



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL

ESCUELA SUPERIOR DE INGENIERÍA Y
ARQUITECTURA

**ESTUDIO DE LA CAPA LÍMITE SUPERFICIAL
EN EL GOLFO DE MÉXICO UTILIZANDO
SALIDAS DE SIMULACIONES NUMÉRICAS
DEL MODELO HYCOM**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
Ingeniero Geofísico

PRESENTA:

Christopher Frago Barreto

ASESOR INTERNO:

M. en C. Arturo Hernández Rosales

ASESOR EXTERNO:

Dr. Jorge Zavala Hidalgo



Ciudad de México, Diciembre de 2018

AUTORIZACIÓN DE USO DE OBRA

INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL

Presente:

Bajo protesta de decir verdad el que suscribe CHRISTOPHER FRAGOSO BARRETO manifiesto ser autor y titular de los derechos morales y patrimoniales de la obra titulada ESTUDIO DE LA CAPA LÍMITE SUPERFICIAL EN EL GOLFO DE MÉXICO UTILIZANDO SALIDAS DE SIMULACIONES NUMÉRICAS DEL MODELO HYCOM, en adelante, LA TESIS y de la cual se adjunta copia, por lo que por medio del presente y con fundamento en el artículo 27 fracción II, inciso b) de la Ley Federal del Derecho de Autor, otorgo a el Instituto Politécnico Nacional, en adelante EL IPN, autorización no exclusiva para comunicar y exhibir públicamente total o parcialmente en medios digitales (Publicación en Línea) "LA TESIS" por período indefinido contando a partir de la fecha de la presente autorización, dicho período se renovará automáticamente en caso de no dar aviso expreso a EL IPN de su terminación.

En virtud de lo anterior, "EL IPN" deberá reconocer en todo momento mi calidad de autor de LA TESIS.

Adicionalmente, y en mi calidad de autor titular de los derechos morales y patrimoniales de LA TESIS, manifiesto que la misma es original y que la presente autorización no contraviene ninguna otorgada por el suscrito respecto de LA TESIS, por lo que deslindo de toda responsabilidad a EL IPN en caso de que el contenido de LA TESIS o la autorización concedida afecte o viole derechos autorales, industriales, secretos industriales, convenios o contratos de confidencialidad o en general cualquier derecho de propiedad intelectual de terceros y asumo las consecuencias legales y económicas de cualquier demanda o reclamación que puedan derivarse del caso.

Ciudad de México, a 7 de diciembre de 2018

ATENTAMENTE:
Christopher Fragoso Barreto



Ciudad de México, a 23 de Noviembre de 2018.

ING. FERNANDO RODRÍGUEZ CHÁVEZ
SUBDIRECTOR ACADÉMICO
PRESENTE

Por este conducto, hacemos constar que el Tema de Tesis Profesional, por la opción de **Tesis Individual**, "**ESTUDIO DE LA CAPA LÍMITE SUPERFICIAL EN EL GOLFO DE MÉXICO UTILIZANDO SALIDAS DE SIMULACIONES NUMÉRICAS DEL MODELO HYCOM**" presentado por el pasante del Programa Académico de Ingeniería Geofísica, C. **CHRISTOPHER FRAGOSO BARRETO**, fue revisado y aprobado por los suscritos considerándolo ampliamente desarrollado, por lo tanto esa Subdirección a su cargo, puede señalar fecha para realizar el Examen Oral.

TITULARES

LIC. LEODEGARIO SANSON REYES
ING. ALEJANDRO MENDOZA MARAVILLAS
DR. MANRIQUE MORENO SILVESTRE
M. en C. ARTURO HERNÁNDEZ ROSALES
M. en C. JULIO CESAR GUARNEROS LÓPEZ

OFICIO N° E.P. y T.271/2018

Ciudad de México, a 13 de septiembre de 2018.

C. CHRISTOPHER FRAGOSO BARRETO
PASANTE DEL PROGRAMA ACADÉMICO DE
INGENIERÍA GEOFÍSICA
PRESENTE

A continuación comunico a usted, el tema y contenido que deberá desarrollar en su tesis profesional, indicándole que tiene un año a partir de esta fecha, para elaborarla.

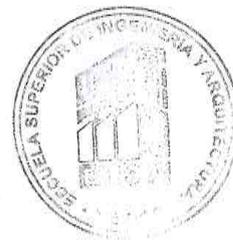
"ESTUDIO DE LA CAPA LÍMITE SUPERFICIAL EN EL GOLFO DE MÉXICO UTILIZANDO SALIDAS DE SIMULACIONES NUMÉRICAS"

CONTENIDO

- RESUMEN.
- ABSTRACT.
- I. INTRODUCCIÓN.
- II. OBJETIVO GENERAL.
- III. ÁREA DE ESTUDIO.
- IV. MEZCLA EN EL OCÉANO.
- V. DESCRIPCIÓN DEL MODELO HYCOM.
- VI. MÉTODOS
- VII. RESULTADOS.
- DISCUSIÓN
- CONCLUSIONES
- BIBLIOGRAFIA

ATENTAMENTE
"La Técnica al Servicio de la Patria"


Ing. Fernando Rodríguez Chávez
Subdirector Académico



FRCH*gach.

OFICIO N° E.P. y T.252/2018

Ciudad de México, a 28 de agosto de 2018.

M. en C. ARTURO HERNÁNDEZ ROSALES
PRESENTE

En atención a la Solicitud del C. **CHRISTOPHER FRAGOSO BARRETO**, pasante del Programa Académico de **Ingeniería Geofísica** con base en el Reglamento de Titulación Profesional del I.P.N., Capítulo II, Artículo 5, Fracción II y el Artículo 7 Inciso I, se le informa que ha sido seleccionado para asesorar la tesis del pasante mencionado, Por lo que solicito a usted se sirva proponer dentro de un plazo de 30 días calendario, el tema de tesis y contenido a desarrollar por el interesado.

Seguro de contar con su participación, lo saludo cordialmente.

ATENTAMENTE
"La Técnica al Servicio de la Patria"

Ing. Fernando Rodríguez Chávez
Subdirector Académico



UNIDAD TICOMÁN
SUBDIRECCIÓN ACADÉMICA

c.c.p... Ing. Roberto Loo Guzmán.- Jefe del Departamento de Innovación Educativa.

FRCH*vcg



"70 Aniversario de la Escuela Superior de Ingeniería Química e Industrias Extractivas"
 "40 Aniversario del CECyT 15 Dáboro Antúnez Echegaray"
 "30 Aniversario del Centro de Innovación y Desarrollo Tecnológico en Cómputo"
 "25 Aniversario de la Escuela Superior de Cómputo"

OFICIO N° E.P. y T.251/2018

Ciudad de México, a 28 de agosto de 2018.

DR. JORGE ZAVALA HIDALGO
 INVESTIGADOR TITULAR B DE TIEMPO COMPLETO
 CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA SNI II
P R E S E N T E

En atención a la Solicitud del C. **CHRISTOPHER FRAGOSO BARRETO**, pasante del Programa Académico de **Ingeniería Geofísica** y tomando en consideración sus altos méritos profesionales, me es grato invitarlo a dirigir el trabajo escrito que con fines de titulación profesional por la opción de Tesis Individual, deberá desarrollar el interesado, por lo que solicito a usted, se sirva proponer a esta Subdirección el Tema y Contenido.

En la confianza de que contaremos con su colaboración, reciba un cordial saludo.

ATENTAMENTE
 "La Técnica al Servicio de la Patria"

Ing. Fernando Rodríguez Chávez
 Subdirector Académico



UNIDAD TICOMÁN
SUBDIRECCIÓN ACADÉMICA

c.c.p.: Ing. Roberto Loo Guzmán.- Jefe del Departamento de Innovación Educativa.

FRCH*vcg

Handwritten signature of Jorge Zavala Hidalgo



Ciudad de México a 11 de septiembre 2018

Asunto: Tema de tesis y contenido

ING. FERNANDO RODRIGUEZ CHAVEZ
SUBDIRECTOR ACADÉMICO ESIA U. TICOMÁN, IPN

PRESENTE

En atención a su oficio con número E.P. y T.252/2018 con fecha del 28 de Agosto de 2018 y agradeciendo su atención para asesorar el desarrollo de la tesis del pasante de la carrera de **Ingeniería Geofísica** del C. **CHRISTOPHER FRAGOSO BARRETO**, propongo a continuación el tema de tesis y contenido a desarrollar por el interesado

Tema: **"Estudio de la capa límite superficial en el Golfo de México utilizando salidas de simulaciones numéricas"**

Programa a desarrollar:

Resumen

1. Introducción
2. Objetivo general
 - 2.1 Objetivos particulares
3. Área de estudio
4. Mezcla en el océano
 - 4.1 turbulencia
 - 4.2 capa de mezcla
5. Descripción del modelo HYCOM
6. Métodos
7. Resultados
8. Discusión
9. Conclusiones

Sin más por el momento reciba un cordial saludo.

ATENTAMENTE



M. en C. Arturo Hernández Rosales

ccp. Interesado



CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Circuito Investigación Científica
Ciudad Universitaria
04510 Coyoacán, Ciudad de México

Cd de México, a 7 de Septiembre de 2018

Ing. Fernando Rodríguez Chávez
Subdirector académico
Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura
Unidad Ticomán
Instituto Politécnico Nacional



Por medio de la presente expreso mi agradecimiento por la invitación para dirigir la tesis del C. Christopher Fragoso Barreto, alumno de Ingeniería Geofísica. Acepto con gusto dirigir su tesis. Para ello propongo que el trabajo de tesis lleve el título “Estudio de la capa límite superficial en el Golfo de México utilizando salidas de simulaciones numéricas” y el siguiente contenido:

Resumen

1. Introducción
2. Objetivo general
- 2.1 Objetivos particulares
- 3.1 Área de estudio
4. Mezcla en el océano
 - 4.1 Turbulencia
 - 4.2 Capa de Mezcla
5. Descripción del modelo HYCOM
6. Métodos
7. Resultados
8. Discusión
9. Conclusiones

Agradezco su atención a la presente y aprovecho para enviarle un cordial saludo

Atentamente


Dr. Jorge Zavala Hidalgo
Centro de Ciencias de la Atmósfera
Universidad Nacional Autónoma de México
jzavala@atmosfera.unam.mx

RESUMEN

Es implementada una metodología basada en los cambios en la densidad potencial en el conocido criterio límite (criterio Delta, $\Delta\sigma$) en salidas de 21 años de archivos diarios de una simulación numérica realizada con el HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) y en archivos de la climatología LEVITUS. El impacto de la elección del valor en el criterio Δ es estudiado. La profundidad media mensual de la capa de mezcla, mostró que dicha capa varía de un mínimo $19m$ en julio y un máximo en enero $72m$ aproximadamente, que en comparación con los resultados obtenidos de LEVITUS la profundidad de la capa de mezcla es sobre-estimada hasta cuarenta metros en los meses de invierno presentando su mejor ajuste con errores del orden de dos metros en el mes de julio. La profundidad de la capa de mezcla tiene una señal estacional con máximos en invierno y mínimos en verano, así como una capa de mezcla con la mayor profundidad al noroeste del Golfo de México durante los meses de invierno y en el suroeste durante los meses de verano. Se concluye que HYCOM tiene una profundidad en la capa de mezcla mayor que LEVITUS, sin embargo concuerda con lo reportado por la literatura.

ABSTRACT

A methodology based on the changes in the potential density was implemented, using the limit criterion (Delta criterion, $\Delta\sigma$) in outputs of 21 years of daily archives of a numerical simulation performed with the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) and LEVITUS climatology files. The impact of the choice of value on the criterion $\Delta\sigma$ is studied. The average monthly depth of the mixed layer showed that this layer varies from a minimum of 19 m in July and a maximum in January of about 72 m, compared to the results obtained from LEVITUS, the depth of the mixed layer is over-estimated up to 40m in the winter months, the best fit occur in the month of July with errors of the order of two meters. The depth of the mixed layer has a seasonal signal with the maximum in winter and the minimum in summer, the depth of the mixed layer in the Gulf of Mexico is located to the northwest in the wintertime and to the southwest in the summertime. It is that concluded that HYCOM has a depth in the mixed layer greater than LEVITUS, however, it is in agreement with that reported in the literature.

DEDICATORIA

Por ser mi apoyo, fuente de inspiración y principales motivaciones, dedico este trabajo a mi familia, a Bety a y su apreciable familia, a Luz y a Luis.

AGRADECIMIENTOS

Aprovecho esta oportunidad para dar las gracias a mi director de tesis, Jorge Zavala Hidalgo, por los consejos que me ha dado a lo largo de estos años, y especialmente por la oportunidad que me brindó de dirigir mi trabajo. Además les doy las gracias a los miembros del grupo Interacción Océano Atmósfera, en especial al equipo de HyCOM (Raúl, Oscar, Angélica, Alin, Nieblas, Efrain, Tatiana, Pavel) por sus aportaciones teóricas, técnicas y de carácter personal que propiciaron la llegada a buen puerto de este trabajo, en especial a Oscar Calderón Bustamante por su contribución al desarrollo de la metodología empleada en este trabajo.

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por las facilidades dadas, a la Dirección General de Cómputo y de Tecnologías de la Información de la UNAM (DGTIC-UNAM) por los servicios de supercomputo en Miztli.

Agradezco al Fondo Sectorial CONACyT - SENER - Hidrocarburos, proyecto 201441 por el financiamiento a esta investigación. Esta es una contribución del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM).

A mi asesor Arturo Hernández Rosales por su disposición y consejos, de igual manera a mis sinodales que me guiaron durante mi vida académica, por los comentarios, recomendaciones y la revisión de este escrito.

Expreso mi gratitud a mis padres y hermanas; a mis primos, tíos y abuelos; a mis padrinos; a mi novia Bety y a su familia; a mis amigos; quienes han tenido la delicadeza de tolerar, aconsejar y guiarme.

TABLA DE CONTENIDOS

	Página
Índice de cuadros	xxvii
Índice de figuras	xxix
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1. JUSTIFICACIÓN	1
1.2. ANTECEDENTES	2
1.3. MOTIVACIÓN Y ESTRUCTURA DE LA TESIS	2
2 OBJETIVO GENERAL	5
2.1. OBJETIVOS PARTICULARES	5
3 ÁREA DE ESTUDIO	7
3.1. GOLFO DE MÉXICO	7
3.2. TEMPERATURA Y SALINIDAD	7
3.3. CIRCULACIÓN	9
3.4. VIENTOS	9
3.5. RÍOS	10
4 MEZCLA EN EL OCÉANO	11
4.1. TURBULENCIA	11
CAPA DE MEZCLA	12
5 DESCRIPCIÓN DEL MODELO	15
5.1. GENERADOR DE COORDENADA HÍBRIDA	16
5.2. ADVECCIÓN Y DIFUSIÓN	17
5.3. ECUACIÓN DE ESTADO	17
5.4. TEMPERATURA Y SALINIDAD	18
5.5. MEZCLA VERTICAL	19
5.6. K-PROFILE PARAMETERIZATION (KPP) FLUJOS SUPERFICIALES Y DE FONDO	23
5.7. CAPA LÍMITE SUPERIOR	24
5.8. MEZCLA INTERNA	25
MEZCLA DE CIZALLA	26
ONDA INTERNA	26
DOBLE DIFUSIÓN	27
5.9. CAPA LÍMITE DE FONDO	27

TABLA DE CONTENIDOS

6 METODOLOGÍA	29
7 RESULTADOS	31
8 DISCUSIÓN	43
9 CONCLUSIONES	45
9.1. RECOMENDACIONES Y TRABAJO A FUTURO	46
Bibliografía	47

ÍNDICE DE CUADROS

TABLA	Página
5.1. Opciones de mezcla vertical incluidas en HYCOM; tomada y adaptada de [Hal04] . .	21
7.2. Gráfico de bigotes (Box Plot) para un periodo de 12 meses, las cajas representan los cuartiles de 25, 50 y 75% para ambas climatologías. Los asteriscos en color azul representan los valores atípicos de HYCOM y en rojo los de LEVITUS.	35

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA	Página
3.1. Batimetría del Golfo de México generada por el Grupo Interacción Océano Atmósfera (IOA-UNAM), en la paleta de colores se distingue la profundidad del Golfo de México expresada en metros.	8
4.1. Principales procesos de mezcla en la superficie, interior y fondo del océano, imagen tomada de [Lab17].	13
5.1. Ilustración esquemática de una cuenca oceánica, que ejemplifica tres regímenes de un océano (capas : superior, interior y de fondo) parametrizados en coordenadas z en superficie, ρ en el océano interior y σ en el fondo, también ejemplifica las coordenadas empleadas en HYCOM. Tomada de [GBB ⁺ 00].	16
5.2. Malla horizontal en HYCOM, tipo Arakawa C. Los puntos de malla Q corresponden a escalares, U y V son componentes de momento y P corresponde a la componente de presión	22
6.1. Figura esquemática del procedimiento empleado para el cálculo de la MLD. La densidad potencial es mostrada en línea continua , los círculos corresponden a incrementos (Δ) con valores de 0.03 kg/cm^3 , mientras que valores de 0.125 kg/cm^3 son representados con puntos.	30
7.1. Climatología mensual de la profundidad de la capa de mezcla variando un incremento $\Delta\sigma$. H y L al principio del acrónimo indican que es el valor del $\Delta\sigma$ para HYCOM y LEVITUS respectivamente, a su vez, 030 es el $\Delta\sigma = 0.030 \text{ kgm}^{-3}$ y $125 \Delta\sigma = 0.125 \text{ kgm}^{-3}$. La paleta de colores muestra la profundidad en metros.	33
7.2. Raíz del error cuadrático medio.	34
7.3. Son presentados los resultados de la Región 1 de ambas climatologías para Temperatura y Salinidad (Diagrama T-S, parte superior izquierda) box-plot para $\Delta\sigma = 0.030 \text{ kgm}^{-3}$ (centro superior), $\Delta\sigma = 0.125 \text{ kgm}^{-3}$ (extremo derecho superior) y perfiles verticales de densidad potencial promedio mensual (parte central e inferior).	36
7.4. Son presentados los resultados de la Región 2 de ambas climatologías para Temperatura y Salinidad (Diagrama T-S, parte superior izquierda) box-plot para $\Delta\sigma = 0.030 \text{ kgm}^{-3}$ (centro superior), $\Delta\sigma = 0.125 \text{ kgm}^{-3}$ (extremo derecho superior) y perfiles verticales de densidad potencial promedio mensual (parte central e inferior).	37
7.5. Son presentados los resultados de la Región 3 de ambas climatologías para Temperatura y Salinidad (Diagrama T-S, parte superior izquierda) box-plot para $\Delta\sigma = 0.030 \text{ kgm}^{-3}$ (centro superior), $\Delta\sigma = 0.125 \text{ kgm}^{-3}$ (extremo derecho superior) y perfiles verticales de densidad potencial promedio mensual (parte central e inferior).	38

7.6. Son presentados los resultados de la Región 4 de ambas climatologías para Temperatura y Salinidad (Diagrama T-S, parte superior izquierda) box-plot para $\Delta\sigma = 0.030\text{kgm}^{-3}$ (centro superior), $\Delta\sigma = 0.125\text{kgm}^{-3}$ (extremo derecho superior) y perfiles verticales de densidad potencial promedio mensual (parte central e inferior).	39
7.7. Son presentados los resultados de la Región 5 de ambas climatologías para Temperatura y Salinidad (Diagrama T-S, parte superior izquierda) box-plot para $\Delta\sigma = 0.030\text{kgm}^{-3}$ (centro superior), $\Delta\sigma = 0.125\text{kgm}^{-3}$ (extremo derecho superior) y perfiles verticales de densidad potencial promedio mensual (parte central e inferior).	40
7.8. Mapa del Golfo de México dividido en cinco regiones; las marcas de colores son puntos de malla.	41

INTRODUCCIÓN

1.1. JUSTIFICACIÓN

Con una cobertura del 70 % de la superficie del planeta, el océano con 2.5m de agua superficial tiene el equivalente de la capacidad calorífica de la troposfera superior, contiene 6 veces la cantidad de CO_2 de la atmósfera, y es además el amortiguador del sistema climático global. El océano es una fuente importante de proteínas, y una mejor comprensión de sus características biológicas, como su capacidad productiva primaria, es esencial para revertir el declive de la pesca y para un manejo racional de los recursos biológicos de los océanos. Los océanos también podrían abastecer parte de nuestras necesidades energéticas y minerales [KC00].

