

011872

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

ESCUELA SUPERIOR DE CIENCIAS MARINAS

VALORES EXTREMOS DE TRANSFERENCIA DE CALOR
Y HUMEDAD EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

CURSO DE TITULACION
PROCESOS LITORALES

MEMORIA
QUE PARA OBTENER
EL TITULO DE
OCEANOLOGO
PRESENTA:
FRANCISCO MANUEL NORIEGA ECHEVERRIA

ENSENADA, B.C. NOVIEMBRE 1985

BIBLIOTECA CENTRAL ENSENADA

VALORES EXTREMOS DE TRANSFERENCIA DE CALOR
Y HUMEDAD EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

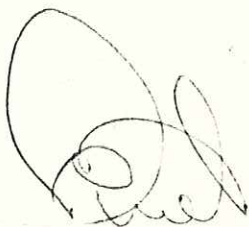
MEMORIA
QUE PRESENTA:

FRANCISCO MANÚEL NORIEGA ECHEVERRIA

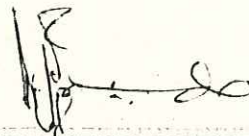
Aprobado por:



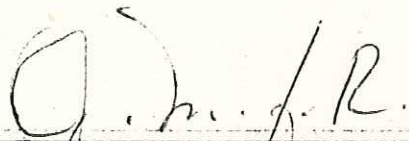
Presidente del Jurado
Dr. Antoine Badan Dangon



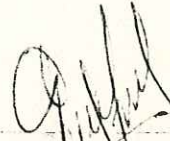
Sinodal Propietario
M. C. René Pinet P.



Sinodal Propietario
Oc. Roberto E. Velazquez



Sinodal Suplente
M. C. Manuel Figueroa



Sinodal Suplente
Oc. Armando Trasviña

RESUMEN

Dos secuencias de 18 y 21 vuelos cada una, efectuados durante julio-agosto de 1983 y marzo de 1984, respectivamente, realizaron mediciones directas y en tiempo real de la magnitud y de la distribución espacial de los flujos de momentum, calor y humedad a través de la superficie del Golfo de California. Los vuelos fueron parte de un programa multi-nacional dedicado al estudio de la variabilidad y dinámica de la circulación de mares semi-cerrados. La aplicación de las fórmulas aerodinámicas para evaluar la magnitud y las diferencias estacionales de los flujos de calor sensible, calor latente de evaporación y humedad a través de la interfase océano-atmósfera, proporcionan valores característicos extremos de esos flujos y una idea preliminar de su distribución espacial. Se obtienen valores de evaporación del orden de 4 m año^{-1} , con poca variación en el alto Golfo y en la Cuenca de Guaymas. El Canal de Ballenas y la región de las Islas muestran valores extremos elevados y altas diferencias temporales. Esta evaporación implica una transferencia importante de calor latente, cercano a 400 W m^{-2} . La transferencia directa, si bien no es despreciable, es considerablemente inferior a la de calor latente. En términos generales, el Golfo de California gana calor en verano. Sin embargo, en invierno su variabilidad es tal, que no es posible, con la cantidad de datos usados, reportar con certeza un comportamiento medio anual.

A Ruth...
Por su amor sin límite.

A Daniela...
Por su alegría infinita.

A mis padres...
Por su rectitud en la vida
y por enseñarme a disfrutar
de ella.

A MariCarmen,
MariGloria y Paco...
Por dar lo mejor que
los hermanos pueden dar.

A Eduardo, Irene y Pantelis
Con cariño.

A Sergio, Fernando, Enrique
Edgardo, quienes demostraron
lo que vale la verdadera
amistad.

Deseo agradecer de la manera mas atenta al Dr Antoine Badan Dagon por su direcci3n en la elaboraci3n de este trabajo, sus comentarios y sugerencias y por proporcionar toda la informaci3n necesaria.

A mi esposa Ruth, por su paciencia en este tiempo y por su incansable ayuda, gu1a y comprensi3n. A mi hija Daniela, por hacer mi vida tan feliz.

A Sergio, Quique, Edgardo, Fernando y a todos los que me ayudaron de una forma u otra a llevar a cabo mi cometido, a todos gracias.

El Centro de C1lculo del CICESE aport3 gentilmente sus instalaciones y facilidades para la elaboraci3n de este trabajo.

A la ciudad de Ensenada, a sus nobles habitantes, quiero hacer patente mi agradecimiento por habernos aceptado como hijos a todos nosotros.

INDICE

RESUMEN.....	i
DEDICATORIAS.....	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iii
INDICE.....	iv
LISTA DE FIGURAS.....	v
LISTA DE TABLAS.....	v
1 INTRODUCCION.....	1
2 CALCULO DE FLUJOS DE CALOR Y HUMEDAD.....	6
3 DESCRIPCION DEL AREA DE ESTUDIO Y DEL EXPERIMENTO.....	12
3.1 AREA DE ESTUDIO.....	12
3.2 EL EXPERIMENTO.....	15
4 RESULTADOS.....	22
5 CONCLUSIONES.....	34
6 BIBLIOGRAFIA.....	36
7 APENDICE.....	37

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.- Localización geográfica del área de estudio. Comprende la parte norte del Golfo de California limitada al sur por la línea Guaymas-Santa Rosalía.....	13
Figura 2.- Trayectorias de los vuelos A hasta D, en verano de 1983 e invierno de 1984.....	16
Figura 3.- Distribución de los puntos de evaluación de los flujos.....	19
Figura 4.- Flujo de calor sensible para verano de 1983.....	22
Figura 5.- Flujo de calor sensible para invierno de 1984.....	23
Figura 6.- Flujo de calor latente ($w m^{-2}$) o evaporación ($m año^{-1}$), para verano de 1983.....	25
Figura 7.- Flujo de calor latente ($w m^{-2}$) o evaporación ($m año^{-1}$), para invierno de 1984.....	26

LISTA DE TABLAS

Tabla I.- Lista de determinaciones experimentales de los flujos de calor sensible y humedad.....	9
---	---

1 INTRODUCCION

La falta de estudios detallados de las condiciones atmosféricas en el Golfo de California motivó que durante julio y agosto de 1983 y marzo de 1984, se realizara una evaluación cuidadosa del forzamiento atmosférico en la región del Golfo de California. La secuencia de mediciones, efectuada con un avión equipado para estos propósitos, fue encaminada a obtener la distribución espacial y estacional de las variables físicas relacionadas con los flujos de momentum, calor y vapor de agua entre las capas bajas de la atmósfera y la mitad norte de este mar mediterráneo.

En este estudio se hace uso de parametrizaciones sencillas para obtener los valores de los flujos de calor sensible, de calor latente y de humedad en ciertos puntos representativos de las diferentes provincias oceanográficas del Golfo de California, con el objeto de evaluar su magnitud en condiciones meteorológicas extremas y de obtener una idea preliminar de sus variaciones espaciales.

La atmósfera gobierna la circulación oceánica superficial a gran escala e influye de manera importante en modificar las propiedades del agua de mar. A cambio, una gran parte de la energía de la atmósfera proviene del océano. Estas transferencias de energía ocurren de varias formas, pero principalmente como una conducción directa de calor y como un transporte de calor asociado con la evaporación. Si el aire frío sopla sobre aguas de mayor temperatura, hay una cesión directa de calor al aire, en un proceso que es extremadamente eficiente, pues el calor transferido contribuye a desestabilizar las capas bajas de la atmósfera. El proceso inverso promueve el desarrollo de una capa de aire frío, y por lo tanto estable, cercana a la superficie, que inhibe una transferencia eficiente de calor al mar. La evaporación, por su parte, produce un enfriamiento, es decir, extrae calor de la superficie del agua. Cuando el aire cargado de humedad alcanza una altura suficiente para que la expansión debida a la disminución de la presión produzca un enfriamiento, el vapor de agua se condensa y el calor obtenido previamente es liberado al aire. Este mecanismo conduce a la formación de nubes, las cuales, como ocurre a menudo, pueden volver a evaporarse, resultando en una ganancia nula de calor por parte de la atmósfera. Sin embargo, si el agua vuelve a la superficie en forma de precipitación, existe una ganancia de calor, que contribuye a la dinámica

atmosférica. El calor obtenido de esta forma suele ser considerablemente mayor que el que se obtiene por conducción directa a través de la interfase océano-atmósfera (Stewart, 1969).

La transferencia de calor y de vapor de agua depende del desequilibrio térmico de la interfase océano-atmósfera. Aproximadamente a un milímetro de la superficie, la temperatura del aire no es muy diferente de la del agua y el aire se encuentra prácticamente saturado de vapor (Stewart, 1969). De todas formas, las pequeñas diferencias son fundamentales, y el desequilibrio se mantiene a base de mezclarse el aire próximo a la superficie con el de niveles superiores. El mecanismo de mezcla es turbulento y obtiene su energía del viento. Cuanto más elevada sea la velocidad del viento, más vigorosa es la turbulencia y, por lo tanto, mayor la proporción de calor y de vapor de agua que se transfieren. Estas cantidades aumentan en forma aproximadamente lineal con la velocidad de viento (Stewart, 1969).

A grandes velocidades del viento surge otro aspecto importante. Cuando la tensión superficial no es capaz de mantener el agua en la superficie, se producen salpicaduras y gotas que se desprenden de las crestas de las olas. Algunas de estas gotas retornan a la

superficie, pero otras se evaporan y suministran así vapor de agua al aire y partículas de sal que permanecen en suspensión y suelen ser transportadas por la turbulencia del viento hacia niveles superiores. Tales partículas de sal constituyen los núcleos de condensación del agua en la atmósfera, cuyo papel es importante en la formación de nubes y en promover la precipitación. Al evaporarse, estas pequeñas gotas de aerosol producen una disminución puntual de la temperatura que puede ser observada con aparatos de medición de alta resolución, como los termistores o sensores de alambre de platino. Este proceso contamina con frecuencia las lecturas obtenidas cerca de la superficie del mar manifestándose como mínimos abruptos y locales en los registros de temperatura (Friehe y Schmitt, 1976).

