

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

**EFFECTO DE LA INTERACCIÓN OCÉANO-ATMÓSFERA EN LA EVOLUCIÓN DE LOS
REMOLINOS ANTICICLÓNICOS DESPRENDIDOS DE LA CORRIENTE DE LAZO EN EL
GOLFO DE MÉXICO**

TESIS

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

PRESENTA

JOEL BRACAMONTES RAMÍREZ

TUTOR

**DR. BENJAMÍN MARTÍNEZ LÓPEZ
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

Ciudad de México, México, Noviembre 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Resumen

Efecto de la Interacción Océano-Atmósfera en la Evolución de los Remolinos Anticiclónicos Desprendidos de la Corriente de Lazo en el Golfo de México

La característica dominante de la circulación superficial en el Golfo de México (GM) incluye la formación, separación y traslación de los remolinos anticiclónicos (RA) desprendidos de la Corriente del Lazo (CL). Este fenómeno y su variabilidad han sido estudiados utilizando, principalmente, modelos oceánicos con un forzamiento atmosférico prescrito. A pesar de los numerosos estudios enfocados en este problema, se carece aún de una explicación general que agrupe a la gran variedad de mecanismos que tienen lugar durante el proceso de desprendimiento de los RA. En contraste, mucho menor interés se le ha dado al efecto que tiene la interacción entre el océano y la atmósfera en el proceso de desprendimiento y en la evolución de los RA durante su propagación por el GM. En este trabajo, se compara el proceso de separación y la evolución temporal de los RA desprendidos de la CL utilizando las salidas de una jerarquía de modelos, tanto en modo oceánico como en modo acoplado. Se usan dos modelos oceánicos de alta resolución (MPIOM y HYCOM), formulados en mallas estructuradas pero con discretizaciones diferentes en la vertical, así como un modelo oceánico formulado en una malla no estructurada (FESOM). Adicionalmente, se analizan algunas simulaciones del modelo FESOM acoplado al modelo ECHAM6, usando dos resoluciones espaciales. Finalmente, se realizaron simulaciones utilizando un modelo simple de dos y media capas con termodinámica (MT), cuyos resultados fueron de utilidad para comprender los resultados de los modelos más complejos. Los resultados fueron validados utilizando datos de altimetría. Con esta finalidad, primero se creó un algoritmo que sigue la isolinia más cercana al máximo gradiente topográfico de la CL para identificar objetivamente en qué momento ocurre un desprendimiento. Después, se diseñaron diversos experimentos con el MT para comprender cómo el forzamiento atmosférico, la variación de la temperatura y el flujo a través del Canal de Yucatán modifican la dinámica de los RA y, finalmente, se hicieron pruebas estadísticas para determinar las características temporales de los RA. La isolinia del máximo gradiente topográfico, utilizando datos de altimetría, identificó con un error de días las fechas de desprendimiento en comparación con estudios previos, por lo se utilizó este algoritmo en el análisis de los modelos. Los resultados de los experimentos del MT muestran que el ajustar la temperatura de la capa de mezcla a un ciclo anual, ya sea mediante advección en el flujo de entrada o usando condiciones de frontera en la superficie tipo Haney, hace que los RA se desprendan más en verano, mientras que el aumentar la magnitud del flujo en Yucatán, incrementar su vorticidad relativa o aumentar la gravedad reducida en el modelo, provoca periodos de desprendimiento más largos debido a procesos de inestabilidad barotrópica. Con respecto al desempeño temporal, el modelo acoplado FESOM-ECHAM6 de baja resolución (~60 km) no genera ningún desprendimiento y los modelos oceánicos MPIOM y FESOM-HR (alta resolución) no simulan correctamente la variabilidad del periodo de desprendimiento. El análisis estadístico con datos de altimetría muestra que los remolinos se desprenden más en septiembre (95% de significancia). En los modelos FESOM-ECHAM6 (alta resolución), HYCOM y FESOM-XR (muy alta resolución), los desprendimientos tuvieron temporalidad asociada a un mes, siendo FESOM-XR el único que coincidió con las observaciones. Asimismo, el desempeño espacial muestra que MPIOM sobrestima la variabilidad de la altura del nivel del mar, mientras que FESOM-XR la subestima pero con una mayor similitud espacial respecto a los datos de altimetría. Finalmente, FESOM-ECHAM6 no reproduce adecuadamente la penetración de la CL en el Golfo de México, teniendo ésta una excursión menor con respecto a las observaciones. En conclusión, un modelo que combine una buena resolución espacial (menor a 10 km) y el acoplamiento océano-atmósfera simula con mayor realismo el proceso de separación y la evolución temporal de los RA desprendidos de la CL.

Índice

1. Introducción.....	1
2. Objetivos.....	4
2.1. Objetivo general.....	4
2.2. Objetivos particulares.....	4
3. Área de estudio.....	4
4. Bases de Datos.....	6
4.1. Salidas de modelos.....	6
4.1.1. HYCOM.....	6
4.1.2. STORM-MPIOM.....	6
4.1.3. FESOM y FESOM-ECHAM.....	7
4.1.4. Modelo de dos y media capas.....	11
4.2. Altimetría y reanálisis.....	14
4.2.1. AVISO.....	14
4.2.2. ERA-INTERIM.....	14
4.2.3. REYNOLDS.....	14
5. Computo de los desprendimientos.....	15
5.1. Selección de la isolínea.....	15
5.2. Validación de la isolínea seleccionada.....	18
6. Experimentos modelo de dos y media capas.....	22
6.1. Descripción de las variables iniciales y de frontera.....	22
6.2 Experimentos realizados.....	26
6.3. Condición de frontera tipo Haney.....	29
6.3.1. Radiación de onda corta entrante.....	29
6.3.2. Radiación de onda larga.....	30
6.3.3. Flujo de calor latente.....	31
6.3.4. Valores para la transferencia de calor con parametrización tipo Haney.....	32
6.4 Energía potencial y cinética del modelo.....	33
6.5 Aproximación de la temperatura del modelo.....	35
6.6 Estadística básica e histogramas del modelo.....	40
6.6 Resultados modelo dos y media capas.....	44
6.7 Experimento GridFESECH.....	47
7. Pruebas de temporalidad y modos de desprendimiento.....	50
7.1. Prueba de chi cuadrada y permutación de Fisher	50
7.2. Patrones espaciales.....	52
8. Resultados y Discusión.....	53
8.1. Histogramas y estadística de los desprendimientos.....	53
8.1.1. STORM-MPIOM.....	53
8.1.2. FESOM HR.....	55
8.1.3. FESOM XR.....	57
8.1.4. FESOM/ECHAM6-T63.....	59
8.1.5. FESOM/ECHAM6-T127.....	61
8.1.6. AVISO.....	63
8.1.7. HYCOM.....	65
8.2. Series de tiempo.....	67
8.3. Desviación estándar temporal de la altura del nivel del mar.....	72
8.4. Patrones espaciales (Modos).....	77
8.5. Temporalidad de los desprendimientos	83

9. Conclusión.....	87
10. Referencias.....	89

índice de figuras y tablas

Figura 1. Golfo de México (Google Maps, 2018).....	5
Figura 2. Resolución espacial, arriba FESOM-XR, abajo STORM-MPIOM. Tomado de Sein et al., (2017).....	9
Figura 3. Resolución espacial, a) FESOM-LR, b) FESOM-HR. Tomado de Sein et al., (2016).....	10
Tabla 1. Valores iniciales y parámetros constantes de las ecuaciones primitivas del modelo.....	11
Tabla 2. Isolínea seleccionada para el cómputo del desprendimiento de los remolinos.....	17
Tabla 3. Utilizando datos del nivel de la altura del mar de AVISO, día en que un remolino se desprendió calculado con, el algoritmo 5.5, lo reportado por Sturges & Leben (2000), y Leben (2005).....	19
Figura 4. Campos espaciales de la anomalía de la altura del nivel del mar, en negro la isolínea utilizada para evaluar la longitud de la Corriente de Lazo. Las imágenes corresponden al tiempo anterior y posterior en que un remolino se desprende: a) y b) AVISO. c) y d) STORM-MPIOM. e) y f) FESOM-ECHAM6-T63. g) y h) FESOM-XR.....	21
Figura 5. Perfiles del flujo de entrada en la dos capas activas del modelo. Perfil homogéneo (paneles a la izquierda), perfil parabólico (paneles a la derecha).....	23
Figura 6. Climatología mensual de la temperatura superficial del mar ajustada a datos de LEVITUS.....	24
Figura 7. Esquema del perfil horizontal que presenta el flujo cuando se aproxima a la frontera solida, para la condición de deslizamiento libre (panel izquierdo), deslizamiento parcial (panel central) y sin deslizamiento (panel derecho).....	25
Tabla 4. Configuración, valores iniciales y de frontera de los experimentos realizados con el modelo de 2 y media capas con termodinámica.....	27
Figura 8. Flujo de calor neto calculado con las ecuaciones 6.1, 6.5 y 6.9.....	36
Figura 9. Climatología mensual de lo parámetros de Haney calculados con datos de ERA-INTERIM correspondientes a las ecuaciones de: a) Temperatura aparente ec. 6.14.1 y b) El tiempo de relajación ec. 6.14.3.....	38
Figura 10. Climatología mensual de la temperatura superficial del mar. En azul la temperatura de la Capa-I del modelo, en rojo la temperatura de ERA-INTERIM y en negro la temperatura de REYNOLDS. a) GridHAT1 b) Gridq115 c) Gridq70 d) Gridq40-2 e) Gridq10 f) GridFESECH.....	39
Tabla 5. Estadística básica de los periodos de desprendimiento obtenidos del modelo de capas.....	41
Tabla 6. Estadística básica de la distancia de la Corriente de Lazo obtenida del modelo de capas.....	41
Tabla 7. Estadística básica de la longitud de penetración de la Corriente de Lazo obtenida del modelo de capas.....	41
Tabla 8. Estadística básica de la latitud de penetración de la Corriente de Lazo obtenida del modelo de capas.....	41
Figura 11. Histogramas del número de desprendimientos por estación. a) Gridr, b) GridSC2. Y las series de tiempo de los periodos de desprendimiento c) Gridr, d) GridSC2.....	42
Figura 12. Histogramas del número de desprendimientos por estación. a) Gridr2, b) GridPSC2. Y series de tiempo de los periodos de desprendimiento c) Gridr2, d) GridPSC2.....	43
Figura 13. Energética del modelo. La energía potencial y cinética tiene valores de 1015, mientras que los valores de transferencia energética tiene valores de 108.....	46
Figura 14. Promedios mensuales de temperatura superficial del mar extraídos de FESOM-ECHAM6-T63. Éstos están ajustados a la malla del modelo de capas para el forzamiento tipo Haney. a) Enero b) Febrero c) Marzo d) Abril e) Mayo f) Junio.....	48

Figura 15. Promedios mensuales de temperatura superficial del mar extraídos de FESOM-ECHAM6-T63. Éstos están ajustados a la malla del modelo de capas para el forzamiento tipo Haney. a) Julio b) Agosto c) Septiembre d) Octubre e) Noviembre f) Diciembre.....	49
Tabla 9. Grupos y subgrupos utilizados en la prueba de chi cuadrada.....	50
Figura 16. Histogramas de STORM-MPIOM. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.....	54
Figura 17. Histogramas de FESOM-HR. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.....	56
Figura 18. Histogramas de FESOM-XR. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.....	58
Figura 19. Histogramas de FESOM/ECHAM6-T63. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.....	60
Figura 20. Histogramas de FESOM/ECHAM6-T127. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.....	62
Figura 21. Histogramas de AVISO. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.....	64
Figura 22. Histogramas de HYCOM. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.....	66
Figura 22. Serie de tiempo de los periodos de desprendimiento de HYCOM.....	68
Figura 23. Serie de tiempo de los periodos de desprendimiento. Panel superior) FESOM/ECHAM6-T63. Panel inferior) FESOM/ECHAM6-T127.....	69
Figura 24. Serie de tiempo de los periodos de desprendimiento. Panel superior) STORM-MPIOM. Panel inferior) FESOM-HR.....	70
Figura 25. Serie de tiempo de los periodos de desprendimiento. Panel superior) AVISO. Panel inferior) FESOM-XR.....	71
Figura 26. Desviación estándar temporal de la altura del nivel del mar. a) AVISO (desviación estándar de la altura absoluta menos la tendencia lineal) b) STORM-MPIOM c) FESOM-HR d) FESOM-XR e) FESOM/ECHAM6-T63 f) FESOM/ECHAM6-T127 g) HYCOM h) FESOM-C/ECHAM6_CO-T127.....	76
Figura 27. Modos de desprendimiento de AVISO. Las imágenes de la izquierda (derecha) son el momento previo (posterior) al desprendimiento. a-b) Doble. c-d) Abajo. e-f) Elongado. g-h) Arriba....	79
Figura 28. Modos de desprendimiento de FESOM-XR. Las imágenes de la izquierda (derecha) son el momento previo (posterior) al desprendimiento. a-b) Doble. c-d) Elongado. e-f) Arriba.....	80
Figura 29. Modos de desprendimiento de FESOM/ECHAM6-T63. Las imágenes de la izquierda (derecha) son el momento previo (posterior) al desprendimiento. a-b) Abajo. c-d) Arriba. e-f) Doble. g-h) Ambos.....	81
Figura 30. Modos de desprendimiento de STORM-MPIOM. Las imágenes de la izquierda (derecha) son el momento previo (posterior) al desprendimiento. a-b) Arriba. c-d) Doble. e-f) Elongado.....	82
Tabla 10. Valores-P de la prueba chi cuadrada.....	83

Tabla 11. Valor de significancia de la prueba de permutación de Fisher utilizando el periodo completo de cada base de datos. En rojo los meses en donde se encontró temporalidad de los desprendimientos.....85

Tabla 12. Valor de significancia de la prueba de permutación de Fisher utilizando el periodo 1993-2007. En rojo los meses en donde se encontró temporalidad de los desprendimientos.....85

1. Introducción

La circulación en el Golfo de México está dominada por la Corriente del Lazo y los remolinos anticiclónicos que se desprenden de ella (Oey et al., 2005), los cuales se desplazan hacia el oeste a través del Golfo de México con celeridades estimadas en el rango de 2 a 5 km día⁻¹ (Elliott, 1982). Así que métricas básicas para estimar el desempeño de un modelo numérico que pretenda simular la circulación en el Golfo de México deberían basarse, fundamentalmente, en ciertos aspectos físicos relacionados con la variabilidad de la Corriente del Lazo, así como en las características principales de los remolinos anticiclónicos al transitar sobre las aguas del golfo.

Los modelos utilizados en diversos estudios sobre la circulación del Golfo de México realizados en las últimas cuatro décadas han sido, en su gran mayoría, en modo oceánico. En este tipo de simulación, un modelo oceánico es forzado en la superficie por los flujos de momento y boyancia, los cuales son prescritos y son derivados, en general, de climatologías de variables atmosféricas; por ejemplo el esfuerzo del viento o los flujos de calor entre el océano y la atmósfera. Haney (1971), suponiendo que la atmósfera está en un estado de equilibrio con el océano, formuló una condición para el flujo de calor en la superficie, sugiriendo que éste podía ser aproximado por un término proporcional a la diferencia entre la temperatura superficial del mar (TSM) y una temperatura aparente de la atmósfera, misma que, para fines prácticos, es frecuentemente substituida por la temperatura de la parte baja de la atmósfera que está en contacto con el océano. Esta formulación es equivalente a modelar el flujo de calor como un flujo estimado (por ejemplo, de alguna climatología) más un término de relajación que involucra diferencias entre la TSM simulada por el modelo oceánico y la temperatura de la atmósfera prescrita (Barnier et al., 1995). Claramente, esta condición de superficie para los flujos de calor no es adecuada cuando lo que se pretende es simular la evolución de anomalías de TSM, como las asociadas a los remolinos anticiclónicos desprendidos de la Corriente del Lazo, debido a que el término de relajación amortigua la variabilidad de alta frecuencia y subestima el ciclo anual (Pierce, 1996). En particular, la naturaleza estricta de esta condición de superficie remueve energía potencial turbulenta disponible cerca de la superficie del mar y previene la concentración de las isotermas (Xu,

1995).

A finales del siglo pasado ya era clara la necesidad de utilizar modelos oceánicos en modo acoplado, es decir, un sistema capaz de simular la evolución conjunta del sistema océano-atmósfera para disminuir el amortiguamiento mencionado, permitiendo así una completa retroalimentación entre estos dos subsistemas (Killworth et al., 2000). No se contaba, sin embargo, con el poder de cómputo necesario ni se había dado el auge de utilizar masivamente modelos acoplados océano-atmósfera, por lo que se exploraron diversas alternativas para resolver este problema, por ejemplo, el acoplamiento de modelos oceánicos a modelos simplificados de balance de energía en la atmósfera (Xu, 1995) o a modelos de la capa de mezcla atmosférica (Murtugudde et al., 1996). En el contexto de simulaciones climáticas, el realizar integraciones del sistema en modo acoplado también era muy costoso, por lo que se utilizaron ampliamente modelos idealizados, con grados diferentes de complejidad, para realizar estudios de sensibilidad. En particular, el empleo de modelos atmosféricos de balance de energía acoplados a modelos oceánicos de circulación general demostró tener un mejor desempeño que el uso de las condiciones de relajación tradicionales o las así llamadas condiciones mezcladas (Fanning & Weaver, 1996; Lohmann et al., 1995).

Recientemente se ha enfatizado que la interacción entre el océano y la atmósfera en los trópicos es muy importante para la evolución de una amplia gama de fenómenos del sistema climático que abarcan desde la Oscilación de Madden-Julian (OMJ) y el Fenómeno del Niño/Oscilación del Sur, hasta la variabilidad climática decadal (Fedorov, 2008). Por lo anterior, se han utilizado modelos acoplados océano-atmósfera para ahondar en su entendimiento. Por ejemplo, a través de varios estudios se ha observado que al utilizar el acoplamiento océano-atmósfera en la simulación de la OMJ se logra que ésta tenga más coherencia (con respecto a las observaciones) en su amplitud, la organización de los procesos convectivos, su variabilidad intraestacional y su propagación hacia el este (Waliser et al., 1999; Inness & Slingo, 2003; Sperber et al., 2005).

Hasta donde llega nuestro conocimiento, no existe un estudio publicado que muestre sistemáticamente qué ventajas tiene un modelo acoplado océano-atmósfera sobre uno oceánico al estudiar la circulación del Golfo de México y su variabilidad. Incluso, no es del

todo claro si los remolinos, al interactuar con la atmósfera y atravesar el golfo, pueden poner su huella o no, o incluso modificar la estructura de los niveles bajos de la atmósfera o el campo de viento superficial.

La variabilidad de la formación y evolución temporal de los remolinos desprendidos de la Corriente del Lazo ha sido estudiada principalmente con modelos en modo oceánico. Hasta la fecha, y a pesar de los numerosos estudios enfocados en este problema, se carece de una explicación sólida que agrupe a la gran variedad de mecanismos que tienen lugar durante el proceso de desprendimiento de un remolino. En contraste, mucho menor interés se le ha dado al efecto que tiene la interacción entre el océano y la atmósfera en el proceso de desprendimiento y en la evolución de los remolinos durante su propagación por el Golfo de México.

En este trabajo, se estudia el efecto que tiene la interacción del océano con la atmósfera en el periodo de desprendimiento de los remolinos utilizando resultados generados por una jerarquía de modelos en modo oceánico y acoplado.

2. Objetivos

2.1. Objetivo general

Comparar el proceso de separación y la evolución temporal de los remolinos anticiclónicos desprendidos de la Corriente del Lazo utilizando los resultados de modelos oceánicos con forzamiento atmosférico, modelos acoplados océano-atmósfera y datos de altimetría.

2.2. Objetivos particulares

1. Ajustar la técnica para determinar en qué momento se desprende un remolino, con base en la metodología de Leben (2005).
2. Contabilizar la cantidad de remolinos desprendidos de la Corriente del Lazo en cada una de las series de datos disponibles.
3. Identificar patrones espaciales de separación en cada una de las series de datos disponibles.
4. Calcular la estadística espacial y temporal básica comparando las series de datos disponibles.
5. Implementar pruebas estadísticas para evaluar la estacionalidad de los desprendimientos.
6. Realizar y analizar experimentos concretos con un modelo numérico simple de $2\frac{1}{2}$ capas en modo oceánico.

3. Área de estudio

El Golfo de México es un cuerpo de agua semicerrado con un área de 1.5×10^6 km², sus límites tanto marítimos como territoriales están delimitados al norte por Estados Unidos, al oeste y sur por México y al este por Cuba. Se conecta con el océano Atlántico a través del estrecho de Florida (delimitado entre la península de Florida y la isla de Cuba), y con el mar

Caribe por medio del Canal de Yucatán (delimitado entre la península de Yucatán y la isla de Cuba) (Broadus, Geyer, & LaMourie, 2013; Uchupi, 1975).



Figura 1. Golfo de México (Google Maps, 2018).

El sistema dinámico del Golfo de México comienza con el flujo que entra a través del Canal de Yucatán, donde se ha estimado que su magnitud es de aproximadamente 26 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), mientras que en el Estrecho de Florida el flujo de salida estimado es de $\sim 30 \text{ Sv}$ (Schmitz & Richardson, 1991; Schmitz & McCartney, 1993). Estimaciones más recientes basadas en datos continuos provenientes de anclajes a través del Canal de Yucatán indican un transporte medio de aproximadamente 23.1 ± 3.1 (Sheinbaum et al., 2002; Candela et al., 2003). La circulación superficial e intermedia del Golfo de México tiene principalmente un patrón de corrientes anticiclónico. En contraste, la circulación de aguas profundas es aparentemente ciclónica (Hofmann & Worley, 1986). La dinámica oceánica del golfo, y en parte la distribución espacial de la temperatura y la sal, está influenciada principalmente por la Corriente del Lazo y los remolinos anticiclónicos que se desprenden de ella. La estructura espacial de estos giros es variable, sin embargo, típicamente tienen un radio de 100-300 km y su señal se ha detectado a más de $\sim 1000 \text{ m}$ de profundidad, pudiendo alcanzar velocidades de giro de $\sim 2 \text{ ms}^{-1}$ en la superficie y una velocidad de traslación promedio de

aproximadamente 5 km día^{-1} (Mollinari, 1980; Elliot, 1982; Vukovich & Crissman, 1986). Finalmente, el periodo de desprendimiento de los remolinos es muy variable y oscila en un rango entre 0.5 a 19 meses (Vukovich, 1995; Sturges & Leben 2000; Leben, 2005; Vukovich, 2012).

4. Bases de Datos

4.1. Salidas de modelos

4.1.1. HYCOM

HYCOM (por sus siglas en inglés, Hybrid Coordinate Ocean Model) es un modelo oceánico de circulación general que usa las mismas ecuaciones primitivas (Bleck et al., 1992) que el modelo MICOM (por sus siglas en inglés, Miami Isopycnal Coordinate Model). La configuración por defecto de HYCOM usa en la vertical coordenadas isopícnicas en el océano abierto, y coordenadas σ en las regiones costeras, pero es posible configurarlo para utilizar coordenadas z (Chassignet et al., 2007). La configuración para este experimento utilizó 541×385 celdas en la horizontal y 27 niveles híbridos en la vertical (coordenadas isopícnicas, z y σ). Los forzantes en la atmósfera fueron salidas horarias del modelo WRF (por sus siglas en inglés, Weather Research and Forecasting). Las fronteras abiertas en el océano se forzaron con las salidas de un experimento global de HYCOM, los campos de temperatura y salinidad de LEVITUS, y con la descarga de 41 ríos a lo largo de la costa del Golfo de México. El arranque del modelo utilizó un *spinup* de 10 años y 20 años de calentamiento. Para este estudio se usaron los resultados de HYCOM en el periodo de 1992 a 2011 (Simulaciones realizadas por el grupo de Interacción Océano-Atmósfera, del Centro de Ciencias Atmosféricas, como parte del proyecto CIGOM, Consorcio de Investigación del Golfo de México).

4.1.2. STORM-MPIOM

Se utilizaron datos diarios de la altura de la superficie sobre el nivel del mar en el periodo 1940-2010, simulados con el modelo oceánico MPIOM (por sus siglas en inglés, Max Planck Institute Ocean Model), bajo el proyecto del consorcio STORM. Este experimento utilizó una

malla tripolar con una resolución horizontal de 0.1° grados (5.6×10^6 nodos). En la vertical se utilizan 80 niveles en coordenadas z , cuyos espesores van de 10 a 15 metros en los primeros 200 m, incrementándose gradualmente hasta 195 m en una profundidad de 4160 m y alcanzando un grosor máximo de 279 m en los 6038 m de profundidad. Para forzar el modelo se utilizaron 15 años del reanálisis ERA-15, cuyo forzamiento consistía en un promedio climático más un promedio diario, el cual representa la variabilidad sinóptica del año 1982. Después de 25 años de *spinup*, el forzamiento se cambió a promedios de seis horas extraídos del reanálisis-1 NCEP-NCAR para el periodo 1948-2010. Cabe destacar que el forzamiento debido a mareas fue desactivado para este experimento (von Storch et al., 2012; von Storch et al, 2016).

4.1.3. FESOM y FESOM-ECHAM

El modelo oceánico FESOM (por sus siglas en inglés , Finite Element Sea Ice-Ocean Model), utiliza coordenadas esféricas y malla no estructurada en su discretización horizontal, así como coordenadas z en la vertical (FESOM también utiliza coordenadas híbridas cuando se simulan cavidades de hielo). El grosor de los niveles z es más fino en los primeros 200m, con el fin de resolver mejor la capa de mezcla, aumentando con la profundidad.

Los datos utilizados en este estudio corresponden a salidas del modelo FESOM con diferente resolución espacial y configuración (en modo sólo océano o en modo acoplado océano-atmósfera).

FESOM-LR (baja resolución) y FESOM-HR (alta resolución) fueron diseñados para comparar el rendimiento de la resolución nominal de FESOM con respecto a una resolución más fina (Sein et al., 2016), la cual se ajustó a la variabilidad observada de la altura de la superficie del mar (desviación estándar de la altura del nivel del mar). FESOM-LR tiene una resolución nominal aproximada de un grado en el dominio global, cerca de 25 km a los 50°N , cerca de un tercio de grado en la banda ecuatorial, y un refinamiento moderado a lo largo de las franjas costeras, dando un total de 1.27×10^5 nodos. FESOM-HR se diseñó siguiendo la variabilidad de la altura de la superficie del mar (VASM) utilizando datos de altimetría de AVISO, la resolución espacial más burda fue de 60 km, y la más fina fue 10 km. El refinamiento se determinó mediante un filtro pasa-bajas de la VASM, de tal forma que la

resolución más fina corresponde a los lugares con mayor VASM, (Por ejemplo: La Corriente del Golfo, La Corriente de Kuroshio, La Corriente Circumpolar Antártica y La Corriente de Agulhas); dando un total de 1.3×10^6 nodos. Ambas configuraciones utilizaron 47 niveles z en la vertical, un *spinup* de 30 años y simularon el periodo comprendido entre 1948 y 2007, utilizando el forzamiento de CORE-II (Large & Yeager, 2009). Para este estudio se usaron los resultados de FESOM-LR y FESOM-HR en el periodo de 1951 al 2007.

El experimento FESOM-XR (muy alta resolución) fue diseñado para ajustar la resolución espacial a un medio del radio local de Rossby (Sein et al., 2017), lo que está restringido a 4 km (7 km) en el hemisferio norte (hemisferio sur). El radio de Rossby (RR) fue calculado usando la climatología de PHC3 (por sus siglas en inglés, Polar Science Center Hydrographic Climatology) creada por Steele et al., (2001). Un límite de 60 km fue establecido como la resolución más burda, debido a que el RR en el ecuador es bastante grande. Esta resolución fue refinada en ciertas regiones con alta VASM (principalmente en el ecuador y los trópicos), de acuerdo al estudio de Sein et al., (2016); obteniendo una malla con 5.0×10^6 nodos. La configuración de FESOM-XR utilizó el forzamiento de CORE-II (Large & Yeager, 2009), con 47 niveles z en la vertical y simuló el periodo comprendido entre 1948 y 2007. Para este estudio se usaron los resultados de FESOM-XR en el periodo de 1990 al 2007.

Con el propósito de implementar mejoras en la simulación del clima, Sidorenko et al., (2014) acoplaron el modelo FESOM al modelo atmosférico ECHAM6 (Stevens et al., 2013) mediante el acoplador OASIS-MCT (Valcke et al., 2013). En FESOM-ECHAM6 se utilizaron las resoluciones espaciales de FESOM-LR y FESOM-HR, así como las configuraciones espaciales T63L47 y T127L47 de ECHAM6, las cuales son equivalentes a una resolución espacial de ~200 km (~100 km) en T63 (T127); L47 hace referencia a 47 niveles en la vertical, siendo 0.01 hPa la presión en la parte más alta. El acoplamiento entre FESOM y ECHAM6 se hizo cada seis horas usando interpolación lineal en los campos superficiales. Se simularon 350 años. Para este estudio se usaron los resultados de FESOM-ECHAM6 en el periodo de 1951 al 2007.

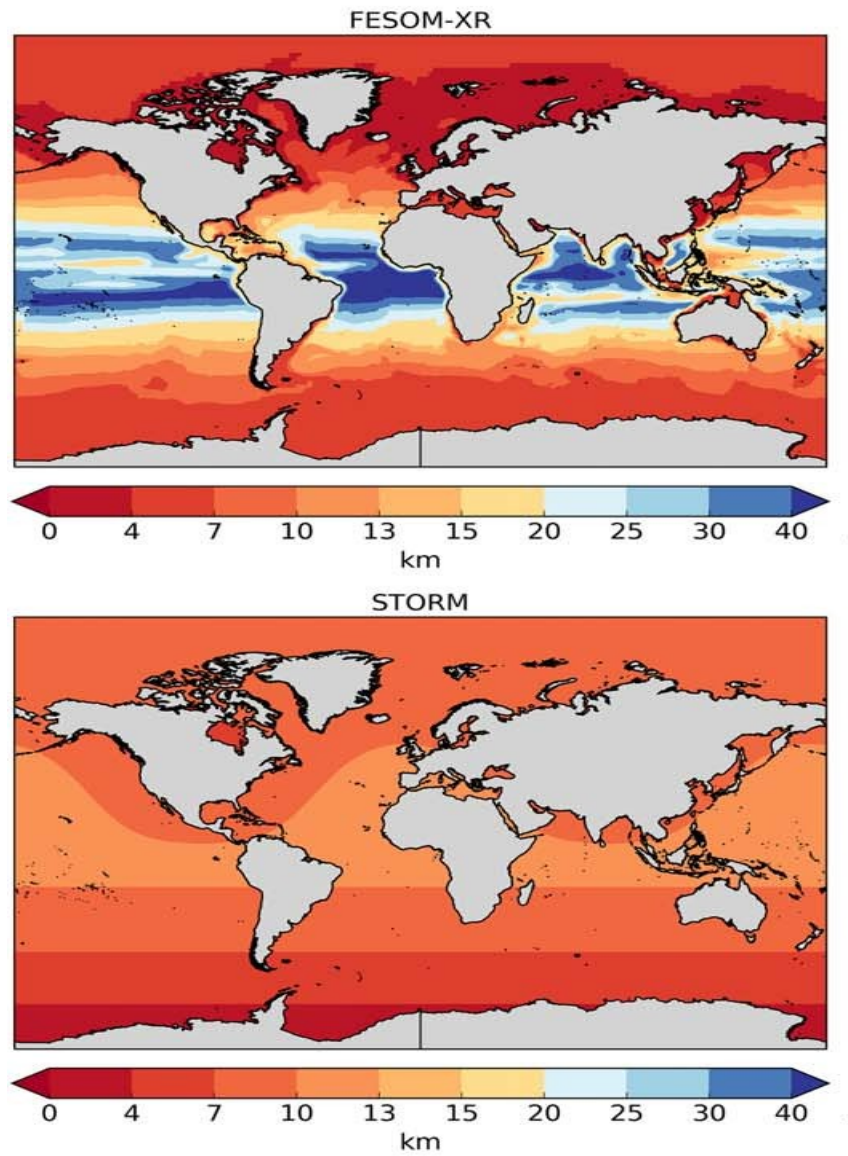


Figura 2. Resolución espacial, arriba FESOM-XR, abajo STORM-MPIOM. Tomado de Sein et al., (2017).

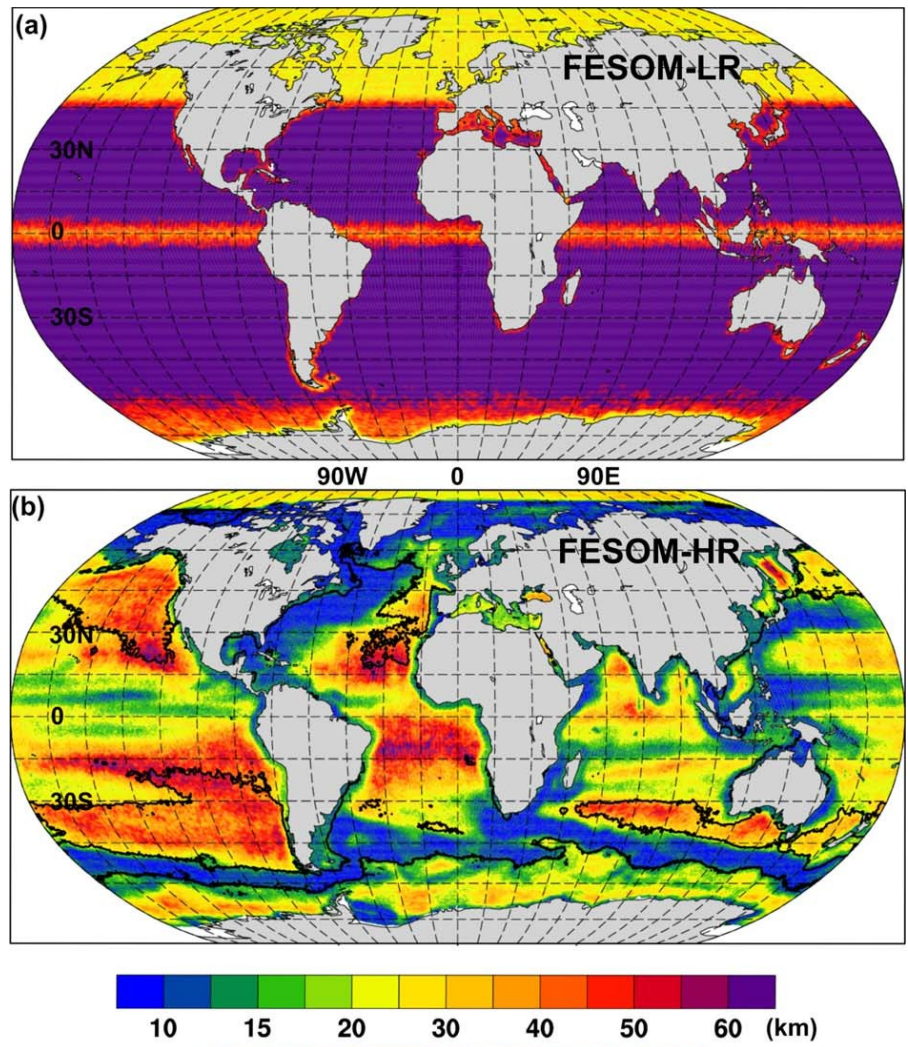


Figura 3. Resolución espacial, a) FESOM-LR, b) FESOM-HR. Tomado de Sein et al., (2016).