Una comprensión científica del estado del tiempo del océano, así como su variabilidad acerca de este medio y su estabilidad a diversas formas de perturbaciones, representa un objetivo clave de la oceanografía física y la ciencia del clima. Los modelos de circulación general del océano (OGCM, Ocean General Circulation Model) se han establecido como una herramienta útil para estudiar los fenómenos físicos, químicos y biológicos. Los OGCM son construidos a partir de soluciones numéricas de ecuaciones diferenciales parciales.

La realización de las simulaciones requiere de la habilidad para representar con exactitud los diferentes fenómenos y parametrizar las escalas que no son resueltas. Por ejemplo, la representación de transporte cae dentro de la clase de problemas dirigidos por los esquemas de advección numérica, mientras que la parametrización del transporte submalla es ligado a las consideraciones de cierre de turbulencia ([GBB⁺00]). La turbulencia en el océano influye en los flujos de calor hacia dentro y fuera de él, el transporte de agua dulce o salada a través de gradientes de densidad, así como de gases (como lo es el Dióxido de Carbono, o el Oxígeno), nutrientes, contaminantes y partículas disueltas en el agua. El mayor contenido y disipación de energía en el océano sucede en la región superficial del océano de ahí la importancia de capturar las características y variabilidad de los procesos que en ella ocurren. Esta constante agitación definida como turbulencia tiene la capacidad de mezclar y crear una región con valores casi-homogéneos en la vertical, a ésta región se le conoce como capa de mezcla (Mixed Layer, ML). Una parametrización "perfecta" de la capa de mezcla superficial para modelos climáticos del océano debe simular mezcla debida a la agitación inducida por el esfuerzo del viento sobre la superficie del mar, cambios en la flotabilidad, cizalla,

advección de turbulencia y mezcla no local como la penetración de plumas densas dentro de un fluido estratificado y la rompiente de ondas internas de gravedad ([[GBB⁺00](#)]).

Una parte importante en el desarrollo de modelos numéricos es la validación de estos, el cálculo de la profundidad a la cual la turbulencia penetra es una forma usual en la prueba y validación de las parametrizaciones de estos modelos. Este cálculo es arbitrario y suelen ser usados temperatura (profundidad de la termoclina o una isoterma), salinidad (profundidad de la haloclina o de una isohalina) y densidad, [[LL91](#)], además de representar diferentes promedios sobre diferentes períodos de tiempo (día, mes, estaciones y años). Una dificultad común es relacionar la profundidad de la capa mezclada (MLD) predicha por los modelos de turbulencia con las observaciones. Una razón para esto es que la profundidad de la mezcla turbulenta es sensible a la estratificación térmica y de densidad en la base de la ML y, por lo tanto, a los criterios elegidos para definir MLD. La otra razón es porque el retroceso de la mezcla turbulenta a profundidades más superficiales avanza mucho más rápido que la erosión de la estratificación en la base, haciendo que una definición turbulenta de la MLD sea inconsistente con una definición de datos in-situ cuando hay una relajación en los vientos [[KRH00](#)].

1.2. ANTECEDENTES

La MLD históricamente ha sido calculada haciendo uso de un incremento a temperatura o densidad, partiendo del valor en superficie o una profundidad de referencia, a partir del cual se da un salto hasta que este valor intersecte al perfil vertical de la variable. La ambigüedad que representa elegir un método para calcular la profundidad de la capa mezclada no sólo es centrada en la variable a usar para calcular la MLD, es también elegir este incremento [[LL91](#)], [[ML97](#)], [[KRH00](#)],[[dBMMF⁺04](#)],[[LDNK06](#)]. En estos trabajos no se presenta un análisis cuantitativo justificando un valor de cada propiedad como el criterio más apropiado; la diversidad de criterios usados varía para temperatura de 0.1 a 1 °C, para densidad de 0.01 a 0.5 kgm^{-3} y un cambio en la profundidad de referencia de 0 a 10 metros. [[LDNK06](#)] argumenta que la MLD estimada es sensible no sólo a la elección del límite y su valor de referencia, además a la resolución vertical y al gradiente en la base de la capa mezclada.

Estudios recientes [[MKSW⁺15](#)] y [[DPdFS⁺18](#)] realizaron el cálculo de la profundidad de la capa de mezcla para el Golfo de México siguiendo las metodologías de [[ML97](#)] y de [[KRH00](#)] respectivamente. Ambos estudios han demostrado que la capa de mezcla tiene un ciclo estacional, con fuertes implicaciones sobre el clima y el tiempo por la interacción que esta capa tiene con el océano profundo y la atmósfera.

1.3. MOTIVACIÓN Y ESTRUCTURA DE LA TESIS

Ninguno de los estudios antes citado ha dirigido su investigación para determinar un valor para el criterio en el cálculo de la MLD que se pueda implementar en el Golfo de México. Así mismo existe un interés particular ya que el propio modelo HYCOM emplea un salto de temperatura y de densidad para prescribir una profundidad de referencia que sigue la metodología de [[KRH00](#)], y por tanto se requiere prescribir un valor para este salto. La temperatura y salinidad como entradas del modelo son dadas mediante la climatología LEVITUS esto convierte a la climatología en una buena opción para validar las simulaciones del HYCOM en el Golfo de México. El cálculo de la profundidad de la capa de mezcla se hará para ambas, simulación y climatología; al mismo tiempo se intenta establecer el o los valores en los incrementos $\Delta\sigma$ que mejor representen la MLD.

En base a lo anterior se pretende establecer el comportamiento de la MLD a lo largo del año y para el dominio espacial que abarca el GoM. En esta investigación se describen las características físicas principales del GoM, los procesos de turbulencia que determinan la profundidad de la capa de Mezcla. Así mismo se hace una descripción general del HYCOM y las principales características del modelo KPP (K Profile Parameterization) de mezcla vertical. A pesar de que HYCOM cuenta con 7 modelos de mezcla vertical para trabajar en coordenadas híbridas o isopícnas KPP sigue siendo el modelo por default. Las parametrizaciones implementadas no cambian a pesar de ser evaluadas en latitudes medias y bajas, o existen estudios que sugieran que la turbulencia para el GoM obtenida con KPP es la esperada. Además la diversidad de criterios usados para el cálculo de la MLD varían para temperatura de 0.1 a $1.0^{\circ}C$ y densidad de 0.01 a $0.125kgm^{-3}$ con un cambio en la profundidad de referencia de $0 - 10m$. [LDNK06] argumenta que la MLD estimada es sensible no sólo a las elecciones del límite y su valor de referencia, además a la resolución vertical y al gradiente en la base de la capa mezclada.

Este trabajo se estructura de la siguiente manera: en el capítulo 3 se hace mención de las principales características del Golfo de México, en el capítulo 4 a los mecanismos de mezcla del océano. Son descritos el modelo empleado HYCOM y la capa límite planetaria oceánica en el capítulo 5. Se hace una revisión bibliográfica sobre los procedimientos para calcular la capa de mezcla, a partir de lo cual es empleada una metodología basada en la densidad potencial y un incremento (criterio límite) en ésta a una profundidad de referencia. La metodología es descrita en el capítulo 6. Los resultados y discusión en los capítulos 7 y 8, finalmente las conclusiones se encuentran en el capítulo 9.

OBJETIVO GENERAL

Validar el modelo HYCOM comparando con observaciones mediante el cálculo de la profundidad de la capa de mezcla.

2.1. OBJETIVOS PARTICULARES

Implementar la metodología del criterio Delta para el cálculo de la profundidad de la capa de mezcla.

Establecer un valor, o en su defecto un rango, en el criterio Delta para el cálculo de la profundidad de la capa de mezcla.

Analizar la variabilidad espacio-temporal durante la profundización de la capa de mezcla.

Conocer la estructura del modelo KPP (K Profile Parameterization), mediante el cual HYCOM realiza la mezcla vertical.

ÁREA DE ESTUDIO

3.1. GOLFO DE MÉXICO

El Golfo de México (GoM, figura 3.1) es considerado un mar interior, parcialmente conectado con el Océano Atlántico a través del estrecho de Florida y con el Mar Caribe a través del canal de Yucatán. Limita al oeste, sur y suroeste por 6 estados de México, al norte y noroeste por 5 de Estados Unidos y al este por la isla de Cuba.

Debido a su ubicación geográfica es un sistema semi-cerrado con una entrada de agua oceánica por el Mar Caribe a través del Canal de Yucatán, que tiene una profundidad de 1 900 m, y una salida al Océano Atlántico a través del Estrecho de la Florida, entre la Península de Florida y Cuba, en donde la profundidad es de alrededor de 900 m. El Golfo alcanza los 3 700 m, en su parte más profunda en la fosa de Sigsbee. Las plataformas más extensas son las que se encuentran al norte de la Península de Yucatán, al oeste de la Península de Florida y al sur de los Estados de Texas y Louisiana. El Banco de Campeche, definido desde la parte oriental de La Laguna de Términos hasta Isla Mujeres, es muy extenso y tiene un fondo con una pendiente muy suave, el talud por el contrario, tienen una pendiente pronunciada y aproximadamente uniforme, excepto en la zona del Cañón de Campeche. La plataforma frente a Veracruz y Tamaulipas es muy estrecha, y se ensancha frente a Texas-Luisiana.

3.2. TEMPERATURA Y SALINIDAD

En el GoM se distinguen 3 masas de agua que entran en el GoM, a través del Estrecho de Yucatán, a distintas profundidades: el Agua Subtropical Subsuperficial del Caribe (ASSC), el Agua Intermedia Atlántica (AIA) y el Agua Profunda Noratlántica (APNA); en la parte superior, intermedia y profunda, respectivamente. Sin embargo, a su paso por el GoM se forman nuevas masas de agua, como ejemplo de ello el ASSC que se encuentra en el GoM, puede transformarse debido a la mezcla convectiva y dar origen a dos nuevas masas de agua: el Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (ASSGM) y el Agua Común del Golfo (ACGM).

Los valores del ASSC de temperatura y salinidad son de alrededor de 22.5°C y de 36.6ups (unidades prácticas de salinidad). El ASSGM se forma durante el invierno al paso de los frentes

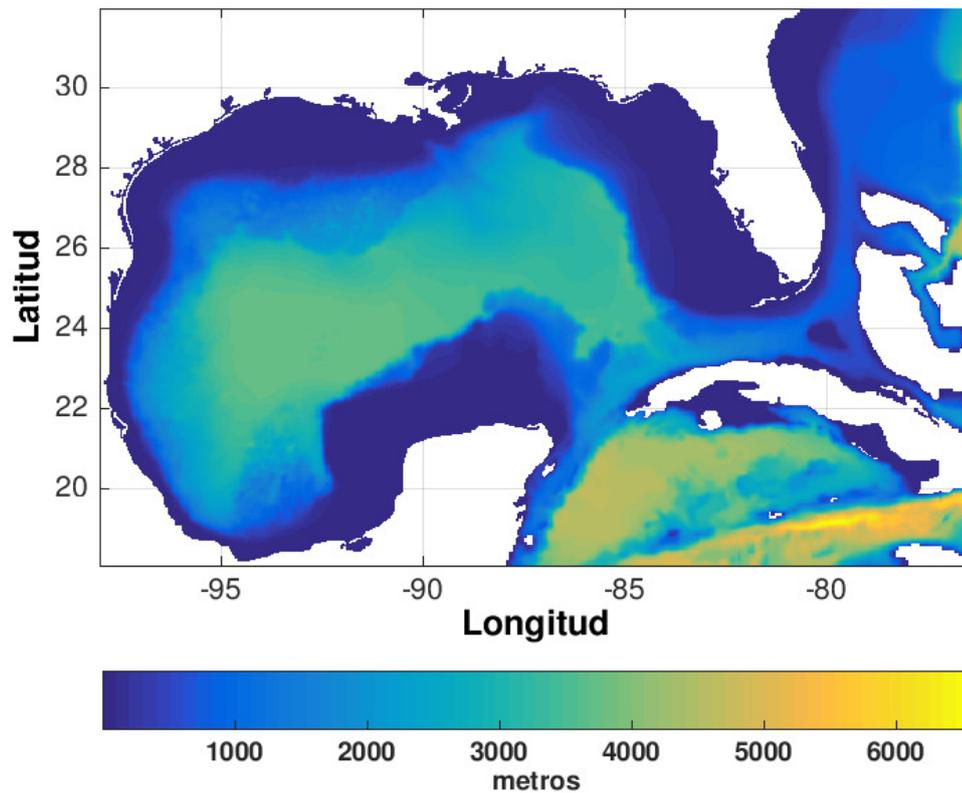


Figura 3.1: Batimetría del Golfo de México generada por el Grupo Interacción Océano Atmósfera (IOA-UNAM), en la paleta de colores se distingue la profundidad del Golfo de México expresada en metros.

fríos atmosféricos, que producen una mezcla convectiva en la capa de los 200 m, lo que provoca la disminución de la salinidad y la pérdida de calor, formando el agua del núcleo de los giros anticiclónicos que se desprenden de La Corriente del Lazo en aguas de menor temperatura y salinidad a valores de 22°C y 36.4ups . Por su parte el ACGM se forma durante los meses de invierno se produce un enfriamiento y consecuentemente una mezcla convectiva. Sin embargo, el mecanismo más importante en la formación de esta masa de agua es la colisión del giro anticiclónico con el talud y la plataforma continental de Tamaulipas, dicho choque origina una zona de divergencia y convergencia horizontal, donde se produce una dilución del agua subtropical con agua de salinidad menor a 36.30ups , la cual se localiza arriba de la termoclina principal. Los valores de temperatura y salinidad para esta masa de agua son de alrededor de 22.5°C y 36.4ups (para más detalles véase [CPE04]).

En el Golfo Oriental, las capas superficiales hasta profundidades entre los 150 y 250m presentan salinidades máximas entre 36.7 y 36.80ups debido a la presencia de aguas subtropicales subyacentes transportadas del Caribe por La Corriente del Lazo. Estas salinidades, caracterizan a las aguas de La Corriente del Lazo, por lo que suelen llamarse aguas del Lazo. En cambio, en el Golfo Occidental las capas por encima de los 250m presentan salinidades entre 36.4 y 36.50ups . A profundidades mayores a los 600m, las aguas del Golfo tienen características de temperatura y salinidad muy bien definidas. Entre los 700 y 800m se presentan temperaturas de alrededor de los 5°C y salinidades mínimas de 34.880ups , que demuestran la presencia de

las Aguas Antárticas Intermedias. Por debajo de los 1000m las aguas manifiestan su estabilidad en las temperaturas, alrededor de los 5°C mientras que las concentraciones de salinidad son prácticamente isohalinas en 34.97ups, lo que revela la presencia de las capas superiores de las Aguas profundas del Atlántico del Norte .

En el GoM la distribución vertical de la temperatura está en función de las masas de agua, de las características locales de la circulación, de la dinámica general de las corrientes y de la estacionalidad, que determinan la permanencia y temporalidad de las termoclinas ([DILEGR04]).

3.3. CIRCULACIÓN

En el GoM la circulación está determinada por La Corriente del Lazo que une la Corriente de Yucatán con la Corriente de Florida, por un giro anticiclónico del cual se desprenden remolinos anticiclónicos que viajan hacia el oeste. También es resultado de la energía mecánica de la acción de los vientos, el flujo de agua que proviene de los ríos y el intercambio de calor entre el océano y la atmósfera.

Las corrientes de Yucatán y del Lazo son parte del giro subtropical del Atlántico norte generado por la transferencia de momento debido a los vientos alisios (soplan en latitudes tropicales, de este a oeste) y contralisios (soplan en latitudes medias, de oeste a este). La Corriente del Lazo penetra al Golfo por El Estrecho de Yucatán y sale por El Estrecho de Florida para integrarse a La Corriente del Golfo.

De La Corriente del Lazo se desprenden grandes remolinos anticiclónicos (giran a favor de las manecillas del reloj), que contienen buena parte de la energía de la región oceánica del Golfo, tienen un diámetro de más de 300km, una profundidad de 1000m, velocidades tangenciales de un metro por segundo y se desprenden cada determinado tiempo (entre 3 y 21 meses) con un promedio de vida de alrededor de un año. A lo largo de este periodo se desplazan hacia el Oeste en donde se disipan al interactuar con el talud continental de los estados de Tamaulipas y Texas [ZHFE06]. [CPE04] asocia la variabilidad de La Corriente del Lazo con la variación del parámetro de Coriolis con la latitud, la estratificación, las inestabilidades barotrópica y baroclínica, variaciones de flujo a través de las fronteras abiertas y con variaciones en el ángulo de incidencia.

3.4. VIENTOS

Otro factor importante para la circulación de las aguas superficiales del Golfo es la presencia durante el otoño y el invierno, de masas de aire polar y rachas violentas y huracanadas de dirección boreal conocida como "Nortes", que afectan sobre todo al noroeste del Golfo. El frente frío genera vientos intensos y descenso de temperatura del aire que al encontrarse con las masas de aire cálido y húmedo forman nubes que pueden provocar lluvias invernales. La intensidad y penetración de los Nortes varía de un año a otro, principalmente entre años "normales" años con presencia del fenómeno de El Niño. Durante los años que se hace presente dicho fenómeno, los Nortes son menos frecuentes, más intensos y llegan más al sur. En el verano el Golfo es influenciado por tormentas tropicales. En general, septiembre es el mes que presenta el mayor número de tormentas tropicales [CPE04].

