

Esto mismo se puede representar como vectores de velocidad del barco, el viento Generado y el Viento Aparente Reportado Corregido en sistema matemático:

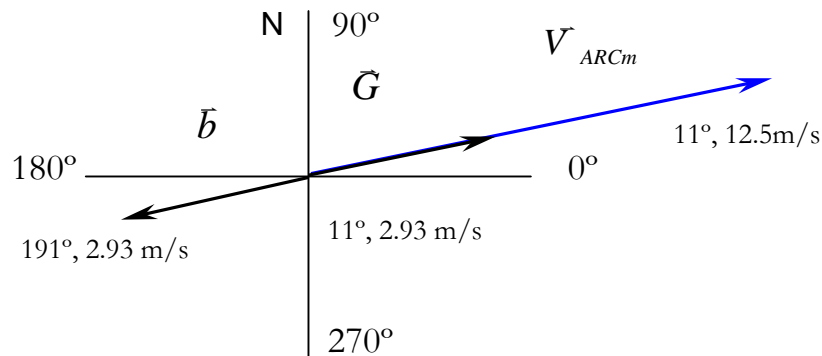


Fig. 4.28 Gráfico de vectores

Como sabemos, para obtener el viento real se debe realizar la siguiente suma vectorial:

$$\vec{V}_{REAL} = \vec{V}_{AR} + \vec{b}$$

Es decir, sumar el vector del Viento Aparente Reportado corregido y el vector del barco. Esto resulta, para nuestro ejemplo en un vector de magnitud 9.57 m/s con dirección 11°, en sistema matemático. Por ultimo, esta dirección se transforma al sistema Meteorológico y se le asocia un ángulo literal, quedando un viento W (259°) con velocidad de 9.57 m/s.

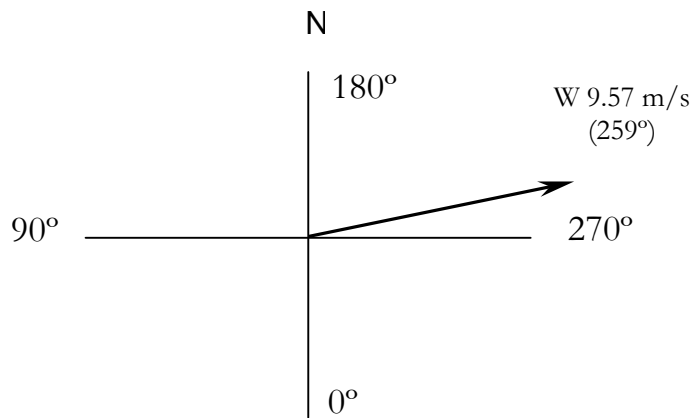


Fig. 4.29 Viento Real en sistema meteorológico

La siguiente tabla muestra la equivalencia de intervalos de grados para los casos meteorológico y matemático.

| Meteorológico θ | Literal | Matemático θ_m |
|------------------------|---------|-----------------------|
| [348.75° – 11.25°] | N | (258.75° – 281.25°] |
| [11.25° – 33.75°] | NNE | (236.25° – 258.75°] |
| [33.75° – 56.25°] | NE | (213.75° – 236.25°] |
| [56.25° – 78.75°] | ENE | (191.25° – 213.75°] |
| [78.75° – 101.25°] | E | (168.75° – 191.25°] |
| [101.25° – 123.75°] | ESE | (146.25° – 168.75°] |
| [123.75° – 146.25°] | SE | (123.75° – 146.25°] |
| [146.25° – 168.75°] | SSE | (101.25° – 123.75°] |
| [168.75° – 191.25°] | S | (78.75° – 101.25°] |
| [191.25° – 213.75°] | SSW | (56.25° – 78.75°] |
| [213.75° – 236.25°] | SW | (33.75° – 56.25°] |
| [236.25° – 258.75°] | WSW | (11.25° – 33.75°] |
| [258.75° – 281.25°] | W | (348.75° – 11.25°] |
| [281.25° – 303.75°] | WNW | (326.25° – 348.75°] |
| [303.75° – 326.25°] | NW | (303.75° – 326.25°] |
| [326.25° – 348.75°] | NNW | (281.25° – 303.75°] |

PROMEDIO DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

El objetivo es obtener el promedio de datos tomados minuto a minuto de velocidad y dirección del viento, siendo necesario un promedio por hora. Se ha decidido que el promedio de cada hora esté conformado por los valores de media hora antes y media hora después.

Por ejemplo, el promedio de las 10 a.m. está conformado por los datos de las 9:31 a las 10:30 a.m.

Antes de realizar los promedios, se calcula el vector del Viento Real, sumando las componentes en x y y del Barco y el Viento aparente Reportado corregido minuto a minuto, con las conocidas ecuaciones de transformación de coordenadas de polares a rectangulares:

$$x = vel (\cos \theta)$$

$$y = vel (\sen \theta)$$

Una vez hecho esto, se promedian las componentes en x y y respectivamente correspondientes a cada hora para obtener las coordenadas rectangulares del vector promedio de dicha hora.

Lo último que queda por hacer es transformar éste a coordenadas polares, donde la magnitud de la velocidad es $r = \sqrt{\hat{x}^2 + \hat{y}^2}$ y el ángulo es $\theta = \text{tg}^{-1}\left(\frac{\hat{y}}{\hat{x}}\right)$ y, previa transformación del ángulo a sistema Meteorológico, asignarle un ángulo literal.

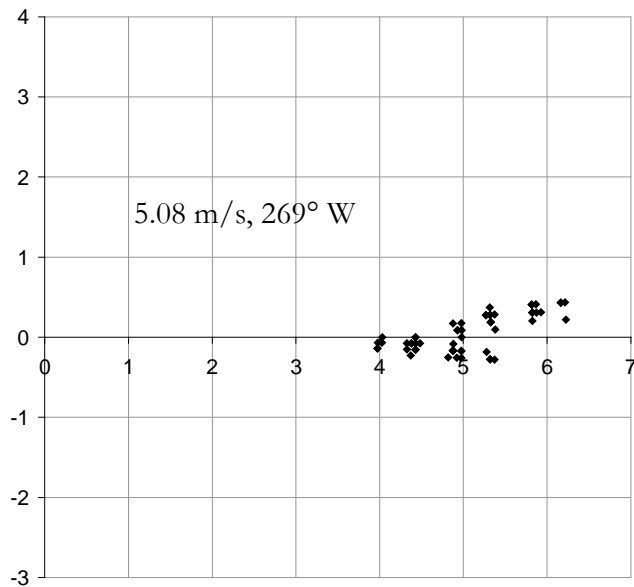
Hay que decir por último que cuando el barco se encontraba detenido, no se podía hacer el análisis anterior; aunque por medio de la bitácora del barco sabíamos en dónde se encontraba (latitud y longitud), no conocíamos hacia adónde apuntaba la proa, ya que cuando se encontraba estacionario podía girar y los vientos medidos en tal circunstancia dependían de la orientación del barco sobre la superficie del mar que desconocíamos.

Se consideró entonces al barco detenido para toda velocidad (del barco) menor a 5 nudos o 2.6 m/s. Por lo que cuando el barco estuvo detenido no se pudo hacer el análisis del Viento Real.

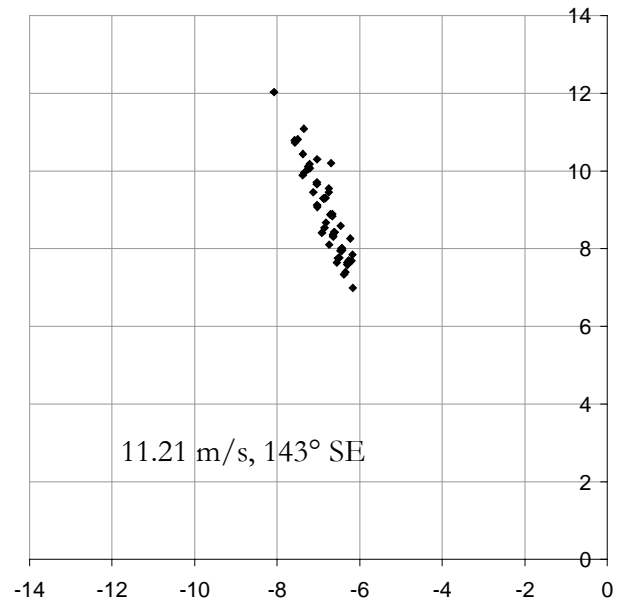
En la sección anterior se introdujeron los gráficos para la magnitud de Velocidad del Viento promedio (figuras 4.4, 4.9 y 4.19), los promedios para cada hora se justificaron por dos razones: que se tuviera una correspondencia en escalas con los gráficos de las otras variables, así como suavizar la curva y que no se presentaba una dispersión significativa.