4.1.4. Modelo de dos y media capas

Este es un modelo de gravedad reducida que consiste en una capa superficial, relacionada con la capa de mezcla, y una capa intermedia con grosor variable en el tiempo, además de una capa infinita sin movimiento. El modelo permite el intercambio de calor, momento y masa a través de las tres capas, sin embargo en este estudio no se permitió el intercambio entre la capa intermedia y la profunda, ni la transferencia de masa a través de la superficie.

Los valores iniciales y las constantes de las ecuaciones primitivas del modelo se resumen en la tabla 1.

Tabla 1. Valores iniciales y parámetros constantes de las ecuaciones primitivas del modelo.

Variable	Símbolo	Valor
Transporte en la Frontera Abierta Capa-I (0-75m)		3.35 Sv
Transporte en la Frontera Abierta Capa-II (75-200m)		3.35 Sv
Temperatura inicial de la Capa de Mezcla (Capa-I)	T_1	24 °C
Temperatura inicial de la Capa Intermedia (Capa-II)	T_2	15 °C
Temperatura de la Capa Profunda	T_3	4 °C
Grosor Inicial de la Capa-I	H_1	75m
Grosor Inicial de la Capa-II	H_2	200m
Grosor Mínimo de <i>Detrainment</i> en la Capa-I	H_{min}	55m
Grosor Máximo de <i>Entrainment</i> en la Capa-II	H_{max}	160m
Profundidad Dinámica del <i>Entrainment</i>	H_e	50m
Profundidad Dinámica del <i>Detrainment</i>	H_d	150m
Coficiente de <i>Relajamiento</i> del <i>Entrainment</i>	t_e	1 día ⁻¹
Coficiente de <i>Relajamiento</i> del <i>Detrainment</i>	t_d	1 día ⁻¹
Factor de Proporcionalidad (Ec. 4.4.3 y 4.4.4)	m	2.5
Parámetro para Prevenir el <i>Overtuning</i>	δ	0.05
Coficiente de Expansión Térmica	α	0.00025 °C ⁻¹
Calor Específico del Agua de Mar	C_p	4x10 ³ J kg ⁻¹ °C ⁻¹
Densidad del Agua de Mar	ρ	1025 kg m ⁻³
Coficiente de Viscosidad	ν	6x10 ¹⁰ m ⁴ s ⁻¹
Coficiente de Viscosidad	A	6x10 ¹⁰ m ⁴ s ⁻¹
Radio de la Tierra	a	6.3784x10 ⁶ m
Gravedad	g	9.81 ms ⁻²

Las ecuaciones temporales de momento, continuidad y calor de la Capa-I son las siguientes:

$$\frac{\partial \vec{V}_1}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{U_1 \vec{V}_1}{h_1} \right) + \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{V_1 \vec{V}_1}{h_1} \right) - 2\Omega \times \vec{V}_1 = \frac{1}{a \cos \theta} \langle \nabla P_1 \rangle_z^{(\phi)} + \frac{1}{2a} \langle \nabla P_1 \rangle_z^{(\theta)} + \frac{\omega_e}{h_2} \vec{V}_2 + \frac{\omega_d}{h_1} \vec{V}_1 - \Lambda \nabla^4 \vec{V}_1 \quad 4.1.1$$

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \theta} \left(\frac{\partial U_1}{\partial \phi} + \frac{\partial}{\partial \theta} (V_1 \cos \theta) \right) = \omega_e + \omega_d \quad 4.1.2$$

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} + \frac{u_1}{a \cos \theta} \frac{\partial T_1}{\partial \phi} + \frac{v_1}{a} \frac{\partial T_1}{\partial \theta} = \frac{Q}{\rho C_p h_1} - \frac{\omega_e (T_1 - T_2)}{h_1} - \nu \nabla^4 T_1 \quad 4.1.3$$

La ecuaciones temporales de momento, continuidad y calor de la Capa-II son las siguientes:

$$\frac{\partial \vec{V}_2}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{U_2 \vec{V}_2}{h_2} \right) + \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{V_2 \vec{V}_2}{h_2} \right) - 2\Omega \times \vec{V}_2 = \frac{1}{a \cos \theta} \langle \nabla P_2 \rangle_z^{(\phi)} + \frac{1}{2a} \langle \nabla P_2 \rangle_z^{(\theta)} - \frac{\omega_e}{h_2} \vec{V}_2 - \frac{\omega_d}{h_1} \vec{V}_1 - \Lambda \nabla^4 \vec{V}_2 \quad 4.2.1$$

$$\frac{\partial h_2}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \theta} \left(\frac{\partial U_2}{\partial \phi} + \frac{\partial}{\partial \theta} (V_2 \cos \theta) \right) = -\omega_e - \omega_d \quad 4.2.2$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} + \frac{u_2}{a \cos \theta} \frac{\partial T_2}{\partial \phi} + \frac{v_2}{a} \frac{\partial T_2}{\partial \theta} = -\frac{\omega_d (T_1 - T_2)}{h_1} - \nu \nabla^4 T_2 \quad 4.2.3$$

En las ecuaciones anteriores y las que se presentan más adelante el índice $i=1,2$ se refiere a la Capa-I y II, respectivamente. Las ecuaciones están discretizadas en su forma esférica, en donde ϕ es la componente longitudinal y θ la componente latitudinal, $u_i \hat{\phi}$ y $v_i \hat{\theta}$ son las componente de la velocidad, T_i y h_i son la temperatura y el grosor respectivamente, el vector \vec{V}_i representa las componentes del transporte $U_i \hat{\phi} = h_i u_i \hat{\phi}$ y $V_i \hat{\theta} = h_i v_i \hat{\theta}$, el parámetro Q es el flujo de calor a través de la superficie (véase sección 6.3), ω_e es el *entrainment* y ω_d el *detrainment*.

Note que las ecuaciones 4.1.2 y 4.2.2 establecen que el volumen $\frac{D}{Dt}(h_i)=0$ se conserva.

$\langle \nabla P_i \rangle_z$ es el promedio vertical del gradiente de presión horizontal y se calcula con las ecuaciones 4.3.1 y 4.3.2.

$$\langle \nabla P_1 \rangle_z = \alpha g \nabla [h_1(T_1 - T_3) + h_2(T_2 - T_3)] - \frac{1}{2} \alpha g h_1 \nabla T_1 \quad 4.3.1$$

$$\langle \nabla P_2 \rangle_z = \alpha g \nabla [(h_1 + h_2)(T_2 - T_3)] - \alpha g \left(h_1 + \frac{1}{2} h_2 \right) \nabla T_2 \quad 4.3.2$$

El *entrainment* se define como la tasa de incremento del grosor de la capa superficial, debido a la transferencia de agua desde la capa intermedia, y es definido con signo positivo. El *detrainment* es la tasa de intercambio del volumen de agua a la capa intermedia desde la capa superficial, y es definido con signo negativo. El intercambio de momento y calor debido al *entrainment* y al *detrainment* se distribuye uniformemente en la vertical de la capa que lo recibe.

$$\omega_e = \omega_e' \Gamma(\omega_e') \Gamma(H_{max} - h_1) \quad 4.4.1$$

$$\omega_d = \omega_d' \Gamma(-\omega_d') \Gamma(h_1 - H_{min}) \quad 4.4.2$$

$$\omega_e' = \frac{(h_1 - H_e)^2}{H_e t_e} \Gamma(H_e - h_1) + D_e \frac{m u_*^3 - h_1 B_0}{g \alpha h_1 (T_1 - T_2 + \delta)} \quad 4.4.3$$

$$\omega_d' = \frac{(h_1 - H_d)^2}{H_d t_d} \Gamma(h_1 - H_d) + D_d \frac{m u_*^3 - h_1 B_0}{g \alpha h_1 (T_1 - T_2 + \delta)} \quad 4.4.4$$

En las ecuaciones anteriores, $B_0 = \alpha g Q$ es el flujo de boyancia y $\Gamma(\Theta)$ es la función *Heaviside*, si $\Theta > 0$ entonces $\Gamma(\Theta) = 1$, de otra manera $\Gamma(\Theta) = 0$.

El código de este modelo fue proporcionado, y parcialmente desarrollado, por el Dr. Jorge Zavala Hidalgo (Zavala et al., 2002), y es similar al modelo de $2\frac{1}{2}$ capas propuesto por Schopf & Cane (1983) y basado en el modelo unidimensional de Niiler & Kraus (1977).

Los experimentos hechos con este modelo se describen en la capítulo 6.

4.2. Altimetría y reanálisis

4.2.1. AVISO

Se utilizaron promedios semanales de altura absoluta del océano, obtenidos de la base de altimetría AVISO (por sus siglas en inglés, Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data), con una resolución espacial de 0.25 grados y un periodo de tiempo comprendido entre 1993 y 2016. Estos datos se descargaron el 24 de febrero de 2018, de la liga <ftp.aviso.altimetry.fr/global/delayed-time/grids/climatology>.

4.2.2. ERA-INTERIM

Se utilizaron promedios mensuales del reanálisis ERA-INTERIM con dos grados de resolución espacial, en el periodo de tiempo de 1970 a 2016. Cabe resaltar que la resolución original de ERA-INTERIM utiliza una malla T255 (~79 km) en la horizontal (Dee et al., 2011).

Los parámetros que se extrajeron para este estudio fueron, la temperatura de la atmósfera a 2m, la temperatura de la superficie del mar, la humedad relativa, la humedad específica, la presión en la superficie del mar, la magnitud del viento y la cobertura de nubes. Estos datos se descargaron el 1 de octubre de 2017, de la liga <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc>.

4.2.3. REYNOLDS

Se utilizaron promedios mensuales de la temperatura superficial del mar con un grado de resolución espacial, en el periodo de tiempo comprendido entre 1980 y 2018 (Reynolds et al., 2002). Estos datos se descargaron el 8 de marzo de 2018, de la liga www.enc.ncep.noaa.gov/research/cmb/sst_analysis.

5. Computo de los desprendimientos

5.1. Selección de la isolínea

En este capítulo se describe la metodología utilizada para cuantificar los remolinos anticiclónicos que se desprenden de la Corriente del Lazo.

Para estimar el momento en que un remolino se desprende, se programó en MATLAB2016b un algoritmo siguiendo la metodología propuesta por Leben (2005).

Para cada base de datos (resultado de los modelos), se calculó con los promedios mensuales de altura de nivel del mar (SSH) la anomalía de la altura del nivel del mar (SSH_{an}), restando a cada campo de SSH su promedio espacial de la siguiente manera.

$$SSH_{an}(x, y, t) = SSH(x, y, t) - \langle SSH(t) \rangle \quad (5.1)$$

en donde

$$\langle SSH_j \rangle = \frac{1}{N} \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N SSH_{m,n,j} \quad (5.1.1)$$

Donde el campo SSH es una matriz NXM y el índice j representa el tiempo de cada campo $1 \leq j \leq \tau$.

Después, siguiendo lo propuesto por Leben (2005), se buscó la isolínea de SSH_{an} que se relacionara estrechamente con el máximo gradiente de la topografía dinámica del océano.

Leben (2005) encontró que para los datos de altimetría de AVISO la isolínea $SSH_{an} = 17 \text{ cm}$ es la que cumple con el criterio de máxima relación, de modo que éste fue el valor de la isolínea utilizado para analizar los datos de altimetría de AVISO. Para el análisis de los resultados provenientes de los modelos, el criterio anterior arrojó otros valores para la

isolínea a utilizar en la determinación del tiempo de desprendimiento. En el modelo de $2\frac{1}{2}$

capas, sin embargo, la isolínea se calculó de dos formas distintas. La primera fue utilizando la anomalía del grosor de la primera capa del modelo $H1_{an}$:

$$HI_{an}(x, y, t) = HI(x, y, t) - \langle HI(t) \rangle \quad (5.2)$$

En donde, análogo a la ecuación 5.1.1.

$$\langle HI_j \rangle = \frac{1}{N} \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N HI_{m,k,j} \quad (5.2.1)$$

La segunda forma, considerando que este modelo conserva masa y calor entre la Capa-I y la Capa-II (Schopf & Cane, 1983), fue calcular la SSH mediante la siguiente fórmula.

$$SSH = \alpha [(T1 - T3)H1 + (T2 - T3)H2] \quad (5.3)$$

Donde α es el coeficiente de expansión térmica, $T1(x, y, t)$, $T2(x, y, t)$ y $T3$ son los valores variables de la temperatura en las dos primeras capas y el valor constante de la tercera. Finalmente, $H1(x, y, t)$ y $H2(x, y, t)$ es el espesor variable de las dos capas dinámicas del modelo.

Después de seleccionar la isolínea que cumple con el criterio del máximo gradiente en cada base de datos, se procedió a calcular la longitud de la Corriente del Lazo en kilómetros mediante las equivalencias dadas en 5.4.1 y 5.4.2, registrándose la latitud y longitud máximas de cada mes.

Las coordenadas empleadas como punto inicial y final en el cálculo de la longitud de la Corriente del Lazo se estandarizaron, de tal manera que se utilizaron las mismas en las diferentes bases de datos. Se fijó la latitud de 21.7° N como el inicio de la Corriente del Lazo (punto localizado en el Canal de Yucatán), permitiendo el movimiento longitudinal, y -82.0° O como el punto final (punto localizado en el Estrecho de Florida), permitiendo el movimiento latitudinal.

$$1^\circ \text{ Latitud} = 110.544 \text{ km} \quad (5.4.1)$$

$$1^\circ \text{ Longitud} = 111.320 \cos(\text{Latitud}) \text{ km} \quad (5.4.2)$$

El procedimiento anterior genera una serie de tiempo de la longitud de la Corriente del Lazo y el desprendimiento de un remolino anticiclónico se determina cuando existe un cambio abrupto en la misma. El algoritmo que mejor estimó el instante en que esto sucedía fue el siguiente.

$$\begin{aligned}
DIST_j &\rightarrow \text{longitud de la Corriente de Lazo} \\
\overline{DIST} &\rightarrow \text{promedio de } DIST \\
DES=0 &\rightarrow \text{número de desprendimientos} \\
j &\rightarrow 2 \text{ to } length(DIST) \\
\text{if } (DIST_{j-1} - \overline{DIST}) > 0 \wedge (DIST_j - \overline{DIST}) < 0 \\
&\text{then } DES+1
\end{aligned}
\tag{5.5}$$

Note que fue necesario realizar una verificación visual, ya que este algoritmo puede fallar cuando un remolino se desprende y tiempo después se vuelve a unir a la Corriente del Lazo.

Esta metodología mostró que las isolíneas que cumplían con el criterio de proximidad con el máximo gradiente topográfico fueron las siguientes.

Tabla 2. Isolínea seleccionada para el cómputo del desprendimiento de los remolinos.

AVISO		$SSH_{an} = 17 \text{ cm}$
STORM-MPIOM		$SSH_{an} = 10 \text{ cm}$
FESOM/ECHAM6-T127		$SSH_{an} = 12 \text{ cm}$
FESOM/ECHAM6-T63		$SSH_{an} = 12 \text{ cm}$
FESOM-HR		$SSH_{an} = 12 \text{ cm}$
FESOM-XR		$SSH_{an} = 12 \text{ cm}$
Modelo	$2\frac{1}{2}$ Capas	$HI_{an} = 9 \text{ m}$
Modelo	$2\frac{1}{2}$ Capas	$SSH_{an} = 6 \text{ cm}$

5.2. Validación de la isolínea seleccionada

Ya que no existen estudios previos en donde se hayan utilizado las bases de datos que se emplean en este estudio, la validación consistió en comparar los desprendimientos calculados por Leben (2005), quien utilizó datos diarios de AVISO (1993-1999) con respecto a nuestros resultados con la base de datos de altimetría semanales de AVISO.

La isolínea seleccionada, utilizando el criterio de máxima relación con el gradiente topográfico, fue la de 17 cm, lo que concuerda con lo encontrado por Leben (2005).

En la Tabla 3 se compara el momento en que un remolino se desprendió de la Corriente del Lazo, utilizando el algoritmo 5.5, lo encontrado por el algoritmo de Leben (2005) y el respectivo análisis subjetivo hecho por Sturges & Leben (2000); en estos dos últimos estudios se demostró que el cómputo subjetivo y objetivo son bastante similares.

El error entre las fechas computadas utilizando el algoritmo de Leben y el desarrollado en este estudio fue de $\epsilon \approx \pm 30$ días. Cabe resaltar que los datos de AVISO utilizados en este estudio fueron promedios semanales, mientras que los empleados por Leben fueron datos diarios, de tal manera que el error de aproximadamente un mes es debido al suavizado en el tiempo resultante del promedio temporal. Por ejemplo, en los eventos cuatro, siete y nueve (Tabla 3), las diferencias entre la fecha del desprendimiento calculado por Leben (2005) y la estimada usando el algoritmo 5.5 son del orden de 30 días. Estas diferencias se deben a que en algunas ocasiones los remolinos después de desprenderse de la Corriente del Lazo se vuelven a unir a ella, para posteriormente desprenderse finalmente. De esta manera, la fecha registrada corresponde al último desprendimiento. Algunos de estos eventos de separación-unión-separación de la Corriente del Lazo no se detectan al utilizar promedios temporales, como ocurrió en los eventos cuatro, siete y nueve. Al suprimir estos eventos, el error estándar disminuye a $\epsilon \approx \pm 3$ días.

Tabla 3. Utilizando datos del nivel de la altura del mar de AVISO, día en que un remolino se desprendió calculado con, el algoritmo 5.5, lo reportado por Sturges & Leben (2000), y Leben (2005).

Número de Evento	Isolínea 17 cm	Sturges & Leben (2000)	Leben (2005)
1	7 julio 1993	22 junio 1993	11 julio 1993
2	8 septiembre 1993	19 septiembre 1993	10 septiembre 1993
3	24 agosto 1994	22 septiembre 1994	27 agosto 1994
4	8 marzo 1995	8 abril 1995	18 abril 1995
5	8 septiembre 1995	18 octubre 1995	8 septiembre 1995
6	13 marzo 1996	20 abril 1996	14 marzo 1996
7	24 julio 1996	Septiembre 1996	13 octubre 1996
8	1 octubre 1997	11 octubre 1997	30 septiembre 1997
9	11 febrero 1998	14 marzo 1998	22 marzo 1998
10	6 octubre 1999	22 agosto 1999	2 octubre 1999

En la Figura 4, se presenta un ejemplo del momento en que un remolino se desprende de la Corriente del Lazo. En las imágenes se muestra en colores la distribución espacial de la SSH_{an} calculada con la ecuación 5.1, mientras que la línea de color negro es la isolínea utilizada para estimar la fecha de desprendimiento.

Cabe resaltar que existen otro tipo de métricas usadas para determinar objetivamente el momento de desprendimiento de un remolino anticiclónico. Por ejemplo: la utilización del valor absoluto del gradiente de SSH_{an} (Lindo et al, 2013), un método lagrangiano basado en el cómputo de los exponentes de Lyapunov (Andrade et al, 2013) y filtros de Kalman (Dukhovskoy et al, 2015). Aunque las metodologías difieren, los resultados muestran ser muy

similares a pesar de la discrepancia en el número de remolinos (± 2 desprendimientos) para el mismo periodo de tiempo (Dukhovskoy et al., 2015).

La metodología de Leben (2005) se puede implementar de forma más simple y sus resultados muestran un desempeño similar con respecto a metodologías más complejas, por lo tanto se decidió emplearla como un método objetivo para estimar las fechas de desprendimiento de los remolinos simulados por todos los modelos considerados en este estudio.

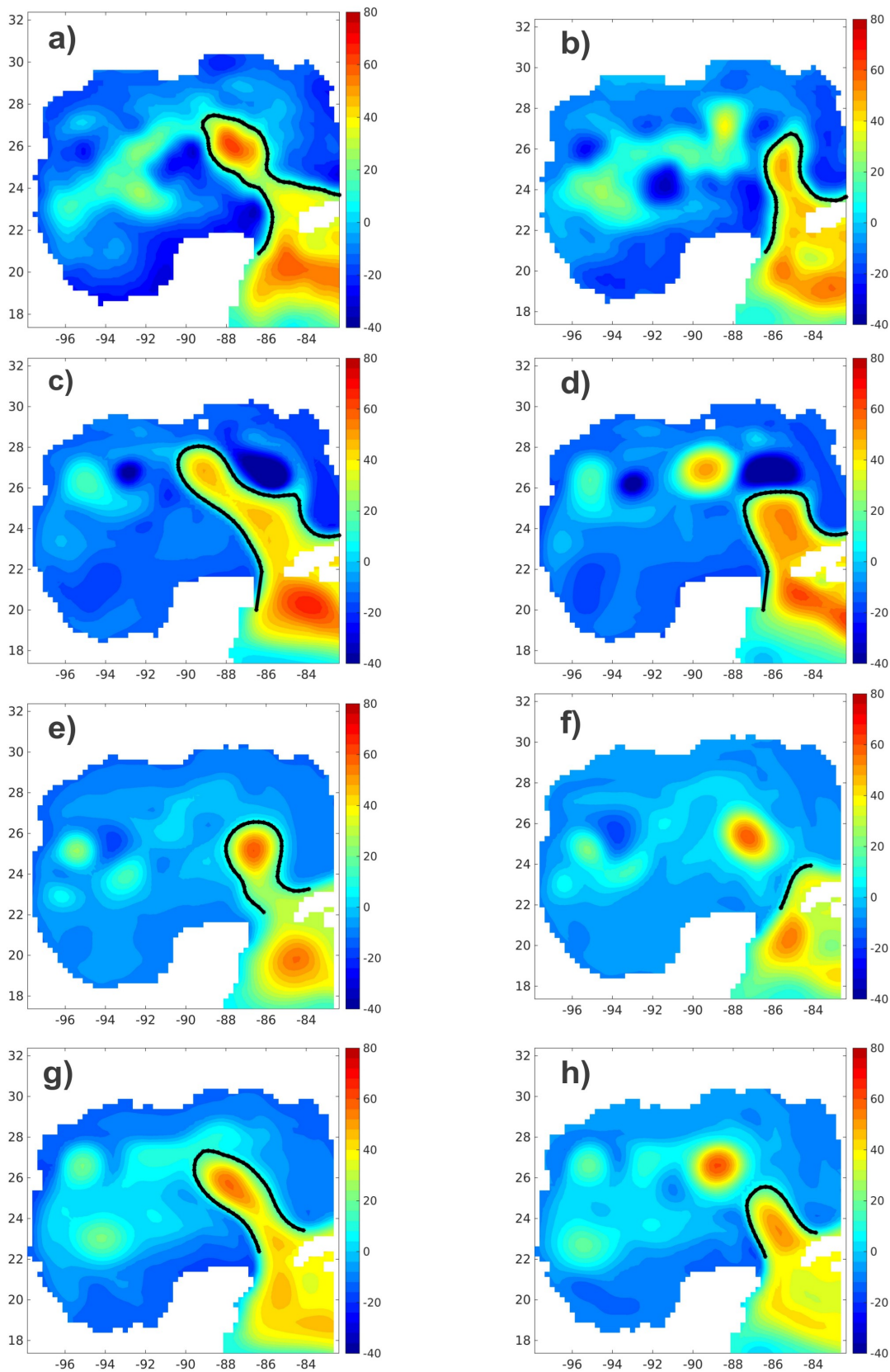


Figura 4. Campos espaciales de la anomalía de la altura del nivel del mar, en negro la isolínea utilizada para evaluar la longitud de la Corriente del Lazo. Las imágenes corresponden al tiempo anterior y posterior en que un remolino se desprende: a) y b) AVISO. c) y d) STORM-MPIOM. e) y f) FESOM-ECHAM6-T63. g) y h) FESOM-XR.

6. Experimentos modelo de dos y media capas.

En este capítulo se explican los experimentos hechos con el modelo oceánico con termodinámica de $2\frac{1}{2}$. Ya que este modelo es simple y no requiere gran demanda computacional se utilizó para comprender, mediante la modificación de sus parámetros de entrada, el efecto del forzamiento atmosférico prescrito en el periodo de los remolinos, además de otros procesos dinámicos que influyen en el desprendimiento. Lo anterior nos será de utilidad en el análisis de los experimentos usando modelos más complejos, tanto en modo oceánico como acoplado.

Se eligieron dieciséis de un total de aproximadamente quinientos experimentos hechos con este modelo, ya que en éstos se presentan los resultados más relevantes para este estudio.

6.1. Descripción de las variables iniciales y de frontera

Las variables usadas en la configuración inicial del modelo son: el paso de tiempo (Δt), la resolución espacial (Δx y Δy), el periodo de simulación (T_{np}), la magnitud (en Sverdrup) y el perfil del flujo que entra por el Canal de Yucatán. Este flujo puede ser representado por un perfil horizontal, homogéneo o parabólico, tal como se muestra en la Figura 5.

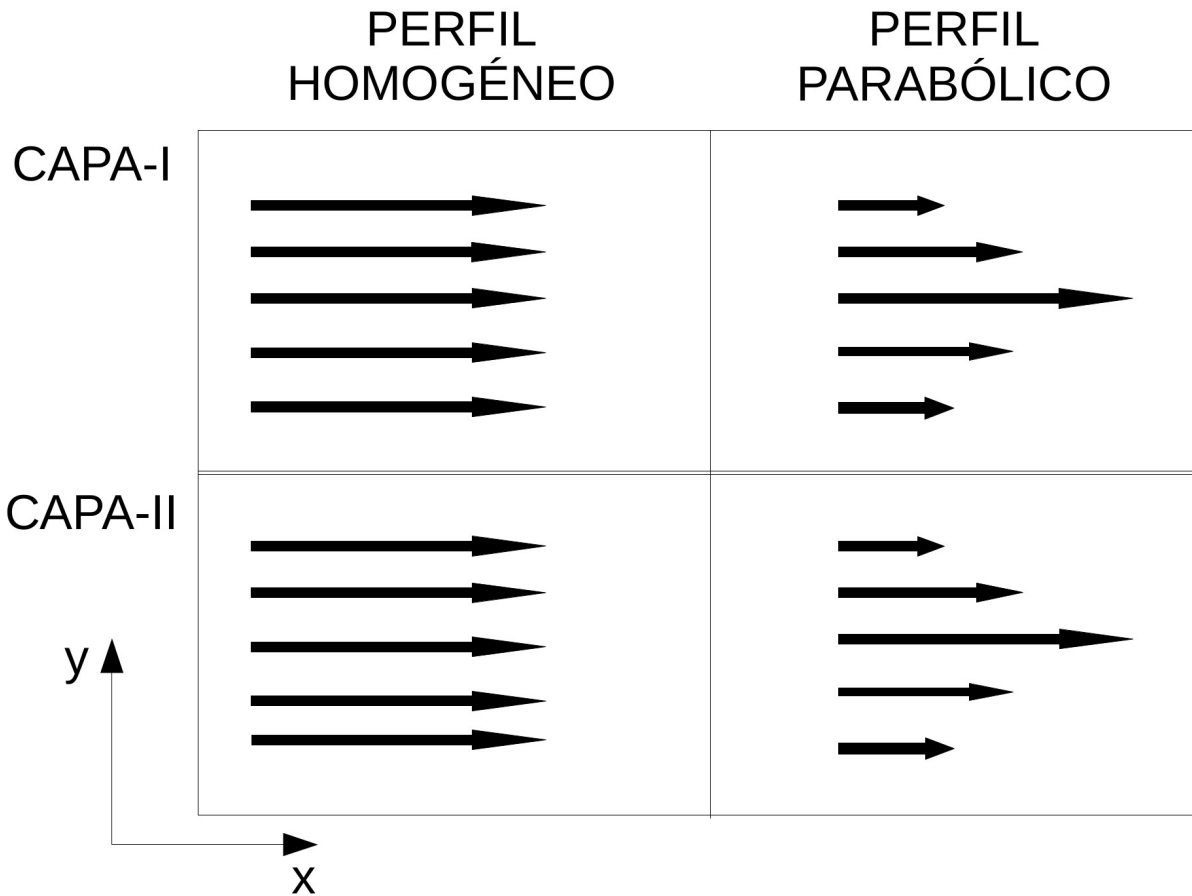


Figura 5. Perfiles del flujo de entrada en la dos capas activas del modelo. Perfil homogéneo (paneles a la izquierda), perfil parabólico (paneles a la derecha).

El flujo volumen de entrada en la Capa-I es constante en el tiempo, pero puede tener, o no, una frontera tipo Dirichlet para su temperatura. Si no se activa, la temperatura del flujo es constante (T_0), pero se tiene la posibilidad de prescribir el valor de la temperatura. Cuando esta última opción es considerada, al flujo de entrada en el canal de Yucatán se le prescribe una temperatura obtenida mediante un ajuste de funciones armónicas de la base de datos oceanográficos de LEVITUS ($T_{\Gamma_{yuc}} = T_{Levitus}$). Note que esta temperatura prescrita emula la variación anual de la temperatura superficial del mar en el canal de Yucatán (vea Figura 6). Considerando lo anterior, se puede permitir o no, la advección de calor a través del Canal de Yucatán.

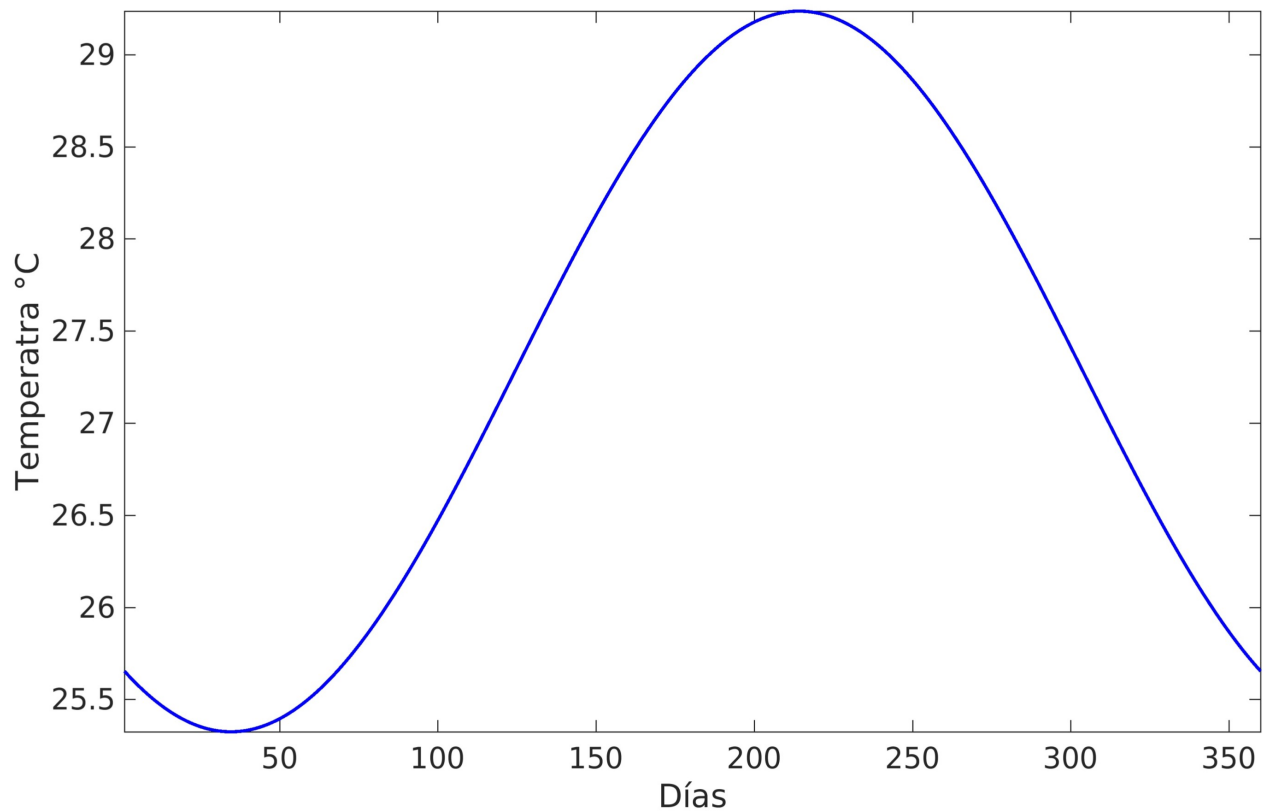


Figura 6. Climatología mensual de la temperatura superficial del mar ajustada a datos de LEVITUS.

En este modelo es posible utilizar tres tipos de condición de deslizamiento en las fronteras sólidas del dominio de cómputo: Condición sin deslizamiento (o condición *no-slip* $\vec{V}_{\|\partial\Omega no-slip}$), condición de deslizamiento libre (o condición *free-slip* $\vec{V}_{\|\partial\Omega free-slip}$) y condición de deslizamiento parcial (o condición *partial-slip* $\vec{V}_{\|\partial\Omega partial-slip}$). Un esquema simplificado de las fronteras sólidas se muestra en la Figura 7.

