



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA
MODELOS CLIMÁTICOS

Respuesta oceánica a un huracán

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA
ELIO ROCA FLORES

TUTOR
Víctor Manuel Mendoza Castro
Centro De Ciencias De La Atmósfera

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR
Enrique Azpra Romero
Centro De Ciencias De La Atmósfera
Ignacio Arturo Quintanar Isaías
Centro De Ciencias De La Atmósfera
Ismael Pérez García †
Centro De Ciencias De La Atmósfera

Ciudad Universitaria, CD. MX. 05 de noviembre del 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría.

Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.



Elio Roca Flores

Agradecimientos

Gracias papá y mamá por motivarme y darme dinero el año que tarde en ingresar al posgrado. Gracias a mi pareja por escucharme y motivarme con su ejemplo. Gracias hijos, que por ustedes deseo superarme.

Agradezco a Lynn K. Shay por los datos termobatimétricos de Gilbert, así como a Benjamin Jaimes de la Cruz y Josh Wadler por sus fructíferas críticas.

Gracias Víctor Manuel Mendoza Castro por guiarme en mis estudios, desarrollar mi potencial como físico y enseñarme a investigar. Gracias a mis profesores del posgrado y a mis asesores Enrique Azpra Romero e Ignacio Arturo Quintanar Isaías por enriquecerme con su conocimiento. Gracias a mi asesor Ismael Pérez García que me motivó a estudiar dinámica.

Gracias a los miembros del jurado:
Jorge Zavala Hidalgo (presidente)
Ernesto Dos Santos Caetano Neto (vocal)
Víctor Manuel Mendoza Castro (secretario)
Christian Domínguez Sarmiento (suplente)
Benjamín Martínez López (suplente)

Gracias al pueblo de México por la beca CONACYT, que con un monto total aproximado de \$264,000 pesos o \$14000 USD me permitió dedicarme de tiempo completo por dos años al estudio de la meteorología que aunque deseaba convertirme en climatohuracanólogo termine siendo termocéanólogo, retribuyo la beca con esta tesis. Además, agradezco al Centro de Ciencias de la Atmósfera el apoyo para titulación que me permitió titularme en tiempo.

1. Índice

Agradecimientos

1. Índice

2. Resumen

3. Glosario

4. Introducción

4.1. Justificación

4.2. Hipótesis

4.3. Preguntas

4.4. Objetivos

5. Teoría

5.1. Ecuación de balance térmico

5.2. Procesos

5.2.1. Difusión

5.2.2. Radiación

5.2.3. Mezclado

5.2.4. Arrastre

5.2.5. Bombeo de Ekman

5.2.6. Advección

5.2.7. Calor sensible

5.2.8. Calor latente

5.3. Capas oceánicas

5.4. Variables atmosféricas

5.5. Huracán

5.6. Huella fría

Historia

Descripción

Proceso

6. Método

6.1. Datos

6.2. Modelo

6.3. Rejilla

6.4. Programación

[6.5. Fronteras](#)

[6.6. Experimentos](#)

[7. Resultados](#)

[7.1. Experimento 1. Difusión térmica con temperatura superficial prescrita](#)

[7.2. Experimento 2. Difusión con temperatura superficial de reanálisis](#)

[7.3. Experimento 3. Radiación neta](#)

[7.4. Experimento 4. Nubosidad](#)

[7.5. Experimento 5. Condición de mezclado](#)

[7.6. Experimento 6. Bombeo de Ekman](#)

[7.7. Experimento 7. Calor sensible y latente](#)

[7.8. Experimento 8. Difusión variable](#)

[7.9. Experimento 9. Huracán Gilbert](#)

[8. Discusión](#)

[9. Conclusión y perspectiva futura](#)

[10. Referencias](#)

2. Resumen

Las discusiones sobre la naturaleza de la huella fría como proceso dinámico o termodinámico, ha seguido muchos caminos. Esta investigación estudia el aspecto termodinámico, a través de un modelo simple con forzamiento atmosférico, considerando los procesos termodinámicos de radiación, difusión, flotación, conducción y evaporación; y el proceso dinámico del bombeo de Ekman. El modelo reproduce la capa de mezcla estacional, pero no la termoclina. Para el huracán Gilbert, es reproducida la profundidad de la capa de mezcla, pero no la huella fría. Los resultados sugieren que la difusión establece la estructura básica del perfil térmico; la flotación produce el mezclado que genera la capa de mezcla; la radiación y los flujos superficiales determinan la temperatura de la superficie del mar; y, la corriente ascendente de agua fría debida al bombeo de Ekman producido por el huracán, al penetrar en la capa de mezcla reduce momentáneamente su profundidad. Esto sugiere que la huella fría es resultado de procesos dinámicos no considerados, sin embargo, el modelo simple obtuvo resultados semejantes a los modelos más complejos, en la escala climatológica.



3. Glosario

A	flujo de agua evaporada en m s^{-1} .
a	radio planetario en m.
a_s	albedo oceánico, adimensional.
c	capacidad calorífica del agua en $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$.
C_d	coeficiente de arrastre del viento a 10 m del intercambio de momento, adimensional.
C_L	coeficiente de flujo térmico del intercambio superficial de calor por evaporación o conducción, adimensional.
c_p	capacidad calorífica del aire a presión constante en $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$.
d_t	derivada total temporal en s^{-1} .
e_s	presión de saturación del aire en Pa.
E	calor neto en W m^{-3} .
E_A	calor por advección W m^{-3} .
E_D	calor por difusión en W m^{-3} .
E_R	calor radiativo neto ó radiación en W m^{-3} .
f	parámetro de Coriolis en s^{-1} .
f_H	función de Heaviside, adimensional.
g	aceleración gravitacional en m s^{-2} .
h	espesor de la capa de mezcla en m.
h_1	espesor inicial de la rejilla vertical que corresponde a la capa límite en m.
h_E	espesor del bombeo de Ekman o influencia friccional del viento en m.
h_k	espesor característico de la difusión térmica en m.
h_n	espesor de la capa n en m.
h_R	espesor característico de la transmisión de radiación solar en m.
I	radiación neta en la superficie oceánica en W m^{-2} .
I_S	radiación neta en la superficie oceánica con cielo despejado en W m^{-2} .
k	coeficiente de difusión o difusividad térmica o de intercambio turbulento vertical del flujo térmico en $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$.
k_H	coeficiente de difusión térmica horizontal en $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$.
k_T	coeficiente de difusión tridimensional en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.
P_o	presión en el ojo de un huracán en Pa.
Q	flujo térmico total por unidad de área o calor neto superficial en W m^{-2} .
q_a	humedad específica a la altura de 10 m, adimensional.
Q_C	flujo térmico conductivo subsuperficial ó conducción en W m^{-2} .
Q_H	flujo térmico por transporte horizontal W m^{-2} .
Q_L	flujo térmico evaporativo o calor latente en W m^{-2} .
Q_R	flujo térmico radiativo neto por unidad de área ó radiación en W m^{-2} .
Q_S	flujo térmico conductivo superficial o calor sensible en W m^{-2} .
q_s	humedad específica al nivel del mar, adimensional.
Q_W	flujo térmico por transporte vertical en W m^{-2} .
r_M	radio de vientos máximos de un huracán.
SST	temperatura superficial del mar en K.
t	tiempo en s.

T	temperatura oceánica en K.
T_i	temperatura superficial del mar modelada en K.
T_a	temperatura atmosférica en la superficie del mar en K.
T_N	temperatura en el fondo del mar en K.
u	componente zonal de la velocidad del aire en m s^{-1} .
\mathbf{u}_E	velocidad de bombeo de Ekman en m s^{-1} .
U	humedad relativa, adimensional.
\mathbf{v}	velocidad en m s^{-1} .
v	componente meridional de la velocidad del aire en m s^{-1} .
v_a	rapidez del viento horizontal en m s^{-1} .
\mathbf{v}_M	velocidad del viento máximo de un huracán.
v_s, v_*	rapidez superficial del océano en m s^{-1} .
w	rapidez vertical en m s^{-1} .
w_E	rapidez vertical del bombeo de Ekman en m s^{-1} .
\times	producto vectorial o cruz.
z	profundidad en m.
\hat{z}	vector unitario vertical en m.
z_n	profundidad media de la capa n en m.
α	coeficiente de expansión térmica en K^{-1} .
β	parámetro beta de Coriolis en $\text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$.
δ	emisividad radiativa, adimensional.
∂	derivada parcial.
Δ	incremento.
Δt	duración del paso de tiempo en s.
Δz_n	incremento de la profundidad media entre la capa n y la n-1 en m.
ε	nubosidad neta o fracción de la cubierta nubosa, adimensional.
ζ	vorticidad relativa en s^{-1} .
ζ	componente vertical de la vorticidad relativa en s^{-1} .
λ	coeficiente de conductividad térmica en $\text{m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$.
∇	operador nabra en m^{-1} .
ρ	densidad oceánica en kg m^{-3} .
ρ_a	densidad del aire en kg m^{-3} .
ρ_o	densidad del agua pura en kg m^{-3} .
σ	constante Stefan-Boltzmann en J K^{-1} .
$\boldsymbol{\tau}$	estrés superficial oceánico en $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$.
τ_x	componente zonal del estrés superficial oceánico en $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$.
τ_y	componente meridional del estrés superficial oceánico en $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$.
\bullet	producto punto u operador escalar.

4. Introducción

El fin de este trabajo de investigación es estudiar la respuesta del océano al forzamiento atmosférico, en particular la formación de la capa de mezcla, su respuesta estacional y al paso de un huracán.

Considerando a la huella fría como el enfriamiento en la superficie del mar dejado por el paso de un huracán, surge la pregunta: ¿por qué enfría el océano tras el paso de un huracán?. El fenómeno es explicado desde la dinámica (Emanuel, 2005), pero el planteamiento más simple de este problema parte de la termodinámica. Un modelo simple permite comprender la termodinámica del océano y su respuesta a condiciones atmosféricas, lo que permite estudiar la interacción océano-huracán. El modelo más simple es unidimensional con toda la termodinámica y la advección por bombeo de Ekman. La ecuación de balance térmico permite considerar los procesos de radiación, difusión, flotación, conducción, evaporación y bombeo de Ekman.

Aunque los flujos térmicos superficiales no son relevantes en la huella fría (Villanueva, 2006), es importante estudiar el papel de la estratificación térmica oceánica, lo cual es posible usando una rejilla vertical exponencial, que aumenta la resolución de la superficie y la reduce en la profundidad. De acuerdo a la bibliografía revisada, el uso una rejilla exponencial y de solo una ecuación, hacen al modelo presentado el más simple para simular el perfil vertical de temperatura.

El estudio consiste de ocho experimentos numéricos que incorporan sucesivamente cada proceso, y el noveno simula el paso de Gilbert. Con forzamiento climatológico el modelo logra reproducir la capa de mezcla, pero sin formar la termoclina. Por otra parte, las condiciones ciclónicas reproducen el comportamiento del espesor de la capa de mezcla, pero no la anomalía de temperatura. El resultado del primer experimento, que sólo considera la difusión, sugiere que la difusión establece la estructura básica del perfil térmico. El segundo experimento toma la SST de datos de reanálisis y presenta un comportamiento sinusoidal. El tercer experimento considera la radiación neta superficial, produciendo estratificación en verano. El cuarto experimento considera la nubosidad, encontrando que la parametrización reproduce la insolación neta. El quinto experimento considera la flotación, que produce el mezclado que genera la capa de mezcla. El sexto

experimento, integra la advección producida por el bombeo de Ekman, la cual no es significativa. El séptimo experimento considera el calor sensible y latente para determinar el valor de la SST. El octavo experimento varía la difusión y el modelo se estabiliza. El último experimento simula el paso del huracán Gilbert, aunque no reproduce el enfriamiento superficial, si el comportamiento del espesor de la capa de mezcla, pues la corriente ascendente de agua fría debida al bombeo de Ekman producido por el huracán, al penetrar en la capa de mezcla, reduce momentáneamente su profundidad.

A pesar de que el modelo no pudo reproducir en su totalidad la respuesta oceánica a un huracán, el modelo reproduce el comportamiento climatológico del océano, aún cuando es un modelo termodinámico simple. Por lo que, este modelo es útil para estudiar la climatología de océanos y lagos.

4.1. Justificación

Es importante el estudio de la interacción atmósfera-océano, ya que tanto el comportamiento del huracán como la actividad ciclónica estacional dependen de las condiciones oceánicas (Emanuel, 2005). Los modelos acoplados atmósfera-océano reproducen el enfriamiento oceánico y la distribución ciclónica estacional, pero no la frecuencia ciclónica (Vecchi, [2014](#), [2015](#); Lengaigne, [2019](#)).

Para estudiar la respuesta del océano al forzamiento superficial se desarrolló un modelo oceánico multicapa. El caso de estudio es el huracán Gilbert porque existe un estudio termodinámico previo que logró reproducir la huella fría (Villanueva, 2006).

4.2. Hipótesis

Partimos de la hipótesis: Cuando existe un huracán, la penetración de agua fría por debajo de la capa de mezcla provocada por el bombeo de Ekman, produce un enfriamiento de la superficie oceánica.

4.3. Preguntas

La investigación responde a la pregunta: ¿Qué factores físicos de la dinámica atmosférica y oceánica determinan el enfriamiento de la superficie oceánica en presencia de un huracán?

Y considera como preguntas específicas:

- ¿Qué procesos son fundamentales en la termodinámica oceánica?
- ¿Cómo un huracán afecta termodinámicamente a el océano?

4.4. Objetivos

Para responder a las preguntas, el objetivo principal es el desarrollo de un modelo oceánico con forzamiento atmosférico y un mínimo de ingredientes físicos, pero toda la termodinámica.

Además, los objetivos específicos son:

- Estudiar el efecto de cada proceso termodinámico.
- Estudiar el efecto del bombeo de Ekman, propuesto como el proceso dinámico más relevante en condiciones ciclónicas.
- Evaluar el modelo para el caso del huracán Gilberto.

5. Teoría

Esta sección revisa los conceptos básicos de termodinámica, además, las variables, procesos, flujos energéticos y capas oceánicas, así como las variables atmosféricas y, por último, las características de un huracán y su interacción con el océano.

5.1. Ecuación de balance térmico

La ecuación de balance térmico relaciona el cambio temporal de la temperatura T con la advección térmica $\mathbf{v} \cdot \nabla(\rho c T)$ y el calor neto intercambiado por unidad de volumen E (Adem, [1962](#), ec. 19):

$$d_t(\rho c T) = E \quad 1$$

$$\partial_t (\rho c T) + \mathbf{v} \cdot \nabla (\rho c T) = E \quad 2$$

donde c es el calor específico a presión constante, también llamado coeficiente de capacidad térmica (o calorífica) específica, que es prácticamente constante para el agua con valor de $4186 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Çengel, 2006, tab. A-3), ρ es la densidad del agua de mar, $\mathbf{v} = (v_x, v_y, v_z)$ es la velocidad del fluido y $\nabla = (\partial_x, \partial_y, \partial_z)$ el operador nabla. Cada término tiene unidades W m^{-3} ($\text{J s}^{-1} \text{ m}^{-3}$). Considerando la densidad del agua marina constante, ya que aunque varía de 1025 kg m^{-3} en la superficie a 1028 kg m^{-3} en la profundidad, esta variación es pequeña (Brown, 2001, fig. 3.19, Vallis, 2017, fig 22.7; Wunsch, 2004, fig. 1), se simplifica la ecuación de balance térmico:

$$\rho c (\partial_t T + \mathbf{v} \cdot \nabla T) = E \quad 3$$

Considerando una columna oceánica con simetría horizontal, el cambio en el flujo térmico neto por unidad de área Q es el calor absorbido por cada capa diferencial horizontal (Niiler, 1977):

$$\Delta Q = - E \Delta z \quad 4$$

El signo negativo del gradiente vertical representa que la energía térmica es absorbida, para la conducción Q_C es la difusión E_D , para la radiación Q_R es el calentamiento radiativo E_R (Woods, 1985, ec. 1), etc. Esto en la ec. 3 produce la ecuación de balance térmico medio de Reynolds (Fischer, 1997, ec. 1.1):

$$\rho c (\partial_t T + \mathbf{v} \cdot \nabla T) = - (\partial_z Q) = - \sum_n \partial_z Q_n \quad 5$$

donde Q_n son los diversos flujos de calor con unidades W m^{-2} ($\text{J s}^{-1} \text{ m}^{-2}$). Despreciando la advección horizontal, que a pesar de ser relevante para vientos intensos (Mcbean, 1985), son los flujos superficiales los que dominan el balance térmico superficial oceánico (Lau, 2012, sec 6.6.2). Esta consideración permite obtener el modelo de esta investigación:

$$\rho c (\partial_t T + w \partial_z T) = - \sum_n \partial_z Q_n \quad 6$$

donde $\rho c w \partial_z T$ es la advección vertical. En el interior del océano el balance térmico es:

$$\rho c (\partial_t T + w \partial_z T) = - \partial_z (Q_R - Q_C) \quad 7$$

En la frontera atmósfera-océano, el flujo neto de calor superficial afecta una capa homogénea de espesor h_t que corresponde a la piel oceánica y no a la capa de mezcla (Mendoza, 2005; Villanueva, 2006, 2010):

$$\rho c h_t \partial_t T = Q_R - Q_C - Q_L - Q_S \quad 8$$

donde Q_L es el calor latente y Q_S el sensible. Esta condición de frontera determina la temperatura superficial del mar (*SST*). La otra condición de frontera es temperatura fija y nulo flujo térmico en el fondo $d_t(\rho c T) = 0$.

5.2. Procesos

Los procesos térmicos son conducción, radiación, convección y cambio de estado. Los procesos en el interior del océano son diferentes a los de la superficie oceánica. Los procesos más importantes del interior oceánico son la difusión que crea la estructura térmica, la penetración de radiación solar que es la fuente de calentamiento, el mezclado que crea la capa de mezcla y el transporte de calor debido al flujo hídrico. En la superficie, los procesos son arrastre por viento, evaporación, precipitación, calentamiento por radiación solar, enfriamiento por radiación de onda larga y conducción térmica con la atmósfera (Fischer, [1997](#); Moreles, [2012](#)).

Cada proceso tiene asociado un flujo. Los flujos de energía en el interior del océano son por difusión Q_D , radiación Q_R , transporte horizontal Q_H y vertical Q_W . Los flujos superficiales, debidos a la interacción entre la atmósfera y el océano, son de masa por evaporación y precipitación, momento, calor sensible (conducción) Q_S y latente (evaporación) Q_L , este último es la principal pérdida de calor.

El modelo sólo considera los términos de difusión, radiación, mezclado por flotación, transferencia de momento superficial por viento, que produce el bombeo de Ekman, advección térmica por Bombeo de Ekman, calor sensible y latente. La fig. 1 muestra un esquema de las capas oceánicas y los procesos considerados.

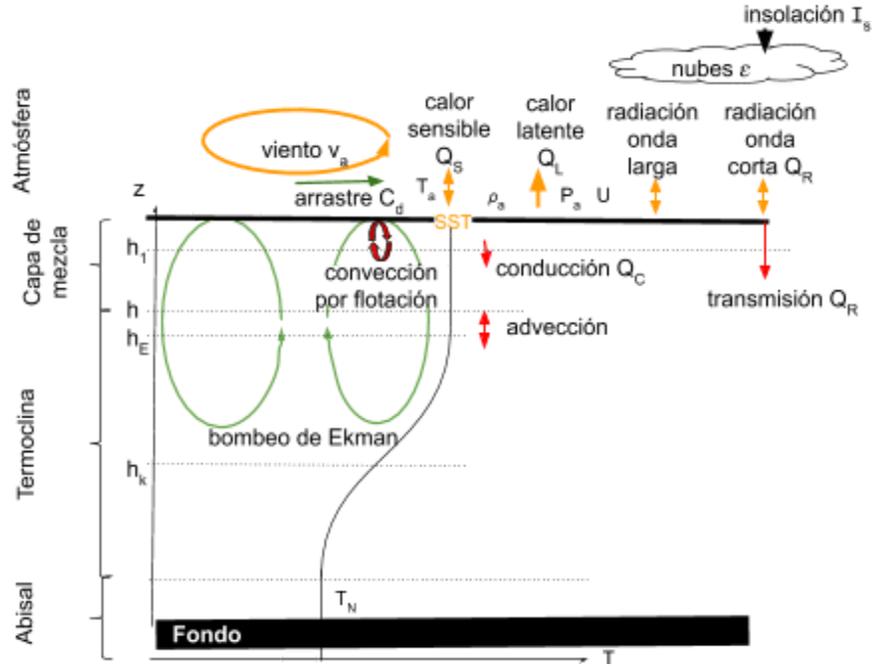


Figura. 1. Modelo conceptual oceánico estudiado, en naranja los procesos que afectan a la superficie, en rojo los submarinos y en verde los mecánicos. El significado de las iniciales está en el glosario. Adaptado de Rahmstorf (1992).

5.2.1. Difusión

La difusión es el transporte turbulento de calor causado por la conducción. El flujo de calor por unidad de volumen debido a la turbulencia \$E_D\$ que se refiere a la covarianza de la velocidad turbulenta con la anomalía de temperatura. La difusión es el calentamiento causado por el cambio en la conducción térmica \$\mathbf{Q}_C\$:

$$\partial_t \rho c T = E_D = -\nabla \cdot \mathbf{Q}_C = -\nabla \cdot (-\lambda \nabla T) \quad 9$$

con \$\lambda\$ la conductividad térmica o coeficiente de conducción térmica en \$\text{m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}\$. Para \$\rho\$ y \$c\$ constante se simplifica a la ley de Fick:

$$\partial_t T = k_T \nabla^2 T = k_H (\partial_{x,x}^2 T + \partial_{y,y}^2 T) + k \partial_{z,z}^2 T \quad 10$$

donde \$k_T = \lambda/\rho c\$ el coeficiente de difusividad o difusión térmica o de intercambio (austausch) del transporte turbulento que tiene las componentes horizontal \$k_H\$ y vertical \$k\$. Las mediciones en laboratorio para \$k_T\$, a 15 °C al nivel del mar con una atmósfera de presión, son de \$1.4 \times 10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}\$ para agua (Nayar, 2016; Talley, 2011, tab. 2) y \$2.38 \times 10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-1}\$ para el aire (Çengel, 2006, tab. A-9).

La magnitud de k_H en la atmósfera es de $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y en el océano de $10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Pacanowsky, [1981](#); Talley, [2011](#), fig. 14.17). En la k efectiva varía de 1×10^{-5} a $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ exponencialmente para SSTs de 10 a 28 °C (Srifer, [2007](#)). En la base de la capa de mezcla k varía sinusoidalmente entre $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ en agosto y $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ en marzo (Cronin, [2015](#), fig. 10 y A1). En el interior del océano k varía entre 1×10^{-5} y $6 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Arcos-Pulido, [2013](#), p. 66; Treguier, [2006](#), tab. 2), preferentemente es del orden $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ con media $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Talley, [2011](#), p. 193). En el Pacífico la media vertical abajo de los 250 m varía entre 10^{-7} y $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Zhu, [2018](#), fig. 1). En el Atlántico ecuatorial, k varía entre 1 y $4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Kadko [2011](#)). En el fondo oceánico es del orden de $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Wunsch, [2004](#), p. 290) hasta $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Talley, [2011](#), fig. S7.4). El valor $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ de k produce simulaciones realistas del flujo (Ffield, [1992](#)), así como de las SSTs y de la profundidad de la capa de mezcla (Rahmstorf, [1992](#)). La magnitud del coeficiente de difusión térmica depende del medio y la escala del sistema (Wunsch, [2004](#), tab. 1).

La ecuación de difusión vertical:

$$\partial_t T = k \partial_{zz}^2 T \quad 11$$

tiene la solución (Read, 2004, ec. 9.5; Cushman, 2011, ec. 5.19):

$$T = T_o + T_h \exp(z/h_c) \cos((\pi/kt_c)^{1/2} z - (2\pi/t_c)t) \quad 12$$

donde t el tiempo, t_c es el periodo característico, z es la profundidad y $h_c = (t_c k / \pi)^{1/2}$ la profundidad característica. La profundidad característica de la insolación diaria ($t_c = 1 \text{ dia}$), con $k = 1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, es $h_c = (t_c k / \pi)^{1/2} \approx 1.6 \text{ m}$ y para el ciclo anual es $h_c = (t_c k / \pi)^{1/2} \approx 31.7 \text{ m}$. Resultados en concordancia con observaciones de la penetración del calentamiento solar en el océano. Para la escala diaria esta penetración es alrededor de 10 m (Ling, [2015](#)) y en la anual es alrededor de 100 m (Yang, [2004](#)). La profundidad característica anual está en el rango de la variación anual observada de la profundidad de la capa de mezcla en el Golfo de México que oscila entre 20 y 75 m (Mendoza, [2005](#)). Este resultado sugiere que la insolación tiene una influencia en la formación de la capa de mezcla. Suponiendo que es así, k se puede estimar a partir de la profundidad y tiempo característico $h_c^2 = t_c k / \pi$ (Treguier, [2006](#), p. 84). Para la perturbación diaria $k = (10 \text{ m})^2 / \pi^2 (1 \text{ dia}) \approx 1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y para la anual $k = (100 \text{ m})^2 / \pi^2 (1 \text{ año}) \approx 3 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Como la primera afecta la superficie y la segunda a la termoclina, esto sugiere que k disminuye con la profundidad. Marshall ([2008](#)) para $d_t T = k \partial_{zz}^2 T$ indica la escala $h_c = (t_c k / 2\pi)^{1/2}$.

5.2.2. Radiación

Los fenómenos radiativos en el océano son calentamiento por radiación incidente y enfriamiento por emisión infrarroja. La insolación es dominante cuando está presente.

La radiación que incide en la superficie marina depende de la cubierta nubosa, está compuesta por radiación directa del Sol, la difusa debida a las nubes y la atmósfera (fig. 5.2a), así como, la emisión infrarroja emitida por la atmósfera y las nubes (fig. 5.2b). La radiación neta de onda corta incidente en la superficie oceánica o global I , una parte es reflejada $a_s I$ y otra absorbida $(1-a_s)I$, a_s es el albedo de la superficie oceánica (fig. 5.2a). La radiación absorbida es la principal fuente de calentamiento, la región en la que esto ocurre se llama capa eufótica y puede llegar hasta aprox. 50 m. La radiación transmitida se atenúa exponencialmente $Q_R = (1-a_s)I e^{z/h_R}$ con una profundidad característica h_R que depende de la longitud de onda (Kara, 2005; Alexander, 1976). I es medida perpendicular a la superficie, el vector del flujo es:

$$\mathbf{Q}_R = - (1-a_s) I e^{z/h_R} \hat{z} \quad 13$$

La insolación provoca una oscilación estacional y diaria en la temperatura superficial que ayuda a la estratificación de la temperatura (Ling, 2015).

La emisión infrarroja $\delta \sigma T^4$ es función de la temperatura T , donde δ es la emisividad y σ la constante de Stefan-Boltzmann. La superficie oceánica emite radiación infrarroja que en parte escapa al espacio por la ventana de Simpson (localizada entre 8 y 12.5 micras) y otra es absorbida por las nubes y los gases de efecto invernadero como el vapor de agua y el CO_2 (Mendoza, 2017). Las nubes emiten radiación en onda larga casi como cuerpos negros, una parte escapa al espacio exterior pero otra parte va a la superficie oceánica (fig. 5.2b).

El flujo neto de radiación superficial E_s es la radiación neta de onda corta menos la radiación de onda larga neta emitida considerando la interacción con las nubes (Budyko, 1974, ec. 4.11):

$$E_s = (1-a_s)I - \delta \sigma T_a^4 [0.25 - 0.495 U e_s(T_a)] (1-0.65\varepsilon) - 4\delta \sigma T_a^3 (T_s - T_a) \quad 14$$

donde $\delta = 0.96$ es la emisividad del mar, $\sigma = 1.38 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$ la constante Stefan-Boltzmann, T_a la temperatura superficial atmosférica, U la humedad relativa del aire, $e_s(T_a)$ la presión de saturación

del aire a la temperatura T_a , ε la fracción total de cubierta nubosa y T_s la temperatura superficial del mar.

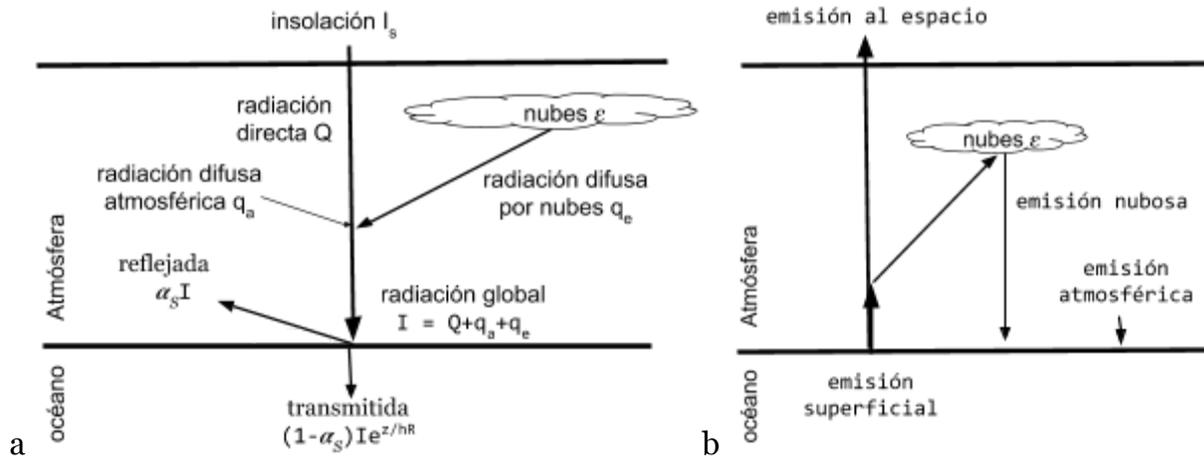


Figura 5.2. Componentes de la radiación a) onda corta y b) onda larga.

5.2.3. Mezclado

El mezclado es debido al movimiento del agua resultado de la flotación, de la turbulencia inducida por viento (Alexander, [2008](#)), del rompimiento de olas (Emanuel, 2005; Jullien, [2012](#)), remolinos oceánicos y de las ondas internas (Geisler, [1970](#)). El proceso íncrito es el mezclado por viento, donde el viento transfiere momento a toda la capa de mezcla provocando su homogeneización y profundización debido a la turbulencia creada por la cizalla del arrastre (Ling, [2015](#)), este proceso es dominante cuando los vientos son intensos (Fischer, [1997](#)). Los remolinos oceánicos aumentan con la temperatura (Romero, [2019](#)). La flotación, convección libre, gravitacional o penetrativa se presenta cuando una capa más densa se sobrepone a otra menos densa, esto puede ocurrir por inestabilidad térmica, salina (Fischer, [1997](#); Marshall, [2008](#), p. 224) o la combinación de las dos produciéndose el fenómeno dedos de sal (Brown, [2001](#), p. 224), este proceso está relacionado a la ausencia de nubes con aire seco (Fischer, [1997](#)). La frecuencia de la flotación en la superficie oceánica en el Trópico de Cáncer es alrededor de 4 ciclos por hora (Wunsch, [2004](#), fig. 2) lo que es bastante efectivo para el mezclado. Por otro lado, experimentos de convección en laboratorio muestran que el mezclado ocurre en cuestión de minutos (Marshall, [2008](#), fig. 4.8). La presente tesis considera el mezclado por flotación térmica, producido por el

enfriamiento superficial. El mezclado por flotación ocurre hacia arriba a diferencia del producido por el viento que es hacia abajo.

5.2.4. Arrastre

La rapidez del viento superficial v_a interactúa con la rugosidad oceánica, estableciendo un flujo de momento o estrés τ que provoca un arrastre v_s de la superficie oceánica (Fischer, 1997; Mendoza, [2005](#); Powell, [2003](#); [2008](#)):

$$\rho v v_s = \tau = \rho_a C_d v_a v_a \quad 15$$

de magnitud:

$$\rho v_s^2 = \tau = \rho_a C_d v_a^2 \quad 16$$

donde $\rho = 1027 \text{ kg m}^{-3}$ es la densidad del agua salada (Vallis, [2017](#), tab. 2.1), $\rho_a = 1.225 \text{ kg m}^{-3}$ la del aire (Mendoza, [2005](#)) y C_d el coeficiente de arrastre o intercambio de momento varía de 1×10^{-3} a 5×10^{-3} (Bell, [2012](#), fig. 16) con valores medios de 2.7×10^{-3} (Hsu, [2019](#)) y 2.4×10^{-3} (Bell, [2012](#)). C_d es parametrizado en términos de la rapidez del viento (Zweers, [2010](#); Bi, [2015](#); Hsu, [2017](#); Liu, [2017](#)), del número de Richardson (Huang, [1978](#); Mendoza, [2005](#); Soloviev, [2012](#)) o de la vorticidad relativa ζ en el caso de ciclones tropicales (Hsu, [2019](#)). Los vientos fuertes, con rapidez mayor de 40 m s^{-1} , crean aerosol y burbujas en el océano que sirven de lubricante disminuyendo C_d (Bao, [2011](#), fig. 1; Bell, [2012](#), fig. 16; Rastigejev, [2018](#); Emanuel, 2018) a una media de 2.4×10^{-3} (Takagaki, [2012](#)). Una vez más, considerando que el cambio pequeño, tomaremos C_d constante con valor de 2.5×10^{-3} (Mendoza, [2005](#)).

5.2.5. Bombeo de Ekman

La vorticidad del estrés inducido por viento $\nabla \times \tau$ provoca un movimiento oceánico llamado bombeo de Ekman. Las principales causas del bombeo de Ekman son vórtices y chorros atmosféricos (fig. 5.3), en menor orden, el flujo geostrófico y el gradiente horizontal térmico (Gaube, [2015](#)).

Los giros ciclónicos o de vorticidad positiva, es decir, cuando el rotor del esfuerzo es positivo, producen ascenso de agua, succión, surgencia, afloramiento o penetración y los giros anticiclónicos provocan hundimiento, bombeo, ó subsidencia (fig. 5.3b) (Montoya, [2014](#), p. 8, 27;

Dijkstra, 2008, p. 116: Vallis, 2017, fig. 5.9) produciendo una disminución o incremento del nivel del mar (Brown, 2001, fig. 3.24; Reyes, 2014, p. 155). En el caso de un huracán, bajo el ojo se presenta una surgencia que eleva el nivel del mar (Emanuel, 2005).