Anualmente se transfieren a la atmósfera unos $3.95 \times 10^{11} \text{ m}^3$ de agua. La mayoría, $3.30 \times 10^{11} \text{ m}^3$, se evaporan de los océanos (Leopold et al., 1966). Los valores máximos de evaporación media a escala global, se dan en el Atlántico Norte, donde alcanzan valores de 3.73 m año^{-1} (Bunker y Worthington, 1976). Sin embargo a escala local, se han reportado valores mayores al máximo global. Assaf y Kessler (1976), encontraron que la evaporación media en el Golfo de Aqaba es de 3.65 m año^{-1} , pudiendo alcanzar un máximo de 5 m año^{-1} . El Golfo de Aqaba se encuentra a la

misma latitud que el Golfo de California y ambos están rodeados por tierras desérticas, recibiendo una alta cantidad de radiación solar a lo largo de todo el año con nublados escasos.

Los vientos desempeñan un papel importante, pues el aire seco absorbe mayor humedad que el aire húmedo. Las máximas tasas de evaporación de nuestro planeta se registran, por lo tanto, en las aguas colindantes con zonas desérticas entre los 15 y 30 grados de latitud, como son el Mar Rojo y el Golfo Pérsico (Leopold et al., 1966). El Golfo de California se encuentra en condiciones muy similares a las de estos mares, por lo que es fácilmente concebible que la evaporación en esta zona esté entre las más elevadas del mundo.

2 CALCULO DE FLUJOS DE CALOR Y HUMEDAD.

El flujo de calor sensible y el de humedad pueden evaluarse a partir de las leyes de conservación, formuladas en la cercanía de la superficie del mar.

Resultan ser

$$H_s = \rho C_p \overline{w\theta}, \quad (\text{cal m}^{-2} \text{s}^{-1}) \quad (1)$$

$$E = \overline{wq}, \quad (\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}) \quad (2)$$

donde $\overline{w\theta}$ es la covarianza entre la velocidad vertical y la temperatura ($\text{m}^\circ\text{Ks}^{-1}$), $\overline{wq}$ es la covarianza entre la velocidad vertical y la densidad de vapor de agua ($\text{ms}^{-1}(\text{gm}^{-3})$), w es la componente fluctuante de la velocidad vertical (ms^{-1}), θ es la temperatura fluctuante ($^\circ\text{K}$), q es la componente fluctuante de la densidad de vapor de agua (gm^{-3}), ρ es la densidad del aire (supuesta constante) (gm^{-3}), C_p es la capacidad calorífica ($\text{cal g}^{-1}\text{K}^{-1}$). Es conveniente reportar los valores de flujo de calor en watts m^{-2} y el de humedad en metros de evaporación por año.

La barra superpuesta indica un promedio temporal que, en mediciones puntuales de alta resolución, se calcula normalmente sobre un periodo del orden de una hora. Estas fórmulas son difíciles de evaluar directamente, porque los procesos que contribuyen una fracción importante de la

covarianza entre las propiedades físicas relevantes son de escalas muy pequeñas (algunos centímetros y pocos segundos) y requieren, por lo tanto, de mediciones cuya resolución plantea problemas técnicos considerables.

El análisis dimensional sugiere una formulación alternativa, donde los intercambios de calor son función de las diferencias de temperatura y de presiones de vapor de agua, respectivamente. Estas son las llamadas fórmulas aerodinámicas, que se pueden representar como

$$H = \rho C_p Ch \bar{U} (\bar{T}_s - \bar{T}_a), \quad (3)$$

$$E = C_e \bar{U} (\bar{Q}_s - \bar{Q}_a), \quad (4)$$

donde $\bar{U}$ es la velocidad media (ms^{-1}) a la altura de referencia h sobre la superficie del mar, $\bar{T}_s$ es la temperatura superficial media del mar ($^{\circ}\text{K}$), $\bar{T}_a$ es la temperatura potencial media del aire ($^{\circ}\text{K}$) a la altura h , $\bar{Q}_s$ es la densidad media de vapor de agua (gm^{-3}) cerca de la superficie del mar, usualmente obtenida por suposición de que el aire se encuentra saturado a la temperatura del punto de rocío (T_d), $\bar{Q}_a$ es la densidad de vapor media (gm^{-3}) a la altura de referencia h , Ch es el coeficiente de transferencia de calor sensible y C_e es el coeficiente de transferencia de humedad.

La aplicación de estas fórmulas empíricas ha tenido gran aceptación, por la naturaleza de los datos

existentes. Se cuenta, por ejemplo, con gran cantidad de observaciones desde barcos de oportunidad, que proveen una base de datos a partir de los cuales la distribución a grandes escalas espacial y temporal de los campos de flujo puede ser estimada. Las observaciones desde estaciones meteorológicas y boyas oceanográficas proveen mediciones medias, aptas para la estimación de flujos por este método. Por otra parte, resulta poco práctico aún, medir directamente los flujos en más de unas pocas estaciones a la vez (Friehe y Schmitt, 1976). Como en el caso presente, el uso de un avión instrumentado, aunque muy costoso, simplifica considerablemente estas mediciones directas. El hecho de poder efectuar mediciones de distintos parámetros simultáneamente y de reducir de manera importante el tiempo de desplazamiento de una estación a otra, hacen de este método de medición un recurso de gran valor.

Una cuestión central en el campo de interacción aire-mar, ha sido la aplicabilidad de las fórmulas aerodinámicas y la evaluación de sus coeficientes. La Tabla I resume algunas de las investigaciones que han hecho comparaciones directas entre estas fórmulas y la determinación directa de los flujos correspondientes. En estas existen muchas menos observaciones del flujo de humedad sobre el océano que de mediciones de los flujos de

Tabla I: Lista de determinaciones experimentales de los flujos de calor sensible y humedad.
(Tomada de Friehe y Schmitt, 1976)

INVESTIGADOR	EXPERIMENTO Y/O LOCALIDAD	PLATAFORMA Y ALTURA DE MEDICION	INSTRUMENTOS *	OBSERVACIONES SOBRE TEMPERAT.	COMENTARIOS
Müller-Glewe y Hinzpeter (1974)	Báltico	Mástil en 12 m de agua z = 2 y 4 m	w: anemómetro sónico(a.s.) θ: alambre platino(a.Pt.)	—	—
Dreyer (1974)	OWAX/Cerca San Diego	FLIP	w: a.s. θ: a. Pt. q: higrómetro Lyman-Alpha (L-α)	Picos Fríos Inestable	Corrección de w por cabeceo (aproximada).
Friehe y Schmitt	NORPAX/35° N, 155° W	FLIP z=29 m	w: a.s. θ: termistor (tm) q: L-α	Picos Fríos bajo cond. inestables no en cond. estables	Corrección por cabeceo. (real)
Pond <i>et al.</i> (1971)	San Diego	FLIP z = 8.5 m	w: a.s. θ: a. Pt. q: L-α	Algunos picos fríos, cond. inestables	—
Pond <i>et al.</i> (1971)	BOMEX/Caribe	FLIP z=8.1 y 8.6 m	igual que anterior	Picos fríos. cond.inest.	Flujo calor sensible pequeño Alta humedad.
Dunckel <i>et al.</i> (1974)	ATEX/Atlántico	Boya giro-estabilizada z = 2.4 m	w: alambre caliente θ: a. Pt. q: bulbo húmedo	—	—
Hasse (1970)	Báltico	Boya g-est. z=2.8-5.5 m	w: al. cal. θ: al. Pt.	—	14 m. profundidad.
Mitsuta y Fujitani (1974)	Pacífico	Barco. z no reportada punta de mástil	w: a.s. θ: termopar q: termopar húmedo	—	Corrección por movimiento.
Smith y Banke (1975)	Isla Sable/ Atlántico.	Mástil en barra arena z=10 m.	w: anemómetro θ: termistor	No picos fríos	Vientos muy fuertes

* w = componente vertical de la velocidad turbulenta. θ = temperatura fluctuante del aire. q = contenido fluctuante de vapor de agua en el aire.

Tabla I: Lista de determinaciones experimentales de los flujos de calor sensible y humedad.
(Tomada de Friehe y Schmitt, 1976)

INVESTIGADOR	EXPERIMENTO Y/O LOCALIDAD	PLATAFORMA Y ALTURA DE MEDICION	INSTRUMENTOS *	OBSERVACIONES SOBRE TEMPERAT.	COMENTARIOS
Müller-Glewe y Hinzpeter (1974)	Báltico	Mástil en 12 m de agua z = 2 y 4 m	w: anemómetro sónico(a.s.) θ: alambre platino(a.Pt.)	—	—
Dreyer (1974)	OWAX/Cerca San Diego	FLIP	w: a.s. θ: a. Pt. q: higrómetro Lyman-Alpha (L-α)	Picos Fríos Inestable	Corrección de w por cabeceo (aproximada).
Friehe y Schmitt	NORPAX/35° N, 155° W	FLIP z = 29 m	w: a.s. θ: termistor (tm) q: L-α	Picos Fríos bajo cond. inestables no en cond. estables	Corrección por cabeceo (real)
Pond <i>et al.</i> (1971)	San Diego	FLIP z = 8.5 m	w: a.s. θ: a. Pt. q: L-α	Algunos picos fríos, cond. inestables	—
Pond <i>et al.</i> (1971)	BOMEX/Caribe	FLIP z = 8.1 y 8.6 m	igual que anterior	Picos fríos. cond.inest.	Flujo calor sensible pequeño Alta humedad.
Dunckel <i>et al.</i> (1974)	ATEX/Atlántico	Boya giro-estabilizada z = 2.4 m	w: alambre caliente θ: a. Pt. q: bulbo húmedo	—	—
Hasse (1970)	Báltico	Boya g-est z = 2.8-5.5 m	w: al. cal. θ: al. Pt.	—	14 m. profundidad.
Mitsuta y Fujitani (1974)	Pacífico	Barco. z no reportada punta de mástil	w: a.s. θ: termopar q: termopar húmedo	—	Corrección por movimiento.
Smith y Banke (1975)	Isla Sable/ Atlántico.	Mástil en barra arena z = 10 m.	w: anemómetro θ: termistor	No picos fríos	Vientos muy fuertes

* w = componente vertical de la velocidad turbulenta. θ = temperatura fluctuante del aire. q = contenido fluctuante de vapor de agua en el aire.

de calor, debido principalmente a la dificultad de medir el contenido fluctuante de vapor de agua con la resolución adecuada.