En toda la región son de particular relevancia los vientos sobre la plataforma continental ya que intervienen en la mezcla vertical de las aguas del Golfo. En invierno los Nortes y en verano las tormentas tropicales y los huracanes, hacen más profunda la capa de mezcla. La plataforma de

Tamaulipas y Veracruz tiene mucho intercambio con la plataforma de Texas y está fuertemente afectada por los remolinos que interactúan con el talud, principalmente en la plataforma externa. La influencia de estos remolinos es mayor en la zona de Tamaulipas. Durante el verano cuando dominan los vientos del SSE en esta zona, ocurre la formación de surgencias y durante el otoño e invierno el proceso de advección de agua fría provoca que haya más nutrientes en invierno que en verano debido a los aportes del Río Mississippi y otros sistemas estuarinos en la plataforma de Texas y Luisiana [ZHFE06].

La dirección de los vientos y la forma cóncava del GoM provocan que existan regiones en donde las corrientes estacionales van en el sentido de las manecillas del reloj, mientras que en otras lo hacen en la dirección contraria ([ZHMO03]). Esto produce que durante el otoño e invierno el promedio de las corrientes a lo largo de las costas de Tamaulipas y Veracruz se dirijan hacia el sur, en sentido contrario a las manecillas del reloj, mientras que en los estados de Campeche y Yucatán van predominantemente en el sentido inverso [ZHFE06].

3.5. RÍOS

Los ríos influyen de manera muy significativa en las aguas del GoM al descargar aguas de baja salinidad y baja temperatura, que contribuyen a modificar la densidad de la columna de agua así como las corrientes. El agua dulce (por ejemplo el agua de los ríos) tiene una densidad aproximada de $1,000\text{kgm}^{-3}$, mientras que la del agua de mar es de aproximadamente $1,025\text{kgm}^{-3}$. Esto hace que el agua de los ríos flote y, cuando está en movimiento, tienda a moverse hacia la derecha por efecto de la fuerza de Coriolis. Los aportes principales se deben a seis ríos que drenan directamente al Golfo: el Pánuco, el Coatzacoalcos, el Papaloapan, el Grijalva-Usumacinta, el Champotón y el Bravo, y por parte de los Estados Unidos de América el Mississippi.

El Río Grijalva-Usumacinta es el más importante en México. En la región de Tamaulipas y Veracruz, las corrientes inducidas por los ríos y las producidas por los vientos tienen la misma dirección durante el otoño e invierno, pero los vientos del verano tienen una dirección contraria, lo que provoca flujos complejos cerca de la desembocadura de los ríos. Uno de los aportes más importantes para la plataforma mexicana del GoM proviene de las aguas del Mississippi, que viajan a lo largo de la plataforma de los estados de Luisiana y Texas, en los Estados Unidos y penetran, durante el otoño y el invierno, hacia los estados mexicanos de Tamaulipas y Veracruz; este río y su ramal, el Río Atchafalaya, tienen la descarga más grande, con un promedio de $2 \times 10^4\text{m}^3\text{s}^{-1}$, y alcanzan su máximo en abril cuando se da el deshielo en la cuenca del Mississippi, en el centro y norte de los Estados Unidos [ZHFE06].

MEZCLA EN EL OCÉANO

4.1. TURBULENCIA

Los flujos turbulentos comparten un número de características comunes [Gar98]:

1. Límite: la turbulencia es un fenómeno límite. Si U es una velocidad media y L una escala longitud característica en un flujo de fluido de viscosidad cinemática ν , el flujo llega a ser turbulento solo cuando los valores del Número de Reynolds $Re \equiv \frac{UL}{\nu}$ excede algún valor límite crítico Re_c el cual debe ser determinado para casos específicos.
La transferencia de energía del flujo medio al turbulento sucede a escalas mayores (grandes remolinos), mientras que la disipación viscosa de la energía turbulenta ocurre a escalas pequeñas (pequeños remolinos). Consecuentemente hay una transferencia continua de energía desde las escalas mayores a las menores. Realmente, se trata de todo un espectro de escalas o remolinos y es un proceso en cascada (cascada de energía). Los procesos de transferencia de energía en los flujos turbulentos son altamente no lineales y no se conocen bien.
2. Aleatorio: el movimiento turbulento es una variable impredecible en velocidad y dirección instantánea, y es usualmente caracterizado por valores de cantidades promediadas.
3. 3-Dimensional: Los campos turbulentos son aquellos con fuerte tridimensionalidad (excluyendo la turbulencia geostrofica bidimensional).
4. Disipativo y difusivo: Un flujo que se ha vuelto turbulento, tiene tasas de disipación de energía y difusión de propiedades que son muchas veces los valores moleculares asociados con los flujos laminares.
La energía cinética de los movimientos turbulentos se disipa continuamente (convirtiéndose en energía interna o calor) por el efecto de la viscosidad. Consecuentemente, para mantener el movimiento turbulento la energía tiene que ser suplida continuamente. Si no lo es, la turbulencia decae rápidamente.

Los procesos turbulentos en el océano no son totalmente turbulentos, en gran medida debido a la turbulencia interna que en él se produce, es muy intermitente, se habla de turbulencia interna y externa, dependiendo de la proximidad entre la generación de turbulencia y la mezcla que ocasiona [Tur79] :

1. La mezcla del océano en la capa límite cerca de la superficie se debe a una variedad de condiciones de superficie:
 - a) Estabilización, desestabilización
 - b) Deriva del viento
2. Mezcla en el interior del océano
 - a) Ondas internas
 - b) Inestabilidad de cizalla, es un gradiente vertical de velocidad que actúa sobre una región estratificada del océano y que da lugar a ondas de Kelvin-Helmholtz.
 - c) Doble difusión (ascenso de las diferentes razones de difusión molecular de calor y sal).

Los procesos de mezcla en la pequeña escala son un ingrediente importante del clima del océano de la gran escala; dichos procesos de mezclado proporcionan flujos de calor, sal y otros trazadores a través de las isopícnas (ver figura 4.1). Estos procesos ocurren sobre escalas mucho menores que la escala de malla de los modelos climáticos, además, deben ser parametrizados (representados en términos de escalas resueltas) en simulaciones climáticas [Lab17].

CAPA DE MEZCLA

La capa de mezcla (mixed layer, ML) es una región del océano cuyas propiedades físicas (temperatura, densidad y salinidad) se mantienen quasi-homogéneas en la vertical (espesor de la capa). Puede variar desde unos pocos metros hasta varios cientos de metros a profundidad y es creada por la mezcla turbulenta forzada por el viento, ondas de gravedad superficiales y enfriamiento convectivo [SRMW14]. Dicha capa varía en el tiempo, con cambios diurnos, estacionales y anuales; así como en el espacio, presentando distintos valores en la horizontal como en la vertical y según la latitud a la que se esté refiriendo.

La turbulencia en el océano, es un fenómeno físico dominante que controla la transferencia de momento, calor, dispersión de solutos y organismos. Este proceso es caracterizado por un estado de movimiento irregular y variable, que dispersa y homogeneiza las propiedades del fluido mediante difusión. A menudo difusión y dispersión se emplean como sinónimos, sin embargo, la difusión involucra la transferencia de propiedades del fluido a escala molecular y dispersión implica el esparcimiento, y alejamiento de partículas sólidas y partículas de fluido (que pueden incluir calor) por movimientos turbulentos.

Este origen turbulento ha motivado algunas descripciones teóricas exitosas de la capa mezclada oceánica, a través de diferentes representaciones de turbulencia en modelos numéricos [KRH00]. La transferencia de masa, momentum y energía a través de la capa mezclada provee la fuente de casi todos los movimientos oceánicos y el espesor de la ML. Determina el calor contenido y la inercia mecánica de la capa que directamente interactúa con la atmósfera. El gasto de calor es de particular interés porque es el que gobierna la evolución de la temperatura superficial del mar, el cual es el parámetro oceánico más influyente hacia la atmósfera [LDNK06].

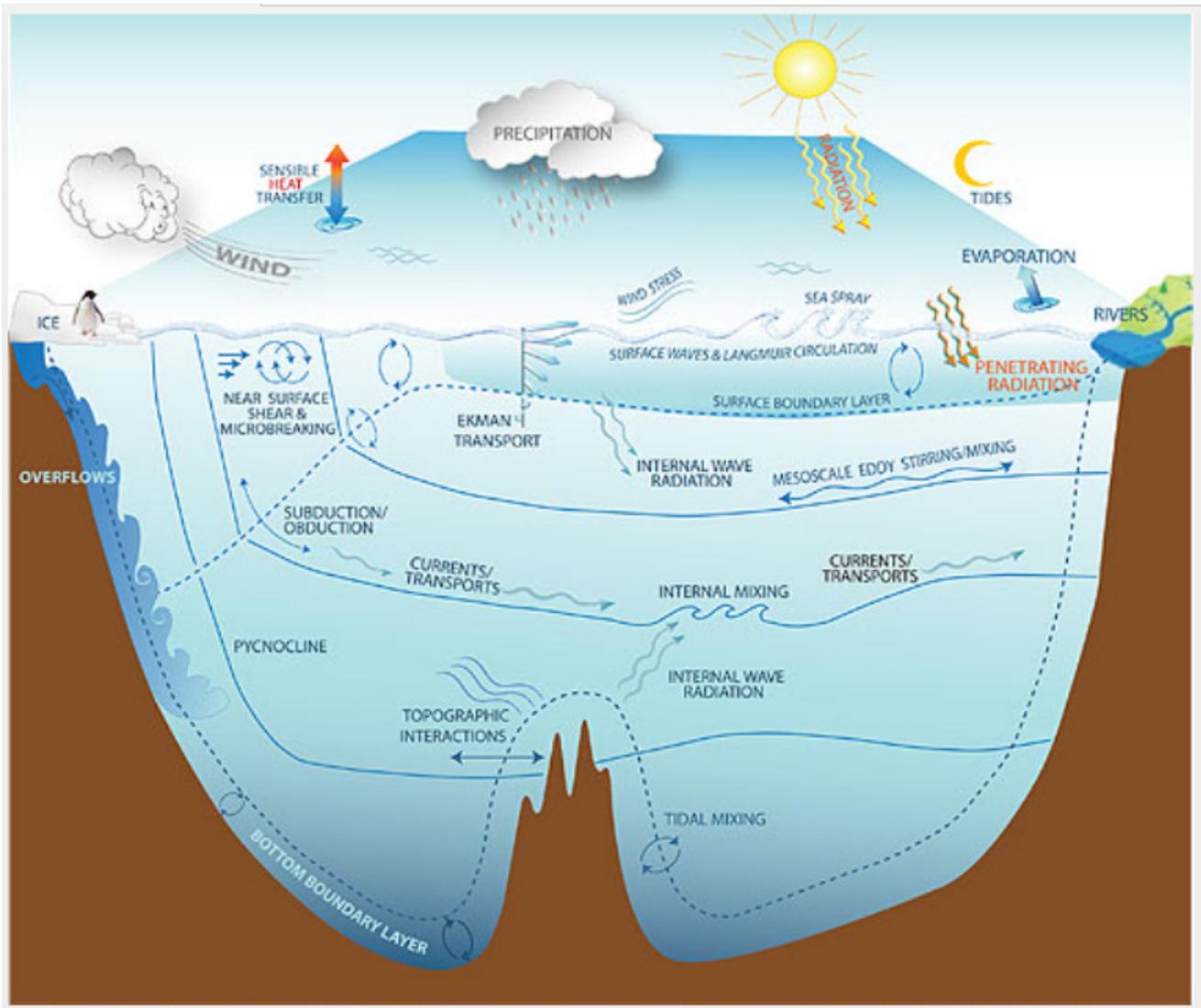


Figura 4.1: Principales procesos de mezcla en la superficie, interior y fondo del océano, imagen tomada de [Lab17].

La profundidad de la capa mezclada del océano es más comúnmente definida como esa profundidad donde la temperatura (densidad potencial) tiene un decremento (incremento) del valor superficial para una cantidad constante Δ [LDNK06]. Podemos hacer una estimación de la profundidad de la capa mezclada partiendo de su definición, en una aproximación por diferencias finitas en el llamado criterio Δ (también llamado criterio límite), en donde se define un límite fijo de temperatura (densidad potencial) para el cual se mide el cambio abrupto de temperatura (densidad) con la profundidad.

Varios criterios son listados y publicados por [KRH00] y [dBMMF⁺04]; [KRH00] estudia la variabilidad de la profundidad de la capa isoterma (ILD) y de la capa de mezcla (MLD) empleando un criterio $\Delta T = 0.8^\circ C$ y un criterio

$$(4.1) \quad \Delta\sigma_\theta = \sigma_\theta(T + \Delta T, S) - \sigma_\theta(T, S)$$

con $\Delta T = 0.8^\circ C$ en la ecuación de estado, concluyendo que la inherente variabilidad de la MLD sólo permite una exactitud de 20m en 85% de los casos usando un criterio $\Delta T = 0.8^\circ C$; por su parte de [dBMMF⁺04] muestra que un límite de $\Delta T = 0.2^\circ C$ es más apropiado a un resultado en estimaciones óptimas de la MLD.

DESCRIPCIÓN DEL MODELO

El HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) de [BS90], [Ble02]. Cuya mayor diferencia es la inclusión de dos sistemas de coordenadas a la isopícnica propia del MICOM, las coordenadas z y σ . Estas nos permiten tener una alta resolución vertical cerca de la superficie y en regiones someras.

La elección del sistema de coordenadas verticales es uno de los aspectos más importantes del diseño de un modelo oceánico y los problemas prácticos de representación y parametrización a menudo están directamente relacionados con la elección de coordenadas verticales [GBB⁺00]. Es natural imaginar un enfoque híbrido que combine las mejores características de cada coordenada vertical. Las capas isopícnicas (seguimiento de la densidad potencial) funcionan mejor para modelar el océano estratificado profundo; los niveles a profundidad fija a presión constante son mejor para proveer alta resolución vertical cerca de la superficie, dentro de la capa mezclada; y los niveles de seguimiento del terreno son a menudo la mejor opción para modelar las regiones costeras poco profundas [CHM⁺09].

HYCOM combina los sistemas de coordenadas (ver figura 5.1) generalizado (híbrido: isopícnico (ρ), seguimiento del terreno (σ), y de presión (z)) cuya finalidad es la representación tridimensional del estado del océano con una resolución fina en tiempo real, la provisión de condiciones de frontera para los modelos costeros y regionales y la provisión de condiciones de frontera oceánica para un modelo global de predicción océano-atmósfera. Cuando trabaja en modo híbrido: es isopícnico en el océano estratificado abierto, pero revierte a una coordenada del seguimiento del terreno en regiones costeras de poca profundidad, y a coordenadas de presión cerca de la superficie en la capa de mezcla. Este enfoque de coordenadas verticales generalizadas es dinámico en el espacio y el tiempo a través de la ecuación de continuidad en capas, lo que permite una transición dinámica entre los tipos de coordenadas.

HYCOM permite al usuario elegir la mejor parametrización de mezcla para las condiciones oceánicas particulares que se estén simulando. La asignación de superficies de coordenadas adicionales a la capa mezclada del océano permite la implementación directa de múltiples esquemas de turbulencia de cierre de mezcla vertical [Hal04].

La libertad de ajustar los algoritmos dentro del modelo simplifica la implementación de varios procesos al momento de usar un sistema de coordenadas u otro, proveyendo de una útil herramienta

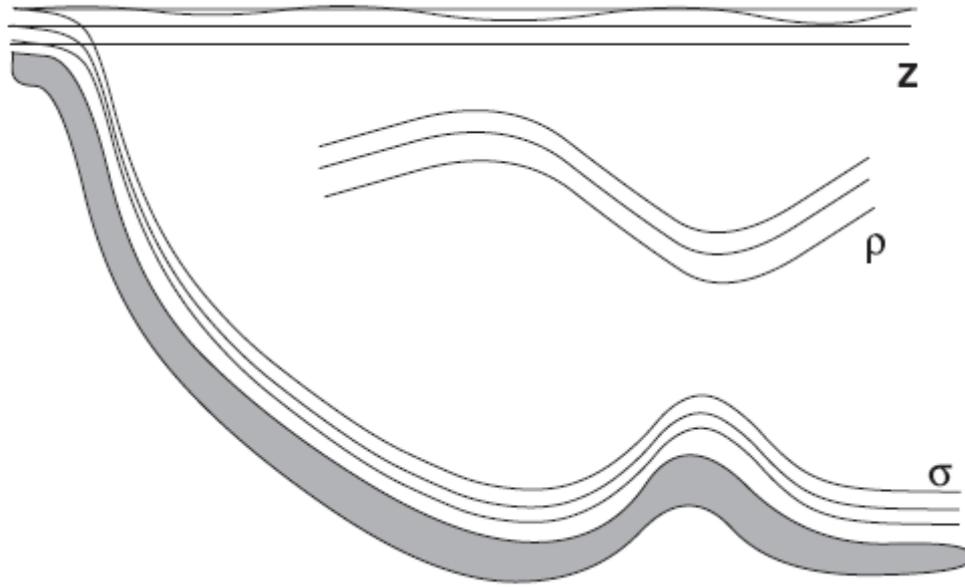


Figura 5.1: Ilustración esquemática de una cuenca oceánica, que ejemplifica tres regímenes de un océano (capas : superior, interior y de fondo) parametrizados en coordenadas z en superficie, ρ en el océano interior y σ en el fondo, también ejemplifica las coordenadas empleadas en HYCOM. Tomada de [G^{BB}+00].

que brinda una resolución más adecuada de la capa de mezcla oceánica.

5.1. GENERADOR DE COORDENADA HÍBRIDA

Cada coordenada de superficie es asignada a una isopícnica de referencia, y a cada paso de tiempo el modelo revisa si los puntos de malla están en las isopícnicas de referencia, de lo contrario los lleva verticalmente a su posición de referencia. Si los puntos de la malla yacen en sus isopícnicas de referencia, si no, intenta moverlos verticalmente hacia la posición de referencia. Así, los puntos de malla vertical pueden ser geoméricamente constreñidos a permanecer a una profundidad fija mientras se le permite unirse y seguir sus isopícnicas de referencia en áreas adyacentes [C^{HS}+07]. Este generador de coordenada explota el hecho que todas las capas están referenciadas a una densidad objetivo. Cuando el espesor de la capa tiende a cero porque ésta agua ligera no existe en la columna de agua, ésta capa se utiliza como una coordenada de nivel z dentro de la ML. Esta coordenada de nivel z se encuentra en profundidad de acuerdo con una regla predefinida, que utiliza un espesor mínimo de nivel z , δ_p^{min} , un espesor máximo de nivel δ_p^{max} y un factor de estrechamiento f_p , donde p es la presión y s representa una coordenada vertical cualesquiera. Estos parámetros controlan el espaciamiento en el nivel z y resulta en el tope mínimo y máximo permitido [W^E06], limitado por δ_p^{max} , para cada capa dada por:

$$(5.1) \quad \delta_n(k) = \min(\delta_p^{max}, \delta_p^{min} f_p^{k-1})$$

Además, habrá una transición a coordenadas σ en regiones poco profundas, al especificar el número de capas que se convertirán en capas σ , N_σ , y su espesor mínimo permitido, δ_s^{min} . Esto da una nueva expresión para el espesor mínimo permitido en cada capa:

$$(5.2) \quad \delta'_n(k) = \max[\delta_s^{\min}, \min(\delta_n, \frac{D}{N_\sigma})]$$

Donde D es la profundidad del agua. Lo que significa, en una capa de modelo dada, la transición ocurre donde la profundidad del agua se vuelve lo suficientemente superficial como para $D/N_\sigma < \delta_n$.