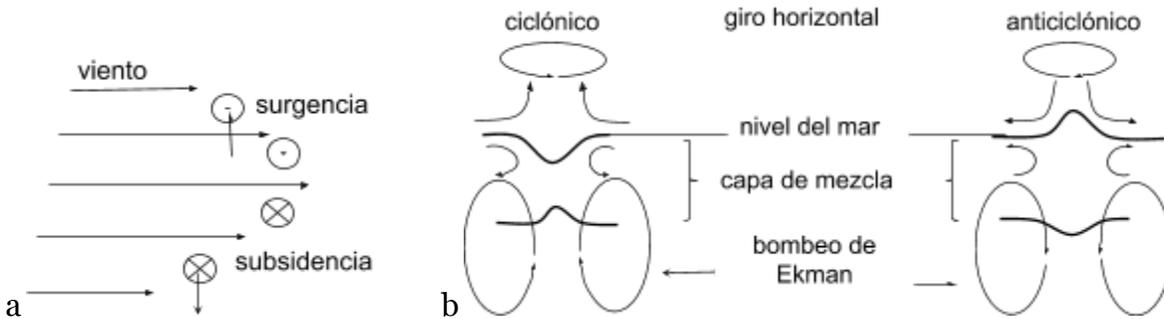


Figura 5.3. Succión (surgencia) y empuje (subsidencia) del bombeo de Ekman para a) una corriente en chorro (adaptada de Talley, 2011, fig. 7.12) y b) giros atmosféricos ciclónico y anticiclónico respectivamente (corte vertical, modificado de Brown, 2001, fig. 3.24).

El movimiento rotacional del viento produce un movimiento en el océano llamado bombeo de Ekman \mathbf{u}_E que es calculado, según Stern (Gaube, 2015), como el rotacional del esfuerzo entre el producto de la densidad con la vorticidad total:

$$\rho \mathbf{u}_E = \nabla \times (\boldsymbol{\tau} / (f + \zeta)) = \nabla \times (\rho C_d \mathbf{u} / \{f + \hat{z} \cdot (\nabla \times \mathbf{u})\}) \quad 17$$

donde $\rho = 1027.5 \text{ kg m}^{-3}$ es la densidad del agua salada, $f = 2\Omega \sin\varphi$ es el parámetro de Coriolis el parámetro de Coriolis con $\Omega = 2\pi/86400 \text{ s} = 7.27 \times 10^{-5} \text{ rads}^{-1}$ la velocidad angular de la Tierra y φ la latitud, $\boldsymbol{\tau}$ el vector de estrés con componente zonal $\tau_x = C_d v_a u$ y meridional $\tau_y = C_d v_a v$, C_d coeficiente de arrastre, $\mathbf{u} = (u, v, w)$ la velocidad del viento, v_a la rapidez del viento, $\zeta = \hat{z} \cdot (\nabla \times \mathbf{u}) = \partial_x v - \partial_y u$ es la componente vertical de la vorticidad o vorticidad relativa ó simplemente vorticidad y \hat{z} es el vector unitario en la dirección vertical z . El bombeo de Ekman \mathbf{u}_E está compuesto por el rotacional del estrés y la divergencia del transporte geostrófico, que es de menor magnitud (Vallis, 2017, ec. 5.197):

$$\rho \mathbf{u}_E = \nabla \times (\boldsymbol{\tau} / (f + \zeta)) = \nabla \times \boldsymbol{\tau} / (f + \zeta) + (1 / (f + \zeta)^2) \boldsymbol{\tau} \times \nabla (f + \zeta) \quad 18$$

La componente vertical $w_E = \hat{z} \cdot \mathbf{u}_E$ satisface:

$$\rho w_E = \hat{z} \cdot (\nabla \times \{\boldsymbol{\tau} / (f + \zeta)\}) = \hat{z} \cdot \{\nabla \times \boldsymbol{\tau} / (f + \zeta)\} + (1 / (f + \zeta)^2) \hat{z} \cdot \{\boldsymbol{\tau} \times \nabla (f + \zeta)\} \quad 19$$

$$\rho w_E = (\partial_x \tau_y - \partial_y \tau_x) / (f + \zeta) + (1 / (f + \zeta)^2) (\tau_x \partial_y f + \tau_x \partial_y \zeta - \tau_y \partial_x \zeta) \quad 20$$

que converge a la solución $R \partial_y \zeta$, con $R = U/fL$ es el número de Rossby balanceado con las escalas de velocidad U y longitud L (Wenegrat, 2017). Esta solución es semejante al término con divergencia vertical de la vorticidad $(1/(f+\zeta)^2) \tau_x \partial_y \zeta$.

Por otro lado, si la vorticidad relativa es nula, se simplifica la relación de Stern a sólo los términos rotacional y zonal del esfuerzo (Lee, 2000):

$$\rho \mathbf{u}_E = \nabla \times (\boldsymbol{\tau} / f) = (\nabla \times \boldsymbol{\tau}) / f + (1/f^2) \tau_x \partial_y f \hat{z} \quad 21$$

El primer término indica la convergencia ó divergencia en la capa de Ekman. El segundo término indica la divergencia en el transporte latitudinal de Ekman debida al cambio del parámetro de Coriolis, este término es importante para viento estable y en latitudes bajas (Fischer, 1997, p. 75). Suele despreciarse el segundo término, de modo que el bombeo de Ekman se aproxima usando solo el rotacional del estrés (Wenegrat, 2017; Lu, 2017; Vallis, 2017, ec. 5.209):

$$\rho f w_E = \hat{z} \cdot (\nabla \times \boldsymbol{\tau}) = \nabla \cdot (\boldsymbol{\tau} \times \hat{z}) = \partial_x \tau_y - \partial_y \tau_x = \rho_a C_d V_a (\partial_x v - \partial_y u) = \rho_a C_d V_a \zeta \quad 22$$

La rapidez del bombeo vertical de Ekman w_E es del orden de $\pm 10^{-6} m s^{-1}$ (Dijkstra, 2008, fig. 5.13; Gaube, 2015; Lu, 2017, fig. 3c; Vallis, 2017, p. 778, 781).

La rapidez vertical w es parametrizada sinusoidalmente con la profundidad comenzando en cero para la superficie y alcanza su máximo, igualandose a la rapidez de bombeo de Ekman, a la profundidad h_E de Ekman; es decir, $w(z=h_E)=w_E$, h_E es parametrizada como (Lu, 2017, ec. 3):

$$h_E = 0.4 v_s / f = 0.4 (\rho_a C_d / \rho)^{1/2} v_d / f \quad 23$$

Usualmente, la capa de Ekman tiene una profundidad menor a 50 m (Vallis, 2017, p. 204). Conforme aumenta la resolución de los modelos y mejoran las mediciones, las rafagas son más intensas y por ende los valores de h_E y w_E (Vincent, 2012a; Stern, 2017).

5.2.6. Advección

El movimiento de un fluido incompresible transporta energía térmica intercambiando una cantidad de calor llamada advección térmica:

$$\mathbf{v} \cdot \nabla \rho c T \quad 24$$

En el océano, el movimiento puede ser producido por flotación, arrastre o turbulencia inducida por viento (Alexander, [2008](#)), bombeo de Ekman, rompimiento de olas (Emanuel, 2005; Jullien, [2012](#)), ondas internas (Geisler, [1970](#)), corrientes geostróficas, bombeo térmico y cambio del nivel del mar debido a la marea o al balance hidrostático (Anthes, [1982](#), p. 131; Lu, [2017](#)). Este estudio solo considera el bombeo de Ekman y la advección vertical que produce:

$$E_A = \rho c w \partial_z T \quad 25$$

5.2.7. Calor sensible

El calor sensible es aquel transmitido por conducción térmica entre el océano y la atmósfera (Talley, [2011](#), p. 132). El viento produce y evapora el aerosol sobre la superficie marina lo que ocasiona un descenso en la temperatura atmosférica (Lighthill, [1998](#)). La diferencia de temperatura entre el océano y la atmósfera produce una conducción de calor sensible Q_S que se parametriza como (Fischer, [1997](#); Zavala, [2002](#); Mendoza, [2005](#); Potter, [2017](#)):

$$Q_S = \rho_a c_p C_H v_a (T_s - T_a) \quad 26$$

donde $\rho_a = 1.225 \text{ kg m}^{-3}$ es la densidad del aire, $c_p = 1012 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ el calor específico del aire a presión constante, C_H el coeficiente térmico de intercambio turbulento vertical del calor sensible con valor de 1.08 a 1.41 según el autor (Kagan, [2006](#), tab. 3.1), el valor más usado es 1.2×10^{-3} (Mendoza, [2005](#)) pero recientemente se ha usado 1.16×10^{-3} (Potter, [2017](#)), v_a la rapidez horizontal del viento, T_s la temperatura superficial del mar y T_a la temperatura del aire. C_H es constante respecto a la rapidez del viento (Potter, [2014](#); Bao, [2011](#), fig. 1; Bell, [2012](#), fig. 16), de modo que aunque las olas crecen con el viento (Ochi, [2003](#), fig. 1.13), estas tiene poca importancia en los flujos turbulentos superficiales de un CT (Pianezze, [2018](#)).

5.2.8. Calor latente

El agua en la superficie del mar para poder evaporarse requiere una cantidad de energía llamada calor latente (Fischer, [1997](#)):

$$Q_L = A \rho_o L_v \quad 27$$

donde A es el flujo de agua evaporada en $m\ s^{-1}$, ρ_o la densidad del agua y $L_v = 2.44 \times 10^6\ J\ kg^{-1}$ el calor latente de evaporación (Mendoza, [2005](#)). La evaporación está modelada con la parametrización (Zavala, [2002](#)):

$$Q_L = \rho_a C_L v_a L_v (q_s - q_a) \quad 28$$

donde $\rho_a = 1.225\ kg\ m^{-3}$ es la densidad del aire, $C_L = 1.2 \times 10^{-3}$ el coeficiente térmico de intercambio turbulento vertical del calor latente numéricamente igual a C_H (Mendoza, [2005](#)) aunque algunos autores lo reportan diferente (Kagan, [2006](#), tab. 3.1), v_a la rapidez del viento a 10 m, q la humedad específica de saturación del aire q_a a 10 m y al nivel del mar q_s en kg de vapor de agua entre kg de aire húmedo. La altura para las variables atmosféricas ρ_a , T_a , \mathbf{v} , v_a y q_a es 10 m. Existen diferentes aproximaciones para la humedad específica:

$$q = 0.62197e_s(T)/(P_a - 0.378e_s(T)) \quad (\text{Zavala, } \a href="#">2002)$$

$$q_s = 0.622U_s e_s(T_s)/P_a, q_a = 0.622U e_s(T_a)/P_a, U_s = 0.981 \quad (\text{Mendoza, } \a href="#">2005), U_s = 0.97 \quad (\text{Wang, } \a href="#">2012)$$

$$q = 0.622e_s(T)/P_a \quad (\text{Potter, } \a href="#">2017)$$

donde 0.622 es la razón de las constantes de los gases para el aire seco y el vapor de agua (Monin, [1990](#), p. 4), P_a la presión del aire al nivel del mar en pascales, T_a la temperatura del aire a 10 m de altura en kelvins, T_s la temperatura en la superficie del mar en kelvins y e_s la presión de saturación del vapor en pascales y U la humedad relativa en fracción adimensional. Existen muchas expresiones aproximaciones de la ecuación de Clausius-Clapeyron para calcular la presión de saturación del vapor e_s , una de ellas es la parametrización de Tetens (fig. 5.4) (Lowe, [1977](#), ec. 6):

$$e_s = 610.94 \cdot \exp(17.625 \cdot (T_a - 273.15)/(T_a - 35.85)) \quad 29$$

Por ejemplo: la presión de saturación de vapor a 26 °C es 31 hPa. Para cambios pequeños de la temperatura, se puede realizar una aproximación lineal.

Sin embargo, aún sin viento existe evaporación y calor sensible, por lo que falta una constante en las ecuaciones, que es despreciable (Smith, [1980](#)).

5.3. Capas oceánicas

Es este trabajo consideramos al océano constituido por capas de acuerdo a sus propiedades térmicas: límite, de mezcla, termoclina y profunda.

La capa superficial, piel o límite, son los primeros decímetros de profundidad donde ocurren los flujos de calor superficiales y donde se mide las SSTs (Ward, [2007](#)). En el Golfo de México, la SST media diaria es cuasi sinusoidal alcanzando un mínimo de 21.5 °C a mediados de febrero y un máximo de 29.2 °C a principios de agosto (Mendoza, [2005](#)). El cambio de las SSTs es debido al flujo neto superficial térmico que oscila sinusoidalmente con un mínimo alrededor de -100 W m⁻² en diciembre y máximo aprox. de 100 W m⁻² en junio (Zavala, [2002](#)).

La capa de mezcla es creada por la turbulencia debida a convección termohalina y a los efectos del viento: olas, arrastre o deriva del viento y bombeo de Ekman (Alexander, [2008](#)). En la capa de mezcla, la densidad, salinidad y temperatura son homogéneas. Las variables más importantes de la capa de mezcla son temperatura T y profundidad h . Como la capa de mezcla contiene a la capa límite, la temperatura es la misma; es decir, la temperatura de la capa de mezcla es las SSTs. La profundidad es determinada hasta donde la temperatura es menor a 0.5 °C en comparación con la superficial (Levitus, [1982](#)). El criterio varía de 0.5 a 1 °C (Kara, [2000](#); de Boyer, [2004](#)). Una diferencia en el criterio puede significar varios metros de diferencia (Montoya, [2014](#), sec. 2.3.2). El espesor de la capa de mezcla h es del orden de decenas de metros aumentando por el viento y disminuyendo por la flotación producida por la radiación (Fischer, [1997](#); Alexander, [2000](#)), la profundidad máxima varía con la latitud correlacionada con el esfuerzo meridional (Montoya, [2014](#), fig. 3.12). Climatológicamente en el Golfo de México, varía casi sinusoidalmente de 18 m en julio a 75 m en febrero (Mendoza, 2005), siendo mayor en el noreste, donde puede alcanzar hasta 200 m de profundidad a diferencia de la plataforma de Campeche, donde sólo alcanza los 60 m (Caso, 2004, p. 110). En la capa de mezcla existen diferentes flujos que caracterizan diferentes capas. La capa de Ekman es la capa superficial de unos 30 metros donde se presenta el bombeo de Ekman. El flujo ventilado es la circulación oceánica debida a los vientos de los centro semipermanentes de alta presión atmosférica. La penetración es un flujo ascendente que enfría y engrosa la capa de mezcla provocado principalmente por el viento y la flotación (Alexander, [2000](#)) y en menor magnitud por el bombeo de Ekman (Vallis, [2017](#), p. 781; Alexander, [2000](#)). En ocasiones, la penetración es principalmente ocasionada por la inestabilidad por cizallamiento en la termoclina (Jacob, [2003](#); Jaimes, [2011](#)). El flujo estacional es debido a la circulación geostrófica, es

decir, debido a la fuerza de Coriolis producida por la rotación Terrestre (Goh, [2013](#)). Cuando existe un gradiente horizontal en la profundidad de la capa de mezcla, hay inducción lateral que provoca subsidencia (Klinger, [2017](#), p. 198). Temporalmente hay 3 regímenes: inercia oceánica, interacción atmosférica y equilibrio entre ambos regímenes, que es cuando ocurre la reemergencia de la capa de mezcla (Alexander, [2000](#), [2008](#); Byju, [2018](#)).

La termoclina es la capa donde la temperatura varía con la profundidad y esta debajo de la capa de mezcla. Su espesor es del orden de centenas de metros llegando hasta 1 km, con una temperatura de alrededor de 5 a 6 °C en el Oeste del Golfo de México y en el Este alcanza una temperatura mínima de 4.25 °C a 1.6 km (Caso, [2004](#), p. 110). La termoclina depende de la difusión (Pacanowsky, [1981](#)) y la advección producida por el viento y la corriente de la celda polo-equador (Vallis, [2017](#), p. 790). La termoclina interna es producida por la reducción de la difusión (Talley, [2011](#), fig. S7.4). La termoclina ventilada es producida por el viento. La termoclina no ventilada ocurre debajo de la profundidad donde dejan de afectar significativamente los vientos superficiales (Klinger, [2017](#), cap. 4 y 5).

Por último, la capa profunda o abisal, está por debajo de la termoclina, usualmente a profundidades mayores a un km, donde la temperatura es constante alrededor de 4 °C (Zavala, [2002](#), tab. 1) y no hay flujo de calor. La profundidad máxima del océano se da en las fosas marinas con profundidades de hasta 11 km, la fosa más profunda del Golfo de México es la Sigsbee con [4384](#) m.

5.4. Variables atmosféricas

Las variables atmosféricas forzantes del modelo son: radiación neta con cielo despejado ó insolación I_s , temperatura superficial del aire T_a , densidad del aire ρ_a , viento superficial \mathbf{v}_a , rapidez del viento superficial v_a , vorticidad $\boldsymbol{\zeta} = \nabla \times \mathbf{v}_a$, presión al nivel del mar P_a , humedad relativa U y fracción total de nubes ó nubosidad ε . La temperatura del aire es inferior a las SSTs excepto en días despejados o con niebla (Wu, [2013](#)). En el Golfo de México, la v_a promedio presenta un máximo en febrero y el mínimo en julio (Zavala, [2002](#), fig. 7), e inversamente ocurre para P_a . U es

relativamente constante espacialmente (Pfahl, [2011](#)), pero la media climática mensual oscila entre 0.7 y 0.9. La humedad específica es alrededor de 18 g kg^{-1} (Laing, [2011](#), sec 5.1.4) y ε varía entre 0.4 y 0.6.

5.5. Huracán

Un huracán es un ciclón tropical (CT) con viento superficial máximo sostenido mayor a 33 m s^{-1} o 119 km h^{-1} . Por su parte, un CT es una tormenta con vientos violentos a gran escala en aguas tropicales, cuyas nubes giran en sentido contrario del reloj en el hemisferio norte y cuya precipitación produce grandes beneficios a la agricultura, así como pérdidas en infraestructura y vidas humanas (Peimbert, 1979, p. 2).

Un huracán es una máquina térmica de bombeo vertical alimentada por el calor latente de la humedad. La liberación del calor latente, al condensarse el vapor de agua en la parte superior del ojo, crea un gradiente de temperatura que eleva el vapor por flotación y que al condensarse, retroalimenta el proceso. La baja presión del ojo es debida a que el aire húmedo caliente de la superficie del mar asciende adiabáticamente a una temperatura potencial equivalente mayor (Peimbert, 1979, p.65).

Las variables más significativas de un CT son el radio de vientos máximos r_M , el viento máximo v_M y la presión central o del ojo P_o , otras variables importantes son la temperatura, vorticidad, precipitación y humedad relativa U . U en el ojo alcanza el valor de 0.8 aprox. hasta los 6 km para descender casi linealmente hasta alrededor de 0.4 a los 10 km (Gjorgjievska, [2014](#)). La intensidad máxima potencial de un huracán está correlacionada con el flujo de calor transportado por el aire que depende de la rapidez del viento, la humedad y las SSTs (Peimbert, [1979](#); Emanuel, 2005). Una condición atmosférica importante es la cizalla vertical del viento, que al aumentar desbalancea el huracán y permite el influjo de aire seco de la tropósfera alta, fenómeno llamado ventilación que afecta la precipitación (Emanuel, 2005). Las condiciones oceánicas también influyen en la actividad ciclónica. Las SSTs afectan además a la trayectoria (Ren, [2014](#)). La estratificación térmica oceánica influye en la intensidad (Pun, [2016](#); Emanuel, [2017](#)) y la variabilidad interanual de la frecuencia de los ciclones tropicales (Vincent, [2014](#)). La presencia de

un giro, vórtice o eddie caliente/frío oceánico intensifica/debilita a un huracán (Lin, [2005](#); Wu, [2007](#); Jaimes [2015](#); Oropeza [2015](#)).

Emanuel ([2004](#)) propone un modelo de un huracán simétrico acoplado con el océano, llamado Coupled Hurricane Intensity Prediction System ([CHIPS](#)), para estimar su intensidad máxima. En el [CHIPS](#), la capa de mezcla es modelada usando la conservación de momento y despreciando el efecto de la fuerza de Coriolis (Emanuel, [2011](#)).

5.6. Huella fría

El fenómeno de huella fría, ó *cold wake* en inglés, consiste en una reducción de temperatura de la capa de mezcla y un aumento de su profundidad por la presencia de un huracán (Korty, [2008](#); Emanuel, [2010](#)).

Historia

Los japoneses fueron los primeros en observar el enfriamiento de la superficie oceánica o huella fría (Moreno, [2006](#)) debido al paso de un CT (Suda, 1943) y en modelar este fenómeno (Hidaka, 1955; Ichiye, 1955; Kajiura, 1956), pero fueron las mediciones de Leipper ([1967](#)) lo que propició el uso de modelos acoplados, desde un ciclón estático simétrico hasta antisimétrico en movimiento.

Descripción

Las principales respuestas oceánicas a un CT son la huella fría (O'Brien, [1967](#); Gilbert, 1972; Kuo, [1977](#); Ichiye, [1977](#)) y la generación de movimientos inerciales (Price [1986](#), [1994](#); Ginis, 1995; Wada, [2005](#)) debidos a la respuesta baroclínica (Geisler, [1970](#); Anthes, [1982](#), p. 149, 150; Black, [2008](#)). El enfriamiento es debido principalmente a procesos verticales de mezclado y en menos de 20% a oscilaciones inerciales (Liu, [2019](#)).

El enfriamiento ocurre cerca de la trayectoria (Fisher, [1958](#)). El enfriamiento máximo ocurre a la derecha de la trayectoria (Jordan, 1964; Jullien, [2012](#)), usualmente es menor de 2 °C (Cione, [2003](#); Cheng, [2015](#); Potter, [2014](#), [2017](#)) pero puede alcanzar los 9 °C como ocurrió para Kai-Tak 2000 (Lin, [2003](#), fig. 4) y ocurre usualmente un día después (Sanford, [2007](#); Dare, [2011](#), fig. 3 y

4a). Esta asimetría ocurre por el arrastre producido por el viento, que es mayor del lado derecho (Gonella, [1972](#); Greatbatch, [1983](#)). En algunos casos, cerca de la costa, ocurre enfriamiento a la izquierda de la trayectoria, como Georges 1999 (Cione, [2003](#)), Nesat 2011 (Mei, [2015](#)), Sandy 2012 (Martini, [2012](#)) y Harvey 2017 (Trenberth, [2018](#)). El enfriamiento es mayor para huracanes lentos sobre capas de mezcla delgadas encima de termoclinas pronunciadas (Price, [1981](#)). El enfriamiento bajo el ojo es función del tiempo (Vincent, [2014](#), fig. 5) El mayor enfriamiento medio, debido a los CTs se da en el Pacífico Noroeste (Srивer, [2007](#), fig. 1).

La evolución temporal de la anomalía de temperatura bajo el ojo de un CT comienza con un drástico enfriamiento, seguido de una lenta recuperación que tarda hasta 35 días (Hart, [2007](#); Jourdain, [2014](#)). La perturbación oceánica dura alrededor de 10 periodos inerciales (Black, [2008](#)), el periodo inercial es definido como $2\pi/f$, con f el parámetro de Coriolis que depende de la latitud (Wells, [2012](#), ec. 7.13; Price, [1981](#), tab. 5).

El enfriamiento depende de las propiedades ciclónicas y oceánicas (Orlanski, [1983](#)). Condiciones ciclónicas relevantes son tamaño, vientos máximos (Lighthill, [1998](#)) y velocidad de traslación (Potter, [2014](#), [2017](#)), aunque también es afectada por otros factores, como la intensificación (Mei, [2015](#)), desplazamiento (Potter, [2017](#)) y precipitación. La huella fría ocurre para huracanes que se desplazan más rápido que la perturbación, aproximadamente 1 m s^{-1} (Geisler, [1970](#)). Las condiciones oceánicas que afectan son la estratificación (Vincent, [2012a](#), [2012b](#)), vórtices (Lin, [2005](#), [2008](#); Jaimes [2011](#), [2015](#)), corrientes, frentes, El Niño (Pun, [2016](#)) y la capa de barrera (Hlywiak, [2019](#)).

Durante la huella fría cambia la profundidad de la capa de mezcla. Esta aumenta unos metros y depende de la rapidez del viento y es máxima a la derecha de la trayectoria. Para vientos intensos, ocurre una reducción varios días después del paso del CT (Jullien, [2012](#)).

Proceso

La principal causa del enfriamiento es el viento y, en menor importancia, los flujos de calor superficial (Price, [1981](#)). Estos procesos generan una turbulencia que homogeniza la capa de mezcla y provoca la penetración de agua fría por debajo (Emanuel, 2005; Nilsson, [1996](#)), provocando el enfriamiento y engrosamiento de la capa de mezcla. El arrastre del viento provoca en el océano oleaje, cizalla y penetración de agua fría por debajo de la capa de mezcla. El rompimiento de olas y

la cizalla producen mezclado. Una parte significativa del mezclado es debido al oleaje (D'Asaro, [2014](#)). El oleaje mejora los resultados aumentando el enfriamiento y el espesor de la capa de mezcla (Chen, [2007](#); Wang, [2018](#)), aunque otros resultados muestran que tiene poca importancia en la interacción huracán-océano (Pianezze, [2018](#)). La presencia de agua fresca inhibe el mezclado reduciendo la huella fría (Wang, [2011](#); Rudzin, [2017](#), [2018](#); Hlywiak, [2019](#)). El mezclado depende de la turbulencia producida por la circulación de Langmuir (D'Asaro, [2014](#); Blair, [2017](#); Wang, [2018](#)). La penetración es debida a la surgencia. La penetración es un factor importante en la huella fría y en el desarrollo ciclónico (Serra, 1967). La surgencia es intensa dentro de dos radios de viento máximo y existe subsidencia para distancias mayores (O'Brien, [1967a](#)). La surgencia reduce la profundidad de la capa de mezcla (Elsberry, [1976](#)).

Bajo el ojo del CT, el enfriamiento es intenso debido al flujo del momento y a lo lejos es débil debido a los flujos térmicos (Morey, [2006](#)). Bajo el ojo, el bombeo de Ekman es el responsable del enfriamiento en toda la columna, mientras que los flujos superficiales y la difusión son responsables del enfriamiento superficial (Julien, [2012](#)). Lejos del ojo el proceso importante es la difusión, para SST mayor a 27 °C ocurre un calentamiento (Cione, [2000](#), fig. 1a) que es absorbido por la capa de mezcla en invierno reduciendo la variación anual de las SSTs (Vincent, [2012c](#)).

La advección horizontal no es importante para la huella fría, la profundidad de la capa de mezcla es independiente de la profundidad inicial pero depende del viento y la traslación, además, el enfriamiento es proporcional a la razón de la penetración con la profundidad de la capa de mezcla (Wada, [2002](#)).

La penetración tiene 3 contribuciones: bombeo vertical de Ekman, el cambio del nivel del mar y el bombeo térmico vertical (Lu, [2017](#)).

El enfriamiento produce una fuerte retroalimentación negativa en la intensidad del CT (Anthes, [1978](#); Chang, [1979](#); Bender, [1993](#); Schade, [1999](#)). La interacción CT-océano es importante para velocidades de traslación del huracán menor a 3 m s⁻¹ (Korty, [2002](#)). Los modelos 3D, al tener advección horizontal y ondas internas, estiman mejor que los 1D el enfriamiento producido por huracanes lentos (Yablonsky, [2009](#)). La velocidad máxima de un CT se incrementa/disminuye con la presencia de vórtices oceánico anticiclónicos/ciclónicos que provocan anomalías en la altura del nivel del mar positivas/negativas (Lin, [2013](#)). Los vórtices anticiclónicos evitan la penetración y el

subsecuente enfriamiento superficial oceánico. Los vórtices ciclónicos, al contrario, magnifican la penetración y el enfriamiento (Jullien, [2014](#)).

Los ciclones tropicales son responsables del 15% del transporte meridional de calor (Sriver, [2007](#)).

6. Método

En esta sección se revisan los datos, el modelo, la rejilla, el método numérico, las fronteras del modelo y los experimentos propuestos.

6.1. Datos

El área de estudio es el Golfo de México del 3 al 17 septiembre de 1988. El huracán [Gilbert](#) alcanzó un intensidad máxima de 115 kts igual a 59 m s^{-1} y una presión de 948 hPa el día 16 a las 12 UTC en la coordenada 23.7 N, 95.9 W ó 264.1 E (fig. 6.1 y 6.2) (IBTrACS, 2019). El huracán Gilbert junto con Inez 1966 son los más intensos al sur de la latitud 24° N en el Golfo de México.

La calibración del modelo es con los valores medios diarios del 1981 a 2010 de los forzantes atmosféricos en el punto más cercano en el reanálisis (23.8 N, 96 W): temperatura superficial en K, flujo neto de radiación solar superficial incidente en W m^{-2} , radiación solar superficial con cielo despejado en W m^{-2} , nubosidad total troposférica que es adimensional con valor de cero a uno, temperatura atmosférica a 2 m en K, presión atmosférica al nivel del mar en Pa, rapidez del viento horizontal en m s^{-1} y humedad relativa que es adimensional con valor de cero a uno. Los datos tienen una resolución espacial de 2.5° . Los datos fueron tomados del reanálisis Centro Nacional de Protección Ambiental del Centro Nacional para el Estudio de la Atmósfera ([NCEP/NCAR](#)) de la NOAA, disponibles en la página web https://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/db_search/SearchMenus.pl (CDC, 2019).

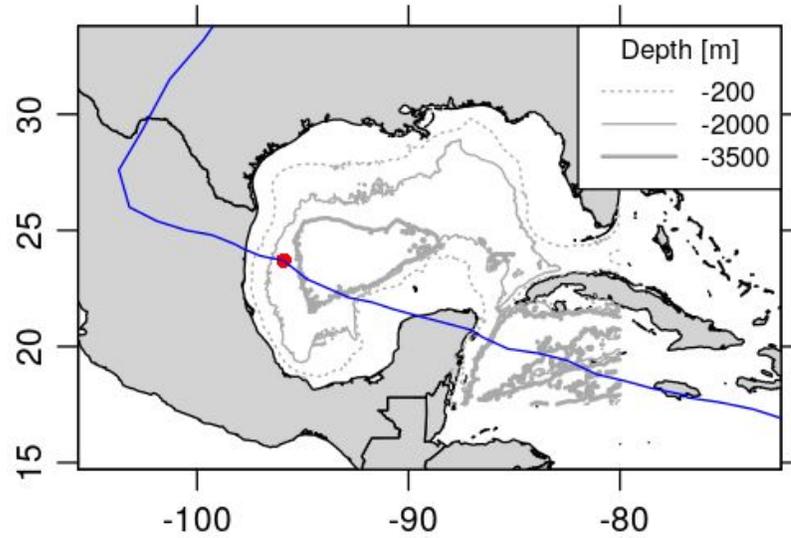


Figura 6.1. Batimetría del Golfo de México. La línea azul es la trayectoria del huracán Gilbert 1988 y el punto rojo indica su máxima intensidad en 23.7 N, 95.9 W el 16 de septiembre a las 12 UTC. Datos de NOAA (Amante, [2006](#)).

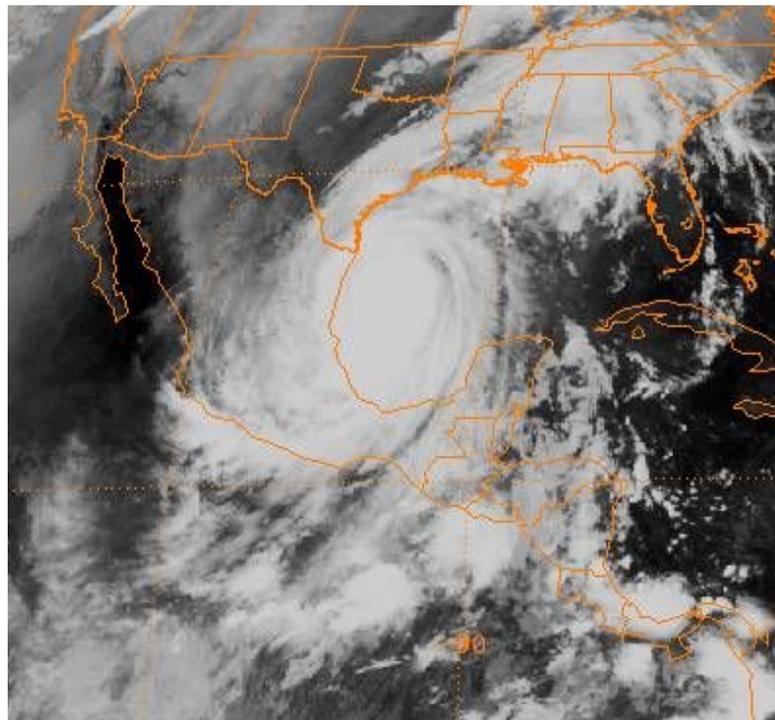
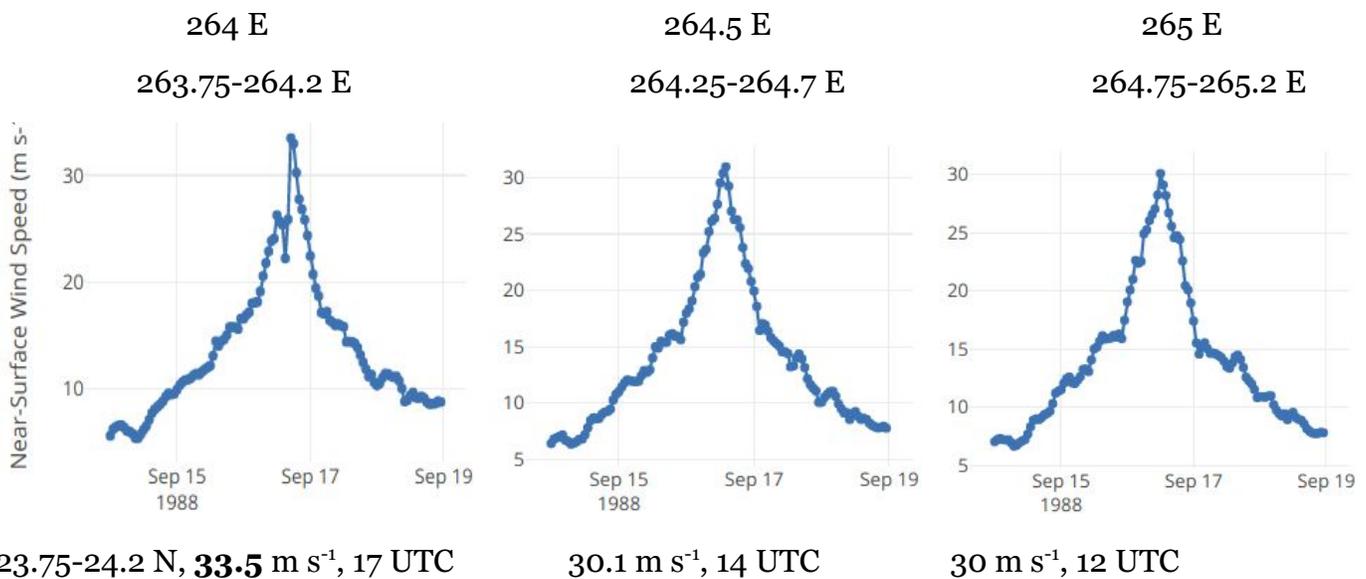
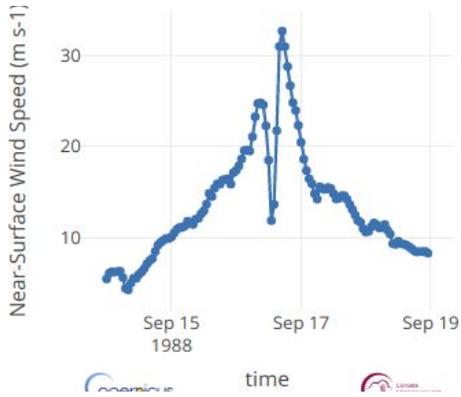


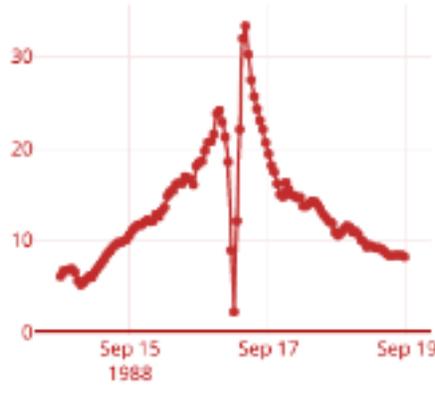
Figura 6.2. Imagen satelital infrarroja del GOES 7 el 16 de septiembre a las 12:02 UTC (NCEI, [1988](#)).