Los valores comunmente aceptados para los coeficientes Ch y Ce resultan de relaciones empíricas, justificadas estadísticamente, entre estas parametrizaciones y aquellos valores obtenidos por evaluación directa de las covarianzas, generalmente a una altura de 10 m sobre la interfase. Se suele suponer que los coeficientes Ch y Ce son constantes y que son aproximadamente iguales al coeficiente de arrastre para la transferencia de momentum, Cd . Algunos valores de Cd de $(1.0-1.5) \times 10^{-3}$ han sido reportados por Smith y Banke (1975), con un pequeño incremento con la velocidad del viento. Pond et al. (1974) recomiendan $Ch = Ce = 1.5 \times 10^{-3}$ para condiciones de temperatura normales, basados en observaciones hechas cerca de San Diego y en el Océano Indico. Hasse (1970) recomienda $Ch = 1.0 \times 10^{-3}$, refiriéndose a mediciones realizadas en experimentos en el Mar Báltico para condiciones atmosféricas tanto estables como inestables. Coantic (1974) encontró $Ch = Ce = 1.3 \times 10^{-3}$ para $U < 10 \text{ ms}^{-1}$ y $Ch = Ce = (1.0 + 0.05U) \times 10^{-3}$ para $0 < U < 20 \text{ ms}^{-1}$. Smith (1974) reportó $Ch = Ce = 1.2 \times 10^{-3}$ en un estudio sobre el lago Ontario. Hicks (1972) encontró $Ch = Ce = 1.4 \times 10^{-3}$ en tres experimentos distintos, desarrollados sobre cuerpos

de agua de diferentes tamaños. Sverdrup et al. (1942) presentaron una fórmula aerodinámica para la evaporación anual media de los océanos, de la cual se obtiene un valor equivalente de $C_e = 1.62 \times 10^{-3}$. Deardorff (1968) predijo la dependencia de Ch y C_e en la estabilidad de la capa límite atmosférica. Smith (1980) observó cuidadosamente el esfuerzo del viento y los flujos de calor sobre un rango amplio de velocidades de viento y encontró que $C_d = (0.44 + 0.063 U) \times 10^{-3}$ provee un buen ajuste de C_d con las mediciones. Más aún, sus estudios indican que C_d depende sólo muy debilmente de la estabilidad y de la altura de las olas. En este estudio se retienen los coeficientes $Ch = C_e = 1.32 \times 10^{-3}$, como una aproximación adecuada para los propósitos presentes (Friehe y Schmitt, 1976).

3 DESCRIPCION DEL AREA DE ESTUDIO Y DEL EXPERIMENTO

3.1 AREA DE ESTUDIO

El Golfo de California (Fig. 1) es un mar estrecho y alargado, de caracter mediterraneo. Su mitad septentrional es la de mayor interés para este estudio y puede dividirse en tres partes. En el extremo norte, el Golfo es una cuenca somera con profundidades medias del orden de 200 m, considerada como posible zona activa de formación de una masa de agua particular del Golfo (Sverdrup, 1941). La porción inferior, entre Guaymas y Santa Rosalia, es de profundidades mucho mayores, con un máximo cercano a los 2000 m en la Cuenca de Guaymas. Entre estas dos regiones se encuentra una zona intermedia, formada por islas y canales, en donde tanto la circulación oceánica como la atmosférica parecen ser muy complejas.

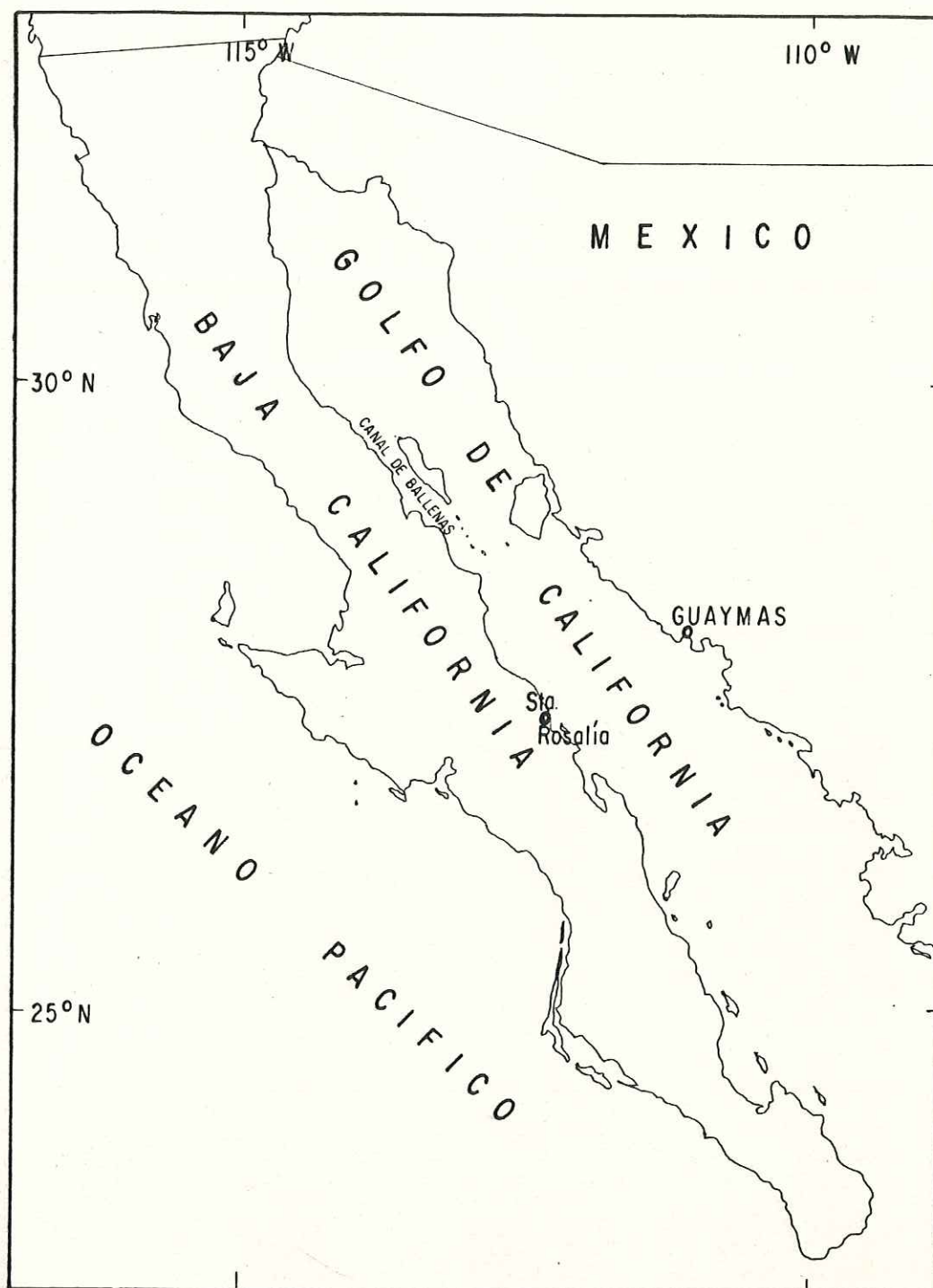


FIG. 1.- Localización geográfica del área de estudio. Comprende la parte norte del Golfo de California limitada al sur por la línea Guaymas-Santa Rosalía.

El comportamiento atmosférico en la región del Golfo de California es substancialmente diferente del de la costa del Pacífico de Baja California, ya que la influencia directa del Océano Pacífico se ve grandemente reducida por la cadena de montañas que se extiende a lo largo de la península de Baja California, cuyas elevaciones alcanzan hasta 3000 m. La oceanografía refleja la división geográfica descrita arriba. La distribución superficial de temperatura, basada en datos históricos (Robinson, 1975) y en imágenes de satélite (Badan-Dangon, Koblinsky y Baumgartner, 1975), permite distinguir cinco zonas diferentes en el Golfo. El alto Golfo presenta las temperaturas más elevadas a lo largo del año. En contraste, el Canal de Ballenas se caracteriza por la presencia casi permanente del agua superficial de menores temperaturas en el Golfo. La zona al sur de las Islas Tiburón y San Lorenzo, en la cual se detecta intrusión de aguas frías procedentes del Canal de Ballenas, opera como transición entre los canales y la Cuenca de Guaymas. Finalmente, se ubican dos zonas de surgencia alternantes localizadas en las costas del Golfo entre los 27 y 29 grados de latitud norte, dependiendo su presencia de la dirección predominante del viento.

Estas zonas son importantes en nuestro estudio pues representan las situaciones oceanográficas características de la región, mismas que, en conjunto con los extremos climáticos, deben albergar los extremos de flujo de calor sensible y de evaporación del Golfo de California.

3.2 EL EXPERIMENTO

El experimento consistió de dos fases. Una, de verano, se desarrolló en los meses de Julio y Agosto de 1983. La otra, invernal, ocurrió en el mes de Marzo de 1984.

Cada fase consistió de cuatro trayectorias básicas de vuelo, etiquetadas de A hasta D (Fig. 2). La trayectoria A fue diseñada para cubrir en forma general el área entre el transecto de Guaymas y Santa Rosalia y las islas que dividen al Golfo en dos partes. La trayectoria B fue concebida para realizar un muestreo espacial intenso del Canal de Ballenas, zona conocida por la fuerza y variabilidad de su régimen local de vientos. El plan de vuelo C fue diseñado para estudiar el forzamiento atmosférico sobre la Cuenca de Guaymas,