A continuación se muestran algunos ejemplos gráficos, donde se puede observar la dispersión de los datos correspondientes al periodo de una hora.

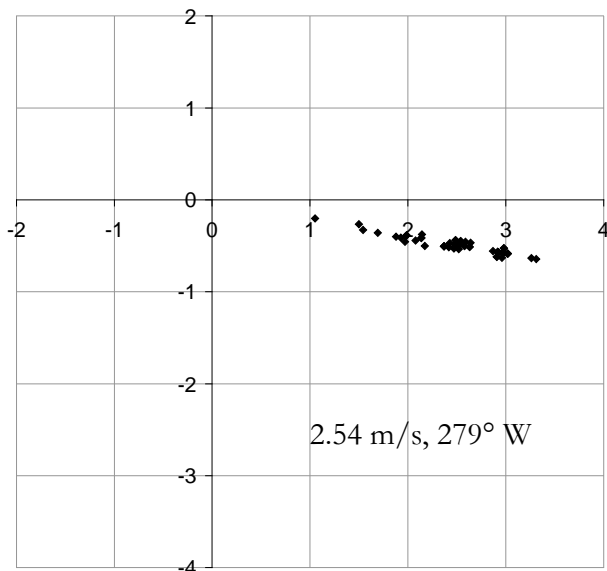
a) Dispersión ECAC 1, e1 (22.05.01 - 2 am)



b) Dispersión ECAC 2, e1 (11.07.01 - 1 am)



c) Dispersión ECAC 4, e1 (6.09.01 - 5 pm)



d) Dispersión ECAC 2, e1 (8.07.01 - 2 pm)

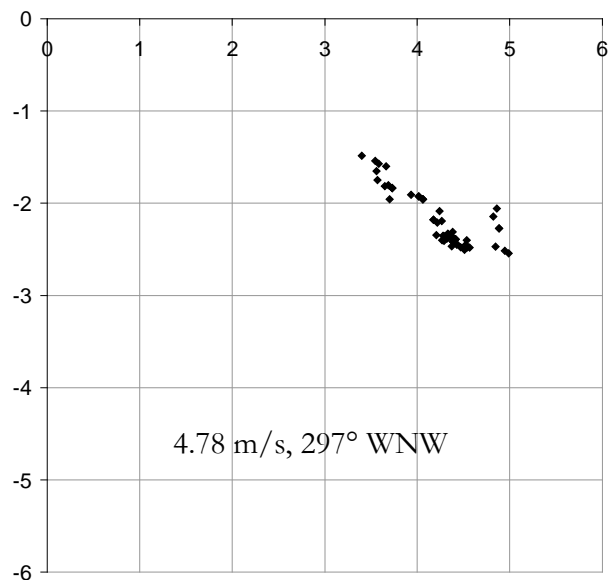


Fig. 4.30 Dispersión de datos de velocidad de viento para un periodo de 60 minutos. a) ECAC 1, b) ECAC 2, c) ECAC 4, d) ECAC 2

4.6 NOTA SOBRE LA IMPORTANCIA DEL VIENTO

Para profundizar en este tema, mencionaré algunos de los resultados más recientes publicados en el año 2005 en un trabajo de los doctores Víctor Magaña y Ernesto Caetano³. Se menciona al viento como factor principal el cual junto a las fluctuaciones en la Temperatura Superficial de Mar (TSM) determinan cómo y dónde ocurrirá la precipitación, es decir, la dirección de los vientos es muy importante para determinar dónde se forma la convección.

Esto se puede apreciar en la figura 4.31 en la que se muestra el ciclo estacional de la precipitación entre 12.5°N y 15°N, así como el campo de vientos y de TSM. El período abarcado es 1979-2002. Se nota el desplazamiento zonal de la ZCIT en julio y agosto,

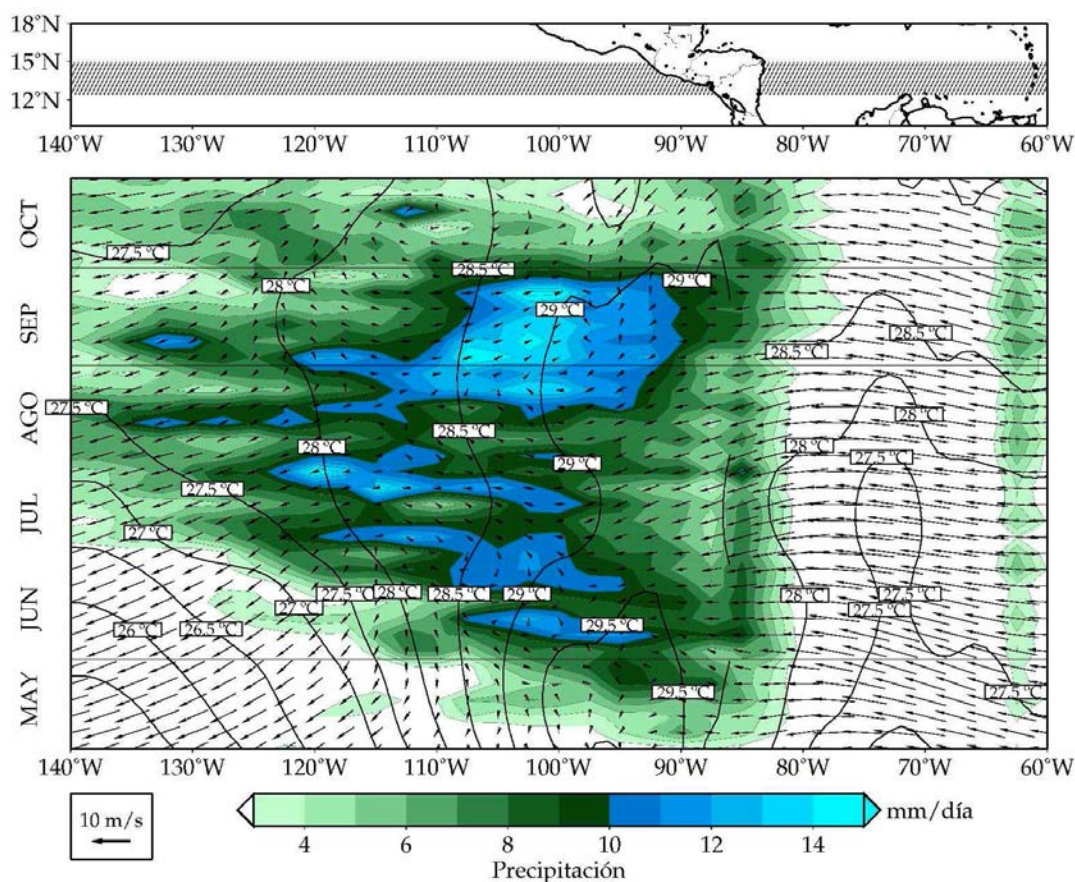


Fig. 4.31 Ciclo estacional de la precipitación, del campo de vientos en 925 hPa y de las TSM. (Imagen tomada de la referencia No. 10)

³ Ver referencia No. 9

mostrando coherencia en los valores para junio y septiembre al sur de Chiapas. Otro detalle es la disminución de las lluvias sobre el Salvador y Honduras (87.5° w) y una “lengua” sobre Nicaragua en julio.

Los datos de vientos permiten relacionar los cambios de circulación con la migración de la ZCIT, así como con las TSM. En el lado del Pacífico en general el viento zonal es débil en los máximos de precipitación y con una componente del oeste. En julio y agosto se incrementan los alisios entre 100° w y 85° w.

Para el análisis se tomarán como referencia regiones I y II en el Pacífico NE y en el Mar Caribe, para examinar el contraste de la evolución temporal de la precipitación para varias longitudes. Usando pentads para los datos de precipitación entre 11.25° N y 13.75° N, se encuentra entre Mayo y Junio una temprana llegada de la temporada lluviosa (en el Pacífico NE, región II), ver figura 4.32.

