



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA
INTERACCIÓN OCÉANO-ATMÓSFERA

RESPUESTA DINÁMICA DEL GOLFO DE MÉXICO
AL PASO DE UN FRENTE FRÍO INTENSO.
CASO DEL FRENTE FRÍO NO. 4 DE 2007

T E S I S

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

PRESENTA:

OSCAR CALDERÓN BUSTAMANTE

Director de Tesis:

Dr. Jorge Zavala Hidalgo
Centro de Ciencias de la Atmósfera

Ciudad Universitaria, Cd. Mx, Agosto 2017

Al Centro de Ciencias de la Atmósfera, al grupo Interacción Océano-Atmósfera y a la Universidad Nacional Autónoma de México, por la formación y el apoyo otorgado.

A mi guía y amigo el Dr. Jorge Zavala Hidalgo.

A Valentin López y Adriana Mateos por el apoyo en la modelación numérica.

A mis padres, hermanas y sobrinas por todo su amor.

A los amigos que han estado en las buenas y en las malas.

A los profesores del posgrado de Ciencias de la Tierra.

Reconocimientos

Al CONACYT y
al FONDO SECTORIAL SENER-CONACYT propuesta número 201441
'Implementación de Redes de Observación Oceanográficas'
por el apoyo económico otorgado para realizar este trabajo.
A la Dirección General de cómputo y de Tecnologías de la Información de la UNAM
(DGTIC-UNAM) por los servicios de supercomputo en Miztli.

Declaración de autenticidad

”Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales”.

Ing. Oscar Calderón Bustamante. México, Ciudad de México, Ciudad Universitaria,
Mayo, 2017

Resumen

Se analiza el comportamiento de la circulación y el nivel del mar en el Golfo de México ante el paso del frente frío número 4 de la temporada 2007-2008 mediante simulaciones numéricas de los vientos utilizando el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) y de la dinámica del océano utilizando el Navy Coastal Ocean Model (NCOM). Los resultados muestran que hay respuestas del Golfo de México en distintas escalas de tiempo tanto en regiones de aguas someras como en regiones de aguas profundas y a diferentes niveles de profundidad; en primer término, al paso del frente se generan corrientes en las capas superficiales sobre la plataforma continental, posteriormente se observa una modificación del nivel del mar en la zona costera, asociados a una onda de plataforma. También se observa una señal sobre el talud continental más lenta y una circulación inercial que alcanzan mayor intensidad en la Bahía de Campeche. Las corrientes alcanzan una intensidad de 1.0 m/s. Se desarrolla una corriente sobre la plataforma de Veracruz, al alcanzar la zona sur del Golfo de México la corriente se observa sobre el talud, gira hacia el norte siguiendo el escarpe de Campeche pero como una corriente subsuperficial.

Índice general

Índice de figuras	XIII
Índice de tablas	XIX
1. Objetivos	1
2. Golfo de México	3
2.1. Área de estudio: Golfo de México	3
2.2. Dinámica del GoM	6
2.2.1. Corriente de Yucatán	7
2.2.2. Remolinos del GoM	8
2.2.3. Forzamientos del GoM	8
2.2.3.1. Esfuerzo del viento	9
2.2.4. Corriente sobre la plataforma continental	9
3. Masas de aire y frentes fríos	11
3.1. Clasificación de las masas de aire	12
3.2. Masas de aire en México	13
3.3. Sistema de alta presión	14
3.4. Frente meteorológico	15
3.4.1. Frente cálido	16
3.4.2. Frente frío	17
3.4.3. Frentes fríos en México	18
3.4.3.1. Clasificación de los Nortes	18
3.4.3.2. Frente frío #4 de la temporada 2007 sobre México	20
3.4.4. Condiciones meteorológicas previas y durante el frente frío #4 de acuerdo a las Alertas y Reportes Fenómenos Hidrometeorológicos	21
3.4.5. Evolución del frente frío 4 de la temporada 2007	24
3.4.5.1. Condiciones atmosféricas en superficie del día 21 de octubre a las 03:00Z sobre Norteamérica (13), (18)	24
3.4.5.2. Condiciones atmosféricas en superficie del día 22 de octubre	25

3.4.5.3.	Condiciones atmosféricas en superficie para los días 23, 24 y 25 de octubre	25
3.4.5.4.	Análisis de superficie (22 octubre 12:00Z de 2007), Infrarrojo (22 octubre 10:45Z de 2007)	29
3.4.5.5.	Análisis de superficie (23 octubre 00:00Z de 2007), Infrarrojo (22 octubre 22:45Z de 2007)	30
3.4.5.6.	Análisis de superficie (23 octubre 12:00Z de 2007), Infrarrojo (23 octubre 10:45Z de 2007)	31
3.4.5.7.	Análisis de superficie (24 octubre 12:00Z de 2007), Infrarrojo (24 octubre 10:45Z de 2007)	32
3.4.5.8.	Daños provocados por el frente frío	33
4.	Ondas	35
4.1.	Definición de onda	35
4.1.1.	Ondas generadas por viento (ondas en aguas someras)	38
4.2.	Ecuación de onda	38
4.3.	Ondas atrapadas a la costa (OAC)	40
4.3.1.	Ondas de Kelvin	40
4.3.2.	Ondas de plataforma	48
4.4.	Oscilación inercial o corriente inercial.	50
5.	Metodología	53
5.1.	Weather Research and Forecasting Model (WRF)	53
5.2.	Navy Coastal Ocean Model (NCOM)	54
5.2.1.	Descripción del NCOM (Navy Coastal Ocean Model) (16)	55
5.2.2.	Modelo físico. Ecuaciones básicas	57
5.2.2.1.	Gradiente horizontal de presión	59
5.2.2.2.	Mezcla horizontal	60
5.2.2.3.	Esquema del Número de Reynolds	60
5.2.2.4.	El esquema de mezcla de Smagorinsky	60
5.2.2.5.	Mezcla Vertical	61
5.2.2.6.	Malla horizontal	61
5.2.3.	Ecuaciones primitivas en el nuevo sistema de coordenadas:	62
5.2.4.	Malla Arakawa	63
6.	Análisis de la dinámica del GoM al paso del frente frío número 4 usando simulaciones numéricas	67
6.1.	Resumen	67
6.2.	Descripción de los vientos del WRF	68
6.3.	Descripción de la circulación del Golfo de México al paso del frente frío	70
6.4.	Onda atrapada a la costa.	71
6.4.1.	Tren de OAC	77
6.4.2.	Series de tiempo sobre la isobata de 20 metros	82
6.5.	Velocidad superficial y subsuperficial del GoM	85

6.5.1. Corrientes en la plataforma continental del GoM	86
6.5.2. Corrientes en la plataforma continental de la costa de los estados de Texas y Luisiana, Estados Unidos	87
6.5.2.1. Corrientes en la plataforma continental de las costas de los estados de Tamaulipas, Veracruz y Tabasco	87
6.5.3. Corrientes subsuperficiales en la plataforma y talud continental del GoM	90
6.5.4. Cortes verticales zonales y meridionales para los campos de velo- cidad	90
6.6. Rapidez subsuperficial del Golfo de México	95
6.7. Oscilación inercial en superficie y en profundidad.	97
6.7.1. Ajuste de mínimos cuadrados a una función sinusoidal de las oscilaciones inerciales	100
6.7.1.1. Implementación del método de mínimos cuadrados para obtener las elipses asociadas a las oscilaciones inerciales	102
6.7.2. Ecuaciones paramétricas de las elipses asociadas a las oscilaciones inerciales	102
6.8. Energía aportada por el frente frío al GoM	110
6.8.1. Anomalía de la profundidad de la isoterma de 23 grados	114
6.9. Discusión	115
7. Conclusiones	117
A. Apéndice 1	121
Bibliografía	123

Índice de figuras

2.1. Batimetría del Golfo de México. Plataforma Continental (en rojo). Gebco 2. UNIATMOS	4
2.2. Regionalización del Golfo de México - Zavala-Hidalgo and Fernández-Eguiarte (27)	6
2.3. Superficie climatología mensual de velocidad geostrófica absoluta para febrero (1993-2011) UNIATMOS-CCA UNAM 2016, Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic data	8
2.4. Promedio de la circulación y salinidad superficial en el Golfo de México, (izquierda) de mayo a agosto y (derecha) octubre a febrero. Zavala-Hidalgo et al. 28	10
3.1. Masas de aire que ingresan al territorio mexicano	14
3.2. En azul se ejemplifica la divergencia de los vientos en un sistema de alta presión y en rojo los vientos convergen en un sistema de baja presión.	15
3.3. Arriba, diagrama de un frente frío. Abajo, diagrama de un frente cálido. Fuente 'Meteorology Today', C. Donald Ahrens, 2003 Thomson-Brooks.	18
3.4. Rapidez del viento a 10 m cada 6 horas sobre el punto con coordenadas 20°N, 93.75°W para el periodo 1979-2007 de la base de datos NCEPR2. Los puntos rojos indican la ocurrencia de eventos de Norte. Los puntos negros eventos de Norte con intensidades (entre 12 a 20 m/s) similares al frente frío #4 para el día 23 de octubre cuya intensidad fue 21.6 m/s de acuerdo a la boya 42055. Fuente: 13	27
3.5. Localización de las boyas 42002, 42055 y 42001	28
3.6. Rapidez de viento a 10 metros del 17 de octubre al 1 de noviembre, se observa que el ff4 es registrado en orden secuencial por las boyas 42002 y 42055 con velocidades aproximadas de 20 m/s y por la boya 42001 con velocidad cercana a 15 m/s. Fuente: 13	28
3.7. Análisis de superficie del 22 octubre 12:00Z de 2007	29
3.8. Infrarrojo del 22 octubre 10:45Z de 2007	29
3.9. Análisis de superficie del 23 octubre 00:00Z de 2007	30
3.10. Infrarrojo del 22 octubre 22:45Z de 2007	30
3.11. Análisis de superficie del 23 octubre 12:00Z de 2007	31
3.12. Infrarrojo del 23 octubre 10:45Z de 2007	31