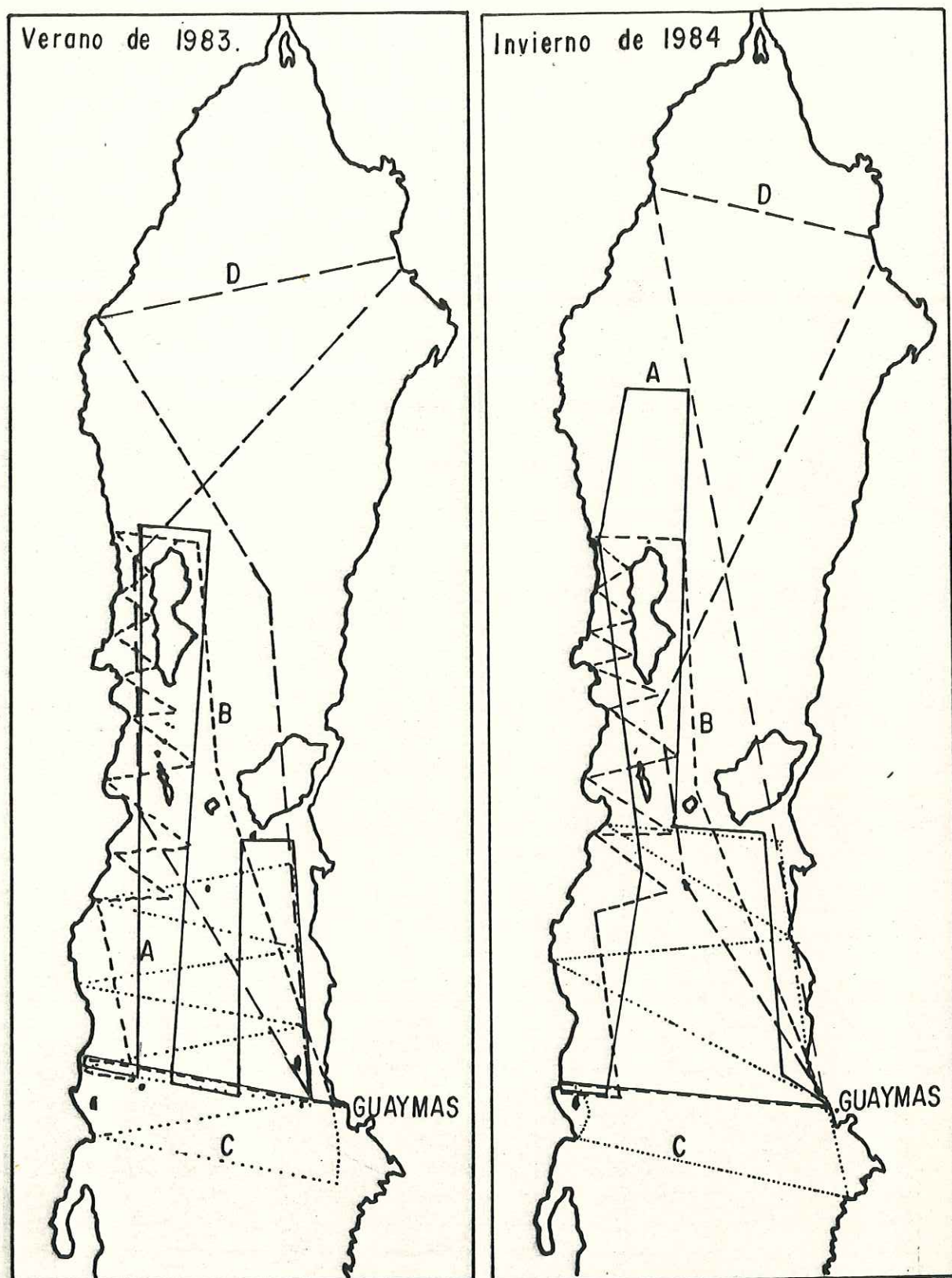


Fig.2- Trayectorias de los vuelos A hasta D.

mientras que el extremo norte se observó a través del plan de vuelo D. Algunos vuelos adicionales fueron destinados para determinar la altura de la inversión atmosférica (Planes de vuelo E) y para tomar mediciones detalladas en la cuenca de San Esteban (Plan de vuelo F), pero los datos obtenidos en ellos no son apropiados para el propósito que aquí se persigue.

Tipicamente, en la mayoría de los vuelos se efectuaron de dos a tres sondeos. Inicialmente, se planearon sondeos sobre la línea Guaymas-Santa Rosalía para cada vuelo, pero las limitaciones de combustible y la distancia entre Guaymas y el norte del Golfo impidieron su realización durante el plan de vuelo D de la segunda etapa. Además, durante la segunda fase del estudio, se efectuaron observaciones de la estructura térmica vertical del océano en varios lugares, con la ayuda de batitermógrafos desechables (AXBTs) disparados desde el avión, que fue equipado para transportar un máximo de 12 sensores en cada vuelo. (Spyers-Duran y Winant, 1984).

En ambas etapas del proyecto la altura nominal de vuelo se mantuvo cercana a los 30 m sobre la superficie del mar, para minimizar la interferencia atmosférica en las mediciones. Las excepciones ocurrieron durante los

sondeos atmosféricos cuando el avión se elevó hasta 1000 m, o por encima de la capa de inversión principal.

Los datos obtenidos durante los vuelos están descritos en los reportes preparados por Candela, Badan-Dangon y Winant, (1984,1985), en los que se proporcionan mayores detalles acerca del tratamiento preliminar de los datos y una lista de los instrumentos llevados a bordo del avión NCAR N312D, utilizado durante este proyecto.

Para fines de obtener valores representativos de los flujos que aquí interesan, se seleccionaron 15 localidades distribuidas de la siguiente manera (Fig. 3): Alto Golfo - Puntos 1 a 5, Canal de Ballenas - Puntos 6 a 8, Cuenca de Tiburón - Puntos 9 a 11, Cuenca de Guaymas - Puntos 12 a 15. Estos puntos fueron ubicados de manera de tener una distribución aproximadamente uniforme en el Golfo de California y cercanos a las trayectorias nominales de los vuelos.

Para calcular los flujos, se extrajeron de los reportes de Candela et al. (1984-1985), los datos de temperatura superficial, humedad relativa, temperatura del aire y velocidad del viento, correspondientes a cada punto de observación. La distribución de los

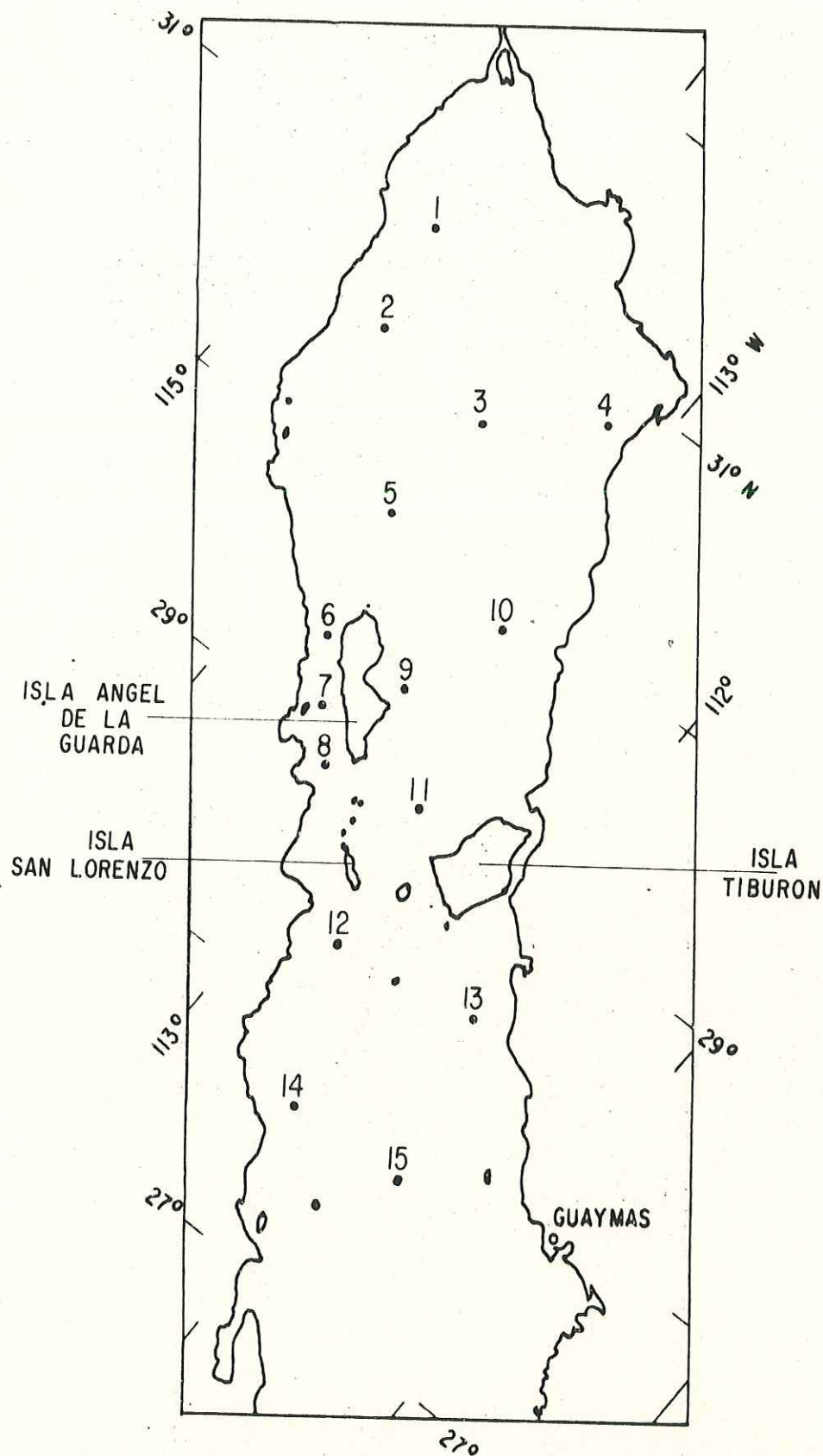


FIG. 3 - DISTRIBUCION DE LOS PUNTOS DE EVALUACION DE LOS FLUJOS.

vuelos fue tal que se reunieron 4 grupos de datos por localidad para verano y 4 para invierno, de manera que los resultados obtenidos en este análisis son estimaciones puntuales instantáneas de los flujos, representativas de la hora y lugar de las mediciones. Dichas mediciones fueron ajustadas a la altura de referencia h (10 m) por medio del perfil logarítmico de viento,

$$\frac{U_2}{U_1} = \ln \left(\frac{Z_2}{Z_1} \right) \quad (5)$$

donde U_2 es la velocidad a 30 m, U_1 es la velocidad a 10 m, $Z_2 = 30$ m es la altura de medición y $Z_1 = 10$ m la altura de referencia h . Roll (1965), Kitaigorodskii (1970) y Kraus (1972) discuten las derivaciones de estas fórmulas en forma detallada. No se hicieron correcciones equivalentes en la temperatura, ya que Brutsaert (1984) justifica el uso, con un error del orden del 2 %, de la temperatura virtual en lugar de la temperatura potencial en las fórmulas aerodinámicas para rangos de temperatura atmosféricos. Además, Hewson y Longley (1944) advierten que, dentro de la subcapa dinámica, la variación de la temperatura con respecto a la altura resulta prácticamente despreciable, siendo la diferencia entre 30 m y 10 m del orden de 1%.

4 RESULTADOS

Las figuras 4 a 7 muestran los valores de los flujos de calor sensible (en wm^{-2}) y de calor latente de evaporación (en wm^{-2}) o vapor de agua (en m año^{-1}) para cada punto. El resultado inmediato que se aprecia es que el flujo de calor latente contribuye considerablemente más que el flujo de calor sensible en el intercambio de energía entre el Golfo de California y la atmósfera.