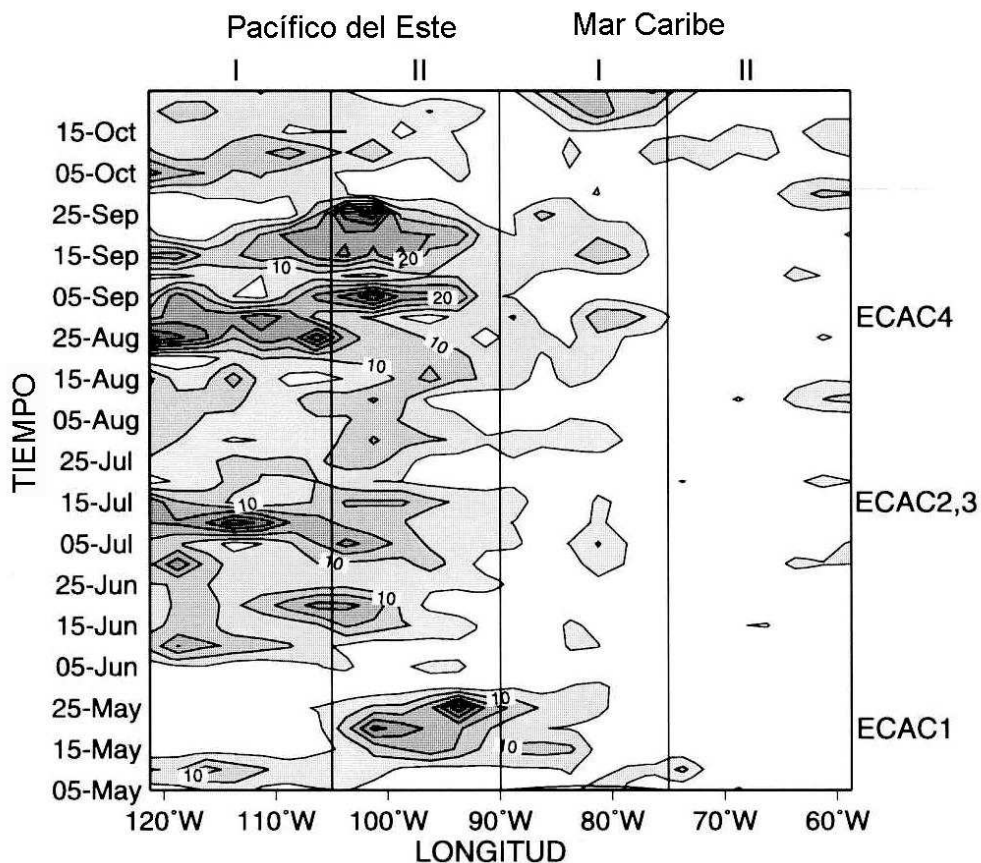


Fig. 4.32 Diagrama Hovmoller de pentads del promedio de precipitación (mm/día) entre 11.25° N y 13.75° N para el periodo mayo – octubre 20 01, entre 120° W y 60° W.

Para Junio y Julio, ocurre un máximo en la actividad convectiva sobre el Pacífico NE (región I). La sequía intraestival puede identificarse durante Julio y Agosto (Pacífico NE, región I) como precipitación relativamente débil. Durante este periodo la actividad convectiva se intensifica sobre el Pacífico NE, región II, y se extiende un poco en el Mar Caribe, región I.

Un segundo máximo en la precipitación sobre el Pacífico NE (región II) ocurre durante Septiembre.

Es interesante notar una aparente relación fuera de fase en la intensidad de la precipitación entre el Pacífico NE (región II) y el Pacífico del Este (región I), así como con el Mar Caribe (región I).

La sequía intraestival durante el verano de 2001 fue también identificada usando datos de estaciones de las costas del Pacífico mexicano y de Centroamérica (que no se muestran).

El cambio de la precipitación hacia el Oeste, desde el Pacífico NE, región II a I, se pudo observar en otros años.

Como propusieron Magaña et al. [1999] las temperaturas de la superficie del mar (TSM) presentan una estructura temporal bimodal durante el verano sobre las Albercas de Agua Caliente del Pacífico NE.

Basándose en datos de reanálisis se observa un decremento de aproximadamente 0.5°C en las TSM en el Pacífico NE, región II desde la llegada de la temporada lluviosa hasta la sequía intraestival. Como sea, TSM en el Pacífico NE, región I se incrementan $\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ durante el mismo periodo. Esto se puede deber al cambio hacia el Oeste en la localización del máximo de actividad convectiva.

Entre más cielos despejados exhibe el Mar Caribe en los meses de verano (particularmente sobre la región II), el Pacífico NE es cubierto por la Zona Intertropical de Convergencia (ZCIT). Consecuentemente, cambios en la mayoría de las TSM del Caribe pueden relacionarse a la intensidad del Jet de Nivel Bajo del Caribe (JNBC).

En la Alberca de Agua Caliente del Pacífico NE, las fluctuaciones en la TSM están relacionadas a cambios en la radiación solar, incremento de los vientos superficiales (flujos de calor superficiales) y la precipitación, como ocurre en la Alberca de Agua Caliente del Pacífico Occidental [Webster,1994].

De acuerdo con Magaña et al. [1999], un máximo relativo en la radiación solar en la Alberca de Agua Caliente del Pacífico NE debe ocurrir durante Julio y Agosto debido a la sequía intraestival.

Para cualquier evento, la hipótesis propuesta que relaciona TSM, radiación y convección tropical, como un modelo de columna no parece completo.

El cambio en la precipitación sobre las Albercas de Agua Caliente de las Américas, no considerada en la hipótesis de Magaña et al., puede también observarse usando datos de agua precipitable. Sobre la Alberca de Agua Caliente del Pacífico NE, lejos de la costa de Centroamérica ocurren dos máximos, uno al final de Junio e inicios de Julio y otro en Septiembre.

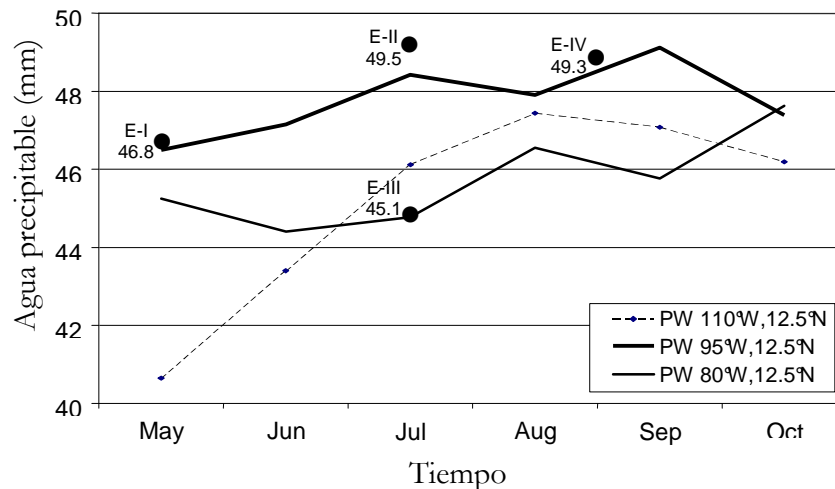


Fig. 4.33 Promedio mensual de agua precipitable (mm) a lo largo de 12.5°N sobre las Albercas de Agua Caliente del Pacífico NE y el Caribe para el periodo Mayo – Octubre 2001

Durante la sequía intraestival (Julio y Agosto) un máximo de agua precipitable es observado sobre la costa caribeña de Centroamérica y el lado Oeste de la Alberca de Agua Caliente del Pacífico NE. Esta relación fuera de fase en el agua precipitable en las Américas tropicales debe relacionarse a mecanismos dinámicos que teleconecten estas regiones, en relación a la circulación general. Por esto, la convección intensa en el Mar Caribe Occidental y en el Oeste de la Alberca de Agua Caliente del Pacífico NE se combinan para producir subsidencia sobre el Pacífico NE (región II) que junto con el decremento de la TSM inhibe la convección tropical intensa, resultando la sequía intraestival.

Esto se puede observar cuando se calcula la diferencia en precipitación y circulaciones divergentes entre el periodo de la sequía intraestival y la parte temprana de la temporada de lluvias (ECAC 2,3 – ECAC 1) como se muestra en la figura 4.34a.

Entonces se encuentra que mientras se intensifique el movimiento ascendente del Este al Oeste en el Pacífico NE (región I), aparece subsidencia sobre la región, inhibiendo la convección profunda y como consecuencia se da la sequía intraestival.

Por el contrario, la diferencia en precipitación entre septiembre y la sequía intraestival (ECAC 4 – ECAC 2,3) muestra un incremento en el movimiento ascendente sobre la Alberca de Agua Caliente del Pacífico NE y subsidencia lejos de la costa caribeña de Centroamérica. Figura 4.34b.