El estudio del paso del huracán Gilbert por el Golfo de México usa las condiciones atmosféricas en 1988 para el punto 23.5 N, 95.5 W del reanálisis ERA5 (CDS, [2019](#)) con resolución temporal de hora y espacial de 0.5 °. Este es el punto de rejilla más cercano al de máxima intensidad que tiene un perfil de viento correspondiente al paso del ojo. El punto se determina comparando las gráficas de las series de tiempo del 14 al 19 de septiembre de 1988 de la rapidez del viento a 10 m de altura en los puntos de rejilla cercanos a la ubicación de mayor intensidad de Gilbert (fig. 6.3). Los valores máximos de estas series son menores que la intensidad máxima debido a que las series corresponden a la trayectoria y los vientos máximos ocurren a la derecha de la trayectoria. Los perfiles son de tres tipos: con un máximo; con dos máximos y un mínimo relativo, y, con dos máximos relativos y mínimo absoluto. El perfil con un máximo es debido a vientos que están por fuera del radio de los vientos máximos. El perfil con dos máximos y un mínimo relativo es debido a vientos entre la pared del ojo y los vientos máximos. El perfil con dos máximos y un mínimo absoluto es debido al paso del ojo del huracán. De las diferentes series de tiempo, la que más claramente describe el paso del ojo del huracán es la que correspondiente al punto de rejilla 264.5 E, 23.5 N que cubre la región 264.25-264.7 E, 23.25-23.7 N (panel en rojo en la fig. 6.3), por lo que este es el punto de estudio a usar.

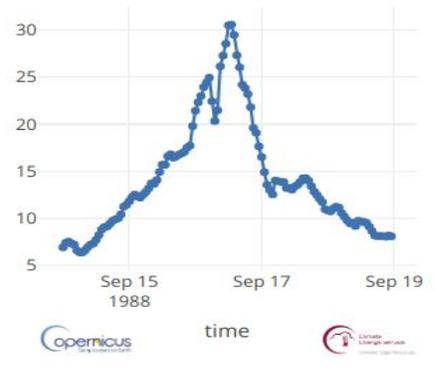




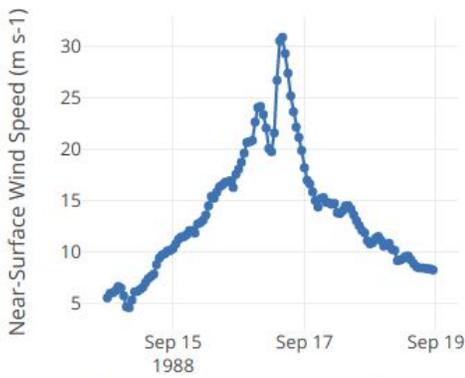
23.25-23.7 N, 32.7 m s⁻¹, 17 UTC



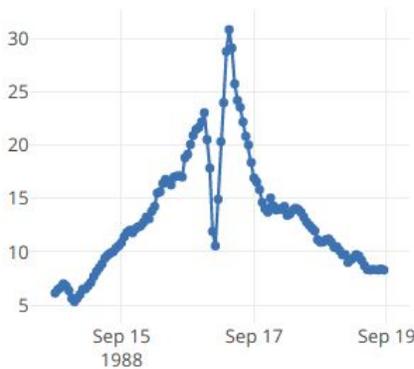
33.3 m s⁻¹, 16 UTC, ojo



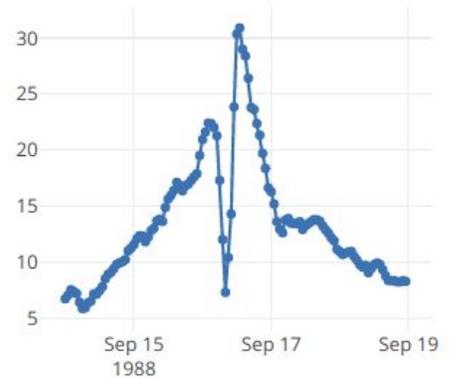
30.6 m s⁻¹, 13 UTC



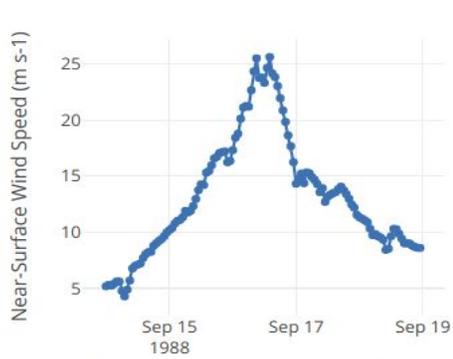
22.75-23.2 N, 20.8 m s⁻¹, 14 UTC



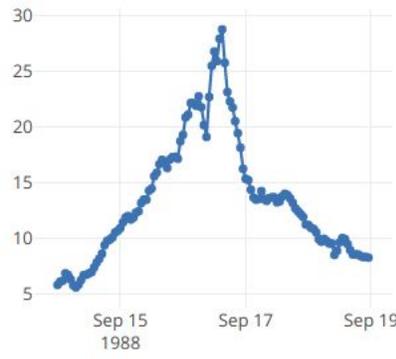
30.8 m s⁻¹, 15 UTC



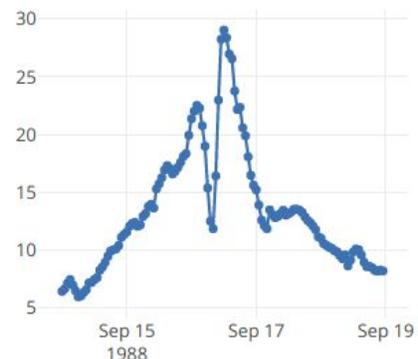
30.9 m s⁻¹, 13 UTC



22.25-22.7N, 25.6 m s⁻¹, 14 UTC



28.8 m s⁻¹, 15 UTC



29m s⁻¹, 12 UTC

Figura 6.3. Series de tiempo de la rapidez del viento a 10 m del reanálisis ERA5 (CDS, [2019](#)) con resolución 0.5 ° x 0.5 ° para los puntos de malla cercanos a la máxima intensidad de Gilbert en el Golfo de México. Debajo que cada panel están la velocidad máxima y la hora del 16 de septiembre a la que ocurre. Imágenes realizadas con el Toolbox de CDS ([2019](#)).

Para el punto de rejilla 264.5 E, 23.5 N de ERA5 con resolución $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, el ancho zonal es 50.951 km y el meridional de 55.560 km. La figura 6.4 presenta los datos atmosféricos superficiales correspondientes del 13 al 30 de septiembre de insolación superficial con cielo despejado ó franca I_S , cobertura total de nubes ε , temperatura a 10 m T_a , precipitación H , rapidez del viento v_a , componente meridional de la velocidad u , componente zonal de la velocidad v , coeficiente de arrastre con olas C_d , el logaritmo de la rugosidad superficial para el calor C_L , presión atmosférica P_a , densidad del aire ρ_a , calor latente Q_L y sensible Q_S así como las SSTs del reanálisis ERA5 (CDS, [2019](#)), además de la rapidez del bombeo vertical de Ekman w_E . w_E se calcula a partir de la rapidez zonal y meridional del viento en los puntos de rejilla colindantes. Los datos tienen resolución temporal de una hora. Algunos perfiles son similares. I_S , ε , SST y T_a son periódicas. H y Q_L son abruptas. P_a y ρ_a son simétricas con mínimo absoluto. v_a y C_d son simétricas positiva con mínimo relativo. C_L es asimétrica negativa con un máximo relativo. u , v , Q_S y w_E son antisimétricas.

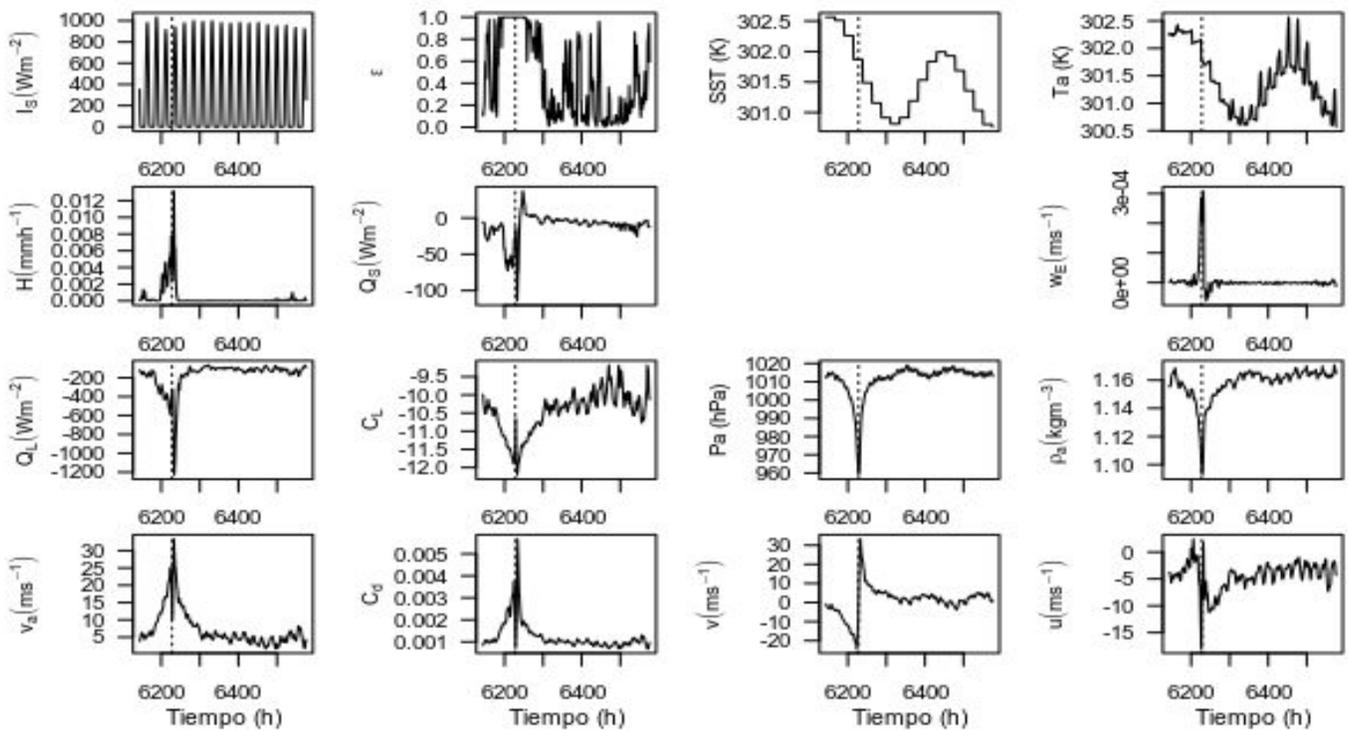


Figura 6.4. Datos atmosféricos superficiales en 264.5 E, 23.5 N del 13 al 30 de septiembre de insolación superficial con cielo despejado ó franca I_S , cobertura total de nubes ε , temperatura T_a , precipitación H , rapidez del bombeo vertical de Ekman w_E , rapidez del viento v_a , componente meridional de la velocidad u , componente zonal de la velocidad v , coeficiente de arrastre C_d , el

logaritmo de la rugosidad superficial para el calor C_L , presión atmosférica P_a , densidad del aire ρ_a , calor latente Q_L y sensible Q_S así como la temperatura superficial del mar SST del reanálisis ERA5 (CDS, [2019](#)).

El perfil de temperatura submarina inicial es prescrito en cada experimento usando la batimetría de la base de datos ETOPO1 de NOAA (Amante, [2006](#)). La profundidad en 23.8 N, 96 W es de 2570 m y de 3003 m en 23.5 N, 95.5 W.

6.2. Modelo

La temperatura T oceánica subsuperficial es determinada con la ec. 7 y la condición de mezclado por flotación. El mezclado es calculado como el promedio pesado de las capas adyacentes que presenten inversión térmica. La velocidad vertical w es determinada con el bombeo de Ekman. La condición de frontera de la superficie se determina con la ec. 8. La condición de frontera del fondo es una temperatura fija con nulo flujo de calor que se traduce en que la temperatura de las últimas dos capas son iguales. La innovación del modelo consiste en el uso de solo la ecuación de balance térmico y de capas verticales con espesor exponencial.

El procedimiento para cada paso de tiempo comienza aplicando la condición de mezclado al perfil inicial de temperatura, después se calcula las SSTs, después se calcula la temperatura en el interior del océano y, por último, se evalúa la condición de frontera del fondo. El diagrama de flujo se muestra en la figura 6.5. Los aspectos relevantes del modelo oceánico termodinámico unidimensional vertical multicapa que aquí se propone son (Niiler, [1977](#); Alexander, [2000](#), [2008](#); Yang, [2004](#)):

- Dimensión: unidimensional vertical.
- Rejilla: exponencial.
- Procesos: conducción $Q_C(z, t, T, k)$, radiación $Q_R(z, t, I_S, e, h_R, U)$, advección $E_A(z, t, w(w_E(u,v), h_E(v_a)))$, mezclado por flotación, calor sensible $Q_S(t, T_a, \rho_a C_L)$ y latente $Q_L(t, T_a, \rho_a, P_a, U, C_L)$.
- Variables: temperatura T , profundidad z y tiempo t .

- Forzamiento atmosférico: insolación con cielo despejado I_S , fracción total nubosa ε , rapidez del viento u, v, v_a , temperatura superficial T_a y presión al nivel del mar P_a .
- Constantes físicas: calor calorífico c del agua y c_p del aire, albedo oceánico α_S , profundidad característica de la radiación h_R , arrastre C_d e intercambio térmico turbulento C_L .
- Parámetros: espesor de la primera capa h_i , duración del paso de tiempo Δt , profundidad característica de la difusión térmica h_k .
- Parametrizaciones: ρ densidad constante, espesor de las capas h_n , difusión térmica k y componente vertical w de la velocidad.
- Condiciones de frontera: ecuación de balance térmico en capa límite superficial y para el fondo una temperatura constante con nulo flujo térmico.
- Condición inicial: perfil vertical de temperatura.

Las variables y parámetros de cada proceso físico se resumen en la tabla 6.1.

Tabla 6.1. Variables y parámetros. Los forzantes atmosféricos están resaltados.

variable	rejilla		energía	difusión	radiación	advección	Calor latente y sensible			
dependiente			T				SST			
independiente	z	t		T	I	w				
							\bar{U}	I_S	ε	$w_E, h_E(v_a), \rho_a$
constante	h_i	Δt	ρ, c	k, h_k	α_S	h_R		ρ, C_d	c_p	C_L

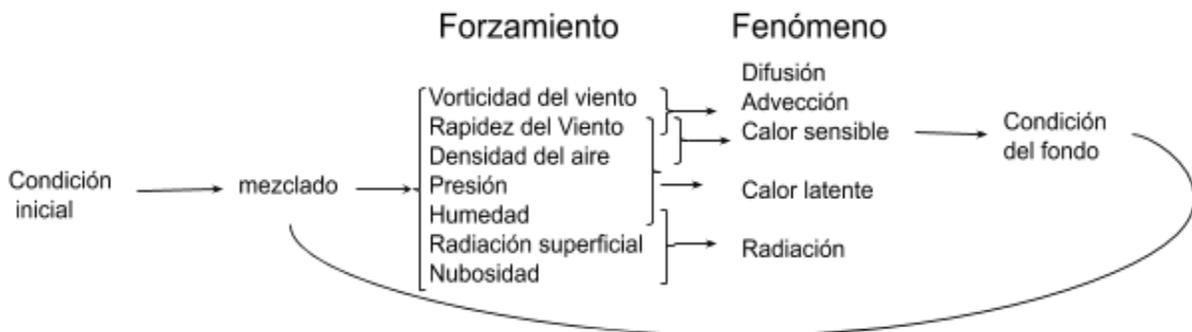


Figura 6.5. Esquema del modelo numérico.

6.3. Rejilla

Las capas verticales tiene espesor exponencial $h_n = h_1 \exp ((n-1)/10)$, donde h_1 es es espesor de la capa límite con espesor de 1 m y $n = 1, 2, \dots, N$, de modo que las primeras sean delgadas, del orden de magnitud de h_1 y las últimas capas sean gruesas, un orden de magnitud mayor (fig. 6.6). La capa de mezcla en su mínima profundidad, alrededor de 17 m (Mendoza, 2005), tiene 10 capas. La profundidad máxima de 1403 m de la termoclina en el Golfo de México tienen 50 capas.

El incremento de tiempo Δt queda restringido, según la condición Courant-Friedrichs-Levy (CLF), por el mínimo incremento de distancia Δz y el coeficiente de difusión k como $k\Delta t/\Delta z^2 < 1/2$ (Cushman, 2011, ec. 5.35) que subestima la relación. En la práctica se usa $k\Delta t/\Delta z^2 < 1$, que para $k = 3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y $\Delta z = 1 \text{ m}$, limitan el paso del tiempo en $\Delta t < 56 \text{ min}$ (Bernie, 2005, fig. 8).

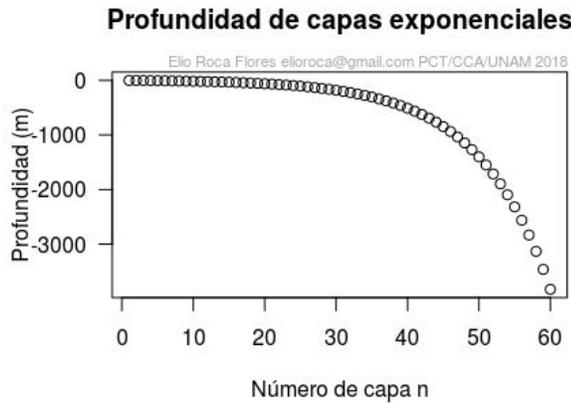


Figura 6.6. Profundidad de las capas con espesor exponencial $h_n = h_1 \exp ((n-1)/10)$ para $h_1 = 1 \text{ m}$.

6.4. Programación

La posición de la temperatura es a la mitad de las capas. La velocidad y los flujos de energía están en la orilla de la capa (fig. 7). Las diferenciales se expresan en diferencias finitas, por lo que el gradiente vertical es:

$$\partial_z T / n = (T_n - T_{n+1}) / (1/2) (h_{n-1} + h_n) \quad 30$$

y la ecuación de difusión $\partial_t T = \partial_{z,z}^2 T$ es:

$$(T_{n,t} - T_{n,t-1}) / \Delta t = (2/h_n) \{ (T_{n-1,t-1} - T_{n,t-1}) / (h_{n-1} + h_n) - (T_{n,t-1} - T_{n+1,t-1}) / (h_n + h_{n+1}) \} \quad 31$$

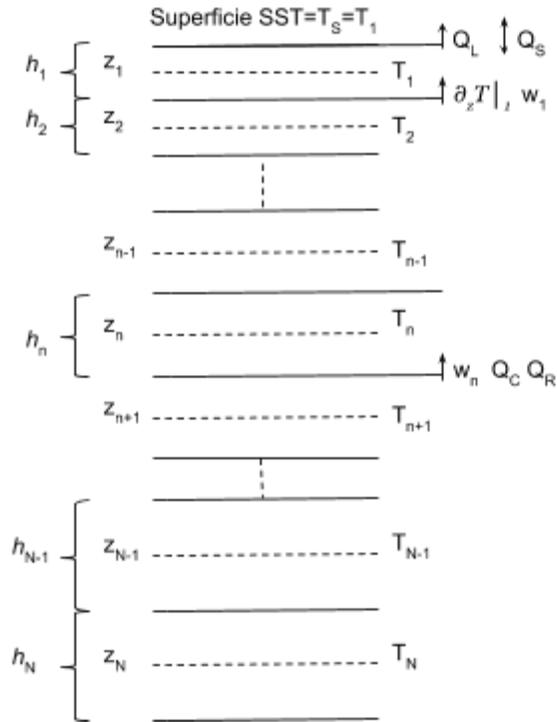


Figura 6.7. Esquema de las capas.

6.5. Fronteras

Las fronteras del modelo son la capa superficial oceánica y el fondo marino. Para la capa superficial, la condición es el valor de la SST es determinado por la ec. 8. La condición de frontera para el fondo es una temperatura fija sin flujo vertical de calor, es decir, $\partial^2_{z,z} T = 0$. Esto implica que la temperatura de las dos últimas capas es igual $T_{N-1} = T_N$, como esquematiza la figura 6.8.

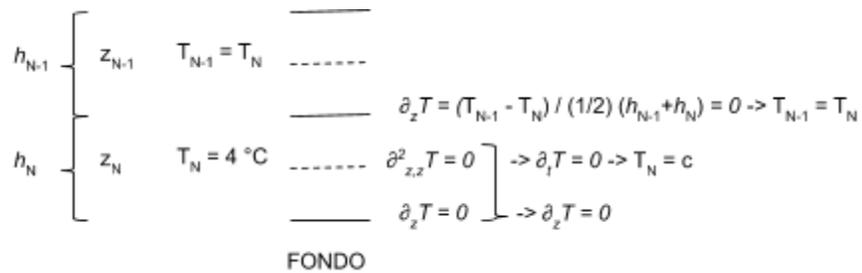


Figura 6.8. Esquema de la condición de fondo.

6.6. Experimentos

Los experimentos incorporan sucesivamente los procesos térmicos de difusión, radiación, mezclado, bombeo de Ekman, conducción y evaporación, así como de un coeficiente de difusión variable para finalmente simular el paso del huracán Gilbert.

7. Resultados

El primer experimento usa la ecuación de difusión con *SSTs* parametrizadas y distintos perfiles iniciales. El segundo usa *SSTs* de reanálisis. El tercero incorpora la insolación neta tomada de reanálisis. El cuarto considera el efecto de las nubes. El quinto usa la condición de mezclado por flotación. El sexto incorpora la advección producida por el bombeo de Ekman. El séptimo usa el calor sensible y latente para evaluar la temperatura superficial. En el octavo, k está parametrizado con la profundidad. En el último, se simula el paso del huracán Gilbert en un punto del Golfo de México.

7.1. Experimento 1. Difusión térmica con temperatura superficial prescrita

Para comenzar, el modelo solo tiene difusión. La rejilla vertical está compuesta de capas de grosor exponencial. La condición de frontera superficial es una temperatura prescrita sinusoidalmente que actúa como forzante.

La temperatura en la ecuación de difusión vertical (ec. 11) se hace explícita usando diferencias finitas, incrementos longitudinales verticales variables es:

$$T_{n,t} = T_{n,t-1} + \Delta t k (2/h_n) \{ (T_{n-1,t-1} - T_{n,t-1}) / (h_{n-1} + h_n) - (T_{n,t-1} - T_{n+1,t-1}) / (h_n + h_{n+1}) \} \quad 32$$

donde $T_{n,t}$ es la temperatura al tiempo t en la capa n , $k = 3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ es el coeficiente de difusión térmica vertical oceánico, $\Delta t = 3600 \text{ s}$ el incremento de tiempo en segundos y h_n el espesor de las capas varía exponencialmente como $h_1 \exp((n-1)/10)$, con $h_1 = 1 \text{ m}$ el espesor de la primera capa y $n = 1, 2, \dots, N$ el número de capa. Para la capa 50 el espesor total es de 1403 m cercano a la

máxima profundidad de la termoclina en el Golfo de México en donde se alcanza una temperatura de $4.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Caso, 2004, p. 110). La última capa es $N = 60$, a la profundidad de 3826 m . La condición de frontera del fondo es que la temperatura de fondo T_N sea fija a $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ y que la difusión vertical de la temperatura sea nula en la última capa $\partial_{z,z}^2 T_N = 0$, lo que implica $T_N = T_{N-1} = 4\text{ }^{\circ}\text{C}$.

La condición de frontera superficial son SSTs parametrizadas sinusoidalmente en kelvins, de $21.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ el 15 de febrero a $29.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ en agosto (fig. 7.1.1):

$$SST = (21.5 + 273) + (29.2 - 21.5) * (1 + \sin((2 * \pi * t) / 365 - \pi / 2)) / 2 \quad 33$$

donde el tiempo t es en días de 0 a 364 (Villanueva, 2006).

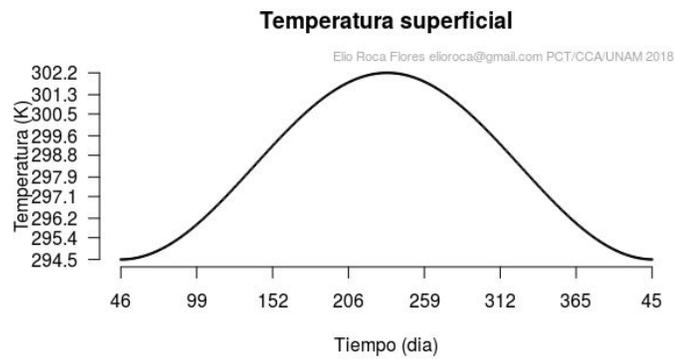


Figura 7.1.1. Ciclo modelado de la temperatura superficial en el Golfo de México, comenzando el 15 de febrero.

Los perfiles iniciales de temperatura pretenden parametrizar observaciones experimentales (Shay, 1992; Vidal, 1994), se usan cuatro combinaciones con valor constante, lineal o exponencial de la temperatura en la capa de mezcla, termoclina y en el fondo, como muestra la tabla 7.1.

Tabla 7.1. Perfiles de temperatura inicial.

Capa	Perfil				
	constante	lineal	lineal-exponencial	casixponencial	exponencial
Capa de mezcla (0-76 m)	$4.25\text{ }^{\circ}\text{C}$	constante	constante	exponencial	exponencial
Termoclina (163-1550 m)	$4.25\text{ }^{\circ}\text{C}$	lineal	exponencial	exponencial	exponencial

Fondo (4.25 °C, 1550-4384 m)	4.25 °C	constante	constante	constante	exponencial
------------------------------	---------	-----------	-----------	-----------	-------------

El resultado de cada simulación se presentan en una figura con tres gráficas (fig. 7.1.3). El panel izquierdo muestra un pseudocolor al estilo de Hovmöller que contiene toda la información de la evolución temporal de la temperatura, el eje vertical es la profundidad, el horizontal el tiempo y el color la temperatura. El panel de enmedio muestra los perfiles verticales completos a mediados de cada estación. Por último, el panel derecho muestra la parte superior de estos perfiles. Los perfiles corresponden, para primavera al día 6 de mayo, para verano el 5 de agosto, otoño el 4 de noviembre e invierno el 3 de febrero. El día juliano de estas fechas es calculado con la fórmula $81-46+n*91$, con $n = 0, 1, 2, 3$ la estación, como muestra la tabla 7.2.

Tabla 7.2. Estaciones del año.

Estación	Inicio (día del año)	Mitad estimada (día del año)	Fin
Invierno	21 dic (355)	3 feb (34)	20 mar
Primavera	21 mar (80)	6 may (126)	20 jun
Verano	21 jun (172)	5 ago (217)	22 sep
Otoño	23 sep (266)	4 nov (308)	20 dic

En el primer paso de tiempo, los flujos térmicos son continuos para los perfiles casiexponencial y exponencial, pero discontinuos para los perfiles lineal y lineal-exponencial, como muestra la figura 7.1.2.

Para el perfil inicial constante, no hay inversión térmica en el primer año de simulación, pero esta es visible en el otoño e invierno del décimo año de simulación (fig. 7.2.3), lo que sugiere esta se forma después del primer año.

Para los perfiles iniciales lineal y lineal-exponencial, la capa de mezcla desaparece en los primeros pasos, se presenta inversión térmica para invierno y otoño que se intensifica con el paso de los años (fig. 7.1.4 y 7.1.5).

Para los perfiles casiexponencial y exponencial, no se presentan la inversión térmica en el primer año, esta aparece después y se va intensificando con los años (fig. 7.1.6 y 7.1.7).

Para todas las simulaciones el máximo del calentamiento superficial ocurre en verano. A principios de año la inversión alcanza su máxima profundidad y esta disminuye conforme con el tiempo a medida que la SST aumenta hasta llegar a sus valores extremos en verano, mínimo para la profundidad de la inversión y máximo para la SST. Este comportamiento es análogo al de la capa de mezcla en el Golfo de México (Mendoza, 2005).

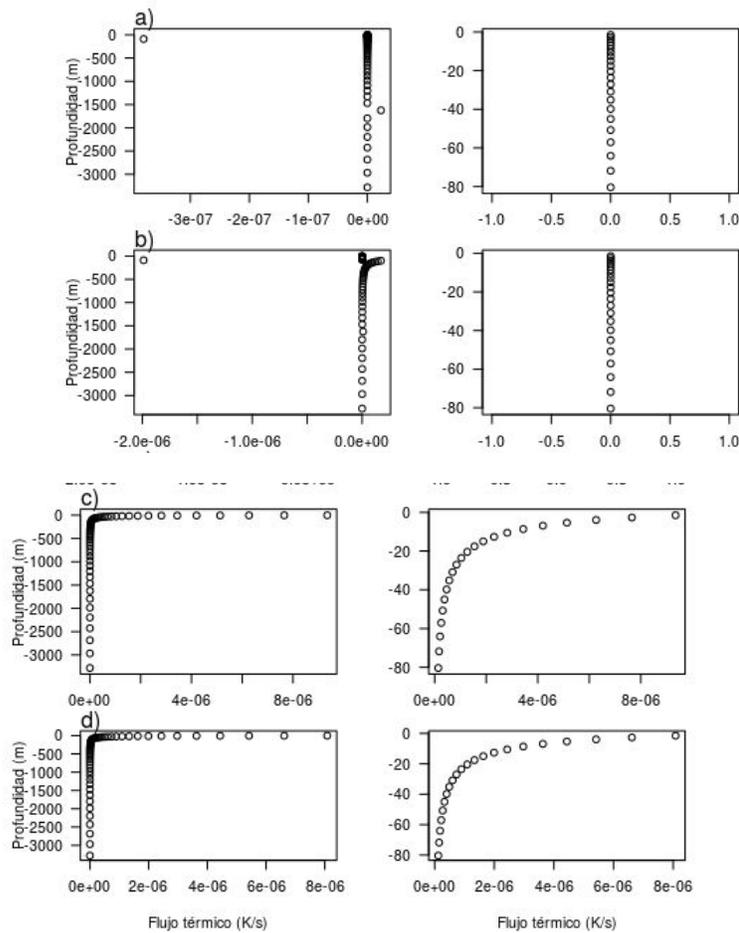


Figura 7.1.2. Perfil vertical total (izquierda) y superficial (derecha) del flujo térmico por difusión para los perfiles a) lineal, b) lineal-exponencial, c) casiexponencial y d) exponencial.

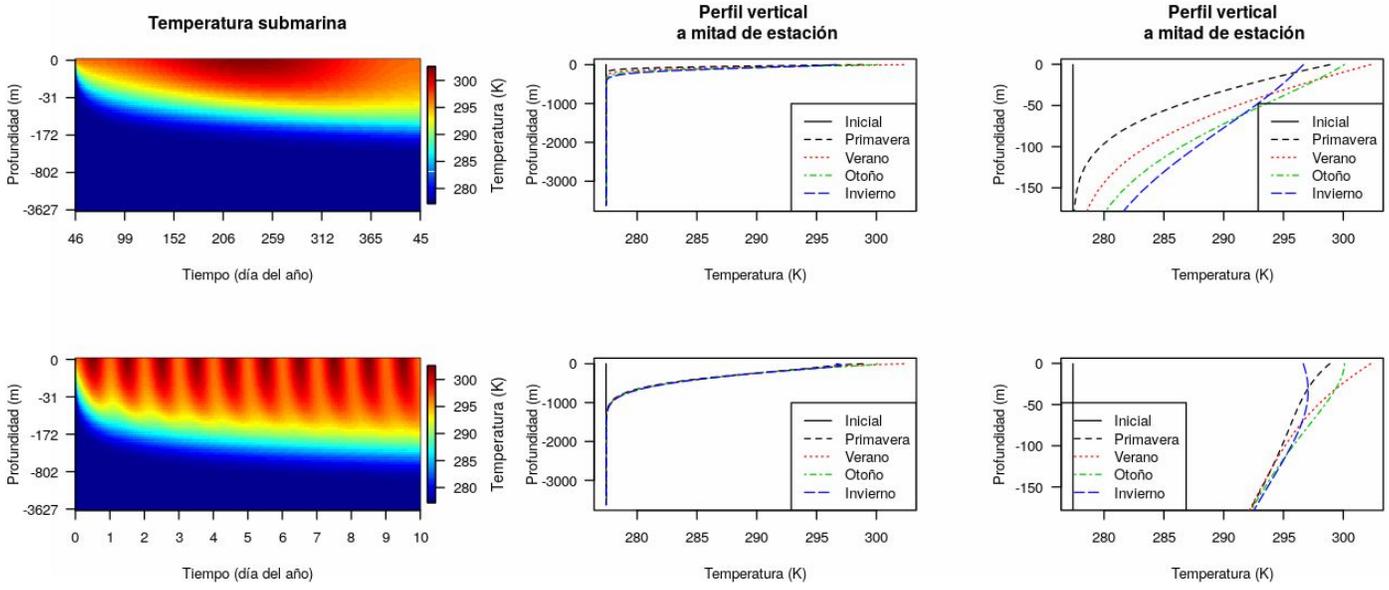


Figura 7.1.3. Evolución temporal (izquierda), perfil vertical total (centro) y superficial (derecha) de la temperatura oceánica del Golfo de México del primer (arriba) y décimo (abajo) año de simulación. Los perfiles corresponden a mediados de cada estación. Se usa un perfil inicial constante a $4.25\text{ }^{\circ}\text{C}$, SST sinusoidal prescrita y difusividad térmica de $3 \times 10^{-4}\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$.