La evaporación, mecanismo causante de ese flujo de calor, tiene una distribución bien definida. El Canal de Ballenas presenta la mayor variabilidad estacional en la evaporación del golfo, siendo en invierno del orden de 1 m año^{-1} y en verano de alrededor de 4 m año^{-1} . Sin embargo se registraron máximos abruptos en esta región muy por encima de lo reportado en la literatura, v. gr. en el punto 6, 15 de julio (Fig. 6a) muestra un valor equivalente a 9.68 m año^{-1} o el punto 8, 25 de julio (Fig. 6c) con 10.34 m año^{-1} . En contraste, la parte alta del Golfo muestra una evaporación más estable en verano que en invierno, ya que durante los días de julio y agosto el nivel de evaporación en esta zona permanece casi constante entre 1 y 2 m año^{-1} , mientras que en invierno existen variaciones notables. Al principio del mes de marzo la evaporación está entre

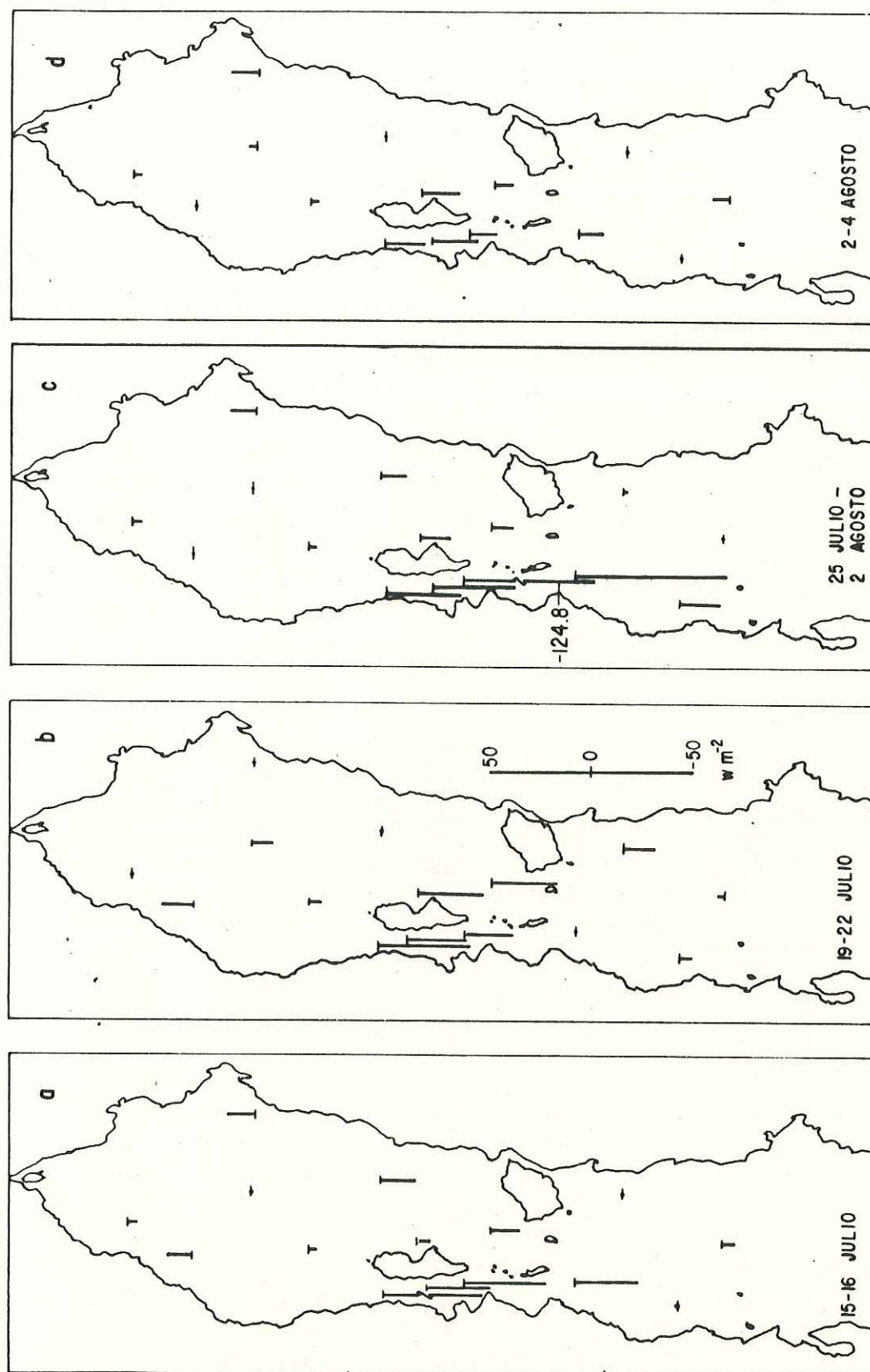


FIG. 4.- Flujo de calor sensible para verano de 1983.

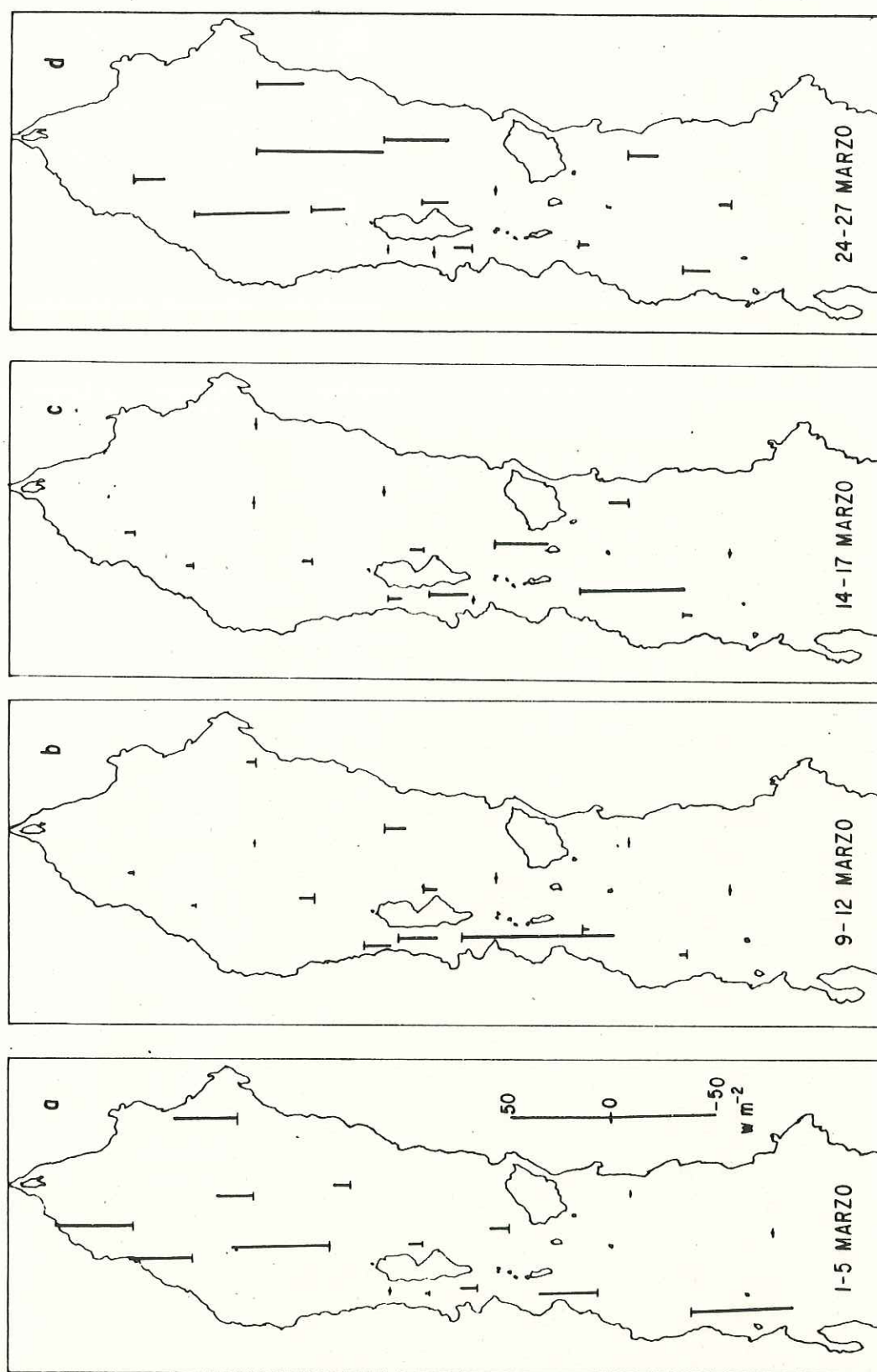


FIG. 5.- Flujo de calor sensible para invierno de 1984.

3 y 4 m año⁻¹ en los cinco puntos del alto Golfo. Del 9 al 17 de marzo la evaporación disminuye hasta alcanzar sus valores mínimos de todo el experimento. De nuevo, hacia el final del mes, la evaporación aumenta de magnitud, y el día 26 en el punto 3 (Fig. 7d) se registra un valor de 6.26 m año⁻¹, que representa la máxima tasa de evaporación del alto Golfo. La región al Este de la Isla Angel de la Guarda, cubierta por los puntos 9, 10 y 11, presenta valores de evaporación del orden de 2 a 3 m año⁻¹, siendo ésta ligeramente menor en invierno que en verano. En esta se aprecia una tendencia a aumentar hacia el final del experimento (Fig. 6). Los puntos 12 y 14, que representan la región Sur-Oeste de la zona de estudio, muestran valores de evaporación mayores en verano que en invierno, encontrándose uno de los máximos instantáneos de evaporación en esta zona (Fig. 6c, punto 12) con 7.78 m año⁻¹. Cabe notar que la aparición de este máximo en la evaporación, coincide con los máximos observados en el Canal de Ballenas, lo cual sugiere cierta influencia del Canal sobre esta región. El área cubierta por los puntos 13 y 15, correspondiente a la Cuenca de Guaymas, se comporta en forma más estable que el resto de la zona de estudio, manteniéndose sus valores de evaporación entre ~1.5 y ~3.5 m año⁻¹ a lo largo del año.