ÍNDICE DE FIGURAS

3.13. Análisis de superficie del 24 octubre 12:00Z de 2007	32
3.14. Infrarrojo del 24 octubre 10:45Z de 2007	32
4.1. Diagrama de la propagación de una anomalía sobre una superficie con una velocidad de propagación $v = \frac{\Delta x}{\Delta t}$	36
4.2. Clasificación de las ondas oceánicas de acuerdo con su período Munk (17). En la figura tenemos las formas de clasificación de las ondas. 1. Por su longitud de onda (wave band), 2. Por su fuerza generadora (primary disturbing force), 3. Por su fuerza restauradora (primary restoring force)	37
4.3. Propagación de la perturbación inicial (Ripa, 1980).	40
4.4. Esquema del flujo geostrófico con un valor del parámetro de Coriolis f positivo. El flujo es paralelo a las líneas de presión constante (isobaras). El flujo ciclónico es contrario a las manecillas del reloj alrededor de una región de baja presión. El flujo es en el sentido de las manecillas del reloj alrededor de una alta. Si f fuera negativa, como en el hemisferio sur, el flujo es anticiclónico. Vallis 25	42
4.5. En la figura se muestran tres casos, una onda de Kelvin ecuatorial y dos ondas de Kelvin costeras, para el caso de tener la costa al este y al oeste del canal 24.	43
4.6. (10). “Ondas Kelvin en el hemisferio norte sobre lados opuestos de un canal el cual es comparada con el radio de Rossby, la superficie de elevación varia exponencialmente con la distancia de la costa en orden para dar un balance geostrofico”	48
5.1. Diagrama Arakawa C	63
5.2. Malla vertical del NCOM	64
5.3. Diferentes combinaciones de malla vertical. a) un nivel σ en superficie sobre toda la columna Z ; b) Para poder analizar los cambios en la superficie se utilizan algunos niveles σ en los primeros metros y el resto niveles Z ; c) En regiones de aguas someras se usan niveles σ y en aguas profundas niveles Z ; d) Niveles σ para toda la malla vertical, desde superficie hasta el fondo.	65
6.1. Viento WRF en superficie, a) 22 oct. 1600Z, rapidez máxima de los vientos 20.3 m/s (73.1 km/h), b) 23 oct. 0000Z, rapidez máxima de los vientos 22.5 m/s (81 km/h), c) 23 oct. 1200Z, rapidez máxima de los vientos 27.6 m/s (99.6 km/h), d) 24 oct. 0000Z, rapidez máxima de los vientos 20.7 m/s (74.6 km/h).	69
6.2. Serie de tiempo de la velocidad máxima registrada en todo el dominio del GoM para cada hora de los vientos del WRF en superficie. La línea roja indica la fecha de la entrada del frente frío al GoM, la línea verde es el momento en que el frente frío sale del GoM y llega al Mar Caribe.	70

6.3. La línea negra representa la isobata de los 200m. En el nor-noroeste del GoM, frente a los estados de Texas y Luisiana, E.U., se observa la anomalía negativa de la SSH debida al desplazamiento de las aguas en la costa por la acción de vientos constantes en el área. En las costas mexicanas del GoM de los estados de Tamaulipas, Veracruz, Tabasco y Campeche se observa la OAC, su ancho es muy próxima a la isobata de los 200 m, su amplitud máxima es en la región de los estados de Tabasco y Campeche, se debe a que los vientos del norte soplan de manera constante y apilan agua en la región.	72
6.4. Evolución del nivel del mar, los vientos y el transporte de Ekman durante el paso del frente frío número 4 de la temporada 2007 - 2008.	73
6.5. Anomalía del nivel medio del mar. Se pasó un filtro pasó bajas de medias móviles de 3 días, en negro la isóbata de 200m	74
6.6. Energía potencial	75
6.7. La línea magenta representa la isóbata de 20 metros en el GoM, los puntos A-S sobre ésta son equidistantes. Los puntos de A-H se localizan en la región norte del GoM, los puntos I-N se localizan en la oeste y sur-suroeste. Los puntos O-S están localizados en las regiones de la plataforma y el Banco de Campeche.	76
6.8. Diagrama Hovmöller del nivel del mar sobre la isobata de 20 metros. Se observa la anomalía negativa en la zona F - I y la OAC que se propaga en sentido antihorario en las costas del GoM.	78
6.9. Acercamiento a la OAC sobre el diagrama Hovmöller del nivel del mar sobre la isobata de 20 metros. Los círculos indican el momento y el lugar donde se genera una OAC	79
6.10. Diagrama Hovmöller de la rapidez superficial del mar sobre la isobata de 20 metros	80
6.11. Diagrama Hovmöller de la rapidez superficial del mar sobre la isobata de 20 metros. En rojo se muestra los contornos del diagrama Hovmöller para el nivel medio del mar.	81
6.12. Serie de tiempo de los puntos A- H sobre la isobata de 20 metros en el nivel del mar. Se observa que en la región H existe una anomalía negativa a partir del final del día 22 de octubre y comienza a subir el día 25 de octubre, en este periodo se ve un incremento de velocidad.	83
6.13. Serie de tiempo de los puntos I - N sobre la isobata de 20 metros en el nivel del mar. La mayor amplitud ocurre en el punto N, con casi 40 centímetros, en cambio la mayor velocidad se da en los puntos K y M	84
6.14. Serie de tiempo de los puntos O - R sobre la isobata de 20 metros en el nivel del mar. En los 4 puntos se observa el paso de la OAC y con mayor amplitud en los puntos O y P. La rapidez máxima se da en el punto O.	85

ÍNDICE DE FIGURAS

6.15. Rapidez superficial del GoM para el día 15 de octubre a las 22:00Z. Se observa que la corriente sobre la plataforma continental es paralela a la costa con sentido hacia el sur y la existencia de una corriente perpendicular a la costa en la zona de la Bahía de Campeche.	86
6.16. Golfo de México. Se muestra de color rojo la plataforma continental. El punto A es la región más ancha de la plataforma continental de los estados de Luisiana y Texas. El punto B es la región donde el ancho la plataforma comienza a disminuir, también es la región donde la plataforma gira casi 90° pasando de ser casi zonal a meridional, es aquí donde el frente frío entra al GoM. En el punto C comienza la plataforma de Tamaulipas. En los puntos D, E y F se observar las regiones donde se estrecha la plataforma continental considerablemente. El punto G es el talud continental de la Zonda de Campeche. El punto H es donde la plataforma continental gira hacia la derecha. El punto I es la plataforma continental del Banco de Campeche y termina en las costas de Quintana Roo	88
6.17. Rapidez de las corrientes en la superficie del GoM	89
6.18. Se muestra la posición de cada uno de los cortes verticales zonales y meridionales para los campos de velocidad y el campo de SSH.	91
6.19. Corte vertical meridional del GoM a 21.5° de latitud Norte para los días 22 a las 00:00Z y 26 a las 14:00 de octubre de 2007. El eje izquierdo representa la profundidad en metros, en falso color se representa la componente U y V de velocidad (m/s), la línea en superficie (línea color negro) representa la SSH en metros cuya escala se observa en el eje de la derecha	92
6.20. Corte vertical meridional del GoM a 19.5° de latitud Norte para los días 22 a las 00:00Z, 24 a las 02:00Z, y 25 a las 15:00 de octubre de 2007. El eje izquierdo representa la profundidad en metros, en falso color se representa la componente U y V de velocidad (m/s), la línea en superficie (línea color negro) representa la SSH en metros cuya escala se observa en el eje de la derecha	93
6.21. Corte vertical meridional del GoM a 92.5° longitud oeste para los días 22 a las 00:00Z, 24 a las 19:00Z, 25 a las 09:00 y 26 a las 03:00 de octubre de 2007. El eje izquierdo representa la profundidad en metros, en falso color se representa la componente U y V de velocidad (m/s), la línea en superficie (línea color negro) representa la SSH en metros cuya escala se observa en el eje de la derecha	94
6.22. Velocidad de las corrientes subsuperficiales a 50 metros de profundidad .	96
6.23. Velocidad de las corrientes subsuperficiales a 100 metros de profundidad	97
6.24. Velocidad de las corrientes subsuperficiales a 50 metros de profundidad.	99
6.25. Elipse reconstruida	103
6.26. Distintos valores de la excentricidad de la elipse	104

6.27. Excentricidad de las oscilaciones inerciales del GoM en superficie, 10 y 70 metros.	105
6.28. Elipses asociadas a las oscilaciones inerciales. El tamaño de los semiejes y el color de fondo indican la magnitud de las corrientes inerciales . . .	106
6.29. Rapidez del flujo medio del GoM a diferentes profundidades.	108
6.30. Rapidez total del GoM a diferentes profundidades.	109
6.31. Energía cinética por unidad de área integrada en profundidad de las oscilaciones inerciales para el período del 22/10 18:00z al 26/10 12:00z de 2007.	111
6.32. Energía cinética por unidad de área integrada en profundidad de los procesos asociados a frecuencias distintas de las de las oscilaciones inerciales para el período del 22/10 18:00z al 26/10 12:00z de 2007.	112
6.33. Energía cinética por unidad de área integrada en profundidad de los procesos asociados a todas las frecuencias (oscilaciones inerciales + flujo medio) para el período del 22/10 18:00z al 26/10 12:00z de 2007	113
6.34. Porcentaje de energía cinética por unidad de área integrada en profundidad de las oscilaciones inerciales para el período del 22/10 18:00z al 26/10 12:00z de 2007	114
6.35. Anomalía de la isoterma de 23 °.	115
A.1. Mapa fisiográfico submarino del GoM. Bergantino (2)	121

Índice de tablas

2.1. Regionalización del Golfo de México	5
3.1. Escala Beauforf de viento y oleaje, (15)	19
3.2. Clasificación de Nortes, SMN	20
3.3. Reporte ordinario No. 02.20.10.2007	21
3.4. Reporte ordinario No. 04.20.10.2007	22
3.5. Reporte No.14.20.10.2007	23
3.6. Reporte No. KIKO 19	24
3.7. Reporte del frente frío SMN	25
3.8. Evolución del frente frío	26
4.1. Se muestra a determinadas latitudes el tiempo en el que se completa un ciclo de oscilación inercial y su diámetro a una velocidad constante de 20cm/s (Stewart (22))	52
5.1. Tabla comparativa entre las características entre los modelos POM y SZM	56

Objetivos

- Analizar la respuesta del Golfo de México (GoM) al paso de un evento extremo como lo fue el frente frío No.4 de la temporada 2007 ocurrido el 23 de octubre de 2007, dando mayor importancia a las corrientes oceánicas en la plataforma y el talud continental y a las oscilaciones inerciales.
- Para estudiar las corrientes oceánicas en la zona de la plataforma continental del GoM al paso del frente frío realizar simulaciones numéricas de viento con el Weather Research and Forecast Model (WRF) y de circulación en el GoM utilizando el modelo Navy Coastal Ocean Model (NCOM), las cuales se realizarán en el Centro de Ciencias de la Atmósfera y en la supercomputadora de la UNAM.
- Discutir los efectos que tiene el cambio del ancho de la plataforma continental a lo largo del GoM sobre las ondas atrapadas a la costa y las corrientes generadas al paso del frente frío No.4 de 2007.
- Estudiar a partir de las salidas del NCOM, el impacto a la entrada del frente frío en las costas de los estados de Texas y Tamaulipas y los procesos generados en el GoM como lo son las ondas atrapadas a la costa, incrementos en el nivel del mar en zonas costeras, corrientes generadas a lo largo de las plataformas continentales (plataforma de Tamaulipas y Veracruz y plataforma Campeche y Yucatán), además de la generación de corrientes subsuperficiales a lo largo del talud continental.

*”Qué inapropiado llamar Tierra a este planeta,
cuando es evidente que debería llamarse Océano”*

Arthur C. Clarke

Golfo de México

El territorio mexicano es afectado a lo largo del año por diferentes fenómenos hidrometeorológicos que pueden provocar pérdidas humanas y daños materiales. Los principales fenómenos podrían ser lluvia, inundaciones, sequías, granizadas, nevadas, heladas, tormentas eléctricas, rachas de viento intensas, las cuales son consecuencia de eventos severos.

El territorio mexicano esta integrado por una parte terrestre perteneciente al continente americano cuya superficie, incluyendo islas, es de $1,964,375 \text{ Km}^2$, al norte colinda con Estados Unidos de América, al sur con Guatemala y Belice, al oeste con el océano Pacífico y al este con el Golfo de México y el Mar Caribe.

La importancia de estudiar los mares mexicanos y su circulación radica además de su importancia en el clima, en la presencia de asentamientos urbanos en la costa, transporte marítimo, desarrollo turístico, zonas afectadas por descargas de residuos industriales y urbanos, yacimientos petroleros, grandes zonas pesqueras, ecosistemas marítimos.