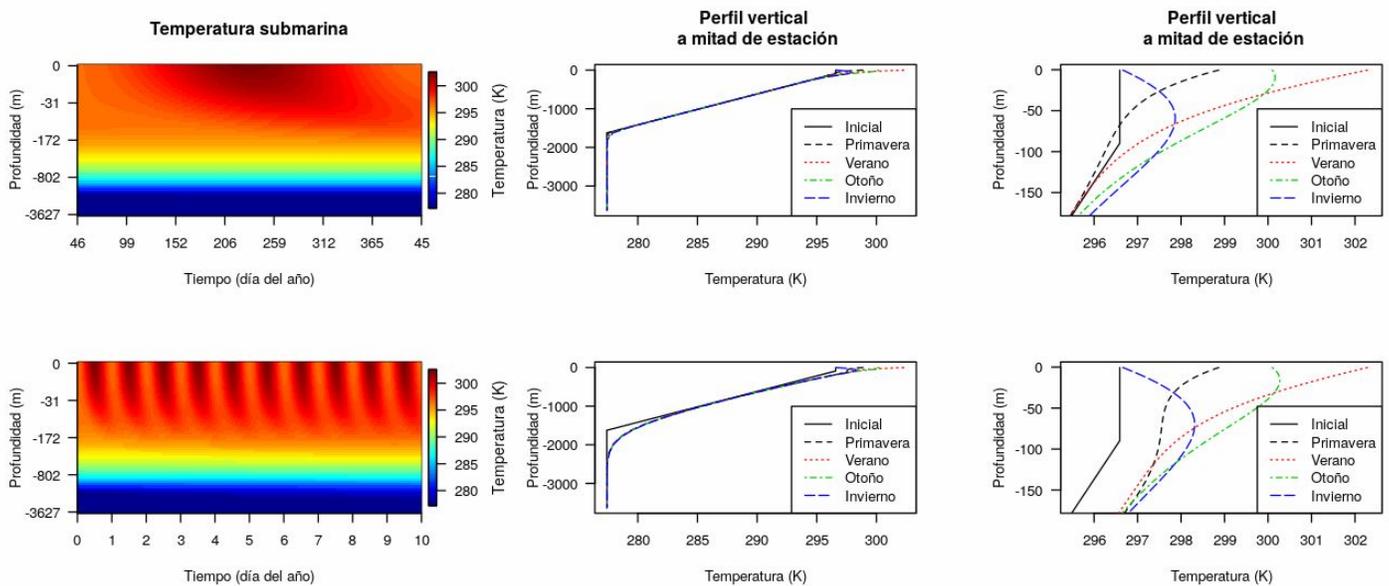


Figura 7.1.4. Como en la fig. 7.1.3 pero para un perfil inicial lineal.

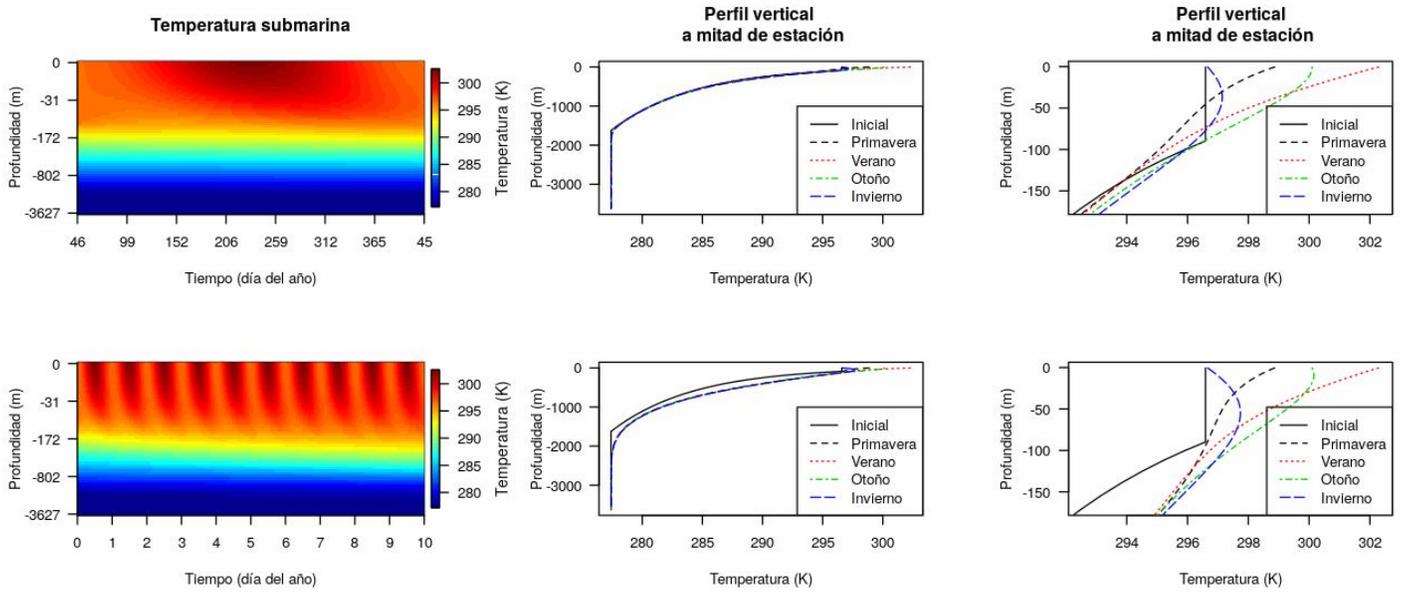


Figura 7.1.5. Como en la fig. 7.1.3 pero para un perfil inicial lineal-exponencial.

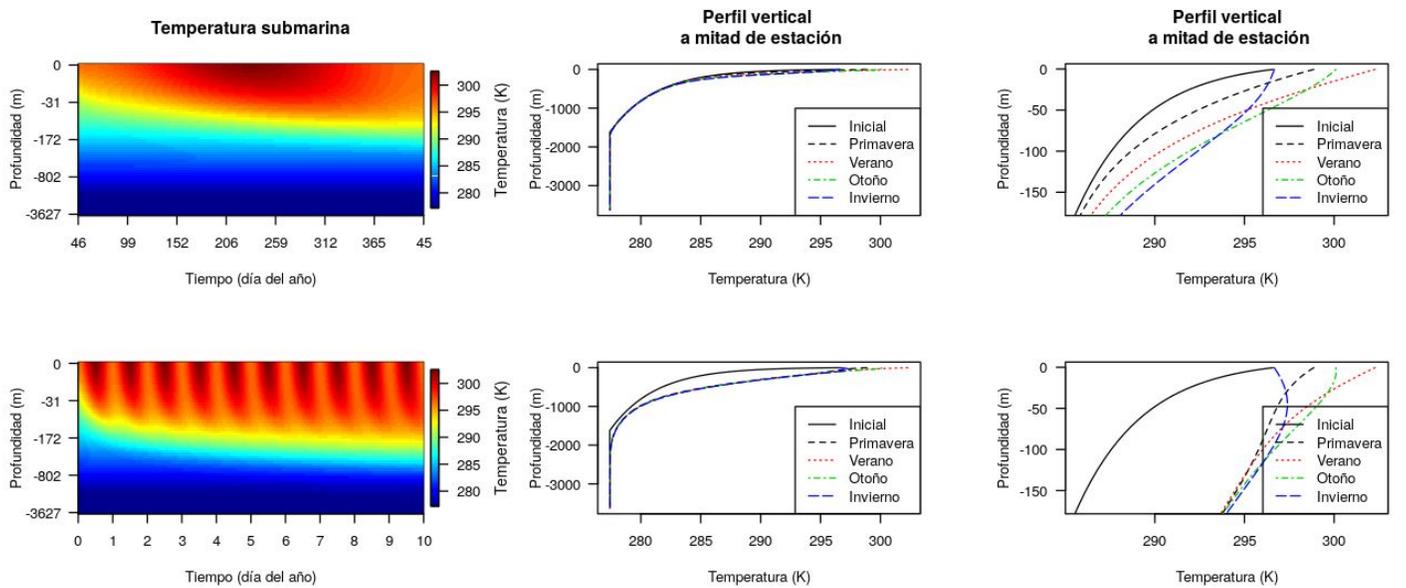


Figura 7.1.6. Como en la fig. 7.1.3 pero para un perfil inicial casiexponencial.

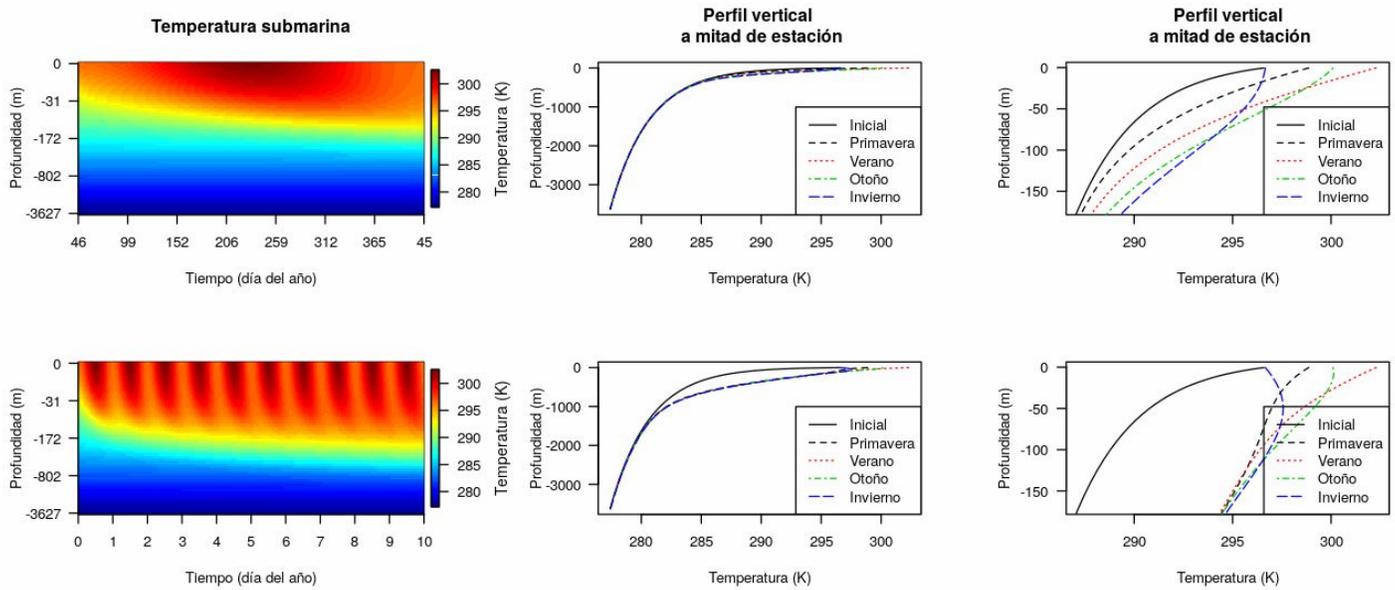


Figura 7.1.7. Como en la fig. 7.1.3 pero par un perfil inicial exponencial.

7.2. Experimento 2. Difusión con temperatura superficial de reanálisis

Este experimento es igual al anterior con perfil inicial lineal-exponencial, pero con SSTs climatológicas de reanálisis. Se usa las SSTs del promedio a largo plazo del reanálisis [NCEP](https://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/db_search/SearchMenus.pl) de la NOAA de 1981 a 2010, disponibles en su página web https://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/db_search/SearchMenus.pl. El punto de estudio en el Golfo de México es 23.8 N, 264 E. La media anual de las SSTs es 27.1 °C, el mínimo es 23.4 °C el 15 febrero (día 46 del año) y el máximo es 30.7 °C el 3 de septiembre (día 246) como muestra la figura 7.2.1.

El resultado (fig 7.2.2) es cualitativamente igual al correspondiente del experimento anterior (fig. 7.1.3). Las diferencias entre la SST paramétrica sinusoidal y la de reanálisis son menores de medio grado centígrado (fig. 7.2.3a). La difusión propagan esta diferencia hasta 150 m de profundidad (fig. 7.2.3 b y c).

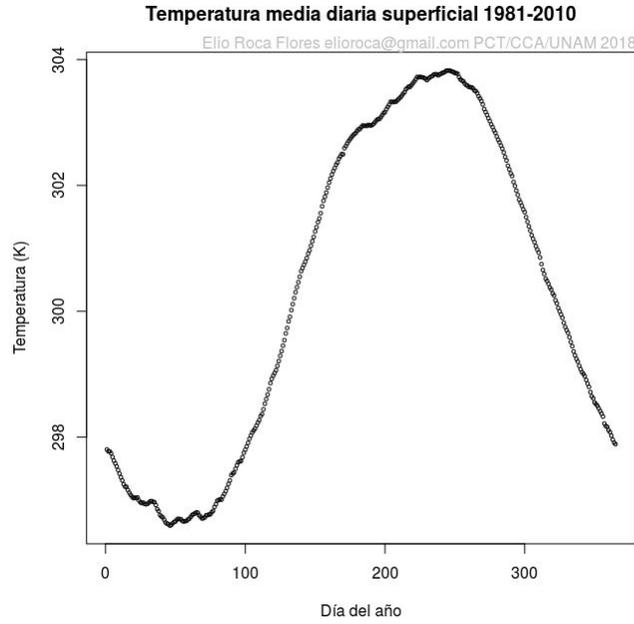


Figura 7.2.1. Media diaria de la temperatura superficial en 23.8 N, 264 E (Golfo de México) de 1981 al 2010 del reanálisis CDC derivado de NCEP. Datos de reanálisis de Physical Sciences Division, Earth System Research Laboratory, NOAA, Boulder, Colorado, del sitio web <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

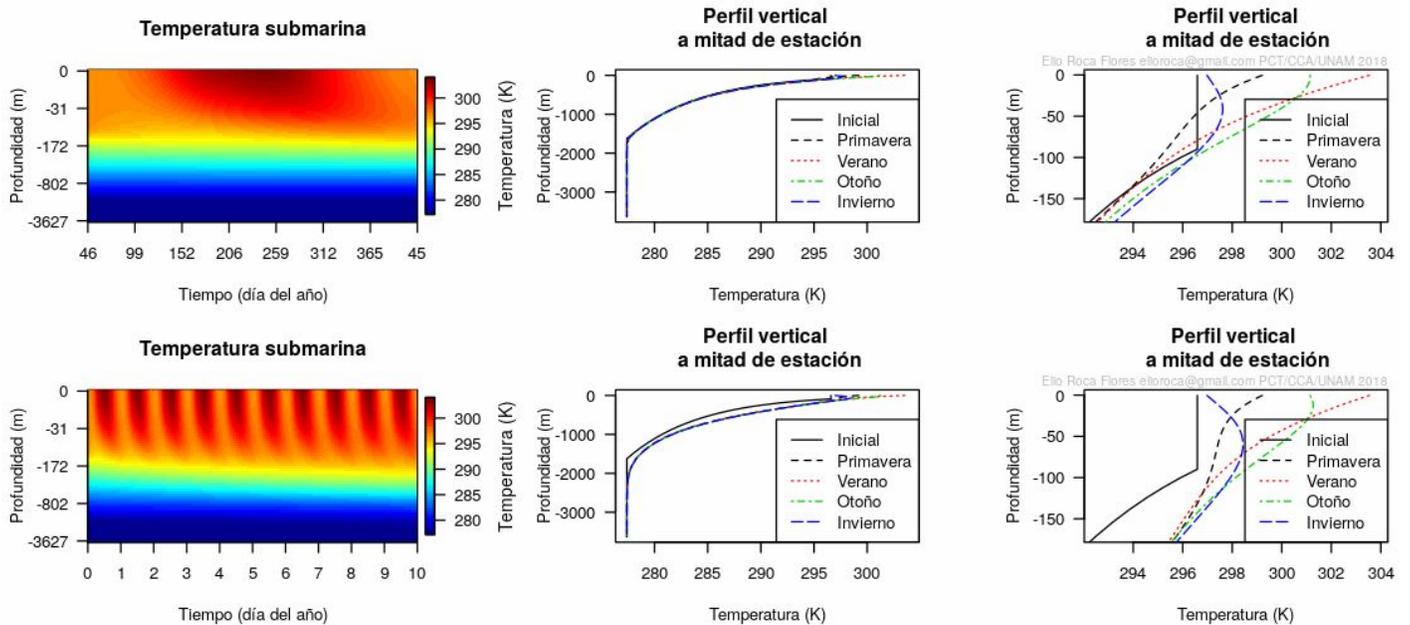


Figura 7.2.2. Efecto de la difusión en la temperatura oceánica en 23.8 N, 264 E (Golfo de México)

comenzando el 15 de febrero. Evolución temporal (izquierda), perfil vertical total (centro) y superficial (derecha) de la temperatura oceánica del Golfo de México del primer (arriba) y décimo (abajo) año de simulación. Los perfiles corresponden a mediados de cada estación. El perfil inicial es lineal-exponencial, la difusividad térmica es de $3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y la temperatura superficial es del reanálisis CDC derivado de NCEP (2019).

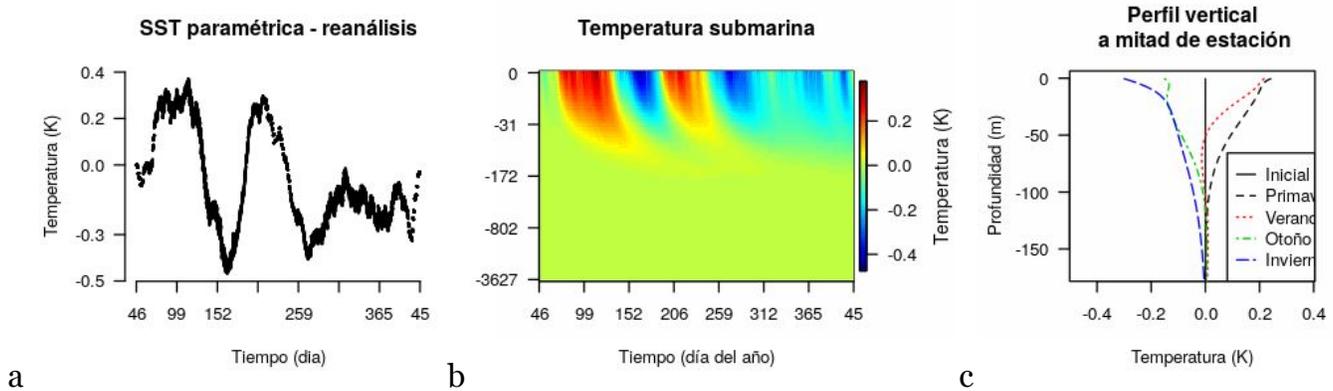


Figura 7.2.3. Diferencias entre usar SST paramétrica sinusoidal y de reanálisis (NCEP, 2019) en 23.8 N, 264 E (Golfo de México) comenzando el 15 de febrero. Panel izquierdo, diferencia entre SST paramétrica y de reanálisis. Panel de enmedio, diferencia del resultado usando SST paramétrica sinusoidal y de reanálisis. Panel derecho, diferencia entre los perfiles estacionales. El perfil inicial de las simulaciones es lineal-exponencial con difusividad térmica de $3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

7.3. Experimento 3. Radiación neta

Este experimento incorpora la radiación transmitida:

$$\partial_t T(z,t) = k \partial_{z,z}^2 T(z,t) - ((1-a_s)I(t)/\rho c h_R) e^{z/h_R} \quad 34$$

donde $a_s = 0.06$ es el albedo de la superficie del mar (Zavala, 1997), $\rho = 1035 \text{ kg m}^{-3}$ la densidad del agua marina, $c = 4186 \text{ J K kg}^{-1}$ el calor específico del agua, $h_R = 10 \text{ m}$ la penetración solar e I la radiación solar superficial oceánica neta, en W m^{-2} . Los valores medios diarios de I en 96 E, 23.8 N son del reanálisis NCEP de la NOAA de 1981 a 2010, disponibles en su página web https://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/db_search/SearchMenus.pl, como muestra la figura 7.3.1.

La temperatura es explícita mediante diferencias finitas:

$$T_{n,t} = T_{n,t-1} + \Delta t \{ k (T_{n+1,t-1} + T_{n-1,t-1} - 2T_{n,t-1}) / \Delta z_n^2 + ((1-a_s)I_s / \rho c h_R) e^{z(n)/h_R} \} \quad 35$$

donde $k = 3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ es el coeficiente de difusión térmica vertical oceánico, $\Delta t = 3600 \text{ s}$ es el incremento de tiempo en segundos y $\Delta z_n = h_{n+1}/2 + h_n + h_{n-1}/2$ el de profundidad en metros, el espesor de las capas varía exponencialmente $h_n = h_1 \exp((n-1)/10)$, con $h_1 = 1 \text{ m}$ es el espesor de la primera capa y $n = 1, 2, \dots, N$ el número de capa. Como la profundidad en 96 E, 23.8 N es 2570 m , la capa más cercana es $N = 56$ con profundidad media de 2684 m .

Los experimentos usan SSTs sinusoidales prescritas y el perfil inicial lineal-exponencial descrito en el primer experimento.

El primer experimento es la simulación de un año cancelando el término de difusión para observar solo el efecto de la radiación. El resultado es que la temperatura tiene aumento significativo en los primeros 30 m alcanzando los 450 K en la superficie el primer año de simulación (fig. 7.3.2). Aunque este resultado es irreal, ya que el agua se evapora, permite entender el proceso e identificar que la radiación afecta principalmente los primeros 20 m

El segundo experimento tiene los términos de difusión y radiación. El resultado es la generación de inversión térmica en primavera y verano, así como, la acentuación de la inversión en otoño e invierno, como muestra la figura 7.3.3.

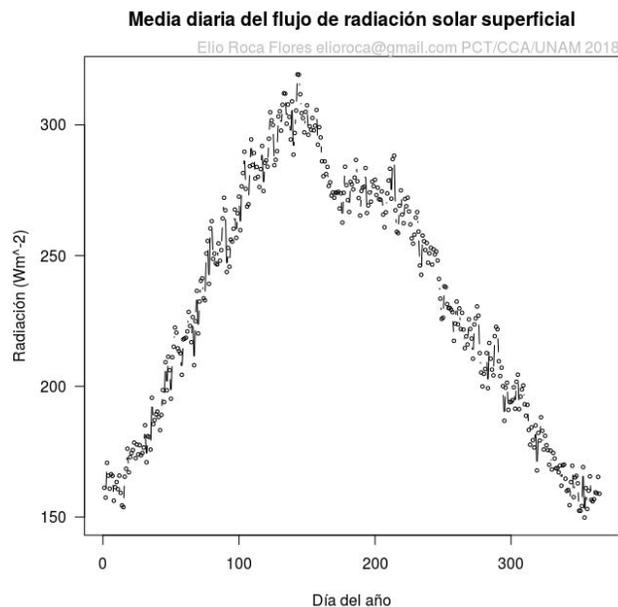


Figura 7.3.1. Media diaria del flujo total de radiación solar incidente en la ubicación 23.8 N, 264 E del reanálisis CPC de NCEP/NOAA de 1981 al 2010. Datos de reanálisis de Physical Sciences Division, Earth System Research Laboratory, NOAA, Boulder, Colorado, del sitio web <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

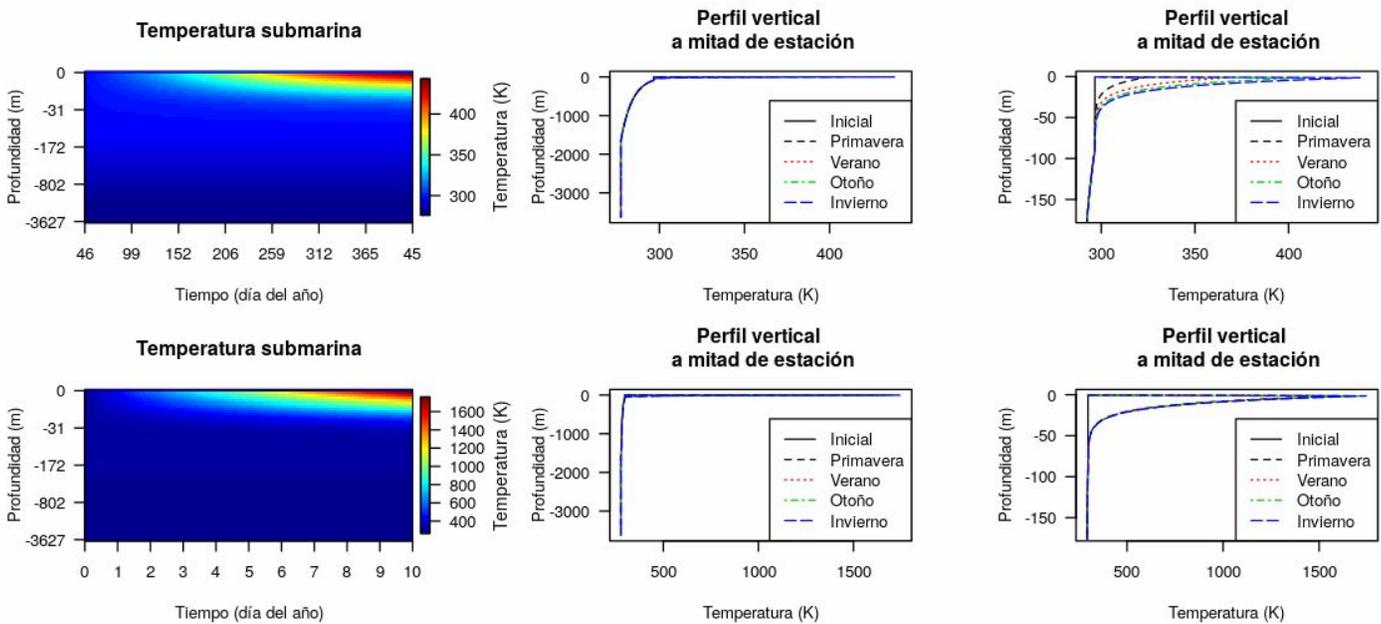


Figura 7.3.2. Efecto de solo insolación en la temperatura oceánica en 23.8 N, 264 E. Evolución temporal (izquierda), perfil vertical total (centro) y superficial (derecha) a mediados de cada estación del primer (arriba) y décimo (abajo) año de simulación con SSTs sinusoidales prescritas, difusividad térmica de $3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, perfil inicial lineal-exponencial e insolación neta superficial de reanálisis. Datos de Physical Sciences Division, Earth System Research Laboratory, NOAA, Boulder, Colorado, del sitio web <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

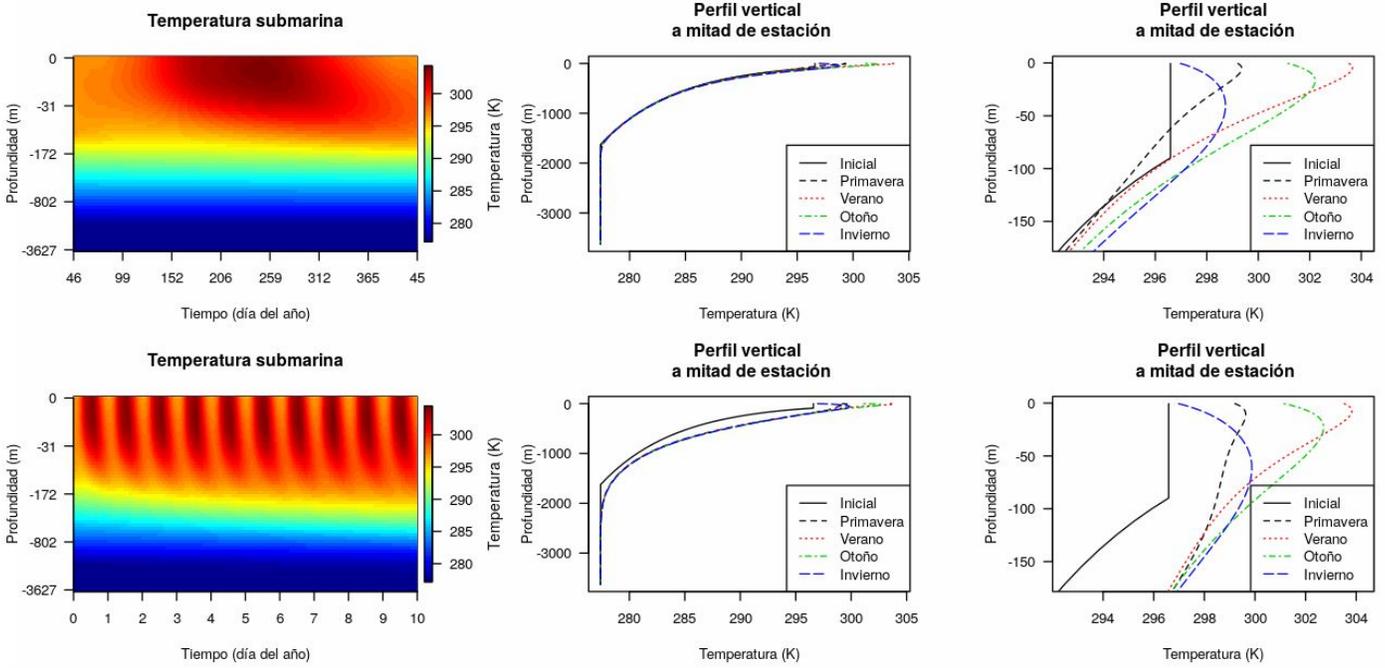


Figura 7.3.3. Como la fig. 7.3.2 pero para la difusión y la radiación.

7.4. Experimento 4. Nubosidad

Este experimento considera el efecto de las nubes usando la ecuación Berliand-Budyko para la latitud 25 N que permite expresar la radiación absorbida neta $(1-a_s)I$ en términos de la radiación solar incidente con cielo despejado ó insolación franca I_s y la fracción de nubosidad total ε como (Budyko, 1974, ec. 2.6; Mendoza, 2005):

$$(1-a_s)I = (1-\{0.35+0.38\varepsilon\}\varepsilon)(1-a_s)I_s \quad 36$$

donde $a_s = 0.06$ es el albedo de la superficie del mar (Zavala, 1997), entonces la ecuación de balance térmico (ec. 34) queda como:

$$\partial_t T = k \partial_{z,z}^2 T - (1-\{0.35+0.38\varepsilon\}\varepsilon)(1-a_s)(I_s/\rho c h_R) e^{z/h_R} \quad 37$$

donde $\rho = 1035 \text{ kg m}^3$ es la densidad del agua marina, $c = 4186 \text{ J K kg}^{-1}$ es el calor específico del agua y $h_R = 10 \text{ m}$ la penetración solar. Usando diferencias finitas se hace explícita la temperatura:

$$T_{n,t} = T_{n,t-1} + \Delta t \{k(T_{n+1,t-1} + T_{n-1,t-1} - 2T_{n,t-1})/\Delta z_n^2 + (1-\{0.35+0.38\varepsilon_{t-1}\}\varepsilon_{t-1})(1-a_s)(I_{s,t-1}/\rho c h_R)(e^{z/n}/h_R)\} \quad 38$$

donde $k = 3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ es el coeficiente de difusión térmica vertical oceánico, $\Delta t = 3600 \text{ s}$ es el incremento de tiempo en segundos y $\Delta z_n = h_{n+1}/2 + h_n + h_{n-1}/2$ el de profundidad en metros, el espesor de las capas varía exponencialmente $h_n = h_1 \exp((n-1)/10)$, con $h_1 = 1 \text{ m}$ es el espesor de la primera capa y $n = 1, 2, \dots, N$ el número de capa.

Se usa el perfil inicial lineal-exponencial descrito en el experimento 1, así como el promedio a largo plazo de las SSTs, nubosidad total ε y radiación solar incidente con cielo despejado I_s del reanálisis CPC de [NCEP/NOAA](https://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/db_search/SearchMenu.pl) de 1981 a 2010, disponible en su página web https://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/db_search/SearchMenu.pl, como muestra la figura 7.4.1.

Se usa un perfil inicial lineal-exponencial, el resultado es semejante al del experimento anterior como muestra la fig. 7.4.2, lo que indica que la parametrización de la radiación en términos de la nubosidad es correcta.

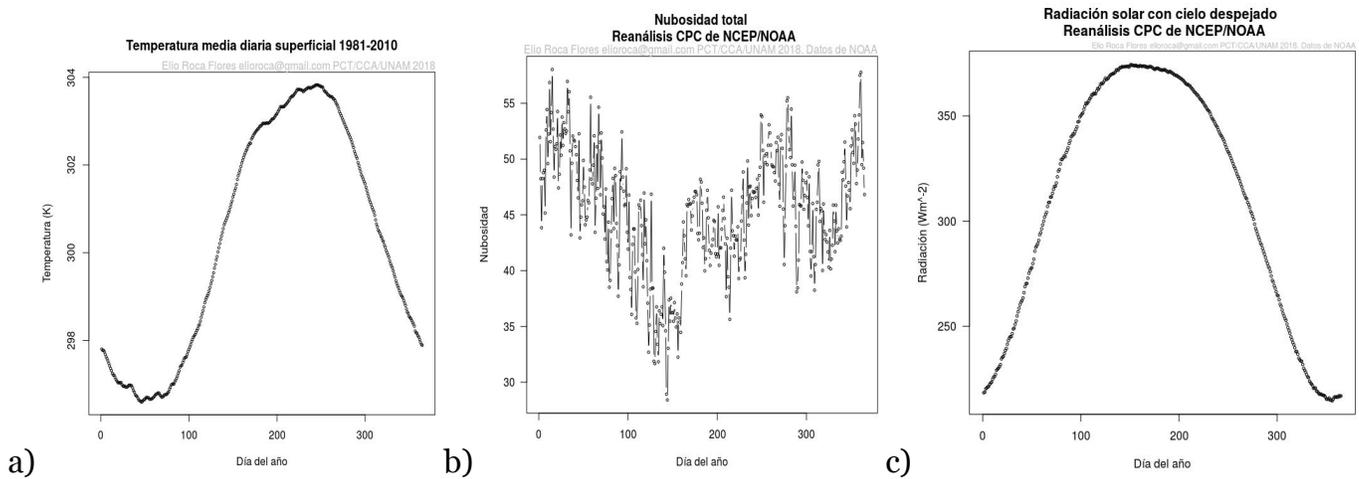


Figura 7.4.1. Media diaria climática de 1970 al 2010, en 23.8 N, 264 E, de a) la temperatura superficial, b) nubosidad total troposférica y c) insolación franca superficial del reanálisis CPC (2019).