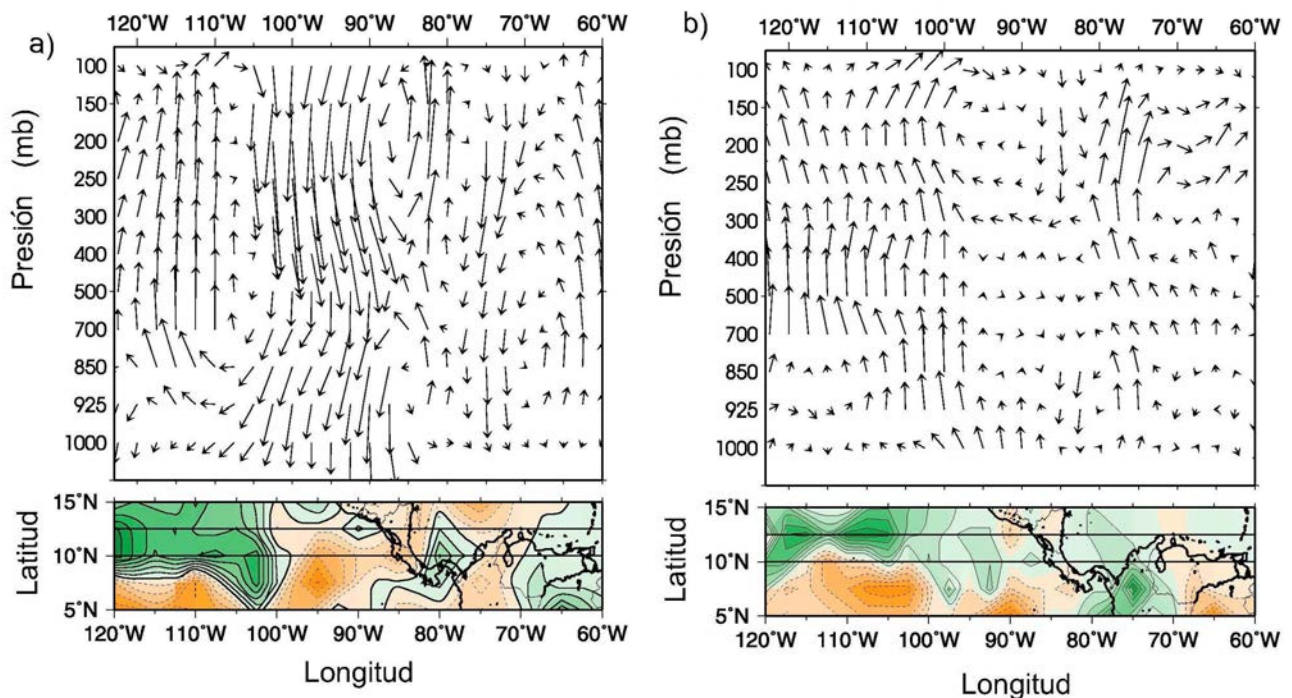


Fig. 4.34 a) Diferencia en precipitación y circulación promedio divergente entre Julio y Finales de Mayo y b) Inicios de Septiembre y Julio. El vector se construye usando la componente divergente del viento zonal y la velocidad vertical multiplicada por 100. Las diferencias de precipitación se muestran en verde (positivo), naranja (negativo)

Las circulaciones directas corresponden a mecanismos dinámicos que teleconectan a las Albergas de Agua Caliente de las Américas y las regiones adyacentes.

La relación fuera de fase entre las Albergas de Agua Caliente del Caribe y del Pacífico NE es parte del ciclo anual de la circulación atmosférica tropical.

4.7 ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA

Partiendo de que: $\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \equiv -\Gamma_D$ donde $\Gamma_D = \frac{g}{c_p} = 0.98 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m} \approx 1^\circ \text{C}/100\text{m}$, representa la tasa de enfriamiento o calentamiento de una parcela de aire no saturada moviéndose verticalmente y de forma adiabática, Γ_D es una constante absoluta, es una derivada Lagrangiana siguiendo el movimiento de la parcela.

Consideremos un paquete de aire que inicialmente se encuentra a la temperatura ambiente T . Si es desplazado, adiabáticamente, hacia arriba una distancia Δz se enfriará en $\Gamma_D \Delta z$, y con ello su temperatura quedará reducida a $T - \Gamma_D \Delta z$.

Designemos por γ al gradiente térmico ambiental, es decir: $-\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right) = \gamma$, que no debe ser confundido con el gradiente térmico correspondiente a un proceso adiabático. Puede tener cualquier valor. Se trata de una derivada Euleriana en un punto fijo.

Los criterios de estabilidad para el aire seco pueden ser resumidos en la siguiente tabla:

| ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA | $\frac{\partial T}{\partial z}$ | γ |
|-------------------------|---|---------------------|
| INESTABLE | $\frac{\partial T}{\partial z} < -\Gamma_D$ | $\gamma > \Gamma_D$ |
| NEUTRO | $\frac{\partial T}{\partial z} = -\Gamma_D$ | $\gamma = \Gamma_D$ |
| ESTABLE | $\frac{\partial T}{\partial z} > -\Gamma_D$ | $\gamma < \Gamma_D$ |

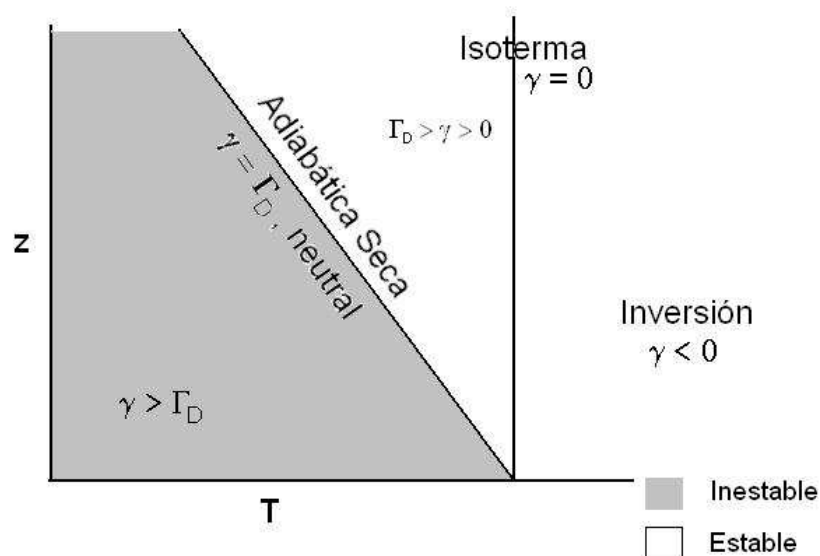


Fig. 4.35 Estabilidad de la Capa Límite, en altura (z) contra Temperatura (T). La zona gris denota Inestabilidad.

4.8 PERFILES DE RADIOSONDEOS Y GLOBOS CAUTIVOS

Como se mencionó antes, para el experimento ECAC se llevaron a cabo en el año 2001 cuatro campañas de investigación, tanto en el caribe como en el océano pacífico en los dos buques oceanográficos de la UNAM, el *Puma* y el *Justo Sierra*.

Además de las mediciones con las estaciones meteorológicas, se tomaron otras con Radiosondeos y Globos Cautivos.

A continuación, se muestran algunos gráficos que comparan mediciones hechas por radiosondeos y globos con tiempos de diferencia lo más corto posible, se toman sólo algunos ejemplos para comprobar que el comportamiento de la capa límite sobre el océano es casi constante ya sea diurna o nocturna. Se han usado las abreviaturas UT para *Tiempo Universal* y HV para *Hora de Verano (Local)*.

Es importante notar que la estructura de la Capa Límite diurna es muy similar para diferentes días como se puede apreciar en los gráficos y que se delimita por una capa de mezcla que va de la superficie oceánica hasta cerca de los 960 mb. y arriba de los 920 mb. empieza la zona de arrastre.

Es claro que se supone que las condiciones meteorológicas eran similares y que cuando algún fenómeno cambiaba estas condiciones es porque era de escala grande.

Junto con los gráficos de los radiosondeos y del globo cautivo, se presentan esquemas de Viento en superficie sacados de los reanálisis NOMADS que hace la NOAA en Estados Unidos, para compararlos con las medidas hechas *in situ* y ver que no corresponden a la realidad medida.

Como se menciona arriba, sólo para poner unos ejemplos en la figura 4.25 se puede apreciar que la dirección del viento en grados anda cerca de los 315°, en ese momento el barco se encontraba en las coordenadas 14° N y 100° W; en la figura 4.27 para esas coordenadas según el reanálisis presenta viento en dirección aproximada de 110° o 120°. Aquí lo importante es ver que no hay siquiera una ligera similitud.