Después de resolver las ecuaciones, el generador de coordenada híbrida relocaliza las interfaces verticales para restaurar las condiciones isopícnicas en el interior del océano mientras se aplican los requisitos de mínimo espesor.

5.2. ADVECCIÓN Y DIFUSIÓN

Cuando HYCOM es corrido en coordenadas híbridas, el usuario selecciona si la temperatura y la salinidad, o sólo la salinidad son advectadas y difundidas dentro de las capas superiores n_{hyb} . Esta opción fue incluida porque los efectos de cabelling (debido a la no linealidad de la ecuación de estado del agua de mar, es posible que en la mezcla de dos parcelas de agua de mar con la misma densidad pero diferente temperatura y salinidad tenga una densidad mayor que la de sus parcelas constituyentes, este fenómeno suele ser llamado cabelling), cuando temperatura y salinidad son advectadas y difundidas, puede conducir a problemas con el ajuste de coordenadas verticales por el algoritmo de coordenadas híbridas. Si la salinidad es advectada y difundida, este problema no aparece, la compensación es que la temperatura no es conservada [Hal01].

El generador de malla híbrido y los términos de advección horizontal pueden conservar la temperatura y la salinidad potenciales, la densidad potencial y la salinidad o densidad potencial y la temperatura potencial. Debido a que el generador de malla híbrido debe actuar en el espacio de densidad, la densidad potencial y la salinidad se conservan normalmente tanto en el generador de malla como en la advección [WMC09].

5.3. ECUACIÓN DE ESTADO

La ecuación de estado que contiene HYCOM es la aproximación a la ecuación de estado de la UNESCO descrita por [BSB99]. A un nivel de presión p de referencia, la densidad dada en unidades sigma es especificada por siete términos polinomiales en una función cúbica en temperatura potencial θ y salinidad lineal S :

$$(5.3) \quad \sigma(\theta, S, p) = C_1(p) + C_2(p)\theta + C_3(p)S + C_4(p)\theta^2 + C_5(p)S\theta + C_6(p)\theta^3 + C_7(p)S\theta^2.$$

El usuario selecciona los niveles de presión de referencia (0 ó 20Mpa). Si elige σ_0 para representar las coordenadas verticales del modelo, la estructura de la densidad será caracterizada razonablemente bien en el océano superior, sin embargo, habrá regiones donde σ_0 no aumenta monótonamente con la profundidad, provocando que las interfaces de coordenadas verticales del modelo se doblen. Este problema debe ser considerado al seleccionar las coordenadas adecuadas [WMC09].

Cabelling no tiene ninguna consecuencia cuando se ejecuta con coordenadas isopícnicas porque no hay radiación penetrante de onda corta y porque la salinidad solo se advecta y se difunde dentro de las capas isopícnicas; la densidad potencial en cada capa es conservada, es decir, si variamos S , T es determinada. Sin embargo, debido a que la ecuación de estado no es lineal, la difusión del

agua con diferente salinidad dentro de una capa isopícnica no conserva temperatura potencial, lo que conduce a un calentamiento no físico, no ocurre cabbeling [Ale04].

Cuando HYCOM es corrido en coordenadas híbridas cabbeling se convierte en un problema ya que T y S son siempre mezcladas en la vertical y radiación de onda corta penetra dentro del dominio de coordenadas isopícnas. Advección y difusión de T y S , y flujos de T y S a través de las coordenadas verticales reubicadas por el algoritmo de coordenadas híbridas, pueden desempeñar un papel en el cabelling. Los efectos de cabbeling pueden ser minimizados de dos maneras [WMC09]:

1. Advectando y difundiendo horizontalmente S y densidad o T y densidad en lugar de T y S ,
2. fluir salinidad y densidad o temperatura y densidad a través de coordenadas verticales relocalizadas.

5.4. TEMPERATURA Y SALINIDAD

HYCOM es relajado a una climatología; dentro de las zonas límite de relajación, temperatura, salinidad y los niveles de presión de la coordenada vertical son actualizados a cada paso de tiempo como sigue:

$$(5.4a) \quad T_{t+1}^k = T_t^k + \Delta t \mu (\hat{T}_t^k - T_t^k),$$

$$(5.4b) \quad S_{t+1}^k = S_t^k + \Delta t \mu (\hat{S}_t^k - S_t^k),$$

$$(5.4c) \quad p_{t+1}^k = p_t^k + \Delta t \mu (\hat{p}_t^k - p_t^k).$$

Donde los sombreros indican una climatología LEVITUS, k es la capa o número de interfaces, y μ^{-1} representa la escala de tiempo de relajación. El usuario especifica los valores de μ^{-1} a cada punto de malla, estableciéndolo en valores distintos de cero donde se realizará la relajación.

Cuando HYCOM se ejecuta con coordenadas verticales isopícnas, T y S se relajan en la capa mezclada (capa 1), mientras que la salinidad solo se relaja en capas más profundas con temperatura diagnosticada a partir de la ecuación de estado para preservar la densidad de referencia isopícnica. Todas las interfaces excepto la número 2 se relajan para evitar ajustar la base de la capa mezclada (MLB, Mixed Layer Base). Por supuesto, se evita que todas las interfaces mayores que dos sean menos profundas que la interfaz 2.

Cuando HYCOM corre en coordenadas verticales híbridas, T y S son relajadas en las capas superiores n_{hyb} , donde n_{hyb} es el número de capas híbridas especificadas por el usuario. Sólo salinidad es relajada en las capas más profundas, con temperatura siendo diagnosticada por la ecuación de estado. En el modo de coordenada híbrida todas las interfaces de presión son relajadas a la climatología.

[WMC09], describe el balance de temperatura potencial de la siguiente manera: el espesor y la temperatura de la capa mezclada se analizan por completo y los términos de balance de temperatura de la capa mezclada no se calculan de manera pronostica. Solo se pueden usar las ecuaciones de temperatura potencial de la capa de pronóstico para diagnosticar el balance de temperatura dentro de las capas de modelo individuales. Es posible estimar los términos de balance de temperatura de la capa mezclada integrando verticalmente los términos del balance

de temperatura potencial de la capa desde la superficie hasta la profundidad diagnosticada de la MLB. Sin embargo, el uso de coordenadas verticales híbridas conduce a obstáculos en la interpretación de la advección vertical y la influencia de la difusión en la temperatura de la capa mezclada. Así, el balance de la temperatura potencial dentro de la capa k puede escribirse como:

$$\begin{aligned}
 (\Delta p)_k \frac{\partial \theta_k}{\partial t_s} = & -(\mathbf{v} \Delta p)_k \cdot \nabla_s \theta_k \\
 & - (\dot{s} \theta \frac{\partial p}{\partial s})_{k+1} + (\dot{s} \theta \frac{\partial p}{\partial s})_k + \theta_k (\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s})_{k+1} - \theta_k (\dot{s} \frac{\partial p}{\partial s})_k \\
 (5.5) \quad & + \nabla_s \cdot (K_{H\theta} \Delta p_k \nabla_s \theta_k) \\
 & - (K_{V\theta} \frac{\partial \theta}{\partial s})_{k+1} + (K_{V\theta} \frac{\partial \theta}{\partial s})_k \\
 & + (Q_k - Q_{k+1}).
 \end{aligned}$$

La temperatura potencial (ecuación 5.5) es adaptada por advección horizontal (lado derecho de la línea superior); los flujos de temperatura asociados con los flujos de masa a través de las interfaces del modelo (segunda línea); difusión horizontal (tercera línea); difusión vertical (cuarta línea); y el flujo de calor vertical (línea inferior). La interpretación de las contribuciones de advección-difusión vertical a los cambios de temperatura en cada capa (línea 2 y 4) no es claro en el sistema de coordenadas híbrido. El dominio p en la superficie, los términos del flujo vertical en la línea 2 justifica la contribución de advección vertical de temperatura a través de las interfaces de capa. La advección puede afectar temperatura dentro de cada capa ya que esta advección crea flujos verticales a través de las interfaces. La advección vertical en el dominio p se registra de la siguiente manera, en primer lugar, al solucionar las ecuaciones de continuidad se modifica el grosor de la capa en respuesta a los patrones de divergencia horizontal y la difusión del espesor (por ejemplo, en respuesta a la velocidad vertical local), pero no cambia la temperatura dentro de cada capa del modelo. El generador de coordenada híbrida entonces empuja hacia atrás las interfaces ($\dot{s} \neq 0$) del modelo a sus profundidades iniciales. Los flujos de masa resultantes a través de las interfaces generan los cambios de temperatura causados por advección vertical. El generador de coordenadas híbridas transfiere las interfaces a sus profundidades anteriores y enfría la temperatura dentro de cada capa debido a los flujos ascendentes resultantes ($\dot{s} > 0$) [WMC09].

5.5. MEZCLA VERTICAL

El océano tiene dos capas límite, una en superficie y otra al fondo. Por la importancia y por limitaciones tecnológicas la capa límite superficial del océano ha sido más ampliamente estudiada que la capa límite de fondo del océano.

[LMD94] y [KC94] hacen una descripción bastante amplia de los modelos integrales (bulk, slab) y diferenciales (difusión, non-slab) destacando que los primeros pronostican la capa de mezcla por medio del avance y retirada sobre la acción de los flujos de flotabilidad y de momento superficiales utilizando propiedades bien conocidas de turbulencia en capas mezcladas y/o evidencia de observaciones, sin embargo, estas parametrizaciones están lejos de ser universales y a menudo es necesario afinar los coeficientes de entrainment para diferentes situaciones. Una ventaja de cada modelo integral es que los cambios rápidos observados en el gradiente vertical de la capa mezclada no necesitan ser resueltos explícitamente, sin embargo al ser integrados en la vertical pierden características distintivas de la capa (perfiles logarítmicos y transporte no local).

En convección típicamente satisfacen estabilidad estática, pero no necesariamente formulan la producción del entrainment adicional debido a elementos convectivos penetrando dentro de la región estratificada más allá de la capa mezclada; similarmente el entrainment que penetra inducido por el viento no se puede contabilizar, explica [LMD94].

La capacidad de los modelos bulk de capa mezclada es limitada por su inhabilidad para resolver estructuras verticales dentro de la capa límite planetaria (PBL, Planetary Boundary Layer). Estos modelos son deficientes en algunos de los requisitos deseables para un modelo perfecto (capítulo 1) de capa mezclada. Por ejemplo, el modelo PWP no tiene en cuenta los efectos por la agitación del viento. Los modelos bulk Kraus Turner no pueden representar explícitamente la estructura vertical de las variables dinámicas (como lo es la velocidad de cizalla) y termodinámicas (T,S), tanto como los constituyentes bioquímicos. Ninguno de estos esquemas tiene en cuenta la mezcla no local. Además, la parametrización PWP tiende a trabajar bien solo sobre una malla vertical de alta resolución lo que limita su uso en modelos de escala global y de cuenca. La clase más común de esquema de mezcla vertical empleado en modelos del océano involucra la teoría K, la cual parametriza la mezcla vertical como una función de coeficientes de difusividad y viscosidad de remolinos (K) multiplicado por los gradientes verticales de las cantidades medias. El enfoque Mellor-Yamada (MY) introduce una jerarquía de ecuaciones de pronóstico utilizadas para resolver varios campos de turbulencia. La longitud de mezcla turbulenta y escalas de velocidad son computadas las cuales son usadas entonces para determinar la difusividad y viscosidad vertical. Tales formulaciones son efectivas en regímenes con alta cizalla de corriente y/o regímenes donde advección de turbulencia llega a ser un factor [GBB⁺00].

Los modelos diferenciales intentan parametrizar directamente la difusión y mezcla turbulenta en la ML, estos modelos contienen formulaciones empíricas y semi empíricas para difusión turbulenta, o pueden basarse en el modelado real de las cantidades de turbulencia apelando a un cierre de turbulencia de segundo o tercer nivel de momento. En este contexto surge el modelo K Profile Parameterization, que parametriza los flujos turbulentos en la capa límite oceánica, enfocado en convección más que en procesos de mezcla por cizalla inducida por el viento; diagnóstica entre una variedad de escalas de tiempo y responde a diferentes tipos de forzantes. La física detrás del modelo distingue entre dos tipos de turbulencia, convección y velocidad de cizalla. La primera es debida al flujo de calor por medio del enfriamiento superficial debido a radiación de onda larga o evaporación, que escapan a la atmósfera. En el segundo caso la cizalla es debida a una velocidad horizontal suficientemente grande para producir un vuelco en la columna de agua estratificada y estable. KPP fue examinado a través de observaciones en el océano Pacífico (latitudes medias, [LMD94] y latitudes bajas [LG99]). Estas parametrizaciones pueden ser sintetizadas en la mezcla del océano superior e interior por medio de números de Richardson (bulk y gradiente). Números de Richardson negativos indican que el enfriamiento convectivo neto en la superficie induce una inversión de densidad que resulta en una mezcla turbulenta vigorosa. Los valores pequeños indican que aunque en el calentamiento neto a la superficie (forzante superficial estable) hay suficiente cizalla en las corrientes horizontales para inducir inestabilidades de tipo Kelvin-Helmholtz. El Número de Richardson bulk es basado en las diferencias de primer orden entre un valor cercano y la profundidad de referencia. El Número de Richardson gradiente es basado en las derivadas calculadas entre la escala de malla vertical y los niveles de profundidad adyacentes [ZJY⁺16].

HYCOM parametriza la mezcla vertical con ayuda de 7 modelos; incluye cinco submodelos de mezcla vertical, de los cuales 3 son difusivos continuos y dos son modelos integrales "bulk". Los tres modelos de difusión que gobiernan la mezcla vertical son el K-Profile Parameterization (KPP; [LMD94]), el esquema de cierre de turbulencia nivel 2.5 ([MY82] , [Mel98]) y el modelo GISS

Modelo de mezcla	Descripción	Algoritmos de mezcla diapicna suplementarios	Elecciones adicionales
KPP	Modelo diferencial no local	No es requerido	No es requerida
GISS	Modelo de Esfuerzo de Reynolds, diferencial, local; nivel 2 de cierre de turbulencia	No es requerido	No es requerida
MY	Modelo de Esfuerzo de Reynolds, diferencial local; nivel 2.5 de cierre de turbulencia	No es requerido	No es requerida
PWP	Modelo SLAB; inestabilidad estática; bulk e inestabilidades de Número de Richardson	Explícito (como-MICOM) para coordenadas híbridas	No es requerida
KTA	Modelo SLAB balance TKE verticalmente integrado	1. Explícito (como-MICOM) para coordenadas híbridas 2. Implícito (como KPP)	Penetración de radiación de onda corta (si o no)
KTB	Modelo SLAB balance TKE verticalmente integrado	1. Explícito (como-MICOM) para coordenadas híbridas 2. Implícito (como KPP)	No es requerida
KTC	Modelo SLAB balance TKE verticalmente integrado	1. Explícito para coordenadas isopícnas	No es requerida

Tabla 5.1: Opciones de mezcla vertical incluidas en HYCOM; tomada y adaptada de [Hal04]

(Goddard Institute for Space Studies ([CHCD01]). Los otros dos son los modelos Kraus Turner ([KT67]), 2 están adaptados a coordenadas híbridas (modelos KTA y KTB) y el de coordenadas isopícnas (KTC, como MICOM); además del modelo de inestabilidad dinámica de [PWP86]. Ya que estos últimos dos no proveen de mezcla desde la superficie hasta el fondo, HYCOM contiene dos modelos de mezcla diapícnica, uno explícito y otro implícito (tabla 5.5), para proveer de mezcla en el océano interior; para más detalles véase [Hal04].

Los tres submodelos de difusión vertical (KPP, GISS y MY) realizan la mezcla de las variables termodinámicas y de trazadores escalares a puntos p (HYCOM utiliza una malla tipo Arakawa C, figura 5.2) de malla de la siguiente manera: primero, las componentes de velocidad llevadas a puntos u y v de malla son horizontalmente interpoladas a puntos p . Para la primer iteración, perfiles verticales de los coeficientes de difusividad T y S junto con los coeficientes de viscosidad son calculados a interfaces del modelo desde los perfiles iniciales de las variables del modelo, lo que involucra la formulación y la solución de un sistema de matrices 3-diagonal usando el algoritmo provisto con el submodelo KPP para solucionar la ecuación de difusión vertical en una dimensión



Figura 5.2: Malla horizontal en HYCOM, tipo Arakawa C. Los puntos de malla Q corresponden a escalares, U y V son componentes de momento y P corresponde a la componente de presión

[LMD94]. Para la segunda iteración, los perfiles mezclados verticalmente de variables del modelo sobre los puntos p son utilizados para estimar nuevos perfiles de viscosidad y difusividad T y S , los cuales son usados para mezclar los perfiles originales de las variables del modelo. Este procedimiento es repetido hasta que los perfiles del modelo difieran insignificamente de los perfiles mezclados obtenidos de la iteración previa (en KPP 2 iteraciones son suficientes). Para mezclar componentes de momento, perfiles de viscosidad almacenados a puntos p de malla son interpolados a puntos u y v de malla, entonces la ecuación de difusión vertical es resuelta sobre el conjunto de puntos de malla.

Los tres submodelos siguen el procedimiento de diagnóstico de la profundidad de la ML usando el método de (criterio delta) [KRH00], el cual se implementa de la siguiente manera: el usuario

específica un salto de temperatura mínimo para estimar el espesor de la capa mezclada el cual se convierte a un salto de densidad equivalente. Se asume una base a la capa mezclada para residir como la profundidad donde la densidad de la capa 1 difiere por el valor de este salto; moviéndose hacia abajo desde la capa 1, la primer capa del modelo donde la densidad excede la densidad de la capa 1. Dada la profundidad y densidad central de esta capa junto con la profundidad y densidad centrales de la capa anterior, se utiliza interpolación lineal para estimar el espesor.

El KPP provee de mezcla de las propiedades en toda la columna de agua, transita suavemente entre la vigorosa mezcla en la capa superficial a la débil mezcla diapirica en el interior del océano. KPP provee una parametrización eficiente de mezcla y es ampliamente utilizado en algunos modelos de circulación oceánica.