El Golfo de México es de especial interés debido a que su dinámica es influenciada por el paso de frentes fríos provenientes del norte los meses de otoño e invierno, que en algunos casos, provocan pérdidas de vida humana, impactos socioeconómico y en el ecosistema. A continuación se describe brevemente las características fisiográficas del Golfo de México.

Área de estudio: Golfo de México

El Golfo de México (GoM) es una cuenca semiabierta perteneciente al océano Atlántico, localizada en el continente americano, entre México, Estados Unidos y Cuba, tiene una profundidad máxima estimada de 3700 m, su área es de $1\,550\,000 \text{ km}^2$. Se comunica con el Mar Caribe por el Canal de Yucatán localizado entre Yucatán y Cuba, y con el norte del océano Atlántico a través del Estrecho de Florida, entre la Península de Florida y Cuba.

Una de las características morfológicas más sobresalientes del GoM es una extensa pla-

2. GOLFO DE MÉXICO

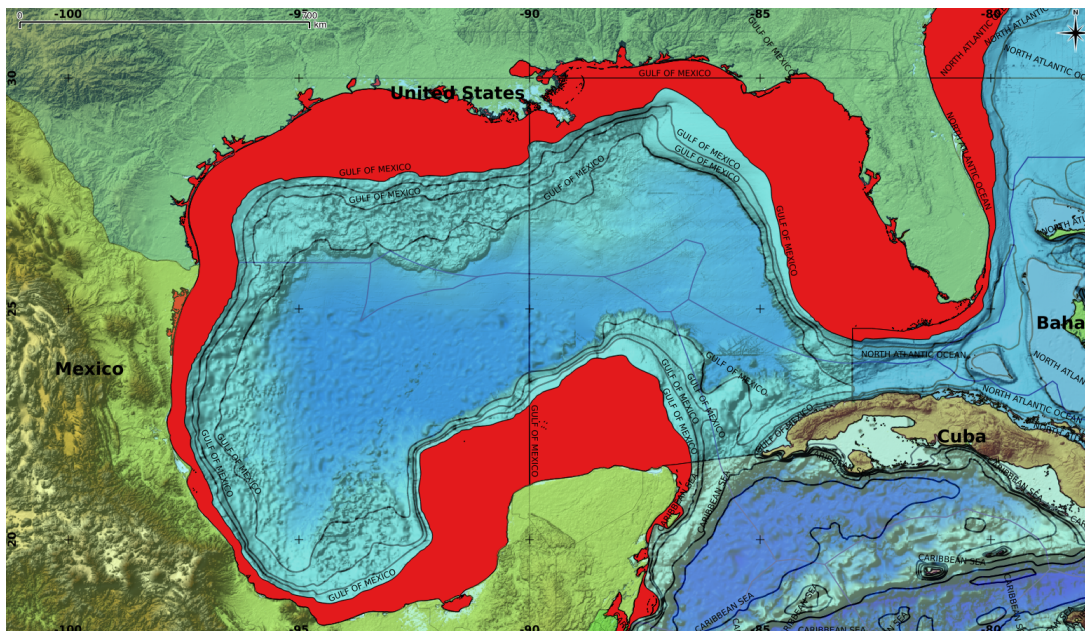


Figura 2.1: Batimetría del Golfo de México. Plataforma Continental (en rojo). Gebco 2. UNIATMOS

plataforma continental menor a los 200 metros de profundidad que bordea sus márgenes y va desde Florida, Estados Unidos hasta la península de Yucatán, México (Banco de Campeche).

Las regiones más anchas de la plataforma se encuentran frente a las planicies costeras y son la plataforma continental de la Península de Florida con 180 km de extensión en la parte oeste de la península, la plataforma continental de los estados de Texas y Luisiana con 160 km y por último la plataforma continental del sur del Golfo de México que comienza desde la región de los Tuxtlas hasta la Península de Yucatán, que va desde 130 km frente a la Isla del Carmen, 150 km en la Sonda de Campeche (región suroccidental del Banco de Campeche) y en la parte norte de la Península de Yucatán con 260 km. Entre las dos grandes regiones la plataforma se va estrechando a la altura de los sistemas montañosos que corren paralelos a la costa en el territorio nacional (Botello, 2005); las partes más estrechas de la plataforma se encuentra entre el litoral del estado de Luisiana y el Cañón del Mississippi, E. U. y el litoral sur del Estado de Veracruz, México, en la zona de los Tuxtlas, entre 6 y 16 km.

Otra región geomorfológica importante del GoM es el escarpe de Campeche, localizada al occidente del Banco de Campeche, la cual tiene gradientes de profundidad muy grandes.

Zavala-Hidalgo and Fernández-Eguiarte (27) propone una regionalización del GoM

basándose en el conocimiento de procesos físicos que se han ido comprendiendo en los últimos años de investigación donde se han utilizado herramientas satelitales y modelación numérica. Dicha propuesta consta de 10 regiones que se muestran en la siguiente tabla y que se usará en el resto del trabajo simplemente como 'región y su número'

Región	Descripción
1	Plataforma de Tamaulipas y Veracruz
2	Zona de confluencia de las corrientes costeras provenientes de las plataformas de Tamaulipas y Veracruz y la de Campeche
3	Banco de Campeche
4	Frontera de la Corriente de Yucatán
5	Costa de Quintana Roo
6	Zona oceánica de la Bahía de Campeche
7	Zona oceánica del norte y noroeste del Golfo
8	Región de la Corriente del Lazo.
9	Región de la plataforma de Texas y Luisiana. Con fuerte influencia del viento y de los ríos Misisipi y Atchafalaya.
10	Región de las plataformas de Mobile, Alabama y Florida

Tabla 2.1: Regionalización del Golfo de México - Zavala-Hidalgo and Fernández-Eguiarte (27)

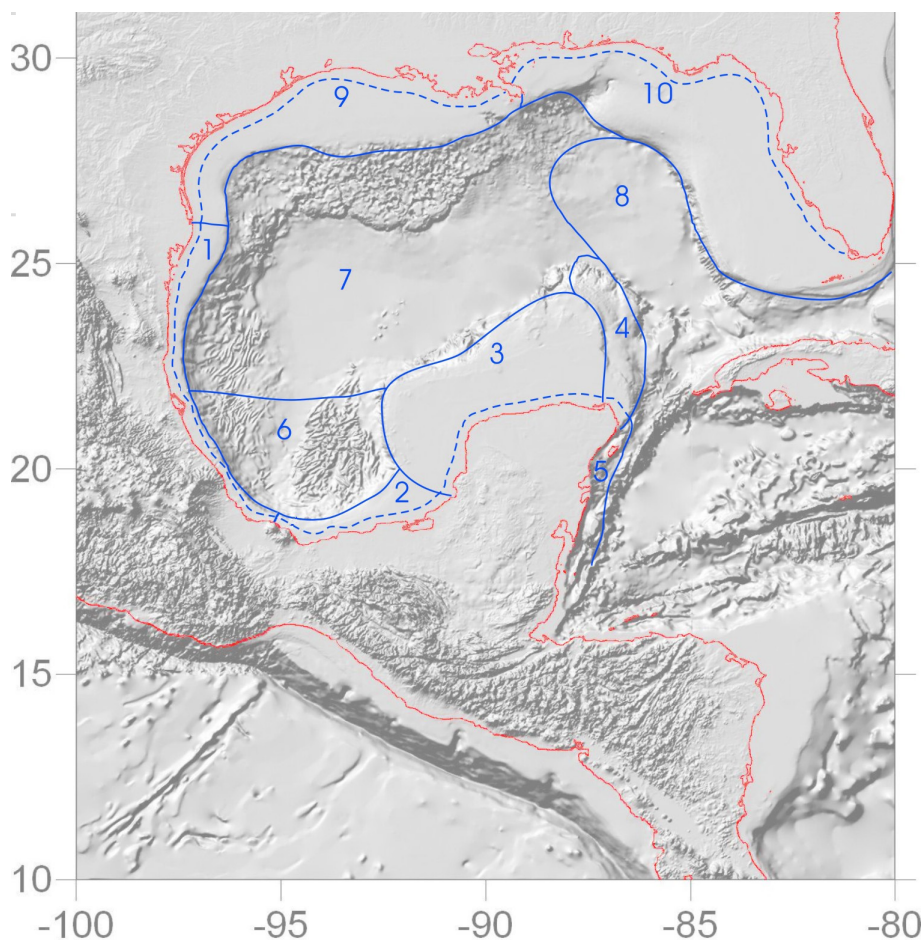


Figura 2.2: Regionalización del Golfo de México - Zavala-Hidalgo and Fernández-Eguiarte (27)

Dinámica del GoM

El océano interactúa con fuerzas en la superficie, que pueden generar corrientes o atenuarlas, estas fuerzas están asociadas a dos grandes procesos, el primero es el intercambio entre las primeras capas del océano con la atmósfera de flujos de calor y vapor de agua, y el segundo es la influencia de los vientos en las capas superficiales (flujos de momento). Este intercambio de flujos de calor, transferencia de masa y acción del viento explican porque la mayoría de las corrientes intensas ocurren en las capas cercanas a la superficie.

Además de los flujos de calor y de momento otros factores que generan corrientes en el océano son los gradientes de presión y las fuerzas de marea astronómica. Por otro

lado, entre los factores que pueden frenar las corrientes están la fricción que es difusión de momento y la difusión de densidad que provoca un cambio en los gradientes de presión.

Desde el punto matemático se puede ver que tanto el viento como los intercambios de calor determinan las condiciones de frontera del modelo en contraparte la fricción actúa sobre las partículas del océano y forma parte de la ecuación de movimiento y por último la difusión de densidad afecta los campos de temperatura y salinidad y en consecuencia los campos de densidad.

Lo anterior se cumple en el GoM haciendo que su dinámica sea muy compleja, entre los procesos más importantes se encuentra la Corriente de Lazo, remolinos (eddies o anillos) ciclónicos y anticiclónicos en regiones de aguas profundas y corrientes forzadas por viento en aguas someras.

Corriente de Yucatán

La dinámica del Golfo de México tiene una gran influencia por la Corriente de Yucatán (Zavala-Hidalgo and Fernández-Eguiarte (27)), la cual forma parte del giro subtropical del Atlántico norte, ésta corriente proveniente del Mar Caribe entra al Golfo de México por el sur de la isla de Cozumel y a través del canal de Yucatán, al llegar al Golfo de México es llamada Corriente de Lazo, posteriormente avanza hacia el norte, para salir del Golfo hace un giro anticiclónico de 180° grados y al llegar al noroeste de Cuba vira hacia el este donde finalmente sale por el Estrecho de Florida y se integra a la Corriente del Golfo. Región 8.

Las velocidades de la corriente de Yucatán llegan a superar los 2.0 ms^{-1} en su núcleo (Athié et al. (1)), de acuerdo a Candela et al. (4) y Ochoa et al. (20) su velocidad promedio es de 1.5 ms^{-1} cerca de la superficie llegando a alcanzar velocidades máximas de 2.5 ms^{-1} (Abascal et al. 2003).

Su transporte promedio es de 23.9 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (Ochoa et al. 2001, Sheinbaum et al. 2002, Zavala-Hidalgo and Fernández-Eguiarte (27)).