Aunque hay que decir que se pueden presentar ráfagas de viento en un instante dado que modifiquen la magnitud y la dirección de la velocidad instantánea.

No se presentan todos los radiosondeos y globos cautivos, ya que todos presentan el mismo comportamiento general, además de que se hicieron más de 50.

Con la información de la sección 4.7 (Estabilidad), podemos observar para los gráficos de Temperatura, en las figuras 4.36 y 4.37 se tiene estabilidad neutra, pero para las figuras 4.40 y 4.41, tenemos casos de muy estables, para las figuras 4.42, 4.43, 4.44 y 4.45, regresamos a la inestabilidad neutra.

Es decir, que para todos los casos usados se tiene *estabilidad* atmosférica.

Esta condición, nos acarrea cielos despejados sobre la alberca de agua caliente y suficiente radiación solar para mantenerla caliente.

Pero aunque existe una cantidad importante de humedad, no hay convección y esta humedad no puede ascender, enfriarse y condensarse; por lo que no hay precipitación.

Tienen que ocurrir fenómenos que de alguna forma modifiquen el campo de vientos y éste el campo de presión, puede ser un huracán o como algunos estudios sugieren que cuando el viento adquiere componente del oeste se puede presentar convección porque se perturba el flujo básico del este.

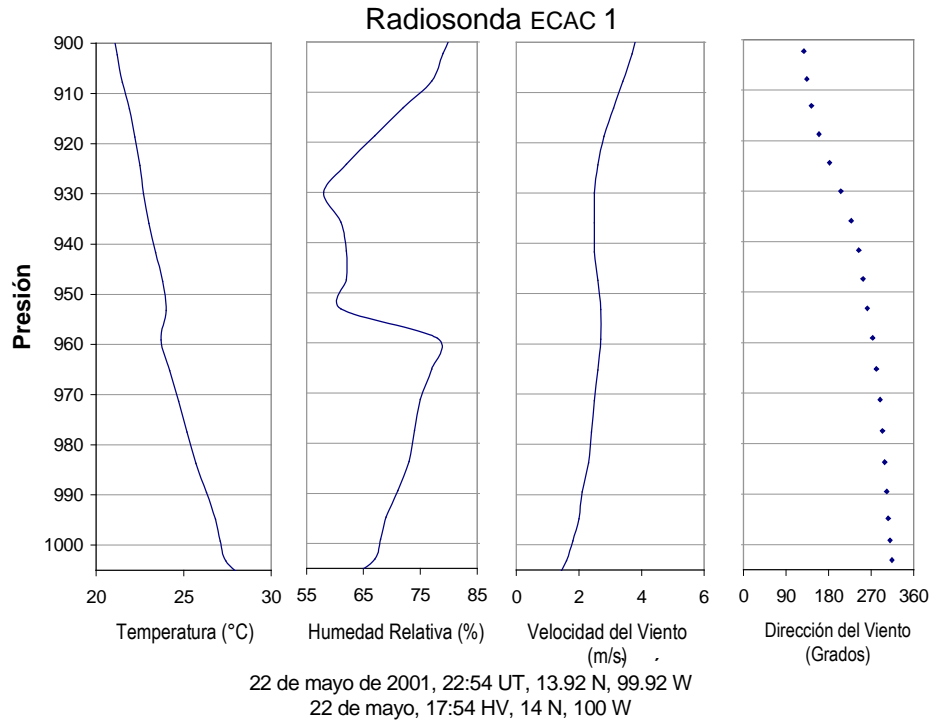


Fig. 4.36

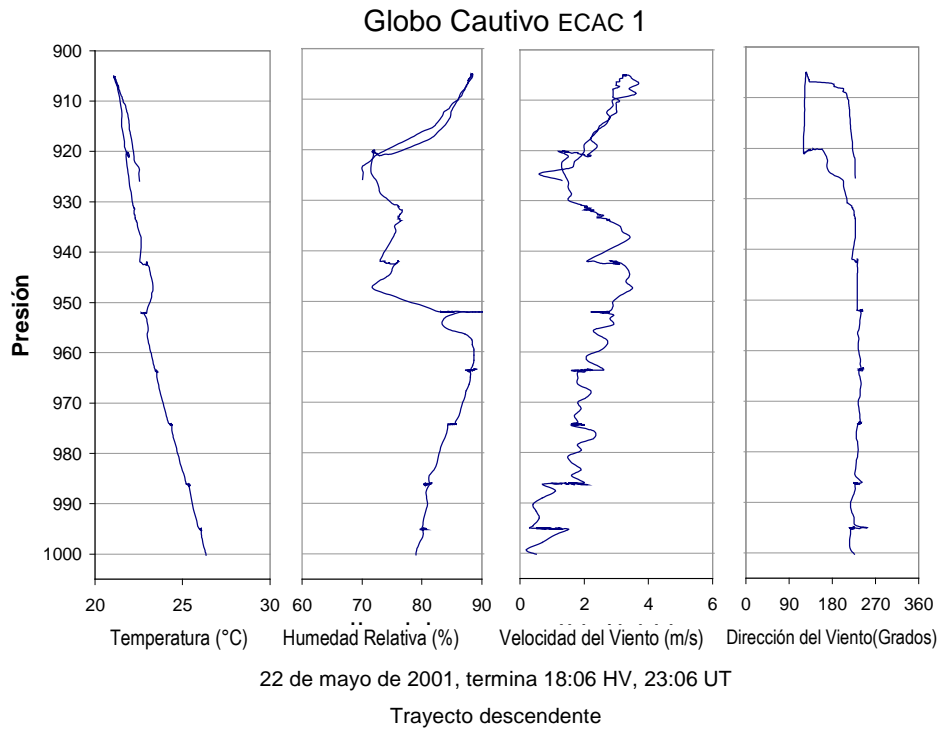


Fig. 4.37

Wind Barbs [Knots] - 1000 mb
00Z Wed 23-May 2001

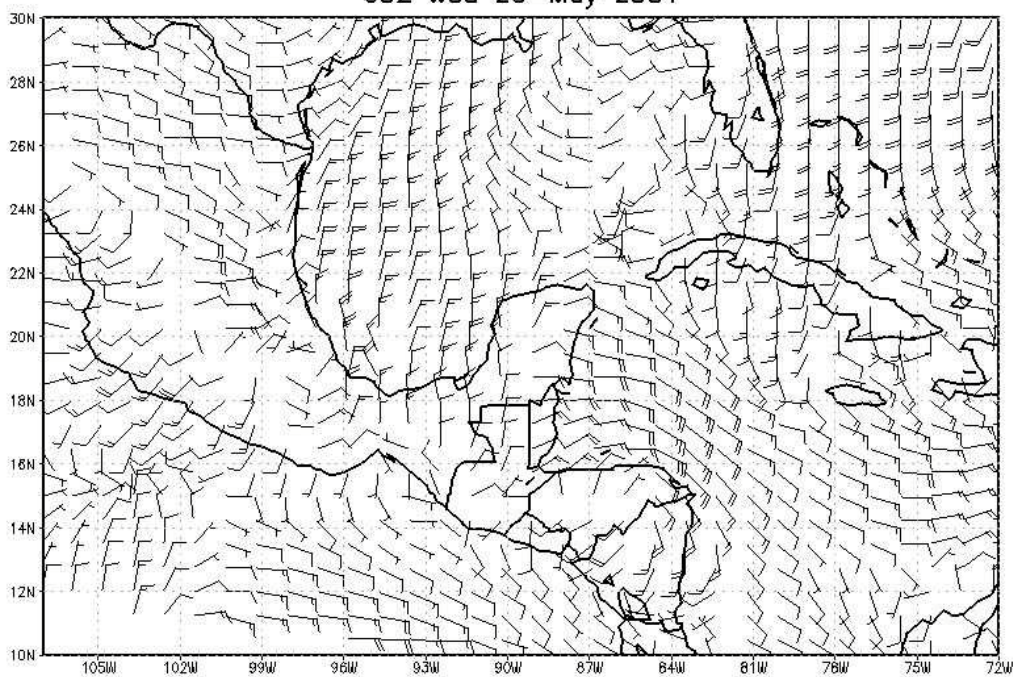


Fig. 4.38

Wind Barbs [Knots] - 1000 mb
00Z Thu 24-May 2001

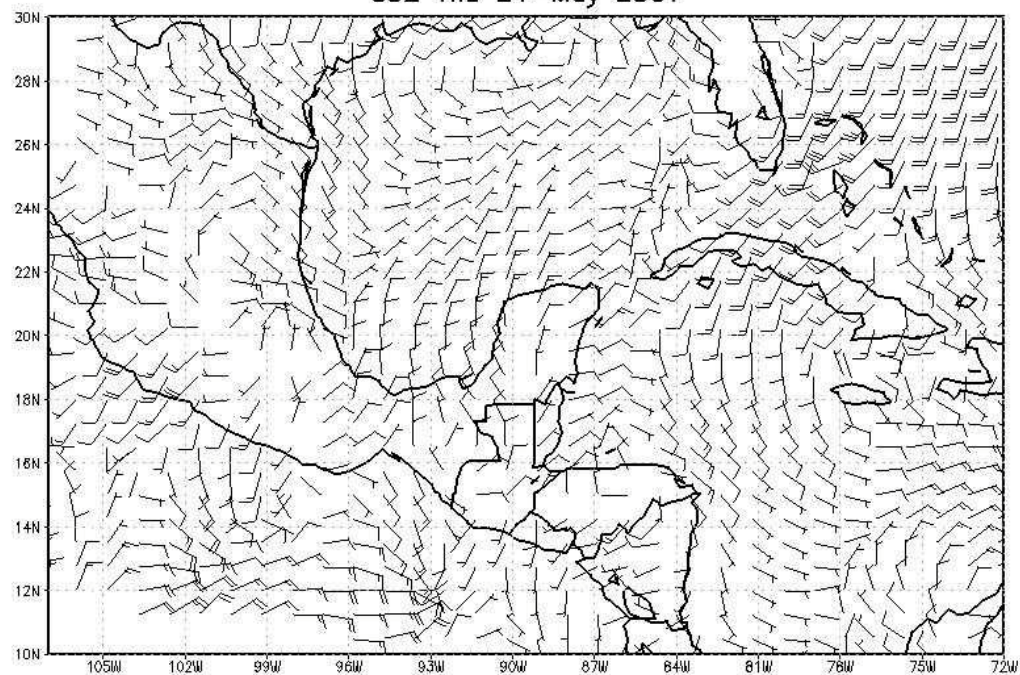


Fig. 4.39

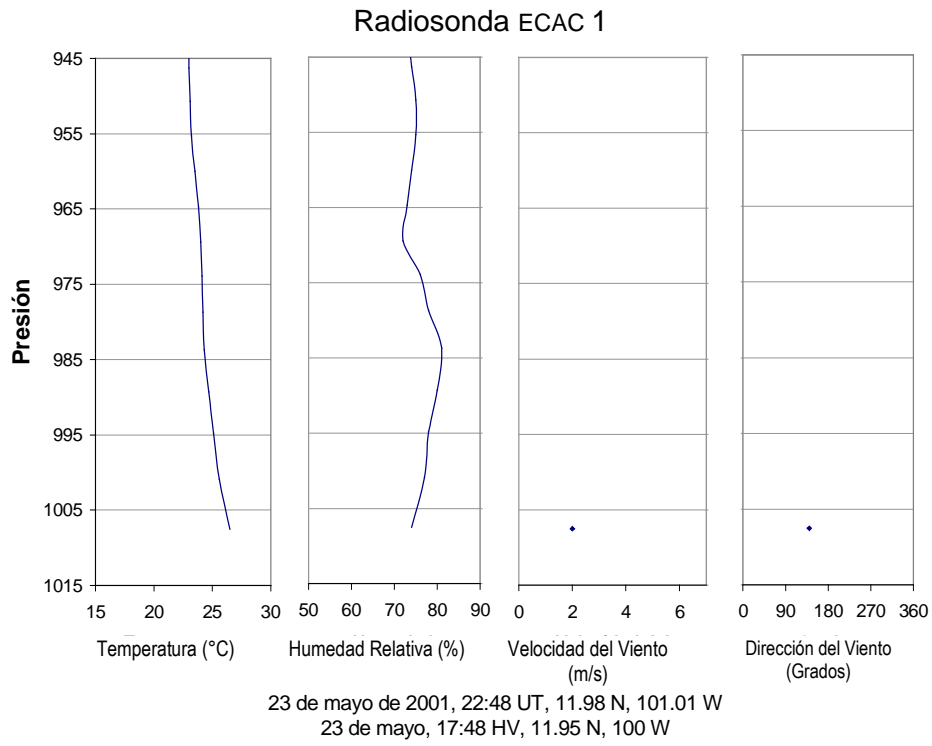


Fig. 4.40

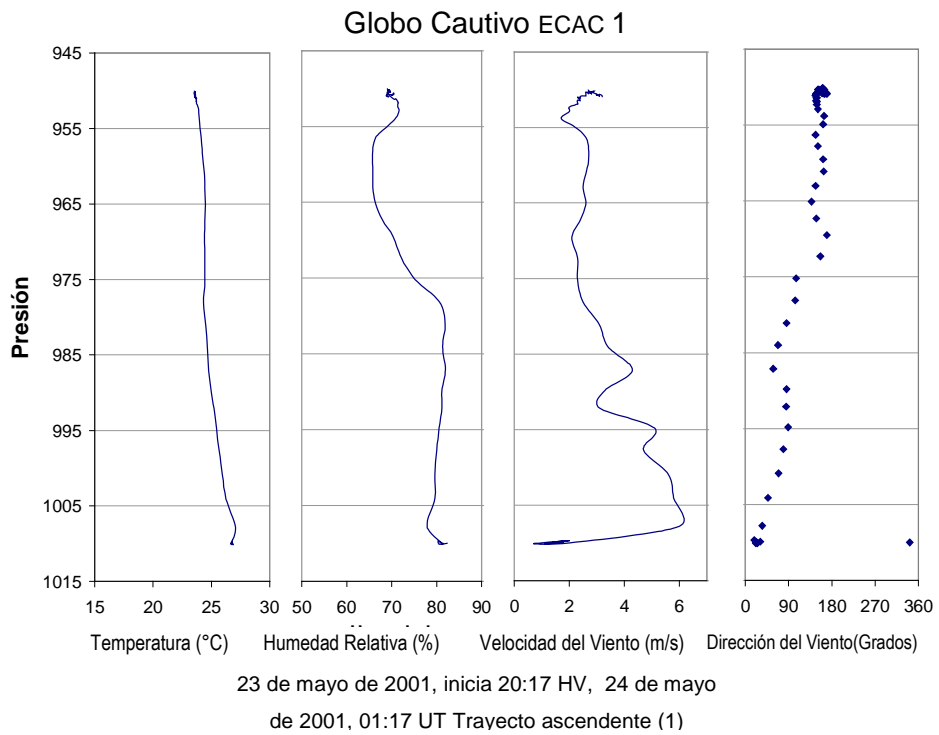


Fig. 4.41

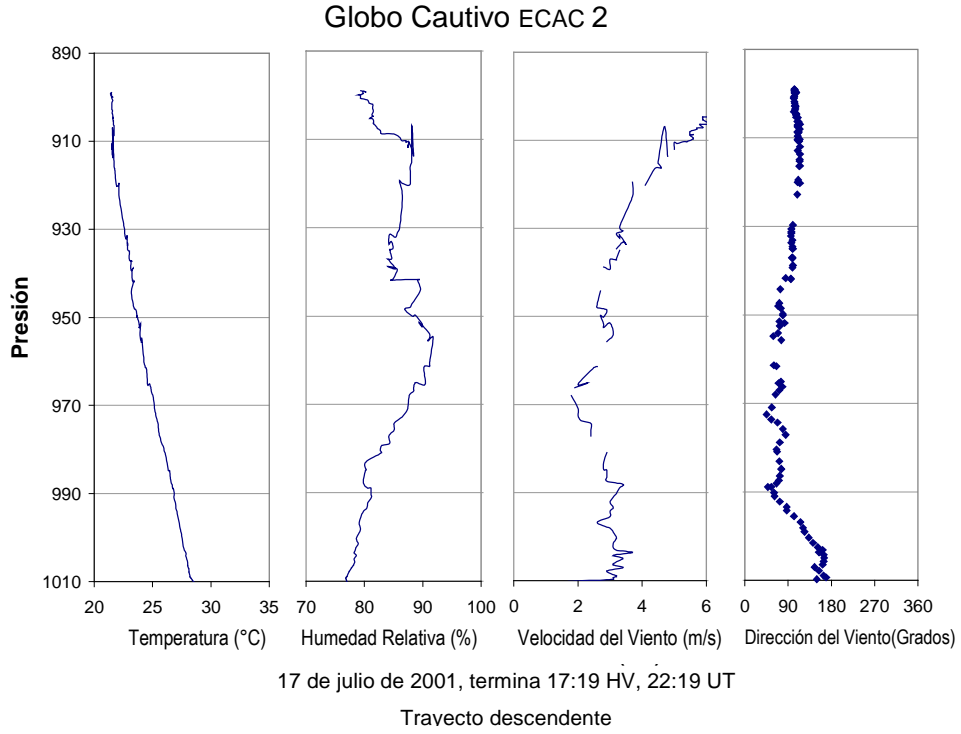


Fig. 4.42

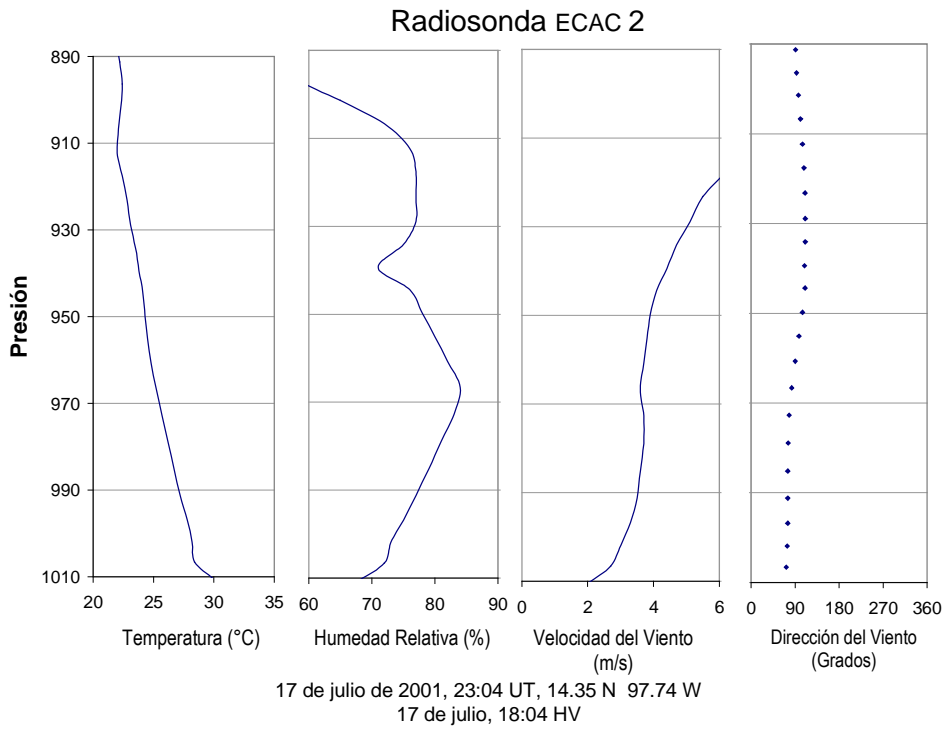