5.6. K-PROFILE PARAMETERIZATION (KPP)

El modelo KPP es descrito a detalle por [LMD94]; se desarrolló a partir de modelos de capa límite fronteriza atmosférica que incorpora términos de transporte no locales en sus parametrizaciones de mezcla. Este esquema utiliza los resultados de Large Eddy Simulations (LES) [LG99], y es computacionalmente eficiente.

FLUJOS SUPERFICIALES Y DE FONDO

En la interfaz aire-mar los flujos de calor y de momentum constituyen el principal acoplamiento entre el océano y la atmósfera, son cantidades importantes que gobiernan el intercambio de energía entre los dos sistemas. Mientras el esfuerzo del viento es una fuerza motriz importante para la circulación de la parte superior del océano a escala de cuenca, los flujos de calor son importantes para determinar las propiedades termales del océano superior; por tanto, ambos son importantes para el desarrollo de la temperatura superficial del mar (SST, Sea Surface Temperature) debido a su contribución en la mezcla turbulenta dentro de la ML en la superficie del océano.

Actualmente, en las simulaciones que se realizan en el CCA-UNAM el submodelo HYCOM de mezcla vertical es el KPP (K Profile Parameterization), empleado de manera estándar en corridas a nivel global; originalmente el modelo diseñado por [LMD94], solo consideraba los flujos de calor a través de parametrizaciones de aguas de tipo Jerlov. Con el paso de los años se han hecho mejoras al modelo incrustando parametrizaciones adicionales para lograr una representación más realista de los flujos de momento (esfuerzo de viento) y de escalares (radiación neta de onda corta y larga, temperatura del aire con un radio de $10m$ por encima de la superficie). A menudo tenemos MLD (profundidad de la capa de mezcla) menores a $10m$, por ello es importante distribuir la radiación solar dentro de la MLD. KPP siempre utiliza la penetración de onda corta. Los flujos de calor y de masa superficiales son distribuidos sobre las capas del modelo. Los flujos verticales de momentum a la superficie (esfuerzos de viento) y al fondo (esfuerzos de fondo) son siempre aplicados primero para resolver la ecuación de momentum. El flujo superficial de momentum es distribuido sobre la capa del modelo, acelerando así el fluido solamente en esa capa. El flujo en el fondo es distribuido sobre los $10m$ del fondo de la columna de agua, y así acelera solamente el fluido en esas capas que contienen fluido dentro de este rango de profundidad. Una vez realizado, el algoritmo de mezcla vertical se realiza la mezcla de momentum.

Como se mencionó arriba, HYCOM solo contaba con la parametrización para aguas de tipo Jerlov, sin embargo, [KWH05] introduce un esquema cuya finalidad es atenuar esta penetración, dicho esquema incluye dos bandas de penetración de radiación, una es necesaria en la superior a

10m de la columna de agua y la otra penetra a mayor profundidad dependiendo de la turbidez. Este esquema depende de las propiedades ópticas dadas por la atenuación del calentamiento subsuperficial obtenida de los campos medios mensuales para un coeficiente de atenuación fotosintéticamente activo, k_{par} , esta climatología es satélital, derivada de datos del Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS).

La penetración de radiación solar tiene una fuerte dependencia espectral desde la radiación cercana al infrarrojo (IR) que llega a penetrar aproximadamente 1m, hasta la irradiancia solar incidente que penetra más allá del metro de profundidad y se sitúa en el espectro visible (del visible al ultravioleta, UV) y su absorción es regulada por la claridad del agua dependiente del fitoplancton y partículas suspendidas.

Un OGCM con alta resolución vertical necesita al menos dos bandas de penetración de radiación solar para los 10m superiores de la columna de agua. Los esquemas tradicionales de dos bandas de Jerlov difieren significativamente de los de una sola banda k_{par} entre los 3 y 15m, con k_{par} absorbe menos que Jerlov cerca de la superficie. Esta diferencia es principalmente debida a la división de Jerlov entre luz roja (cerca de la superficie) y luz azul (profundidad), asumiendo que en k_{par} el 51% de la luz no visible es absorbida cerca de la superficie y trata el 49% remanente (es decir PAR, Photosynthetically Active Radiation) como una banda que va hacia el azul. Al contrario, los clásicos tipo Jerlov incluyen tanto la luz visible como la infrarroja en su banda roja cercana a la superficie y, por lo tanto, tiene mucha menos luz azul, con la cantidad de luz azul dependiente de la turbidez [KWH05].

Cuando se emplea el modelo de decaimiento exponencial de [Jer76] de las dos componentes (luz roja y azul) usadas para calcular la penetración de radiación de onda corta. Entonces los flujos superficiales de variables termodinámicas y de momentum son distribuidos sobre la capa del modelo superior, con la excepción de la penetración de onda corta. Para HYCOM, el agua de tipo Jerlov es asignado en valores enteros de 1 a 5, con 1 representando la más clara. El usuario especifica el tipo de agua Jerlov al comenzar la corrida del modelo, sin embargo es el mismo valor para todos los puntos de malla para todo el tiempo.

5.7. CAPA LÍMITE SUPERIOR

KPP proporciona una mezcla desde la superficie hasta el fondo adecuando suavemente los perfiles de difusividad y viscosidad de la capa límite superficial a los relativamente débiles perfiles de difusividad y viscosidad diapícnicos del interior del océano. Viscosidad y difusividad en la capa límite superficial está dada como sigue:

$$(5.6) \quad \overline{w\theta} = -k_\theta \left(\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z} + \gamma_\theta \right), \overline{wS} = -k_S \left(\frac{\partial \overline{S}}{\partial z} + \gamma_S \right), \overline{wv} = -k_m \left(\frac{\partial \overline{v}}{\partial z} \right).$$

donde k_θ, k_S y k_m son difusividades interiores de temperatura potencial, salinidad (que incluye otros escalares) y momentum (viscosidad) respectivamente, γ_θ y γ_S son términos de transporte no local. Los perfiles de difusividad/viscosidad son parametrizados como:

$$(5.7) \quad K_x = h_{sbl} w_x(\sigma) G(\sigma).$$

Donde h_{sbl} es la profundidad de la capa límite superficial, G es una función de forma adimensional que controla las difusividades y sus derivadas verticales al tope y fondo de la capa límite y σ es una coordenada adimensional de valor 0 en la superficie a 1 en la base de la capa límite, w_x .

KPP diagnóstica la profundidad de la capa límite oceánica que es definida como esa profundidad en donde El número de Richarson bulk excede un valor crítico (si: $Ri < 0.3$, inestable; $Ri_c = 0.3$ crítico, $Ri > 0.3$, estable). La extensión de la capa límite, h_{sbl} , depende de lo forzantes superficiales y de flotabilidad $B(d)$ y perfiles de velocidad $V(d)$, definidos en un Número de Richardson Bulk:

$$(5.8) \quad Ri_b(d) = \frac{(B_r - B(d))d}{\|V_r - V(d)\|^2 + V_t^2(d)}.$$

Donde d es la distancia desde la superficie. h_{sbl} es diagnosticada a la profundidad en la cual el Ri_b excede un valor crítico Ri_c . El subíndice r representa valores cercanos a la superficie. V_r es una contribución estimada de la velocidad turbulenta a la velocidad de cizalla. Los valores de referencia son promediados sobre el rango de profundidad ϵd , donde $\epsilon = 0.1$ a la profundidad $d = h_{sbl}$, la profundidad de referencia ϵh_{sbl} representa el espesor de la capa superficial donde la teoría de similitud Monin-Obukhov aplica. En la práctica, si la capa 1 del modelo es más que $7.5m$ de espesor, los valores de referencia en 5.8 están configurados para los de la capa uno. De lo contrario, el promedio se realiza en el rango de profundidad ϵd .

Esta es la profundidad de mezcla debida a velocidades turbulentas de remolinos no resueltos y hasta donde penetran [LMD94]. La física detrás de ésta definición es que, los remolinos de la capa límite con velocidad media V_r y flotabilidad B_r deberán ser capaces de penetrar a una profundidad h_{sbl} , donde ellos primero son relativamente estables a la velocidad y flotabilidad local, la diferencia estabilizadora de flotabilidad media (numerador) es formada a una superficie relativamente cercana B_r ; el término de cizalla desestabilizador (denominador) incluye la magnitud cuadrada de la diferencia de velocidad media del vector V_r , además incluye la velocidad de cizalla turbulenta igual a $\frac{V_t}{d}$, la cual no es despreciable y es más importante en convección pura y otras situaciones de poca o ninguna cizalla media. La cizalla turbulenta debería incrementar con la escala de velocidad turbulenta y decrecer con la profundidad de la capa límite. También se sospecha que aumentará con una mayor estratificación local, $\partial_z B = N^2$ donde N es la frecuencia de flotabilidad local.

Las contribuciones a la difusividad en superficie son:

1. Mezcla mecánica de viento,
2. forzantes de flujos de flotabilidad,
3. vuelco convectivo,
4. flujos no locales (contragradiantes), por medio de parametrizaciones de mezcla no locales de S y T.

5.8. MEZCLA INTERNA

Debajo de la capa mezclada, en el océano interior, el perfil de mezcla K del modelo KPP depende de un número de procesos los cuales son la inestabilidad de cizalla (inestabilidad del Número de Richardson local) vertical, actividad de ondas internas e inestabilidad estática. Cada proceso es parametrizado en términos de una difusividad vertical local v_x^s, v_x^w, v_x^d respectivamente. El perfil completo de difusividad interior es:

$$(5.9) \quad v_x(d) = v_x^s(d) + v_x^w(d) + v_x^d(d).$$

La mezcla es debida a los siguientes procesos:

1. Cizalla
2. Onda interna
3. Doble difusión

MEZCLA DE CIZALLA

El término mezcla-cizalla (shear mixing) es parametrizado como una función del Número de Richardson gradiente:

$$(5.10) \quad Ri_g = \frac{N^2}{(\frac{\partial U}{\partial z})^2 + (\frac{\partial V}{\partial z})^2}.$$

Donde N es la frecuencia de flotabilidad (Frecuencia Brunt - Väisälä) y U y V son las componentes de velocidad horizontales. La viscosidad de mezcla de cizalla es estimada como:

$$(5.11a) \quad \frac{v_x^s}{v_0} = 1 \quad Ri_g < 0$$

$$(5.11b) \quad = 1 - \left(\left[\frac{Ri_g}{Ri_0}\right]^2\right)^3 \quad 0 < Ri_g < Ri_0$$

$$(5.11c) \quad = 0 \quad Ri_g > Ri_0.$$

v_0 ($= 10^{-4} m^2 s^{-1}$) es elegido para caer dentro del rango de máximas difusividades observadas reportadas para la termoclina estacional [PGT88]. Medidas oceánicas de Ri_g raramente caen en el valor teórico (0.25), a menudo están en el valor de 0.4 – 1.0; $Ri_0 = 0.7$, si $Ri_g = Ri_0$, entonces la mezcla es disparada.

Bajos Ri_g representan una transición suavizada dentro del régimen de inestabilidad estática (ecuación 5.11a), estas inestabilidades son removidas por el alto, pero fino v^0 más que por ajuste convectivo y su difusividad infinita implícita. En la ecuación 5.11a la parametrización de la inestabilidad de cizalla es escalonada y estos resultados de difusividades son comparativamente altos (bajos) para valores menores que (mayores que) los cercanos a 0.4. Esta mezcla de inestabilidad de cizalla actúa en el caso estándar principalmente para reducir la magnitud del ciclo diario de SST para algunos días.

ONDA INTERNA

En el modelo original de [LMD94] la magnitud de viscosidad de momentum de onda interna es asignada una cantidad constante para $v_m^w = 1.0 \times 10^{-4} m^2 s^{-1}$, y la magnitud de viscosidad de cualquier escalar de onda interna es $v_s^w = 0.1 \times 10^{-4} m^2 s^{-1}$.

Por su parte [DGH04] utiliza valores de momentum de $1.0 \times 10^{-5} m^2 s^{-1}$ y de densidad potencial $1.0 \times 10^{-6} m^2 s^{-1}$. [LMD94] demostró en sus estudios que KPP es favorable comparado a MY en océano profundo, no obstante, en simulaciones de océano costero MY ha sido el estándar. [DGH04] probaron el desarrollo de estas dos parametrizaciones de mezcla vertical en ajustes de plataforma continental idealizada y declararon que el esquema original de KPP es inadecuado para aplicaciones sobre plataforma continental somera y que la parametrización de BBL (capa límite de fondo) podría ser adjunta cuando se use en el océano costero. Sin embargo [WE06], mantiene KPP como submodelo de mezcla vertical; concluyen que un esquema KPP mejorado

debe incluirse en la mezcla errónea reducida en la plataforma continental poco profunda, además un estudio valioso sería también ejecutar la misma configuración con esquemas alternativos de mezcla vertical. Otra mejora natural sería extender el código e incluir capacidades que pueden usar densidades objetivo horizontalmente variables. Esto permitiría ajustar las densidades objetivo para áreas específicas, y lo más probable es mejorar los resultados.

DOBLE DIFUSIÓN

La mezcla de doble difusión puede ocurrir cuando el gradiente vertical de salinidad (salt fingering) o temperatura (convección difusiva) es inestable a esta contribución a densidad [Tur79]. Aunque la causa de doble difusión en el océano es la difusión molecular de temperatura que es cien veces más rápida que la de salinidad, el efecto neto sobre escalas de longitud turbulenta reduce la energía potencial del perfil vertical mezclando perfectamente la componente desestabilizante. Regiones de difusión activa de dedos de sal (salt fingering) y convección pueden ser identificados usando el radio de densidad de doble difusión representado por:

$$(5.12) \quad R_\rho = \frac{\alpha \frac{\partial T}{\partial z}}{\beta \frac{\partial S}{\partial z}}.$$

Donde α y β son los coeficientes de expansión termodinámica para temperatura y salinidad, respectivamente. Los dedos de sal son encontrados en las termoclinas subtropicales y tropicales donde aguas cálidas y saladas se superponen a aguas dulces y frías $\alpha \frac{\partial T}{\partial z} > 0$ y $\beta \frac{\partial S}{\partial z} > 0$; el mezclado debido a dedos de sal (salt fingering, para más detalles remítase a [LMD94]) es parametrizado como:

$$(5.13a) \quad \frac{v_s^d(R_\rho)}{v_f} = [1 - (\frac{R_\rho - 1}{R_\rho^0 - 1})^2]^3 \quad 1.0 < R_\rho < R_\rho^0$$

$$(5.13b) \quad = 0.0 \quad R_\rho \geq R_\rho^0$$

$$(5.13c) \quad v_\theta^d(R_\rho) = 0.7 v_s^d$$

Donde $v_f (= 10 \times 10^{-4}) m^2 s^{-1}$ es un factor de escala para v_x^s en dedos de sal; $R_\rho^0 (= 1.9)$ es el valor de R_ρ donde v_x^d vale cero.

Por su parte escaleras convectivas difusivas ocurren principalmente en el Ártico y regiones adyacentes desde la temperatura desestabilizadora: agua fría y dulce sobre agua cálida y salada $\alpha \frac{\partial T}{\partial z} < 0$ y $\beta \frac{\partial S}{\partial z} < 0$, en $0 < R_\rho < 1$.

5.9. CAPA LÍMITE DE FONDO

El submodelo KPP original evaluado por [Hal04] no contiene parametrización explícita de la capa límite de fondo, sin embargo, ha sido agregada para desarrollar simulaciones sobre la West Florida Shelf (WFS). Ésta es esencialmente la misma parametrización usada por la capa límite superficial, pero convertida upside-down (al revés). En HYCOM los flujos radiativos son distintos de cero al fondo lo que significa que la radiación puede penetrar a esa profundidad. En esta situación, la radiación alcanzada en el fondo es asumida para calentar la capa de fondo del modelo y también proporcionar un flujo de flotabilidad desestabilizante que genera turbulencia

en la capa límite del fondo. Este flujo de flotabilidad inferior es significativo sólo en aguas muy someras de regiones cercanas a la costa. Ya que las capas inferiores isopícnas son usualmente más delgadas que las capas límite inferiores (BBL) en el océano profundo, el uso de la parametrización BBL es opcional y usualmente invocada en simulaciones de océano costero donde las coordenadas sigma proveen buena resolución de superficie a fondo. Cuando es invocada, la mezcla BBL es solo implementada a puntos de malla donde al menos una coordenada vertical existe dentro del espesor de la capa límite inferior diagnosticado por encima del fondo [CHS⁺07].

HYCOM primero diagnostica el espesor de la capa límite turbulenta, y entonces se estiman perfiles k para momentum y escalares a interfaces del modelo que relacionan suavemente los perfiles interiores encima. En regiones donde las capas límites superficial e inferior se superponen, los valores grandes de k son elegidos a cada interfaz. Al fondo, claro, no existen flujos de masa normales mientras flujos de calor solo son provistos por penetración de radiación de onda corta que calientan la superficie inferior, excepto un efecto despreciable en aguas muy someras. La velocidad de fricción u_{b*} es el parámetro dominante que gobierna el diagnóstico del espesor de la capa límite de fondo (inferior), y así la magnitud de los valores k diagnosticados los cuales son linealmente proporcionales a ese espesor [HBW⁺09].

METODOLOGÍA

Los datos implementados en este estudio derivan de un promedio de 20 años de salidas diarias de HYCOM, y de los datos de LEVITUS (del World Ocean Atlas Data, 1994).

La obtención de la MLD consistió en la elección de una cantidad constante (criterio límite) para la densidad potencial (σ) de la climatología, basada en la noción de que la ML tiene propiedades casi homogéneas para las cuales la desviación estándar sobre su media vertical es casi cero. Debajo de la MLD, la varianza de la propiedad podría incrementar rápidamente sobre su media vertical [LDNK06]. Se tomó, sin embargo, como profundidad de referencia $10m$ cuya finalidad es evitar los efectos de la capa de piel "del océano, basados en el hecho que la mayoría de los casos los valores a 0 y $10m$ son muy cercanos. Se empleó el criterio límite (o también llamado criterio Delta, Δ) para densidad potencial, ya que engloba los cambios de temperatura y salinidad, [LL91] lo define como un estimador de confianza. El cálculo es realizado en una dimensión para cada punto de malla, haciendo un incremento ($\Delta\sigma$) considerando los incrementos ya publicados en la literatura, con lo cual se evaluó la sensibilidad de la profundidad a la elección de dicho incremento. Este incremento sólo se realiza sobre el valor de referencia del perfil de densidad ($\Delta\sigma = \sigma_{ref} + \Delta$) entonces los valores adyacentes a una profundidad de referencia actualizada (σ_n) son buscados, es decir, los valores inferior y superior del $\Delta\sigma$ en σ_n que es el punto de intersección del incremento con el perfil vertical de densidad. Estos valores son interpolados linealmente al valor de profundidad correspondiente.

$$(6.1) \quad h = \begin{cases} \sigma_n < \Delta\sigma \\ \sigma_n \geq \Delta\sigma \end{cases}$$

Se realizaron distintas pruebas con diferentes valores para este criterio seleccionando dos: $\Delta\sigma = 0.03, 0.125$, por medio de los cuales se cálculo la profundidad de la ML para un promedio de densidad de veinte años de las salidas HYCOM y una climatología LEVITUS. Ambos incrementos son discutidos en la siguiente sección.