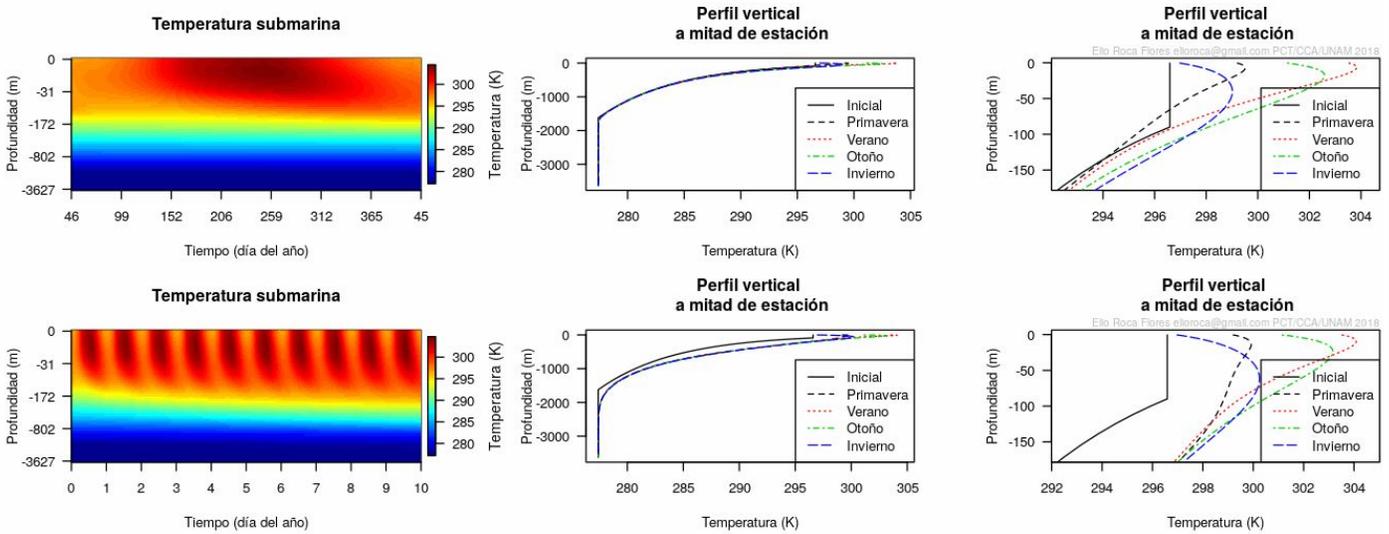


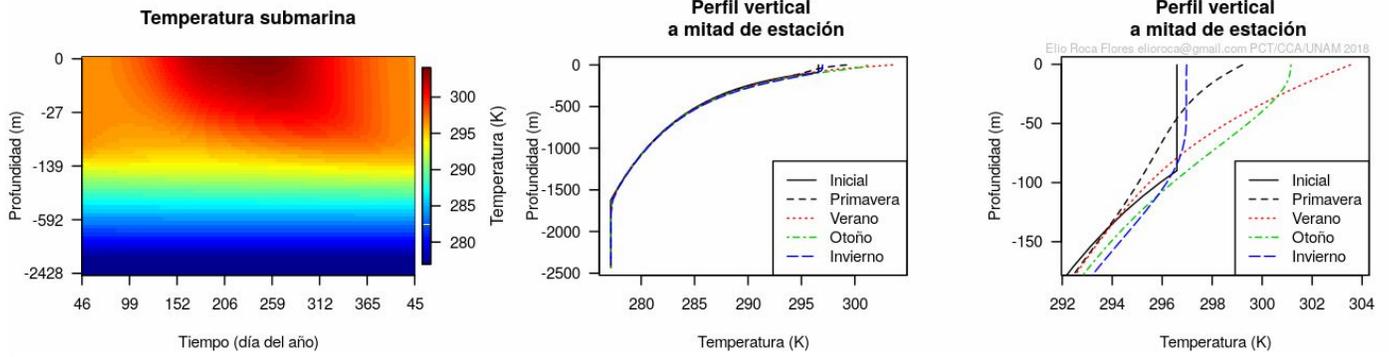
Figura 7.4.2. Efecto de la difusión, la insolación y la nubosidad en la temperatura oceánica en 23.8 N, 264 E. En el panel superior el resultado para el primer año y en el inferior para 10 años de simulación.

7.5. Experimento 5. Condición de mezclado

Cuando hay una inversión térmica ocurre inestabilidad vertical debido a la fuerza de flotación resultante de la diferencia de las densidades. Este proceso es local y dura minutos, por lo que este mezclado es prácticamente perfecto en el paso de tiempo de la simulación, esto numéricamente se hace promediando las capas adyacentes que presenten inversión térmica, este proceso es llamado ajuste convectivo (Yang, [2004](#); Alexander, [2008](#)), también es posible promediar todas las capas superiores a la anomalía positiva de temperatura, sin embargo este sobremezclado produce un enfriamiento superficial.

El experimento considera difusión, insolación neta, mezclado, perfil inicial lineal-exponencial y coeficiente de difusión térmica vertical de $k = 1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. El resultado es la formación de la capa de mezcla (fig. 7.5.1). Para corroborar el resultado se usa un perfil inicial constante a 4 °C, con el fin de que se desarrolle la capa de mezcla sin un perfil inicial que la propicie. Resultando que la capa de mezcla se forma desde el primer año de simulación y con el tiempo se profundiza, de modo que la capa de mezcla en invierno desciende 20 metros en el año 50 de simulación (fig. 7.5.2).

a)



b)

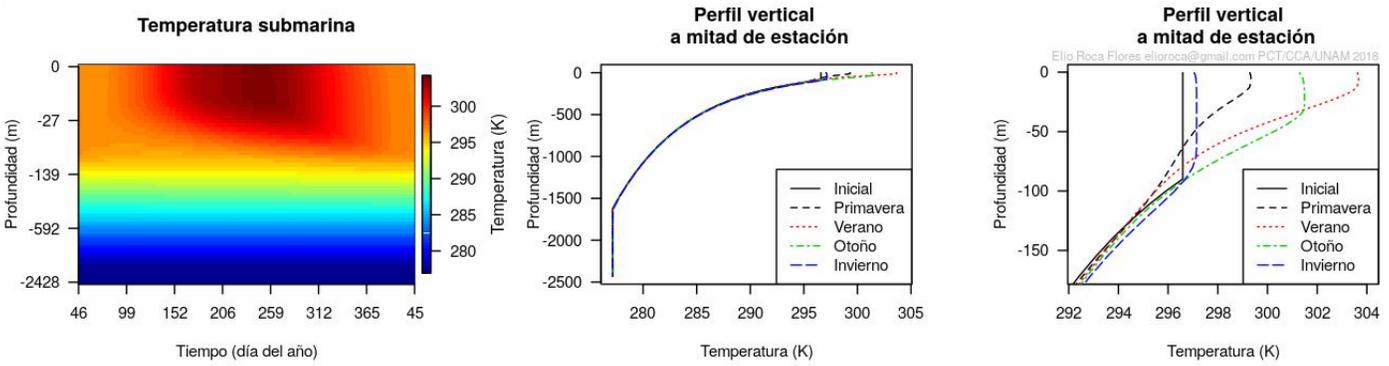


Figura 7.5.1. Temperatura en columna submarina en 23.8 N, 264 E, considerando a) difusión con mezclado y b) difusión, insolación y condición de mezclado. Los datos de insolación son del reanálisis CDC de NCEP/NOAA.

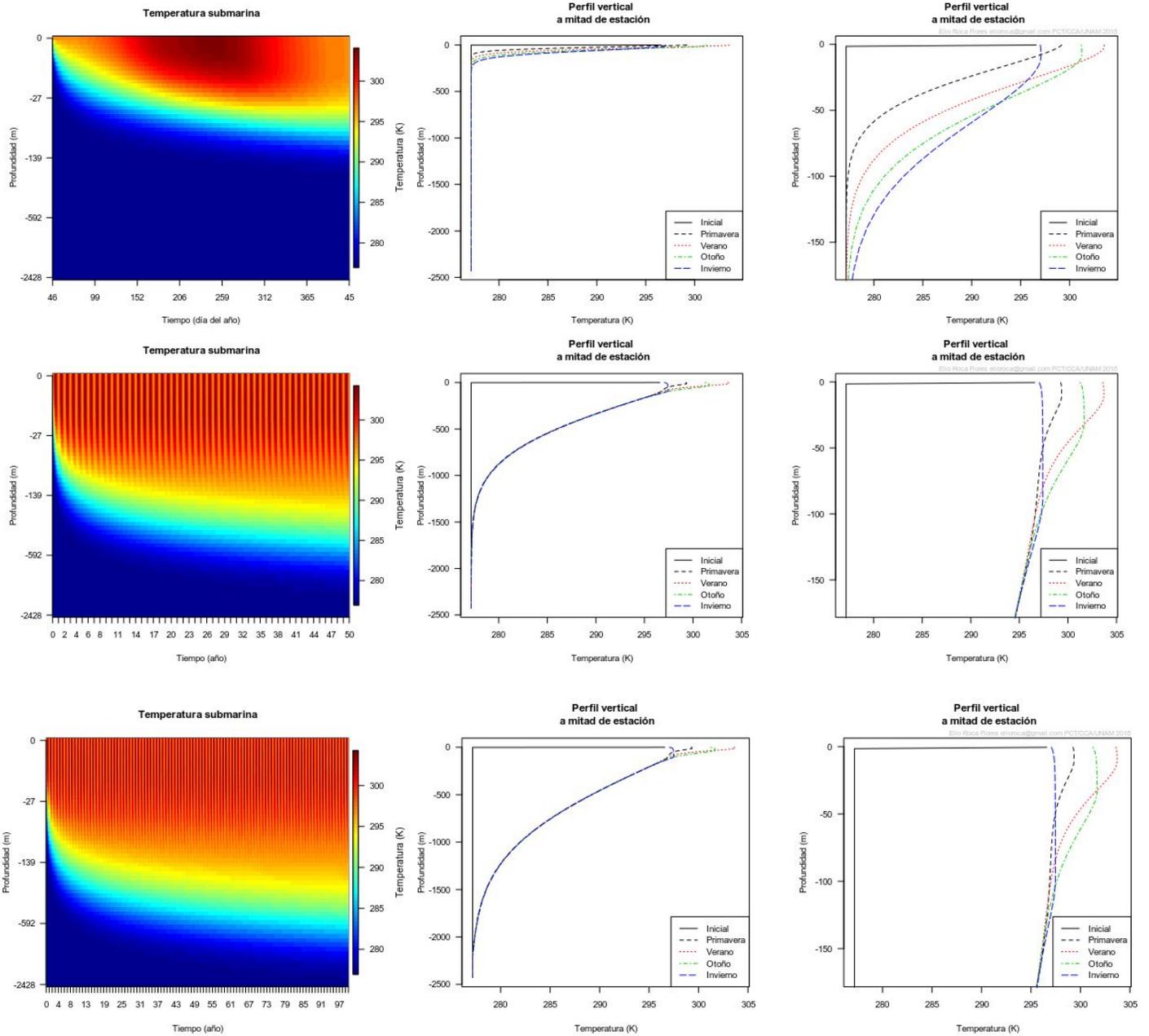


Figura 7.5.2. Evolución temporal de la temperatura, en 23.8 N, 264 E, considerando difusión, radiación, bombeo de Ekman y condición de mezclado con temperatura inicial igual a 4°C. En el panel superior el resultado para el primer año de simulación, en el panel intermedio para el cincuentavo y en el panel inferior para cien años de simulación.

7.6. Experimento 6. Bombeo de Ekman

Este experimento incorpora la advección producida por el bombeo de Ekman con los forzantes atmosféricos: temperatura superficial del mar SST , radiación solar incidente con cielo despejado I_s , nubosidad total ε , tomados del reanálisis CPC (2019) de la NOAA de 1981 a 2010, y media mensual de la rapidez del viento v_a tomados del reanálisis CDC (2019) de la NOAA de 1981 al 2010 (fig. 7.6.1). La ecuación de balance térmico es:

$$\partial_t T = k \partial_{z,z}^2 T + (1 - \{0.35 + 0.38\varepsilon\}\varepsilon)(1 - a_s)(I_s / \rho c h_R) e^{z/h_R} - w \partial_z T \quad 39$$

donde $k = 1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ es el coeficiente de difusión térmica vertical oceánico, $\rho = 1035 \text{ kg m}^{-3}$ es la densidad del agua marina, $c = 4186 \text{ J K kg}^{-1}$ es el calor específico del agua, $a_s = 0.06$ el albedo de la superficie del mar (Zavala, 1997), $h_R = 10 \text{ m}$ la penetración solar y w la componente vertical de la velocidad es estimada como la componente vertical del bombeo de Ekman que se parametriza sinusoidalmente con valor máximo w_E a la profundidad de Ekman h_E (Lu, 2017):

$$w = w_E \sin(-\pi z / 2h_E) \quad 40$$

donde el valor máximo del bombeo de Ekman w_E se estima con el rotacional del estrés mediante la escala de Stern (Wenegrat, 2017) usando la rapidez del viento zonal u y meridional v :

$$\rho f w_E = \rho_a C_d v_a (\partial_x v - \partial_y u) = \rho_a C_d v_a \zeta \quad 41$$

donde $\rho = 1035 \text{ kg m}^{-3}$ la densidad del agua de mar, $\rho_a = 1.225 \text{ kg m}^{-3}$ la densidad el aire, $C_d = 2.5 \times 10^{-3}$ el coeficiente de arrastre (Mendoza, 2005), v_a la rapidez del viento, ζ la vorticidad relativa, $f = 2\Omega \sin\varphi$ el parámetro de Coriolis, con $\Omega = 2\pi/86400 \text{ s} = 7.27 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ la velocidad angular de la Tierra y φ la latitud.

La profundidad de Ekman h_E se parametriza como (Lu, 2017, ec. 3):

$$h_E = 0.4 v_s / f = 0.4 (\rho_a C_d / \rho)^{1/2} v_a / f \quad 42$$

La temperatura es explícita con diferencias finitas:

$$T_{n,t} = T_{n,t-1} + \Delta t \{ k (T_{n+1,t-1} + T_{n-1,t-1} - 2T_{n,t-1}) / \Delta z_n^2 + (1 - \{0.35 + 0.38\varepsilon\}\varepsilon)(1 - a_s)(I_s / \rho c h_R) e^{z(n)/h_R} - w (T_{n+1,t-1} - T_{n-1,t-1}) / \Delta z_n \} \quad 43$$

donde $\Delta t = 3600 \text{ s}$ es el incremento de tiempo en segundos y $\Delta z_n = h_{n+1}/2 + h_n + h_{n-1}/2$ el de profundidad en metros, el espesor de las capas varía exponencialmente $h_n = h_1 \exp((n-1)/10)$, con $h_1 = 1 \text{ m}$ es el espesor de la primera capa y $n = 1, 2, \dots, N$ el número de capa.

El experimento estudia el efecto de un viento y bombeo de Ekman constante así como las condiciones para la difusión, radiación y mezclado del experimento anterior. El bombeo de Ekman anual medio en el sur del Golfo de México es del orden de centímetros por día (Dijkstra, [2008](#), fig. 5.13), el experimento sobreestima su valor en un orden de magnitud, $w_E = 1 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$, para resaltar el efecto. El punto de estudio (23.8N, 264E) tiene un viento medio anual de 6.8 m s^{-1} de 1981 al 2010, según el reanálisis [CDC](#) (2019). El arrastre medio o velocidad horizontal superficial media es 0.0117 m s^{-1} . El parámetro de Coriolis f es $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. La profundidad media de Ekman h_E es 78 m . La fig. 7.6.1 muestra la parametrización de la rapidez vertical.

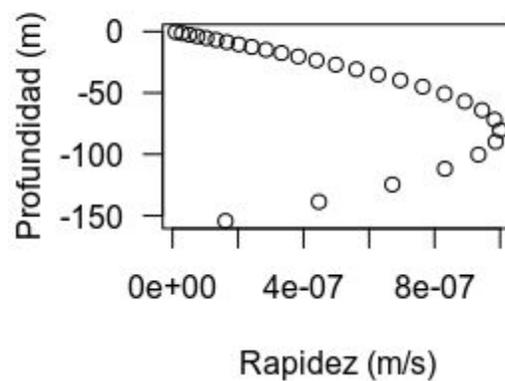


Figura 7.6.1. Perfil vertical de la componente vertical de la velocidad w . Para una rapidez del bombeo de Ekman de $w_E = 1 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ y profundidad de Ekman de $h_E = 78 \text{ m}$, producida por un viento superficial con rapidez de 6.8 m s^{-1} .

El resultado (fig. 7.6.2), en comparación con el experimento anterior sin bombeo de Ekman (fig. 7.5.1), presenta la generación de inversión térmica en las primeras capas y, en invierno, un aumento de $0.3 \text{ }^\circ\text{C}$ en la temperatura de la capa de mezcla y reducción de 30 m en su profundidad.

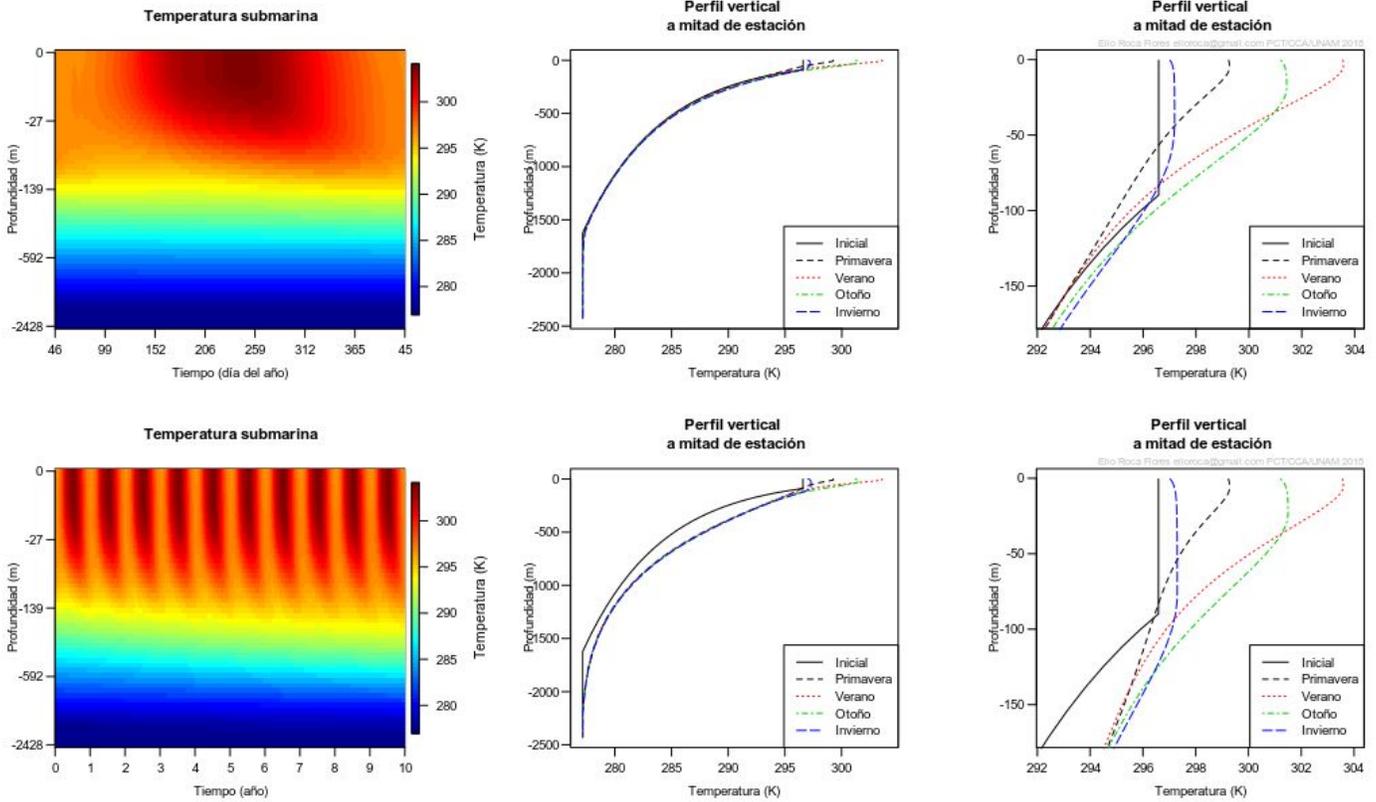


Figura 7.6.2. Evolución temporal en un año (panel superior) y veinte años (panel inferior) de la temperatura oceánica en 23.8 N, 264 E considerando los procesos de mezclado, difusión, radiación y bombeo de Ekman, con los forzantes temperatura superficial del mar, insolación franca, nubosidad, difusividad térmica de $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, viento $v_a = 6.8 \text{ m s}^{-1}$ y bombeo de Ekman $w_E = 1 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$.

7.7. Experimento 7. Calor sensible y latente

Este experimento incorpora el calor sensible y latente para determinar la temperatura T_1 de la capa superficial.

La temperatura de la ec. 8 es explícita con diferencias finitas:

$$SST = T_{1,t} = T_{1,t-1} + \Delta t \{ Q_R - Q_{CI} - Q_L - Q_S \} / \rho c h_1 \quad 44$$

donde $\Delta t = 3600 \text{ s}$ es el incremento de tiempo en segundos, $h_1 = 1 \text{ m}$ el espesor de la capa superficial, Q_R la radiación absorbida por la primera capa es la diferencia de la radiación neta superficial (ec. 14) menos la radiación que sale por el fondo de la primera capa (ec. 13), Q_L el calor

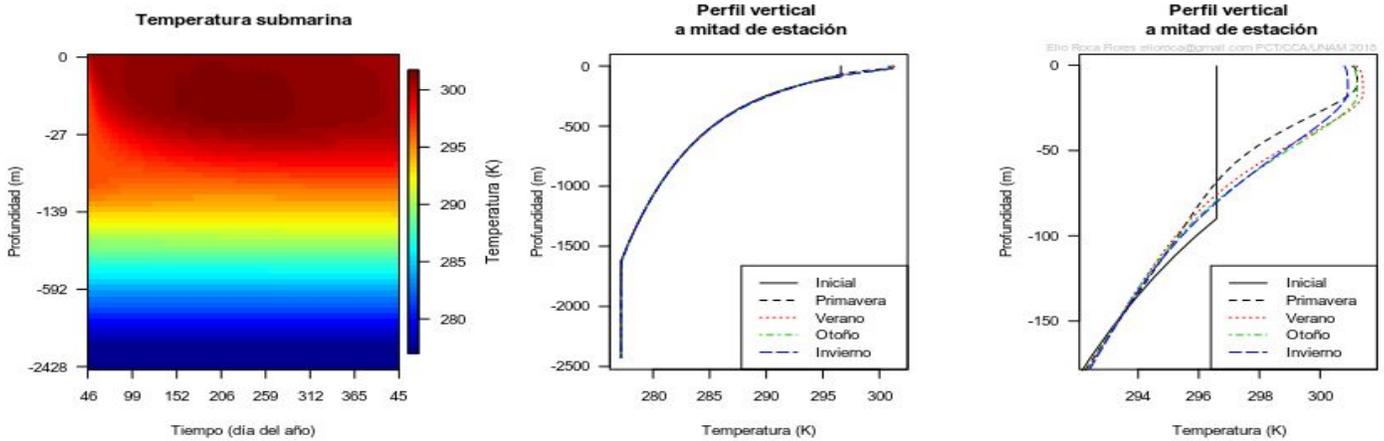
latente (ec. 26, con la parametrización de la humedad específica usada por Mendoza (2005)), Q_s el sensible (ec. 28) y Q_{C1} el calor que se transmite por conducción de la segunda a la primera capa:

$$Q_{C1} = \rho c k (T_2 - T_1) / h_1 \quad 45$$

donde $\rho = 1035 \text{ kg m}^{-3}$ es la densidad del agua marina, $c = 4186 \text{ J K kg}^{-1}$ es el calor específico del agua, $k = 1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Rahmstorf, 1992) es el coeficiente de difusión térmica vertical oceánico y h_1 el espesor de la primera capa.

Los experimentos son 3.

El primero con un perfil vertical inicial constante-exponencial, radiación y nubosidad variables pero con condiciones atmosféricas constantes. Viento $v_a = 6.8 \text{ m s}^{-1}$, presión $P_a = 1013 \text{ hPa}$, temperatura del aire $T_a = 300 \text{ K}$ y humedad relativa $U = 1$. El resultados son perfiles de temperatura estacional cercanos (fig. 7.7.1).



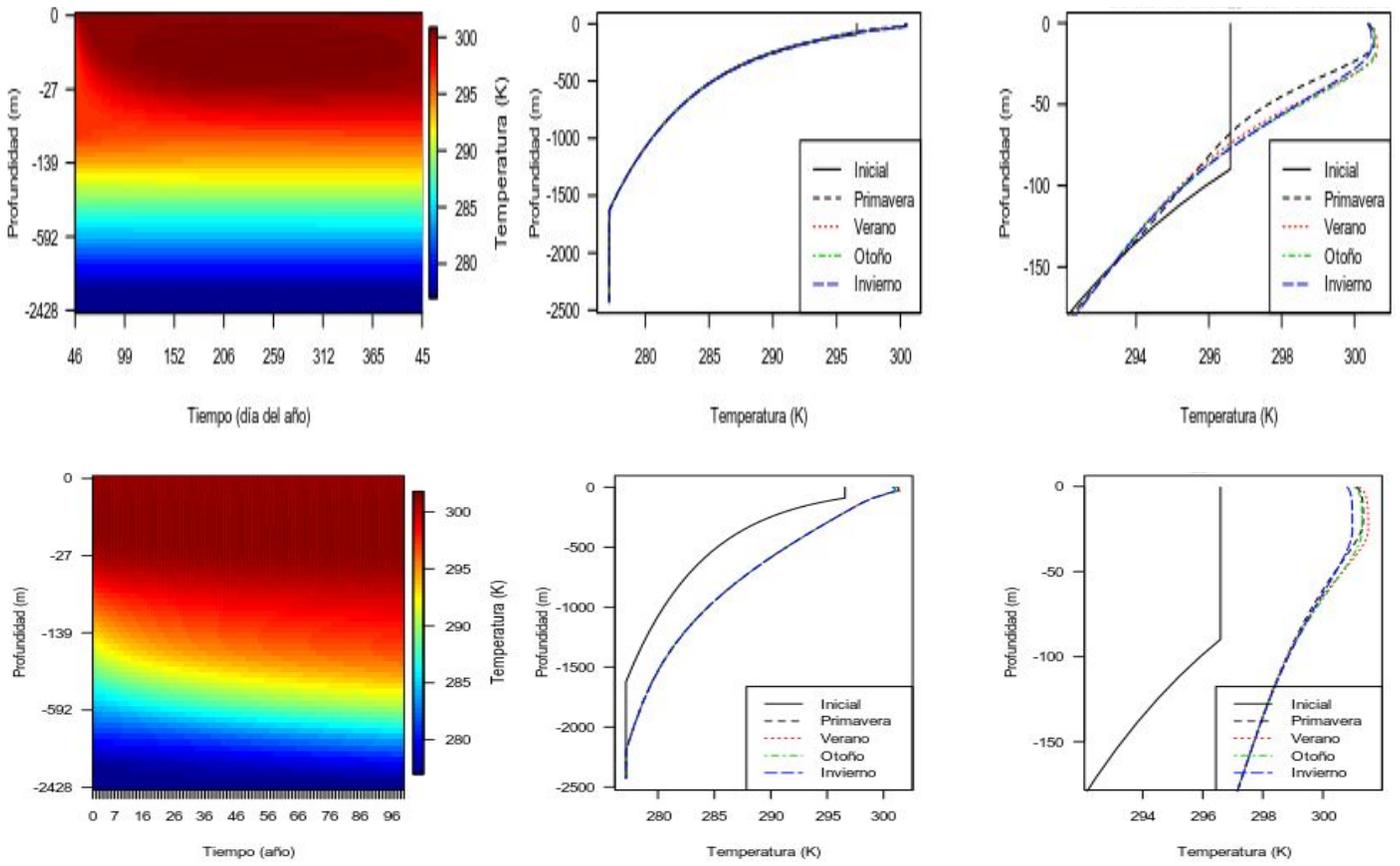


Figura 7.7.1. Evolución temporal de la temperatura considerando difusión, radiación, mezclado, advección y calor sensible y latente condiciones atmosféricas constantes de viento $v_a = 6.8 \text{ m s}^{-1}$, presión $P_a = 1013 \text{ hPa}$, temperatura del aire $T_a = 300 \text{ K}$ y humedad relativa $U = 1$. En el panel superior un año de simulación, en medio cincuenta y en el inferior cien.

El segundo experimento tiene un perfil vertical constante a $4 \text{ }^\circ\text{C}$ y las condiciones atmosféricas medias climáticas de 1981-2010 tomados del reanálisis CDC del NCEP/NCAR de la NOAA para la ubicación 23.8 N , 264 E del 1° de enero al 31 de diciembre (fig. 7.7.2). El resultado es que los perfiles a mitad de cada estación climática se separan (fig. 7.7.3). Respecto a los flujos térmicos, el calor latente siempre es menor que la radiación (fig. 7.7.4). Sin embargo, cuando las SSTs se mantienen constante, como ocurre al inicio del año, que estos flujos deben ser semejantes. Además, cuando las SSTs disminuyen, como ocurre para otoño alrededor de la hora 6000, la pérdida de calor (latente) debe ser mayor que el calor entrante (radiación). Respecto a la profundidad de la capa de mezcla, la evolución temporal de la profundidad de la capa de mezcla, en

la gráfica de dispersión con las SSTs (fig. 7.7.5), presenta una histéresis debida a la inercia térmica oceánica, la gráfica se traza en dirección contraria al reloj, la parte curva corresponde a los meses de febrero a junio y la recta al resto del año.

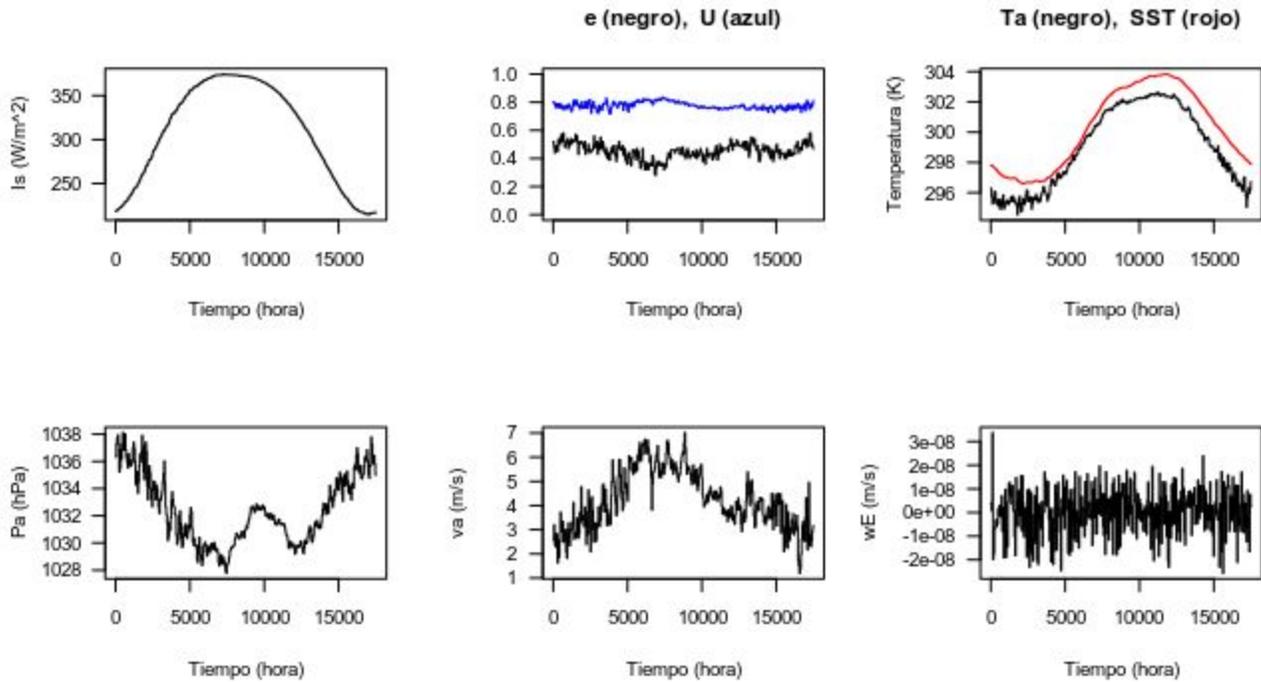


Figura 7.7.2. Forzamientos atmosféricos medios diarios climáticos del 1° de enero al 31 de diciembre para 1981-2010 tomados del reanálisis CDC del NCEP/NCAR de la NOAA para la ubicación 23.8 N, 264 E. De arriba a abajo y de izquierda a derecha, tenemos la radiación superficial total con cielo despejado I_s , nubosidad total e , humedad relativa U , temperatura atmosférica T_a a 10 m, temperatura superficial del mar SST , presión atmosférica al nivel del mar P_a , rapidez del viento a 10 m v_a y rapidez vertical del bombeo de Ekman w_E .