2. GOLFO DE MÉXICO

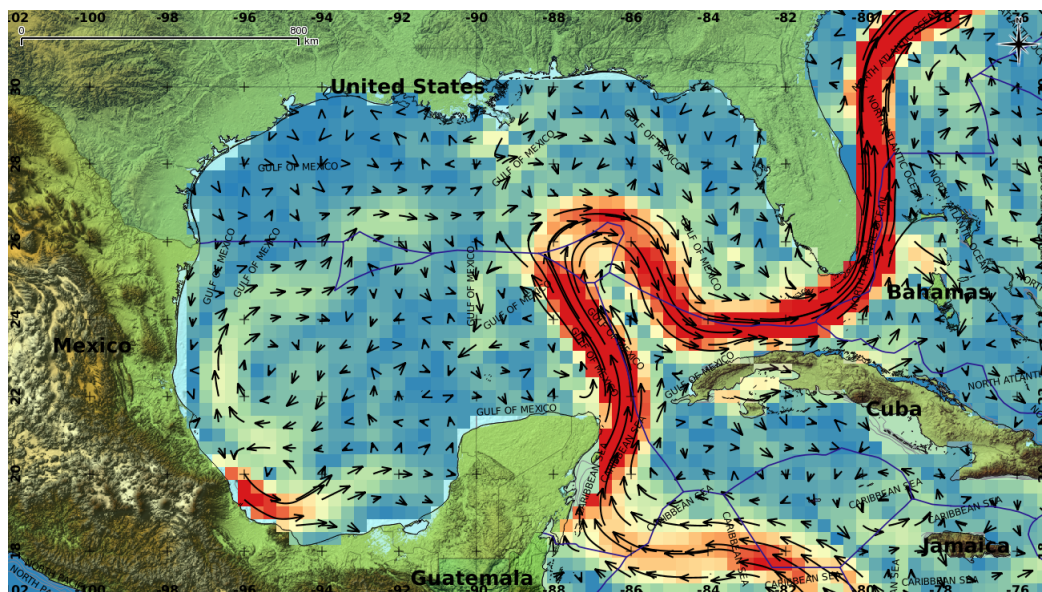


Figura 2.3: Superficie climatología mensual de velocidad geostrófica absoluta para febrero (1993-2011) UNIAMTOS-CCA UNAM 2016, Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic data

Remolinos del GoM

Cuando la Corriente de Lazo se interna en las regiones de aguas profundas del GoM (regiones 7 y 8) antes de retornar con un giro anticiclónico llegando a las costas de Cuba y virar al este para salir del GoM por el Estrecho de Florida, dicha Corriente penetra en regiones de aguas profundas del GoM y puede llegar a estrecharse (estrangularse) hasta acercarse tanto con la Corriente que retorna (dirección al sur cercana a Cuba) que se unen provocando el desprendimiento de la Corriente formandose un remolino anticiclónico de más de 300 km de diámetro que se desplaza hacia el oeste del GoM hasta llegar al talud continental localizado frente a las costas de Tamaulipas y Texas donde se disipa. Este desprendimiento ocurre en un periodo que oscila de 3 a 21 meses y su tiempo de vida es de alrededor de 1 año. Los remolinos contienen buena parte de la energía de la región oceánica del GoM, y tanto los remolinos como la corriente de Lazo juegan un papel importante en la circulación, en la climatología y en la dinámica del propio GoM.

Forzamientos del GoM

Una parte importante de la dinámica del GoM es su circulación que responde a diversos forzamientos como lo es el esfuerzo de viento, la fuerzas de marea astronómica, los gradientes de presión atmosférica y los flujos de calor. Los forzamientos provocados

por viento son muy importantes en especial en regiones de aguas someras sobre la plataforma continental (regiones 10, 9, 1, 2 y 3), dichos forzamientos pueden estar asociados a tormentas tropicales, huracanes y frentes fríos.

Esfuerzo del viento

En regiones de aguas someras el esfuerzo del viento transfiere momento a la superficie del GoM generando corrientes costeras, transporte y oleaje, si a esto le sumamos la presencia de costas o convergencia de vientos se produce un apilamiento de agua la cual y como consecuencia se genera un gradiente de presión que está en balance geostrofico con la fuerza de Coriolis haciendo aún más complejas las corrientes en la región (Zavala-Hidalgo and Fernández-Eguiarte (27)).

El esfuerzo del viento se define como la transferencia de momentum entre el viento y la superficie del mar y está definido matemáticamente como

$$\tau = C_D \rho_a |u| u \quad (2.1)$$

donde la densidad del aire está dada por $\rho_a = 1.2 \text{kg/m}^3$, el coeficiente de fricción $C_D = 10^{-3}$ y u es la rapidez del viento.

Corriente sobre la plataforma continental

En el trabajo de Zavala-Hidalgo and Fernández-Eguiarte (27) se muestra que las corrientes sobre la plataforma continental del GoM tienen estacionalidad dominada por la circulación de los vientos además de ser paralelas a la costa, esto se da cuando los vientos en la temporada otoño-invierno soplan sobre el GoM generando corrientes con dirección promedio hacia el sur tanto en la región de Tamaulipas y Veracruz (región 1) como en la región de Yucatán y Campeche (regiones 2 y 3), convergiendo ambas corrientes en la zona sur de la Bahía de Campeche generándose una corriente de retorno perpendicular a la costa (entre las regiones 6 y 3). Lo contrario ocurre en la temporada de verano donde las corrientes dominantes son hacia el norte en la región de Tamaulipas y Veracruz.

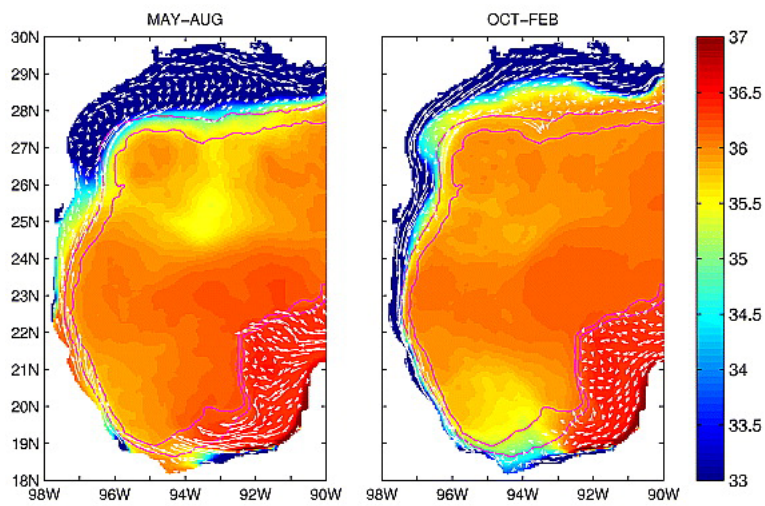


Figura 2.4: Promedio de la circulación y salinidad superficial en el Golfo de México, (izquierda) de mayo a agosto y (derecha) octubre a febrero. Zavala-Hidalgo et al. [28](#)

Masas de aire y frentes fríos

El aire es una masa de gas compuesta principalmente por oxígeno (casi 21%), nitrógeno (78%) y en menor escala por argón, dióxido de carbono, neón, helio, metano, kriptón, hidrógeno, óxido nitroso, xeón, ozono, dióxido nitroso, yodo, monóxido de carbono, amoníaco y vapor de agua (menos del 1%). Esta masa está atrapada a la Tierra por acción de la gravedad envolviéndola desde su superficie hasta el límite superior de la atmósfera y cuyo peso ejerce una fuerza perpendicular sobre la superficie de la Tierra denominada presión atmosférica, su unidad de medida en el Sistema Internacional es el Pascal y se obtiene midiendo la presión ejercida por esta columna de aire a nivel medio del mar (0 m) con una aceleración de gravedad de la 9.80665 m/s^2 que equivale a la presión ejercida por una columna de mercurio de 760 mm de altura en las mismas condiciones de gravedad y nivel del mar, este peso es lo que definimos como 1 atmósfera de presión cuyo valor es 1013.25 hPa. Este campo de presión es representado en un mapa meteorológico por isóbaras que pueden representar, dependiendo su comportamiento y su valor, depresiones, giros anticiclónicos, vaguadas o sistemas meteorológicos asociados al movimiento de las masas de aire llamado circulación atmosférica.

Cuando las propiedades físicas de grandes volúmenes de aire, básicamente la temperatura y humedad, son uniformes a lo largo de grandes regiones sobre la superficie de la Tierra lo llamamos masa de aire, su extensión puede llegar a cubrir miles de kilómetros cuadrados sobre la superficie y contar con un espesor de varios kilómetros. Estas masas de aire, al estar en estado estacionario adquieren (por procesos de radiación, convección, intercambio turbulento y evaporación) características similares de temperatura y humedad de las regiones continentales u oceánicas (llamadas regiones generadoras o regiones fuente) con las que tienen contacto por un tiempo prolongado. La adquisición de las características de temperatura y humedad por parte de la masa de aire es lenta y para lograrlo la masa de aire necesita localizarse en regiones donde existan sistemas barométricos estacionarios.

Una vez formadas las masas de aire y debido a la circulación general y secundaria de la atmósfera comienzan a desplazarse a regiones vecinas.

En ocasiones estas masas de aire recorren trayectos más largos durante un tiempo prolongado sobre regiones con propiedades diferentes de las regiones generadoras e interactúan con otras masas de aire modificando lentamente sus propiedades físicas. Este intercambio de propiedades que sufre la masa de aire se denomina transformación y es un proceso continuo y se manifiesta cuando la masa de aire localizada en la nueva región alcanza la temperatura de equilibrio, esto es, se forma una nueva masa de aire con propiedades características de esta región. Las masas de aire no siempre sufren esta transformación cuando se traslada a otras regiones, ya que no alcanza la temperatura de equilibrio ni adquieren las propiedades de la nueva región.

Clasificación de las masas de aire

El origen de las masas de aire depende de la latitud donde se encuentre la región generadora y/o del tipo de región generadora, pueden ser de origen ártico (A), polar (P) o tropical (T) y de origen continental (c) u oceánico (m) respectivamente. Combinando el origen de masas de aire se tienen seis categorías: ártico marítimo (Am), ártico continental (Ac), polar marítimo (Pm), polar continental (Pc), tropical marítimo (Tm), tropical continental (Tc). Otra clasificación de las masas de aire considera las diferencias de temperatura entre la masa de aire y la superficie sobre la que avanza. Cuando la masa de aire es más fría que la superficie que atraviesa se denomina masa de aire frío, y es llamada masa de aire cálido cuando la superficie es más fría que la masa de aire.

Las características generales de las masas de aire son las siguientes:

- Un gran volumen de masa de aire sobre una región extensa.
- Estar en estado estacionario sobre regiones generadoras (océano, continente) el tiempo suficiente para alcanzar el equilibrio termodinámico adquiriendo las propiedades de temperatura de la región generadora.
- Al desplazarse la masa de aire tendrá un intercambio de calor, masa y energía con la superficie en contacto y con otras masas de aire modificando temporalmente las condiciones meteorológicas a su paso o regulando el clima en pequeña o gran escala.
- La temperatura y humedad varían rápidamente y de forma uniforme en la vertical.
- Cada una de las capas horizontales de la masa de aire es homogénea en temperatura y humedad.