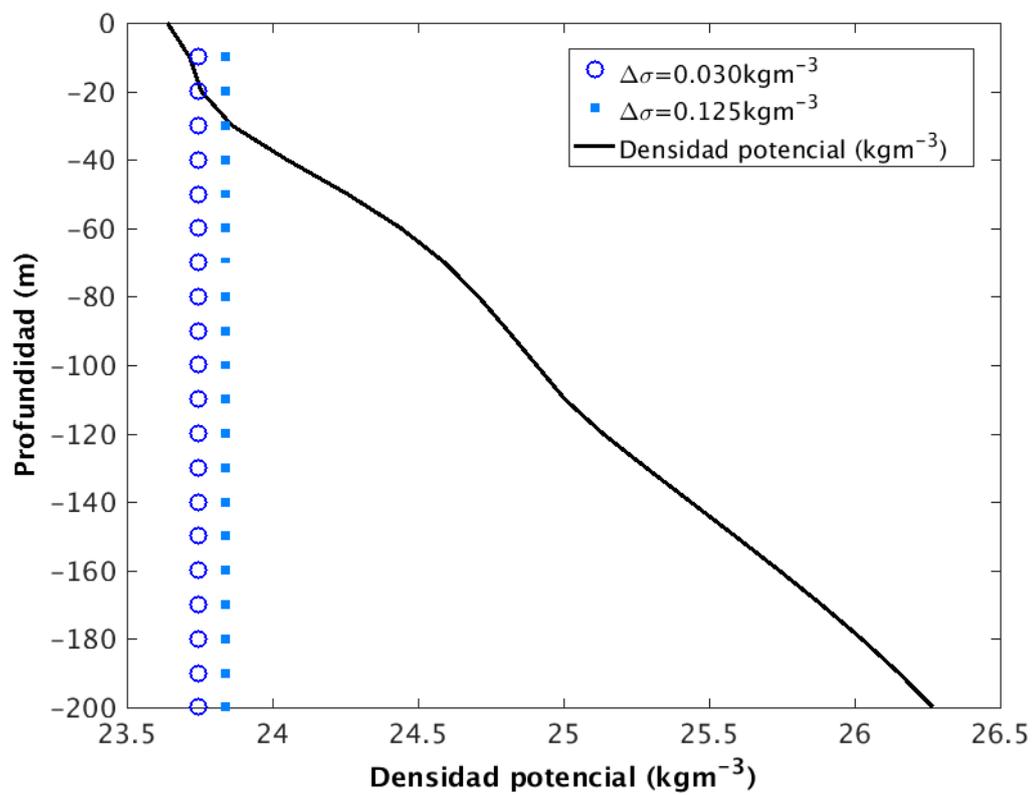
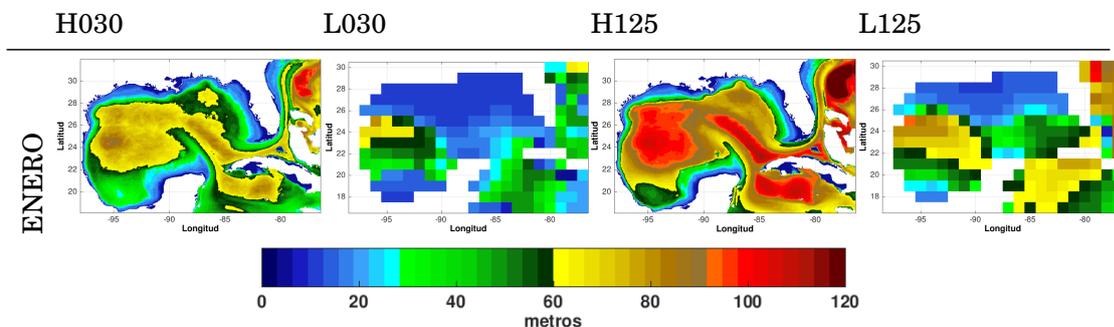


Figura 6.1: Figura esquemática del procedimiento empleado para el cálculo de la MLD. La densidad potencial es mostrada en línea continua, los círculos corresponden a incrementos (Δ) con valores de 0.03 kg/cm^3 , mientras que valores de 0.125 kg/cm^3 son representados con puntos.

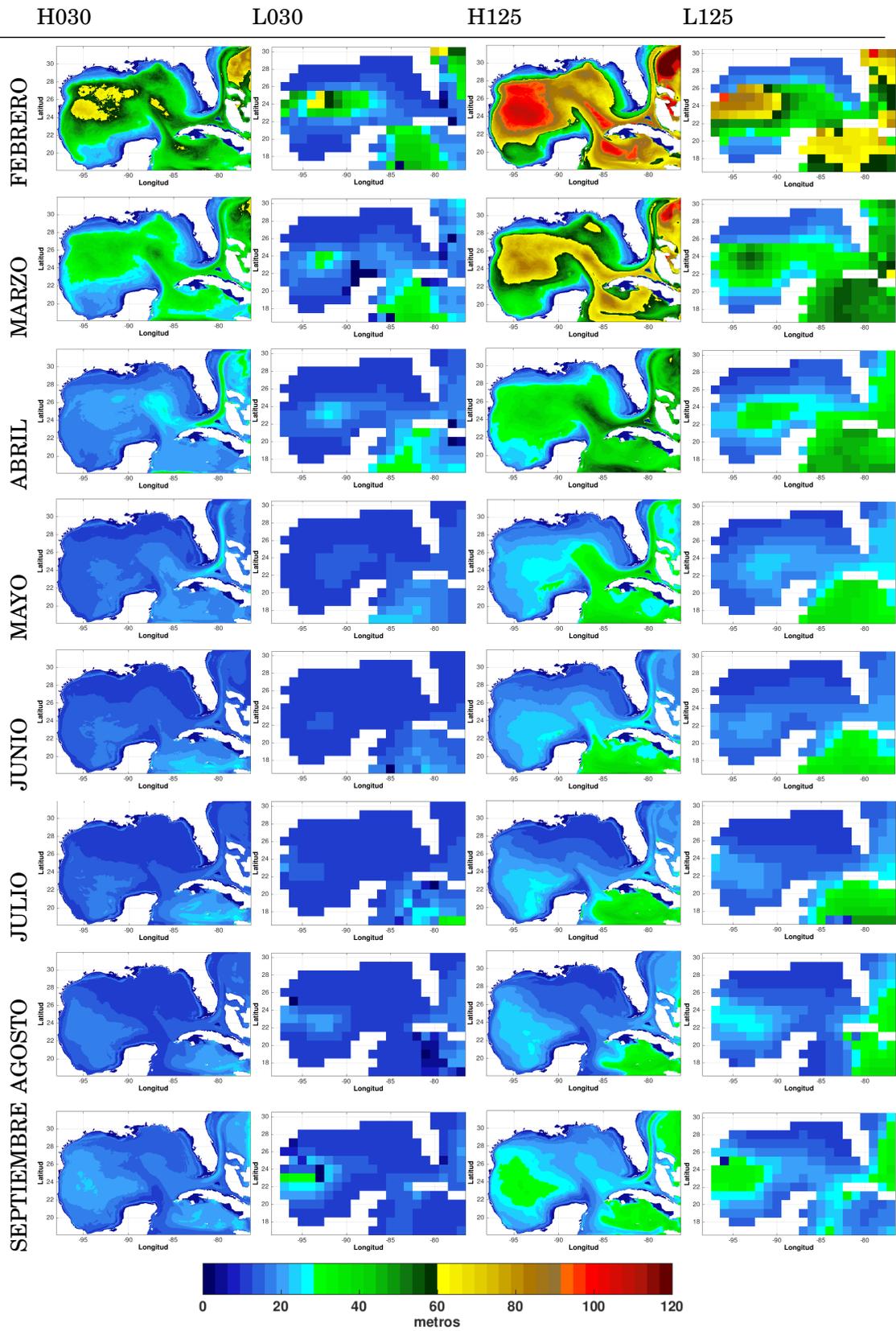
RESULTADOS

Se utilizó una climatología mensual de la profundidad de la capa de mezcla del océano que abarca la región del Golfo de México. El cálculo de la profundidad de la capa de mezcla (MLD) es realizado en una dimensión en función del cambio en la densidad vertical, es decir es realizado a partir del perfil vertical de la densidad potencial, con la intención de tomar en cuenta los efectos de temperatura potencial y de salinidad sobre la mezcla de la columna de agua. Las climatologías de LEVITUS están disponibles en la web [LB03].

La figura (7.1) muestra los resultados obtenidos para los cálculos de ambos $\Delta\sigma$, en donde es evaluado el desempeño del modelo con respecto a los datos de la climatología. Como se puede apreciar en esta figura los meses de invierno son los que presentan una profundidad mayor en la capa mezclada y durante el verano es más somera. Durante los primeros meses (enero a marzo) la MLD es mayor se encuentra al norte y noreste del GoM para ambos criterios. Aunque el área de cobertura de la MLD del modelo no corresponda con las observaciones, el modelo reproduce el núcleo central de la MLD. De mayo a septiembre las máximas profundidades son desplazadas al sur suroeste del GoM tanto en observaciones como en el modelo, sin embargo LEVITUS se mantiene más al sur para ambos criterios y en noviembre solamente para el de 0.030kgm^{-3} .



CAPÍTULO 7. RESULTADOS



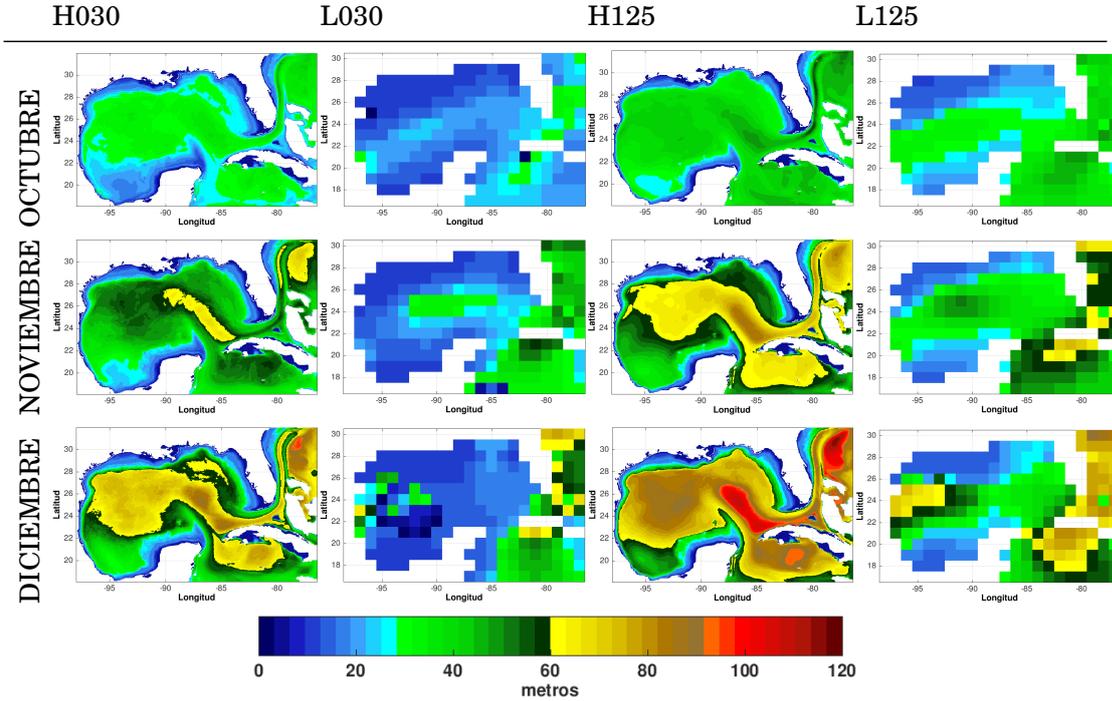


Figura 7.1: Climatología mensual de la profundidad de la capa de mezcla variando un incremento $\Delta\sigma$. H y L al principio del acrónimo indican que es el valor del $\Delta\sigma$ para HYCOM y LEVITUS respectivamente, a su vez, 030 es el $\Delta\sigma = 0.030\text{kgm}^{-3}$ y 125 $\Delta\sigma = 0.125\text{kgm}^{-3}$. La paleta de colores muestra la profundidad en metros.

Se calculó la raíz cuadrática media error con la finalidad de encontrar una relación espacial entre HYCOM y LEVITUS, para lo cual se tomaron algunas localidades (consulte mapa 7.8) a lo largo de la malla para evaluar puntualmente entre ambos datos calculado a partir de

$$(7.1) \quad RMSE = \sqrt{(1/n)\sum_{i=1}^n (X_{HYCOM} - X_{LEVITUS})^2}$$

donde $n = 12$ es el número de meses, X representa el promedio mensual para HYCOM y LEVITUS respectivamente. Se encontró es que en el centro y este del GoM el desempeño del $\Delta\sigma = 0.125\text{kgm}^{-3}$ es mejor respecto al otro, mientras que al norte $\Delta\sigma = 0.030\text{kgm}^{-3}$ y sur tiene mejores resultados; para ambos la RMSE es menor al sur y este del Golfo de México sobre todo en la región 4, cada pixel corresponde a un punto en el mapa 7.8, noté que no tienen una distribución igual, esto es debido a la nube de puntos tomados para cada región.

El gráfico de bigotes 7.2 nos da una idea general y rápida del comportamiento de la MLD a lo largo del año, los resultados de este estadístico muestran una señal con un máximo de profundidad en invierno y un mínimo de profundidad en verano. La distribución de la población es resumida de la siguiente manera, los bordes (inferior y superior) de la caja en color azul corresponden al 25% y 75%, la línea central es la mediana o el 50% de la recurrencia de los datos que puede estar centrada o no. Los asteriscos (azules para HYCOM y rojas para LEVITUS) son valores atípicos, la razón por la cual HYCOM tiene mayor número de valores atípicos es debido a que cuenta con un mayor número de muestras poblacionales.

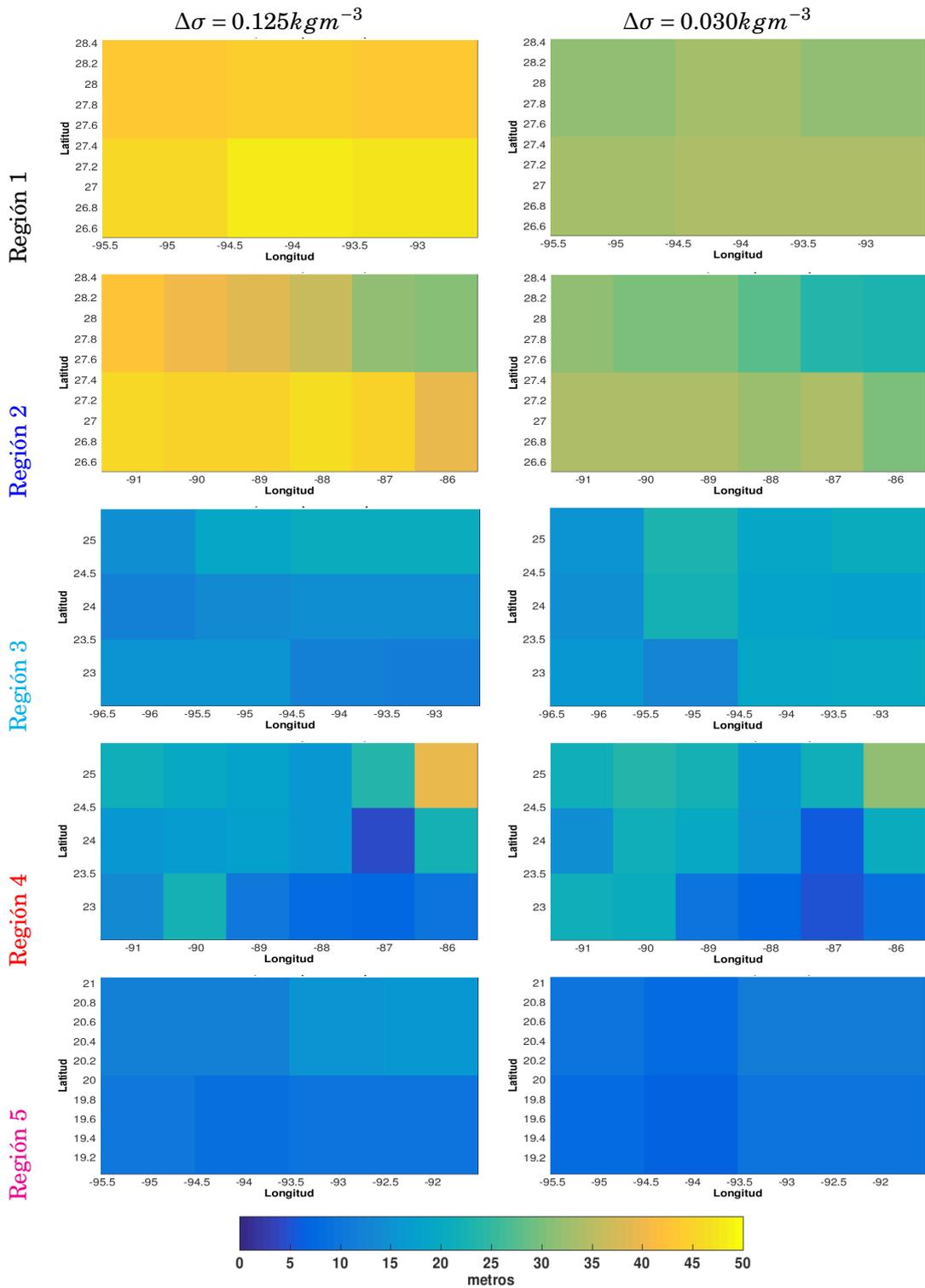


Figura 7.2: Raíz del error cuadrático medio.