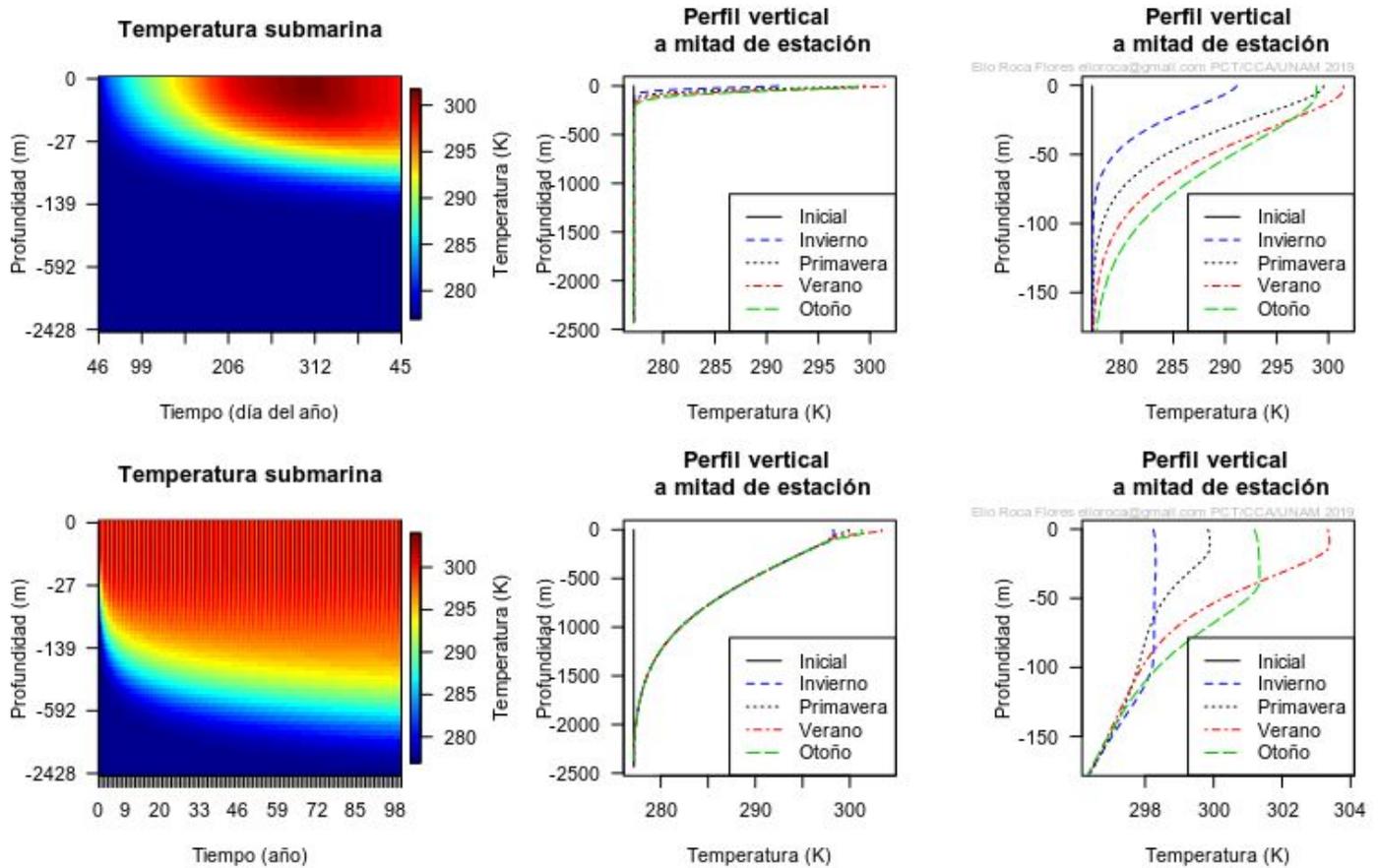


Figura 7.7.3. Evolución temporal la temperatura en un océano homogéneo inicialmente a 4 °C considerando difusión, radiación, mezclado, advección, calor sensible y latente.

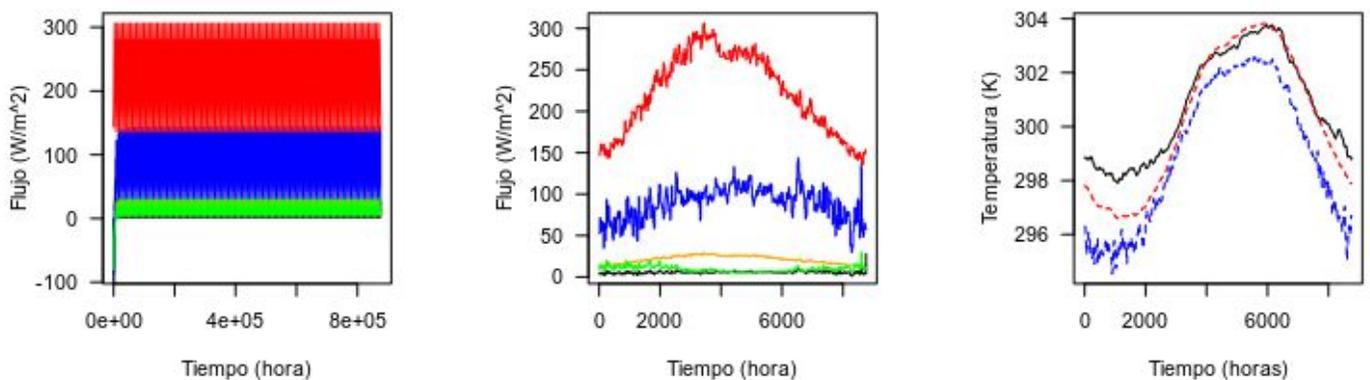


Figura 7.7.4. Simulación de flujos (izquierda y centro) y temperaturas superficiales. Flujos superficiales: radiación incidente en rojo, absorbida en la primera capa en naranja, calor latente en azul, sensible en verde y conducción subsuperficial en negro, en el panel izquierdo para 100 años de

simulación y en el centro para el último año. Panel izquierdo, temperatura superficial del mar calculada (línea negra), de reanálisis ERA5 (línea roja) y temperatura superficial del aire del reanálisis ERA5 (línea azul).

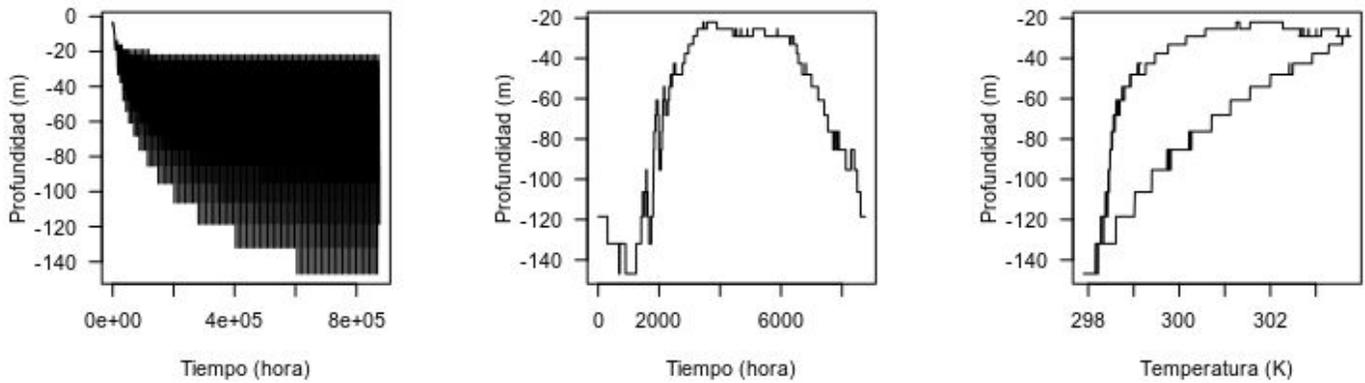


Figura 7.7.5. Simulación de la profundidad de la capa de mezcla a lo largo del tiempo. En el panel izquierdo se presenta la evolución durante 100 años, en el panel de enmedio para el centésimo año y en el panel derecho su dispersión con la temperatura superficial del mar.

El tercer experimento varía el valor del coeficiente térmico de intercambio turbulento vertical C_T , resultando ser el factor de escala para la temperatura superficial del mar. Para el valor 1×10^{-3} , coinciden los máximos de la temperatura superficial del mar calculada con los valores de reanálisis, y, para el valor 1.2×10^{-3} , las SSTs calculadas disminuye reduciendo el error respecto a reanálisis, como muestra la figura 7.7.6.

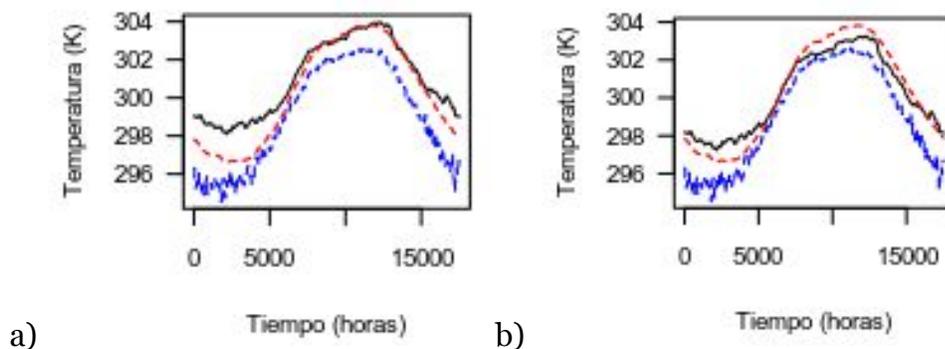


Figura 7.7.6. SSTs (línea negra) calculada usando C_L con valor de a) 1×10^{-3} y b) 1.2×10^{-3} . Además, SSTs de reanálisis ERA5 (línea roja) y temperatura superficial del aire del reanálisis ERA5 (línea azul).

7.8. Experimento 8. Difusión variable

Los experimentos anteriores usan un coeficiente de difusión térmica k constante a $3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y presentan una profundización de la capa de mezcla con el tiempo. Para evitar que esto ocurra, se propone que k disminuya con la profundidad (St Laurent, 1999, fig. 13b; Canuto, 2002, fig. 10a):

$$k = k_o e^{z/h_k} + k_f \quad 46$$

donde $k_o = 1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ es la k superficial (Srifer, 2007), $k_f = 1 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ la del fondo (Vallis, 2017, p. 776; Treguier, 2006, tab. 2) y h_k la profundidad característica de k . Entonces, además del término de difusión, se deriva uno de conducción con sentido contrario (Treguier, 2006, ec. 8):

$$\partial_z k \partial_z T = k \partial_{z,z}^2 T + (\partial_z k) \partial_z T \quad 47$$

$$\partial_z k \partial_z T = k \partial_{z,z}^2 T + (k/h_k) \partial_z T \quad 48$$

Las simulaciones son de mil años variando h_k a los valores de 100 y 500 m con los forzamientos atmosféricos del experimento anterior y una temperatura tanto inicial como de fondo igual a $2 \text{ }^\circ\text{C}$ (Vallis, 2017, fig. 20.9). La fig. 7.8.1 muestra los perfiles verticales del coeficiente de difusión térmica.

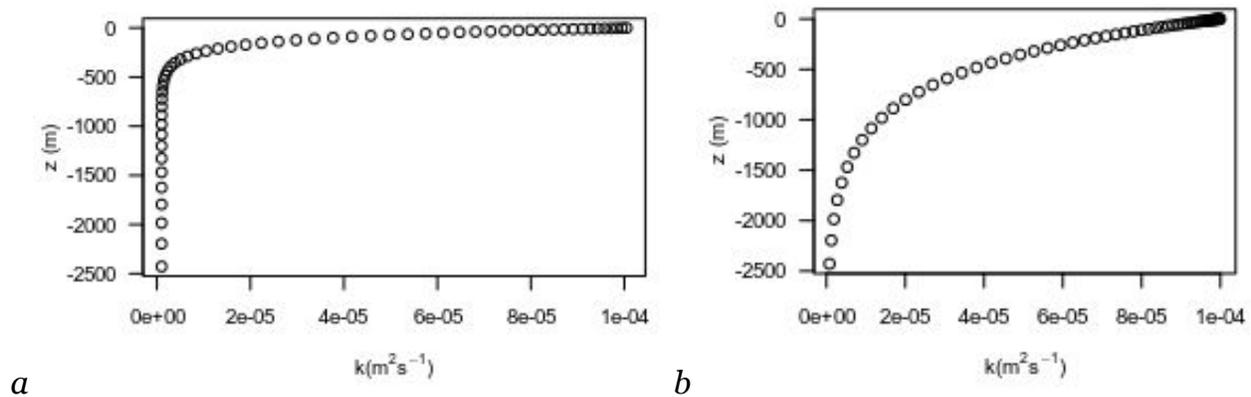
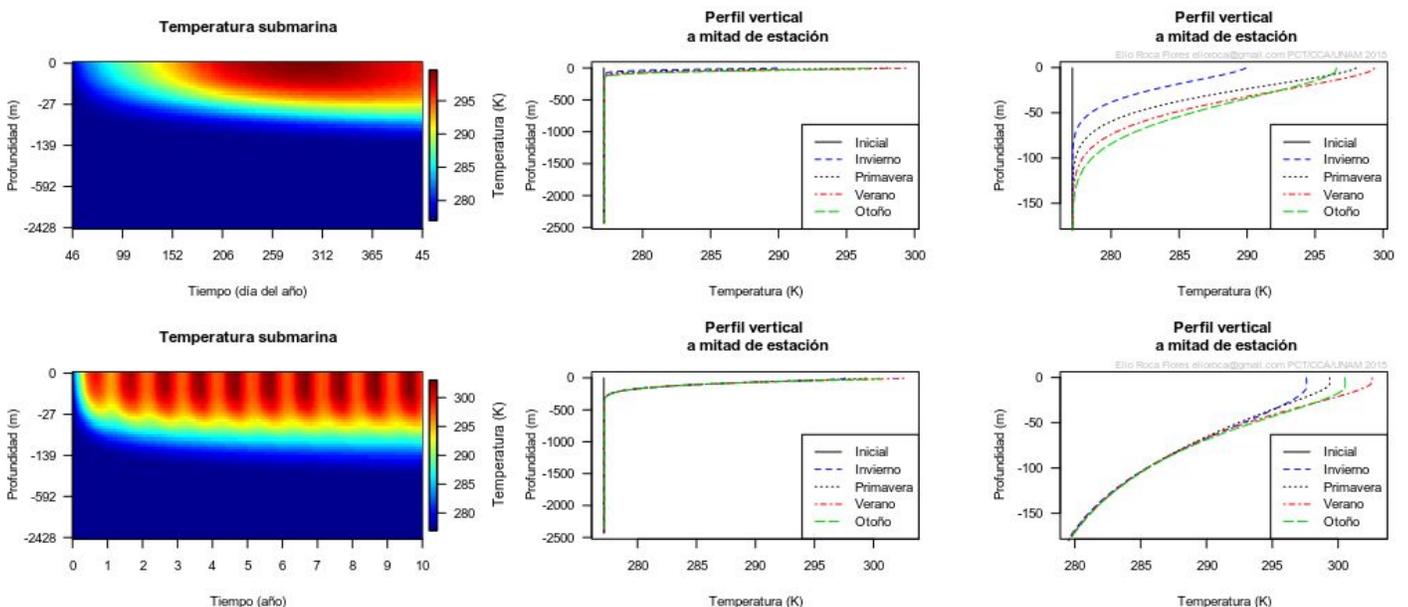


Figura 7.8.1. Perfil vertical del coeficiente de difusión térmica k para h_k igual a a) 100 m y b) 500 m .

Los resultados son presentados en forma gráfica. Las gráficas contienen la evolución temporal de la temperatura y de la profundidad de la capa de mezcla para toda la simulación, además, perfiles verticales de temperatura estacional, SSTs calculadas, reanálisis de T_a y SSTs para el último año de simulación.

Para h_k igual a 100 m , el resultado converge rápidamente en los primeros años (fig. 7.8.2). El calor latente es cercano al sensible, hay poca inercia térmica y reducida variabilidad de las SSTs (fig. 7.8.3). El sistema se estabiliza en los primeros años, sin embargo la termoclina es muy somera por lo que se aumentó h_k .

Para h_k igual a 500 m , el fondo de la termoclina alcanza la profundidad de 981 m y la temperatura de $4.9\text{ }^\circ\text{C}$ (fig. 7.8.4) cercanos a los valores reportados de 1000 m y $5\text{ }^\circ\text{C}$ para enero de 1984 en 25 N , 95 W (Vidal, 1994; Caso, 2004, p. 110). Además, las SSTs, la profundidad de la capa de mezcla, la inercia térmica y los flujos de calor sensible y latente tiene un comportamiento semejante a las observaciones (fig. 7.8.5). El perfil final de esta simulación se usa como condición inicial para el experimento con el huracán Gilbert.



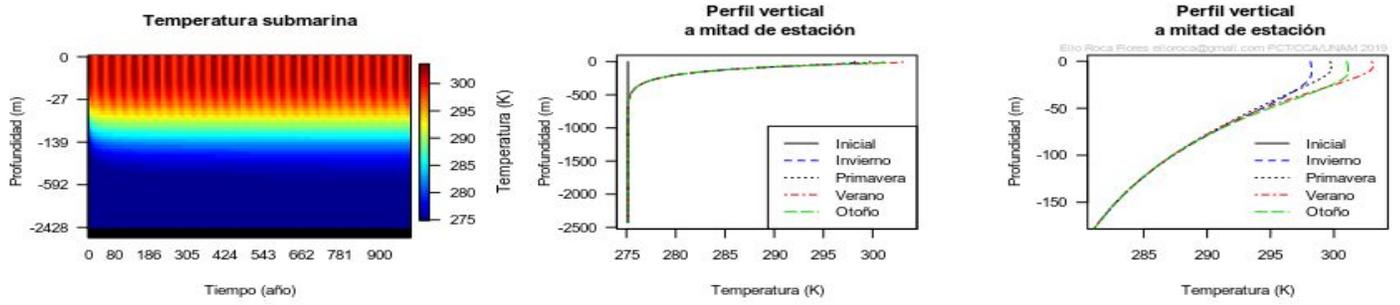


Figura 7.8.2. Evolución temporal la temperatura en un océano homogéneo inicialmente a 4°C considerando difusión, radiación, mezclado, advección, calor sensible y latente con un coeficiente de difusión térmica variable con la profundidad. En el panel superior el resultado para el primer año de simulación, en el panel de en medio el décimo año de simulación y en el panel inferior el resultado para el año 1000 de simulación. Con $k_o = 1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $k_f = 1 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y $h_k = 100 \text{ m}$.

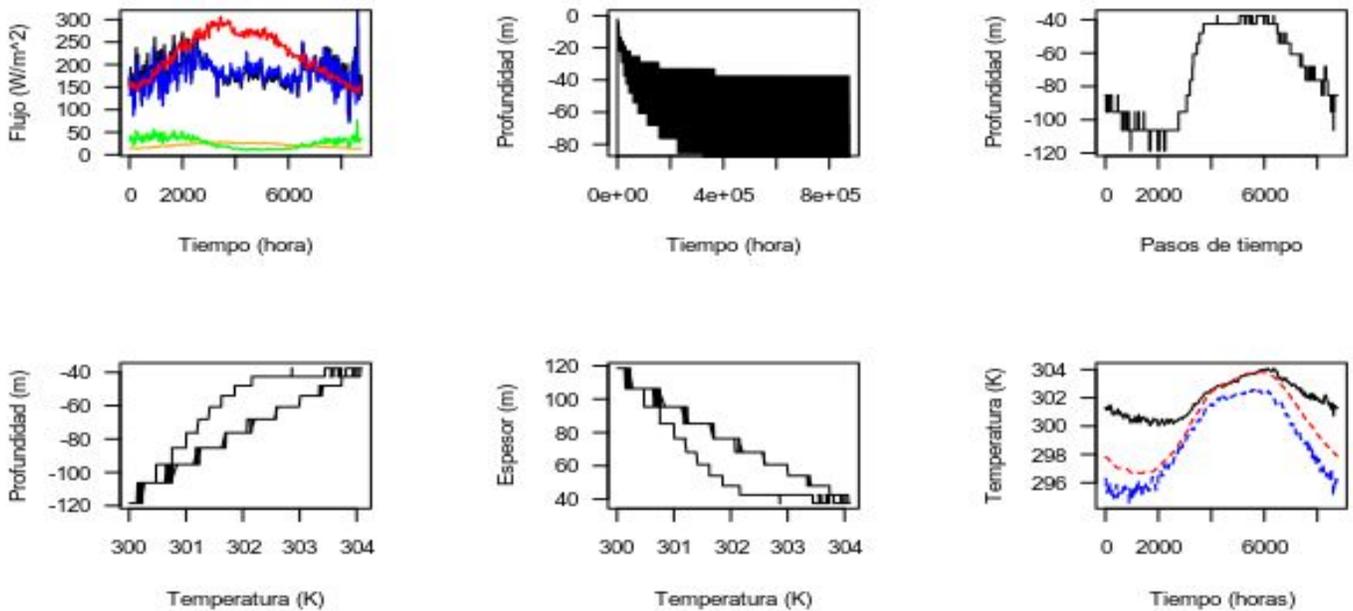


Figura 7.8.3. Flujo y temperatura superficial para el último año de simulación con $h_k = 100 \text{ m}$. Flujos superficiales (radiación incidente en rojo, absorbida en la primera capa en naranja, calor latente en azul, sensible en verde y conducción subsuperficial en negro). Profundidad de la capa de mezcla y su dispersión con la temperaturas superficial del mar. Por último, la temperatura superficial del mar calculada (línea negra), de reanálisis ERA5 (línea roja) y temperatura superficial del aire del reanálisis ERA5 (línea azul).

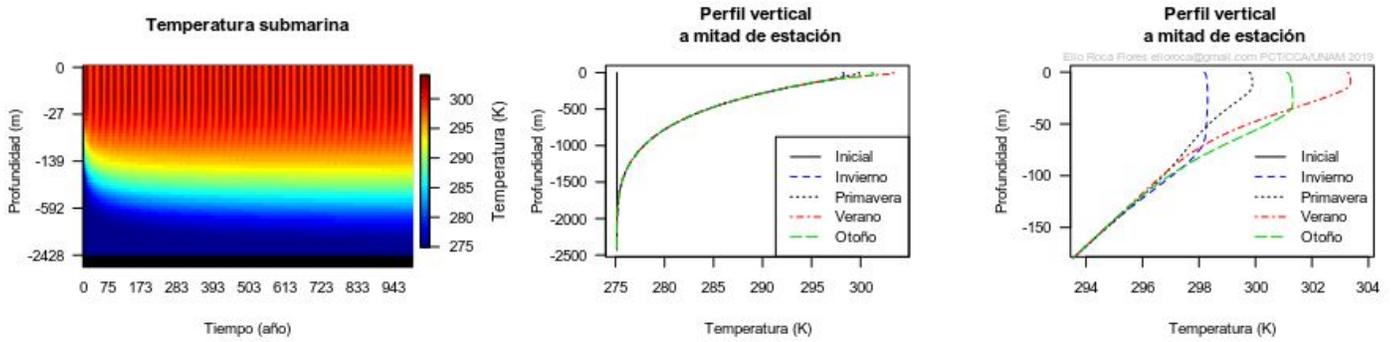


Figura 7.8.4. Como fig. 7.8.2 pero para $h_k = 500 m$.

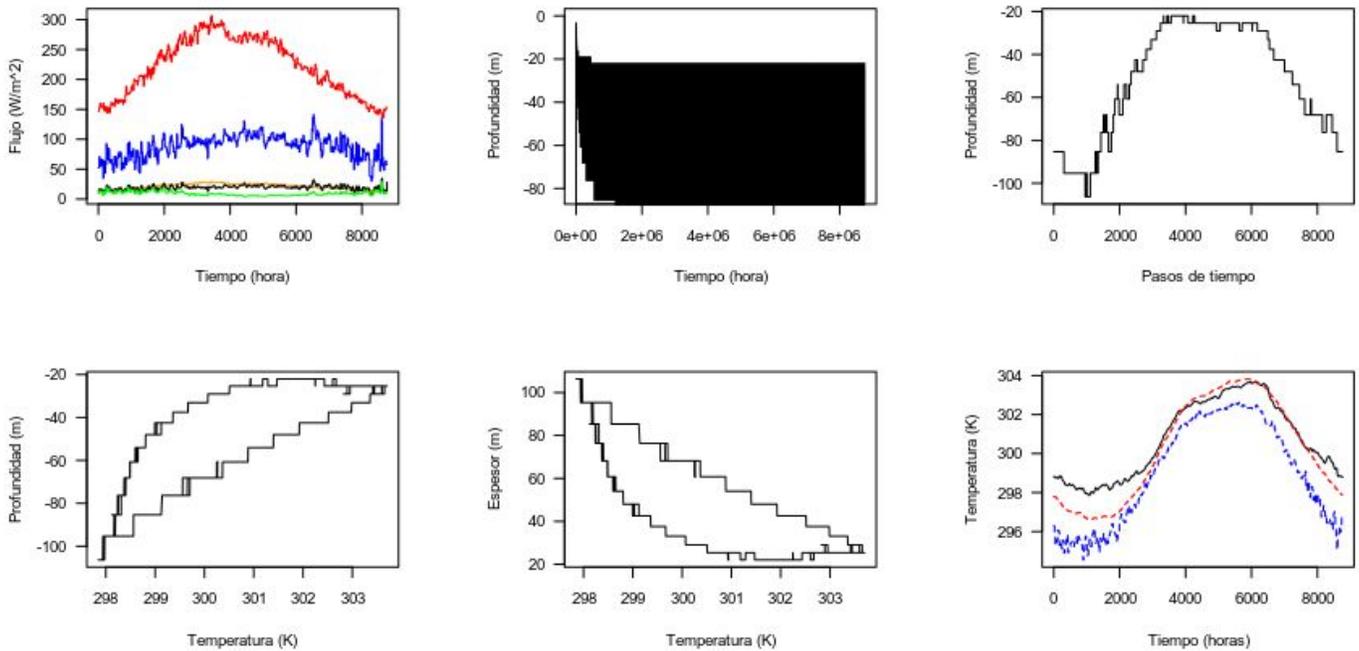


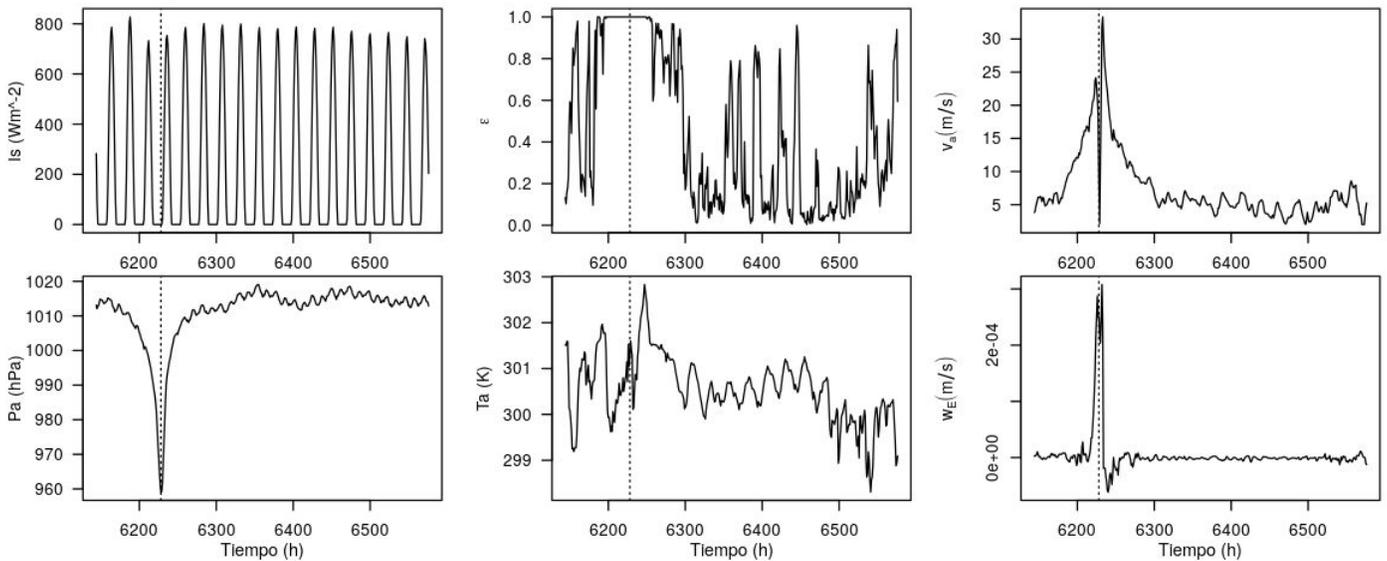
Figura 7.8.5. Como fig. 7.8.3 pero para $h_k = 500 m$.

7.9. Experimento 9. Huracán Gilbert

El paso del huracán Gilbert por el Golfo de México es estudiado con el modelo del experimento anterior. Los datos de las condiciones atmosféricas en 1988 son tomadas del reanálisis ERA5 (CS3, 2019) para el punto de rejilla 264.5 E, 23.5 N. A esta latitud el periodo inercial $2\pi/f$ es de 30 h. Las variables atmosféricas son: radiación superficial oceánica con cielo despejado I_s , nubosidad total ε , viento zonal y meridional, temperatura atmosférica a 2 m T_a y presión

atmosférica al nivel del mar P_a . El coeficiente de arrastre C_d es contrastante a la media de 1988 con valor de 1×10^{-3} a pesar que tiene una desviación estándar de 3×10^{-4} y un máximo de 5.6×10^{-3} el 15 de septiembre a las 18 UTC. La densidad del aire igual también es tomada constante a su media anual para 1988 de 1.176 kg m^{-3} a pesar que tiene una desviación estándar de 0.018 kg m^{-3} y mínimo de 1.093 kg m^{-3} el 15 de septiembre a las 13 UTC. La humedad relativa es constante a 0.8 (fig. 7.7.2). La figura 7.9.1 muestra las condiciones atmosféricas del 13 al 20 de septiembre de 1988.

La rapidez y rotacional del viento son calculadas con los valores de viento zonal y meridional. Con el rotacional del viento se calcula la rapidez de bombeo de Ekman w_E . Para 1988, la media enero-agosto de w_E es $2 \times 10^{-10} \text{ m s}^{-1}$ y el valor máximo es de $3 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ alcanzado el 16 de septiembre a las 16 UTC. Con la rapidez del viento v_a se parametriza h_E . Con w_E y h_E se parametriza la componente vertical w de la velocidad oceánica (fig. 7.9.2). La temperatura oceánica se calcula para 1988.



La figura 7.9.1. Forzamientos: radiación superficial oceánica con cielo despejado I_s , nubosidad total ϵ , viento superficial a 10 m, presión atmosférica al nivel del mar P_a , temperatura atmosférica a 2 m T_a y rapidez del bombeo vertical de Ekman w_E en 264.5 E, 23.5 N del 13 al 30 septiembre de 1988. La línea punteada vertical indica el paso del ojo del huracán Gilbert el 16 de septiembre a las 12 UTC, hora 6228 del año.

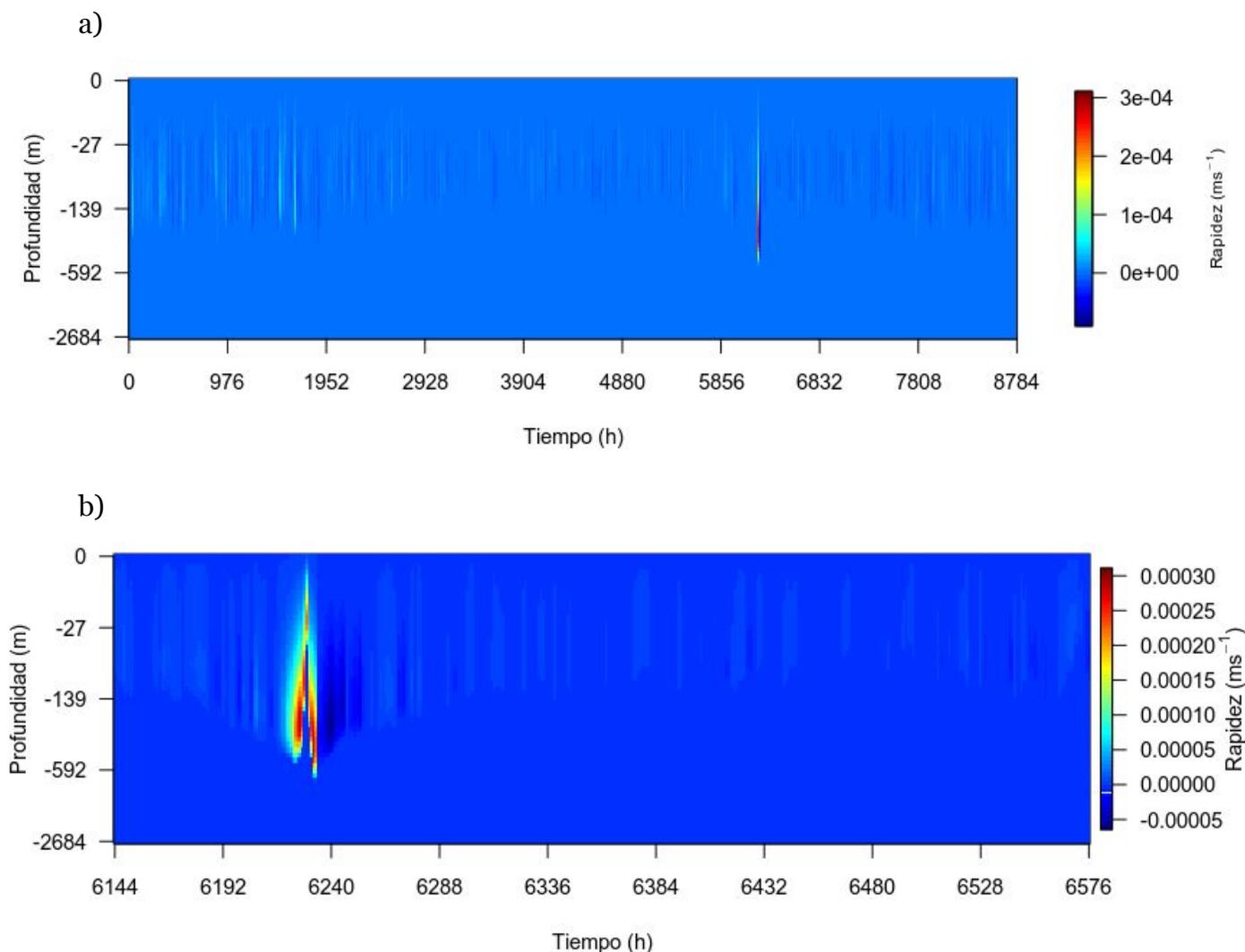


Figura 7.9.2. Diagrama Hovmöller para la parametrización de la componente vertical de la velocidad oceánica w para el punto de rejilla 264.5 E, 23.5 N en a) 1988 y b) del 13 al 30 de septiembre.