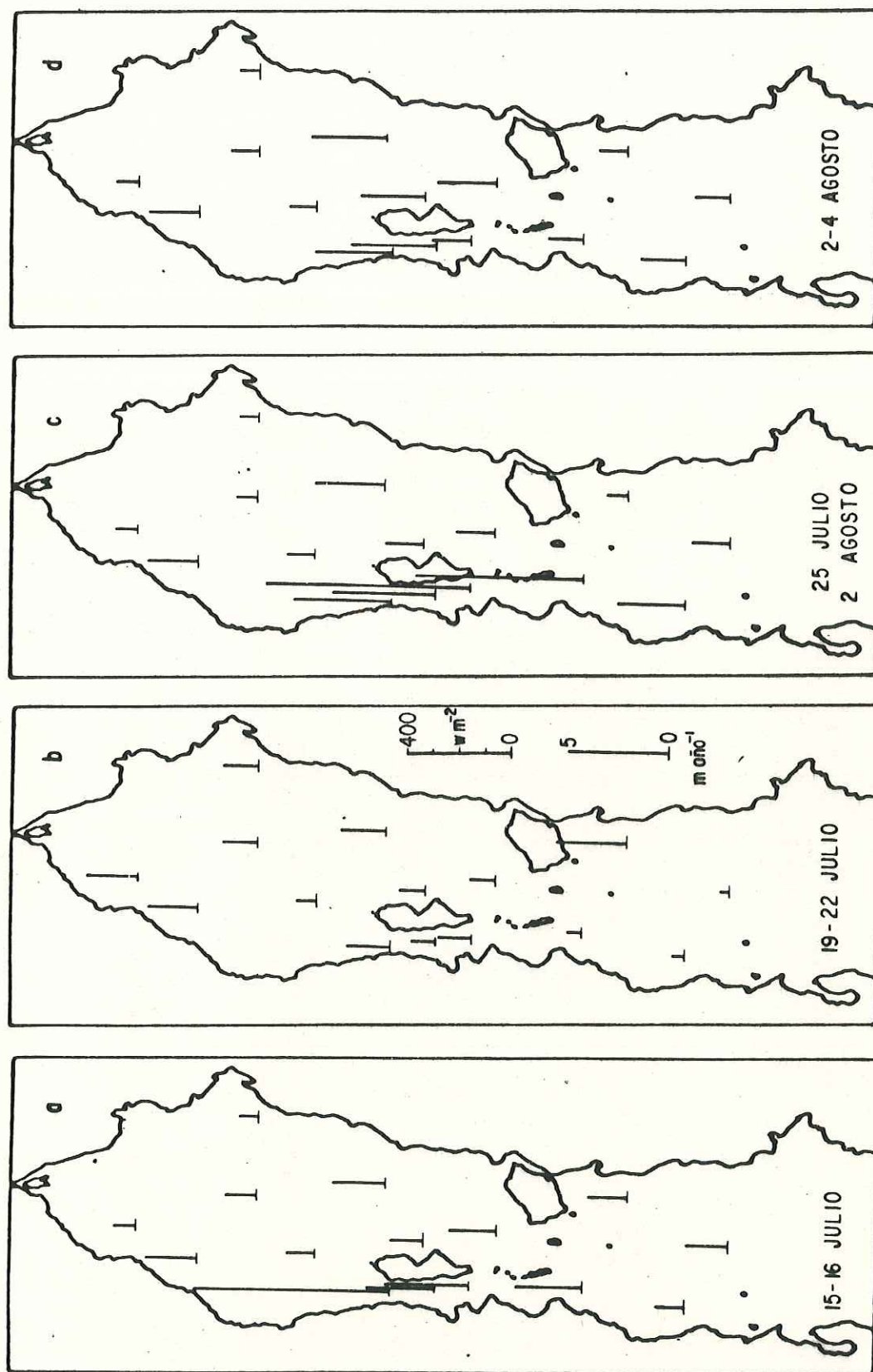


FIG. 6.- Flujo de calor latente ($w m^{-2}$) o evaporación ($m año^{-1}$) para verano de 1983.

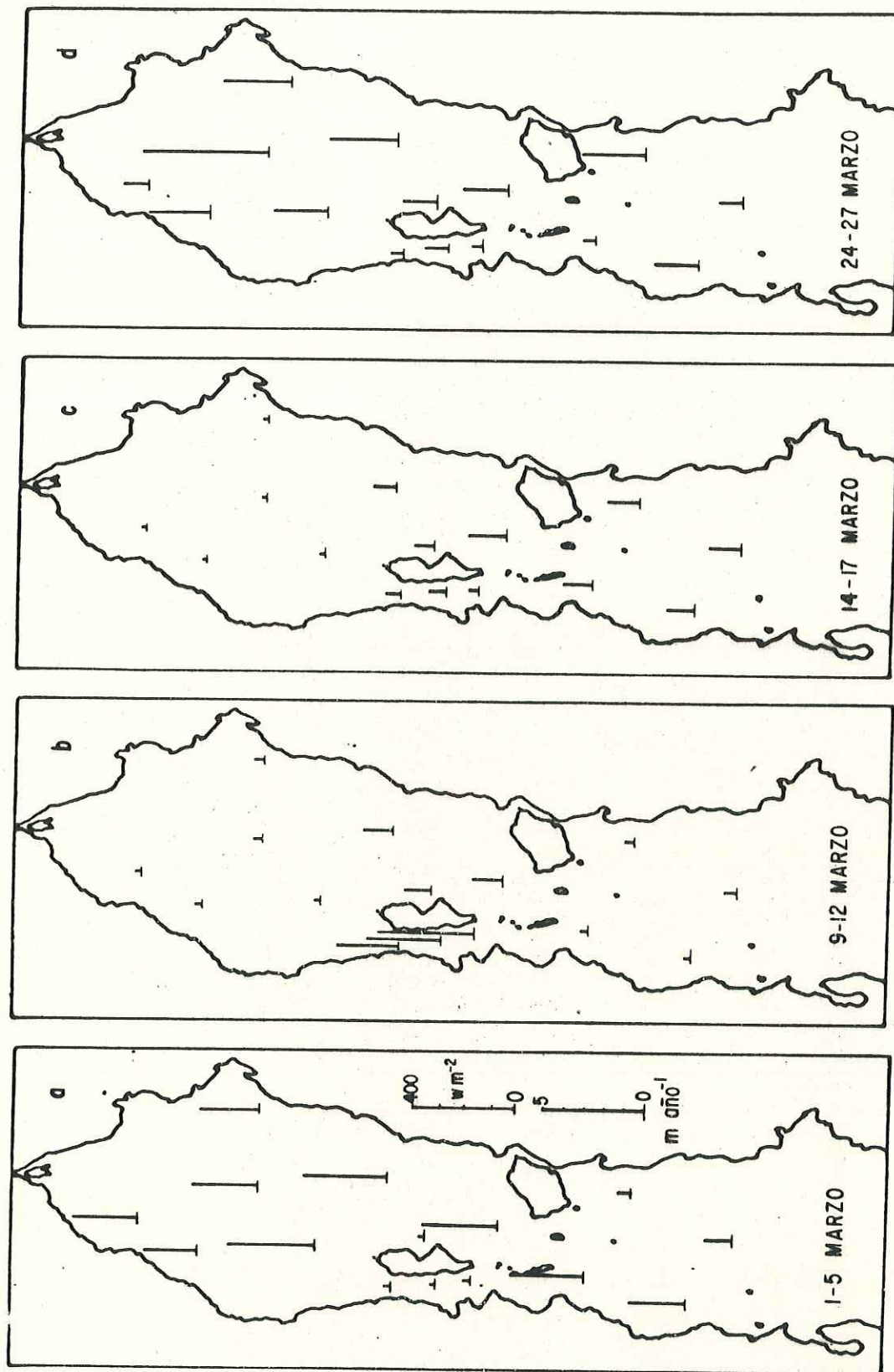


FIG. 7:- Flujo de calor latente (Wm^{-2}) o evaporación (m año^{-1}) para invierno de 1984.

El calor latente transferido del mar a la atmósfera es directamente proporcional a la evaporación, por lo que su distribución es idéntica a la del flujo de humedad descrito arriba. Sobresalen de estas observaciones el que el Canal de Ballenas casi permanentemente pierde calor por este proceso y que, en el mes de marzo, el alto Golfo presenta grandes fluctuaciones de transferencia de calor, sugiriendo que el experimento captó porciones de eventos de fuerte evaporación, cuya escala temporal no quedó adecuadamente resuelta.

El flujo de calor por conducción directa es considerablemente menor que la transferencia asociada a la evaporación, sin embargo, no resulta enteramente despreciable y, en varios casos, su comportamiento es sensiblemente diferente.

En el alto Golfo, el flujo de calor sensible se comporta en forma semejante a la evaporación, con valores pequeños en verano ($\sim 10 \text{ w m}^{-2}$) con dirección variable. En ocasiones el flujo de calor sensible es nulo. En el invierno se observa una distribución del calor sensible en el alto Golfo que corresponde a la variación de la evaporación (Figs. 5 y 7), arriba descrita, i.e. a principios del mes de marzo el flujo tiene dirección hacia el aire con una magnitud del orden de 50 w m^{-2} . Del 9 al

17 el flujo disminuye hasta volverse nulo o casi nulo, y hacia el día 27 el flujo aumenta en magnitud, pero la dirección es ahora hacia el mar (Fig. 5).

El Canal de Ballenas es una región que adquiere calor sensible de la atmósfera, como se puede apreciar en la figuras 4 y 5. Sólo en contadas ocasiones el flujo de calor sensible tiene dirección hacia el aire en el Canal, y cuando es así, su magnitud es muy pequeña. En el verano encontramos aquí el flujo de calor sensible de mayor magnitud del Golfo (Fig. 4c), el cual corresponde a un máximo de evaporación (Fig. 6c). La Cuenca Tiburón se comporta en el verano de una manera parecida al Canal de Ballenas, es decir, aceptando calor sensible de la atmósfera, mientras que en invierno parece formar parte del alto Golfo. El calor sensible en la cuenca de Guaymas presenta una variabilidad en su dirección que se mantiene tanto en invierno como en verano, no obstante, en el 50 % de las observaciones se tiene flujo de calor sensible nulo, es decir, la superficie y el aire presentaron la misma temperatura.