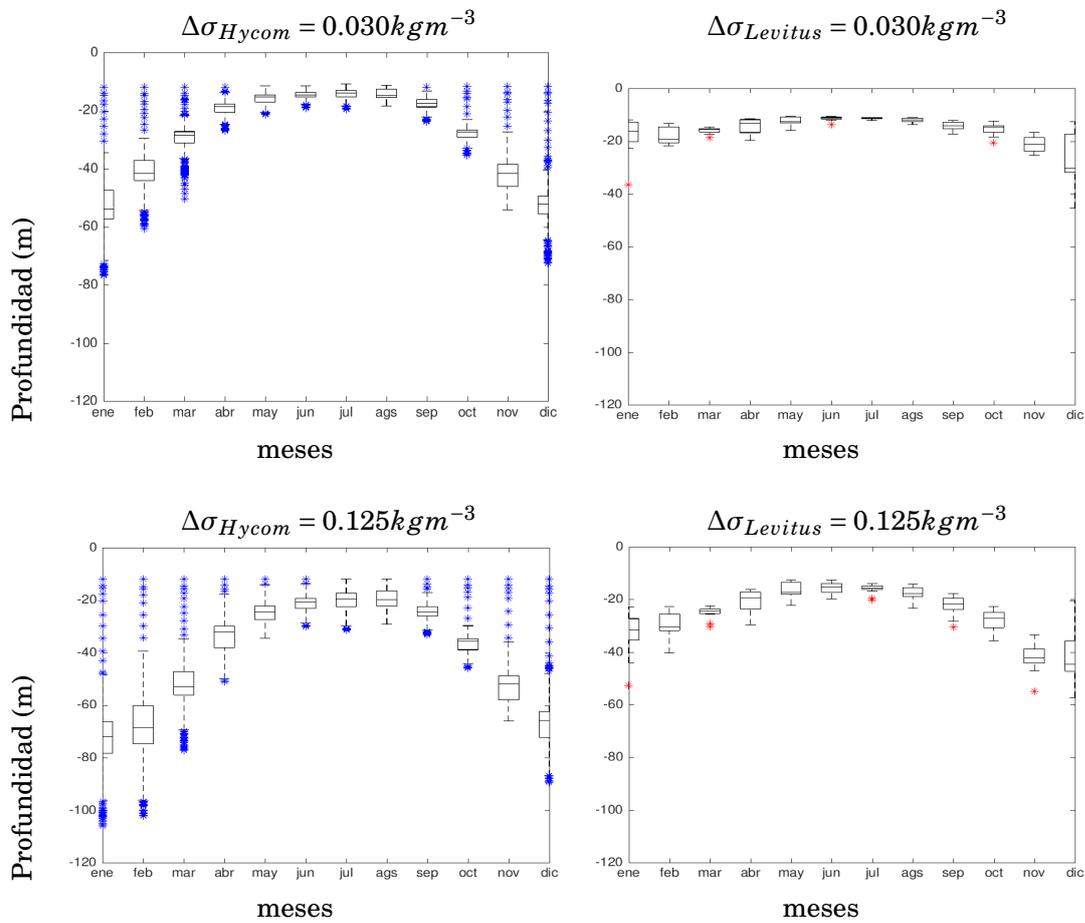


Tabla 7.2: Gráfico de bigotes (Box Plot) para un periodo de 12 meses, las cajas representan los cuartiles de 25, 50 y 75% para ambas climatologías. Los asteriscos en color azul representan los valores atípicos de HYCOM y en rojo los de LEVITUS.

Las figuras (7.3 - 7.7) para cinco regiones del GoM (veáse 7.8) muestran el diagrama de temperatura y salinidad (T-S) los gráficos de bigote (para ambos criterios, $\Delta\sigma = 0.030 \text{ kg m}^{-3}$ y $\Delta\sigma = 0.125 \text{ kg m}^{-3}$, en azul claro y fuerte para HYCOM y naranja y rojo para LEVITUS respectivamente), en este caso los puntos en medio del círculo corresponden al percentil 50 y los extremos de la caja al 25 y 75% . Además es mostrado el promedio mensual del perfil vertical de la densidad potencial de ambas climatologías (HYCOM, LEVITUS) con las MLD's promedio superimpuestas sobre sus perfiles asociados.

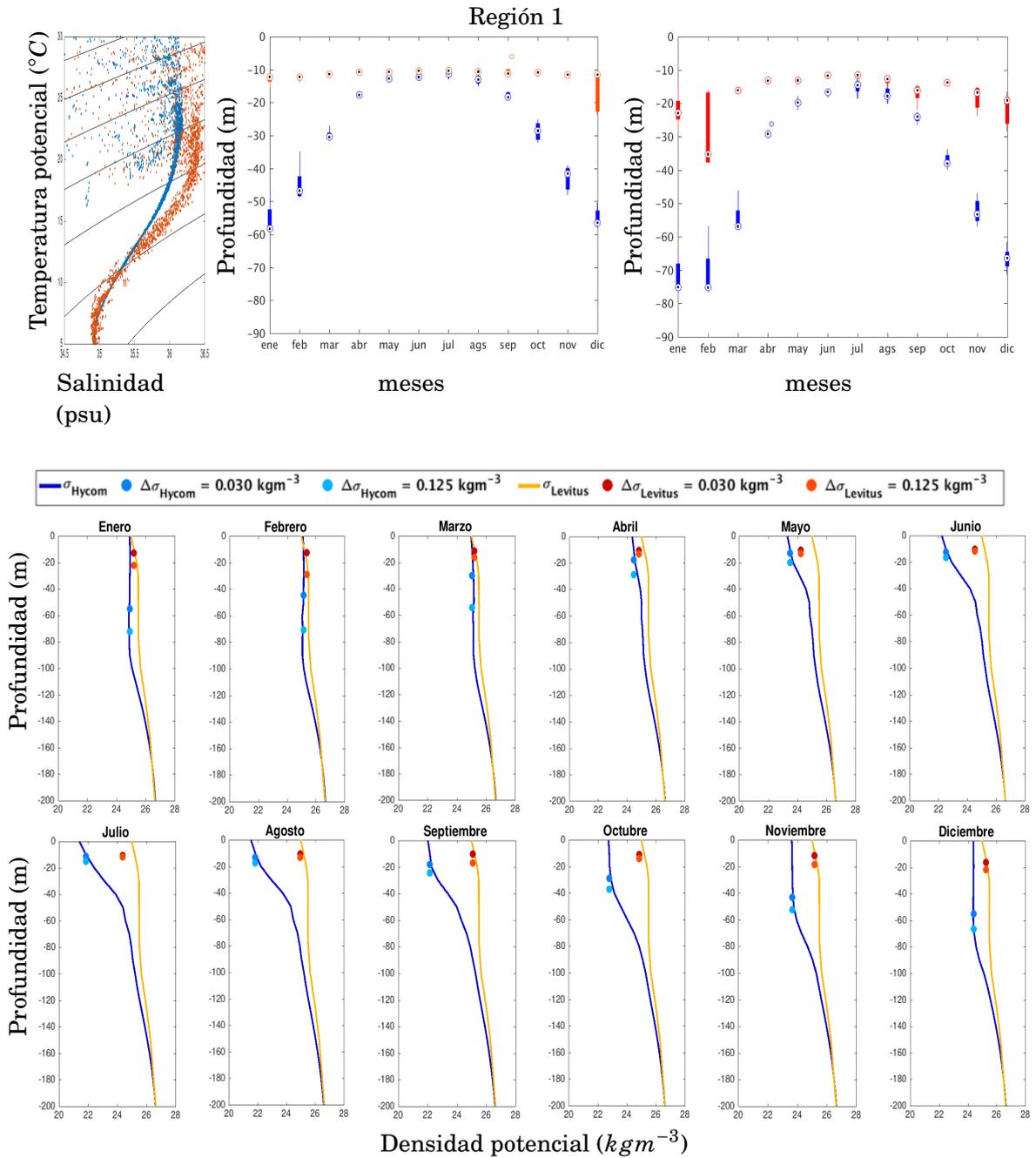


Figura 7.3: Son presentados los resultados de la Región 1 de ambas climatologías para Temperatura y Salinidad (Diagrama T-S, parte superior izquierda) box-plot para $\Delta\sigma = 0.030\text{kgm}^{-3}$ (centro superior), $\Delta\sigma = 0.125\text{kgm}^{-3}$ (extremo derecho superior) y perfiles verticales de densidad potencial promedio mensual (parte central e inferior).

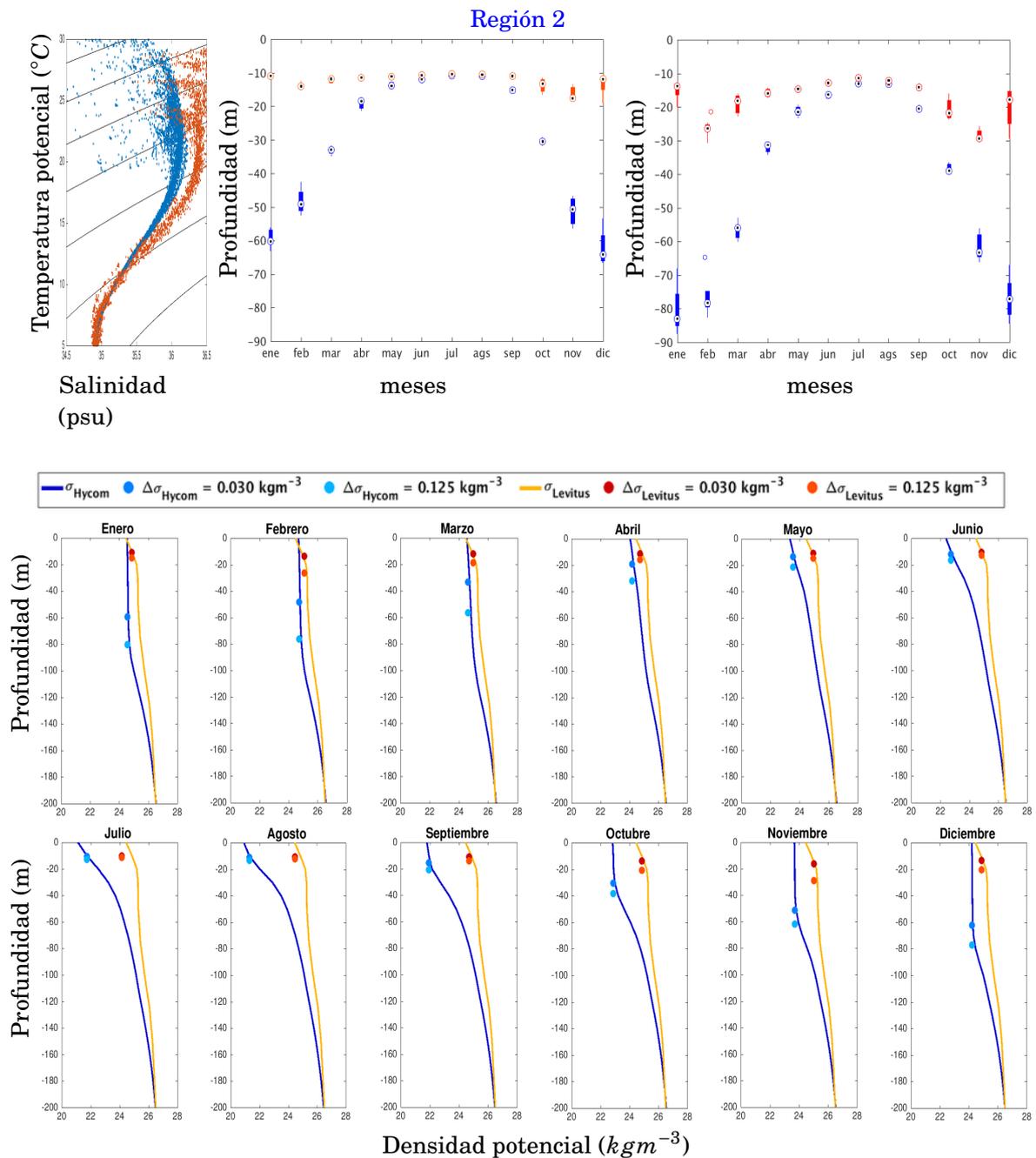


Figura 7.4: Son presentados los resultados de la Región 2 de ambas climatologías para Temperatura y Salinidad (Diagrama T-S, parte superior izquierda) box-plot para $\Delta\sigma = 0.030 \text{ kgm}^{-3}$ (centro superior), $\Delta\sigma = 0.125 \text{ kgm}^{-3}$ (extremo derecho superior) y perfiles verticales de densidad potencial promedio mensual (parte central e inferior).

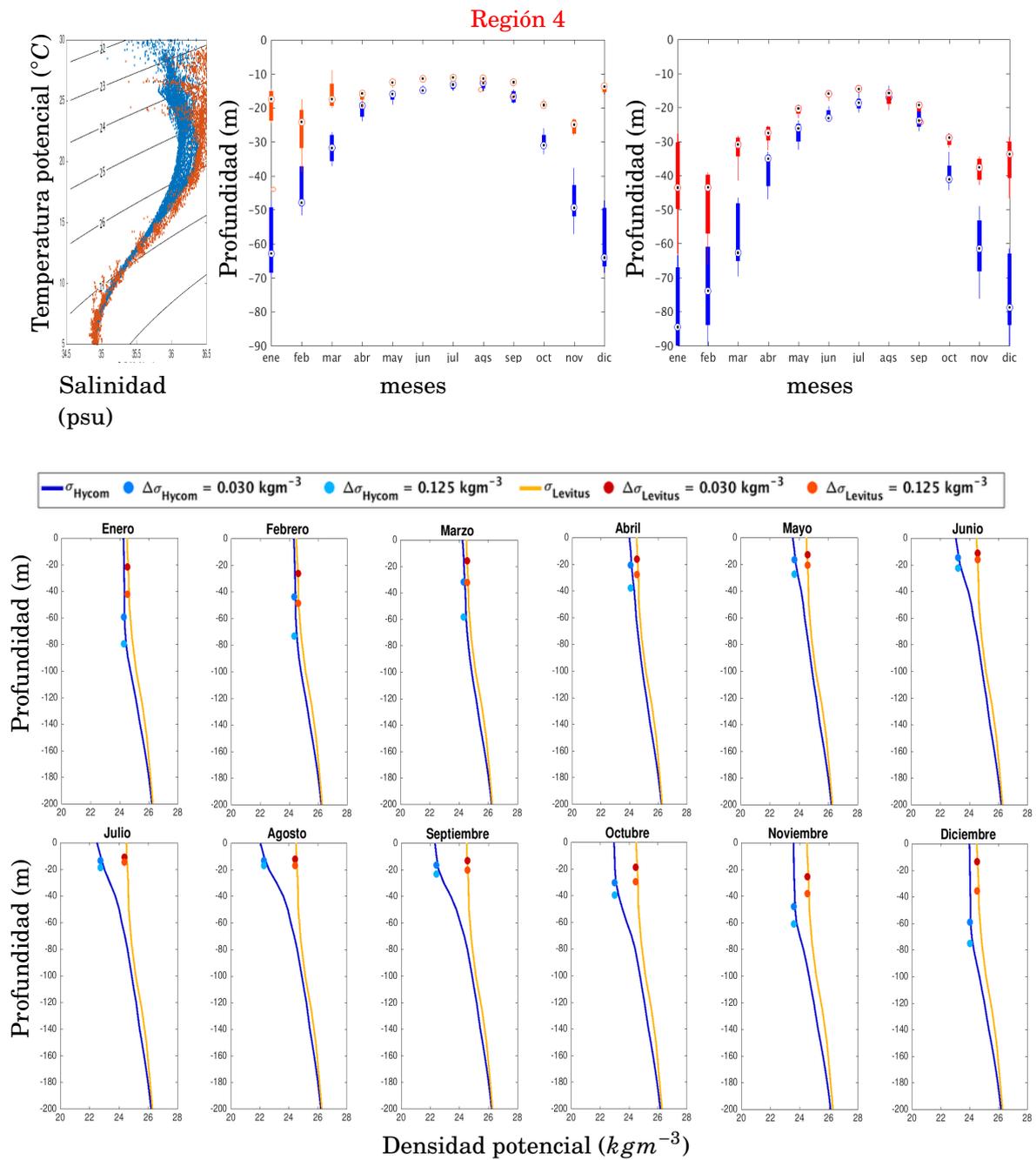


Figura 7.6: Son presentados los resultados de la Región 4 de ambas climatologías para Temperatura y Salinidad (Diagrama T-S, parte superior izquierda) box-plot para $\Delta\sigma = 0.030 \text{ kgm}^{-3}$ (centro superior), $\Delta\sigma = 0.125 \text{ kgm}^{-3}$ (extremo derecho superior) y perfiles verticales de densidad potencial promedio mensual (parte central e inferior).

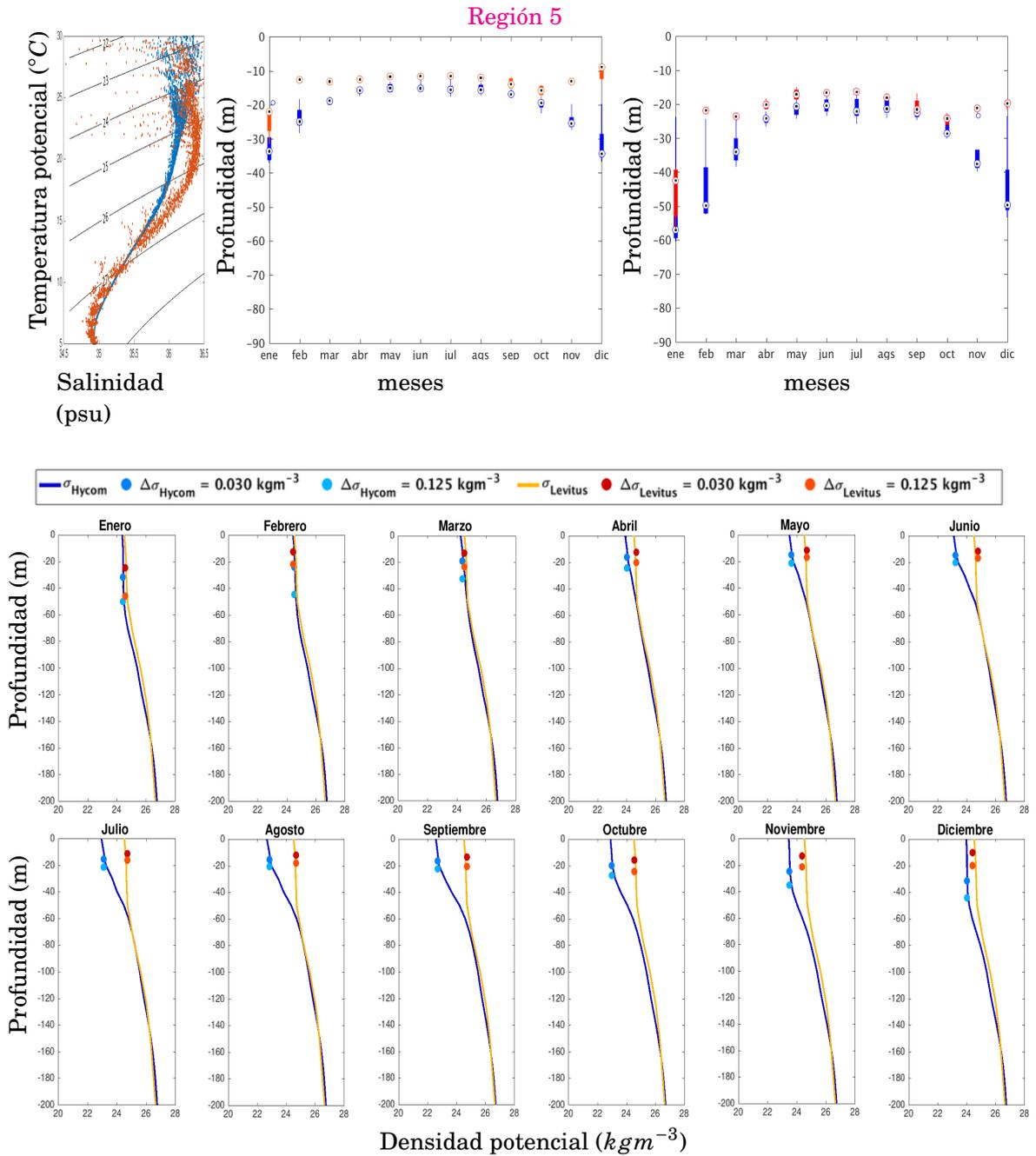


Figura 7.7: Son presentados los resultados de la Región 5 de ambas climatologías para Temperatura y Salinidad (Diagrama T-S, parte superior izquierda) box-plot para $\Delta\sigma = 0.030 \text{ kgm}^{-3}$ (centro superior), $\Delta\sigma = 0.125 \text{ kgm}^{-3}$ (extremo derecho superior) y perfiles verticales de densidad potencial promedio mensual (parte central e inferior).