Fig. 4.43

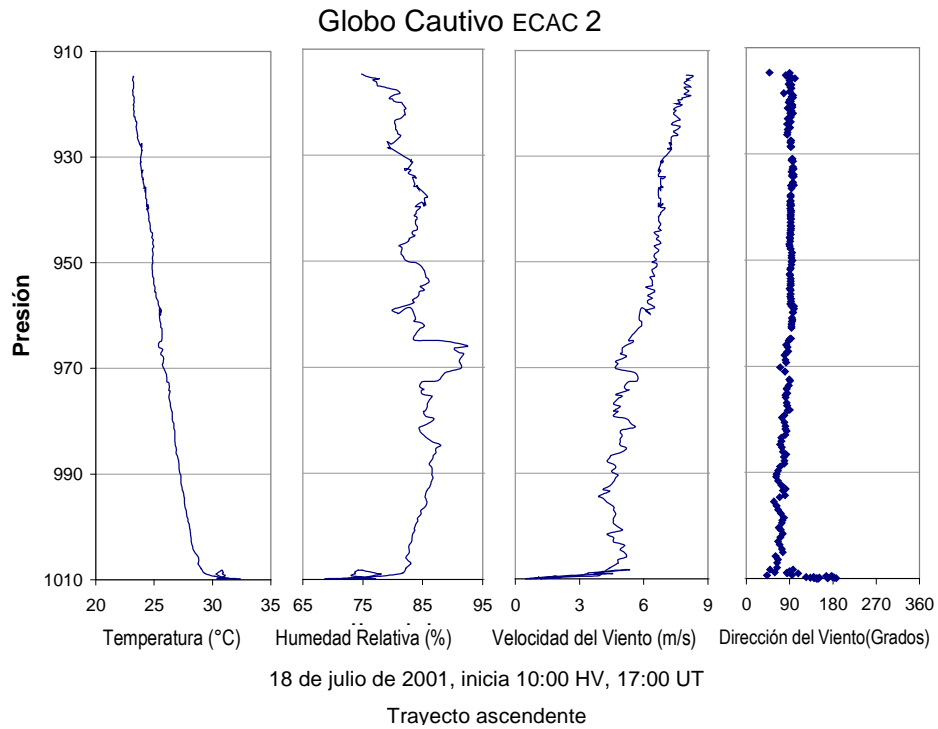


Fig. 4.44

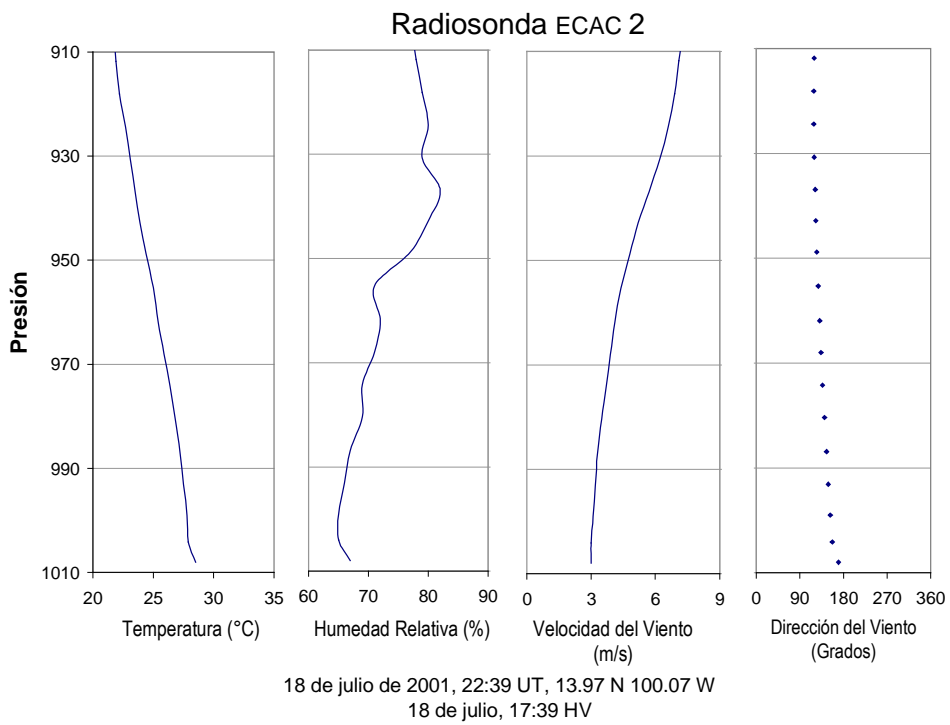


Fig. 4.45

Wind Barbs [Knots] - 1000 mb
00Z Wed 18-Jul 2001

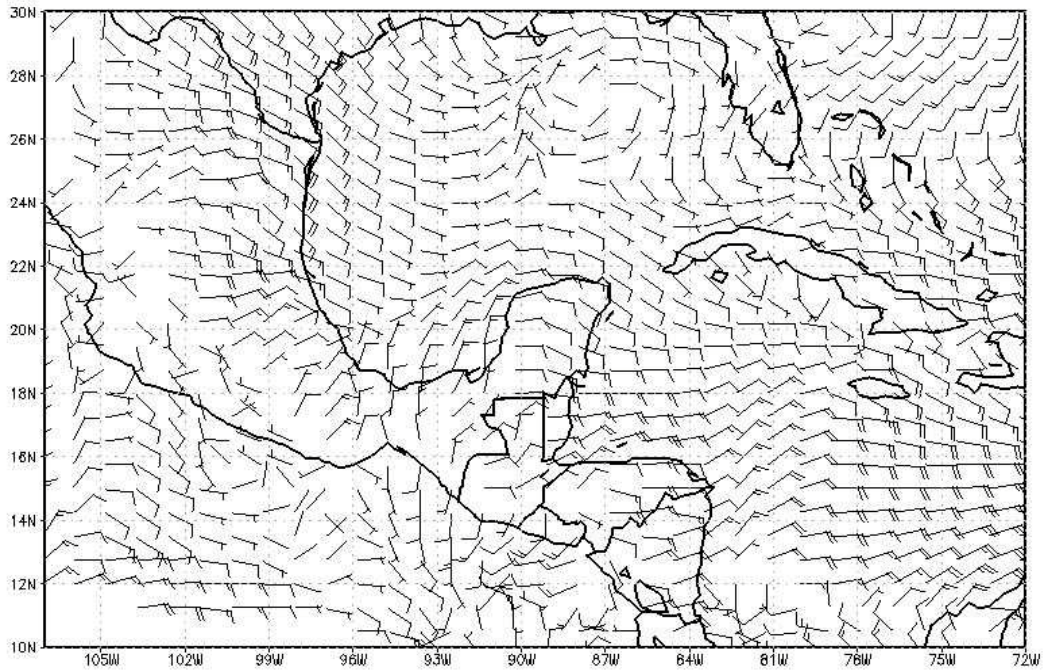


Fig. 4.46

Wind Barbs [Knots] - 1000 mb
18Z Wed 18-Jul 2001

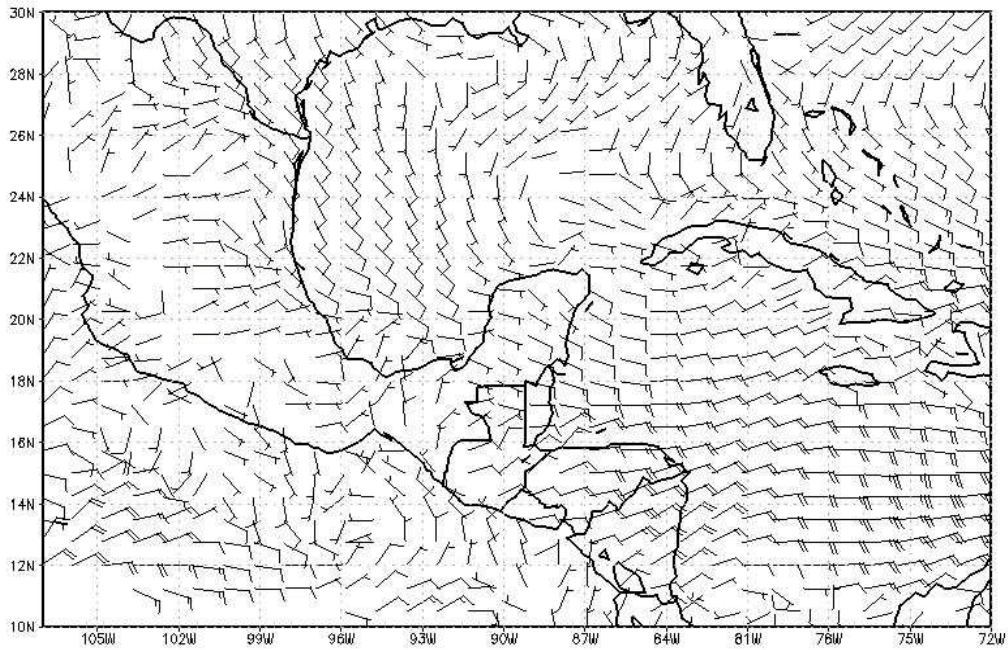


Fig. 4.47

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 CONCLUSIONES SOBRE ECAC (2001)

Acerca del viento en el Experimento de las Albercas de Agua Caliente se pueden decir varias cosas, se tienen que hacer y se están haciendo mejoras en la asimilación de datos, tanto en la medición como en el análisis.

Como se pudo ver en los análisis del viento, el posicionamiento de las estaciones meteorológicas en el barco no es cosa trivial. ya que de existir barreras que obstaculicen el flujo del viento éstas causarían errores en la medición del viento. Por lo que, en experimentos sucesivos se deben tomar las medidas necesarias para que la medición se haga de forma correcta.

En cuanto a los anemómetros de cazoletas, conviene calibrarlos de vez en cuando en un túnel de viento. Su principal fuente de error suelen ser los obstáculos que deforman la corriente de aire cuando lo que interesa es la parte laminar, es decir, la carente de turbulencia.

El problema de que los instrumentos tuvieran fijado el Norte respecto a un punto del barco, se ha solucionado para otros experimentos por medios electrónicos de tal forma que el instrumento registra cual es el Norte real, en el año 2004 se volvieron a hacer algunas campañas utilizando esta nueva tecnología.