El hecho de encontrar valores de evaporación mucho mayores que los máximos a escala global o local, por ejemplo el punto 3 (Fig. 7d), de 6.26 m año^{-1} , punto 6 (Fig. 6a) con 9.68 m año^{-1} y punto 8 (Fig. 6c) con 10.34

m año⁻¹, puede deberse a que los datos corresponden a mediciones instantáneas y no a promedios temporales. Tales valores extremos corresponden a condiciones de vientos fuertes y/o diferencia de temperaturas entre la superficie del mar y el aire (ΔT) mayores a 4°C. En el caso del punto 3, localizado en el centro del alto Golfo (Fig. 7d) estas condiciones no son la regla general. Sin embargo, el Canal de Ballenas, a donde corresponden los puntos 6 y 8, sí presenta altas velocidades de viento a lo largo de todo el año y encontrar ΔT elevado no es un evento fortuito. Por tanto, es razonable esperar valores mayores que la media del Golfo en esta zona. Los máximos de evaporación ocurrieron en verano en el Canal de Ballenas correspondiendo a condiciones de viento fuerte y/o ΔT elevado. En el mes de marzo resulta un comportamiento interesante que puede deberse a la transición de condiciones de invierno a condiciones de primavera. Este comportamiento consiste en lo siguiente. A principios del mes, en el alto Golfo, el flujo de calor sensible tiene dirección hacia el aire y la evaporación es alta ($\sim 3-4$ m año⁻¹). Entre el 9 y el 17 de marzo el flujo de calor disminuye hasta hacerse casi nulo y la evaporación resulta ser la mínima registrada. Hacia finales de mes el flujo calor sensible aumenta otra vez, solo que ahora ha cambiado de dirección, a lo que corresponde un nuevo aumento en la evaporación. Es en

estas fechas cuando se registra uno de los máximos, localizado al centro del alto Golfo (Punto 3, Fig. 7d).

De manera semejante, el flujo de calor sensible presenta sus máximos en el Canal de Ballenas, siendo aquí mayor en verano que en invierno y con sentido hacia el mar.

La zona somera del Norte del Golfo (puntos 1 a 5) es en general, una región en la cual el aire y el mar presentan poca diferencia de temperatura durante el verano, por tanto el flujo de calor sensible es de una magnitud pequeña y de sentido variable. Al Este de la Isla Angel de la Guarda (puntos 9, 10 y 11) se aprecia en verano (Fig. 4) un flujo de calor sensible predominante del aire al mar, mientras que en invierno (Fig. 5) se obtienen flujos variables en ambas direcciones, siendo el del aire al mar de mayor magnitud. En la zona comprendida entre Santa Rosalia y San Carlos, cubierta por los puntos 12 y 14 se aprecia, en general, que el flujo de calor sensible es en dirección al mar y del orden de 25 wm^{-2} . En el extremo opuesto (puntos 13 y 15), se advierte una mayor variabilidad en la dirección del flujo, sin embargo, el 50% de los resultados muestra un flujo de calor sensible igual a cero, pudiendo encontrarse tanto en verano como en invierno la condición de $\Delta T = 0$. En verano el alto Golfo

presenta un flujo de calor sensible de baja magnitud y de dirección variable, y la evaporación se mantiene en niveles medios. El Canal de Ballenas, sin embargo, presenta sus valores extremos, tanto para calor sensible como para evaporación: El flujo de calor sensible es en todos los casos hacia el mar, presentando el mayor valor en el punto 8 el día 2 de Agosto, ya bien establecidas las condiciones de verano. A esa fecha y lugar corresponde otro de los máximos en la evaporación. Por otra parte, la cuenca de Guaymas se comporta en ésta época de manera similar al Alto Golfo tanto en calor sensible como evaporación.

El hecho de que en invierno la evaporación en el Alto Golfo haya presentado algunos valores mayores que en verano, puede ser un indicio que confirme la suposición de Sverdrup (1941) en cuanto a la formación de una masa de agua en este lugar durante la temporada invernal. Por otro lado, los valores de evaporación calculados por Roden (1958) para el Golfo de California pudieran ser muy conservadores. Este autor reporta valores máximos de 3 m año^{-1} , sin embargo sus cálculos fueron hechos a partir de datos tomados de estaciones meteorológicas en la costa, algunas de ellas tierra adentro, y no obtuvo datos para el Canal de Ballenas.

Los valores obtenidos para el Canal de Ballenas, a pesar de ser obtenidos a partir de datos puntuales, pudieran ser un indicio de que no sólo en Invierno en el Alto Golfo se origina una masa de agua, sino que esta región puede ser el origen de un hundimiento de agua de alta densidad que fluya hacia el sur cerca del fondo.

Cabe recalcar que los valores obtenidos durante este experimento pueden ser algo diferentes de los que se podrían observar en un año normal, pues durante los periodos de mediciones estuvo presente una condición de El Niño bien desarrollada.

Es indispensable ahora establecer las magnitudes de los flujos de calor y humedad por evaluación directa con los datos que se tienen y calibrar los coeficientes de las fórmulas empíricas específicamente para las condiciones del Golfo. Posteriormente, se pueden extrapolar estos resultados por medio de mediciones temporales en varios puntos para establecer un balance térmico y de humedad para la superficie del Golfo de California.

5 CONCLUSIONES

La primera conclusión que se obtiene de este estudio es que el flujo de calor latente es considerablemente mayor que el de calor sensible, y por tanto, su contribución a la energía disponible para la dinámica atmosférica es de mayor importancia. ($Le \sim 400 \text{ w m}^{-2}$, $H \sim 50 \text{ w m}^{-2}$). El flujo de humedad (evaporación) a través de la interfase océano-atmósfera en la parte norte del Golfo de California es del orden de 4 m año^{-1} en general, con algunos valores substancialmente mayores localizados en la región del Canal de Ballenas. Estos resultados están dentro del rango de evaporación de regiones de condiciones meteorológicas y climáticas similares a las del Golfo, v. gr. los valores reportados por Assaf y Kessler (1976) para el Golfo de Aqaba. El flujo de calor latente es, consecuentemente, aproximadamente cuatro veces mayor que el registrado en el Océano Pacífico a la misma latitud, tipificado por valores del orden de 150 w m^{-2} , con máximos de $\sim 250 \text{ w m}^{-2}$. (Ramírez, 1985). En cuanto al flujo de calor sensible, los resultados permiten concluir que el Golfo Norte se divide en tres zonas principales: Alto Golfo, caracterizado por su poca profundidad (0-200 m), se puede considerar como una fuente de calor latente para la atmósfera. El Canal de Ballenas, mas profundo y de

circulación compleja, presenta las tasas de evaporación instantánea y de calor sensible más altas del Golfo. Tales valores corresponden a mediciones instantáneas de variables físicas y pueden ser no completamente representativas de las condiciones medias en la zona. Considero que un estudio y medición de las variables implicadas en los flujos, que incluyera series de tiempo en las zonas relevantes del Golfo, (por ejemplo el Canal de Ballenas y el Alto Golfo), sería de gran ayuda en el establecimiento de valores medios de flujo, que permitiría poder efectuar algún análisis estadístico de los factores medidos y de los resultados, y tener idea del error posible en la obtención de las magnitudes de los flujos. Y por último, el Golfo Medio, situado aproximadamente entre Guaymas y Santa Rosalia, formado por cuencas profundas y canales complejos, presentó con mayor frecuencia que el resto del Golfo la misma temperatura en la superficie y en el aire, posiblemente por tratarse de una zona con relativamente poca turbulencia y poca mezcla vertical.

6 BIBLIOGRAFIA

- Assaf, G y Kessler, J., 1976. Climate and energy exchange in the Gulf of Aqaba (Eilat), Monthly Weath. Rev. 104: 381-385.
- Badan-Dangon, A., Koblinsky, C.J. y Baumgartner, T. 1985. Spring and summer in the Gulf of California: observations of surface thermal patterns. Oceanol. Acta, 8,1,13-22.
- Brutsaert, W.H., 1982. Evaporation Into The Atmosphere, D. Reidel Publishing Company, Netherlands.
- Bunker, A.F. y L.V. Worthington, 1976. Energy exchange charts of the North Atlantic Ocean, Bull. Am. Meteor. Soc. 57, 670-678.
- Candela, J., A. Badan-Dangon y C.D. Winant, 1983. Distribución espacial de variables físicas en las capas bajas de la atmósfera sobre el Golfo de California. Un reporte de datos. Scripps Ins. of Oc. 84-33 Vol. I.
- Candela, J., A. Badan-Dangon y C. D. Winant, 1984. Distribución espacial de variables físicas en las capas bajas de la atmósfera sobre el Golfo de California. Un reporte de datos. Scripps Ins. of Oc. 85-11 Vol. II.
- Deardorff, J.W. 1972. Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers, J. Atmos. Sci. 29, 91-115.
- Friehe, C.A. y K.F. Schmitt, 1976. Parameterization of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamic formulas. Journal of Physical Oceanography, 6: 801-809.
- Hewson, E.W. y R.W. Longley, 1944. Meteorology, Theoretical and Applied. John Wiley and Sons, Inc. N.York. U.S.A. 468 pp.

- Hicks, B.B. 1972a, Some evaluations of drag and bulk transfer coefficients over water bodies of different sizes, *Boundary-Layer Meteorol.* 3, 201-213
- Kitaigorodskii, S.A., 1970. The Physics of Air-Sea Interaction. Israel Program for Scientific Translations, 237 pp.
- Kraus, E.B., 1972. Atmosphere-Ocean Interaction. Clarendon Press, Oxford, 268 pp.
- Leopold, L.B., K.S. Davis, R. Dubos, H. Margenau y C.P. Snow, 1966. El Agua. Time-Life Pub. Inc. 198 pp.
- Ramirez Siqueiros, Olga E. 1985. Estructura espacial y temporal de los flujos de momentum, calor latente y calor sensible sobre los océanos mundiales durante 1979. Tesis de Licenciatura, Escuela Superior de Ciencias Marinas, U.A.B.C.
- Robinson, M.K. 1973. Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperatures in the Gulf of California, Mexico. San Diego Soc. of Nat. His. Memoir 5, 97 pp.
- Roden, G.I. 1958. Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California, *Pacific Science*, Vol XII, #1, 21-45.
- Smith, S.D. 1974, Eddy flux measurements over Lake Ontario, *Boundary-Layer Meteorol.* 6, 235-255.
- Smith, S.D. y E.G. Banke. 1975. Variation of the surface drag coefficient with wind speed, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 101, 665-673
- Sverdrup, H.U., 1941. The Gulf of California: preliminary discussion of the cruise of the "E.W. Scripps" in February and March 1939, *Proc. 6th. Pac. Sci. Congr.*, Vol. III, 161-166.
- Winant, C.D., 1980. Coastal circulation and wind induced currents. *Annual Review of Fluid Mechanics.* 12: 271-301.