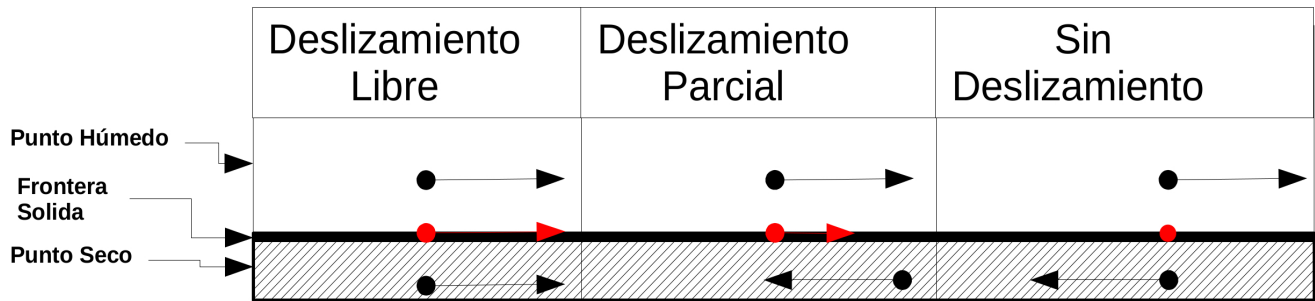


Figura 7. Esquema del perfil horizontal que presenta el flujo cuando se aproxima a la frontera solida, para la condición de deslizamiento libre (panel izquierdo), deslizamiento parcial (panel central) y sin deslizamiento (panel derecho).

La condición de frontera en la superficie de la Capa-I para la transferencia de calor es de tipo Haney ($Q=q(T_1-T_a^*)$) y se utilizaron dos aproximaciones de la misma. En la primera aproximación, se calculó la temperatura aparente (T_a^*) y el valor q a partir de datos de ERA-INTERIM cubriendo el periodo 1970-2016. En la segunda aproximación, se fijó un valor constante de q y se utilizó una climatología mensual de la temperatura superficial del mar (T_{sst}), calculada con datos de ERA-INTERIM, para sustituir la temperatura aparente en algunos experimentos. T_1 corresponde a la temperatura de la Capa-I (Haney, 1971). Note que en la primera aproximación, q representa un tiempo de relajamiento entre T_1 y la temperatura aparente, el cual es variable en espacio y en tiempo. En la segunda aproximación, q representa un tiempo de relajamiento, invariante en tiempo y espacio, entre T_1 y la temperatura superficial del mar. La metodología completa del forzamiento tipo Haney se explica detalladamente en la siguiente sección 6.3.

6.2 Experimentos realizados

A manera de ejemplo, se describirán a continuación los parámetros de entrada del experimento GridSC2. En la Tabla 4 se resumen las configuraciones de los experimentos restantes.

$\Delta t=300$ es el incremento en tiempo en segundos.

$T_{np}=30$ años es el periodo de simulación utilizado. Cabe resaltar que el tiempo de simulación completo fue de 31 años, ya que el primer año fue de *spinup*. Se consideró que los 30 años restantes son un tiempo de simulación suficiente para obtener una climatología representativa del estado del modelo bajo condiciones ciclo-estacionarias.

$\Delta x=\Delta y=\frac{1}{12}^{\circ}$ es la resolución espacial, tanto en latitud como en longitud.

$\vec{V}_{\|\partial\Omega\text{ no-slip}}$ es la condición de deslizamiento en la frontera. En este caso se utilizó la condición de no deslizamiento. Las otras opciones son: Deslizamiento libre ($\vec{V}_{\|\partial\Omega\text{ free-slip}}$) y deslizamiento parcial ($\vec{V}_{\|\partial\Omega\text{ partial-slip}}$).

$\frac{\partial T}{\partial t}=T_{\Gamma\text{ yuc}}=0^{\circ}\text{C}$ es la condición de frontera (tipo Dirichlet) para la temperatura en el Canal de Yucatán.

Flujo \rightarrow *Homogéneo* indica que el flujo de entrada tiene un perfil homogéneo.

$F_{\Gamma\text{ yuc}}\approx 6.7\text{ Sv}$ es la magnitud del flujo de entrada de ambas capas, de tal forma que el flujo total corresponde a la suma del aporte de cada capa.

En $\text{Haney}=0$, el valor cero (uno) indica que el flujo de calor, con condición Haney entre la atmósfera y la Capa-I, está desactivado (activado).

Tabla 4. Configuración, valores iniciales y de frontera de los experimentos realizados con el modelo de 2 y media capas con termodinámica.

Gridr		$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\parallel \partial \Omega \text{ no-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = T_{levitus}$
$\Delta t = 300 s$	<i>Flujo</i> → Homogéneo		$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 Sv$	$Haney = 0$	
Gridn		$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\parallel \partial \Omega \text{ partial-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = T_{levitus}$
$\Delta t = 300 s$	<i>Flujo</i> → Homogéneo		$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 Sv$	$Haney = 0$	
Gridm		$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\parallel \partial \Omega \text{ free-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = T_{levitus}$
$\Delta t = 300 s$	<i>Flujo</i> → Homogéneo		$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 Sv$	$Haney = 0$	
Gridr2		$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\parallel \partial \Omega \text{ no-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = T_{levitus}$
$\Delta t = 300 s$	<i>Flujo</i> → Parabólico		$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 Sv$	$Haney = 0$	
Gridn2		$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\parallel \partial \Omega \text{ partial-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = T_{levitus}$
$\Delta t = 300 s$	<i>Flujo</i> → Parabólico		$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 Sv$	$Haney = 0$	
GridSC2		$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\parallel \partial \Omega \text{ no-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = 0$
$\Delta t = 300 s$	<i>Flujo</i> → Homogéneo		$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 Sv$	$Haney = 0$	
Gridq70		$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\parallel \partial \Omega \text{ no-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = 0$
$\Delta t = 300 s$	<i>Flujo</i> → Homogéneo		$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 Sv$	$Haney = 1$	$q(T_{sup} - T_{sst})$ $q \approx 50$
GridHAT1		$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\parallel \partial \Omega \text{ no-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = 0$
$\Delta t = 300 s$	<i>Flujo</i> → Homogéneo		$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 Sv$	$Haney = 1$	$q(T_1 - T_a^*)$

Gridfl-70	$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\ \partial\Omega \text{ no-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = 27 \text{ }^\circ\text{C}$
$\Delta t = 300 \text{ s}$	<i>Flujo</i> → Homogéneo	$F_{\Gamma yuc} \approx 15 \text{ Sv}$	$Haney = 0$	
GridPSC2	$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\ \partial\Omega \text{ no-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = 0$
$\Delta t = 300 \text{ s}$	<i>Flujo</i> → Parabólico	$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 \text{ Sv}$	$Haney = 0$	
Gridq10	$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\ \partial\Omega \text{ no-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = 0$
$\Delta t = 300 \text{ s}$	<i>Flujo</i> → Homogéneo	$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 \text{ Sv}$	$Haney = 1$	$q(T_1 - T_{sst})$ $q \approx 355 \text{ días}$
Gridq115	$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\ \partial\Omega \text{ no-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = 0$
$\Delta t = 300 \text{ s}$	<i>Flujo</i> → Homogéneo	$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 \text{ Sv}$	$Haney = 1$	$q(T_1 - T_{sst})$ $q \approx 30 \text{ días}$
Gridq40-2	$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\ \partial\Omega \text{ no-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = 0$
$\Delta t = 300 \text{ s}$	<i>Flujo</i> → Homogéneo	$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 \text{ Sv}$	$Haney = 1$	$q(T_1 - T_{sst})$ $q \approx 88 \text{ días}$
GridCT222*	$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\ \partial\Omega \text{ no-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = 0$
$\Delta t = 300 \text{ s}$	<i>Flujo</i> → Parabólico	$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 \text{ Sv}$	$Haney = 0$	$T_2 = 9 \text{ }^\circ\text{C}$
GridCT222T*	$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\ \partial\Omega \text{ no-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = T_{levitus}$
$\Delta t = 300 \text{ s}$	<i>Flujo</i> → Parabólico	$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 \text{ Sv}$	$Haney = 0$	$T_2 = 9 \text{ }^\circ\text{C}$
GridFESECH*	$T_{np} = 30 \text{ años}$	$\Delta x = \Delta y = \frac{1}{12} \circ$	$\vec{V}_{\ \partial\Omega \text{ no-slip}}$	$T_{\Gamma yuc} = 0$
$\Delta t = 300 \text{ s}$	<i>Flujo</i> → Homogéneo	$F_{\Gamma yuc} \approx 6.7 \text{ Sv}$	$Haney = 1$	$q_{FesEch}(T_1 - T_{FesEch}^*)$

* En los experimentos GridCT222 y GridCT222T la temperatura de la Capa-II se fijó a 9 °C (ver Tabla 1).* El experimento GridFESECH se explica en la sección 6.7.

6.3. Condición de frontera tipo Haney

Para forzar la superficie del modelo emulando el intercambio de calor con la atmósfera, se calcularon los parámetros de Haney con datos de ERA-INTERIM (1970-2016). Para ello se utilizó la metodología propuesta por Haney (1971).

Las variables extraídas de ERA-INTERIM fueron las siguientes:

T_{air} Temperatura de la atmósfera a 2 m.

T_{sst} Temperatura de la superficie del mar.

H_r Humedad relativa.

W_r Humedad específica.

P_{sea} Presión en la superficie del mar.

w_m Magnitud del viento.

C_n Cobertura de nubes.

6.3.1. Radiación de onda corta entrante

La radiación de onda corta se calculó con la siguiente fórmula propuesta por Reed (1976):

$$Q_s = Q_c (1 - 0.62 C_n + 0.0019 \alpha) (1 - A) , \quad (6.1)$$

en donde $A=0.06$ es el albedo, C_n es la cobertura de nubes en octas, α es el ángulo de elevación del Sol (*solar zenith angle*), el cual se calcula con la siguiente fórmula:

$$\sin(\alpha) = \sin(\Phi) \sin \left[23.87 \sin \left((t - 82) \frac{360}{365} \right) \right] + \cos(\Phi) \cos \left[23.87 \cos \left((t - 82) \frac{360}{365} \right) \right] , \quad (6.2)$$

en donde Φ es la latitud y $t = 15, 30, 45, \dots, 360$ días.

El parámetro Q_c es la insolación en condiciones de cielo libre de nubes (*clear-sky isolation*) y se calcula con la siguiente fórmula:

$$Q_c = A_0 + A_1 \cos(\Phi) + B_1 \cos(\Phi) + A_2(2\Phi) + B_2 \cos(2\Phi) \quad , \quad (6.3)$$

en donde los parámetros A_0, A_1, B_1, A_2, B_2 son específicos para el rango latitudinal $[20^\circ S, 40^\circ N]$ y se calculan de la siguiente manera (Seckel, 1973):

$$\begin{aligned} A_0 &= -15.82 + 326.87 \cos(lat) \\ A_1 &= 9.63 + 192.44 \cos(lat) \\ B_1 &= -3.27 + 108.70 \sin(lat) \\ A_2 &= -0.64 + 7.8 \sin 2(lat - 45^\circ) \\ B_2 &= -0.5 + 14.42 \cos 2(lat - 5^\circ) \end{aligned} \quad (6.4)$$

6.3.2. Radiación de onda larga

La radiación de onda larga Q_b se calculó utilizando lo propuesto por Reed (1983):

$$Q_b = Q^* T^4 \quad (6.5)$$

$$Q^* = \sigma \epsilon (0.254 - 0.00495 e_a) (1 - 0.7 C_n), \quad (6.5.1)$$

en donde $\sigma = 5.67 \times 10^{-8}$ es la constante de Stefan-Boltzmann, C_n es la cobertura de nubes en octas y e_a es la presión de vapor del agua definida como

$$e_a = \frac{H_r}{100} e_w, \quad (6.6)$$

donde e_w es la presión de saturación del vapor de agua. Ésta se calcula de la siguiente manera:

$$e_w = 0.98 \left[1 + e^{-7} P_{sea} (4.5 + 0.0006 T_{air}^2) \right] 10^Y, \quad (6.7)$$

donde T_a es la temperatura del aire a dos metros sobre el nivel del mar, P_{sea} es la presión a nivel del mar y Y es un parámetro que se calcula con la fórmula:

$$Y = \frac{0.7859 + 0.03477 T_{air}}{1 + 0.00412 T_{air}} \quad (6.7.1)$$

Finalmente, los parámetros propuestos por Haney (1971) se calcularon con la siguiente expansión de términos:

$$Q_b(T_{air}) = Q_b|_{T_{air}} + \frac{\partial Q_b}{\partial T_{sea}}|_{T_{air}} (T_{sst} - T_{air}) \quad (6.8.1)$$

$$Q_b(T_{air}) = Q^* T_{air}^4 + 4Q^* T_{air}^3 (T_{sst} - T_{air}) \quad (6.8.2)$$

6.3.3. Flujo de calor latente

El flujo de calor latente Q_e se calculó siguiendo a Haney (1971):

$$Q_e = \rho_a C_E w_m L_a e_w (1-r) \quad (6.9)$$

en donde $\rho_a = 1.25$ es la densidad del aire, $C_E = 1.4 \times 10^{-3}$ es un coeficiente turbulento, w_m es la magnitud del viento. L_a , e_w y r son, respectivamente, el calor latente, la presión de saturación del vapor de agua y la humedad relativa. e_a y e_w se calcularon utilizando las ecuaciones 6.6, 6.7 y 6.7.1, mientras que L_a y r se estimaron mediante la siguientes fórmulas:

$$L_a = 2.5008 \times 10^6 - 2.3 \times 10^3 T_{air} \quad (6.10)$$

$$r = \frac{e_a}{e_w} \quad (6.11)$$

Finalmente, los parámetros propuestos por Haney (1971) se calcularon con las siguientes expansiones:

$$Q_e(T_{air}) = Q_e|_{T_{air}} + \frac{\partial Q_e}{\partial T_{sea}}|_{T_{air}} (T_{sst} - T_{air}) \quad (6.12.1)$$

$$Q_e|_{T_{air}} = \rho_a C_E w_m L_a \frac{0.622}{P_{sea}} e_w|_{T_{air}} (1-r) \quad (6.12.2)$$

$$\frac{\partial Q_e}{\partial T_{sea}}|_{T_{air}} = \rho_a C_E w_m L_a \frac{0.622}{P_{sea}} \partial e_w (1-r) \quad (6.12.3)$$

En donde ∂e_w es la derivada de la presión de saturación de vapor con respecto a la temperatura del aire (ec. 6.13).

$$\partial e_w = 0.98 \left[(1 + e^{-7} 0.45 P_{sea}) H_a + 0.0006 e^{-7} P_{sea} (2 T_{air} + H_a T_{air}^2) \right] 10^Y, \quad (6.13)$$

en donde H_a se calcula con la ecuación 6.13.1.

$$H_a = \frac{[0.03477(1 + 0.00412 T_{air}) - 0.00412(0.7859 + 0.03477 T_{air})]}{(1 + 0.00412 T_{air})^2} \quad (6.13.1)$$

6.3.4. Valores para la transferencia de calor con parametrización tipo Haney

El calor transferido por la parametrización tipo Haney se calculó mediante la ecuación 6.14.

$$Q = q(T_{air}^* - T_{sst}), \quad (6.14)$$

en donde la temperatura aparente del aire T_{air}^* se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$T_{air}^* = Q_1 + q(T_{air} - T_{sst}) \quad (6.14.1)$$

Los valores Q_1 y q se calculan mediante las ecuaciones 6.14.2 y 6.14.3.

$$Q_1 = Q_s + Q_b|_{T_{air}} + Q_e|_{T_{air}} \quad (6.14.2)$$

$$q = q_H + \frac{\partial Q_e}{\partial T_{sst}}|_{T_{air}} + \frac{\partial Q_b}{\partial T_{sst}}|_{T_{air}} \quad (6.14.3)$$

El calor sensible q_H se calcula con la ecuación 6.15.

$$q_H = \rho_a C_p C_H w_m, \quad (6.15)$$

en donde C_p es el calor específico del aire, $C_H = 1.4 \times 10^{-3}$ es un coeficiente turbulento, ρ_a es la densidad del aire, y w_m es la magnitud de la velocidad del viento.

6.4 Energía potencial y cinética del modelo

La energética del modelo se calculó con el fin de encontrar asociaciones entre el periodo de desprendimiento y la transferencia de energía (de potencial a cinética y viceversa), así como el modo de inestabilidad asociado (inestabilidad barotrópica, baroclínica o una combinación de éstas). Con esta finalidad, primero se utilizó una descomposición tipo Reynolds en las variables del modelo $\psi \in \{u, v, h, \eta, g_p\}$, y después se calculó la transferencia energética siguiendo la metodología de Hulburt & Thompson (1982) para un modelo de dos capas y media.

La anomalías se calcularon restando la media temporal a cada uno de los campos espaciales como se presenta en la ecuación 6.16.

$$\psi'(x, y, t) = \psi(x, y, t) - \bar{\psi}(x, y) \quad (6.16)$$

En donde el promedio temporal se calculó de acuerdo a la siguiente ecuación.

$$\bar{\psi}(x, y) = \frac{1}{\tau} \int_{t_0}^{t_0+\tau} \psi(x, y, t) dt \quad (6.16.1)$$

A continuación se describirá la simbología utilizada en las ecuaciones para la energía del modelo.

P es la energía potencial, K_k la energía cinética, h_k el grosor de la capa, \mathbf{W}_k es el vector de velocidad horizontal ($u_k \hat{i} + v_k \hat{j}$), η_k es la superficie libre del mar, $\rho = 1025 \text{ kg m}^{-3}$ la densidad del agua de mar, $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$ la gravedad, g_p la gravedad reducida; y el subíndice $k=1,2$ indica la capa del modelo, siendo $k=1$ la capa superficial y $k=2$ la capa intermedia.

La energía cinética del flujo medio por unidad de área se define como.

$$\overline{K}_k = \frac{1}{2} \rho \overline{h}_k (\overline{u}_k^2 + \overline{v}_k^2) \quad (6.17)$$

Mientras que la energía cinética media del flujo turbulento por unidad de área se define como.

$$K'_k = \frac{1}{2} \rho \overline{h}_k (\overline{u_k'^2 + v_k'^2}) - \overline{K}_k \quad (6.18)$$

De forma similar, la energía potencial del flujo medio por unidad de área se define como.

$$P = \frac{1}{2} \rho (g \overline{\eta}_1^2 + \overline{g}_p \overline{\eta}_2^2) \quad (6.19)$$

Finalmente la energía potencial media del flujo turbulento por unida de área se define como.

$$P' = \frac{1}{2} \rho (g \overline{\eta_1'^2} + \overline{g_p \eta_2'^2}) \quad (6.20)$$

En las siguientes ecuaciones de transferencia energética, el símbolo $\{E_1 \rightarrow E_2\}$ se emplea para indicar la conversión de energía de E_1 a E_2 .

Convenientemente la variable γ_k se describe a continuación (ec. 6.21).

$$\begin{aligned} \gamma_k = & \frac{1}{2} \rho (\overline{u}_k^2 + \overline{v}_k^2) \nabla \cdot (\overline{h_k' \mathbf{W}_k'}) + \rho \overline{h}_k \overline{u}_k [\nabla \cdot (\overline{u_k' \mathbf{W}_k'}) - \overline{u_k' \nabla \cdot \mathbf{W}_k'}] \\ & + \rho \overline{h}_k \overline{v}_k (\nabla \cdot (\overline{v_k' \mathbf{W}_k'}) - \overline{v_k' \nabla \cdot \mathbf{W}_k'}) \end{aligned} \quad (6.21)$$

Las ecuaciones de transferencia energética son las siguientes.

$$\{\overline{K}_1 \rightarrow K_1'\} = \int_{y_0}^{y_n} \int_{x_0}^{x_n} \gamma_1 dx dy \quad (6.4)$$

$$\{\overline{K_1} \rightarrow \overline{P}\} = -\rho g \int_{y_0}^{y_n} \int_{x_0}^{x_n} \overline{\eta_1} \nabla \cdot (\overline{h_1} \overline{W_1}) dx dy \quad (6B)$$

$$\{K_1' \rightarrow P'\} = -\rho g \int_{y_0}^{y_n} \int_{x_0}^{x_n} [\overline{\eta_1} \nabla \cdot (h_1 W_1) - \overline{\eta_1} \nabla \cdot (\overline{h_1} \overline{W_1})] dx dy \quad (6C)$$

$$\{\overline{K_2} \rightarrow K_2'\} = \int_{y_0}^{y_n} \int_{x_0}^{x_n} \gamma_2 dx dy \quad (6D)$$

$$\{\overline{K_2} \rightarrow \overline{P}\} = -\rho \int_{y_0}^{y_n} \int_{x_0}^{x_n} (g \overline{\eta_1} + \overline{g_p} \overline{\eta_2}) \nabla \cdot (\overline{h_2} \overline{W_2}) dx dy \quad (6E)$$

$$\{K_2' \rightarrow P'\} = -\rho \int_{y_0}^{y_n} \int_{x_0}^{x_n} [(g \eta_1 + g_p \eta_2) \nabla \cdot (h_2 W_2) - (g \overline{\eta_1} + \overline{g_p} \overline{\eta_2}) \nabla \cdot (\overline{h_2} \overline{W_2})] dx dy \quad (6F)$$

$$\{\overline{P} \rightarrow P'\} = -\rho \int_{y_0}^{y_n} \int_{x_0}^{x_n} [g \overline{\eta_1} \nabla \cdot (\overline{h_1}' \overline{W_1}' + \overline{h_2}' \overline{W_2}') + \overline{g_p} \overline{\eta_2} \nabla \cdot (\overline{h_2}' \overline{W_2}')] dx dy \quad (6G)$$

6.5 Aproximación de la temperatura del modelo

Ya que la condición tipo Haney es determinante en la temperatura superficial del modelo, es importante que la magnitud de los flujos de calor que se utilizan, estén en el rango de lo encontrado en estudios anteriores. El promedio mensual del flujo neto (Figura 8) calculado con datos de ERA-INTERIM, así como la temperatura aparente y el parámetro q (Figura 9) está acorde con lo encontrado por Zavala, et al (2002). Las diferencias más persistentes cuando se calcula el flujo neto y los parámetros de Haney se deben principalmente al uso de diferente metodología, la variación producida al utilizar distintas bases de datos y el sesgo debido al uso de diferentes periodos de tiempo (Zavala et al, 2014).

En la figura 10 se muestran los promedios mensuales de la temperatura de la Capa-I, éstos corresponden a los experimentos en donde se utilizó la parametrización tipo Haney (ver

Tabla 3). y se comparan con la climatología de la temperatura de la superficie del mar, calculada con datos de ERA-INTERIM y REYNOLDS. En los experimentos donde el parámetro q fue constante, la aproximación de la temperatura del modelo (Capa-I) a la temperatura superficial *real*, mejoró cuando el parámetro q se incrementaba, siendo $q=115$ la mejor aproximación y $q=10$ la peor. Esto se debe a que $q=115$, que representa un tiempo de *relajamiento* de $\sim \frac{1}{30}$ días⁻¹, implica un cociente mayor en la ecuación 6.14 en comparación con $q=10$, que representa un tiempo de *relajamiento* de $\sim \frac{1}{115}$ días⁻¹. Físicamente, $q=115$ ajusta la temperatura del modelo a la temperatura observada aproximadamente en 30 días, mientras que con $q=10$ necesitaría un año de simulación, con forzamiento constante, es decir sin variar la temperatura observada, para ajustar la temperatura del modelo a ese valor.

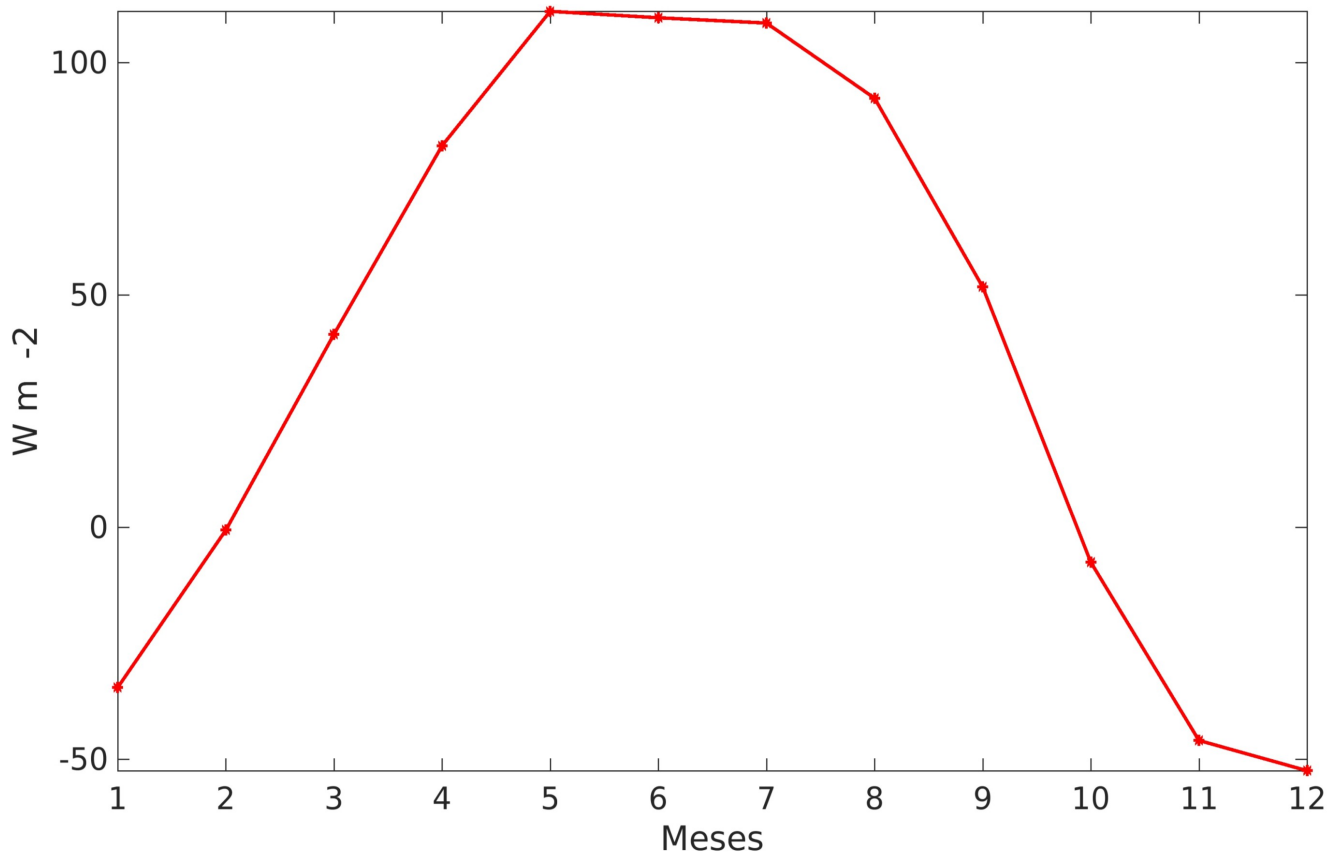


Figura 8. Flujo de calor neto calculado con las ecuaciones 6.1, 6.5 y 6.9.

En el experimento GridHAT1, en donde la temperatura aparente de la atmósfera y el valor q eran temporal y espacialmente variables, el promedio mensual de la temperatura del modelo subestimó la temperatura observada de abril a agosto, y la sobrestimó los otros meses del año. Esto es debido al efecto que tiene el parámetro q y la temperatura aparente, ya que presentan correcciones espaciales y temporales debido al flujo de calor sensible, la radiación de onda larga entrante y la radiación de onda corta (Haney, 1971).

Algunos autores difieren en el tiempo de *relajamiento* que se debe utilizar en modelos globales, debido a que éste, al ser un valor constante y no tener un *feedback* verdadero con la atmósfera, sobrestima o subestima los flujos de calor, dependiendo de las características dinámicas del lugar o su proximidad con el Ecuador o los Polos (Meehl et al. 1982; Chu et al. 1998; Barnier et al. 1995; Weber 1998). Sin embargo en este capítulo no se pretende encontrar cuál es mejor; simplemente se muestra su efecto en la temperatura del modelo al usar condiciones térmicas de frontera diferentes en la superficie.

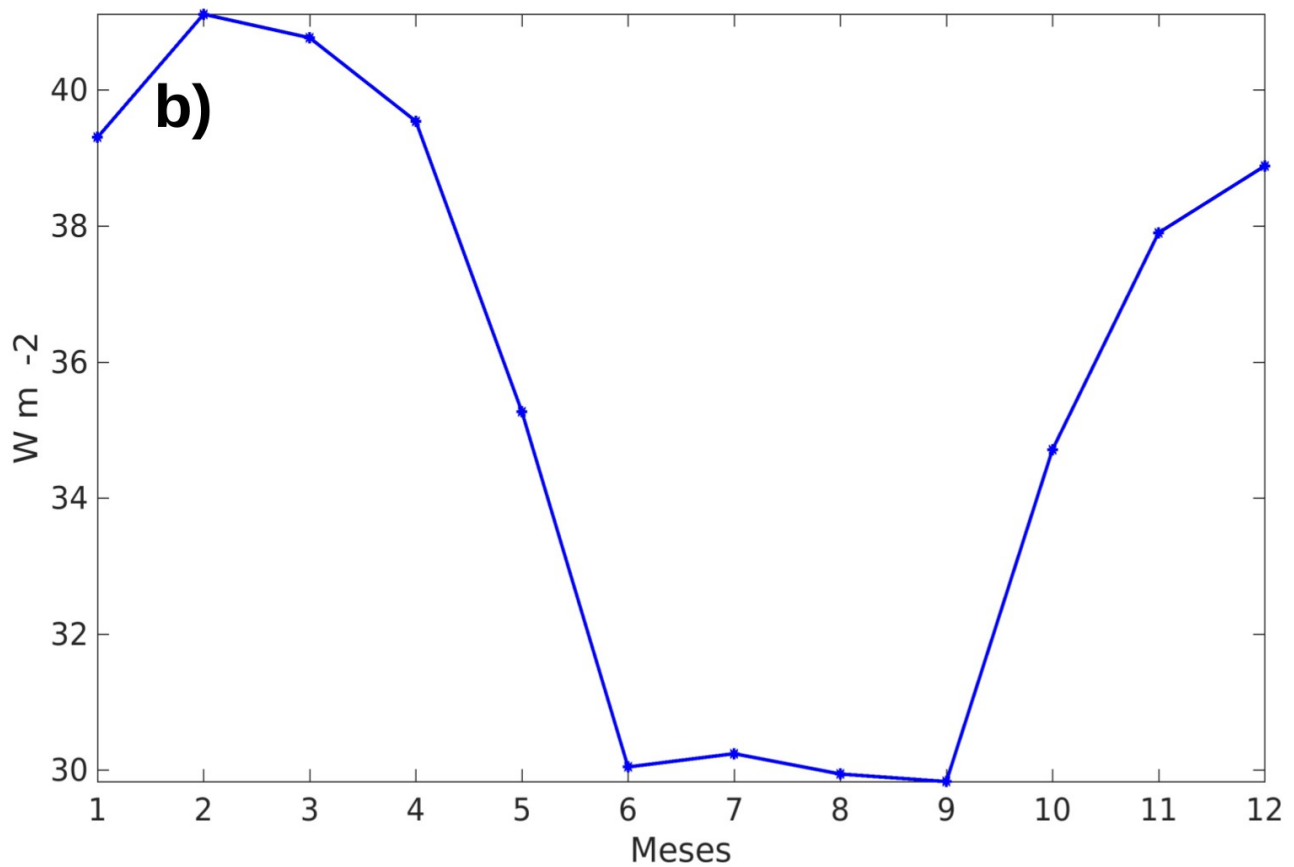
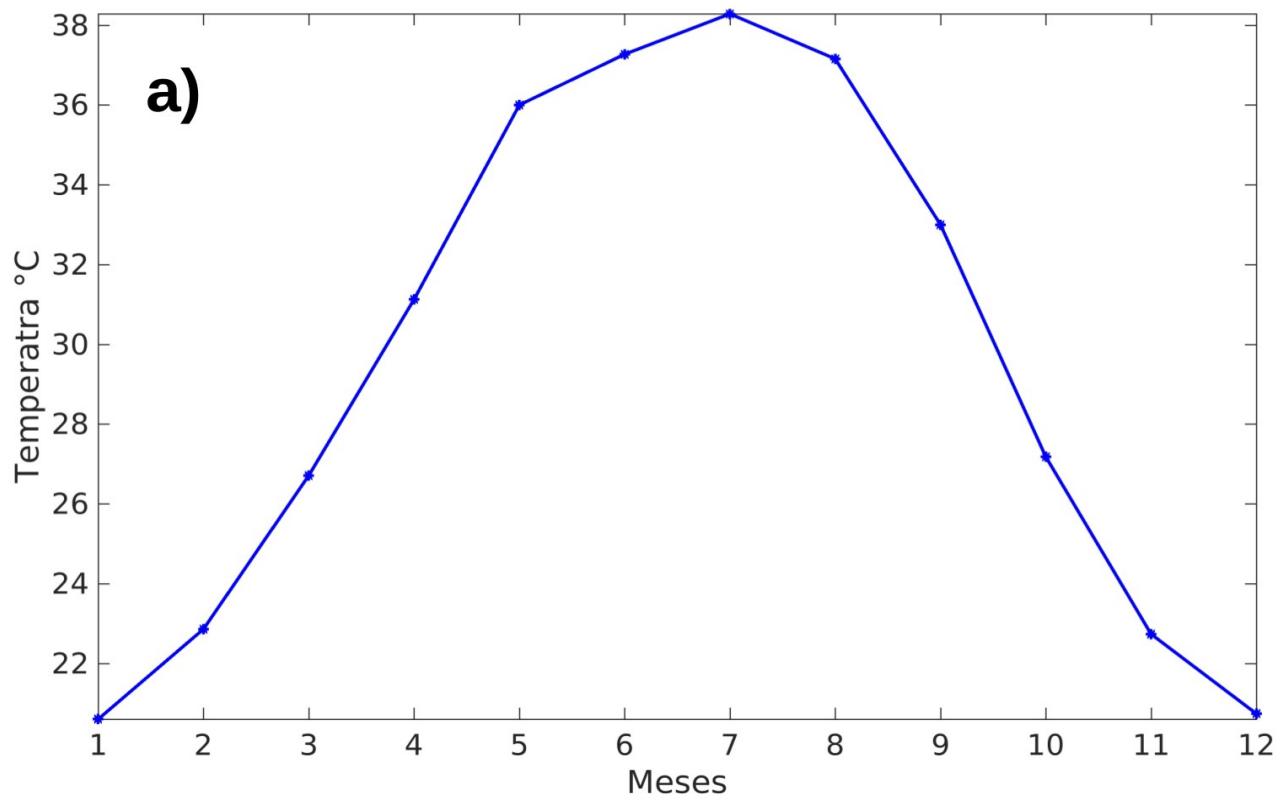


Figura 9. Climatología mensual de los parámetros de Haney calculados con datos de ERA-INTERIM correspondientes a las ecuaciones de: a) Temperatura aparente ec. 6.14.1 y b) El tiempo de relajación ec. 6.14.3.