Para tener en cuenta en los subsecuentes análisis de las fluctuaciones turbulentas en la Capa Límite sobre las Albercas de Agua Caliente, se pretende usar veletas eléctricas bidireccionales y anemómetros de alambre caliente, que son instrumentos de gran sensibilidad capaces de medir velocidades medias del viento para periodos muy cortos (por debajo de décimas de segundo); tales instrumentos darían con mayor precisión los valores instantáneos de la dirección y la velocidad del viento, incluso en las ráfagas.

Además se tiene que tomar en cuenta la duración de este tipo de experimentos, pasar un día por un punto geográfico no nos proporciona la información suficiente para hacer un análisis completo, son necesarios varios días en un punto hasta cubrir una cierta malla. Aunque esta situación se presenta complicada por el alto costo económico.

5.2 RECOMENDACIONES

Para lograr un entendimiento de la dinámica del clima que gobierna los trópicos y las Albergas de Agua Caliente se requiere de un exhaustivo análisis de los procesos que se llevan a cabo por medio de mediciones de campo.

Con los datos obtenidos en los lugares específicos se podrá mejorar la calidad de los reanálisis, haciendo las correspondientes interpolaciones y arreglos que hagan que lo mostrado en estos estudios tenga una total correspondencia con la realidad.

Gracias a este experimento se demuestra que son necesarias muchas más campañas con el mismo objetivo para así confirmar o rechazar las nuevas hipótesis que han surgido sobre la dinámica de esta región.

Por medio de colaboraciones conjuntas entre diferentes instituciones se podrán en el futuro hacer mediciones automáticas con boyas que proveerán un conjunto más robusto de datos para su análisis y se incrementará el trabajo en esta rama de investigación atmosférica.

Además, el entender el clima de Mesoamérica es de gran valor social, ya que con su análisis aparte de obtener calidad en el pronóstico, se podrán minimizar los efectos de los desastres naturales.

REFERENCIAS Y FUENTES:

- 1) BROWN, Robert A. (1991)
Fluid Mechanics of the Atmosphere
Academic Press.
- 2) CURRY, Judith A.; WEBSTER Peter J. (1999)
Thermodynamics of Atmospheres and Oceans
Academic Press.
- 3) HALTINER, Geoge y MARTIN, Frank L. (1990)
Meteorología Dinámica y Física
Ed. Instituto Nacional de Meteorología.
- 4) HOLTON, James (1992)
An Introduction to Dynamic Meteorology
International Geophysics Series Vol. 48, 3° Ed.
Academic Press.
- 5) GARRAT, J. R. (1992)
The Atmospheric Boundary Layer
Cambridge Atmospheric and Space Series
Cambridge University Press.
- 6) MAGALDI HERMOSILLO, Adolfo Vicente (2003)
Clima de Verano en las Albercas de Agua caliente del Pacífico mexicano
Tesis, Facultad de Ciencias; UNAM
México, Ed. El Autor.
- 7) MAGAÑA RUEDA, Víctor O.
Notas de Capa Límite
- 8) MAGAÑA, Víctor. Jorge A. Amador, Socorro Medina (1999)
The Midsummer Drought over Mexico and Central America
J. Climate, No. 12, p.1577-1588

- 9) MAGAÑA, Víctor y CAETANO, Ernesto (2005)
Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools
Geophysical Research Letters, Vol. 32, L02803

- 10) MÉNDEZ GARCÍA, Edgar (2006)
Tesis: Variabilidad de la precipitación de verano en relación con las fluctuaciones de las temperaturas de la superficie del mar (TSM) locales
Universidad Veracruzana

- 11) PERALTA FABI, Ramón (2000)
Fluidos, Apellido de líquidos y gases
F.C.E. Colección: La Ciencia para todos No. 115
México.

- 12) STULL, Roland B. (1991)
An Introduction to Boundary Layer Meteorology
Kluwer Academic Publishers.

- 13) WANG, C., and D. B. ENFIELD (2001)
The tropical Western Hemisphere warm pool.
Geophysical Research Letters, Vol. 28, 1635-1638

- 14) WEBSTER, Peter J. (1994)
The Role of Hydrological Processes in Ocean – Atmosphere Interactions
University of Colorado.

- 15) <http://nomads.ncdc.noaa.gov/>