Características generales de masas de aire frías:

- Tendencia a inestabilizarse

- Flujos de calor, flujos verticales turbulentos y flujos de vapor ascendentes
- Nubes convectivas (Cu, Cb)
- Lluvia con grandes gotas, chubascos, tormentas y granizo ocasional
- Variabilidad en la nubosidad y precipitación sobre tierra y océano
- Buena visibilidad fuera de las regiones afectadas

Características generales de masas de aire cálidas:

- Enfriamiento y estabilización en las capas cercanas a la superficie
- Inversiones de bajo nivel
- Pequeños movimientos verticales y flujos turbulentos en las capas bajas
- Concentración de aerosoles y niebla cerca de la superficie
- Poca visibilidad en superficie
- El flujo ascendente de humedad es restringido
- Flujo de viento estable en superficie
- Nubes tipo Stratus, niebla, neblina, capas nubosas estratificadas
- Condiciones de nubosidad si la temperatura permanece por debajo del punto de rocío
- Llovizna

Masas de aire en México

El clima de México es influenciado directamente por 4 masas de aire que provienen de diferentes regiones generadoras Reyes Coca (21)

- Masas de aire polar marítimo proveniente del Pacífico norte, afectan el noroeste del país durante los meses de invierno, su temperatura en superficie oscila de 0°C a 10°C y tiene un gran contenido de humedad, cuando la masa de aire polar comienza a desplazarse hacia el sur debido a los sistemas de vientos del oeste de latitudes medias incrementa su temperatura al contacto con el océano y al entrar a territorio mexicano por el noroeste de la península de Baja California proporciona un clima templado debido a que sus temperaturas no son tan bajas.

3. MASAS DE AIRE Y FRENTE FRÍOS

- Masas de aire polar continental proveniente de Alaska y Canadá que afecta el norte del país en los meses de invierno, su temperatura en superficie es por debajo de 0°C y tienen un bajo contenido de humedad. Cuando la masa de aire polar se desplaza al sur entran por el norte de México y causan grandes descensos de temperatura y severas heladas en las zonas norte y centro del país, al llegar al sur y oriente la masa de aire se hace inestable debido a la diferencia de temperatura entre la superficie cálida y las capas frías de los niveles bajos de la masa.
- Masas de aire tropical marítimo procedentes del Atlántico y el Pacífico. Las masas generadas en el Atlántico frente a las costas de Estados Unidos, al sur del giro anticiclónico de las Bermudas, que en combinación con los vientos alisios se desplazan al oeste transportando calor y gran humedad proveniente del mismo océano Atlántico, del Golfo de México y mar Caribe sobre la vertiente el Golfo de México. Por otro lado, las masas de aire generadas en el Pacífico tropical se desplazan hacia el suroeste de México. Ambas masas convergen en la parte Central de México formando sistemas convectivos de mesoescala provocando lluvias intensas en la zona centro.



Figura 3.1: Masas de aire que ingresan al territorio mexicano

Sistema de alta presión

Un sistema de alta presión es una región donde la presión atmosférica es mayor que en los alrededores. Se caracteriza porque sus vientos en superficie divergen, en otras palabras, se alejan del centro de alta presión en un movimiento de circulación anticiclónico en el hemisferio norte y los vientos en las regiones superiores descienden (llamado subsidencia) y convergen hacia el centro del sistema compensando el movimiento en superficie. Estos sistemas tienen asociada una estabilidad atmosférica alta

(buen tiempo meteorológico) debido a que el aire frío y seco desciende (subsistencia) calentándose lo que evita la condensación del agua y la formación de nubes.

Lo contrario se da cuando en una región la presión es menor que en los alrededores (sistema de baja presión o depresión), se caracteriza porque los vientos en superficie convergen en una circulación ciclónica en el hemisferio norte. Estos sistemas son inestables lo que facilita la aparición de nubes y lluvia.

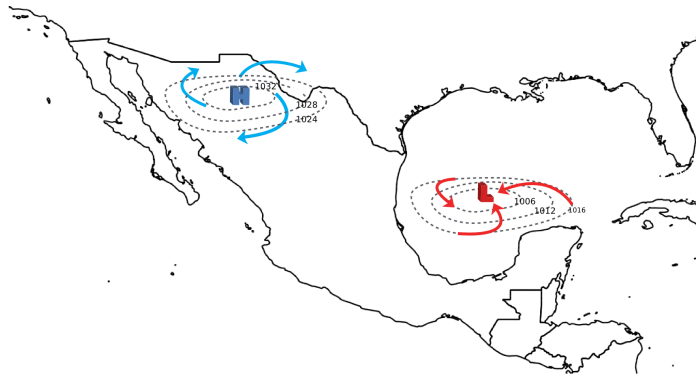


Figura 3.2: En azul se ejemplifica la divergencia de los vientos en un sistema de alta presión y en rojo los vientos convergen en un sistema de baja presión.

Frente meteorológico

Cuando dos masas de aire de distintas propiedades físicas como presión, temperatura, contenido de humedad, densidad y energía potencial, interactúan entre sí por efecto del viento existente se observa una franja de transición o discontinuidad entre ellas, dicha franja es lo que se conoce como frente meteorológico, sistema frontal o simplemente frente. Esta franja de transición es relativamente angosta en comparación con los tamaños de las masas de aire, entre 5 a 50 km de ancho.

Es a lo largo de esta franja donde la energía potencial se transforma en energía cinética generando grandes tempestades llamadas ciclones frontales.

Un frente puede tener varios miles de kilómetros de extensión sobre la superficie (500 a 5000 km de longitud y de 5 a 50 km de ancho) y llegar hasta la tropopausa (3 a 20 km). Un frente puede intensificarse (frontogénesis) cuando una o ambas masas de aire se mueven sobre regiones que fortalecen las propiedades originales de las masas y se debilita cuando las propiedades de una o ambas masas de aire disminuyen (frontolisis).

Características generales de un frente:

3. MASAS DE AIRE Y FRENTE FRÍOS

- Cambio rápido en la dirección del viento a lo largo del frente.
- A menudo está asociado a nubosidad extensa que provoca precipitación principalmente en la región de las masas frías.

Independientemente de qué masa de aire tenga mayor velocidad de desplazamiento horizontal siempre será la masa de aire más cálida y menos densa la que asciende generando una zona de baja presión llamada depresión frontal, mientras que la masa de aire más fría y densa actúa como cuña y es sobre esta que el aire cálido asciende. La depresión frontal está caracterizada por contener un centro de baja presión con un intenso gradiente de presión favoreciendo la convergencia de los vientos en una circulación ciclónica, con vientos intensos a lo largo del frente.

Dependiendo de la velocidad de desplazamiento horizontal de cada una de las masas es el tipo de frente que se formará, si la masa de aire frío es la más rápida y avanza desde regiones frías hacia regiones de masas de aire cálidas se formará un frente frío también llamado frente polar, si es la masa de aire cálido la que tiene mayor velocidad moviéndose desde regiones con masas de aire caliente con altas temperaturas a regiones de masas de aire frías con temperaturas más bajas se formará un frente cálido también llamado frente tropical.

Cuando no es muy apreciable el movimiento de las masas a lo largo de un período de tiempo considerando una distancia de 1 grado de latitud en 24 horas, se llama frente estacionario.

Frente cálido

Como se vió anteriormente cuando dos masas de aire interactúan entre si y la masa de aire más cálido avanza a mayor velocidad que la masa de aire más frío se produce un frente cálido. Esto es, la masa de aire más caliente hace retroceder a las masas de aire frío de menor velocidad cubriendo regiones que en un inicio estaban ocupadas por dichas masas de aire más frío. El avance de este frente es más lento en superficie, debido a la fricción, que en sus niveles superiores, lo que hace que el ángulo de la pendiente sea pequeño. La pendiente de un frente cálido en promedio tiene una relación de 1:200, esto es un kilómetro vertical por 200 kilómetros en la horizontal. Un frente cálido tiene una rapidez promedio de 25 km/h. Cuando el aire cálido y húmedo asciende sobre la cuña del frente, se expande y enfría adiabáticamente provocando que la humedad se condense y se precipite. En los análisis de superficie (3.7, 3.9, 3.11 y 3.13) se representa como una línea roja continua con semicírculos apuntando en dirección del avance de frente.

Frente frío

Este trabajo se centra en los efectos sobre la dinámica del GoM al paso de un frente frío por lo que nos centraremos en este tipo de frente.

Cuando se encuentran dos masas de aire (una masa de aire fría y masa de aire cálida) y es la masa de aire frío la de mayor velocidad se produce un frente frío, la masa fría desciende al ser más densa y penetra en forma de cuña bajo la masa menos densa de aire cálido que tiende a subir generando siempre una zona de baja presión llamada depresión frontal; la fricción entre la superficie del suelo y la base de la masa de aire fría hace que el avance de la masa de aire sea más lento en superficie que en el resto de la columna, provocando que el frente frío tenga una inclinación conforme se desplaza, cuya pendiente tiene una relación de 1/100, esto es, un kilómetro en la vertical en cada 100 kilómetros en la horizontal. Un frente frío tiene una rapidez promedio de 35 km/h: un frente frío trae consigo un cambio en las condiciones meteorológicas de la región, como son el provocar lluvia, tormentas eléctricas, vientos fuertes, tormentas de nieve.

Por ser más rápidos y tener una inclinación de pendiente frontal mayor, los frentes fríos son más violentos en las condiciones meteorológicas que los provocados por frentes cálidos. El frente frío genera una gran advección de aire frío, provoca un descenso en la temperatura del medio ambiente conforme este se desplaza hacia el sur; por el contrario, el frente cálido provoca advección de aire cálido, aumentando la temperatura del medio conforme este se desplaza hacia el norte. En los mapas se representan como una línea azul continua con triángulos apuntando en dirección de la masa de aire cálido.

En las regiones oceánicas podemos ver el nacimiento de frentes muy intensos en los meses de otoño e invierno debido a que la circulación atmosférica es dominada por las masas de aire de origen polar con bajas temperaturas interactuando con masas de aire sobre la superficie oceánica que aún conserva su temperatura relativamente alta favoreciendo el intercambio de calor, masa y momento (21), el frente frío #4 concuerda con esto como se verá más adelante.

3. MASAS DE AIRE Y FRENTE FRÍOS

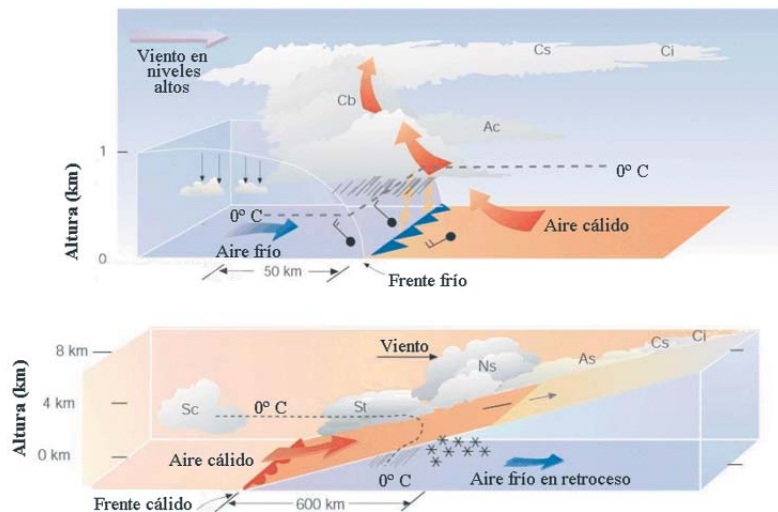


Figura 3.3: Arriba, diagrama de un frente frío. Abajo, diagrama de un frente cálido.