El resultado tiene diversos comportamientos. El 16 de septiembre (día 260 del año), cuando pasa el ojo del huracán, ocurre un enfriamiento vertical que llega hasta la profundidad de 592 m (fig. 7.9.3a). Los perfiles verticales de temperatura, muestran un enfriamiento de $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la capa de mezcla del 13 al 19 de septiembre y un aumento de su profundidad de 10 m. El perfil para 3 días antes del paso del ojo se recupera hasta 11 días después (7.9.3b). Del 13 al 30 de septiembre el enfriamiento primero es superficial y después penetra en la capa de mezcla para mantenerse

homogénea por cuatro días, después empiezan a presentarse núcleos de calentamiento subsuperficial debidos a la radiación (fig. 7.9.4).

Respecto a la comparación de las SSTs con los forzamientos. Las SSTs responden a la radiación neta absorbida por la piel oceánica (fig. 7.9.6). Las SSTs siguen a la nubosidad y ésta no es afectada por el bombeo de Ekman (fig. 7.9.5).

Por otro lado, la profundidad de la capa de mezcla h parece seguir a las SSTs (fig. 7.9.6). El bombeo de Ekman parece reducir en 3.6 m la capa de mezcla durante 4 horas el 16 de septiembre a las 12 UTC (fig. 7.9.7).

Los flujos térmicos aumentan con el paso del ojo (fig. 7.9.8). Por último, la advección térmica en el fondo de la capa de mezcla debida al bombeo de Ekman alcanza un máximo de 80 W m^{-2} con el paso del ojo (fig. 7.9.9).

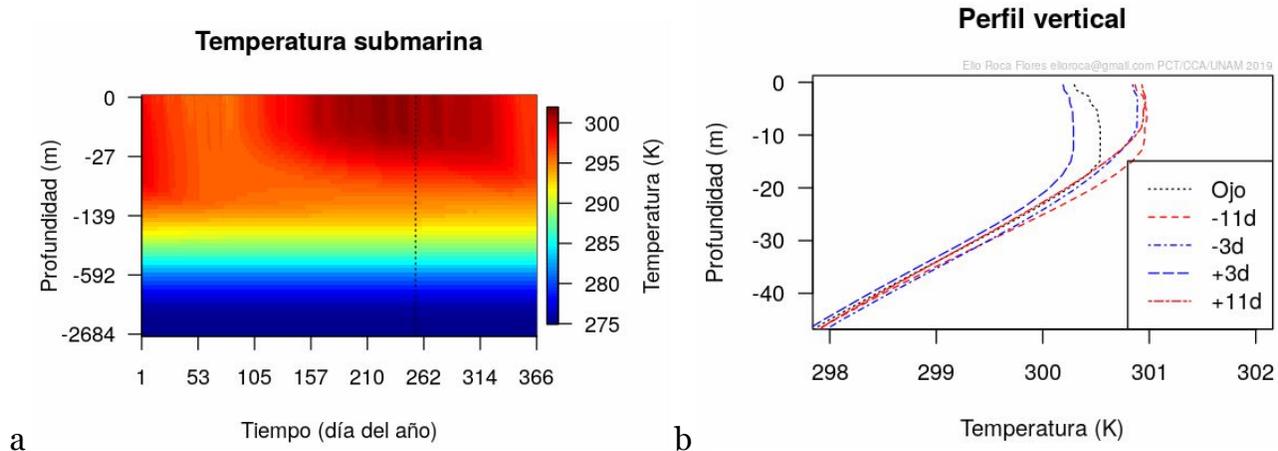


Figura 7.9.3. Simulación de la temperatura oceánica en 264.5 E , 23.5 N . En el panel izquierdo se presenta el diagrama Hovmöller para 1988 y en el derecho los perfil de temperatura en la capa superficial para el paso del ojo de Gilbert el 16 de sep a las 12UTC (línea negra), 11 (línea azul discontinua) y 3 (línea negra punteada) días antes, así como, 3 (línea roja encadenada) y 11 (línea verde discontinua) días después.

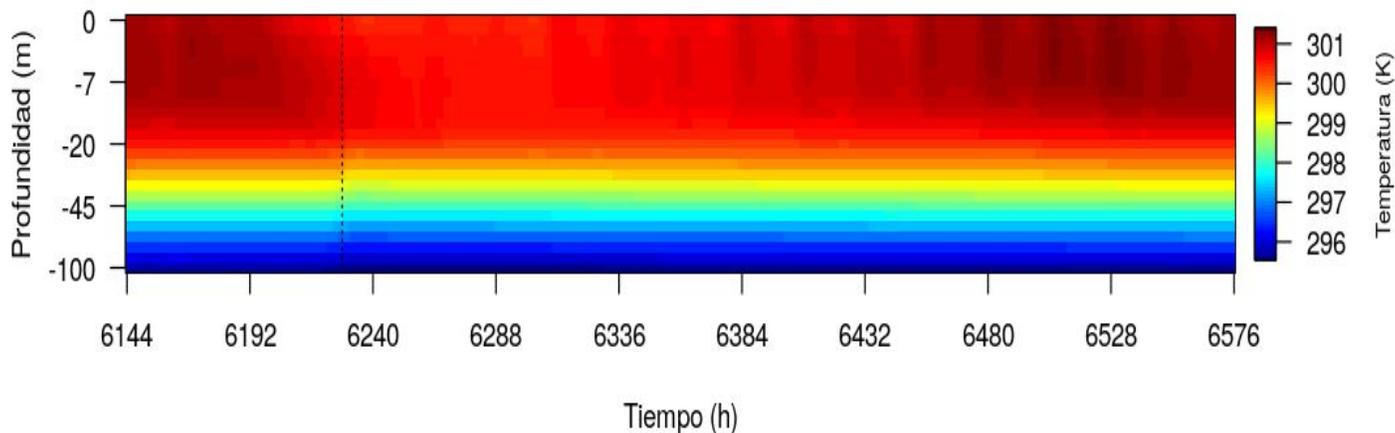


Figura 7.9.4. Simulación de la temperatura oceánica en 264.5 E, 23.5 N durante el paso de Gilbert del 13 al 30 de septiembre de 1988. La línea punteada vertical indica el paso del ojo.

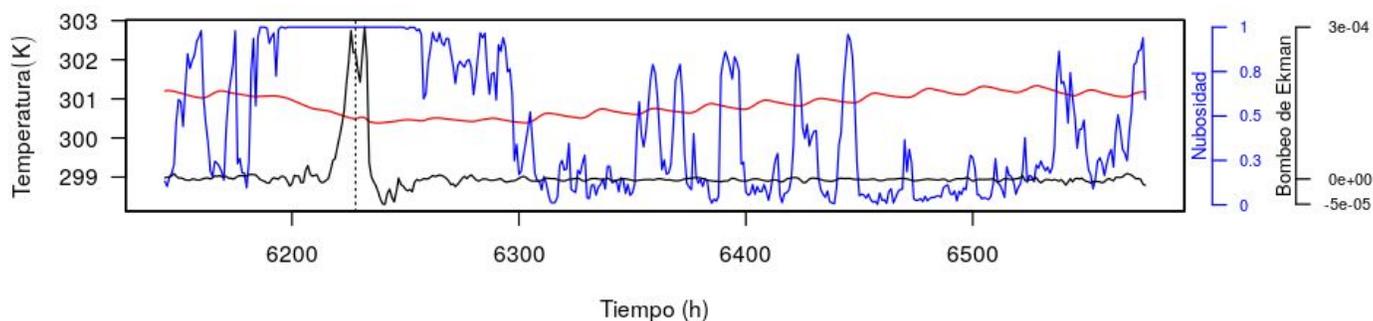


Figura 7.9.5. SSTs simuladas (línea roja), nubosidad (línea azul) y rapidez del bombeo de Ekman (línea negra) del 13 al 30 de septiembre de 1988 en 24.5 N 264.5 E.

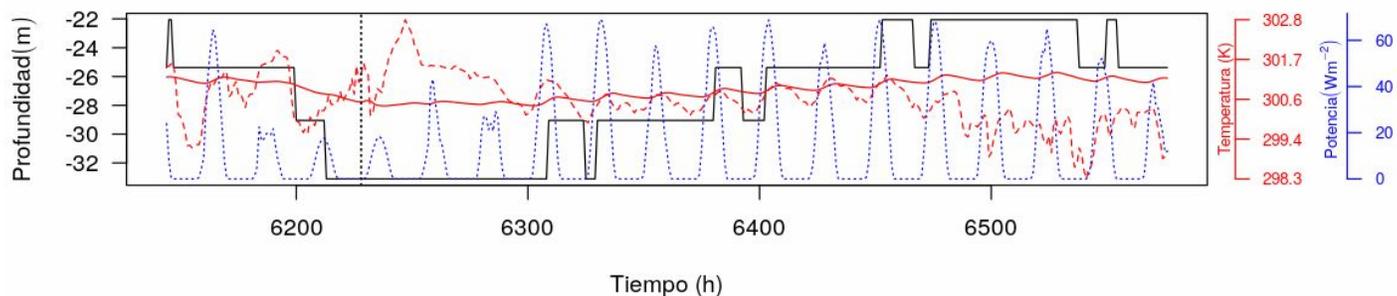


Figura 7.9.6. SSTs simuladas (línea roja continua), radiación absorbida por la superficie (línea azul discontinua) y profundidad de la capa de mezcla (línea negra) del 13 al 30 de septiembre de 1988 en 24.5 N 264.5 E.

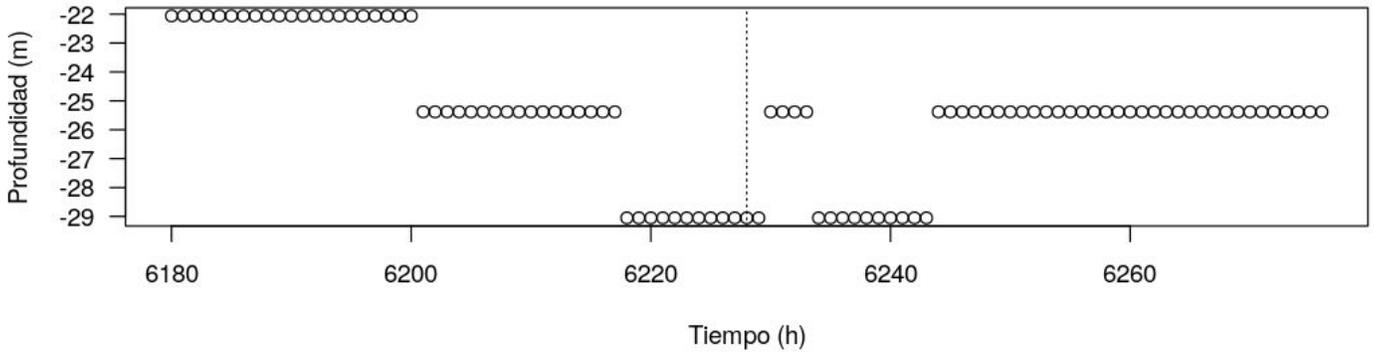


Figura 7.9.7. Profundidad de la capa de mezcla del 14 al 18 de septiembre en 24.5 N 264.5 E.

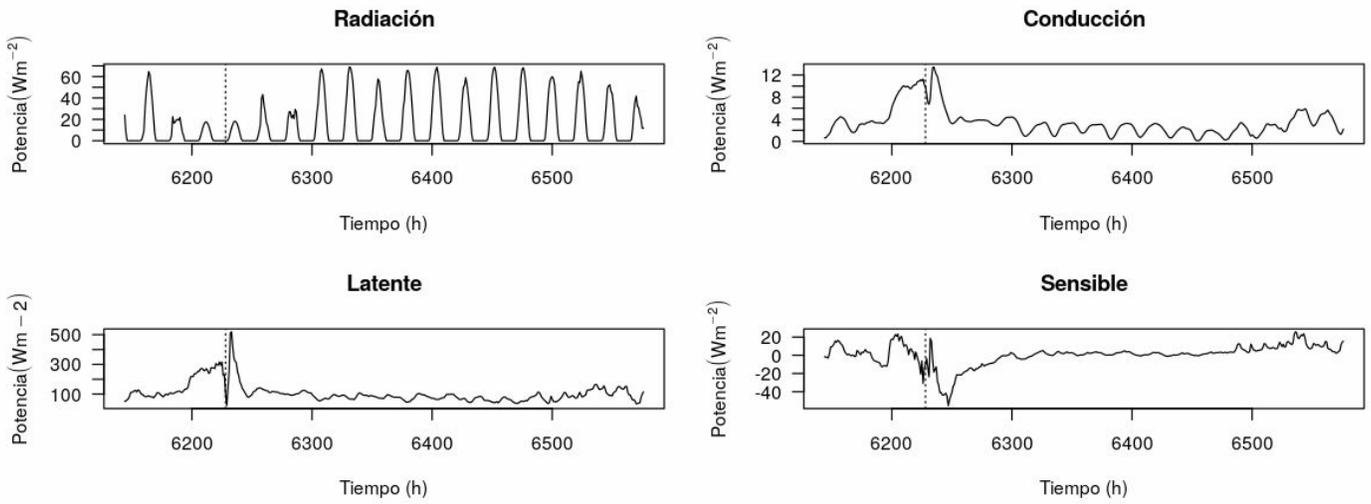


Figura 7.9.8. Componentes del flujo térmico superficial en 264.5 E, 23.5 N del 13 al 30 de septiembre.

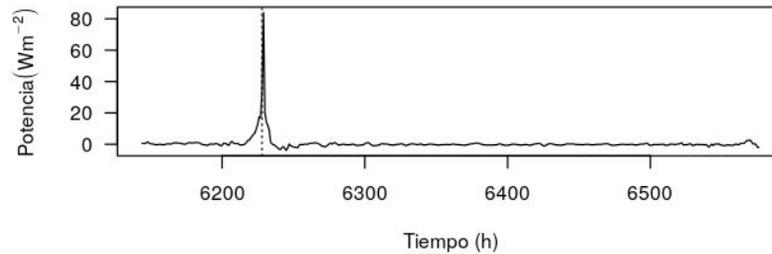


Figura 7.9.9. Advección térmica en el fondo de la capa de mezcla debida al bombeo de Ekman.

El resultado tiene una sensibilidad significativa con k . Para k variable, que disminuye exponencialmente con la profundidad, de $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ a $1 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, tiene una relación lineal con la temperatura (fig. 7.9.10), además, produce un enfriamiento de hasta $0.8 \text{ }^\circ\text{C}$ respecto a una k constante a $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (fig. 7.9.11).

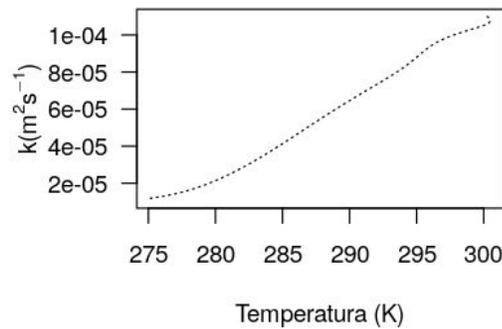


Figura 7.9.10. Dispersión del coeficiente de difusión térmica variable y la temperatura oceánica simulada el 19 de sep a las 12UTC, tres días después del paso del huracán.

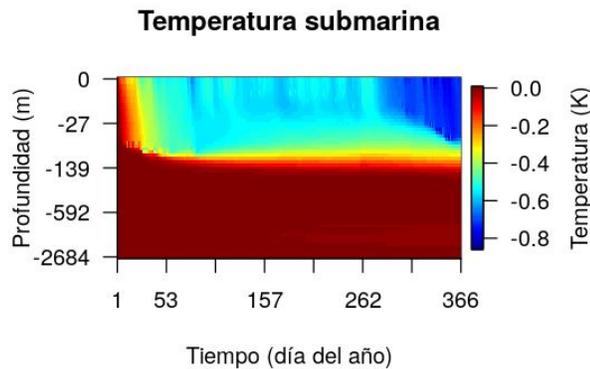


Figura 7.9.11. Diferencia de la temperatura oceánica entre un coeficiente de difusión térmica variable y uno constante del orden de $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

8. Discusión

Los resultados obtenidos tienen elementos que permiten la comparación con datos de reanálisis y estudios previos. Los elementos que lo permiten son las SSTs y la profundidad de la capa de mezcla, tanto para climatología como para Gilbert.

El caso de Gilbert es comparado con observaciones (Peabody, 1989; Black, 1989; Farfán, 1990; Shay, 1992, 1998) y modelos (Bender, 2000; Jacob, 2000, 2002, 2003, 2006; Villanueva, 2006; Hong, 2007).

En cuanto a los resultados climáticos, las SSTs calculadas son cercanas en menos de dos grados a los reanálisis, tanto para ERA5 como para las medias mensuales de los reanálisis CPC, CDC y CFSR de NCAR; como muestra la tabla 8.1 y la figura 8.1 y 8.2.

Tabla 8.1. Media mensual de la temperatura superficial oceánica en celsius para los meses de enero, abril, julio y octubre en 264.5E, 23.5N según los reanálisis CFSR, ERA5 y el modelo actual.

Mes	CDC	CFSR	ERA5 2012-2018	ERA5 1988	1D	Promedio
Enero	24.1	24	23.9	23.5	24.1	23.9
Abril	25	25	25.1	23.8	24.2	24.5
Julio	30	29	29.2	29	29.3	29.1
Octubre	29.1	28	28.7	27	27.5	27.8

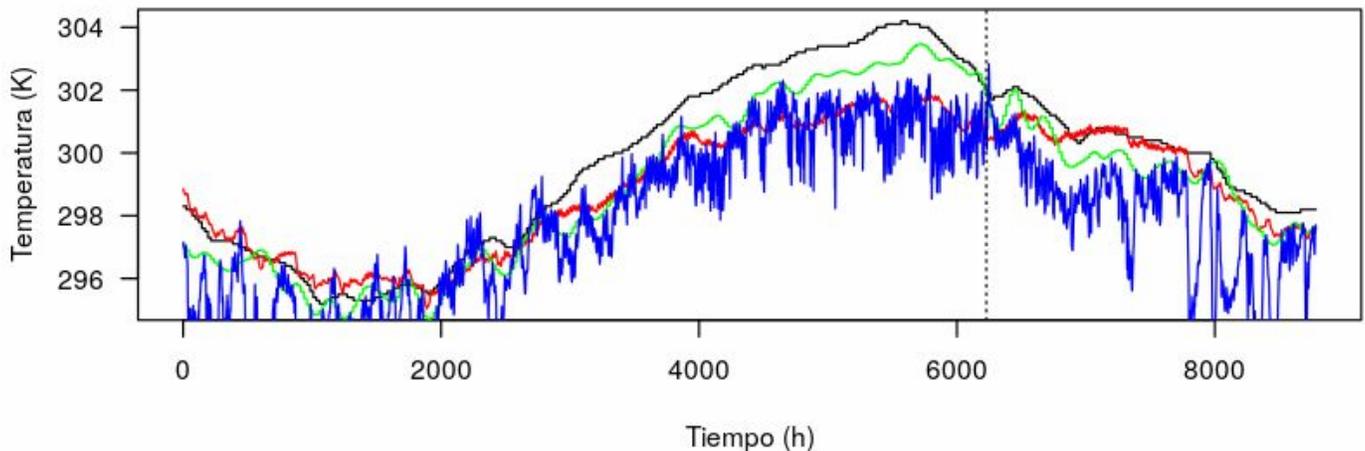


Figura 8.1. Temperaturas superficiales de 1988 en 264.5 E, 23.5 N. SST calculada (línea roja), temperatura superficial atmosférica (línea azul) y SST del reanálisis ERA5 (línea verde), así como SST climatológica 1981-2010 del reanálisis CPC (línea negra). La línea vertical punteada representa el paso del ojo de Gilbert el 16 de septiembre a las 12 UTC.

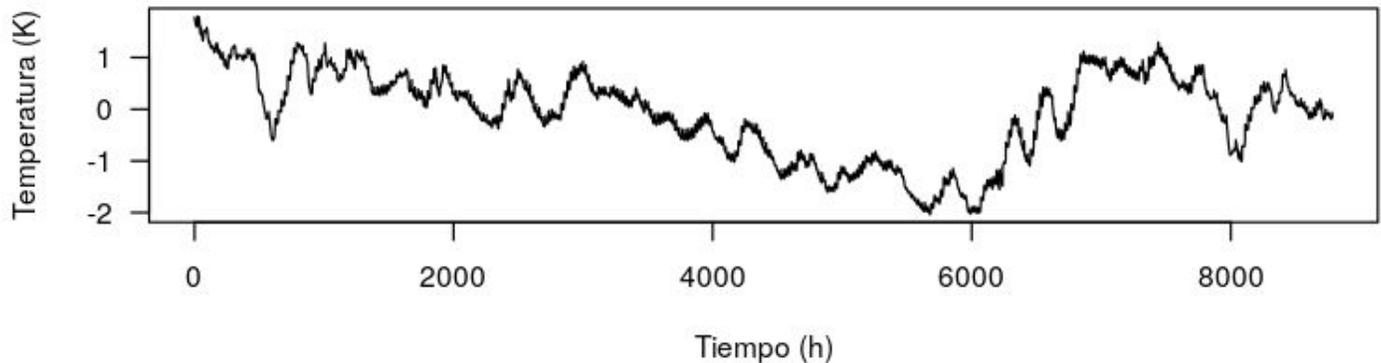


Figura 8.2. Diferencia de la SST calculadas menos la SST del reanálisis ERA5 para 1988 en 264.5 E, 23.5 N.

En ese mismo caso, y para la profundidad de la capa de mezcla permite obtener una temperatura de 5.9 °C a la profundidad de 1000 m, en 264.5 E, 23.5 N para enero, con el perfil vertical del coeficiente de difusión variable correspondiente a $h_k = 500$ m. Esta temperatura es cercana a los 5 °C reportados, a esa misma profundidad, para enero de 1984 en 25 N 95 W (Vidal, 1994, fig. 5). De igual manera, para los 1600 m obtuvimos una temperatura de 2.3 °C cercana a los 4.25 °C reportados para el Golfo de México (Caso, 2004, p. 110). Estos valores de k están en el rango de mediciones experimentales superficiales (Sriver, 2007).

Aunque la literatura considera que la capa de mezcla es producto de la convección termohalina y del viento (Alexander, 2008), los resultados sugieren que los procesos fundamentales son termodinámicos, pues el mezclado es causado por la flotación y su grosor de la capa de mezcla depende del intercambio de calor, ya que en invierno se enfría y engrosa debido al flujo de calor superficial y en verano se reduce debido a la estratificación producida por el calentamiento solar.

En el caso de Gilbert, la literatura sugiere que el proceso es la penetración de agua fría por debajo de la capa de mezcla (Villanueva, [2006](#)), pues el mezclado y la penetración son ocasionados por la turbulencia generada por la cizalla inducida por el arrastre del viento (Anthes, [1982](#), p. 131, 132; Emanuel, 2005, [2018](#), p. 56). El modelo no logró reproducir el enfriamiento de las SSTs, ya que la penetración de agua fría no ocurrió debido a que no había termoclina. El modelo considera bombeo de Ekman y este realiza un enfriamiento en la columna vertical de 20 a 592 m de profundidad, pero la superficie no fue afectada. A pesar de obtener un enfriamiento muy inferior a lo observado (Black, 1989; Peabody, 1989; Shay, [1992](#)) y a lo modelado con anterioridad (Jacob, [2000](#), [2003](#); Villanueva, [2006](#); Hong, [2007](#)), el cambio en la profundidad de la capa de mezcla Δh coincide con las observaciones, como reporta Elsberry ([1976](#)), a diferencia de los modelos que sobreestiman Δh (Large, [1994](#)), como muestra la tabla 8.2. Esta reducción se puede explicar como una disminución de la energía térmica total de la columna vertical oceánica $\rho c h T$ debida a la penetración de agua fría ocasionada por el bombeo de Ekman, considerando que T se mantiene constante y solo varía h .

El cambio temporal de las SSTs coinciden con lo reportado pues esta alcanza su máximo dos días después del paso del ojo (Jullien, [2012](#); Jourdain, [2014](#)). La simulación no produce la oscilación de las SSTs con periodo de 20 periodos inerciales ($600 h$), reportadas en la literatura como las oscilaciones subsuperficiales de inercia-gravedad debidas a la respuesta baroclínica (Geisler, [1970](#); Anthes, [1982](#), p. 149, 150; Black, [2008](#)), pues el modelo no es dinámico.

Tabla 8.2. Valores para el enfriamiento y engrosamiento de la capa de mezcla debido al paso de Gilbert.

Referencia	SST_o (°C)	SST_m (°C)	ΔSST (°C)	h_o (m)	h_m (m)	Δh (m)	$max(w_E)$ ($m s^{-1}$)
Peabody, 1989			-3				
Black, 1989,			-3				
Shay, 1992, fig. 4 y 5; Jacob,	29	26	-3	35	40	5	2.5×10^{-4}

2000 , fig. 2							
Roca, 2019, fig. 4.9.6 y 7	27.9	27.6	-0.6	22	29	7	3×10^{-4}
Jacob, 2003, fig. 20	30.5	26.5	-4	10	50	40	10^{-4}
Villanueva, 2006, fig. 14			-3			~150	10^{-4}
Hong, 2007, fig. 8	28.5	26	-2.5	35	65	30	

9. Conclusión y perspectiva futura

Del análisis de este trabajo podemos concluir, de manera general, que los procesos termodinámicos son suficientes para general el comportamiento climatológico de la temperatura oceánica pero insuficiente para un forzamiento debido a un huracán. Además, se confirma que la conducción, radiación y flotación son procesos básicos para la disipación, forzamiento e interacción de la energía térmica en el océano.

De manera particular, cada experimento sugiere que:

- En el experimento de difusión, la energía térmica fluye de la superficie al fondo, produciendo una inversión térmica en invierno y otoño debido al almacenamiento térmico en la región subsuperficial oceánica. Esto sugiere que la profundidad de capa de mezcla en invierno es influenciada por la difusión.
- Para el experimento con radiación, la insolación contribuye al calentamiento de la región subsuperficial oceánica y produce una inversión térmica somera en primavera y verano. Esto explica el adelgazamiento de la capa de mezcla en estas estaciones.
- El experimento con condición de mezclado sugiere que la capa de mezcla se produce por flotación.
- Al incluir el bombeo de Ekman, este afecta a la capa de mezcla, pues en verano aumenta la temperatura y en invierno la disminuye. Esto reduce la variabilidad estacional de las SSTs. Además, en invierno disminuye la profundidad de la capa de mezcla.
- Del experimento con evaporación y conducción, encontramos que la variabilidad anual de las SSTs es debida al cambio de las condiciones atmosféricas. Además, que la profundidad de la capa de mezcla en invierno es sensible a la humedad.
- En el experimento con el coeficiente de difusión térmica, su reducción con la profundidad estabiliza el resultado.
- En la respuesta oceánica a Gilbert el cambio en la profundidad de la capa de mezcla simulado coincide con la observación experimental, sin embargo el enfriamiento calculado es mucho menor a lo observado. La ausencia de enfriamiento por penetración puede ser

causado por la presencia de una termoclina suave. El enfriamiento estimado es debido principalmente a la evaporación.

En general se concluye del modelo:

- Las SSTs calculadas son semejantes a la de modelos más complejos.
- El modelo no forma a la termoclina, la cual es debida a la estratificación de las aguas cálidas superficiales con las frías profundas. La termoclina depende de la difusión, la advección producida por el viento y la corriente de la celda polo-equador (Vallis, [2017](#), p. 790). Sin embargo, también es posible que sea debida a divergencia horizontal de la corriente o a procesos advectivos verticales (Lu, [2017](#), ec. 7).

Por lo tanto, el modelo desarrollado es útil para estudiar la respuesta del océano a eventos atmosféricos climáticos, pero, presenta problemas para el estudio del efecto de un huracán. El actual modelo es apropiado para estudiar océanos y lagos. La versión más simple del modelo, considerando difusión, radiación, condición de mezclado por flotación y temperatura superficial como forzante, es suficiente para obtener resultados semejantes a versiones más complicadas de este modelo. Generalizando la ecuación de radiación neta se pueden estudiar otras latitudes e incorporando el transporte horizontal se puede estudiar el efecto de las corrientes oceánicas. El reto de este modelo es reproducir la termoclina y los efectos de forzamientos extremos.

El siguiente paso de esta investigación es incluir la cizalla inducida por el viento y comparar con perfiles verticales experimentales de la temperatura, idealmente, de boyas fijas (Black, [2008](#)). Al respecto, existe una termobatimetría para el ojo de Gilbert el 16 de septiembre en un punto de la trayectoria diferente al usado en este estudio (23.5 N, 95.5 W). Cuando el ojo estaba en 22° 57.1' N, 94° 41.2' W a las 0615 UTC (Jacob, [2000](#)), se usó un termobatímetro en 22° 56.9' N, 94° 44' W a las 0614 UTC (Shay, [1992](#)). Para usar estos datos es necesario cambiar los datos atmosféricos a el punto de rejilla correspondiente, que en ERA5 es 22.75-23.2 N, 94.75-94.3 W. Otro punto de interés en la trayectoria es 22.5 N, 93.8 W, donde fué mayor la anomalía de temperatura superficial del mar, alcanzando 4 °C el 16 de septiembre a las 0 UTC con un presión de 949 mb y viento tangencial máximo de 100 kts = 51.4 m s⁻¹ (IBTrACS, 2019).

También conviene comparar las parametrizaciones de difusión térmica (Sriver, [2007](#)) y bombeo de Ekman con observaciones. De igual manera, es interesante estudiar la rapidez vertical producida por el bombeo de Ekman de la aproximación aquí usada $\rho f w_E = \hat{z} \cdot (\nabla \times \tau)$ con la definición original de Stern $\rho w_E = \hat{z} \cdot (\nabla \times \{\tau / (f + \zeta)\})$.

La condición de mezclado usada es inaceptable para publicar resultados, por lo que es necesario incluir el término correspondiente en la ecuación de balance térmico. El artículo debe explicar las diferencias conceptuales y de resultados (Martin, [1985](#); Mukherjee, [2016](#); Rudzin, [2018](#)) con modelos anteriores termodinámicos (Kraus, [1967](#); Elsberry, [1976](#); Niiler, [1977](#)) y dinámicos (Pollard, [1972](#); Price, [1981](#); Gaspar, [1988](#); Large, [1994](#)). También, los resultados para diferentes pasos de tiempo (hora y día).