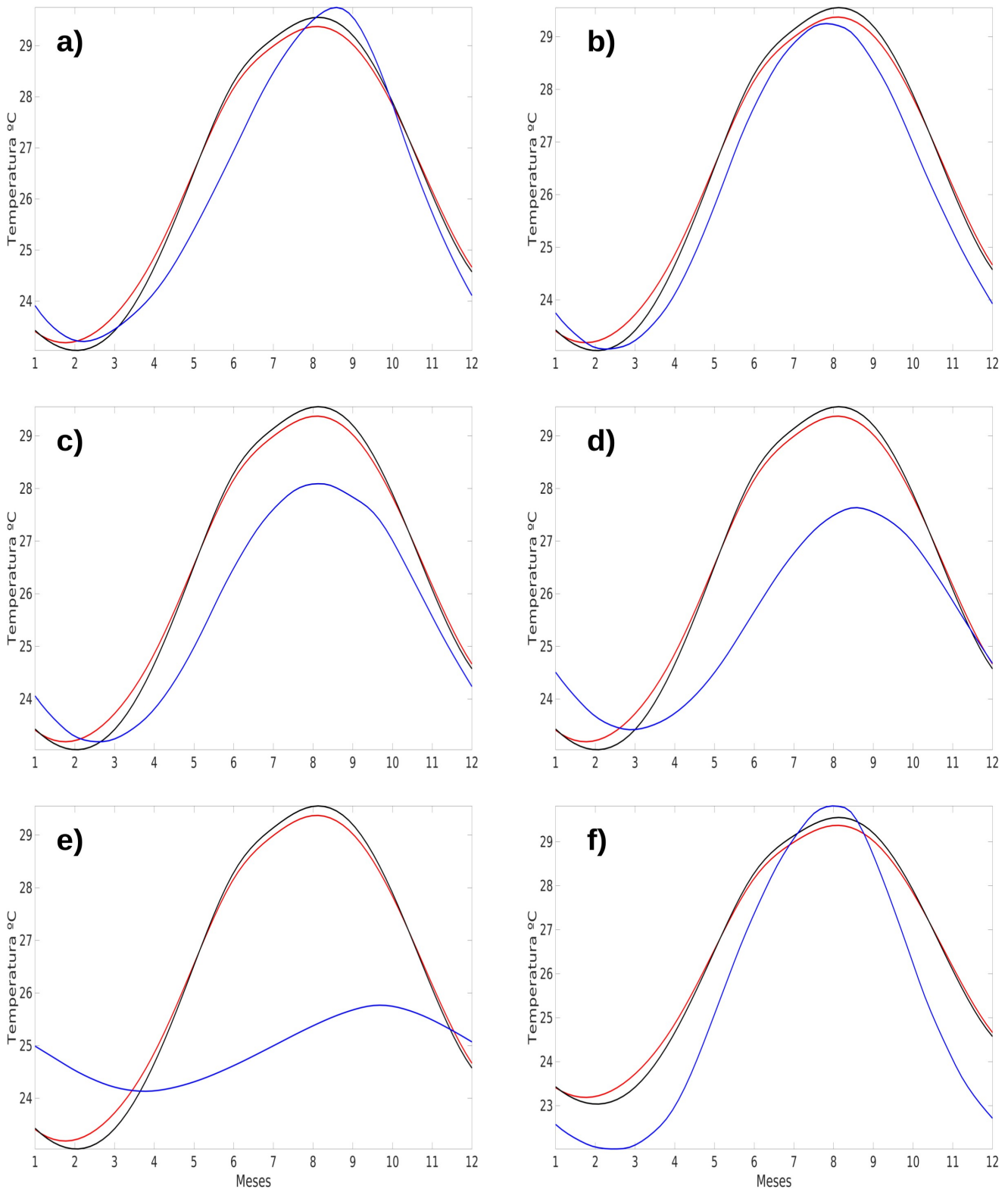


Figura 10. Climatología mensual de la temperatura superficial del mar. En azul la temperatura de la Capa-I del modelo, en rojo la temperatura de ERA-INTERIM y en negro la temperatura de REYNOLDS. a) GridHAT1 b) Gridq115 c) Gridq70 d) Gridq40-2 e) Gridq10 f) GridFESECH.

6.6 Estadística básica e histogramas del modelo

A continuación se explica la nomenclatura utilizada en las tablas (5, 6, 7 y 8) que contienen la estadística básica del periodo de desprendimiento de los remolinos, la elongación de la Corriente del Lazo y su variabilidad. Asimismo la Figura 11 (Figura 12) contiene información sobre el periodo de desprendimiento en un experimento con flujo parabólico (homogéneo), con y sin variación de la temperatura mediante el flujo de entrada.

No. Remolinos: Indica la cantidad de remolinos que se desprendieron de la Corriente del Lazo en un periodo de 30 años de modelación.

T prom: Es el promedio del periodo de desprendimiento.

T Desv. Est: Es la desviación estándar del periodo de desprendimiento.

T Max y T Min: Son el periodo más largo y más corto respectivamente.

Dist. Prom: Es el promedio de la longitud de la Corriente del Lazo en kilómetros.

Dist. Desv. Est: Es la desviación estándar de la longitud de la Corriente del Lazo en kilómetros.

Dist. Max y Dist. Min: Son las longitudes de la Corriente del Lazo que corresponde a la máxima y mínima elongación.

Lat. Prom: Es el promedio de la máxima latitud alcanzada por la Corriente del Lazo.

Lat. Desv. Est: Es la desviación estándar de la máxima latitud alcanzada por la Corriente del Lazo.

Lat. Max y Lat. Min: Son la máxima y mínima latitud alcanzada por la Corriente del Lazo al penetrar en el Golfo de México.

Lon. Prom: Es el promedio de la máxima longitud alcanzada por la Corriente del Lazo.

Lon. Desv. Est: Es la desviación estándar de la máxima longitud alcanzada por la Corriente del Lazo.

Lon. Max y Lon. Min: Son la máxima y mínima longitud alcanzada por la Corriente del Lazo al penetrar en el Golfo de México.

Tabla 5. Estadística básica de los periodos de desprendimiento obtenidos del modelo de capas.

Experimento	No. Remolinos	T Prom.	T Desv. Est.	T Max.	T Min.
Gridr	53.00	6.79	0.60	7.67	5.83
Gridn	53.00	6.83	0.63	7.83	5.83
Gridm	52.00	6.90	0.61	7.83	6.00
Gridr2	48.00	7.56	0.43	8.17	6.67
Gridn2	47.00	7.64	0.44	8.33	6.83
GridSC2	53.00	6.75	0.09	7.00	6.67
Gridq70	52.00	6.90	0.38	7.33	6.33
GridHAT1	54.00	6.64	0.21	7.00	6.17
Gridfl-70	45.00	7.95	0.10	8.33	7.83
GridPSC2	47.00	7.63	0.11	7.83	7.17
Gridq10	53.00	6.80	0.33	7.17	6.33
Gridq115	53.00	6.81	0.37	7.33	6.17
Gridq40-2	52.00	6.91	0.41	7.50	6.33
GridCT222	28.00	12.66	0.16	12.83	12.00
GridCT222T	28.00	12.63	0.17	13.00	12.17
GridFESECH	56.00	6.40	1.43	8.83	4.00

Tabla 7. Estadística básica de la longitud de penetración de la Corriente del Lazo obtenida del modelo de capas.

Experimento	Lon. Prom.	Lon. Desv. Est.	Lon. Max.	Lon. Min.
Gridr	88.84	0.70	90.75	88.00
Gridn	88.83	0.70	90.72	88.00
Gridm	88.80	0.68	90.67	88.00
Gridr2	88.91	0.79	90.94	88.00
Gridn2	88.90	0.78	90.98	88.00
GridSC2	89.09	0.74	90.75	88.17
Gridq70	88.95	0.77	91.06	88.00
GridHAT1	88.90	0.71	90.65	88.00
Gridfl-70	89.55	0.96	91.81	88.21
GridPSC2	89.10	0.82	90.92	88.00
Gridq10	88.79	0.70	90.48	88.00
Gridq115	88.93	0.77	91.13	88.00
Gridq40-2	88.94	0.77	90.98	88.00
GridCT222	89.08	0.78	91.20	88.00
GridCT222T	88.68	0.67	90.40	88.00
GridFESECH	89.02	0.63	93.67	88.08

Tabla 6. Estadística básica de la distancia de la Corriente del Lazo obtenida del modelo de capas.

Experimento	Dist. Prom.	Dist. Desv. Est.	Dist. Max.	Dist. Min.
Gridr	1164.46	219.32	1718.55	888.28
Gridn	1165.75	220.76	1705.55	886.74
Gridm	1161.47	219.90	1723.59	887.81
Gridr2	1217.56	269.95	1897.61	895.20
Gridn2	1218.38	269.89	1898.81	894.17
GridSC2	1205.01	223.65	1723.43	943.33
Gridq70	1194.54	227.25	1791.57	930.76
GridHAT1	1176.90	219.12	1758.83	922.92
Gridfl-70	1365.86	294.37	2093.80	959.79
GridPSC2	1255.74	271.43	1897.24	928.42
Gridq10	1159.16	215.98	1708.71	918.86
Gridq115	1192.50	226.12	1787.71	925.28
Gridq40-2	1191.58	226.93	1805.34	931.27
GridCT222	1260.84	261.49	1920.60	909.13
GridCT222T	1180.64	255.12	1868.72	880.79
GridFESECH	1188.46	222.79	3022.75	916.16

Tabla 8. Estadística básica de la latitud de penetración de la Corriente del Lazo obtenida del modelo de capas.

Experimento	Lat. Prom.	Lat. Desv. Est.	Lat. Max.	Lat. Min.
Gridr	25.12	0.72	26.25	24.00
Gridn	25.13	0.72	26.25	24.00
Gridm	25.13	0.71	26.28	24.00
Gridr2	25.38	0.85	26.63	24.08
Gridn2	25.38	0.85	26.62	24.08
GridSC2	25.33	0.69	26.21	24.31
Gridq70	25.32	0.70	26.39	24.25
GridHAT1	25.20	0.71	26.25	24.10
Gridfl-70	26.20	0.88	27.18	24.42
GridPSC2	25.54	0.82	26.57	24.21
Gridq10	25.11	0.71	26.17	24.17
Gridq115	25.30	0.71	26.44	24.18
Gridq40-2	25.30	0.71	26.31	24.25
GridCT222	25.52	0.81	26.68	24.12

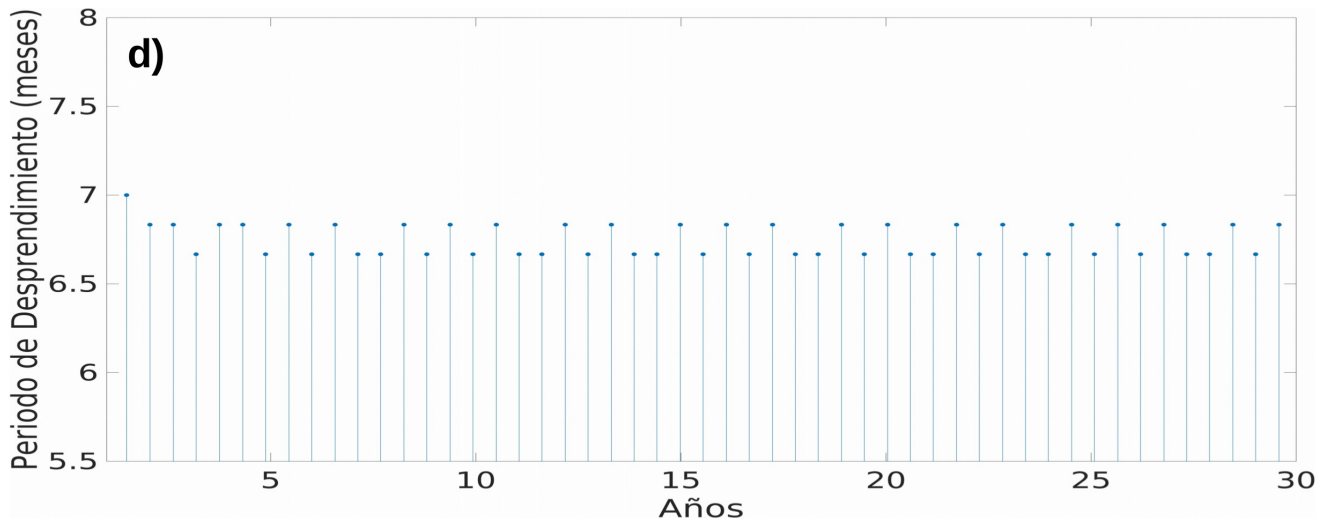
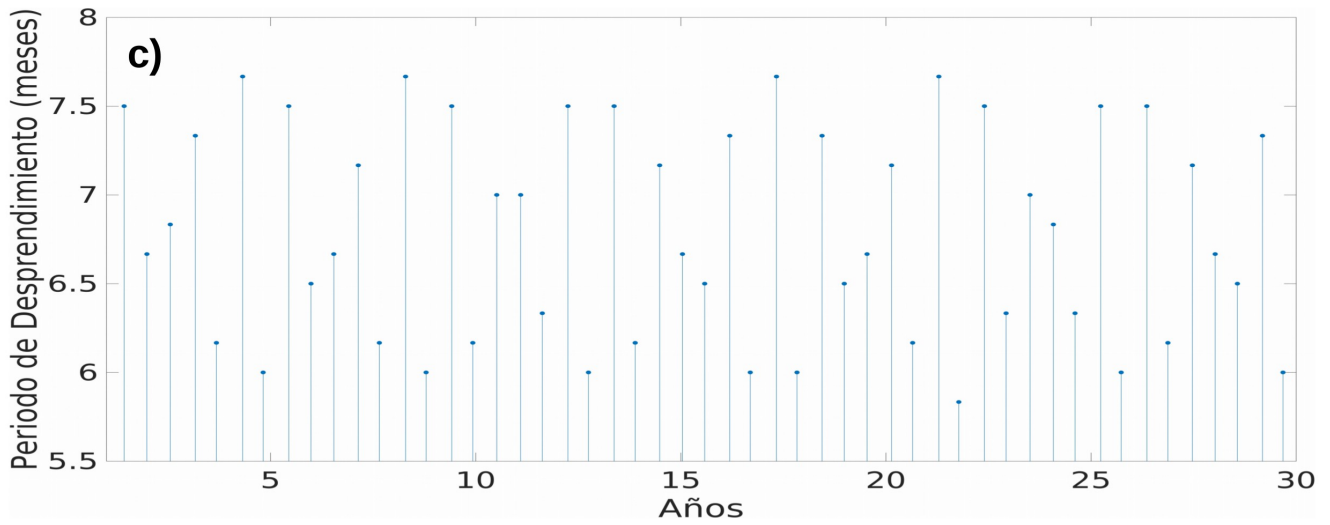
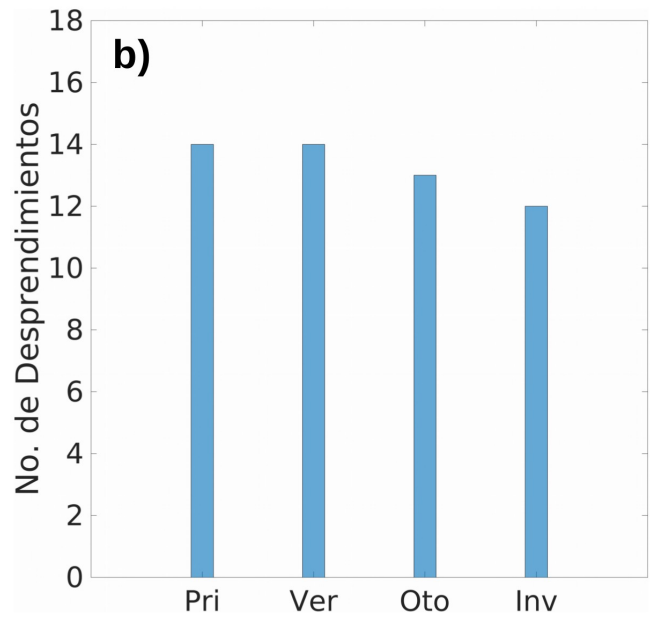
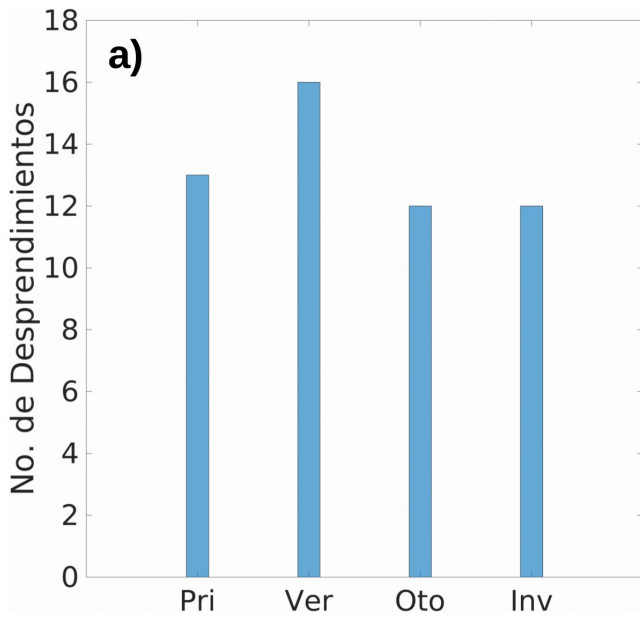


Figura 11. Histogramas del número de desprendimientos por estación. a) Gridr, b) GridSC2. Y las series de tiempo de los periodos de desprendimiento c) Gridr, d) GridSC2.

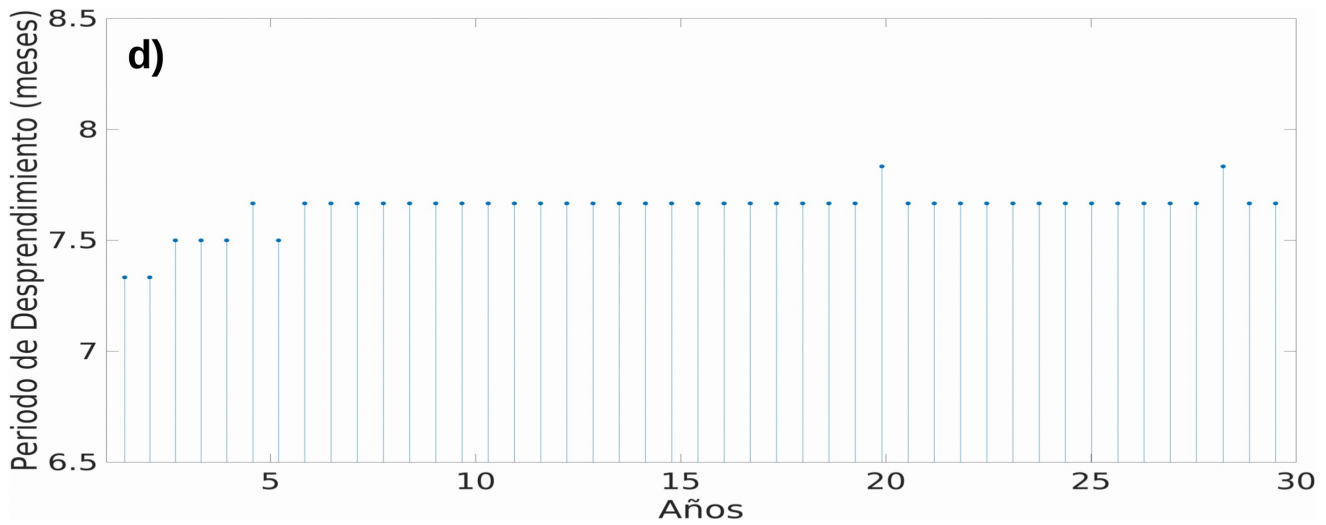
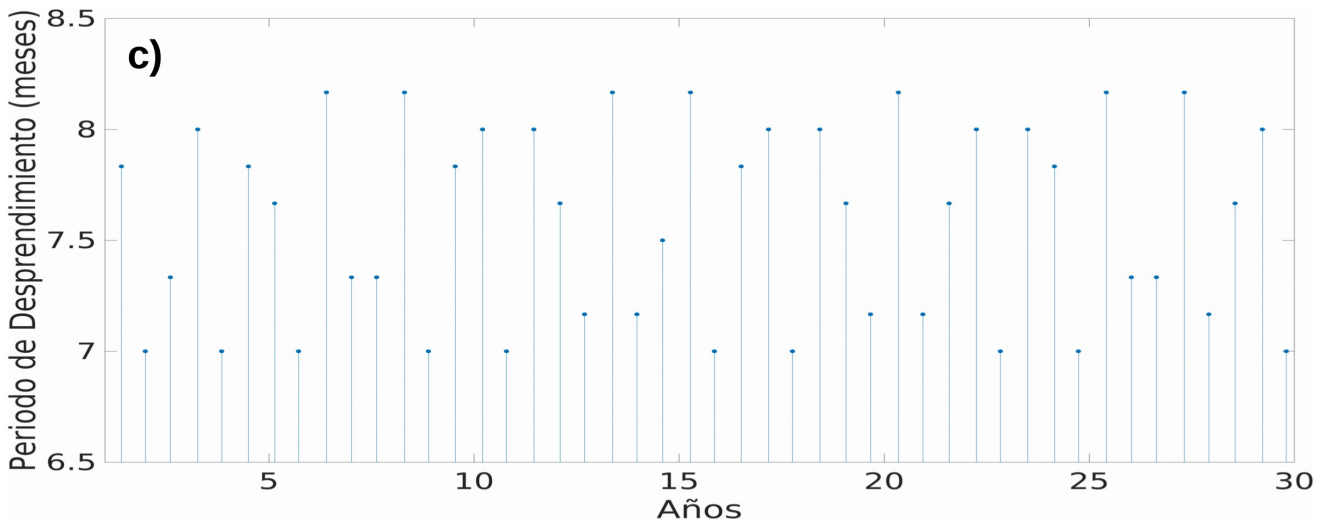
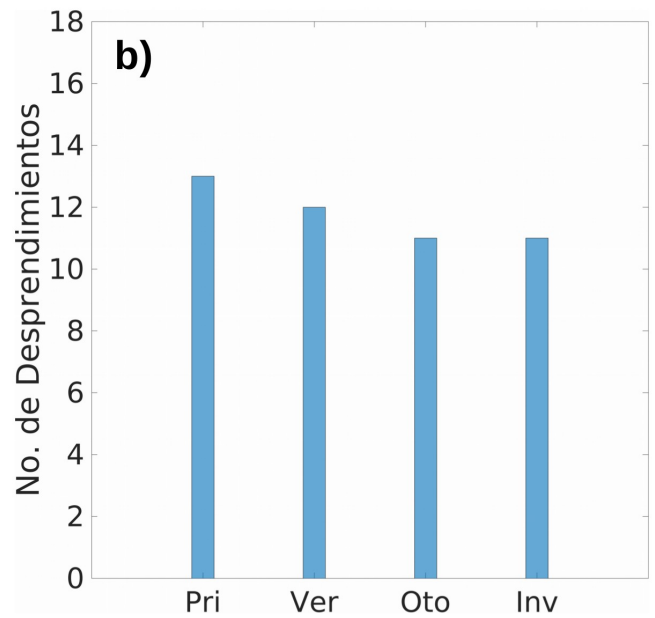
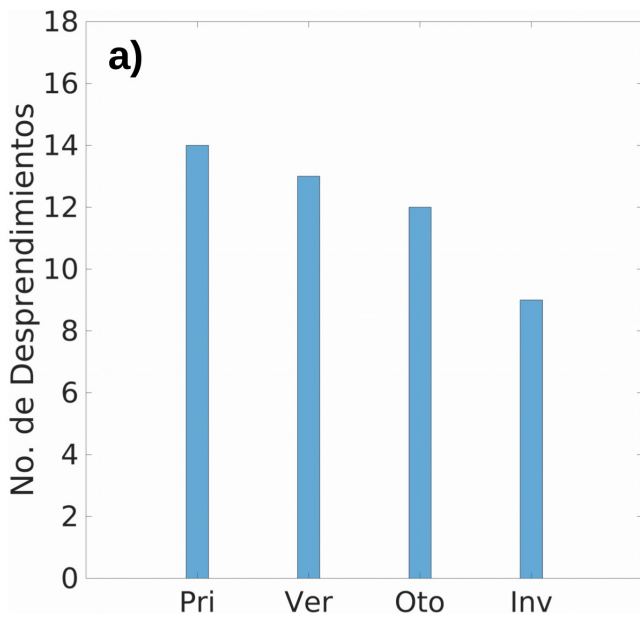


Figura 12. Histogramas del número de desprendimientos por estación. a) Gridr2, b) GridPSC2. Y series de tiempo de los periodos de desprendimiento c) Gridr2, d) GridPSC2.

6.6 Resultados modelo dos y media capas

En la mayoría de experimentos, T_{prom} (Tabla 5) se mantuvo más próximo a un valor de seis y siete meses. Cuando T_{prom} fue igual o mayor a siete meses, pero menor a ocho meses, la cantidad de remolinos en los 30 años de simulación fue menor a 50; mientras que en los experimentos donde T_{prom} fue menor a siete meses, la cantidad de remolinos desprendidos fue mayor a 50. En los experimentos GridCT222 y GridCT222T el periodo promedio de desprendimiento fue mayor a 12 meses y es el T_{prom} de mayor duración de todos los experimentos. Note que GridCT222 y GridCT222T difieren en que el segundo cuenta con advección de temperatura por el Canal de Yucatán ($T_{\Gamma_{yuc}} = T_{levitus}$, ver Tabla 4), además la diferencia de ambos, con el resto de experimentos, es que la temperatura de la Capa-II fue 9 °C grados (ver Tabla 1).

Para facilitar la descripción de los resultados de los experimentos con T_{prom} $7 \leq T_{prom} < 8$ y $T_{prom} < 7$, éstos serán denominados θ_1 y θ_2 , respectivamente.

En todos los experimentos con θ_1 el $Dist_{prom}$ (Tabla 6) fue mayor o igual a 1200 km pero menor a 1300 km, mientras que en los experimentos con θ_2 , $Dist_{prom}$ fue mayor o igual a 1100 km pero menor a 1200 km. La excepción a lo anterior, es el experimento Gridfl-70 (15 Sv, ver Tabla 4) ya que presentó una $Dist_{prom}$ de 1365 km y una $Dist_{Max}$ de 2093 km, sin embargo el experimento GridFESECH fue en el que se presentó la $Dist_{Max}$ de mayor longitud, entre todos los experimentos, con una longitud de 3022 km.

La diferencia principal entre θ_1 y θ_2 es la configuración (ver Figura 5) del perfil del flujo de entrada por el Canal de Yucatán. El perfil del flujo en los experimentos denominados θ_1 es homogéneo ($Flujo \rightarrow Homogéneo$), mientras que en los experimentos denominados θ_2 es parabólico ($Flujo \rightarrow Parabólico$). Los resultados del cómputo energético de los experimentos con $Flujo \rightarrow Parabólico$ ($Flujo \rightarrow Homogéneo$) muestra que la transferencia de la energía cinética en la Capa-I tuvo una dirección $\overline{K}_1 \rightarrow K_1'$ ($\overline{K}_1' \rightarrow K_1$) mostrando que los experimentos con $Flujo \rightarrow Parabólico$, como GridPSC2 ($Flujo \rightarrow Homogéneo$, como GridSC2) presentan inestabilidad barotrópica (inestabilidad mixta barotrópica-baroclínica).

El resultado anterior, incluyendo lo encontrado en el experimento GridCT222, en donde la transferencia de la energía cinética tuvo la dirección $\bar{K} \rightarrow K'$ en ambas capas, es consistente con lo encontrado por Hulburt & Thompson (1980, 1982), quienes concluyeron que entre más barotrópico es el sistema de la Corriente del Lazo-Golfo de México, el periodo de desprendimiento aumenta, lo que se observó en los experimentos con *Flujo \rightarrow Parabólico*, en Gridfl-70, GridCT22 y GridCT222T.

La advección de temperatura ($T_{\Gamma_{yuc}} = T_{levitus}$), a través del Canal de Yucatán, no influyó en el periodo de desprendimiento pero sí modificó en qué estación del año se desprendían los remolinos. En las Figuras 11 y 12 se observa que cuando la advección de temperatura está activa, los remolinos tienden a desprenderse más en verano-otoño con la configuración *Flujo \rightarrow Homogéneo* y en primavera-verano con la configuración *Flujo \rightarrow Parabólico*. Note que la existencia de la temporalidad en los desprendimientos, es independiente del perfil de flujo utilizado.

Finalmente cabe resaltar que la longitud (Tabla 7) y latitud (Tabla 8) presentaron diferencias en el promedio menor a un grado.

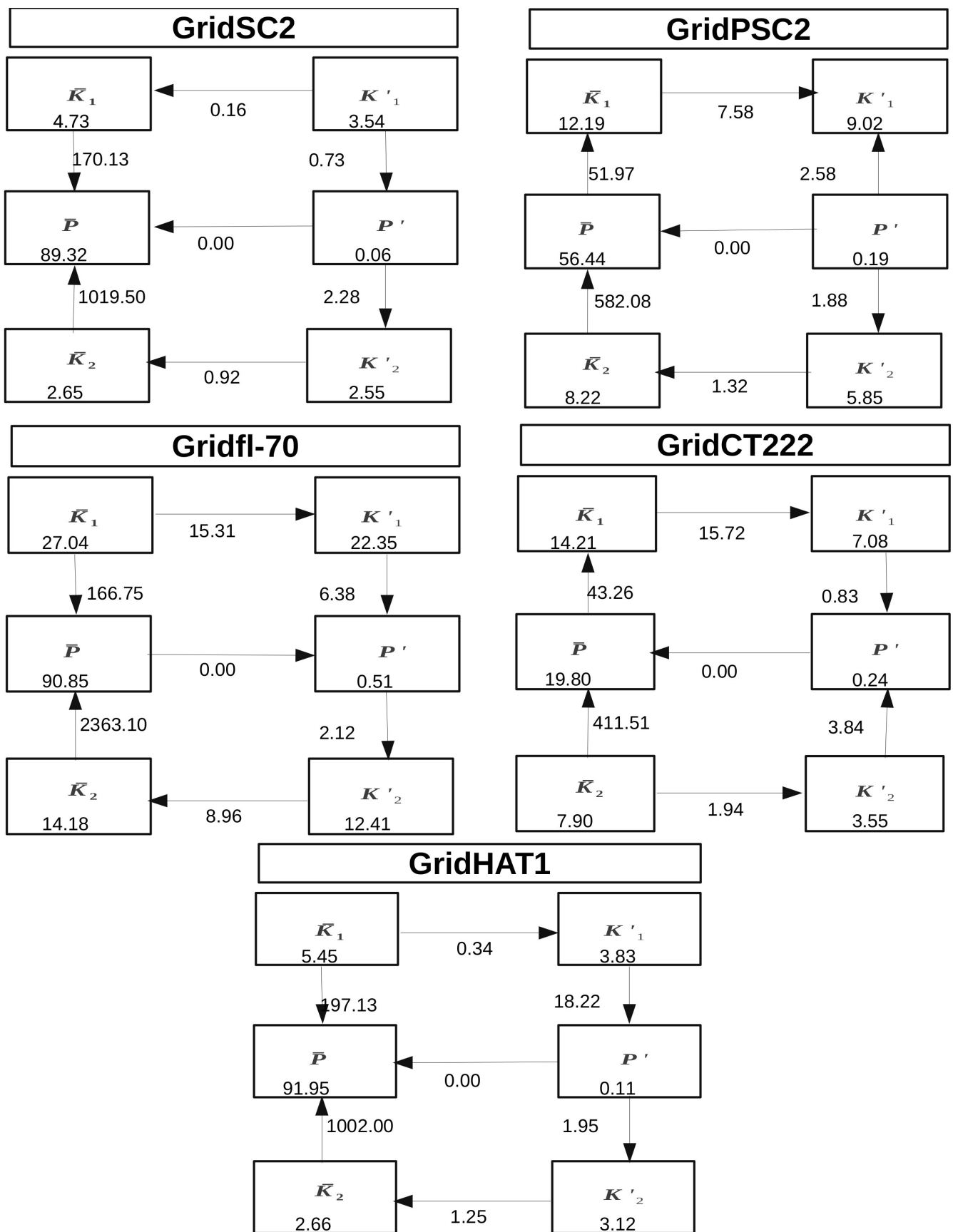


Figura 13. Energética del modelo. La energía potencial y cinética tiene valores de 10^{15} , mientras que los valores de transferencia energética tiene valores de 10^8 .

6.7 Experimento GridFESECH

El experimento GridFESECH (ver Tabla 4.) fue diseñado con la parametrización tipo Haney

$q_{FesEch}(T_1 - T_{FesEch}^*)$ (ver ec. 6.14), en donde q_{FesEch} es un valor constante para todo el dominio y tiene un valor de *relajación* aproximado de 30 días, mientras que el parámetro T_{FesEch}^* es el promedio mensual de los campos de temperatura superficial del mar extraídos de FESOM/ECHAM6-T63.

En las Figuras 14 y 15 se presentan los promedios mensuales utilizados en este experimento, asimismo en la Figura 10 f) se muestran los promedios mensuales de la temperatura del modelo, en comparación con las bases de ERA-INTERIM y REYNOLDS, donde se aprecia que en todos los meses del año, a excepción de julio, la temperatura del modelo es más fría con respecto a las observaciones.

Cuando se calcularon los desprendimientos con la ecuación 5.2, los resultados indicaban que no había desprendimientos en invierno, sin embargo un análisis más detallado mostró que a pesar que en la Capa-I la señal de los remolinos no era visible en invierno, en la Capa-II sí lo era. De tal manera que se optó por calcular los remolinos con la ecuación 5.3, ya que utiliza la información de ambas capas para calcular la altura del nivel del mar.