7 APENDICE

Datos usados en este estudio. Las temperaturas están en grados centígrados, las velocidades del viento en metros por segundo y la humedad relativa en porcentaje. Los flujos se reportan como sigue: flujo de calor sensible Hs en watts m^{-2} , flujo de calor latente de evaporación HLe en watts m^{-2} y flujo de humedad E en $m \text{ año}^{-1}$.

INVIERNO

9 a 12 de marzo 1984

T.SUP	T.AMB	VEL.V	H.REL	Hs	HLe	E
19.5	18.0	1.0	70.0	2.3416	13.619	0.17175
18.5	18.0	2.0	80.0	1.5611	18.316	0.23098
18.0	18.0	2.0	70.0	0.0000	27.712	0.34946
17.5	16.5	2.0	60.0	3.1222	33.488	0.42230
18.0	17.0	4.0	90.0	6.2444	16.806	0.21194
18.0	19.0	8.0	40.0	-12.4887	236.570	2.98328
20.0	22.0	6.0	20.0	-18.7331	282.560	3.56323
16.0	22.0	8.0	20.0	-74.9324	383.250	4.83299
18.0	19.0	4.0	50.0	-6.2444	98.683	1.24445
18.0	19.5	4.0	45.0	-9.3665	112.072	1.41328
18.0	18.0	6.0	60.0	0.0000	110.848	1.39786
17.5	18.0	4.0	85.0	-3.1222	28.030	0.35347
19.0	19.0	6.0	90.0	0.0000	29.403	0.37079
22.0	20.0	1.0	60.0	3.1222	20.436	0.25771
20.0	20.0	4.0	80.0	0.0000	41.576	0.52430

1 a 5 de marzo 1984

T.SUP	T.AMB	VEL.V	H.REL	Hs	HLe	E
16.0	14.0	12.0	40.0	37.4662	258.125	3.25509
16.0	14.0	10.0	40.0	31.2218	215.104	2.71258
16.0	15.0	12.0	45.0	18.7331	252.873	3.18887
16.0	14.0	10.0	35.0	31.2218	233.238	2.94126
17.0	15.0	15.0	40.0	46.8327	343.023	4.32570
19.0	19.0	1.0	40.0	0.0000	29.403	0.37079
19.0	18.0	1.0	60.0	1.5611	18.317	0.23098
19.0	17.0	3.0	80.0	9.3665	25.212	0.31794
18.0	17.0	4.0	90.0	6.2444	16.806	0.21194
16.5	16.0	10.0	20.0	7.8055	327.041	4.12416
16.5	16.0	10.0	25.0	7.8055	306.556	3.86584
17.0	15.5	12.0	40.0	28.0996	283.711	3.57774
17.0	17.0	4.0	70.0	0.0000	52.212	0.65842
14.0	18.0	8.0	40.0	-49.9549	226.844	2.86062
18.0	18.0	4.0	40.0	0.0000	110.848	1.39786

14 a 17 de marzo

T. SUP	T. AMB	VEL. V	H. REL	Hs	HLe	E
21.0	19.0	1.0	75.0	3.1222	11.918	0.15029
19.0	18.0	2.0	85.0	3.1222	13.540	0.17075
19.0	19.0	2.0	85.0	0.0000	14.701	0.18539
20.0	20.0	2.0	80.0	0.0000	20.788	0.26215
20.0	19.0	3.0	85.0	4.6833	21.551	0.27177
17.0	18.0	4.0	70.0	-6.2444	56.061	0.70696
16.0	17.0	12.0	90.0	-18.7331	54.018	0.68119
17.0	17.0	4.0	80.0	0.0000	34.808	0.43895
18.5	18.0	8.0	80.0	6.2444	73.266	0.92392
18.0	18.0	6.0	70.0	0.0000	83.136	1.04839
16.0	18.0	8.0	60.0	-24.9775	150.354	1.89604
14.0	18.0	8.0	70.0	-49.9549	115.995	1.46276
20.0	19.0	6.0	60.0	9.3665	116.609	1.47050
20.0	21.0	3.0	40.0	-4.6833	99.725	1.25759
19.0	19.0	6.0	60.0	0.0000	117.612	1.48315

24 a 27 de marzo 1984

T. SUP	T. AMB	VEL. V	H. REL	Hs	HLe	E
18.0	20.0	5.0	65.0	-15.6109	92.733	1.16941
18.0	24.0	5.0	30.0	-46.8327	235.766	2.97313
17.0	19.0	20.0	50.0	-62.4436	496.805	6.26498
18.0	19.0	13.0	60.0	-20.2942	257.014	3.24108
18.0	19.0	10.0	60.0	-15.6109	197.703	2.49314
19.0	19.0	2.0	50.0	0.0000	49.005	0.61798
18.0	18.0	4.0	55.0	0.0000	83.136	1.04839
20.0	18.0	3.0	70.0	9.3665	40.623	0.51228
18.0	20.0	4.0	40.0	-12.4887	126.157	1.59091
18.0	20.0	10.0	50.0	-31.2218	263.422	3.32189
19.0	19.0	12.0	70.0	0.0000	176.418	2.22472
16.0	17.0	3.0	70.0	-4.6833	39.610	0.49951
18.0	19.0	10.0	50.0	-15.6109	246.708	3.11112
18.5	19.5	8.0	60.0	-12.4887	162.885	2.05406
19.0	18.5	6.0	70.0	4.6833	85.152	1.07381

VERANO

15 a 16 de julio 1983

T.SUP	T.AMB	VEL.V	H.REL	Hs	HLe	E
29.0	29.0	9.0	75.0	0.0000	194.404	2.45154
30.0	29.0	9.0	75.0	14.0498	191.839	2.41919
28.0	29.0	6.0	75.0	-9.3665	131.324	1.65607
29.0	29.0	6.0	75.0	0.0000	129.603	1.63436
28.0	29.0	4.0	75.0	-6.2444	87.549	1.10405
27.0	29.5	12.0	85.0	-46.8327	168.686	2.12721
27.0	29.0	10.0	90.0	-31.2218	92.159	1.16217
26.0	28.0	8.0	80.0	-24.9775	135.256	1.70565
26.0	29.0	7.0	85.0	-32.7829	96.787	1.22054
29.0	29.0	8.0	75.0	0.0000	172.804	2.17915
26.0	30.0	5.0	80.0	-31.2218	97.322	1.22728
30.0	30.0	3.0	80.0	0.0000	54.734	0.69022
29.0	30.0	10.0	70.0	-15.6109	276.688	3.48918
27.0	29.0	2.0	75.0	-6.2444	44.352	0.55931
33.0	31.0	1.0	65.0	3.1222	33.067	0.41699

19 a 22 de julio 1983

T.SUP	T.AMB	VEL.V	H.REL	Hs	HLe	E
31.0	32.0	2.0	60.0	-3.1222	81.916	1.03300
31.0	31.0	8.0	75.0	0.0000	192.546	2.42810
31.0	31.0	4.0	80.0	0.0000	77.018	0.97124
32.0	30.0	4.0	80.0	12.4887	70.587	0.89014
31.0	32.0	2.0	50.0	-3.1222	102.228	1.28915
29.0	35.0	4.0	20.0	-37.4662	390.046	4.91869
28.5	35.0	4.0	20.0	-40.5884	390.850	4.92883
26.0	34.0	10.0	30.0	-124.8873	820.367	10.34527
27.0	32.0	2.0	30.0	-15.6109	145.568	1.83569
30.0	31.0	8.0	65.0	-12.4887	272.104	3.43138
29.0	31.0	3.0	50.0	-9.3665	146.321	1.84519
26.0	33.0	7.0	20.0	-76.4935	617.266	7.78405
31.0	31.5	2.0	60.0	-1.5611	79.434	1.00171
29.0	31.5	5.0	50.0	-19.5136	251.306	3.16911
30.0	30.0	4.0	60.0	0.0000	145.957	1.84059

25 de julio a 2 de agosto 1983

T.SUP	T.AMB	VEL.V	H.REL	Hs	HLe	E
31.0	32.0	2.0	60.0	-3.1222	81.916	1.03300
32.0	31.0	8.0	75.0	12.4887	190.022	2.39628
31.0	31.0	4.0	70.0	0.0000	115.527	1.45686
32.0	30.0	4.0	80.0	12.4887	70.587	0.89014
31.0	32.0	2.0	50.0	-3.1222	102.228	1.28915
26.5	31.0	12.0	35.0	-84.2989	768.277	9.68838
26.0	31.0	4.0	35.0	-31.2218	256.745	3.23770
26.0	31.0	5.0	35.0	-39.0273	320.932	4.04712
27.0	28.0	4.0	65.0	-6.2444	115.611	1.45792
26.0	28.0	5.0	50.0	-15.6109	207.236	2.61336
28.0	30.0	5.0	60.0	-15.6109	185.475	2.33894
26.0	31.0	4.0	35.0	-31.2218	256.745	3.23770
30.0	30.0	8.0	80.0	0.0000	145.957	1.84059
30.0	30.0	4.0	70.0	0.0000	109.468	1.38044
31.0	32.0	4.0	60.0	-6.2444	163.832	2.06601

2 a 4 de agosto 1983

T.SUP	T.AMB	VEL.V	H.REL	Hs	HLe	E
31.0	32.0	2.0	60.0	-3.1222	81.916	1.03300
31.0	31.0	8.0	75.0	0.0000	192.546	2.42810
31.0	30.5	4.0	70.0	3.1222	111.846	1.41044
32.0	30.0	4.0	80.0	12.4887	70.587	0.89014
31.0	32.0	2.0	50.0	-3.1222	102.228	1.28915
29.0	30.0	13.0	75.0	-20.2942	300.399	3.78820
28.5	29.5	14.0	75.0	-21.8553	314.865	3.97062
28.0	29.0	8.0	80.0	-12.4887	140.538	1.77226
29.0	32.0	4.0	40.0	-18.7331	247.778	3.12461
30.0	30.0	8.0	60.0	0.0000	291.914	3.68119
30.0	31.0	6.0	60.0	-9.3665	232.960	2.93775
28.0	30.0	4.0	60.0	-12.4887	148.380	1.87115
30.0	30.0	4.0	70.0	0.0000	109.468	1.38044
28.0	28.0	7.0	70.0	0.0000	171.781	2.16626
31.0	30.0	5.0	70.0	7.8055	135.335	1.70665