Fuente 'Meteorology Today', C. Donald Ahrens, 2003 Thomson-Brooks.

Frentes fríos en México

Los frentes fríos son uno de los fenómenos más importantes en los meses de los meses de otoño e invierno sobre el territorio mexicano debido a la influencia que tienen sobre la variabilidad de la temperatura y las corrientes costeras en el GoM; estos fenómenos meteorológicos son generados en latitudes medias, su desplazamiento es del noroeste al sureste, las características del paso de un frente frío son el transporte de aire frío, descenso abrupto de temperatura, vientos fuertes, nublados, precipitaciones y en ocasiones nevadas en las zonas montañosas del país. Cuando estos frentes fríos atraviesan el GoM, las regiones de la costa de Veracruz, Tabasco y Campeche los llaman Nortes debido a que los vientos fuertes del frente provienen del norte geográfico; a su paso producen tormentas intensas en dichas regiones.

Clasificación de los Nortes

Los "Nortes" se clasifican por la intensidad de sus vientos y estos a su vez se clasifican con una escala de vientos, la cual es usada por los marinos y meteorólogos llamada escala Beaufort y nos permite relacionar la velocidad de los vientos con el oleaje que generan en la superficie del mar en regiones apartadas de la orilla, mar adentro. Esta escala fue propuesta alrededor del año 1805 por el Almirante Sir Francis Beaufort y está compuesta de 12 clasificaciones.

Escala de Beaufort	Viento [km/h]	Clasificación	Condiciones del mar
0	Menor a 1.8	Calma	Superficie del mar plana y “como espejo”
1	1.9 a 5.5	Viento ligero	Algunas pequeñas ondulaciones
2	5.6 a 11.1	Brisa ligera	Pequeñas ondulaciones de 10 a 15 cm de altura
3	11.2 a 18.5	Brisa gentil	Algo de ondulación de 15 a 30 cm de altura
4	18.6 a 29.6	Brisa moderada	Pequeñas olas de 30 cm a 1 m de altura
5	29.7 a 38.9	Brisa fresca	Oleaje moderado, con altura de 1 a 2 m. Algo de espuma y spray
6	39.0 a 50.0	Brisa fuerte	Olas de 2 a 3 m de altura. Espuma blanca en la cresta de las olas, presencia de spray
7	50.1 a 62.9	Cercana a Galerna	Olas de 3 a 4 m de altura. Mucha espuma blanca sale de las olas que rompen
8	63.0 a 74.0	Galerna (tormenta tropical)	Olas de 5 a 6 m de altura, espuma sale volando de olas que rompen
9	74.1 a 87.0	Galerna fuerte	Olas de 7 a 8 m de altura, espuma densa sobre el mar, el espray reduce la visibilidad
10	87.1 a 101.8	Tormenta	Olas de 9 a 10 m de altura, zonas del mar blancas por la espuma, baja visibilidad
11	101.9 a 117.9	Tormenta violenta	Olas de 10 a 11 m de altura, regiones del mar blancas por la espuma, visibilidad muy reducida
12	118 o mayor	Huracán	Olas de 11 m o más, el aire con espuma, mar totalmente blanco por la espuma, gran cantidad de spray, muy baja visibilidad

Tabla 3.1: Escala Beaufort de viento y oleaje, (15)

El Servicio Meteorológico Nacional (SMN) proporciona una tabla de clasificación de “Nortes” basada en la escala Beaufort de vientos y oleaje; está compuesta de 5 categorías numéricas.

3. MASAS DE AIRE Y FRENTES FRÍOS

Clasificación de “Nortes”					
Clasificación	I	II	III	IV	V
	Débil	Moderado	Fuerte	Intenso	Severo
Escala de Beaufort	4 a 5	6 a 7	8 a 9	10 a 11	12
Rango de vientos [km/h]	20 a 38	39 a 61	62 a 88	89 a 117	>118
Altura significativa de las olas / Altura de la máxima [m]	0.5 a 2.5	2.5 a 4	4 a 9	9 a 14	>14

Tabla 3.2: Clasificación de Nortes, SMN

Frente frío #4 de la temporada 2007 sobre México

El frente frío número 4 (ff4) de la temporada de 2007 se desarrolla entre el 22 de octubre al 2 de noviembre de 2007. Por sus características dinámicas se puede dividir en tres etapas:

- La primera etapa comienza el día 22 de octubre con la entrada del sistema de alta presión al GoM, su avance por el GoM entre los días del 22 al 25 de octubre generando vientos intensos, gran precipitación en los estados de Veracruz, Tabasco, Chiapas y Campeche, fuerte oleaje y corrientes intensas en el GoM, quedando en estado estacionario el día 25 de octubre sobre el mar Caribe.
- La segunda etapa se encuentra entre los días 25 al 28 de octubre, en la cual el frente continua en estado estacionario sobre el mar Caribe.
- La tercera etapa, entre los días 28 de octubre al 2 de noviembre, donde el frente estacionario evoluciona a frente cálido desplazándose hacia el oeste, quedando en estado estacionario sobre el Golfo de México, generando precipitación muy intensa en las zonas altas en los estados del sureste mexicano, en especial Tabasco y Chiapas. Esta intensa precipitación provocó la inundación de Villahermosa, Tabasco.

**Condiciones meteorológicas previas y durante el frente frío #4
de acuerdo a las Alertas y Reportes Fenómenos
Hidrometeorológicos**

El Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y la Subdirección de Meteorología General de Protección Civil de la Secretaría de Gobernación tiene pronósticos diarios de lluvia que son utilizados para crear reportes que estiman los riesgos por inundación para cada uno de los municipios del territorio nacional (5). Los reportes hacen referencia a fenómenos meteorológicos presentes sobre el territorio mexicano como pueden ser: frente frío, aire tropical, onda tropical, perturbación tropical, afluencia de humedad, vaguada, baja presión, línea de convergencia, especial, y ciclones tropicales que a su vez se dividen en: depresiones tropicales, tormentas tropicales y huracanes; su emisión dependen de su peligrosidad y su cercanía al territorio nacional siendo cada 3, 6, 12 y 24 horas (6).

A continuación se muestra un extracto de los reportes emitidos durante días previos al paso del ff4 por el GoM. (5).

Vaguada, 20 de octubre de 2007, reporte ordinario No. 02.20.10.2007

Situación Actual	“Una Vaguada en el suroeste del Golfo de México, interacciona con el frente frío 3, ocasionando nublados importantes el centro-oriente y sur-sureste del país; En tanto, otra vaguada frente a costas de Quintana Roo, ocasiona entrada de humedad hacia la Península de Yucatán.”
Pronóstico	“Vaguada en el suroeste del Golfo de México ocasionará vientos de 20 a 35 km/h., con olas de 1.5 a 2.5 m en costas de dicha región.”

Tabla 3.3: Reporte ordinario No. 02.20.10.2007

3. MASAS DE AIRE Y FRENTE FRÍOS

Frente Frío No. 03, 20 de octubre de 2007, reporte ordinario No. 04.20.10.2007

Situación Actual “Frente Frío 3, extendido sobre el Golfo de México hasta el sur de Tamaulipas, se adentra como estacionario hacia el centro y noroeste del país, interaccionando con aire tropical; junto con la masa asociada, favorecen ligero descenso de temperatura y vientos ocasionalmente fuertes en sierras de las regiones norte y centro del país. ”

Pronóstico “Este frente frío se desplazará al sureste interaccionado con vaguada sobre el suroeste del Golfo de México, debilitándose.”

Tabla 3.4: Reporte ordinario No. 04.20.10.2007

Tormenta Tropical Kiko del océano Pacífico, 20 de octubre de 2007

Sistema de alerta temprana, Reporte No.14.20.10.2007

Situación Actual	“Kiko continúa intensificándose dentro de su actual categoría y persiste en su desplazamiento al noroeste, manteniéndose muy cerca de costas del pacifico central... ..Manteniendo vientos de tormenta tropical y oleaje de hasta 4 m de altura hasta 165 km en su cuadrante noreste; estimándose aún que oleaje frecuente y peligroso continúa presentándose en la zona marítima y costera del pacífico central...”
Pronóstico	“Este sistema continuará intensificándose y podría alcanzar la categoría 1 de huracán en la escala saffir simpson, mañana por la mañana mantendrá su desplazamiento al noroeste o inclusive se dirigirá al norte...”

Tabla 3.5: Reporte No.14.20.10.2007

3. MASAS DE AIRE Y FRENTE FRÍOS

Tormenta tropical Kiko del océano pacífico, 22 de octubre de 2007

Sistema de alerta temprana, reporte no. KIKO 19

Situación Actual	“Esta mañana la tormenta tropical Kiko continúa debilitándose dentro de su actual categoría, ahora se desplaza al oeste alejándose de costas del pacifico central mexicano y aproximándose a las islas Socorro y Benedicto. . . .Mantiene vientos de tormenta tropical hasta a 110 km en su cuadrante noreste y oleaje de hasta 4 m de altura en una distancia de hasta 185 km en su cuadrante sureste; estimándose que ocasiona oleaje frecuente y peligroso en la zona marítima del pacífico central. El peligro para el país comienza a disminuir, pero aún ocasiona algunas lluvias importantes y oleaje alto y frecuente en entidades del pacifico central. “
Pronóstico	“Este sistema continuará debilitándose y las primeras horas de mañana sería una depresión tropical... ..Asimismo, seguirá favoreciendo oleaje alto y viento fuerte en las zonas marítimas desde Jalisco hasta el sur de Nayarit y baja california sur. Ante lo cual se recomienda mantener precauciones a la navegación. Este sistema se mantendrá en observación ante cualquier eventualidad.”

Tabla 3.6: Reporte No. KIKO 19

Evolución del frente frío 4 de la temporada 2007

Condiciones atmosféricas en superficie del día 21 de octubre a las 03:00Z sobre Norteamérica (13), (18)

- El ff4 asociado a un sistema de alta presión entró a Estados Unidos por los estados de Oregon y Washington, a las 03Z hrs con presión reducida al nivel del mar de 1028 hPa.
- Se reportó la existencia de un frente estacionario sobre el Golfo de México que se

extendió desde el estado de Florida, Estados Unidos, hasta el estado de Tamaulipas, México.

- Se reportó la existencia de una zona de inestabilidad asociada a una vaguada en el Mar Caribe.
- La tormenta tropical Kiko se localizaba en el océano Pacífico a 150 millas náuticas (aproximadamente 280 km) del puerto de Manzanillo en el estado mexicano de Colima, de acuerdo con el National Hurricane Center. De acuerdo a “Best track for Tropical Storm Kiko” (14) la presión de la tormenta tropical para las 00Z hrs del 21 de octubre es de 991 mb.

Condiciones atmosféricas en superficie del día 22 de octubre

El frente frío asociado al sistema de alta presión avanza por el territorio estadounidense y al pasar por las Rocallosas intensifica su presión llegando a 1043 hPa. Los avisos del SMN indicaban que el frente frío provocará efecto de “Norte” fuerte a severo sobre el Golfo de México, previéndose rachas de 100 a 120 km/h.

Fragmento del aviso núm. 044 especial intermedio a las 15 horas del día 22 de octubre

“...Todas las embarcaciones marítimas del Golfo de México y del Golfo de Tehuantepec, así como el transporte terrestre de La Ventosa, Oax., deberán extremar precauciones por efecto de fuertes marejadas y viento intenso, respectivamente...”