Al analizar los campos de temperatura de la Capa-I se observó una lengüeta de agua fría que se presenta sobre el Canal de Yucatán cada invierno, inducida por el forzamiento tomado de los campos de temperatura de FESOM/ECHAM-T63. Este forzamiento destruye la señal del remolino en la Capa-I, pero no en la Capa-II. Así, en este experimento se mostró que el forzamiento tipo Haney es capaz de destruir la señal de un remolino en la Capa-I. Este mecanismo operó claramente en el modelo de 2 capas y media, lo cual nos hace cuestionarnos si es posible que en la naturaleza la señal de un remolino no sea detectada en la superficie, pero que éste sí se desprenda y viaje por las aguas subsuperficiales o intermedias del golfo. La o las posibles respuestas a esta pregunta se abordarán en estudios posteriores derivados de este trabajo.

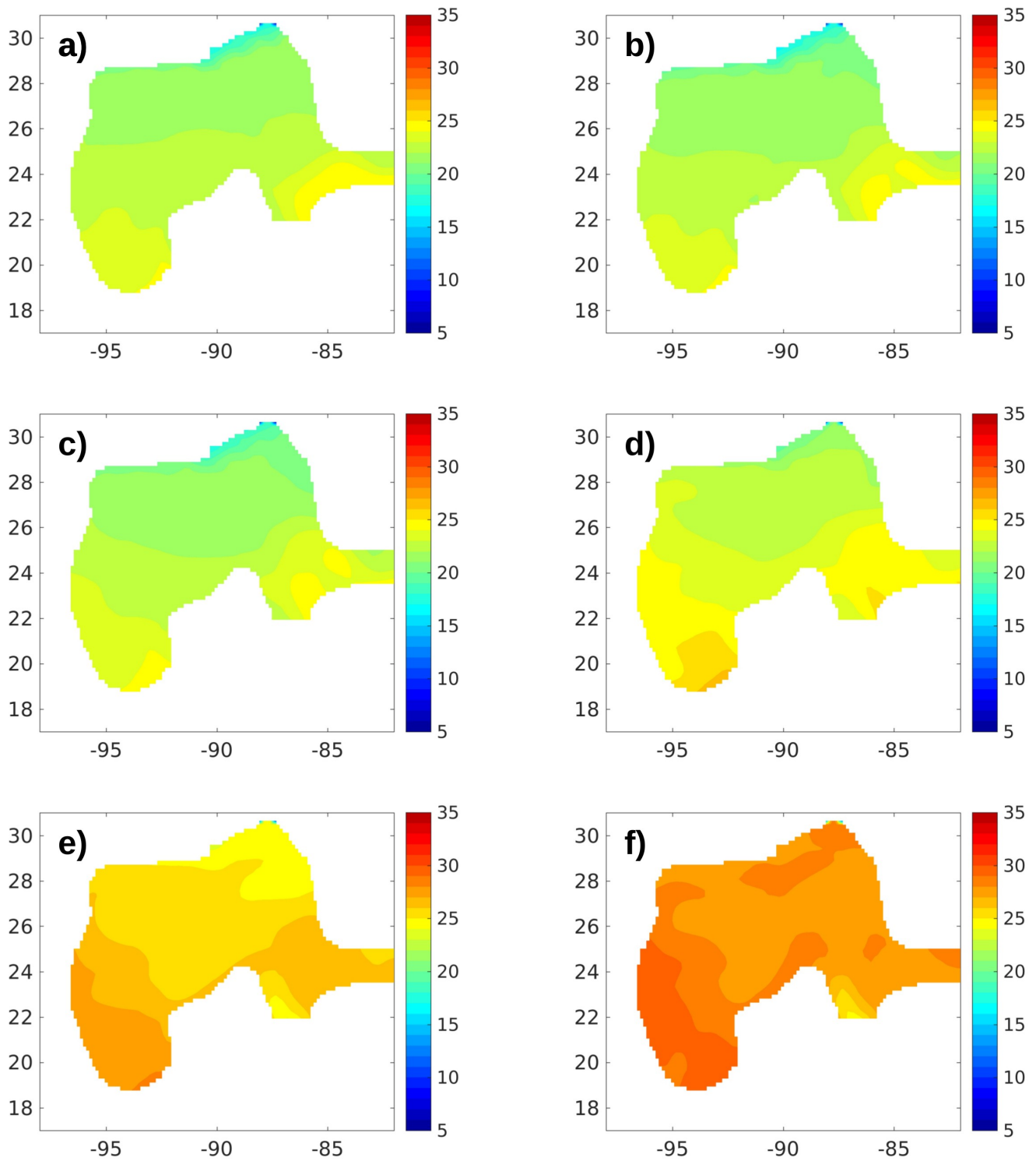


Figura 14. Promedios mensuales de temperatura superficial del mar extraídos de FESOM-ECHAM6-T63. Éstos están ajustados a la malla del modelo de capas para el forzamiento tipo Haney. a) Enero b) Febrero c) Marzo d) Abril e) Mayo f) Junio.

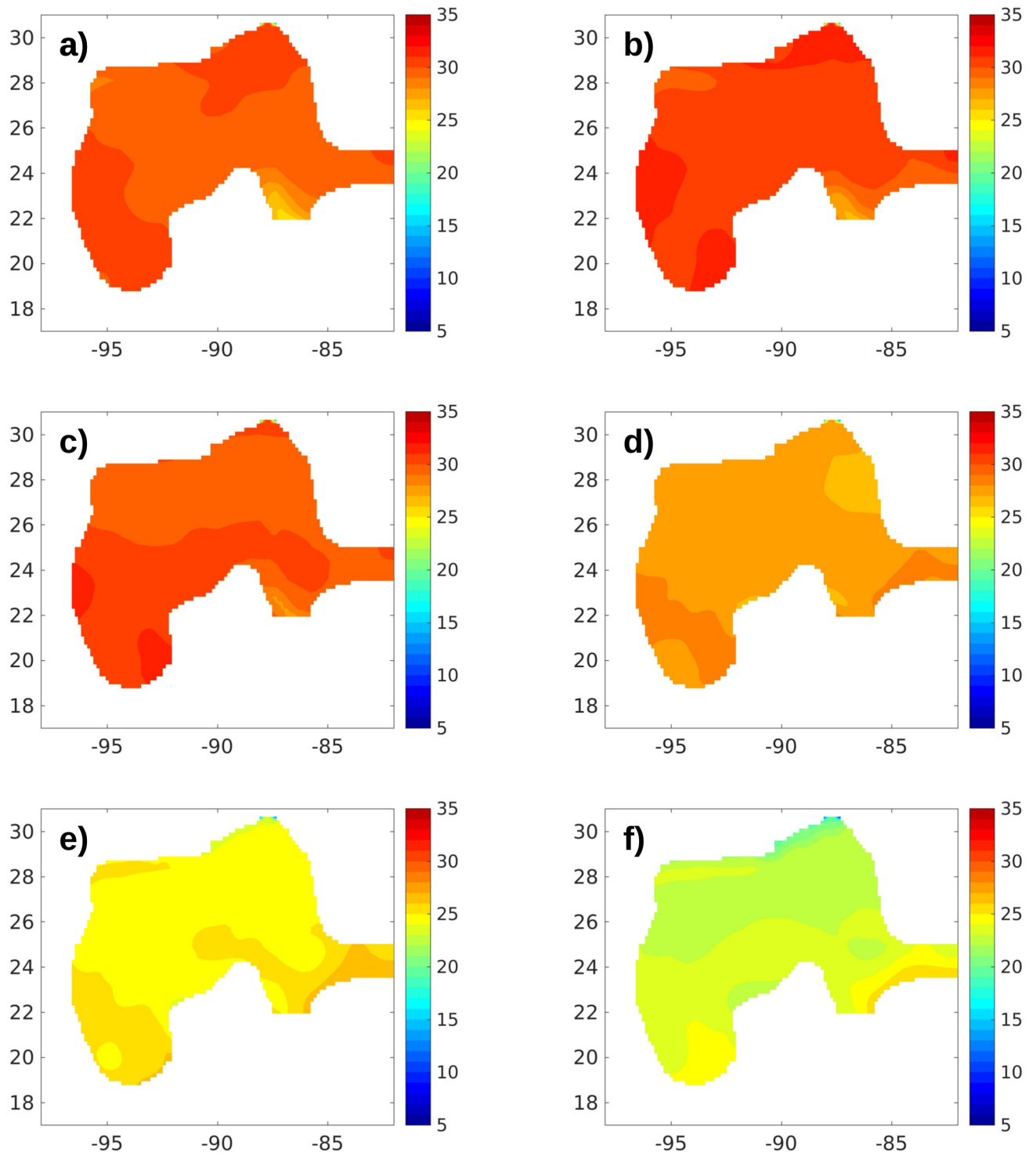


Figura 15. Promedios mensuales de temperatura superficial del mar extraídos de FESOM-ECHAM6-T63. Éstos están ajustados a la malla del modelo de capas para el forzamiento tipo Haney. a) Julio b) Agosto c) Septiembre d) Octubre e) Noviembre f) Diciembre.

7. Pruebas de temporalidad y modos de desprendimiento

7.1. Prueba de chi cuadrada y permutación de Fisher

Una forma posible de evaluar el desempeño de un modelo al simular el periodo de desprendimiento de los remolinos anticiclónicos que se separan de la Corriente del Lazo, es que los remolinos se desprenden en lapsos de tiempo similares a las observaciones.

Con el fin de identificar estos lapsos temporales, se aplicó a los datos del periodo de desprendimiento la prueba de χ^2 y la prueba de permutación de Fisher. La prueba de χ^2 , utilizada sobre el número de remolinos por estación, indicaría en su hipótesis alternativa (nula) que la Corriente del Lazo desprende (no desprende) remolinos con cierta temporalidad. Mientras que la prueba de permutación de Fisher indicaría en qué mes es en donde ésto ocurre. Ambas pruebas son evaluadas con un intervalo del 95% de confianza.

Tabla 9. Grupos y subgrupos utilizados en la prueba de chi cuadrada.

<i>Grupo I</i>	→	(<i>enero – marzo, abril – junio, julio – septiembre, octubre – diciembre</i>)
<i>Grupo II</i>	→	(<i>febrero – abril, mayo – julio, agosto – octubre, noviembre – enero</i>)
<i>Grupo III</i>	→	(<i>marzo – mayo, junio – agosto, septiembre – noviembre, diciembre – febrero</i>)

En la prueba de χ^2 , el número de desprendimientos fue agrupado en las estaciones clásicas usadas en meteorología (primavera, verano, otoño e invierno). Cada grupo se compuso de cuatro estaciones, y cada estación (llamada subgrupo) se compuso de tres meses. Se crearon tres grupos diferentes como se muestra en la Tabla 9.

$$\chi^2 = \sum \frac{(O-E)^2}{E} \quad (7.1)$$

Similar a lo propuesto por Hall & Leben (2016), la prueba de χ^2 (ec. 7.1) se aplicó a cada uno de estos grupos (Tabla 9), en donde O es la cantidad de desprendimientos en cada subgrupo, y E es el valor esperado. Éste último, se define como el número total de desprendimientos dividido por el número de subgrupos (ec. 7.1.1).

$$E = \frac{\text{No. de desprendimientos}}{\text{No. de subgrupos}} = \frac{N}{4} \quad (7.1.1)$$

La hipótesis nula (alternativa) en la prueba de permutación de Fisher indica que los remolinos se desprenden (no se desprenden) con cierta temporalidad en un mes determinado.

El algoritmo para realizar la prueba de permutación de Fisher se programó según lo propuesto por Hall & Leben, (2016). Los pasos a seguir fueron los siguientes:

0- Se selecciona una base de datos (modelos o altimetría).

1- Se selecciona un día del año al azar.

2- Se selecciona al azar un evento de desprendimiento (de la base de datos escogida en el paso 0), el periodo asociado a este evento se suma al día seleccionado en el paso 1. Note que, después de la primera iteración, el periodo se suma al del seleccionado en la iteración anterior.

3- El evento seleccionado en el paso anterior se descarta.

4- Los pasos dos y tres se repiten hasta que todos los eventos hayan sido seleccionados.

5- Se vuelve al paso uno y se repite el experimento 100000 veces.

Al terminar cada iteración (antes de volver al paso 1 desde el 5), se suma la cantidad de remolinos que se desprenden en cada mes (encontrados en esa iteración). El número de veces que la cantidad de desprendimientos por mes es igual o mayor a la encontrada en la serie original (del paso 0) se le conoce como el nivel de significancia (por sus siglas en inglés , ASL). El cual cumple con la siguiente relación estadística (ec. 7.2.1) bajo la hipótesis nula.

$$ASL = Prob_{H_0} \{ \hat{\theta}^* \geq \hat{\theta} \} \quad (7.2.1)$$

Donde $\hat{\theta}^*$ es el estadístico aleatorio que representa la cantidad de remolinos por mes encontrados en cada iteración, y $\hat{\theta}$ es el estadístico que representa la cantidad de remolinos por mes de la serie original (del paso 0).

Ya que la cantidad de permutaciones de una serie de periodos con N datos es igual a $N!$, el nivel de significancia se aproxima por el método de Monte-Carlo de acuerdo a la ecuación 7.2.2.

$$\widehat{ASL}_{perm} = \# \frac{\{\widehat{\theta}(b)^* \geq \hat{\theta}\}}{B} \quad (7.2.2)$$

$$b=1,2,\dots,B$$

En donde $\widehat{\theta}(b)^*$ es el estadístico aleatorio que representa la cantidad de remolinos por mes para cada iteración ($b=1,2,\dots,B$), el estadístico $\hat{\theta}$ de nuevo representa la cantidad de remolinos por mes de la series original (del paso 0) y $B=100000$ es el número de iteraciones a realizar.

La hipótesis nula se acepta bajo el 95% de confianza cuando $\widehat{ASL}_{perm} = \# \frac{\{\widehat{\theta}(b)^* \geq \hat{\theta}\}}{B} < 5$ en donde los desprendimientos que ocurren en cierto mes están bajo una distribución

homogénea. Cuando $\widehat{ASL}_{perm} = \# \frac{\{\widehat{\theta}(b)^* \geq \hat{\theta}\}}{B} \geq 5$ la hipótesis nula se rechaza, dando paso a la hipótesis alternativa en la cual los remolinos presentarían estacionalidad en su desprendimiento.

7.2. Patrones espaciales

Los patrones espaciales son el modo o la forma en que un remolino se desprende de la Corriente del Lazo. Estos modos distintos de separación ocurren en la naturaleza y los modelos numéricos deberían ser capaces de recrear configuraciones similares. Para identificar estos patrones, se observaron los campos espaciales de los promedios mensuales de la altura del nivel del mar y se clasificaron diferentes configuraciones en el momento en que un remolino se desprendía. Por ejemplo, la elongación de la Corriente del Lazo, estructuras dinámicas, como un remolino ciclónico que ayudara en estrangular la corriente, así como el reconocimiento de otras particularidades espaciales previas a un desprendimiento. Finalmente, estos *modos* de separación se agruparon por semejanza en distintas categorías para ser comparados con las observaciones.

8. Resultados y Discusión

8.1. Histogramas y estadística de los desprendimientos

8.1.1. STORM-MPIOM

Durante los 51 años (1960-2010) de datos correspondientes al periodo analizado de los datos de STORM-MPIOM, se separaron de la Corriente del Lazo 63 remolinos, lo que corresponde a 1.23 eventos por año. El periodo de desprendimiento promedio fue de 9.73 meses, con desviación estándar $\sigma = \pm 2.32$, y cuyos periodos de desprendimiento máximo y mínimo fueron 16.68 y 2.75 meses respectivamente.

El número de desprendimientos por periodo de tiempo presentó un comportamiento modal, cuya moda en el periodo de desprendimiento fue de ~9 meses (panel superior, Figura 16).

Los desprendimientos fueron más frecuentes en el mes de junio con nueve eventos, mientras que los meses que presentaron la menor frecuencia fueron abril, mayo y septiembre, con tres eventos cada uno (panel central, Figura 16). La cantidad de desprendimientos por estación tuvieron una distribución bimodal, los picos se presentaron en verano e invierno, con 21 y 17 eventos respectivamente; mientras que en primavera y otoño fueron 11 y 14 desprendimientos, respectivamente (panel inferior, Figura 16).

STORM-MPIOM fue la única serie de datos en la que la máxima penetración y la longitud de la Corriente del Lazo no pudo ser calculada debido a la dificultad de ajustar la isolínea según el criterio de máximo gradiente (ver capítulo 5). Esto se debe a que en los campos espaciales de STORM-MPIOM, habían varias isolíneas con el mismo valor que el seleccionado para la Corriente del Lazo, por ejemplo la isolínea de un remolino, y que estaban cerca de ella, esto provocaba que el algoritmo 5.5 eligiera erróneamente (en algunas ocasiones) la isolínea equivocada y la usara en el cálculo de la longitud.

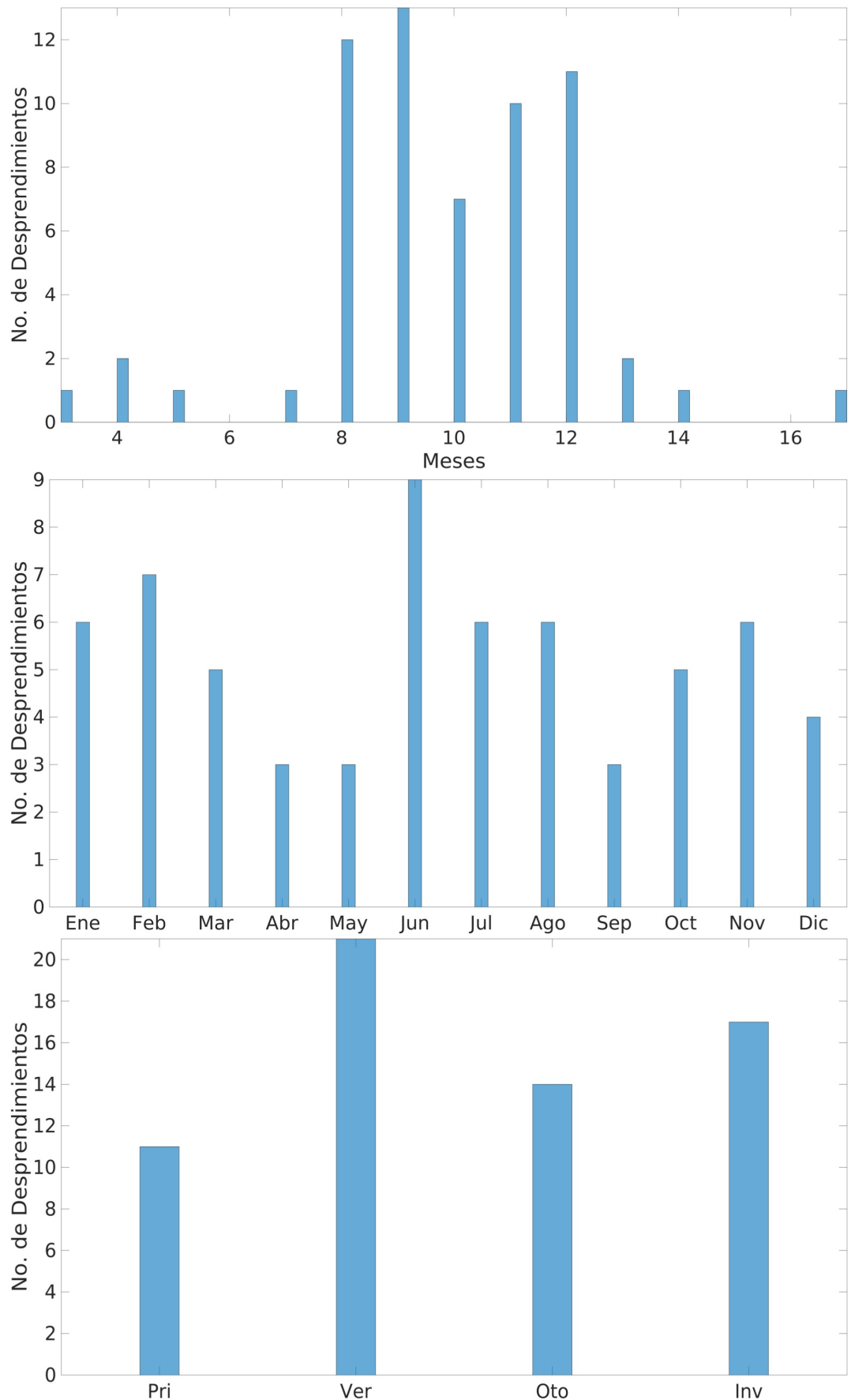


Figura 16. Histogramas de STORM-MPIOM. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.

8.1.2. FESOM HR

El análisis de los datos FESOM-HR se realizó considerando un periodo de 58 años (1951-2008), dando como resultado 98 remolinos desprendidos de la Corriente del Lazo, lo cual corresponde a 1.68 eventos por año. El promedio del periodo entre cada desprendimiento fue 7.06 meses, con una desviación estándar $\sigma = \pm 1.78$ y periodos de desprendimiento máximo y mínimo de 11 y 2 meses, respectivamente. La Corriente del Lazo presentó una longitud promedio de 1353 kilómetros y una desviación estándar de $\sigma = \pm 317$ km, siendo sus valores extremos de longitud (máximos y mínimos) 2151 km y 851 km, respectivamente. En cuanto a la penetración de la Corriente del Lazo en el Golfo de México, la máxima latitud y longitud fueron 27.90 °N y -98.83 °W.

El número de desprendimientos por periodo de tiempo presentó un comportamiento modal, cuya moda en el periodo de desprendimiento fue de ~7 meses (panel superior, Figura 17).

Los desprendimientos ocurridos durante cada mes, presentan un máximo en noviembre y un mínimo en abril, con once y tres desprendimientos, respectivamente. Aquí es importante mencionar que cuatro meses (febrero, junio, agosto y septiembre) presentan diez desprendimientos (panel central, Figura 17). La distribución temporal queda mejor establecida cuando se evalúa el número de remolinos por estación, de lo que resulta que otoño tiene el mayor número de eventos, mientras que en primavera ocurre el mínimo: 30 y 18 desprendimientos, respectivamente (panel inferior, Figura 17).

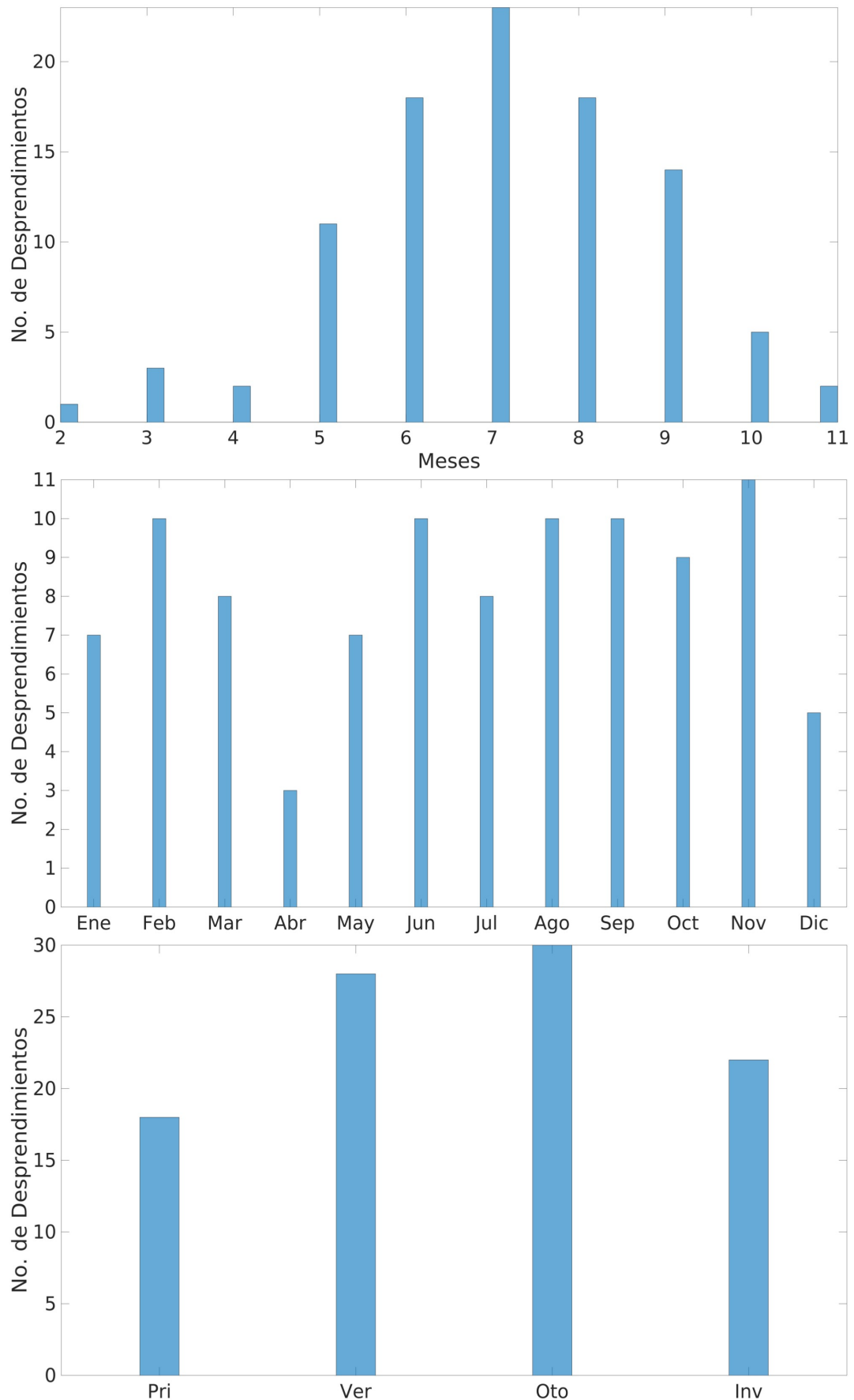


Figura 17. Histogramas de FESOM-HR. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.

8.1.3. FESOM XR

Los datos de FESOM-XR, experimento de mayor resolución espacial, con periodo 1990-2007 (18 años), arrojó como resultado un total de 31 remolinos desprendidos, lo que equivale a 1.72 remolinos por año. El promedio en el periodo de desprendimiento y su desviación estándar fueron respectivamente 6.76 meses y $\sigma = \pm 2.68$. El periodo máximo y mínimo de desprendimiento corresponde a doce meses y un mes, respectivamente. La evolución temporal de la Corriente del Lazo tuvo como longitud promedio, desviación estándar, latitud y longitud de penetración máxima, 1549 kilómetros, $\sigma = \pm 374$, 28.26 °N y -92.46 °W, respectivamente, la longitud máxima (mínima) fue 2455 km (889 km). Además, la moda del periodo fue ~9 meses (panel superior, Figura 18).

La distribución del periodo de desprendimiento tuvo una variabilidad que fue desde un mes hasta doce meses, con ausencia de desprendimientos con periodo de dos y tres meses. El mes con más eventos fue septiembre con seis, seguido de agosto con cinco. Asimismo, no hubo eventos en los meses de junio y julio, siendo febrero, marzo, mayo y diciembre con dos desprendimientos los meses con la menor cantidad (panel central, Figura 18). La estación con más desprendimientos fue otoño con doce, seguida de primavera e invierno con siete y, finalmente, verano sólo con cinco (panel inferior, Figura 18).

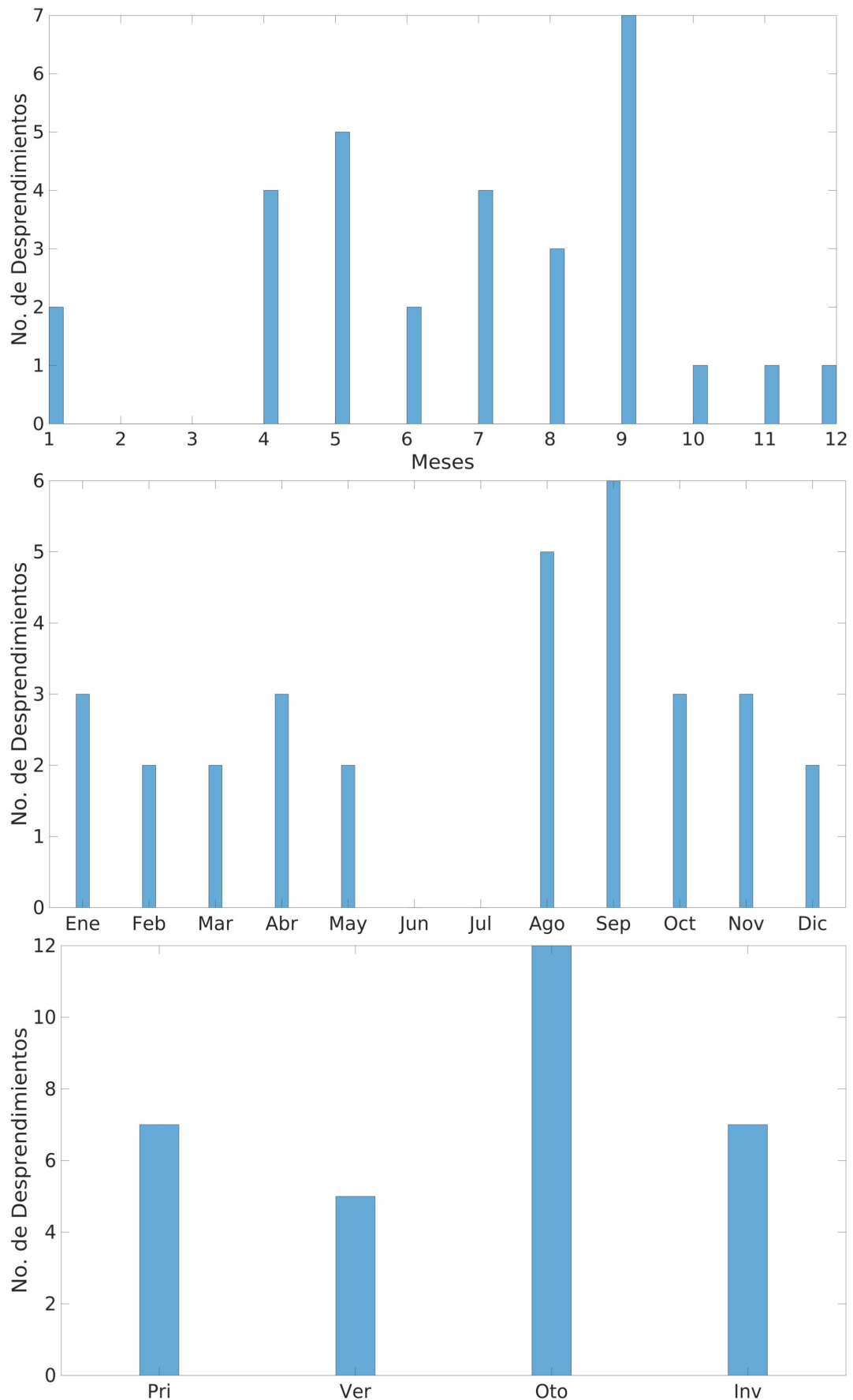


Figura 18. Histogramas de FESOM-XR. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.

8.1.4. FESOM/ECHAM6-T63

El análisis de los datos del experimento acoplado, con resolución espacial burda (T63) en la atmósfera, en el periodo de 1951-2008 (58 años), tiene como resultado un total de 53 desprendimientos, lo que representa 0.91 remolinos por año. El promedio en el periodo de desprendimientos fue 13.15 meses, cuya desviación estándar fue $\sigma = \pm 4.55$. Asimismo, los intervalos de tiempo máximo y mínimo entre desprendimiento fueron 28 y 2 meses, respectivamente. La Corriente del Lazo presentó una longitud promedio de 1155 kilómetros y una desviación estándar de $\sigma = \pm 299$, con valores extremos de longitud de 2246 km y 832 km, respectivamente. En cuanto a la máxima penetración de la Corriente del Lazo dentro del Golfo de México, se registraron una latitud de 27.37 °N y una longitud de -90.03 °W.

El número de remolinos por intervalo de desprendimiento presentó un moda de ~13 meses (panel superior, Figura 19).

El número de remolinos por mes presenta una distribución modal, siendo agosto con 13 el mes con mayor cantidad de desprendimientos. Cabe resaltar que durante los meses de enero, marzo y diciembre, no se desprendió ningún remolino (panel central, Figura 19). Asimismo, el mayor número de remolinos desprendidos ocurrió en verano con 31 eventos, a esto le siguió otoño con 16, primavera con cinco y, finalmente, la temporada de invierno con sólo un evento (panel inferior, Figura 19).