10. Referencias

- Acreman, D. (2007). Tuning and Validation of Ocean Mixed Layer Models. NCOF, Met Office.
- Adem, J. (1962). On the theory of the general circulation of the atmosphere. *Tellus*, 14(1), 102-115.
- Alexander, M. (2008). Ocean Mixed Layer Dynamics and its Impact on Climate Variability. Earth System Research Lab.
- Alexander, M. A., Scott, J. D., & Deser, C. (2000). Processes that influence sea surface temperature and ocean mixed layer depth variability in a coupled model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C7), 16823-16842.
- Alexander, R. C., & Kim, J. W. (1976). Diagnostic model study of mixed-layer depths in the summer North Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 6(3), 293-298.
- Amante, C., & Eakins, B. W. (2006). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19 pp.
- Anthes, R. (Ed.). (1982). Tropical cyclones: their evolution, structure and effects. Meteorological Monographs 19, American Meteorological Society.
- Anthes, R. A., & Chang, S. W. (1978). Response of the hurricane boundary layer to changes of sea surface temperature in a numerical model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(7), 1240-1255.
- Arcos-Pulido, M. (2013). Difusividad turbulenta vertical y suministro de nutrientes en la Cuenca de Canarias. Tesis doctoral, Universidad de las Palmas de Gran Canaria.
- Bao, J. W., Fairall, C. W., Michelson, S. A., & Bianco, L. (2011). Parameterizations of sea-spray impact on the air-sea momentum and heat fluxes. *Monthly Weather Review*, 139(12), 3781-3797.
- Bell, M. M., Montgomery, M. T., & Emanuel, K. A. (2012). Air-sea enthalpy and momentum exchange at major hurricane wind speeds observed during CBLAST. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(11), 3197-3222.
- Bender, M. A., & Ginis, I. (2000). Real-case simulations of hurricane-ocean interaction using a high-resolution coupled model: Effects on hurricane intensity. *Monthly Weather Review*, 128(4), 917-946.
- Bender, M. A., Ginis, I., & Kurihara, Y. (1993). Numerical simulations of tropical cyclone-ocean interaction with a high-resolution coupled model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 98(D12), 23245-23263.
- Bernie, D. J., Woolnough, S. J., Slingo, J. M., & Guilyardi, E. (2005). Modeling diurnal and intraseasonal variability of the ocean mixed layer. *Journal of Climate*, 18(8), 1190-1202.
- Bi, X., Gao, Z., Liu, Y., Liu, F., Song, Q., Huang, J., ... & Liu, C. (2015). Observed drag coefficients in high winds in the near offshore of the South China Sea. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(13), 6444-6459.
- Black, P. G., Shay, L. K., Elsberry, R. L. & Hawkins, J. D. (1989). Response of the Gulf of Mexico to hurricane Gilbert. *18th Conference On Hurricanes And Tropical Meteorology*, May 16-19, 1989, San Diego, California.
- Black, W. J., & Dickey, T. D. (2008). Observations and analyses of upper ocean responses to tropical storms and hurricanes in the vicinity of Bermuda. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C8).
- Blair, A., Ginis, I., Hara, T., & Ulhorn, E. (2017). Impact of Langmuir turbulence on upper ocean response to Hurricane Edouard: Model and observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(12), 9712-9724.
- Brown, E., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D. and Wright, J. (2001). *Ocean circulation*. Butterworth-Heinemann.
- Budyko, M. I. (1974). Climate and Life. *International Geophysical Series*, Vol. 18.
- Byju, P., Dommenges, D., & Alexander, M. A. (2018). Widespread reemergence of sea surface temperature anomalies in the global oceans, including tropical regions forced by reemerging winds. *Geophysical Research Letters*, 45(15), 7683-7691.
- Canuto, V. M., Howard, A., Cheng, Y., & Dubovikov, M. S. (2002). Ocean turbulence. Part II: Vertical diffusivities of momentum, heat, salt, mass, and passive scalars. *Journal of Physical Oceanography*, 32(1), 240-264.
- Caso, M., Pisantry, I., & Ezcurra, E. (Eds.). (2004). *Diagnóstico ambiental del Golfo de México* (Vol. 1). Instituto Nacional de Ecología.
- CDC (2019). NCEP/NCAR Reanalysis. Datos de Physical Sciences Division, Earth System Research Laboratory, NOAA, Boulder, Colorado, del sitio web <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.
- CDS (Climate Data Store) (2019). ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service (C3S), European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>

- Chang, S. W., & Anthes, R. A. (1979). The mutual response of the tropical cyclone and the ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 9(1), 128-135.
- Chen, S. S., Price, J. F., Zhao, W., Donelan, M. A., & Walsh, E. J. (2007). The CBLAST-Hurricane program and the next-generation fully coupled atmosphere–wave–ocean models for hurricane research and prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(3), 311-318.
- Cheng, L., J. Zhu, & R. L. Sriver (2015). Global representation of tropical cyclone-induced short-term ocean thermal changes using Argo data, *Ocean Sci.*, 11, 719-741, doi: 10.5194/os-11-719-2015.
- Cione, J. J., & Uhlhorn, E. W. (2003). Sea surface temperature variability in hurricanes: Implications with respect to intensity change. *Monthly Weather Review*, 131(8).
- Cione, J. J., Black, P. G., & Houston, S. H. (2000). Surface observations in the hurricane environment. *Monthly Weather Review*, 128(5), 1550-1561.
- CPC (2019). NCEP/NCAR Reanalysis. Datos de Physical Sciences Division, Earth System Research Laboratory, NOAA, Boulder, Colorado, del sitio web <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.
- Cushman-Roisin, B., & Beckers, J. M. (2011). *Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects* (Vol. 101). Academic press.
- D'Asaro, E. A., Thomson, J., Shcherbina, A. Y., Harcourt, R. R., Cronin, M. F., Hemer, M. A., & Fox-Kemper, B. (2014). Quantifying upper ocean turbulence driven by surface waves. *Geophysical Research Letters*, 41(1), 102-107.
- Dare, R. A., & McBride, J. L. (2011). Sea surface temperature response to tropical cyclones. *Monthly Weather Review*, 139(12), 3798-3808.
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., & Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C12).
- Dijkstra, H. A. (2008). *Dynamical Oceanography*. Springer.
- Elsberry, R. L., Fraim, T. S., & Trapnell, R. N. (1976). A mixed layer model of the oceanic thermal response to hurricanes. *Journal of Geophysical Research*, 81(6), 1153-1162.
- Emanuel, K., & Zhang, F. (2016). On the predictability and error sources of tropical cyclone intensity forecasts. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(9), 3739-3747.
- Emanuel, K., DesAutels, C., Holloway, C., & Korty, R. (2004). Environmental control of tropical cyclone intensity. *Journal of the atmospheric sciences*, 61(7), 843-858.
- Emanuel, K. (2005). *Divine wind: the history and science of hurricanes*. Oxford University Press.
- Emanuel, K. (2010). *Hurricane physics*. Institute for Theoretical Physics.
- Emanuel, K. (2011). *Interaction of tropical cyclones with the upper ocean*. MIT.
- Emanuel, K. (2017). A fast intensity simulator for tropical cyclone risk analysis. *Natural hazards*, 88(2), 779-796. [Presentación](#).
- Emanuel, K. (2017a). What can we learn from atmospheric soundings, simple models, and complex models in idealized settings? MIT.
- Emanuel, K. (2018). 100 Years of Progress in Tropical Cyclone Research. Lorenz Center, Massachusetts Institute of Technology.
- Esau, I. (2014). Indirect air–sea interactions simulated with a coupled turbulence-resolving model. *Ocean Dynamics*, 64(5), 689-705.
- Farfán Molina, L. M. (1990). *Modelación y análisis de las velocidades superficiales de viento en ciclones tropicales*. Tesis licenciatura, UNAM.
- Ffield, A., & Gordon, A. L. (1992). Vertical mixing in the Indonesian thermocline. *Journal of Physical Oceanography*, 22(2), 184-195.
- Fischer, A. S. (1997). *Arabian Sea mixed layer deepening during the monsoon: observations and dynamics* (Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution).
- Fisher, E. L. (1958). Hurricanes and the sea-surface temperature field. *Journal of meteorology*, 15(3), 328-333.
- Fragoso Barreto, C. (2018). *Estudio de la capa límite superficial en el Golfo de México utilizando salidas de simulaciones numéricas del modelo HYCOM*. Tesis de licenciatura, IPN.
- Francis, J. R. D., & Stommel, H. (1953). How much does a gale mix the surface layers of the ocean?. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 79(342), 534-536.
- Gaspar, P. (1988). Modeling the seasonal cycle of the upper ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 18(2), 161-180.

- Gaube, P., Chelton, D. B., Samelson, R. M., Schlax, M. G., & O'Neill, L. W. (2015). Satellite observations of mesoscale eddy-induced Ekman pumping. *Journal of Physical Oceanography*, 45(1), 104-132.
- Geisler, J. E. (1970). Linear theory of the response of a two layer ocean to a moving hurricane. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, 1(1-2), 249-272.
- Gilbert, K. D. (1972). The nonlinear transient response of a continuously stratified, baroclinic ocean to stationary and transitory axially-symmetric atmospheric cyclones (Influence of atmospheric cyclones on circulation and mixing of sea water in motionless uniformly rotating baroclinic ocean). Ph.D. thesis, Texas A&M University, 228 pp.
- Ginis, I., Dikinov, K. Z., & Khain, A. P. (1989). A three dimensional model of the atmosphere and the ocean in the zone of a typhoon. In *Dokl. Akad. Sci. USSR* (Vol. 307, pp. 333-337).
- Ginis, I. (1995). Ocean response to tropical cyclone. p. 198–260. In *Global Perspective on Tropical Cyclones*, ed. by R. L. Elsberry, WMO/TD-No. 693.
- Gjorgjievska, S., & Raymond, D. J. (2014). Interaction between dynamics and thermodynamics during tropical cyclogenesis. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(6), 3065-3082.
- Goh, G., & Noh, Y. (2013). Influence of the Coriolis force on the formation of a seasonal thermocline. *Ocean Dynamics*, 63(9-10), 1083-1092.
- Gonella, J. (1972). A rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 19, No. 12, pp. 833-846). Elsevier.
- Greatbatch, R. J. (1983). On the response of the ocean to a moving storm: The nonlinear dynamics. *Journal of Physical Oceanography*, 13(3), 357-367.
- Halverson, J. B., Simpson, J., Heymsfield, G., Pierce, H., Hock, T., & Ritchie, L. (2006). Warm core structure of Hurricane Erin diagnosed from high altitude dropsondes during CAMEX-4. *Journal of the atmospheric sciences*, 63(1), 309-324.
- Hart, R. E., Maue, R. N., & Watson, M. C. (2007). Estimating local memory of tropical cyclones through MPI anomaly evolution. *Monthly Weather Review*, 135(12), 3990-4005.
- Hidaka, K. (1955). Upwelling induced by a circular wind system. *Records Oceanog. Works Japan*, 2, 7-18.
- Hlywiak, J., & Nolan, D. S. (2019). The Influence of Oceanic Barrier Layers on Tropical Cyclone Intensity as Determined through Idealized, Coupled Numerical Simulations. *Journal of Physical Oceanography*, 49(7), 1723-1745.
- Hong, X., Chang, S. W., & Raman, S. (2007). Modification of the loop current warm core eddy by Hurricane Gilbert (1988). *Natural Hazards*, 41(3), 501-514.
- Hsu, J. Y., Lien, R. C., D'Asaro, E. A., & Sanford, T. B. (2019). Scaling of Drag Coefficients under Five Tropical Cyclones. *Geophysical Research Letters*.
- Hsu, J. Y., Lien, R. C., D'Asaro, E. A., & Sanford, T. B. (2017). Estimates of surface wind stress and drag coefficients in Typhoon Megi. *Journal of Physical Oceanography*.
- Huang, B. (2011). *Physical and Dynamical Oceanography*. George Mason University.
- Huang, J. C. K. (1978). Numerical simulation studies of oceanic anomalies in the North Pacific basin. I: The ocean model and the long-term mean state. *Journal of Physical Oceanography*, 8(5), 755-778.
- IBTrACS (2019). International Best Track Archive for Climate Stewardship. NOAA. <https://www.ncdc.noaa.gov/ibtracs/>
- Ichiye, T. (1955). On the variation of oceanic circulation (V). *Geophys. Mag.*, 26, 283-342.
- Ichiye, T. (1977). Response of a two-layer ocean with a baroclinic current to a moving storm, part II. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 33(4), 169-182.
- Iselin, C. D. (1939). The influence of vertical and lateral turbulence on the characteristics of the waters at mid-depths. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 20(3), 414-417.
- Jacob, S. D., & Shay, L. K. (2003). The role of oceanic mesoscale features on the tropical cyclone-induced mixed layer response: A case study. *Journal of physical oceanography*, 33(4), 649-676.
- Jacob, S. D., Shay, L. K., Mariano, A. J., & Black, P. G. (2000). The 3D oceanic mixed layer response to Hurricane Gilbert. *Journal of Physical Oceanography*, 30(6), 1407-1429.
- Jacob, S. D. (2002). Effects of entrainment closure on the oceanic mixed layer response during a tropical cyclone passage: A numerical investigation. In *Proceedings of the 25th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, 2002*. American Meteorological Society.
- Jacob, S. D., Le Vine, D. M., Shay, L. K., Halliwell, G. R., Lozano, C., & Mehra, A. (2006). Evaluation of upper ocean mixing parameterizations for use in coupled models. In *27th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*.

- Jaimes, B., & Shay, L. K. (2009). Mixed layer cooling in mesoscale oceanic eddies during Hurricanes Katrina and Rita. *Monthly Weather Review*, 137(12), 4188-4207.
- Jaimes, B., & Shay, L. K. (2010). Near-inertial wave wake of Hurricanes Katrina and Rita over mesoscale oceanic eddies. *Journal of Physical Oceanography*, 40(6), 1320-1337.
- Jaimes, B., & Shay, L. K. (2015). Enhanced wind-driven downwelling flow in warm oceanic eddy features during the intensification of Tropical Cyclone Isaac (2012): Observations and theory. *Journal of Physical Oceanography*, 45(6), 1667-1689.
- Jaimes, B., Shay, L. K., & Halliwell, G. R., (2011). The response of quasigeostrophic oceanic vortices to tropical cyclone forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 41, 1965-1985.
- Jordan, C. L., & Frank, N. L. (1964). *On the influence of tropical cyclones on the sea surface temperature field*. Florida State University.
- Jourdain, N. C., Barnier, B., Ferry, N., Vialard, J., Menkès, C. E., Lengaigne, M., & Parent, L. (2014). Tropical cyclones in two atmospheric (re) analyses and their response in two oceanic reanalyses. *Ocean Modelling*, 73, 108-122.
- Jourdain, N. C., Lengaigne, M., Vialard, J., Madec, G., Menkes, C. E., Vincent, E. M., ... & Barnier, B. (2013). Observation-based estimates of surface cooling inhibition by heavy rainfall under tropical cyclones. *Journal of Physical Oceanography*, 43(1), 205-221.
- Jullien, S., Marchesiello, P., Menkes, C. E., Lefèvre, J., Jourdain, N. C., Samson, G., & Lengaigne, M. (2014). Ocean feedback to tropical cyclones: climatology and processes. *Climate dynamics*, 43(9-10), 2831-2854.
- Jullien, S., Menkes, C. E., Marchesiello, P., Jourdain, N. C., Lengaigne, M., Koch-Larrouy, A., Lefèvre, J., Vincent, E. M. and Faure, V. (2012). Impact of tropical cyclones on the heat budget of the South Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, (2012).
- Kadko, D., & Johns, W. (2011). Inferring upwelling rates in the equatorial Atlantic using ⁷Be measurements in the upper ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 58(6), 647-657.
- Kagan, B. A. (2006). *Ocean Atmosphere Interaction and Climate Modeling* (Vol. 11). Cambridge University Press.
- Kajiura, K. (1956). A forced wave caused by atmospheric disturbances in deep water. Texas A & M University, Department of Oceanography.
- Kara, A. B., Rochford, P. A., & Hurlburt, H. E. (2000). An optimal definition for ocean mixed layer depth. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C7), 16803-16821.
- Kara, A. B., Wallcraft, A. J., & Hurlburt, H. E. (2005). A new solar radiation penetration scheme for use in ocean mixed layer studies: An application to the Black Sea using a fine-resolution Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). *Journal of physical oceanography*, 35(1), 13-32.
- Katsaros, K. B., Vachon, P. W., Liu, W. T., & Black, P. G. (2002). Microwave remote sensing of tropical cyclones from space. *Journal of Oceanography*, 58(1), 137-151.
- Katz, J., & Zhu, P. (2018). Impact of Precipitation on the Tropical Cyclone Induced Sea Surface Temperature Cooling in Coupled Atmosphere-Ocean System. 33rd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, AMS.
- Klinger, B. A., & Haine, T. W. N. (2017). *Ocean circulation in three dimensions*. Cambridge University Press.
- Korty, R. L., Emanuel, K. A., & Scott, J. R. (2008). Tropical cyclone-induced upper-ocean mixing and climate: Application to equable climates. *Journal of Climate*, 21(4), 638-654.
- Korty, R. L. (2002). Processes affecting the ocean's feedback on the intensity of a hurricane. In *25th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*.
- Kraus, E. B., & Turner, J. S. (1967). A one-dimensional model of the seasonal thermocline II. The general theory and its consequences. *Tellus*, 19(1), 98-106. <https://www.tandfonline.com/doi/pdf/10.3402/tellusa.v19i1.9753>
- Kuo, H. H., & Ichiye, T. (1977). A numerical study of the response of a barotropic ocean to a moving hurricane. *Tellus*, 29(6), 561-571.
- Laing, A. & Jenni-Louise, E. (2011). *Introducción a la meteorología tropical*. MetEd/COMET.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., & Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4), 363-403.
- Lau, W. K. & Waliser, D. E., (ed.) (2012). In *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System* (pp. 399-431). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Lee, C. M., Jones, B. H., Brink, K. H., & Fischer, A. S. (2000). The upper-ocean response to monsoonal forcing in the Arabian Sea: seasonal and spatial variability. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47(7-8), 1177-1226.

- Leipper, D. F. (1967). Observed ocean conditions and Hurricane Hilda, 1964. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 24(2), 182-186.
- Lengaigne, M., Neetu, S., Samson, G., Vialard, J., Krishnamohan, K. S., Masson, S., ... & Menkes, C. E. (2019). Influence of air–sea coupling on Indian Ocean tropical cyclones. *Climate dynamics*, 52(1-2), 577-598.
- Levitus, S. (1982). Climatological atlas of the world oceans. [NOAA Prof. Pap.](#), 13.
- Lighthill, J. S. (1998). Fluid mechanics of tropical cyclones. *Theoretical and computational fluid dynamics*, 10(1-4), 3-21.
- Lin, I., Liu, W. T., Wu, C. C., Wong, G. T., Hu, C., Chen, Z., ... & Liu, K. K. (2003). New evidence for enhanced ocean primary production triggered by tropical cyclone. *Geophysical Research Letters*, 30(13).
- Lin, I. I., Goni, G. J., Knaff, J. A., Forbes, C., & Ali, M. M. (2013). Ocean heat content for tropical cyclone intensity forecasting and its impact on storm surge. *Natural hazards*, 66(3), 1481-1500.
- Lin, I. I., Wu, C. C., Emanuel, K. A., Lee, I. H., Wu, C. R., & Pun, I. F. (2005). The interaction of Supertyphoon Maemi (2003) with a warm ocean eddy. *Monthly Weather Review*, 133(9), 2635-2649.
- Lin, I. I., Wu, C. C., Pun, I. F., & Ko, D. S. (2008). Upper-ocean thermal structure and the western North Pacific category 5 typhoons. Part I: Ocean features and the category 5 typhoons' intensification. *Monthly Weather Review*, 136(9), 3288-3306.
- Ling, T., Xu, M., Liang, X. Z., Wang, J. X., & Noh, Y. (2015). A multilevel ocean mixed layer model resolving the diurnal cycle: Development and validation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 7(4), 1680-1692.
- Liu, Q., Babanin, A., Fan, Y., Zieger, S., Guan, C., & Moon, I. J. (2017). Numerical simulations of ocean surface waves under hurricane conditions: Assessment of existing model performance. *Ocean Modelling*, 118, 73-93.
- Liu, X., & Wei, J. (2015). Understanding surface and subsurface temperature changes induced by tropical cyclones in the Kuroshio. *Ocean Dynamics*, 65(7), 1017-1027.
- Liu, X., Wei, J., Zhang, D. L., & Miller, W. (2019). Parameterizing Sea Surface Temperature Cooling Induced by Tropical Cyclones: 1. Theory and An Application to Typhoon Matsa (2005). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(2), 1215-1231.
- Lowe, P. R. (1977). "An approximating polynomial for the computation of saturation vapor pressure". *Journal of Applied Meteorology*. 16 (1): 100–4. doi:10.1175/1520-0450(1977)016<0100:AAPFTC>2.0.CO;2
- Lu, W., Yan, X. H., Han, L., & Jiang, Y. (2017). One-dimensional ocean model with three types of vertical velocities: a case study in the South China Sea. *Ocean Dynamics*, 67(2), 253-262.
- Lukas, R. (2012). Kraus–Turner–Niiler Bulk Mixed Layers. OCN/MET666.
- Mantua, N. J., & Battisti, D. S. (1995). Aperiodic variability in the Zebiak-Cane coupled ocean-atmosphere model: Air-sea interactions in the western equatorial Pacific. *Journal of climate*, 8(12), 2897-2927.
- Marshall, J., & Plumb, R. A. (2008). *Atmosphere, ocean and climate dynamics: an introductory text*. Academic Press.
- Martin, P. J. (1985). Simulation of the mixed layer at OWS November and Papa with several models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 90(C1), 903-916.
- Martini, K. (2012). A recap of Hurricane Sandy: the ocean version. Deep Sea News.
- Mcbean, G. A., & Miyake, M. (1985). Response of the upper ocean to atmospheric forcing. In *The Ocean Surface* (pp. 517-524). Springer, Dordrecht.
- Mei, W., Lien, C. C., Lin, I. I., & Xie, S. P. (2015). Tropical cyclone–induced ocean response: A comparative study of the South China Sea and tropical northwest Pacific. *Journal of Climate*, 28(15), 5952-5968.
- Mendoza, V. M., Villanueva, E. E., & Adem, J. (2005). On the annual cycle of the sea surface temperature and the mixed layer depth in the Gulf of México. *Atmósfera*, 18(2), 127-148.
- Mendoza, V. M., Villanueva, E. E., Garduño, R., & Sánchez-Meneses, O. (2017). Atmospheric emissivity with clear sky computed by e-trans/hitran. *Atmospheric environment*, 155, 174-188.
- Montoya Sánchez, R. A. (2014). Variabilidad estacional e interanual del balance de calor en la capa de mezcla superficial en el mar Caribe (Tesis maestra, [Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín](#)).
- Moreles Vázquez, L. E. (2012). Simulación de la variabilidad de la temperatura global utilizando un modelo de balance de energía forzado estocásticamente. Tesis maestría, UNAM.
- Moreno Rodríguez, A. (2006). Características del “Rastro” de un Huracán a su paso Sobre la Superficie Oceánica. *Revista Cubana de Meteorología*, 13(2).
- Morey, S. L., Bourassa, M. A., Dukhovskoy, D. S., & O'Brien, J. J. (2006). Modeling studies of the upper ocean response to a tropical cyclone. *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 594-606.

- Mukherjee, S., & Tandon, A. (2016). Comparison of the simulated upper-ocean vertical structure using 1-dimensional mixed-layer models. *Journal Ocean Science*, not accepted.
- Nayar, K. G., Sharqawy, M. H., & Lienhard, J. H. (2016). Seawater thermophysical properties library. NCEI (1988). Global ISCCP B1 Browse System (GIBBS). NESDIS, NOAA.
- Niiler, P. P., and E. B. Kraus (1977). One-dimensional models of the upper ocean. *Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean*, E. B. Kraus, ed. , Pergamon Press, Oxford, England, pp. 143-172.
- Nilsson, J. (1996). Mixing in the ocean produced by tropical cyclones. *Tellus A*, 48(2), 342-355.
- O'Brien, J. J., & Reid, R. O. (1967). The non-linear response of a two-layer, baroclinic ocean to a stationary, axially-symmetric hurricane: Part I. Upwelling induced by momentum transfer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 24(2), 197-207.
- O'Brien, J. J. (1967a). The non-linear response of a two-layer, baroclinic ocean to a stationary, axially-symmetric hurricane. Part II. Upwelling and mixing induced by momentum transfer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 24(2), 208-214.
- Ochi, M. K. (2003). *Hurricane generated seas*. Elsevier Ocean Engineering Series 8.
- Orlanski, I., & Polinsky, L. J. (1983). Ocean response to mesoscale atmospheric forcing. *Tellus A*, 35(4), 296-323.
- Oropeza Rosales, F. (2015). Profundización rápida de ciclones tropicales en el Pacífico nororiental tropical: su relación con vórtices oceánicos. Tesis doctoral, UNAM.
- Pacanowski, R. C., & Philander, S. G. H. (1981). Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. *Journal of Physical Oceanography*, 11(11), 1443-1451.
- Peabody, L., & Amos, A. (1989). Gilbert effects on sea surface temperature. *Marine Weather Log*, 33, 12.
- Peimbert Martínez, C. E. (1979). Importancia de la temperatura del mar en la formación de huracanes: un análisis termodinámico. Tesis licenciatura, UNAM. Asesor Sergio Serra Castelan.
- Pfahl, S., & Niedermann, N. (2011). Daily covariations in near-surface relative humidity and temperature over the ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D19).
- Pianezze, J., Barthe, C., Bielli, S., Tulet, P., Jullien, S., Cambon, G., ... & Cordier, E. (2018). A New Coupled Ocean-Waves-Atmosphere Model Designed for Tropical Storm Studies: Example of Tropical Cyclone Bejisa (2013-2014) in the South-West Indian Ocean. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*.
- Pidwirny, M. (2006). "Global Distribution of Precipitation". *Fundamentals of Physical Geography*, 2nd Edition.
- Pollard, R. T., Rhines, P. B., & Thompson, R. O. (1972). The deepening of the wind-mixed layer. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, 4(1), 381-404.
- Pond, S., & Pickard, G. L. (1980). *Introductory dynamical oceanography*. Elsevier.
- Potter, H., Drennan, W. M., & Graber, H. C. (2017). Upper ocean cooling and air-sea fluxes under typhoons: A case study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*.
- Potter, H. (2014). A study of turbulent processes at the air-sea interface in high wind speeds. Doctoral dissertation, University of Miami.
- Powell, M. D., Vickery, P. J., & Reinhold, T. A. (2003). Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422(6929), 279.
- Powell, M. D. (2008). High wind drag coefficient and sea surface roughness in shallow water. *NOAA/AOML Hurricane Research Division Final Rep. to the Joint Hurricane Testbed*.
- Price, J. F., Sanford, T. B., & Forristall, G. Z. (1994). Forced stage response to a moving hurricane. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 233-260.
- Price, J. F., Weller, R. A., & Pinkel, R. (1986). Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 91(C7), 8411-8427.
- Price, J. F. (1981). Upper ocean response to a hurricane. *Journal of Physical Oceanography*, 11(2), 153-175.
- Pun, I. F., Price, J. F., & Jayne, S. R. (2016). Satellite-derived ocean thermal structure for the North Atlantic hurricane season. *Monthly Weather Review*, 144(3), 877-896.
- Rahmstorf, S. (1992). Modelling ocean temperatures and mixed-layer depths in the Tasman sea off the South Island, New Zealand. *New Zealand journal of marine and freshwater research*, 26(1), 37-51.
- Rastigejev, Y., & Suslov, S. A. (2018). Modeling and Analysis of the Ocean Spray Effects on Hurricane Dynamics. 33rd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, AMS.
- Read, P. L., & Lewis, S. R. (2004). *The Martian climate revisited: atmosphere and environment of a desert planet*. Springer Science & Business Media.

- Ren, D., Lynch, M., Leslie, L. M., & Lemarshall, J. (2014). Sensitivity of tropical cyclone tracks and intensity to ocean surface temperature: four cases in four different basins. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 66(1), 24212.
- Reyes Reyes, M. M. (2014). A high-resolution modeling study of the ocean response to wind forcing within the Strait of Gibraltar (Tesis doctoral, Universidad de Cádiz).
- Robertson, E. J. & Ginis, I. (2002). The upper ocean salinity response to tropical cyclones. In *Proceedings of the 25th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, 2002*. American Meteorological Society.
- Romero Sánchez, M. del C. (2019). Ciclo anual de la temperatura superficial del mar y su relación con la corriente del lazo. Tesis maestría, UNAM.
- Rudzin, J. E., Shay, L. K., & Johns, W. E. (2018). The influence of the barrier layer on SSTs response during tropical cyclone wind forcing using idealized experiments. *Journal of Physical Oceanography*, 48(7), 1471-1478.
- Rudzin, J. E., Shay, L. K., Jaimes, B., & Brewster, J. K. (2017). Upper ocean observations in eastern caribbean sea reveal barrier layer within a warm core eddy. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(2), 1057-1071.
- Sanabia, E. R. (2016). From Ocean to Outflow: Understanding Tropical Cyclone Circulations and Intensification. United States Naval Academy.
- Sanford, T. B., Price, J. F., Girton, J. B., & Webb, D. C. (2007). Highly resolved observations and simulations of the ocean response to a hurricane. *Geophysical Research Letters*, 34(13).
- Schade, L. R., & Emanuel, K. A. (1999). The ocean's effect on the intensity of tropical cyclones: Results from a simple coupled atmosphere-ocean model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(4), 642-651.
- Serra, S. (1967). On the entrainment factor and its importance in numerical modeling of hurricanes, Proceedings of the V Technical Conference in Hurricanes and Tropical Meteorology, Nov. 20-28, 1967. Universidad de Venezuela.
- Serra Castelán, S., & Buendía Carrera, E. (1976). Sea-surface temperature anomalies and hurricane prediction. *Geofísica Internacional*, 16(3).
- Shay, L. K., Black, P. G., Mariano, A. J., Hawkins, J. D., & Elsberry, R. L. (1992). Upper ocean response to Hurricane Gilbert. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C12), 20227-20248.
- Shay, L. K., Mariano, A. J., Jacob, S. D., & Ryan, E. H. (1998). Mean and near-inertial ocean current response to Hurricane Gilbert. *Journal of physical oceanography*, 28(5), 858-889.
- Smith, S. D. (1980). Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *Journal of Physical Oceanography*, 10(5), 709-726.
- Soloviev, A., Fujimura, A., & Matt, S. (2012). Air-sea interface in hurricane conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C11).
- Spoelder, H., & Boeker, E (2006). A one dimensional (1D) Oceans model. University Amsterdam.
- Srifer, R. L., & Huber, M. (2007). Observational evidence for an ocean heat pump induced by tropical cyclones. *Nature*, 447(7144), 577.
- Stern, D. P. (2017). Understanding extreme updrafts and wind gusts using dropsonde observations and large eddy simulations. University Corporation for Atmospheric Research.
- St. Laurent, L., & Schmitt, R. W. (1999). The contribution of salt fingers to vertical mixing in the North Atlantic Tracer Release Experiment. *Journal of Physical Oceanography*, 29(7), 1404-1424.
- Suda, K., (1943). *Kaiyo kagake*. Pp. 720.
- Sui, C. H., Li, X., & Lau, K. M. (1998). Selective absorption of solar radiation and upper ocean temperature in the equatorial western Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C5), 10313-10321.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., & Fleming, R. H. (1942). *The Oceans: Their physics, chemistry, and general biology* (Vol. 1087). New York: Prentice-Hall.
- Takagaki, N., Komori, S., Suzuki, N., Iwano, K., Kuramoto, T., Shimada, S., ... & Takahashi, K. (2012). Strong correlation between the drag coefficient and the shape of the wind sea spectrum over a broad range of wind speeds. *Geophysical Research Letters*, 39(23).
- Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., & Swift, J. H. (2011). *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Academic press.
- Tomczak, M. (2004). *Regional Oceanography: an Introduction*. Flinders University.
- Treguier, A. M. (2006). Models of the Ocean: Which Ocean?. In *Ocean Weather Forecasting* (pp. 75-108). Springer, Dordrecht.
- Trenberth, K. E., Cheng, L., Jacobs, P., Zhang, Y., & Fasullo, J. (2018). Hurricane Harvey links to Ocean Heat Content and Climate Change Adaptation. *Earth's Future*.
- Vallis, G. K. (2017). *Atmospheric and oceanic fluid dynamics*. Cambridge University Press.

- Vecchi, G.A., T. Delworth, R. Gudgel, S. Kapnick, A. Rosati, A.T. Wittenberg, F. Zeng, W. Anderson, V. Balaji, K. Dixon, L. Jia, H. Kim, L. Krishnamurthy, R. Msadek, W.F. Stern, S.D. Underwood, G. Villarini, X. Yang, and S. Zhang (2014). On the Seasonal Forecasting of Regional Tropical Cyclone Activity. *J. Climate*, **27**, 7994–8016.
- Vecchi, G. (2015). Tropical Cyclone Simulation and Seasonal Prediction: towards regional and high-intensity information. CCA.
- Vidal, V. M., Vidal, F. V., Hernández, A. F., Meza, E., & Zambrano, L. (1994). Winter water mass distributions in the western Gulf of Mexico affected by a colliding anticyclonic ring. *Journal of Oceanography*, **50**(5), 559-588.
- Villanueva, E. E., Mendoza, V. M., & Adem, J. (2006). Effect of an axially-symmetric cyclonic vortex on the sea surface temperature in the Gulf of México. *Atmósfera*, **19**(2), 127-143.
- Villanueva, E. E., Mendoza, V. M., & Adem, J. (2010). Sea surface temperature and mixed layer depth changes due to cold-air outbreak in the Gulf of Mexico. *Atmósfera*, **23**(4), 325-346.
- Vincent, E. M., Emanuel, K. A., Lengaigne, M., Vialard, J., & Madec, G. (2014). Influence of upper ocean stratification interannual variability on tropical cyclones. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **6**(3), 680-699.
- Vincent, E. M., Lengaigne, M., Madec, G., Vialard, J., Samson, G., Jourdain, N. C., Menkes, C. E. and Jullien, S. (2012a). Processes setting the characteristics of sea surface cooling induced by tropical cyclones. *Journal of Geophysical Research*, **117**(C2), C02020.
- Vincent, E. M., Lengaigne, M., Vialard, J., Madec, G., Jourdain, N. C. and Masson, S. (2012b). Assessing the oceanic control on the amplitude of sea surface cooling induced by tropical cyclones. *Journal of Geophysical Research*, **117**(C5), C0502.3.
- Vincent, E. M., Madec, G., Lengaigne, M., Vialard, J., and Koch-Larrouy, A. (2012c). Influence of tropical cyclones on sea surface temperature seasonal cycle and ocean heat transport. *Climate Dynamics*, 1-20.
- Wada, A. (2002). The processes of SSTs cooling by typhoon passage and case study of Typhoon Rex with a mixed layer ocean model. *Pap. Meteor. Geophys.*, **52**, 31–66.
- Wada, A. (2005). Numerical simulations of sea surface cooling by a mixed layer model during the passage of Typhoon Rex. *Journal of oceanography*, **61**(1), 41-57.
- Wang, J. W., Han, W., & Srivier, R. L. (2012). Impact of tropical cyclones on the ocean heat budget in the Bay of Bengal during 1999: 2. Processes and interpretations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **117**(C9).
- Wang, Q. (2018). Surface Wave Effects On The Upper Ocean Responses To Fast-moving Storms (MSc thesis, Dalhousie University).
- Wang, X., Han, G., Qi, Y., & Li, W. (2011). Impact of barrier layer on typhoon-induced sea surface cooling. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **52**(3), 367-385.
- Ward, B. (2007). Air-water interfacial temperature measurements. In *Transport at the Air-Sea Interface* (pp. 193-203). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Watkins, T. (2010). The Clausius-Clapeyron Equation: Its Derivation and Application in Meteorology. San José State University, Silicon Valley & Tornado Alley, USA.
- Weller, R. A., & Anderson, S. P. (1996). Surface meteorology and air-sea fluxes in the western equatorial Pacific warm pool during the TOGA Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment. *Journal of Climate*, **9**(8), 1959-1990.
- Wells, N. (2012). The atmosphere and ocean: a physical introduction. Wiley-Blackwell.
- Wenegrat, J. O., & Thomas, L. N. (2017). Ekman transport in balanced currents with curvature. *Journal of Physical Oceanography*, **47**(5), 1189-1203.
- Woods, J. D., Barkmann, W., & Strass, V. (1985). Mixed layer and Ekman current response to solar heating. In *The Ocean Surface* (pp. 487-507). Springer, Dordrecht.
- Wu, B., Xie, Y., Lin, Y., Ye, X., Chen, J., Qiu, X., & Wang, Y. (2013). Characteristics of air-sea fluxes based on in situ observations from a platform in the Bohai Gulf during early mid-August 2011. *Advances in Meteorology*, **2013**.
- Wu, C. C., Lee, C. Y., & Lin, I. I. (2007). The effect of the ocean eddy on tropical cyclone intensity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **64**(10), 3562-3578.
- Wunsch, C., & Ferrari, R. (2004). Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **36**, 281-314.
- Yablonsky, R. M., & Ginis, I. (2009). Limitation of one-dimensional ocean models for coupled hurricane–ocean model forecasts. *Monthly Weather Review*, **137**(12), 4410-4419.
- Yang, F., & Lau, W. (2004). A Multi-Layer Mixed-Layer Ocean Model Coupled with GSFC fvGCM. NASA/GSFC.
- Zavala-Hidalgo, J., Parés-Sierra, A., & Ochoa, J. (2002). Seasonal variability of the temperature and heat fluxes in the Gulf of Mexico. *Atmósfera*, **15**(2), 81-104.

- Zavala Hidalgo, J. ([1997](#)). Estudio numérico de la circulación y termodinámica estacional del golfo de México (Tesis doctoral, CICESE).
- Zebiak, S. E., & Cane, M. A. ([1987](#)). A Model El Niño–Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, *115*(10), 2262-2278.
- Zhu, Y., & Zhang, R. H. ([2018](#)). An Argo-Derived Background Diffusivity Parameterization for Improved Ocean Simulations in the Tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*, *45*(3), 1509-1517.
- Zweers, N. C., Makin, V. K., De Vries, J. W., & Burgers, G. ([2010](#)). A sea drag relation for hurricane wind speeds. *Geophysical Research Letters*, *37*(21).
- Çengel, Y. A., & Boles, M. A. (2006). *Termodinámica*. McGraw-Hill.