Tabla 3.7: Reporte del frente frío SMN

Condiciones atmosféricas en superficie para los días 23, 24 y 25 de octubre

El frente frío continuó su avance al sureste cubriendo una extensa región desde el oeste de Estados Unidos, norte y centro de México y Golfo de México. De acuerdo al reporte ordinario de CENAPRED No. 03.23.10.2007, “el Frente Frío 4 se extiende sobre el oriente del Golfo de México hasta el norte de Chiapas, la masa de aire frío asociada cubre el norte, oriente y centro del país, favoreciendo moderado descenso de temperatura y vientos fuertes en el norte, centro y sur-sureste del país, así como

3. MASAS DE AIRE Y FRENTE FRÍOS

aumento de nubosidad en el centro, oriente y sur-sureste del territorio.” pronosticando que el “sistema se desplazará al sureste favoreciendo moderado descenso de temperatura en el norte, centro y oriente del país, así como vientos del norte de 30 a 45 *km/h*. Además, ocasionará Norte de 75 *km/h* con rachas de hasta 110 *km/h* y olas de 2 a 3 *m* en costas y zonas marítimas de Tamaulipas, Veracruz e Istmo y Golfo de Tehuantepec; estas condiciones se extenderán con menor intensidad a la Península de Yucatán” y cuyas recomendaciones fueron:

- Precaución ante lluvias fuertes a intensas y sus efectos en sitios señalados.
- Precaución ante Norte fuerte y moderado descenso de temperatura en lugares nombrados.
- Precaución a la navegación marítima y terrestre por efectos de Norte en zonas mencionadas.
- Prestar especial atención a niños, personas de la tercera edad e indigentes.

De acuerdo con la evolución del ff4 y utilizando la escala Beaufort, los vientos asociados al frente fueron de entre 10 a 12 en la escala de fuerza durante su paso por el GoM, clasificándose, de acuerdo a esta escala entre Tormenta - Tormenta violenta a Huracán. Y de acuerdo a la clasificación “Nortes” del SMN se puede clasificar como “Norte tipo IV-V”, lo que sería un “Norte” de fuerte a severo.

Diferentes categorías que el “Norte” adquirió al ir evolucionando a su paso por el GoM, de acuerdo al aviso número 044 especial intermedio emitido a las 15 horas del día 22 de octubre por el SMN.

Fecha	Intensidad
0-24 h (del 22 al 23 de octubre)	Fuerte
24-48 h (del 23 al 24 de octubre)	Fuerte a Severo
48-72 h (del 24 al 25 de octubre)	Moderado a Fuerte
72-96 h (del 25 al 26 de octubre)	Débil a moderado

Tabla 3.8: Evolución del frente frío

El análisis del ff4 (13) lo cataloga como evento extremo debido a que la velocidad de los vientos se encuentra dentro del 10% de los eventos de “Nortes” más intensos registrados en el período 1979-2007 en el GoM.

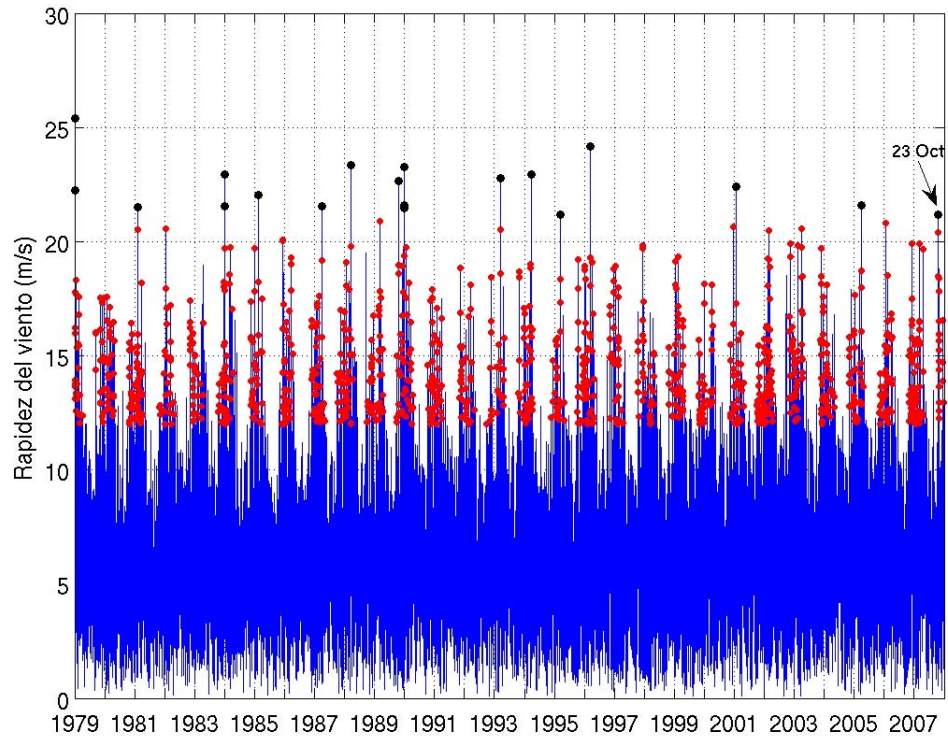


Figura 3.4: Rapidez del viento a 10 m cada 6 horas sobre el punto con coordenadas 20°N , 93.75°W para el periodo 1979-2007 de la base de datos NCEPR2. Los puntos rojos indican la ocurrencia de eventos de Norte. Los puntos negros eventos de Norte con intensidades (entre 12 a 20 m/s) similares al frente frío #4 para el día 23 de octubre cuya intensidad fue 21.6 m/s de acuerdo a la boya 42055. Fuente: 13

López-Méndez (13) comparó la rapidez de viento a 10 metros en tres boyas del NCBC para el período comprendido entre el 17 al 31 de octubre del 2007. Las boyas utilizadas son la 42001, 42002 y 42055 y se observó que la entrada del ff4 la registraron dos boyas, las boyas 42002 y 42055, en las últimas horas del día 22 de octubre, y que, al ubicarse la boya 42001 más al este registró al ff4 12 horas después.

3. MASAS DE AIRE Y FRENTES FRÍOS

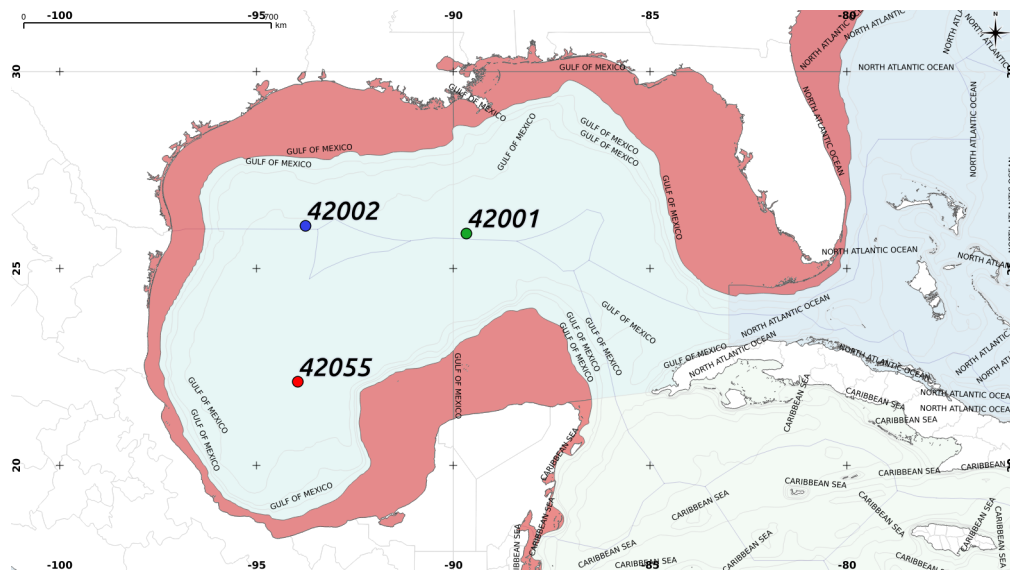


Figura 3.5: Localización de las boyas 42002, 42055 y 42001

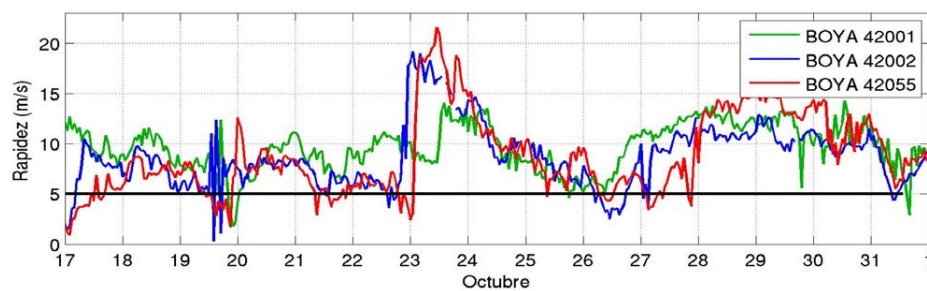


Figura 3.6: Rapidez de viento a 10 metros del 17 de octubre al 1 de noviembre, se observa que el ff4 es registrado en orden secuencial por las boyas 42002 y 42055 con velocidades aproximadas de 20 m/s y por la boya 42001 con velocidad cercana a 15 m/s. Fuente: 13

El análisis en superficie concuerda con los boletines emitidos por el SMN y con los resultados de 13, a continuación se muestra el análisis en superficie del Hydrometeorological Prediction Center (18), junto con la fotografía GOES en infrarrojo correspondiente.

Análisis de superficie (22 octubre 12:00Z de 2007), Infrarrojo (22 octubre 10:45Z de 2007)

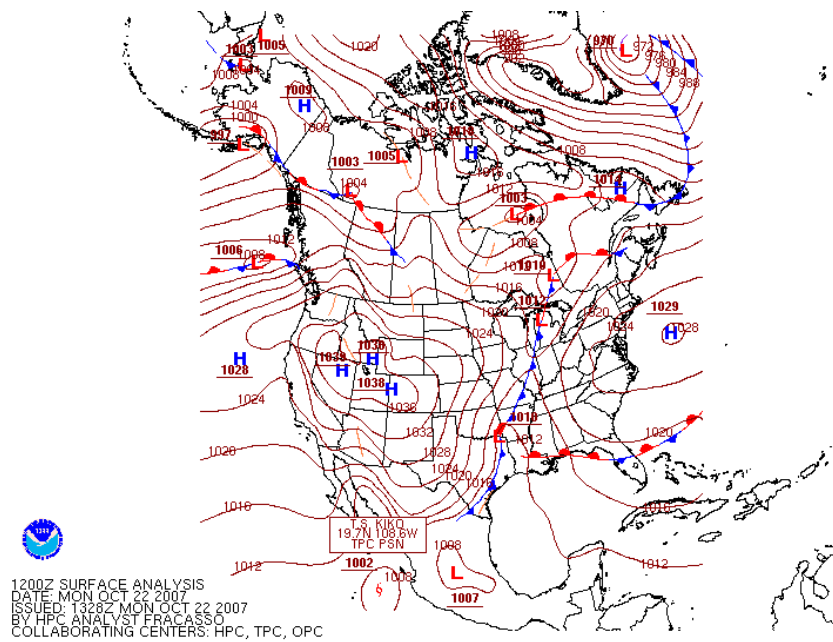


Figura 3.7: Análisis de superficie del 22 octubre 12:00Z de 2007

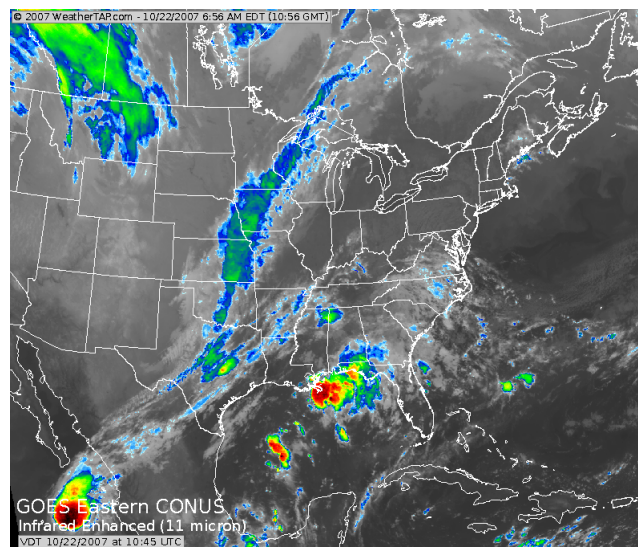


Figura 3.8: Infrarrojo del 22 octubre 10:45Z de 2007

3. MASAS DE AIRE Y FRENTES FRÍOS

Análisis de superficie (23 octubre 00:00Z de 2007), Infrarrojo (22 octubre 22:45Z de 2007)