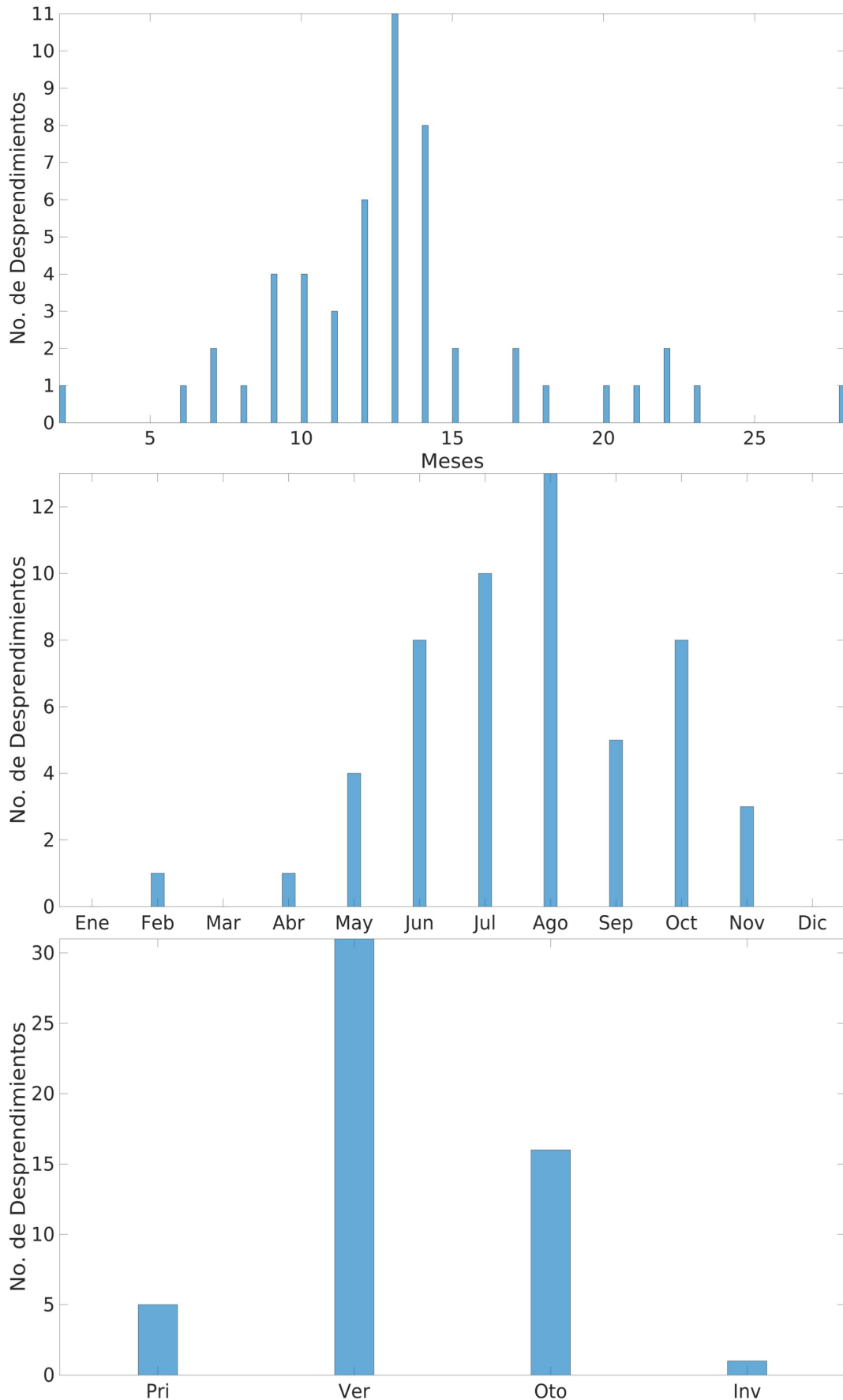


Figura 19. Histogramas de FESOM/ECHAM6-T63. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.

8.1.5. FESOM/ECHAM6-T127

Las salidas del experimento acoplado, con resolución fina (T127) en la atmósfera, con periodo de tiempo 1951-2008 (58 años), tuvo como resultado un total de 52 remolinos desprendidos, lo que representa una cantidad de 0.89 eventos por año. El promedio del periodo de separación y su desviación estándar fueron 13.39 meses y $\sigma = \pm 4.98$, respectivamente. En este experimento, el rango de los periodos de separación fue muy variable, con periodos de desprendimiento máximo y mínimo de 35 y 5 meses, respectivamente. La variabilidad temporal de la Corriente del Lazo presentó una longitud promedio, desviación estándar, así como longitud máxima y mínima de 1150 kilómetros, $\sigma = \pm 289$, 2107 km y 840 km, respectivamente. En cuanto a los valores extremos de penetración, se obtuvieron una latitud de 24.82 °N y longitud de -86.38 °W.

La moda en el periodo de desprendimiento fue de ~13 meses (panel superior, Figura 20).

El número de remolinos por mes presenta una distribución modal, siendo agosto con 12 el mes con mayor cantidad de desprendimientos. Cabe destacar que durante los meses de enero, febrero y noviembre, no se desprendió ningún remolino (panel central, Figura 20). Asimismo, el mayor número de remolinos desprendidos ocurrió en verano con 32 eventos, a esto le siguió otoño con 10, primavera con nueve y, finalmente, invierno con sólo un evento (panel inferior, Figura 20).

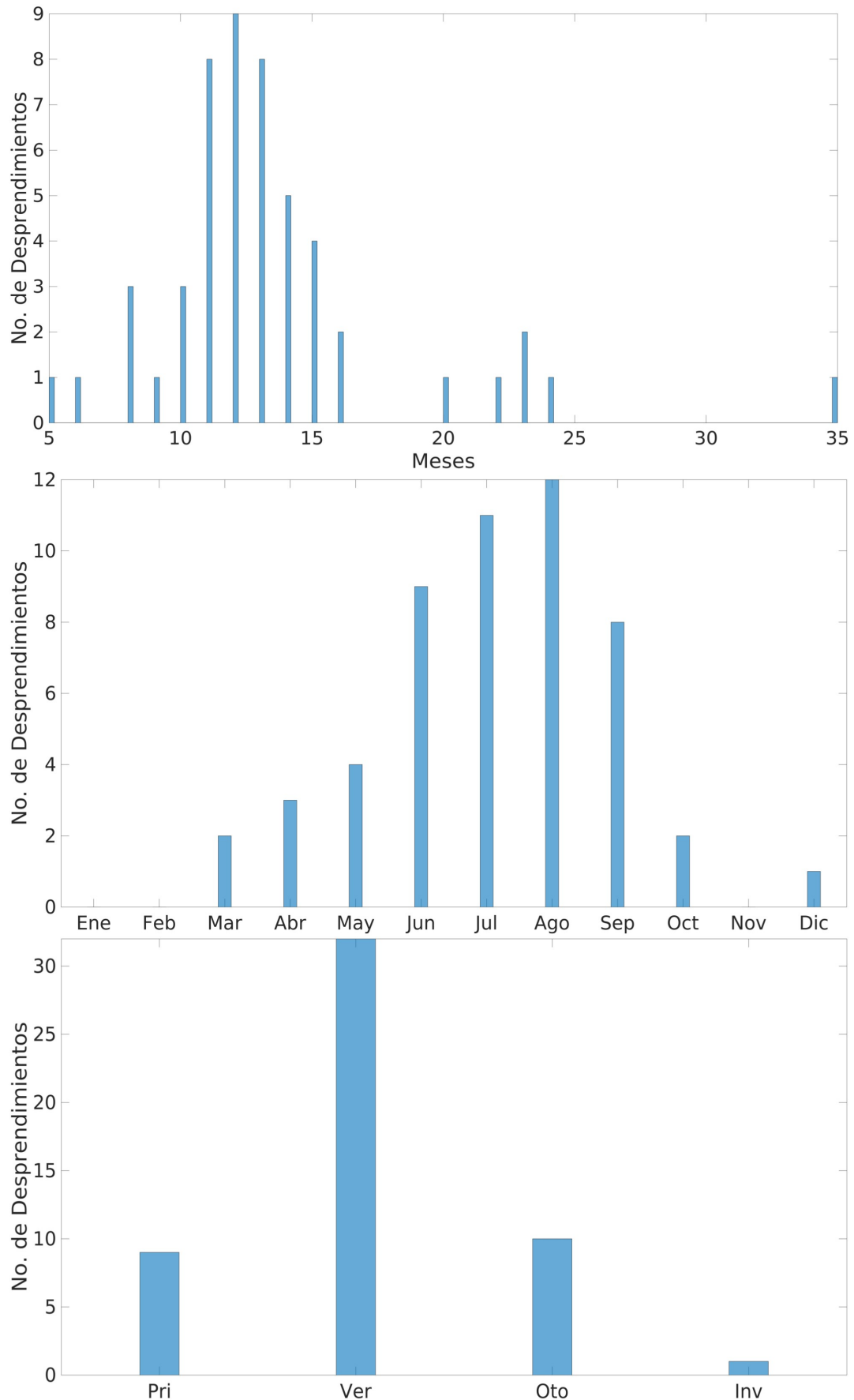


Figura 20. Histogramas de FESOM/ECHAM6-T127. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.

8.1.6. AVISO

Durante el periodo de 1993-2016 (24 años), los datos de altimetría mostraron un total de 32 remolinos desprendidos de la Corriente del Lazo, lo que representa 1.33 eventos por año. El periodo de tiempo entre desprendimientos tuvo un promedio de 8.38 meses, con una desviación estándar de $\sigma = \pm 5.55$ y valores máximo y mínimo de 25 meses y un mes, respectivamente. La variabilidad de la Corriente del Lazo tuvo una longitud promedio de 1317 kilómetros, una desviación estándar de $\sigma = \pm 395$, y longitudes máxima y mínima de 2431 km y 653 km, respectivamente. La penetración de la Corriente del Lazo alcanzó sus valores máximos a una latitud de 28.41 °N y a una longitud de -93.04 °W.

La distribución del número de remolinos desprendidos por intervalo de tiempo fue bimodal, siendo la máxima frecuencia absoluta de eventos cuatro y correspondiendo a los periodos de tres y seis meses (panel superior, Figura 21).

La distribución por meses tuvo un máximo en septiembre con seis eventos, seguido de abril con cuatro, y un mínimo en enero, mayo, noviembre y diciembre con sólo un remolino (panel central, Figura 21). En cuanto a la distribución por estaciones, en otoño ocurrió el mayor número de desprendimientos con 10, seguido de verano con nueve, primavera con ocho y, finalmente, invierno con cinco (panel inferior, Figura 21).

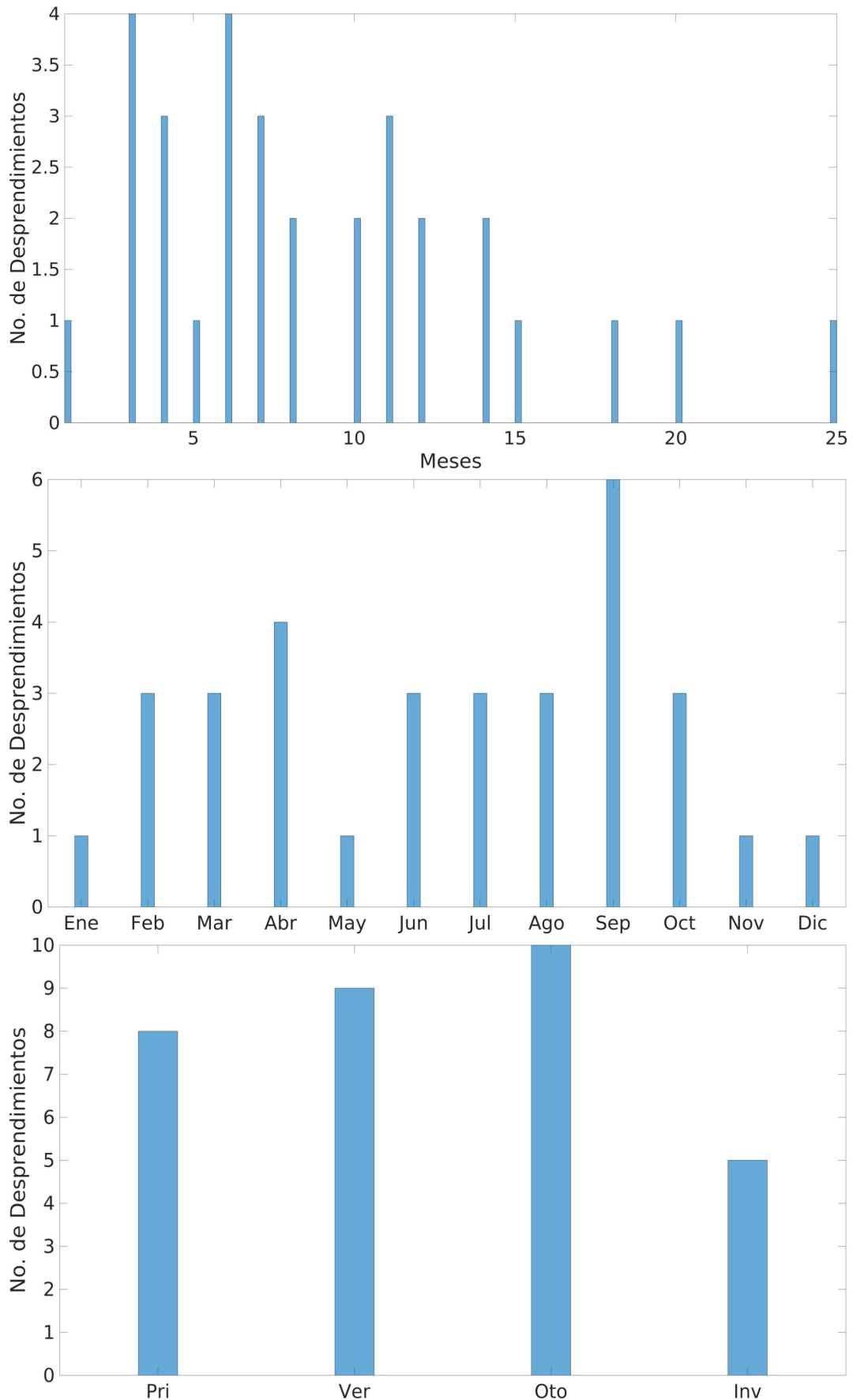


Figura 21. Histogramas de AVISO. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.

8.1.7. HYCOM

En la serie de datos del modelo HYCOM, con un periodo de 1992-2012, ocurrieron 30 desprendimientos, lo que arroja 1.42 eventos por año. El promedio del periodo de desprendimiento y su desviación estándar fueron 8.03 meses y $\sigma = \pm 4.88$, respectivamente. Asimismo, el periodo máximo y mínimo fueron 19 meses y un mes, respectivamente.

La distribución del periodo de desprendimiento presentó una moda de ~10 meses con cinco eventos, seguido de uno y nueve meses con tres eventos (panel superior, Figura 22). La distribución por meses tuvo un máximo en marzo con seis eventos, seguido de agosto y septiembre con cuatro y un mínimo en junio, julio, octubre y diciembre con sólo un remolino (panel central, Figura 22). En cuanto a la distribución por estaciones, en primavera ocurrieron el mayor número de remolinos con 11, seguido de otoño con siete y finalmente verano e invierno con seis (panel inferior, Figura 22).

Ya que no se contó con los campos espaciales de HYCOM, no fue posible obtener las estadísticas que se muestran en los resultados de los otros modelos.

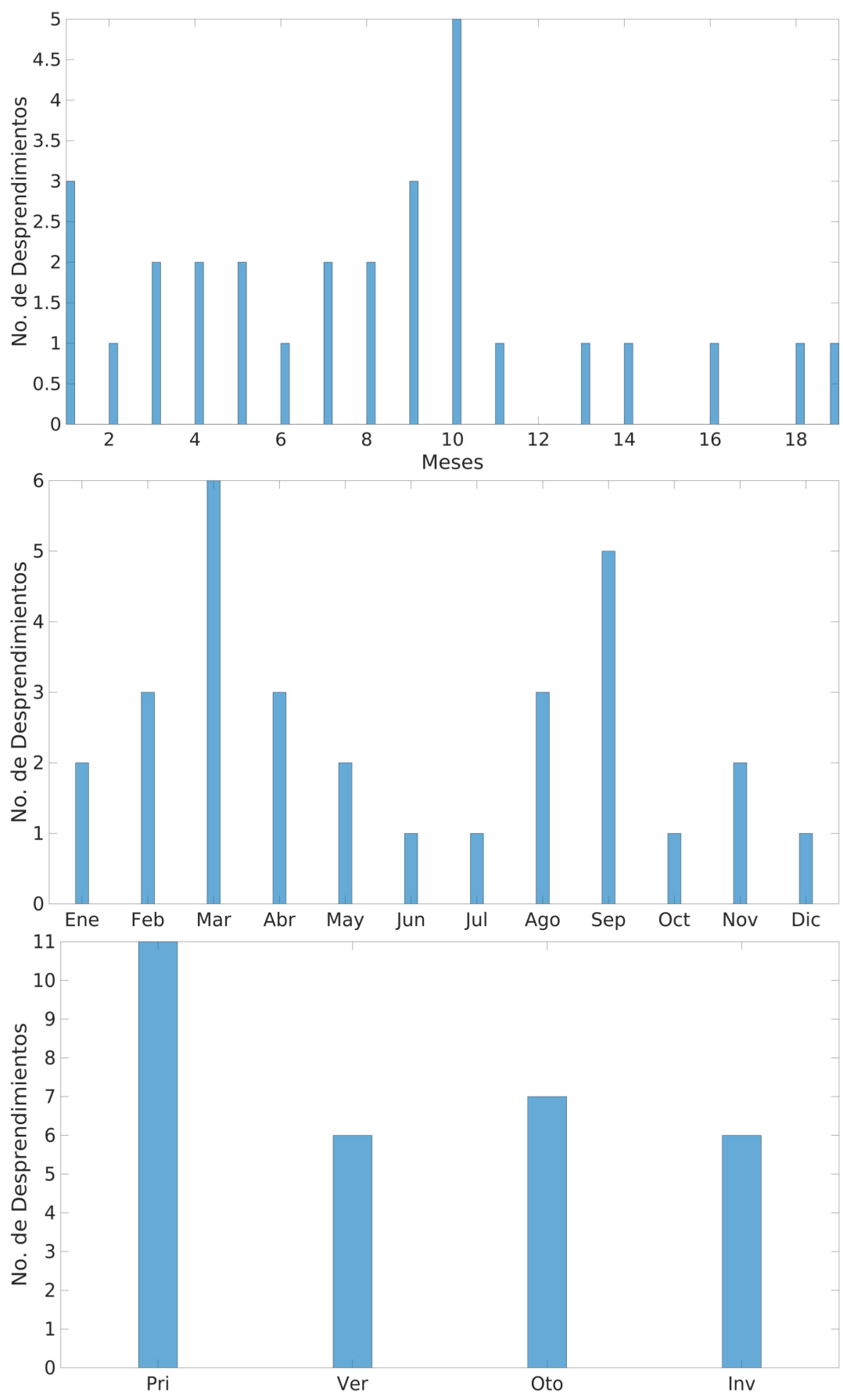


Figura 22. Histogramas de HYCOM. Panel superior) Número de remolinos por periodo de desprendimiento. Panel central) Número de desprendimientos por mes. Panel inferior) Número de desprendimientos por estación.

8.2. Series de tiempo

En las series de tiempo que se muestran a continuación (Figuras 22, 23, 24 y 25), se registra en qué momento se desprendió un remolino de la Corriente del Lazo con respecto a su periodo (en meses). El eje horizontal de la serie es la numeración en años consecutivos del periodo de cada base de datos, comenzando con cero, hasta la cantidad de años que dura el periodo completo.

Ninguna de las series presenta algún patrón particular o que se repita en el tiempo, sin embargo a continuación se describen los rasgos más particulares de cada serie.

AVISO es la serie que presenta la variación más compleja, ya que eventos de poco periodo de duración suceden después de eventos con periodo más corto o más largo (y viceversa). Sólo en una ocasión se presentaron dos eventos consecutivos con el mismo periodo, el cual fue de cuatro meses. Asimismo sucedieron tres eventos, uno tras de otro, de periodo mayor a diez meses, sin embargo, el de mayor duración (25 meses) fue anterior a uno de diez meses y posterior a uno de siete meses.

Las series FESOM/ECHAM6-T63 y FESOM/ECHAM6-T127 fueron bastante similares al centrarse en desprendimientos con periodos entre diez y 15 meses. Los eventos que duraron más tiempo en desprenderse, ocurrieron después de un desprendimiento con un periodo menor a la mitad de su periodo. La mayor diferencia entre las dos series fue que FESOM/ECHAM6-T127 presenta más desprendimientos consecutivos con el mismo periodo, además de algunas tercias (tres eventos seguidos), cuyos periodos se incrementaron de forma ascendente. En contraste las tercias en FESOM/ECHAM6-T63 ocurrieron tanto de forma ascendente, como descendente. Asimismo, sólo en una ocasión se desprendieron dos consecutivos con el mismo periodo (diez meses).

En las series de FESOM-HR y FESOM-XR ocurrieron eventos consecutivos con el mismo periodo, pero con uno o dos desprendimientos de menor periodo entre ellos. Asimismo en ninguna de estas series se desprendió un remolino con periodo mayor a una año. A pesar de que en ambas series la mayoría de los remolinos se desprendieron con un periodo entre

cinco y nueve meses, también sucedieron eventos con un periodo menor a dos meses, cuya particularidad fue que ocurrieron después de un remolino con periodo mayor a siete meses.

En la serie STORM-MPIOM la mayoría de desprendimientos tienen un periodo entre nueve y 12 meses. Los eventos que ocurrieron consecutivamente con el mismo periodo, en tercias o duplas, se desprenden después de ocho o nueve meses. Los remolinos que se desprendieron con periodo igual o menor a cinco meses, suceden antes o después de eventos cuyo periodo es mayor a ochos meses. Finalmente sólo cuatro eventos se desprendieron con una duración mayor a un año.

En dos terceras partes de la serie HYCOM los remolinos se desprenden con un periodo ascendente (con mayor duración que su antecesor), ésto sigue ocurriendo hasta que se presenta un evento con periodo igual o menor a dos meses, seguido de un remolino con periodo mayor a 17 meses, y otro remolino con periodo menor a dos meses. En los últimos seis años de la serie ocurren desprendimientos tanto con periodos de duración ascendente como descendente, en los que un mes después se desprende otro remolino.

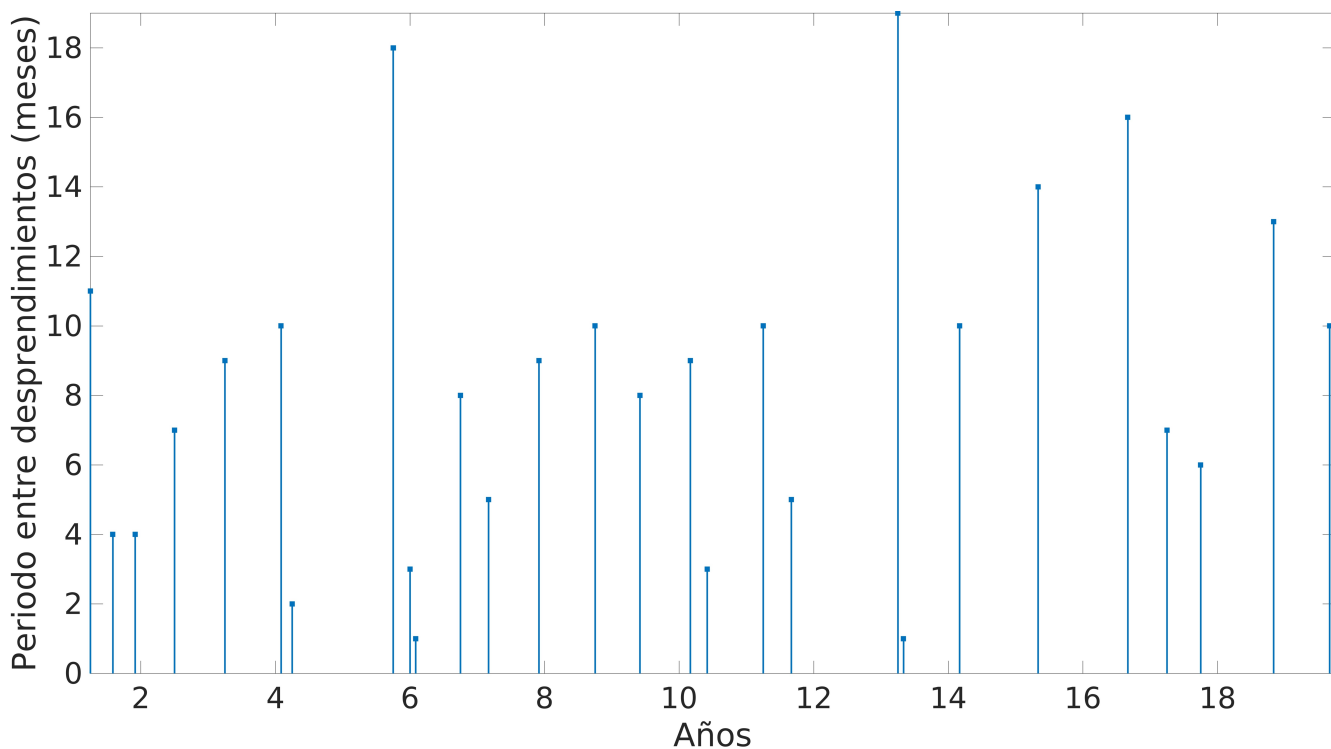


Figura 22. Serie de tiempo de los periodos de desprendimiento de HYCOM.

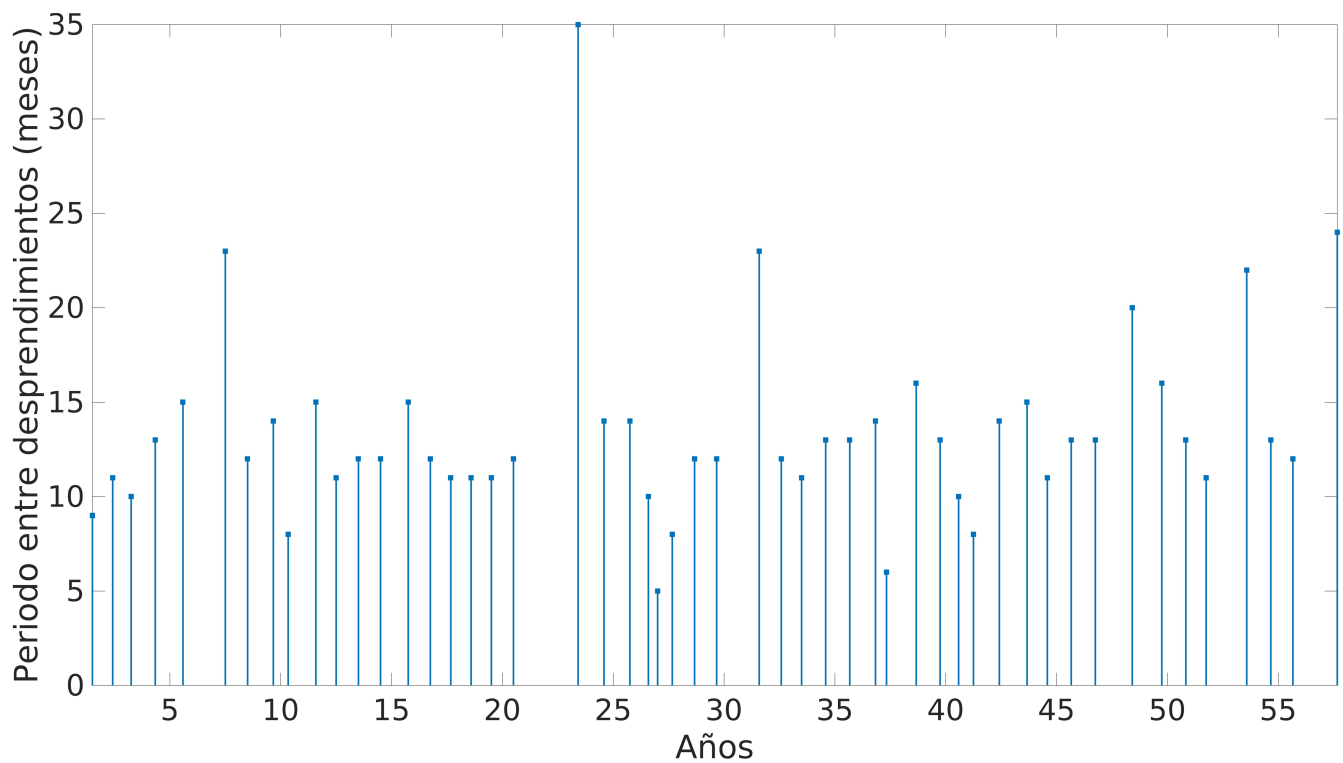
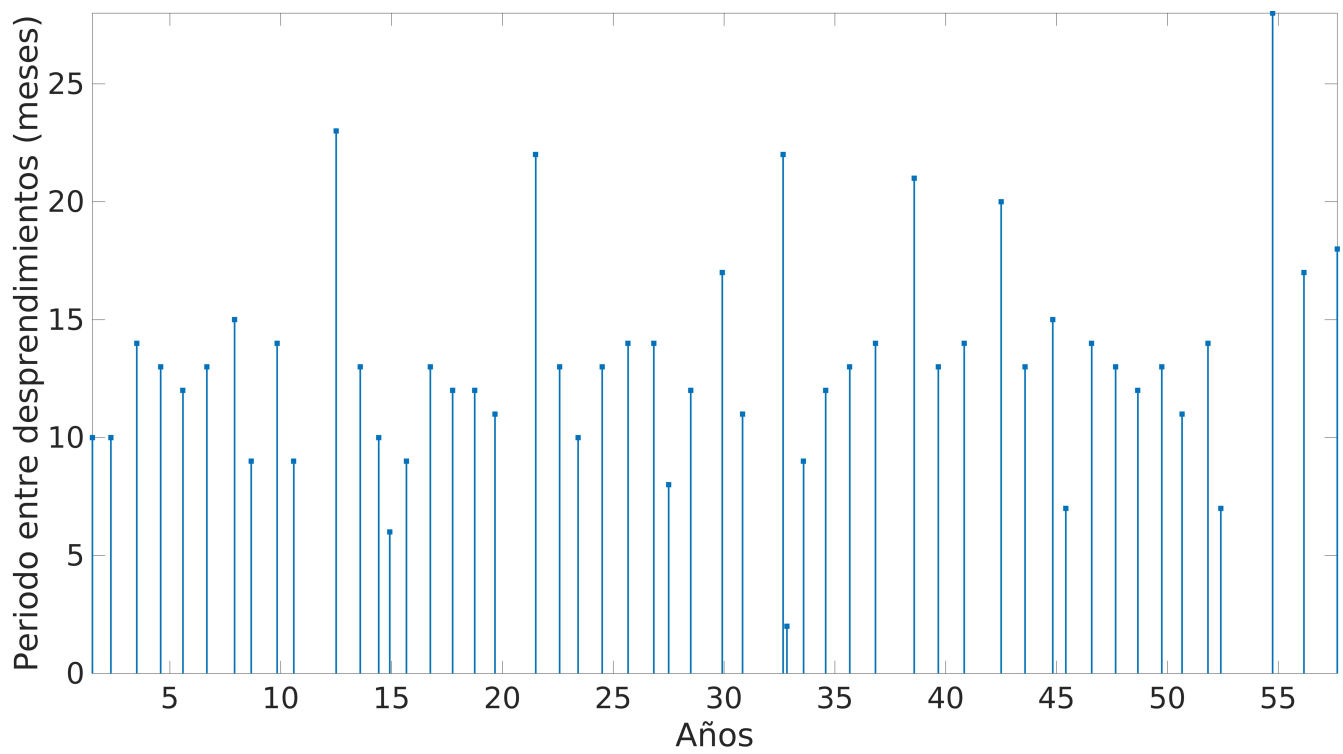


Figura 23. Serie de tiempo de los periodos de desprendimiento. Panel superior) FESOM/ECHAM6-T63. Panel inferior) FESOM/ECHAM6-T127.

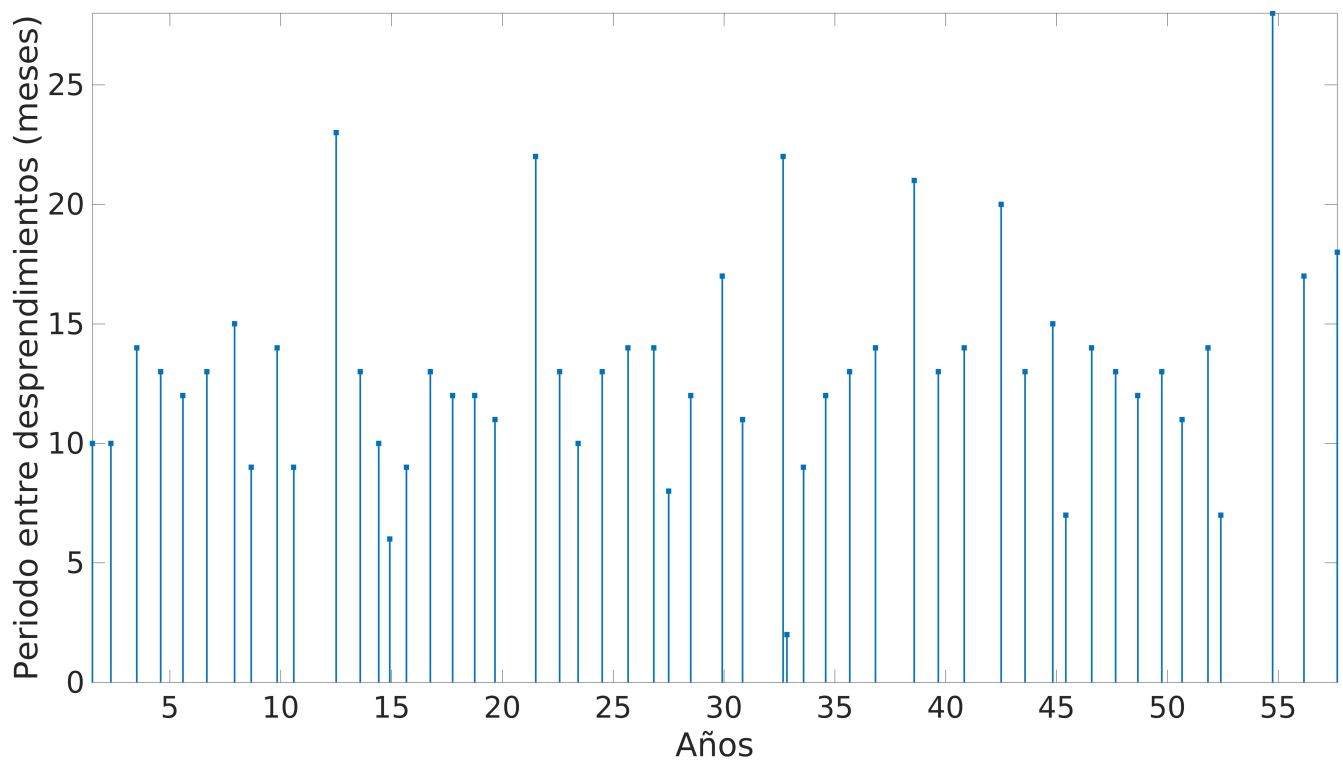
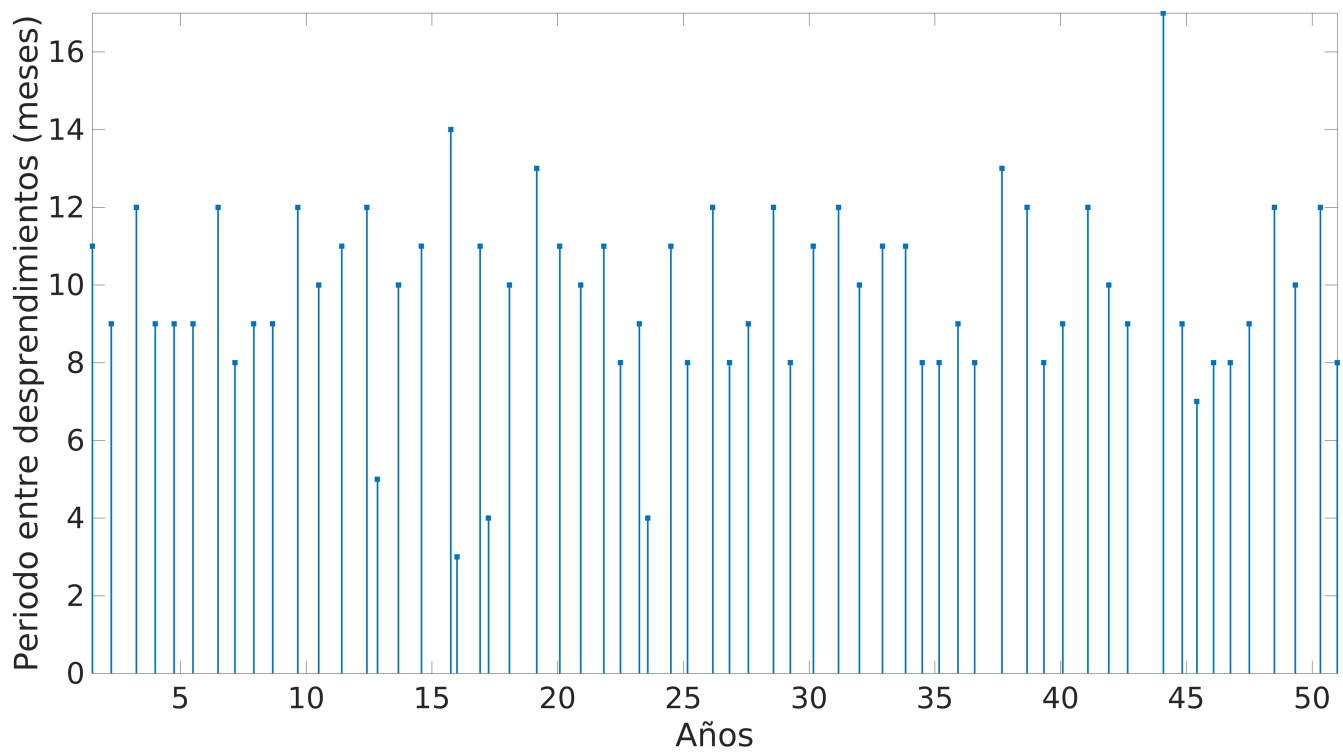


Figura 24. Serie de tiempo de los periodos de desprendimiento. Panel superior) STORM-MPIOM. Panel inferior) FESOM-HR.