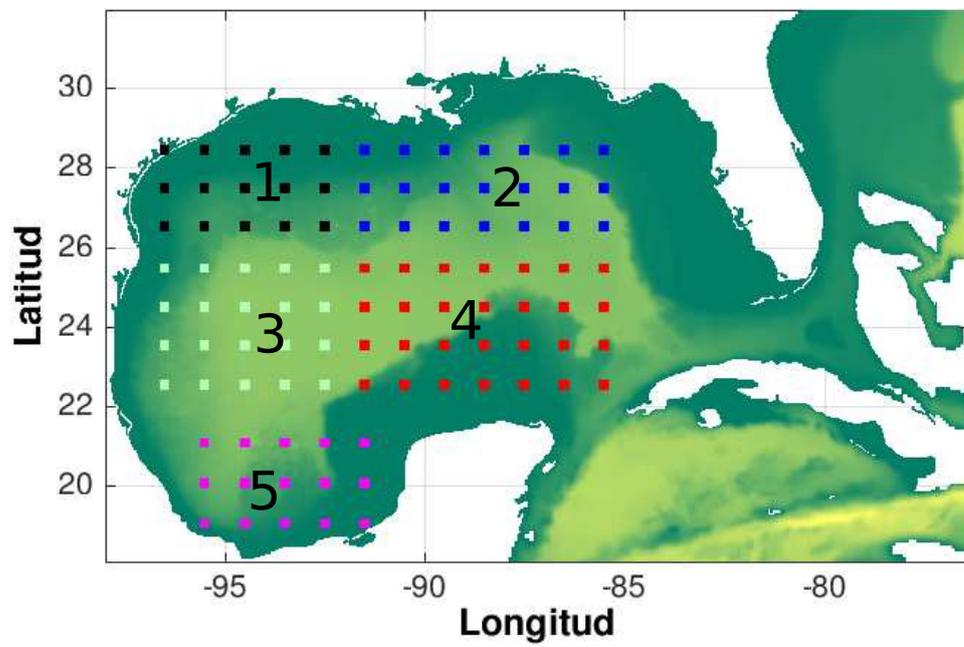


Figura 7.8: Mapa del Golfo de México dividido en cinco regiones; las marcas de colores son puntos de malla. .

DISCUSIÓN

La profundidad de la capa de mezcla en el Golfo de México simulada por el modelo representa el ciclo estacional esperado con un mínimo de profundidad durante el verano cuando incrementa la temperatura superficial del mar y ocurre una estratificación por lo que la pycnoclina se vuelve menos profunda al contrario de invierno, durante el cual se profundiza la capa de mezcla debido a las condiciones meteorológicas predominantes. Como se muestra en la figura 7.1 la profundidad calculada depende del criterio en elección, haciendo que la profundidad se vea afectada, el resultado del $\Delta\sigma = 0.030$ es una menor MLD respecto a la obtenida con $\Delta\sigma = 0.125$, el RMSE (figura 7.2) además sugiere que la diferencia entre HYCOM y LEVITUS para cada $\Delta\sigma$ varía a lo largo de las cinco regiones, con la mayor variación al norte del GoM, sin embargo como se observa en los boxplot de las figuras 7.3- 7.7, el sesgo en estos resultados disminuye hacia el verano, con MLD en profundidades cercanas o iguales, además de que el suavizado de la climatología en sus promedios no tiene variaciones significativas a lo largo del año en el perfil de densidad.

Se pueden apreciar patrones de máxima profundidad, el máximo anual se encuentra en el noroeste del GoM durante los meses invernales, y esta máxima profundidad se desplaza hacia el suroeste al calentarse el océano.

Existe una menor concordancia entre HYCOM y LEVITUS en la profundidad de la capa de mezcla durante los meses de invierno, no obstante comparando con otros resultados en los que se calcula la MLD para el GoM, es decir [DPdFS⁺18], cuyos resultados al norte y sur del GoM nos sugiere que HYCOM cae dentro de los valores promedio. Las profundidades de la figura B2-a de [DPdFS⁺18] son mínimas en junio ($\sim 18m$) y máximas en enero ($\sim 77m$) con un valor atípico de $174m$, la MLD de HYCOM utilizando un $\Delta\sigma = 0.125$ alcanza su máximo en enero ($72m$) y un mínimo en julio ($19m$), con un valor atípico en enero de $106m$.

Los perfiles verticales de las cinco regiones (véase figuras 7.3- 7.7) coinciden en una apropiada representación de la densidad al menos durante los primeros cuatro meses del año, a partir de los cuales disminuye la densidad superficial (por encima de los 50 metros de profundidad) considerablemente debido a una condición que se mantiene a nivel cuenca, es decir, una mayor temperatura superficial y una baja salinidad, resultados mostrados en los diagramas TS. Sólo en la región cinco, después de los 100 metros HYCOM se vuelve más denso que LEVITUS.

Los gradientes de densidad superficial por tanto conducirán a una MLD distinta entre ambas climatologías, no obstante también se puede ver que las MLD's calculadas para ambos criterios no siempre coinciden con los cambios en la profundidad de la pycnoclina lo que podemos interpretar como una fuerte dependencia al criterio de elección. En este análisis, las regiones 3, 4 y 5 tienen mayor correlación en la MLD de abril a septiembre para ambos criterios.

CONCLUSIONES

Se revisó en la literatura las principales características del Golfo de México, de los procesos turbulentos en el océano que conducen a la mezcla de la capa superficial, así como las metodologías para el cálculo de la profundidad de dicha capa. Se implementó una metodología para el cálculo de la MLD cuyo objetivo fue validar el modelo HYCOM, simulación corrida por el grupo IOA-UNAM.

La MLD fue estimada utilizando la densidad potencial de las salidas de simulaciones numéricas de HYCOM y las climatologías de salinidad y temperaturas del WOA [LB03]; los resultados obtenidos muestran una profundidad a la capa de mezcla mayor en HYCOM en comparación con LEVITUS indistintamente del criterio límite. La mezcla en HYCOM es más intensa en los anillos que se desprenden de la corriente del Lazo y en esta última, aunque no es bien representada en LEVITUS.

La metodología implementada en este trabajo para el cálculo de la MLD es sensible a la elección del valor en el $\Delta\sigma$, a pesar de ello, resulta una manera rápida y sencilla de establecer la profundidad a la cual encontramos la pycnoclina.

En base a los resultados aquí presentados, para el GoM un $\Delta\sigma = 0.125 \text{kgm}^{-3}$ es adecuado, no obstante, es necesario aclarar que la elección de un valor $\Delta\sigma$ para cierta región y cierto período de tiempo resulta influyente en las profundidades estimadas, esto se traduce en una "manipulación" de los resultados, sin embargo, actualmente no hay una metodología que sea variable en espacio y tiempo.

La variabilidad de la profundidad está en función de la temporada, siendo máxima en invierno y en las regiones donde pasa la corriente del Lazo y hay anillos anticiclónicos; la mínima estacionalmente es en verano, cuando la termoclina es más somera, y en el dominio espacial corresponde a aquellas zonas fuera de los giros anticiclónicos y de la corriente del Lazo. A lo largo del año este núcleo profundo debido a los anillos y a la corriente del Lazo migran entre el sur y norte del GoM. En los meses invernales las MLD mayores se encuentran más al norte y la corriente del Lazo también es más profunda penetrando hasta esta zona, mientras que los meses veraniegos se ubica la máxima profundidad en el sur del GoM. Con las parametrizaciones actuales el modelo HYCOM implementado en IOA-UNAM en comparación con la climatología LEVITUS tienen una mezcla intensa lo que conduce a una MLD más profunda.

La física del modelo de mezcla vertical (KPP) distingue dos regiones, el océano superior y el océano interior, a las que, a través de sus parametrizaciones resuelve la turbulencia y crea perfiles verticales de viscosidad y difusividad respectivamente.

9.1. RECOMENDACIONES Y TRABAJO A FUTURO

Las parametrizaciones de KPP no han sido adaptadas a las condiciones particulares del Golfo de México en el modelo HYCOM. Como trabajo a futuro es necesario revisar si estas parametrizaciones son adecuadas o requieren de ser modificadas con el fin de mejorar las simulaciones en el modelo. Quedará también como trabajo el desarrollo de una metodología que capture la MLD de una manera más eficiente, variando en el espacio y tiempo.

BIBLIOGRAFÍA

- [Ale04] Megann Alex.
The hybrid-coordinate ocean model (hycom).
Southampton Oceanography Centre. Disponible en: <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2004/11096-hybrid-coordinate-ocean-model-hycom.pdf>, 2004.
- [Ble02] Rainer Bleck.
An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-cartesian coordinates.
Ocean modelling, 4(1):55–88, 2002.
- [BS90] Rainer Bleck and Linda T Smith.
A wind-driven isopycnic coordinate model of the north and equatorial atlantic ocean: 1. model development and supporting experiments.
Journal of Geophysical Research: Oceans, 95(C3):3273–3285, 1990.
- [BSB99] David Brydon, Shan Sun, and Rainer Bleck.
A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models.
Journal of Geophysical Research: Oceans, 104(C1):1537–1540, 1999.
- [CHCD01] Vittorio M Canuto, A Howard, Y Cheng, and MS Dubovikov.
Ocean turbulence. part i: One-point closure model—momentum and heat vertical diffusivities.
Journal of Physical Oceanography, 31(6):1413–1426, 2001.
- [CHM⁺09] Eric P Chassignet, Harley E Hurlburt, E Joseph Metzger, Ole Martin Smedstad, James A Cummings, George R Halliwell, Rainer Bleck, Remy Baraille, Alan J Wallcraft, Carlos Lozano, et al.
Us godae: global ocean prediction with the hybrid coordinate ocean model (hycom).
Oceanography, 22(2):64–75, 2009.
- [CHS⁺07] Eric P Chassignet, Harley E Hurlburt, Ole Martin Smedstad, George R Halliwell, Patrick J Hogan, Alan J Wallcraft, Remy Baraille, and Rainer Bleck.
The hycom (hybrid coordinate ocean model) data assimilative system.
Journal of Marine Systems, 65(1):60–83, 2007.
- [CPE04] Margarita Caso, Irene Pisantry, and Exequiel Ezcurra.
Diagnóstico ambiental del Golfo de México, volume 1.
Instituto Nacional de Ecología, 2004.

BIBLIOGRAFÍA

- [dBMMF⁺04] Clément de Boyer Montégut, Gurvan Madec, Albert S Fischer, Alban Lazar, and Daniele Iudicone.
Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology.
Journal of Geophysical Research: Oceans, 109(C12), 2004.
- [DGH04] Scott M Durski, Scott M Glenn, and Dale B Haidvogel.
Vertical mixing schemes in the coastal ocean: Comparison of the level 2.5 Mellor-Yamada scheme with an enhanced version of the k profile parameterization.
Journal of Geophysical Research: Oceans, 109(C1), 2004.
- [DILEGR04] G De la Lanza Espino and JC Gómez-Rojas.
Características físicas y químicas del golfo de México.
Caso, M., I. Pisanty y E. Ezcurra (comp.). *Diagnóstico ambiental del Golfo de México*, 1:105–136, 2004.
- [DPdFS⁺18] Pierre Damien, Orens Pasqueron de Fommervault, Julio Sheinbaum, Julien Jouanno, Victor F Camacho-Ibar, and Olaf Duteil.
Partitioning of the open waters of the gulf of Mexico based on the seasonal and interannual variability of chlorophyll concentration.
Journal of Geophysical Research: Oceans, 123(4):2592–2614, 2018.
- [Gar98] Anne Gargett.
“theories” and techniques for observing turbulence in the ocean euphotic zone.
Oceanographic Literature Rev, 3, 1998.
- [GBB⁺00] Stephen M Griffies, Claus Böning, Frank O Bryan, Eric P Chassignet, Rüdiger Gerdes, Hiroyasu Hasumi, Anthony Hirst, Anne-Marie Treguier, and David Webb.
Developments in ocean climate modelling.
Ocean Modelling, 2(3-4):123–192, 2000.
- [Hal01] George R Halliwell.
Horizontal advection/diffusion in hycom.
Disponible en: https://hycom.org/attachments/067_advdiff.pdf, 2001.
- [Hal04] George R Halliwell.
Evaluation of vertical coordinate and vertical mixing algorithms in the hybrid-coordinate ocean model (hycom).
Ocean Modelling, 7(3-4):285–322, 2004.
- [HBW⁺09] George R Halliwell, Alexander Barth, Robert H Weisberg, Patrick Hogan, Ole Martin Smedstad, and James Cummings.
Impact of Godae products on nested hycom simulations of the west Florida shelf.
Ocean Dynamics, 59(1):139–155, 2009.
- [Jer76] Nils Gunnar Jerlov.
Marine optics, volume 14.
Elsevier, 1976.

- [KC94] Lakshmi H Kantha and Carol Anne Clayson.
An improved mixed layer model for geophysical applications.
Journal of Geophysical Research: Oceans, 99(C12):25235–25266, 1994.
- [KC00] Lakshmi H Kantha and Carol Anne Clayson.
Numerical models of oceans and oceanic processes, volume 66.
Elsevier, 2000.
- [KRH00] A Birol Kara, Peter A Rochford, and Harley E Hurlburt.
An optimal definition for ocean mixed layer depth.
Journal of Geophysical Research: Oceans, 105(C7):16803–16821, 2000.
- [KT67] Eric Bradshaw Kraus and J Stewart Turner.
A one-dimensional model of the seasonal thermocline ii. the general theory and its consequences.
Tellus, 19(1):98–106, 1967.
- [KWH05] A Birol Kara, Alan J Wallcraft, and Harley E Hurlburt.
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, 2005.
- [Lab17] Geophysical Fluid Dynamics Laboratory.
Ocean mixing process, 2017.
- [LB03] S Levitus and T Boyer.
Nodc (levitus) world ocean atlas 1994.
Natl. Oceanogr. Data Cent., Silver Spring, Md.(Disponible en: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.nodc.woa94.html>),
2003.
- [LDNK06] Katja Lorabacher, Dietmar Dommenges, PP Niiler, and A Köhl.
Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability.
Journal of Geophysical Research: Oceans, 111(C7), 2006.
- [LG99] William G Large and Peter R Gent.
Validation of vertical mixing in an equatorial ocean model using large eddy simulations and observations.
Journal of Physical Oceanography, 29(3):449–464, 1999.
- [LL91] Roger Lukas and Eric Lindstrom.
The mixed layer of the western equatorial pacific ocean.
Journal of Geophysical Research: Oceans, 96(S01):3343–3357, 1991.
- [LMD94] William G Large, James C McWilliams, and Scott C Doney.
Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization.
Reviews of Geophysics, 32(4):363–403, 1994.

BIBLIOGRAFÍA

- [Mel98] George L Mellor.
Users guide for a three dimensional, primitive equation, numerical ocean model.
Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University Princeton,
NJ, 1998.
- [MKS^W+15] Frank E Muller-Karger, Joseph P Smith, Sandra Werner, Robert Chen, Mitchell
Roffer, Yanyun Liu, Barbara Muhling, David Lindo-Atichati, John Lamkin,
Sergio Cerdeira-Estrada, et al.
Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore gulf of
mexico.
Progress in Oceanography, 134:54–76, 2015.
- [ML97] GI Monterey and S Levitus.
Seasonal variability of mixed layer depth for the world ocean, noaa nesdis atlas
14, us gov.
Printing Office, Wash., DC, 87, 1997.
- [MY82] George L Mellor and Tetsuji Yamada.
Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems.
Reviews of Geophysics, 20(4):851–875, 1982.
- [PGT88] H Peters, MC Gregg, and JM Toole.
On the parameterization of equatorial turbulence.
Journal of Geophysical Research: Oceans, 93(C2):1199–1218, 1988.
- [PWP86] James F Price, Robert A Weller, and Robert Pinkel.
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, 1986.
- [SRMW14] Graig Sutherland, Gilles Reverdin, Louis Marié, and Brian Ward.
Mixed and mixing layer depths in the ocean surface boundary layer under condi-
tions of diurnal stratification.
Geophysical Research Letters, 41(23):8469–8476, 2014.
- [Tur79] John Stewart Turner.
Buoyancy effects in fluids.
Cambridge University Press, 1979.
- [WE06] Nina Gjerde Winther and Geir Evensen.
A hybrid coordinate ocean model for shelf sea simulation.
Ocean Modelling, 13(3-4):221–237, 2006.
- [WMC09] AJ Wallcraft, EJ Metzger, and SN Carroll.
Software design description for the hybrid coordinate ocean model (hycom), version
2.2.
Technical report, NAVAL RESEARCH LAB STENNIS SPACE CENTER MS
OCEANOGRAPHY DIV, 2009.

- [ZHFE06] J Zavala-Hidalgo and A Fernández-Eguiarte.
Propuesta para la regionalización de los mares mexicanos desde el punto de vista de los procesos físicos: el caso del golfo de México.
A. Córdova, F. Rosete, G. Enríquez y B. Fernández (comps.), *Ordenamiento ecológico marino. Visión temática de la regionalización. in, Semarnat, México*, page 21, 2006.
- [ZHMO03] Jorge Zavala-Hidalgo, Steven L Morey, and James J O'Brien.
Seasonal circulation on the western shelf of the gulf of Mexico using a high-resolution numerical model.
Journal of Geophysical Research: Oceans, 108(C12), 2003.
- [ZJY⁺16] SE Zedler, CS Jackson, F Yao, P Heimbach, A Kohl, RB Scott, and I Hoteit.
Calibration of the k-profile parameterization of ocean boundary layer mixing. part i: Development.
arXiv preprint arXiv:1604.05802, 2016.