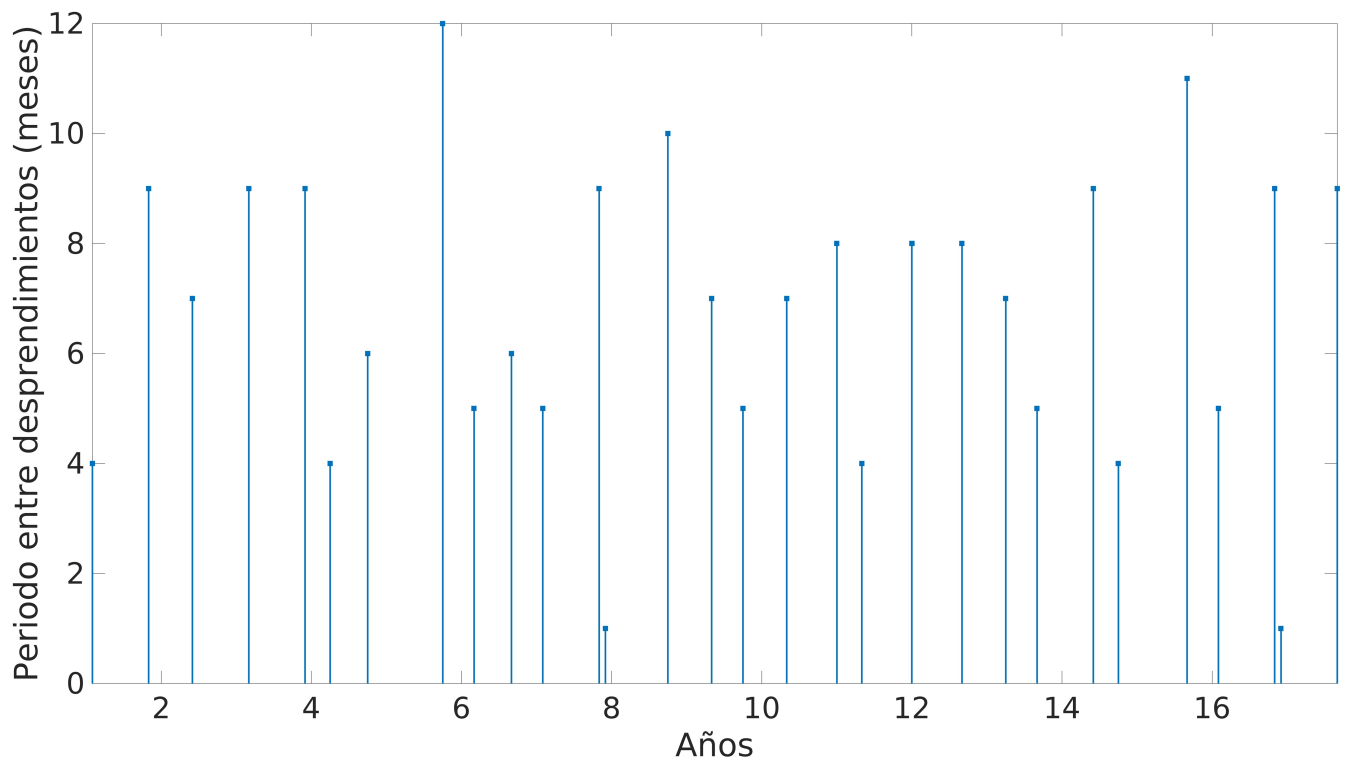
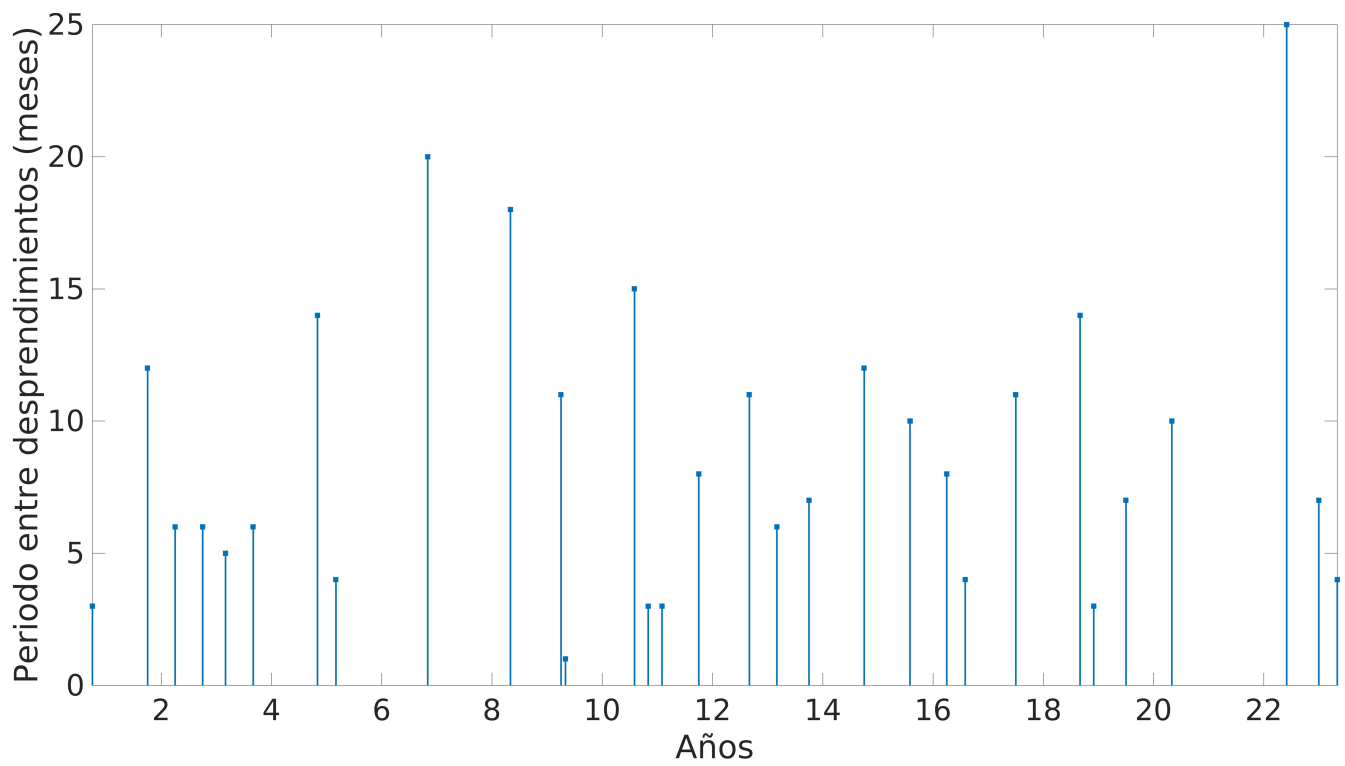


Figura 25. Serie de tiempo de los periodos de desprendimiento. Panel superior) AVISO. Panel inferior) FESOM-XR.

8.3. Desviación estándar temporal de la altura del nivel del mar

Los campos de desviación estándar de la altura del nivel del mar (DEANM), que se describen a continuación, serán divididos en tres regiones espaciales para su mejor comprensión. Estas regiones están acotadas en ciertos límites latitudinales y longitudinales. La primera región (R1) se encuentra entre las latitudes [18 °N,30 °N] y Longitudes [-98 °W,-90 °W]. Esta región es la parte más occidental del Golfo de México; en ella los remolinos, después de desprenderse y viajar a través del golfo, comienzan a amortiguarse para posteriormente desintegrarse. La segunda región (R2) es la más oriental del Golfo de México y está localizada entre las latitudes [22 °N,32 °N] y longitudes [-90 °W,-82 °W]. En esta región es en donde la Corriente del Lazo adquiere su forma típica de herradura, rodeando a Cuba, y es en donde los remolinos se desprenden de ella. Finalmente, la tercera región (R3) se encuentra acotada entre las latitudes [18 °N,22 °N] y longitudes [-88 °W,-82 °W]. Esta región corresponde a la zona del Canal de Yucatán y es en donde las aguas provenientes del Mar Caribe entran al Golfo de México. Note que los valores de DEANM están en metros y que la DEANM de AVISO es la altura absoluta sobre el geoide menos su tendencia lineal.

La zona occidental de R1 en AVISO (Figura 26-a), presenta una disminución rápida de la DEANM con valores cercanos a $\sim \pm 0.2$ y que decrecen hasta alcanzar un valor de $\sim \pm 0.12$. Este decremento mantiene una trayectoria zonal centrada en la latitud ~ 26 °N que después se inclina hacia el sur de R1 hasta alcanzar la latitud ~ 21 °N. También hay una región limitada por las latitudes [24 °N , 27 °N] y longitudes [-96 °W,-94 °W] en donde la DEANM vuelve a aumentar hasta alcanzar valores cercanos a ± 0.15 . En la región R2, DEANM tiene un máximo de $\sim \pm 0.2$ cercano a Cuba, este valor presenta una trayectoria en dirección noroeste, comenzando en la latitud 23 °N y llegando a la región más occidental de R2 (28 °N). En la región R3 hay un máximo de DEANM ($\sim \pm 12$) cercano a Cuba (21 °N,-85 °W) y que mantiene una trayectoria hacia el suroeste, hasta alcanzar la coordenada 18 °N y -86 °W.

El patrón espacial de DEANM en FESOM/ECHAM6-T63 (Figura 26-e) y FESOM/ECHAM6-T127 (Figura 26-f) es bastante similar, ya que presentan la misma configuración espacial, sin embargo los valores de DEANM en FESOM/ECHAM6-T127 tienen una magnitud mayor y se esparcen a través de un área más grande en comparación con los de FESOM/ECHAM6-T63.

La región R1 comienza con un valor de $\sim \pm 0.17$ en la latitud 25°N y presenta una trayectoria hacia el suroeste disminuyendo su magnitud hasta alcanzar un valor de $\sim \pm 0.1$ en la coordenada $[23^\circ\text{N}, -93^\circ\text{W}]$; en este lugar termina el contorno con valor $\sim \pm 0.1$. Asimismo, hay un contorno circular al oeste de R1, cuya DEANM es de $\sim \pm 0.13$ y es en esta localidad donde los remolinos se desintegran. En la región R2 próxima a Cuba, la DEANM de ± 0.2 tiene una trayectoria curva hacia el noroeste, disminuyendo su magnitud paulatinamente hasta alcanzar el borde occidental de R2. En la región R3 hay un contorno circular al sur de la costa oeste de Cuba, cuyo valor inicial de $\sim \pm 0.13$ decrece, de forma radial, hasta alcanzar una magnitud de $\sim \pm 0.07$.

En la región R2 de STORM-MPIOM (Figura 26-b), al norte de Cuba, la DEANM con magnitud $\sim \pm 0.2$ tiene una trayectoria hacia al noroeste hasta alcanzar un máximo de $\sim \pm 0.35$, para posteriormente mantener una trayectoria recta hacia el oeste, disminuyendo paulatinamente hasta el oeste de la región R1. En la región R3, el valor máximo de DEANM ($\sim \pm 0.12$) se encuentra justo al sur de Cuba, el cual disminuye gradualmente hacia el sur hasta alcanzar un valor de $\sim \pm 0.08$ en la latitud 18°N .

La región R1 de FESOM-HR (Figura 26-c) comienza con valores de $\sim \pm 0.12$ en la latitud de 26°N , éstos van disminuyendo hacia el oeste de la región con una trayectoria recta. En la longitud -96°W el valor de DEANM se reduce hasta $\sim \pm 0.08$. Asimismo en la región R2 el valor máximo ($\sim \pm 0.18$), se encuentra en la coordenada $[25^\circ\text{N}, -84^\circ\text{W}]$, desde este sitio la DEANM comienza a disminuir progresivamente de forma radial hasta un valor de $\sim \pm 0.12$. Los valores de DEANM en la región R3 son bastante homogéneos, con valores que van de ± 0.05 a ± 0.08 .

La DEANM en la región R1 de FESOM-XR (Figura 26-d) comienza con valores de $\sim \pm 0.2$ en la latitud 26°N , los que después disminuyen progresivamente hacia el oeste hasta alcanzar un valor de $\sim \pm 0.08$. La DEANM de $\sim \pm 0.2$, en la región R2, comenzando al norte de Cuba mantiene un valor constante, con trayectoria hacia el noroeste hasta llegar al límite occidental de la región R2. Mientras que en la región R3, el valor de $\sim \pm 0.09$ disminuye de forma radial hasta alcanzar una magnitud de $\sim \pm 0.04$.

Finalmente, los patrones espaciales de DEANM en FESOM/ECHAM6_CO-T63 y FESOM/ECHAM6_CO-T127 (Figura 26-f) presentan, en todo el dominio (R1, R2 y R3), tanto una configuración espacial como una magnitud de DEANM muy similar entre sí. Debido a esto sólo se muestran los resultados correspondientes a FESOM/ECHAM6_CO-T127, en donde la variabilidad de DEANM, en todo el dominio, presenta valores que van de ± 0.02 a ± 0.08 .

Los modelos que simularon mejor la DEANM, tanto en la región R1 como en la región R2 fueron HYCOM, STORM-MPIOM Y FESOM-XR, ya que en éstos el proceso de amortiguamiento de los remolinos se extendió más allá de los -95°W sobre la franja latitudinal de 26°N , semejante a lo que sucede en AVISO. STORM-MPIOM sobrestima la variabilidad de DEANM, mientras que FESOM-XR la subestima pero con un patrón espacial más similar a AVISO. El modelo HYCOM es el que mejor reproduce la DEANM, tanto en su magnitud como en su variabilidad espacial. En contraste, los modelos acoplados FESOM/ECHAM6 (con ambas resoluciones en la atmósfera) no simulan de forma correcta la DEANM, ya que hacen que los remolinos se curven hacia el suroeste hasta los 24°N . Cabe resaltar que la simulación de HYCOM utilizan un dominio regional y usa datos diarios, simulados por el modelo WRF, para forzar el campo superficial.

La región R3 es simulada mejor por FESOM/ECHAM6, ya que tanto el patrón espacial como la magnitud de DEANM coincide mejor con respecto a los datos de AVISO. Nótese que el patrón espacial de R3, en todos los modelos oceánicos de alta resolución (FESOM-XR, HYCOM y STORM-MPIOM), es similar entre sí, ya que la variabilidad de DEANM va en línea recta, de este a oeste en R3, sin curvarse hacia el norte. Cabe resaltar que en FESOM-XR la variabilidad en R3 presenta una ligera curvatura hacia el norte, sin embargo ésta sigue teniendo un patrón más similar a los otros modelos oceánicos de alta resolución, que con los datos de altimetría y los modelos acoplados.

FESOM-C/ECHAM6_CO-T127 tuvo, en todo el dominio, un valor constante de DEANM ya que su resolución espacial (~ 60 km) no resuelve los remolinos de mesoescala. Note que varias de las componentes oceánicas utilizadas en los modelos del clima para el CMIP5 (por sus siglas en inglés, Coupled Model Intercomparison Project), tienen una resolución espacial de ~ 100 km. Estos modelos son incapaces de resolver explícitamente los movimientos de

mesoescala asociados con el radios de Rossby local. Cabe resaltar que aunque una buena resolución espacial puede ayudar a mejorar la simulación en la variabilidad de las estructuras de mesoescala (como remolinos), ésto no es un criterio suficiente para simularlas, ya que utilizar dos puntos de malla para resolver el radio local de Rossby puede suprimir los procesos de inestabilidad o amortiguar la variabilidad de los remolinos (Sein et al., 2017; Sein et al., 2018).

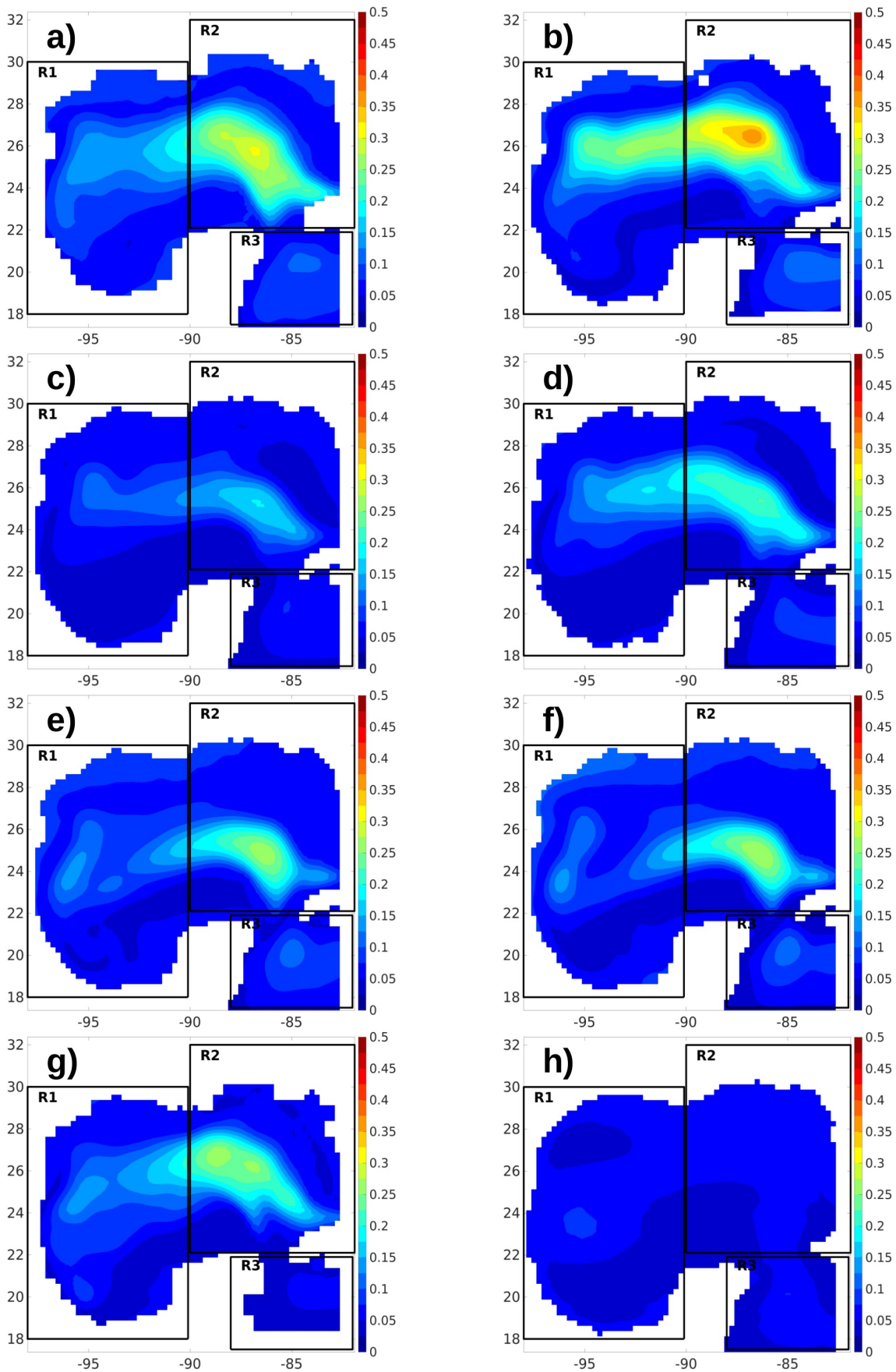


Figura 26. Desviación estándar temporal de la altura del nivel del mar. a) AVISO (desviación estándar de la altura absoluta menos la tendencia lineal) b) STORM-MPIOM c) FESOM-HR d) FESOM-XR e) FESOM/ECHAM6-T63 f) FESOM/ECHAM6-T127 g) HYCOM h) FESOM-C/ECHAM6_CO-T127.

8.4. Patrones espaciales (Modos)

En AVISO (Figura 27) se presentan cuatro modos distintos de separación. El primero es en donde la Corriente del Lazo tiene una elongación tal, que ésta se rompe en dos secciones en un periodo de tiempo menor a un mes, lo que genera dos remolinos anticiclónicos; este modo es llamado M_{doble} (o sólo *Doble*). El segundo modo ocurre cuando la Corriente del Lazo es *estrangulada*, en su base (al noroeste de Cuba), por un ciclón ubicado al norte de ésta, hasta que ocurre el desprendimiento, este modo es llamado M_{arriba} (o sólo *Arriba*). El siguiente modo es similar a M_{arriba} , con la diferencia que el ciclón que *estrangula* a la Corriente del Lazo está ubicado hacia el sur de ésta, así este modo es llamado M_{abajo} (o sólo *Abajo*). Finalmente en AVISO se presenta un modo más, en donde la Corriente del Lazo se elonga de manera similar que en M_{doble} , pero sólo se desprende un remolino de ella, este modo es llamado M_{elong} (o sólo *Elongado*).

En la serie de FESOM-XR (Figura 28) ocurren tres modos de desprendimiento diferentes, el M_{doble} , M_{arriba} y M_{elong} .

La serie FESOM/ECHAM6-T63 (Figura 29) presenta cuatro modos, M_{doble} , M_{arriba} , M_{abajo} y un modo en donde se combina el efecto de M_{arriba} y M_{abajo} , ya que la Corriente del Lazo es *estrangulada* desde ambas partes (norte y sur), este modo es llamado M_{ambos} (o sólo *Ambos*).

Finalmente, En la serie STORM-MPIOM (Figura 30) ocurren tres modos distintos de separación: M_{doble} , M_{arriba} y M_{elong} .

Note que los modelos oceánicos de alta resolución espacial FESOM-XR y STORM-MPIOM lograron reproducir el modo M_{elong} , el cual no fue simulado por el modelo acoplado FESOM/ECHAM6 con las dos resoluciones atmosféricas utilizadas. Esto se debe a que en el modelo acoplado la Corriente del Lazo tuvo una penetración máxima hasta la longitud de -86°W . En contraste, en los modelos oceánicos FESOM-XR, FESOM-HR y STORM-MPIOM la penetración máxima de la Corriente del Lazo fue mayor o igual a -90°W , pero menor a -93°W lo que representa una aproximación mejor a los datos de altimetría, donde la penetración máxima fue hasta una longitud de -93°W . Asimismo todos los modelos, a excepción del de dos capas y media, simularon el modo M_{doble} , lo que sugiere que estos modos están asociados a la física interna de los modelos, pero es necesaria una resolución mínima para

resolver los remolinos.

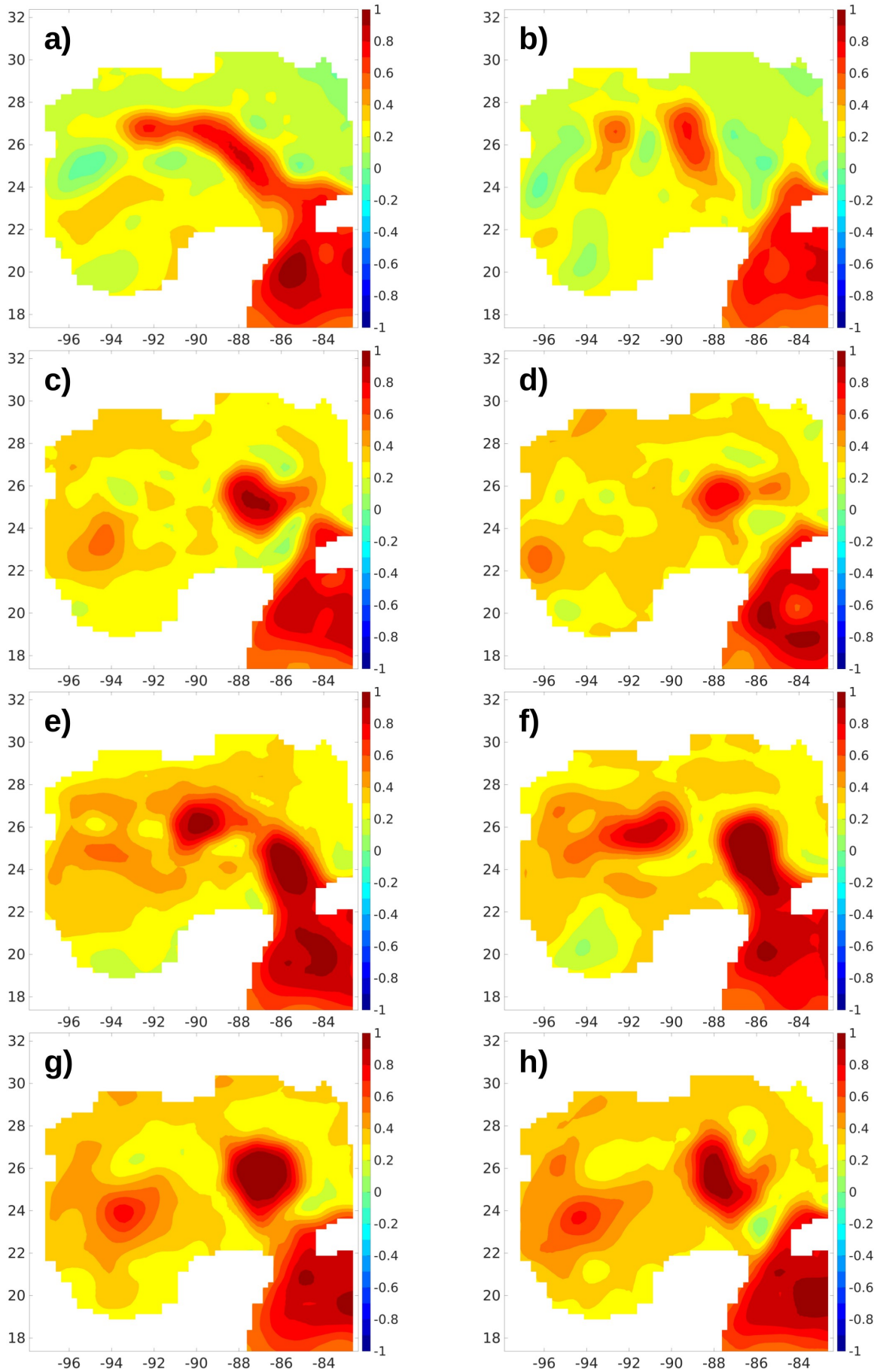


Figura 27. Modos de desprendimiento de AVISO. Las imágenes de la izquierda (derecha) son el momento previo (posterior) al desprendimiento. a-b) Doble. c-d) Abajo. e-f) Elongado. g-h) Arriba.

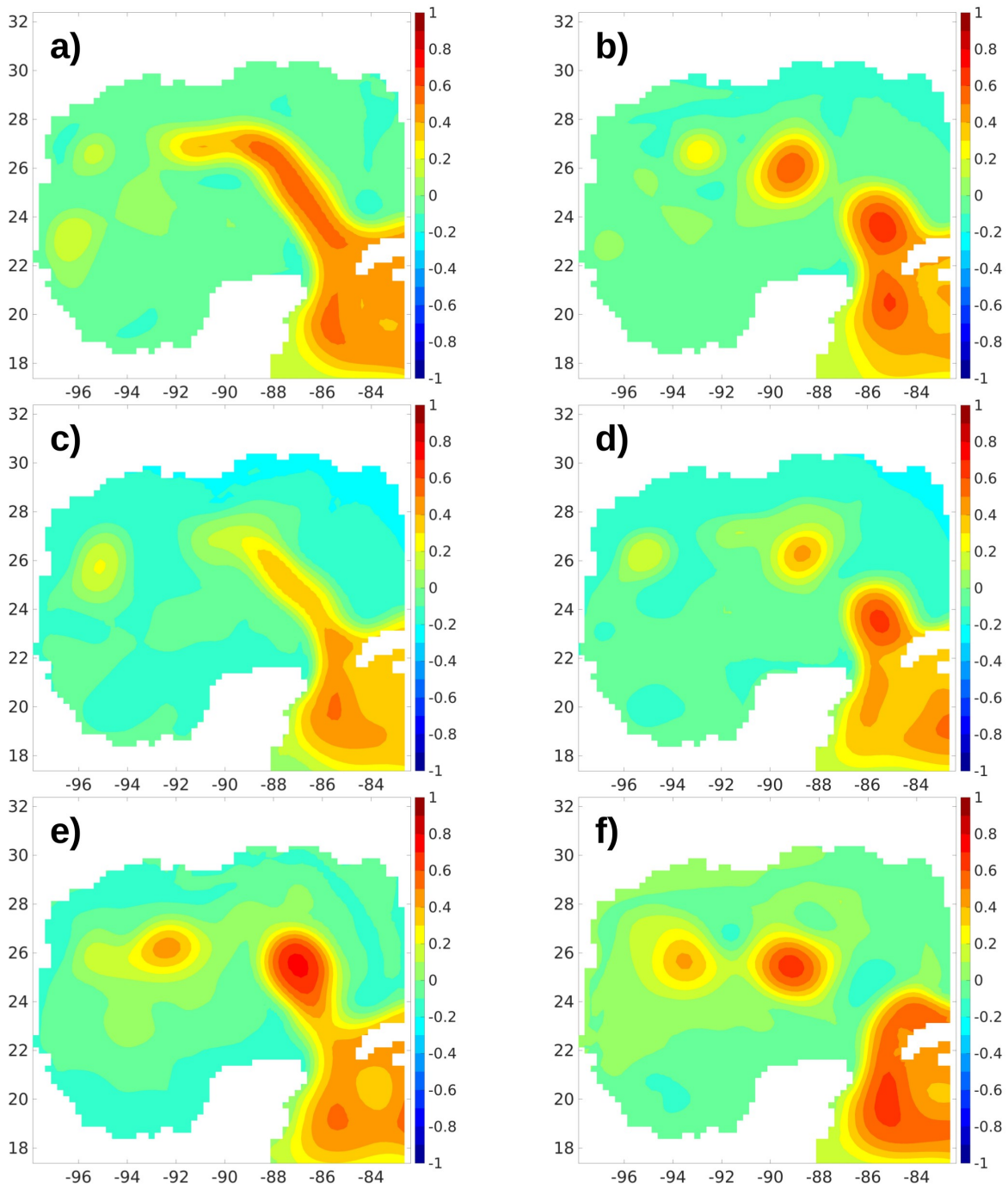


Figura 28. Modos de desprendimiento de FESOM-XR. Las imágenes de la izquierda (derecha) son el momento previo (posterior) al desprendimiento. a-b) Doble. c-d) Elongado. e-f) Arriba.

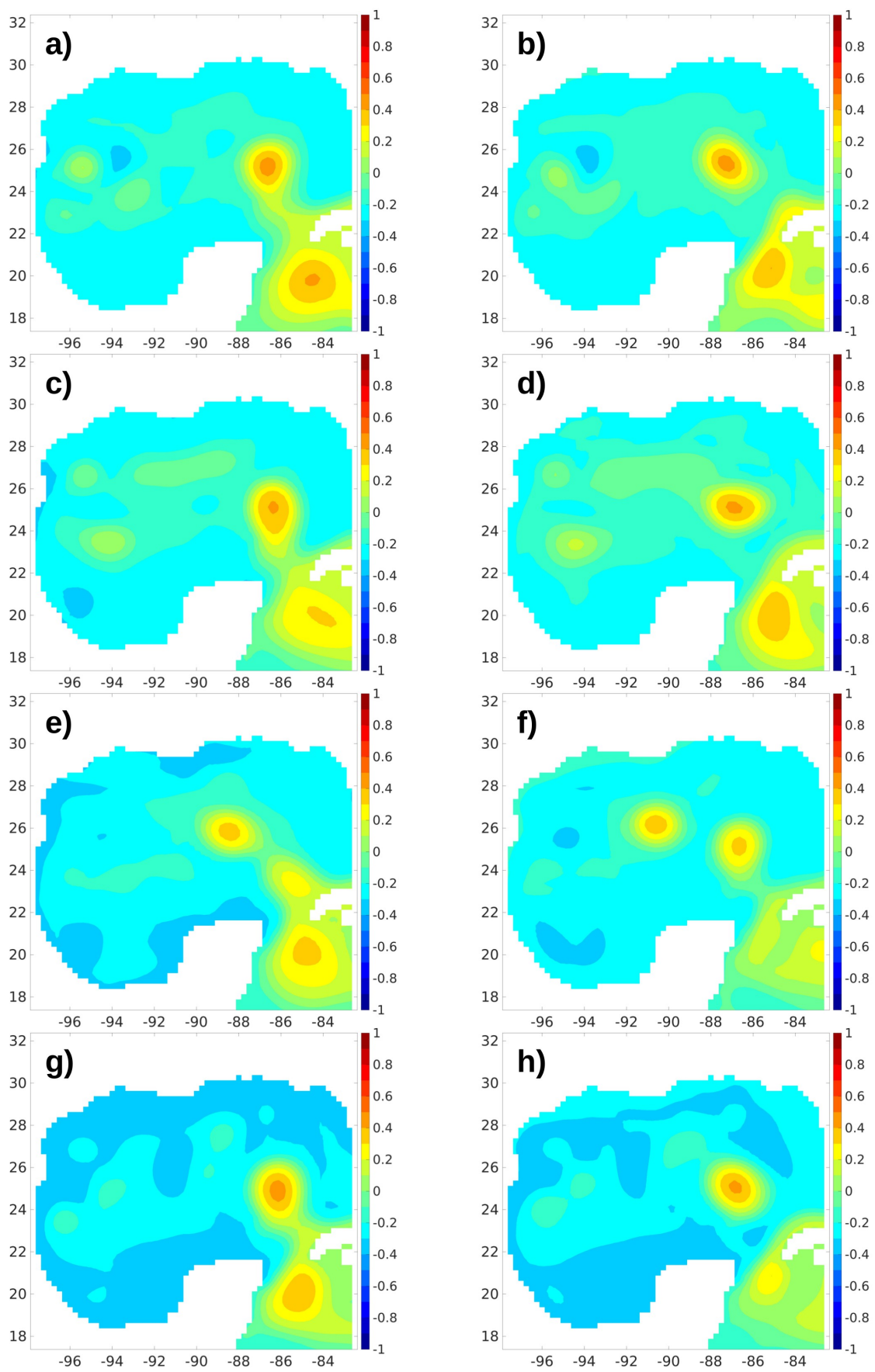


Figura 29. Modos de desprendimiento de FESOM/ECHAM-T63. Las imágenes de la izquierda (derecha) son el momento previo (posterior) al desprendimiento. a-b) Abajo. c-d) Arriba. e-f) Doble. g-h) Ambos.

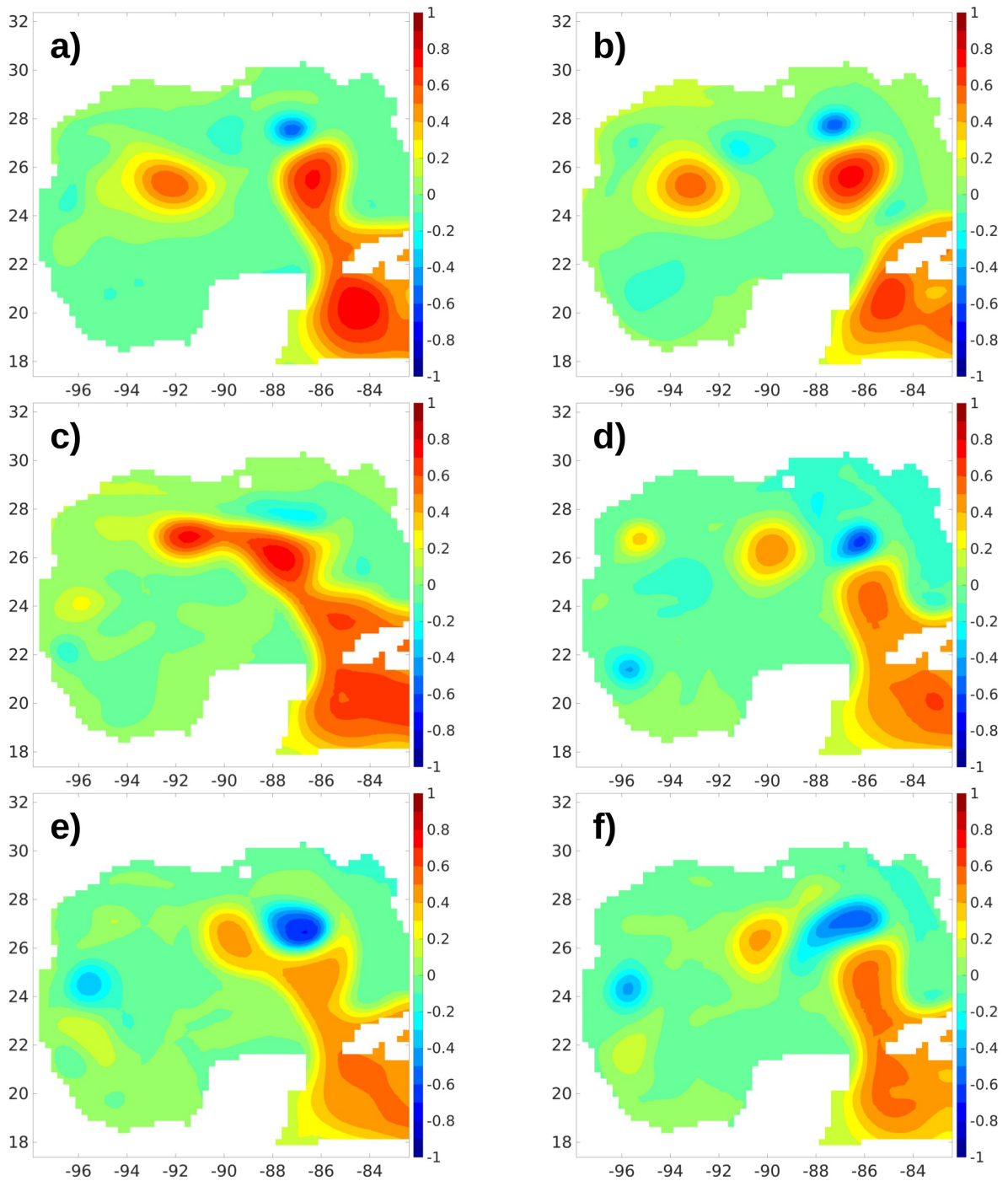


Figura 30. Modos de desprendimiento de STORM-MPIOM. Las imágenes de la izquierda (derecha) son el momento previo (posterior) al desprendimiento. a-b) Arriba. c-d) Doble. e-f) Elongado.

8.5. Temporalidad de los desprendimientos

El término *temporalidad*, se usa de ahora en adelante para indicar, que los remolinos se desprenden con mayor constancia en cierta época del año.

En la Tabla 9 se muestran los valores-P de la prueba χ^2 , con 3 grados de libertad ($df=3$), donde cada una de las primeras tres columnas corresponde a uno de los tres grupos estacionales utilizados (Grupo I, Grupo II y Grupo III). Las siguientes tres columnas de la Tabla 9 muestran, en color rojo, para qué valores-P la hipótesis nula se rechaza bajo el 95% de confianza. La hipótesis nula (H_0) indica que la distribución de los datos es uniforme.

En los tres grupos de FESOM/ECHAM6-T63 y FESOM/ECHAM6-T127 así como el Grupo II de FESOM-XR H_0 se rechaza, aceptando la hipótesis alternativa (H_a).

En todas las pruebas restantes H_0 se acepta, aún usando un intervalo del 90% de confianza. Sin embargo, es importante puntualizar que el Grupo II en HYCOM y AVISO tienen un valor-P de 0.14 y 0.12 respectivamente, quedándose H_0 marginal de ser rechazada al 90% de confianza. El hecho anterior será llamado *temporalidad marginal* de ahora en adelante.

Tabla 10. Valores-P de la prueba chi cuadrada.

	Valor P			95% de Confianza		
HYCOM 1992-2011	0.28	0.14	0.52	P > 0.05	P > 0.05	P > 0.05
FESOM XR 1990-2007	0.49	0.02	0.33	P > 0.05	P < 0.05	P > 0.05
FESOM HR 1951-2008	0.72	0.7	0.29	P > 0.05	P > 0.05	P > 0.05
FESOM/ECHAM6 ATM. T63 1951-2008	0	0	0	P < 0.05	P < 0.05	P < 0.05
FESOM/ECHAM6 ATM. T127 1951-2008	0	0	0	P < 0.05	P < 0.05	P < 0.05
SSH 0.25° AVISO 1993-2016	0.35	0.12	0.63	P > 0.05	P > 0.05	P > 0.05
STORM 0.1° MPIOM 1960-2010	0.93	0.91	0.32	P > 0.05	P > 0.05	P > 0.05

Hall & Leben (2006) utilizando la métrica de Leben (2005), para contabilizar y agrupar el desprendimiento de los remolinos por estaciones, aplicaron la prueba χ^2 encontrado que en los datos de AVISO, con periodo 1993-2012 ($N=28$), H_0 se rechaza en el grupo I y II.

Mientras que la serie de AVISO más los desprendimientos encontrados por Vukovich (2012), en el periodo 1978-1992 (AVISO + Vukovich, 2012 $N=44$), H_0 se rechaza en todos los grupos. Sin embargo ellos usaron la cantidad de desprendimientos, de la época de prealtimetría (1978-1992 $N=20$), para calcular el valor esperado en la hipótesis nula, esto hace que en la H_0 el valor esperado sea $E=5$ (ec. 7.1.1) con tres grados de libertad. Estandarizar la prueba de esta forma aumenta la probabilidad de aceptar H_0 en series con una cantidad de datos mayor al valor esperado, sin embargo en el presente estudio se usó la prueba formulando la hipótesis nula con el número total de eventos (N).

La *temporalidad marginal* (H_0 rechazada marginalmente al 90% de confianza), encontrada por nosotros, del Grupo II de AVISO, y la *temporalidad* (H_0 rechazada al 95% de confianza), encontrado por Hall & Leben (2006), en AVISO+Vukovich; pueden ser comparables utilizando los resultados de la prueba de permutación, sin la necesidad de homogeneizar nuestra prueba.

Mediante la prueba de permutación se encontró, que en AVISO, FESOM/ECHAM6-T63, FESOM/ECHAM6-T127, HYCOM y FESOM-XR H_0 se rechaza, aceptando la hipótesis alternativa ($H_a | \hat{\theta}^* \geq \hat{\theta}$).

La *temporalidad* de AVISO fue en el mes de septiembre, con un valor de $\widehat{ASL}=0.041$, lo que concuerda con lo encontrado por Hall & Leben (2006). En FESOM-XR también se encontró *temporalidad* para el mes de septiembre con un valor de $\widehat{ASL}=0.029$. Mientras que en los datos de FESOM/ECHAM6-T63 y FESOM/ECHAM6-T127, julio y agosto son los meses con *temporalidad*. En FESOM/ECHAM6-T63 los valores de significancia fueron $\widehat{ASL}=[0.018, 0.001]$, mientras que en FESOM/ECHAM6-T127 fueron $\widehat{ASL}=[0.013, 0.006]$ para julio y agosto respectivamente. Finalmente, en HYCOM la *temporalidad* correspondió al mes de marzo con un nivel de significancia de $\widehat{ASL}=0.021$.

Tabla 11. Valor de significancia de la prueba de permutación de Fisher utilizando el periodo completo de cada base de datos. En rojo los meses en donde se encontró temporalidad de los desprendimientos.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
FESOM HR 1951-2008	0.736	0.290	0.589	0.993	0.738	0.289	0.593	0.291	0.288	0.433	0.176	0.934
FESOM/ECHAM6 ATM. T63 1951-2008	1.000	0.985	1.000	0.985	0.636	0.088	0.018	0.001	0.450	0.088	0.804	1.000
STORM 0.1° MPIOM 1960-2010	0.427	0.279	0.598	0.893	0.892	0.088	0.425	0.427	0.891	0.602	0.428	0.764
FESOM/ECHAM6 ATM. T127 1951-2008	1.000	1.000	0.896	0.761	0.598	0.056	0.013	0.006	0.103	0.893	1.000	0.973
FESOM XR 1990-2007	0.495	0.768	0.767	0.493	0.766	1.000	1.000	0.095	0.029	0.496	0.492	0.766
HYCOM 1992-2011	0.757	0.473	0.021	0.471	0.756	0.945	0.944	0.224	0.222	0.944	0.758	0.945
SSH 0.25° AVISO 1993-2016	0.944	0.508	0.511	0.271	0.945	0.509	0.509	0.510	0.041	0.508	0.944	0.944

El resultado de la prueba de permutación de Fisher para el periodo 1993-2007, intervalo temporal en donde todas las series de datos se traslapan, muestra que AVISO sigue presentando *temporalidad* en septiembre con un valor $\widehat{ASL}=0.007$, mientras que en FESOM/ECHAM6-T127 el mes con *temporalidad* es agosto con un valor $\widehat{ASL}=0.025$, en contraste HYCOM nuevamente presentó *temporalidad* en el mes de marzo con valor $\widehat{ASL}_{perm}=0.024$.

Tabla 12. Valor de significancia de la prueba de permutación de Fisher utilizando el periodo 1993-2007. En rojo los meses en donde se encontró temporalidad de los desprendimientos.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
FESOM HR 1993-2007	0.915	0.374	0.152	1.000	0.669	0.153	0.913	0.670	0.372	0.371	0.671	0.914
FESOM/ECHAM6 ATM. T63 1993-2007	1.000	0.685	1.000	1.000	0.296	0.688	0.298	0.084	0.295	0.296	1.000	1.000
FESOM/ECHAM6 ATM. T127 1993-2007	1.000	1.000	1.000	1.000	0.277	1.000	0.279	0.025	0.100	0.592	1.000	1.000
FESOM XR 1993-2007	0.688	0.686	0.688	0.396	0.919	1.000	1.000	0.056	0.058	0.689	0.396	0.687
STORM 0.1° MPIOM 1993-2007	0.052	0.807	1.000	0.806	0.808	0.452	0.809	0.180	0.807	0.452	0.450	1.000
HYCOM 1993-2007	0.608	0.293	0.024	0.606	0.605	0.887	0.886	0.886	0.295	1.000	0.607	0.887
SSH 0.25° AVISO 1993-2007	0.831	0.253	0.526	0.524	1.000	0.832	0.829	0.526	0.007	0.261	1.000	1.000

Hall & Leben (2006) encontraron *temporalidad* en el mes de septiembre utilizando el periodo de 1992-2012 de AVISO ($\widehat{ASL}=0.03$). Así como en los meses de agosto y septiembre

utilizando la serie de tiempo conjunta de Vukovich (1978-1992) y AVISO (192-2012), cuyos valores de significancia fueron $\widehat{ASL}=0.045$ y $\widehat{ASL}=0.014$ respectivamente.

Las pruebas anteriores muestran que es altamente improbable que el desprendimiento de remolinos en septiembre haya ocurrido por casualidad. Lugo (2007) encontró que el momento en que los remolinos se desprenden son en su mayoría series de valores no correlacionados entre sí, y que su tendencia es estacionaria. Que los desprendimientos consecutivos no estén correlacionados indica que poseen una alta variabilidad en su periodo, lo que concuerda con lo encontrado en este estudio. A pesar de la poca correlación entre eventos, Lugo (2007) encuentra que el desprendimiento de un remolino es un evento no caótico y que tienen poca influencia en la predicción de un evento a futuro (La memoria de la Corriente del Lazo es muy corta), esto coincide con el rango de tres a cinco semanas en el que se puede pronosticar un desprendimiento según lo encontrado por Zeng et al. (2015).

Estos rasgos temporales, encontrados utilizando datos de altimetría, deberían ser simulados en buena medida por los modelos numéricos. Tanto los modelos acoplados, con alta resolución en el océano, FESOM/ECHAM6 como los modelos oceánicos HYCOM y FESOM-XR, son capaces de reproducir *temporalidad* en los desprendimientos, sin embargo sólo FESOM-XR logró reproducir la *temporalidad real* tanto en el periodo 1990-2007 (al 95% de confianza) como en el periodo 1993-2007 (al 90% de confianza).

Vukovich (2011) encontró que el periodo de los remolinos en el periodo 2000-2010 fue de alrededor 9 meses, mientras que el periodo en las dos décadas anteriores a ese periodo fue de 10 meses. Lo que sugiere que el periodo de las series de datos de altimetría, con las que contamos, no es suficiente para indicar que en verdad existe una *temporalidad* en el desprendimiento. Sin embargo, si nos restringimos al periodo de datos con el que contamos actualmente, y que se utilizó en este trabajo, es posible afirmar que los modelos numéricos actuales son capaces de simular en buena medida la variabilidad en el periodo de desprendimiento, de los remolinos anticiclónicos que se desprenden de la Corriente del Lazo.

9. Conclusión

1. Se implementó un algoritmo utilizando la anomalía observada del nivel del mar para cuantificar el momento en que un remolino se desprende de la Corriente del Lazo, estimándose estadísticas básicas del periodo, de la extensión de la Corriente del Lazo, así como de la latitud y longitud máximas de penetración. Estos resultados concuerdan con lo reportado en estudios previos hechos con altimetría utilizando técnicas objetivas y subjetivas. Al aplicar este algoritmo a los datos provenientes de modelos es necesario utilizar el mismo promedio temporal (promedios diarios, semanales, mensuales, etc.) en cada base de datos, puesto que el uso de promedios temporales diferentes *suaviza* el campo espacial y su evolución temporal afectando el fechado del desprendimiento de los remolinos.

2. Los experimentos con el modelo de dos y media capas mostraron que al modificar la temperatura de la capa de mezcla, ajustándola mediante la parametrización tipo Haney o modificando la temperatura del flujo en las frontera abiertas, se desprenden más remolinos en verano. Por otro lado, al aumentar ya sea la vorticidad relativa, la magnitud del flujo de entrada o la gravedad reducida del modelo, el periodo de desprendimiento se incrementa. Un resultado interesante, que puede dar lugar a futuras investigaciones, fue que el forzamiento tipo Haney pudo destruir la señal de un remolino en la capa de mezcla (Capa-I) del modelo de 2 capas y media, pero no en la Capa-II, en la cual se observó la propagación del remolino.

3. La simulación del modo en que un remolino se desprende de la Corriente del Lazo está asociado a la física interna del modelo, aunque es necesario que la resolución sea capaz de simular la dinámica de mesoescala. Cabe resaltar que varias de las componentes oceánicas utilizadas en los modelos del clima para el CMIP5 tienen una resolución espacial de ~100 km. Con esta resolución espacial tan burda, estos modelos son incapaces de resolver explícitamente los movimientos de mesoescala asociados con el radio de Rossby local.

4. Los modelos oceánicos de alta resolución, HYCOM, STORM-MPIOM Y FESOM-XR, simularon mejor la variabilidad de la altura del nivel del mar en el occidente y centro del Golfo de México. No obstante, STORM-MPIOM la sobrestimó y FESOM-XR la subestimó, aunque este último modelo produjo un patrón espacial de variabilidad con mayor similitud al observado. En este contexto, HYCOM tuvo el mejor desempeño y esto puede estar

relacionado con su forzamiento atmosférico de alta frecuencia, el cual proviene del WRF. Esta conjetura tiene un soporte adicional obtenido de corridas realizadas con el modelo de 2 y media capas forzado por viento (estos resultados de corridas adicionales no se muestran). Se usó una configuración del modelo que arrojaba, sin viento, una separación promedio de los remolinos cercana a los seis meses con una distribución más o menos uniforme. Al incluir el forzamiento por viento, se obtuvo un periodo de desprendimiento exacto de seis meses. Lo anterior hizo que el histograma del mes de separación presentara dos máximos de separación, uno en el mes de junio y otro en el mes de diciembre. Considerando que el histograma correspondiente del modelo HYCOM (Figura 21) muestra un comportamiento comparable aunque desfasado, es factible pensar que éste debe al forzamiento del viento, altamente energético, derivado del modelo WRF. Note que en los modelos acoplados, los vientos calculados por la parte atmosférica y usados para forzar al FESOM tienen una resolución espacial burda (100 km) y por ello no imprimen su huella tan marcadamente como lo hizo el WRF. Todas estas conjeturas serán probadas en un artículo que está en preparación. Finalmente, cabe mencionar que los modelos acoplados FESOM/ECHAM6 simularon mejor la variabilidad de la altura del nivel del mar en el Canal de Yucatán.

5. Los modelos oceánicos HYCOM y FESOM-HR, además de los acoplados FESOM-ECHAM6, lograron reproducir rasgos estacionales en el desprendimiento de remolinos, sin embargo, sólo FESOM-XR logró reproducir la temporalidad natural de los desprendimientos.

6. Finalmente, un modelo que combine una buena resolución espacial (~10 km) y el acoplamiento océano-atmósfera, mejora en cierta medida el proceso de separación y la evolución temporal de los remolinos desprendidos de la la Corriente del Lazo. Por lo anterior, es altamente deseable que se mejore nuestra infraestructura de cómputo y se desarrollen las capacidades técnicas necesarias para incrementar la investigación en la interacción del océano con la atmósfera usando modelos acoplados con una resolución espacial adecuada sobre nuestro país.

10. Referencias

- Andrade-Canto, F., Sheinbaum, J., & Zavala Sansón, L. (2013). A Lagrangian approach to the Loop Current eddy separation. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 20(1), 85–96. <https://doi.org/10.5194/npg-20-85-2013>
- Barnier, B., Siefridt, L., & Marchesiello, P. (1995a). Thermal forcing for a global ocean circulation model using a 3-year climatology of ECMWF analyses. *Journal of Marine Systems*, 6(4), 363–380. [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(94\)00034-9](https://doi.org/10.1016/0924-7963(94)00034-9)
- Barnier, B., Siefridt, L., & Marchesiello, P. (1995b). Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses. *Journal of Marine Systems*, 6(4), 363–380. [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(94\)00034-9](https://doi.org/10.1016/0924-7963(94)00034-9)
- Bleck, R., Rooth, C., Hu, D., & Smith, L. T. (1992). Salinity-driven Thermocline Transients in a Wind- and Thermohaline-forced Isopycnic Coordinate Model of the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022<1486:SDDTTIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<1486:SDDTTIA>2.0.CO;2)
- Broadus, J. M., Geyer, R. A., & LaMourie, M. J. (2013). Gulf of Mexico. Retrieved December 9, 2017, from <https://www.britannica.com/place/Gulf-of-Mexico>
- Candela, J. (2003). Yucatan Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models. *Journal of Geophysical Research*, 108(C12), 3385. <https://doi.org/10.1029/2003JC001961>
- Chassignet, E. P., Hurlburt, H. E., Smedstad, O. M., Halliwell, G. R., Hogan, P. J., Wallcraft, A. J., ... Bleck, R. (2007). The HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model) data assimilative system. *Journal of Marine Systems*, 65(1–4 SPEC. ISS.), 60–83. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.09.016>
- Chu, P. C., Chen, Y., & Lu, S. (1998). On Haney-Type Surface Thermal Boundary Conditions for Ocean Circulation Models. *Journal of Physical Oceanography*, 28(5), 890–901. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0890:OHTSTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0890:OHTSTB>2.0.CO;2)

- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Dukhovskoy, D. S., Leben, R. R., Chassignet, E. P., Hall, C. A., Morey, S. L., & Nedbor-Gross, R. (2015). Characterization of the uncertainty of loop current metrics using a multidecadal numerical simulation and altimeter observations. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 100, 140–158. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.01.005>
- Elliott, B. A. (1982). Anticyclonic Rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<1292:ARITGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<1292:ARITGO>2.0.CO;2)
- Fanning, A. F., & Weaver, A. J. (1996). An atmospheric energy-moisture balance model: Climatology, interpentadal climate change, and coupling to an ocean general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 101, 15111. <https://doi.org/10.1029/96JD01017>
- Fedorov, A. V. (2008). Ocean-Atmosphere Coupling. *Oxford Companion to Global Change*, (August), 369–374.
- Hall, C. A., & Leben, R. R. (2016). Observational evidence of seasonality in the timing of loop current eddy separation. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 76, 240–267. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2016.06.002>
- Haney, R. L. (1971). Surface Thermal Boundary Condition for Ocean Circulation Models. *Journal of Physical Oceanography*. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1971\)001<0241:STBCFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1971)001<0241:STBCFO>2.0.CO;2)
- Hoffman, E. E., & Worley, S. J. (1986). An investigation of the circulation of the Gul of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 91(6), 14221–14236. <https://doi.org/10.1029/JC091iC12p14221>
- Hurlburt, H. E., & Thompson, J. D. (1980). A Numerical Study of Loop Current Intrusions and Eddy Shedding. *Journal of Physical Oceanography*. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<1611:ANSOLC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<1611:ANSOLC>2.0.CO;2)

- Hurlburt, H. E., & Thompson, J. D. (1982). The dynamics of the loop current and shed eddies in a numerical model of the Gulf of Mexico. *Elsevier Oceanography Series*, 34(C), 243–297. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)71247-9](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)71247-9)
- Inness, P. M., & Slingo, J. M. (2003). Simulation of the Madden – Julian Oscillation in a Coupled General Circulation Model . Part I: Comparison with Observations and an Atmosphere-Only GCM. *Journal of Climate*, 16(3), 345–364. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0345:SOTMJO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0345:SOTMJO>2.0.CO;2)
- Killworth, P. D., Smeed, D. a., & Nurser, a. J. G. (2000). The effects on ocean models of relaxation toward observations at the surface. *Journal of Physical Oceanography*, 30, 160–174. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<0160:TEOOMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<0160:TEOOMO>2.0.CO;2)
- Large, W. G., & Yeager, S. G. (2009). The global climatology of an interannually varying air - Sea flux data set. *Climate Dynamics*, 33(2–3), 341–364. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0441-3>
- Leben, R. R. (2005). Altimeter derived Loop Current metrics. *Geophysical Monograph*, 161, 181–201. <https://doi.org/10.1029/161GM15>
- Lindo-Atichati, D., Bringas, F., & Goni, G. (2013). Loop Current excursions and ring detachments during 1993–2009. *International Journal of Remote Sensing*, 34(14), 5042–5053. <https://doi.org/10.1080/01431161.2013.787504>
- Lohmann, U., Roeckner, E., Collins, W. D., Heymsfield, A. J., McFarquhar, G. M., & Barnett, T. P. (1995). The role of water vapor and convection during the Central Pacific Experiment from observations and model simulations. *J. Geophys. Res.*, 100, 26229–26245.
- Lugo-Fernández, A. (2007). Is the Loop Current a Chaotic Oscillator? *Journal of Physical Oceanography*, 37(6), 1455–1469. <https://doi.org/10.1175/JPO3066.1>
- Meehl, G. a., Washington, W. M., & Semtner, A. J. (1982). Experiments with a Global Ocean Model Driven by Observed Atmospheric Forcing. *Journal of Physical Oceanography*. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<0301:EWAGOM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<0301:EWAGOM>2.0.CO;2)

- Molinari, R. L. (1980). Current variability and its relation to sea-surface topography in the caribbean sea and gulf of mexico. *Marine Geodesy*, 3(1–4), 409–436. <https://doi.org/10.1080/01490418009388006>
- Murtugudde, R., Seager, R., & Busalacchi, A. (1996). Simulation of the tropical oceans with an ocean GCM coupled to an atmospheric mixed-layer model. *Journal of Climate*. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<1795:SOTTOW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<1795:SOTTOW>2.0.CO;2)
- Niiler, P. P., & Kraus, E. B. (1977). One-dimensional models of the upper ocean. *Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean*.
- Oey, L.-Y., Ezer, T., & Lee, H.-C. (2005). Loop Current, Ring, and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A Review of Numerical Models and Future Challenges. *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*, 161, 31–56. <https://doi.org/10.1029/161GM04>
- Pierce, D. W. (1996). Reducing Phase and Amplitude Errors in Restoring Boundary Conditions. *Journal of Physical Oceanography*, 26(8), 1552–1560.
- Reed, R. K. (1976). *Journal of Geophysical Research*, 81(33), 5793–5794.
- Reed, R. K. (1983). Heat fluxes over the eastern tropical Pacific and aspects of the 1972 El Nino. *Journal of Geophysical Research*, 88(C14), 9627–9638. <https://doi.org/10.1029/JC088iC14p09627>
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., & Wang, W. (2002). An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, 15(13), 1609–1625. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2)
- Schmitz, W. J., & McCartney, M. S. (1993). On the North Atlantic Circulation, (92), 29–49.
- Schmitz, W. J., & Richardson, P. L. (1991). On the sources of the Florida Current. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 38(6), S379–S409. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(12\)80018-5](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80018-5)
- Schopf, P. S., & Cane, M. a. (1983). On Equatorial Dynamics, Mixed Layer Physics and Sea Surface Temperature. *Journal of Physical Oceanography*, 13(6), 917–935. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<0917:OEDMLP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<0917:OEDMLP>2.0.CO;2)

- Seckel, G. R. (1973). The radiation from sun and sky over the North Pacific Ocean. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 54, 1114.
- Sein, D. V., Danilov, S., Biastoch, A., Durgadoo, J. V., Sidorenko, D., Harig, S., & Wang, Q. (2016). Designing variable ocean model resolution based on the observed ocean variability. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 8(2), 904–916. <https://doi.org/10.1002/2016MS000650>
- Sein, D. V., Koldunov, N. V., Danilov, S., Wang, Q., Sidorenko, D., Fast, I., ... Jung, T. (2017). Ocean Modeling on a Mesh With Resolution Following the Local Rossby Radius. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(7), 2601–2614. <https://doi.org/10.1002/2017MS001099>
- Sein, D. V., Koldunov, N. V., Danilov, S., & Sidorenko, D. (2018). The relative influence of atmospheric and oceanic model resolution on the circulation of the North Atlantic Ocean in a coupled climate model, 63, 46.
- Sheinbaum, J., Candela, J., Badan, A., & Ochoa, J. (2002). Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophysical Research Letters*, 29(3), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2001GL013990>
- Sidorenko, D., Rackow, T., Jung, T., Semmler, T., Barbi, D., Danilov, S., ... Wang, Q. (2014). Towards multi-resolution global climate modeling with ECHAM6??FESOM. Part I: model formulation and mean climate. *Climate Dynamics*, 44(3–4), 757–780. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2290-6>
- Sperber, K. R., Gualdi, S., Legutke, S., & Gayler, V. (2005). The Madden-Julian oscillation in ECHAM4 coupled and uncoupled general circulation models. *Climate Dynamics*, 25(2–3), 117–140. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0026-3>
- Steele, M., Morley, R., & Ermold, W. (2001). PHC: A global ocean hydrography with a high-quality Arctic Ocean. *Journal of Climate*, 14(9), 2079–2087. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<2079:PAGOHW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2079:PAGOHW>2.0.CO;2)

- Stevens, B., Giorgetta, M., Esch, M., Mauritsen, T., Crueger, T., Rast, S., ... Roeckner, E. (2013). Atmospheric component of the MPI-M earth system model: ECHAM6. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(2), 146–172. <https://doi.org/10.1002/jame.20015>
- Storch, J.-S. von, Eden, C., Fast, I., Haak, H., Hernández-Deckers, D., Maier-Reimer, E., ... Stammer, D. (2012). An Estimate of the Lorenz Energy Cycle for the World Ocean Based on the STORM/NCEP Simulation. *Journal of Physical Oceanography*, 42(12), 2185–2205. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-079.1>
- Sturges, W., Leben, R., Sturges, W., & Leben, R. (2000). Frequency of Ring Separations from the Loop Current in the Gulf of Mexico: A Revised Estimate. *Journal of Physical Oceanography*, 30(7), 1814–1819. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<1814:FORSFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<1814:FORSFT>2.0.CO;2)
- Uchupi, E. (1975). Physiography of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea, (3031), 1–64. Retrieved from http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4684-8535-6_1
- Valcke, S., Craig, T., & Coquart, L. (2013). OASIS3-MCT User Guide, OASIS3-MCT 2.0. CERFACS/CNRS SUC URA, (1875).
- von Storch, J. S., Haak, H., Hertwig, E., & Fast, I. (2016). Vertical heat and salt fluxes due to resolved and parameterized meso-scale Eddies. *Ocean Modelling*, 108, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.10.001>
- Vukovich, F. M. (2012). Changes in the Loop Current's Eddy Shedding in the Period 2001–2010. *International Journal of Oceanography*, 2012, 1–18. <https://doi.org/10.1155/2012/439042>
- Vukovich, F. M., & Carolina, N. (1995). An updated evaluation of the Loop Current ' s eddy-shedding frequency from the NOAA and ITOS above . month , analyses we satellites using a satellite-receiving station that was in ß created of the Loop Current ' s northern boundary from operation at the R, 100, 8655–8659.
- Vukovich, F. M., & Crissman, B. W. (1986). Aspects of warm rings in Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 91(C2), 2645–2660. <https://doi.org/10.1029/JC091iC02p02645>

- Waliser, D. E., Lau, K. M., & Kim, J.-H. (1999). The Influence of Coupled Sea Surface Temperatures on the Madden–Julian Oscillation: A Model Perturbation Experiment. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(3), 333–358. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<0333:TIOCSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<0333:TIOCSS>2.0.CO;2)
- Weber, S. L. (1998). Parameter sensitivity of a coupled atmosphere ocean model. *Climate Dynamics*, 14(February 1997), 201–212.
- Xu, L. (1995). The Study of Mesoscale Land-Air Interaction Processes Using a Nonhydrostatic Model.
- Zavala-Hidalgo, J., Parés-Sierra, A., & Ochoa, J. (2002). Seasonal variability of the temperature and heat fluxes in the Gulf of Mexico.
- Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Morey, S. L., & Martínez-López, B. (2014). The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years? *Atmosfera*, 27(3), 317–334. [https://doi.org/10.1016/S0187-6236\(14\)71119-1](https://doi.org/10.1016/S0187-6236(14)71119-1)
- Zeng, X., Li, Y., & He, R. (2015). Predictability of the Loop Current variation and eddy shedding process in the Gulf of Mexico using an artificial neural network approach. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 32(5), 1098–1111. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00176.1>