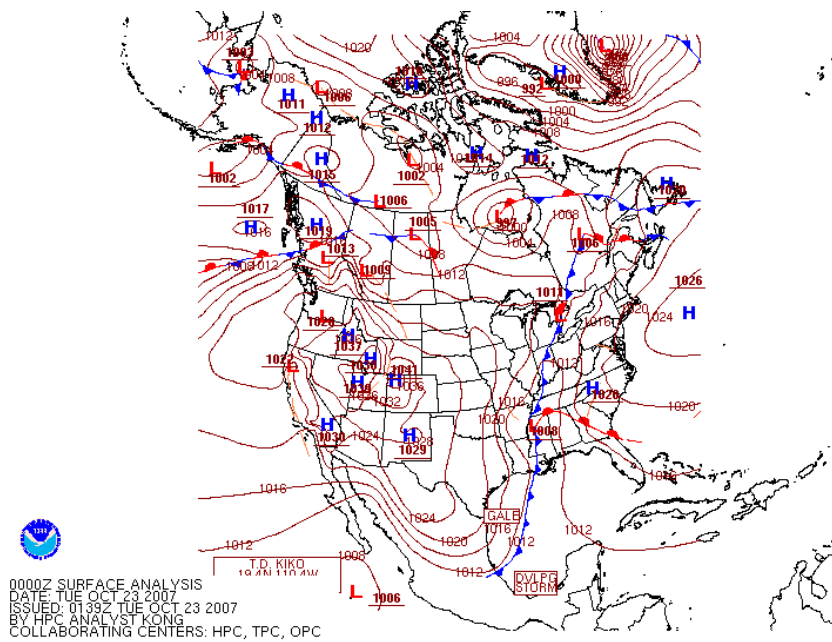


Figura 3.9: Análisis de superficie del 23 octubre 00:00Z de 2007

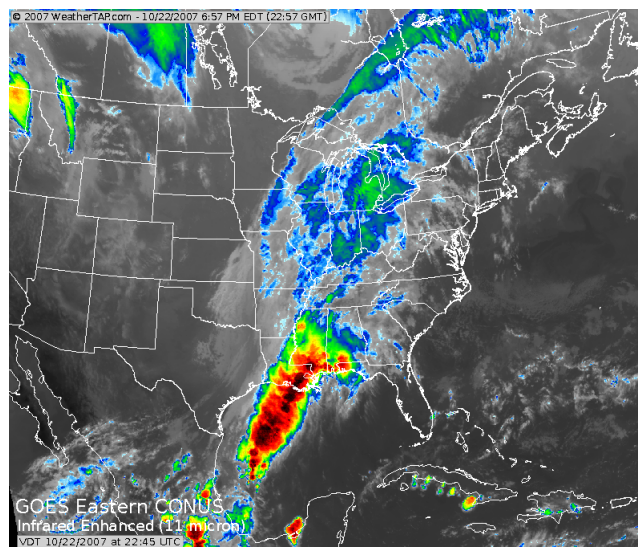


Figura 3.10: Infrarrojo del 22 octubre 22:45Z de 2007

Análisis de superficie (23 octubre 12:00Z de 2007), Infrarrojo (23 octubre 10:45Z de 2007)

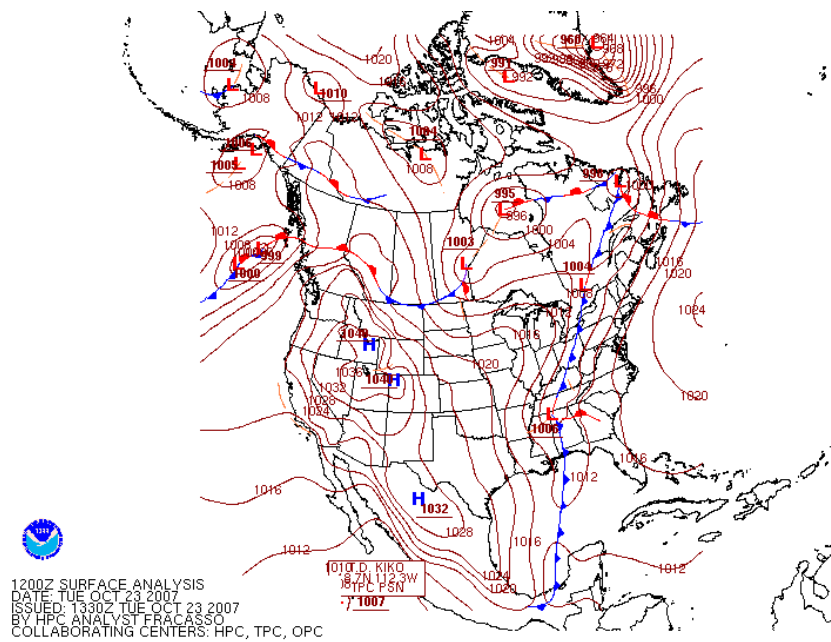


Figura 3.11: Análisis de superficie del 23 octubre 12:00Z de 2007

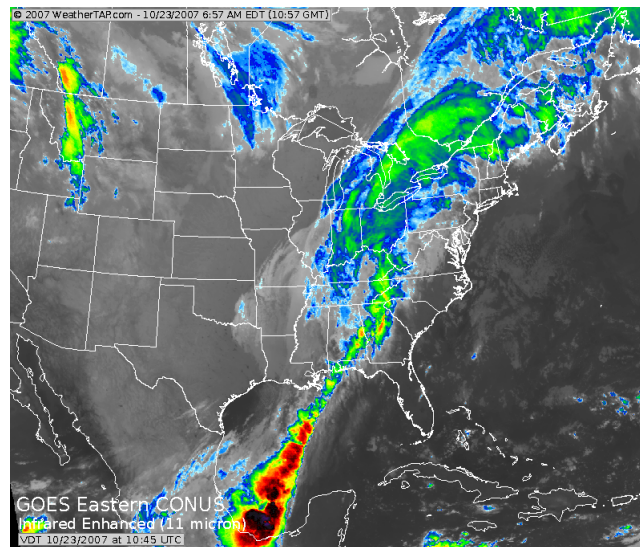


Figura 3.12: Infrarrojo del 23 octubre 10:45Z de 2007

3. MASAS DE AIRE Y FRENTES FRÍOS

Análisis de superficie (24 octubre 12:00Z de 2007), Infrarrojo (24 octubre 10:45Z de 2007)

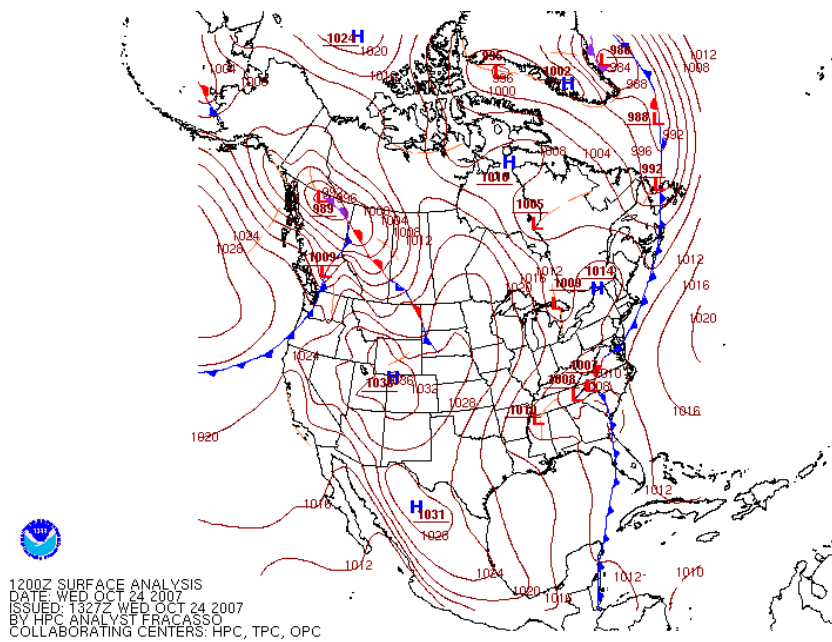


Figura 3.13: Análisis de superficie del 24 octubre 12:00Z de 2007

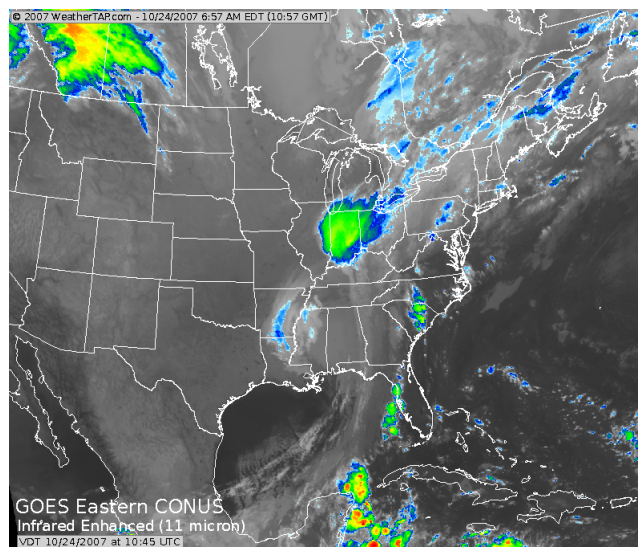


Figura 3.14: Infrarrojo del 24 octubre 10:45Z de 2007

Daños provocados por el frente frío

El ff4 provocó la peor inundación en el estado de Tabasco de los últimos 50 años habiéndose inundado el 62% de la superficie del estado y dejando casi 1.5 millones de personas damnificadas. Los daños económicos fueron evaluados por 7 en 31.8 miles de millones de pesos y se catalogó al ff4 como uno de los desastres más grandes ocurrido en México siendo superado solo por los sismos en la ciudad de México de la segunda mitad del año 1985 y por los efectos acumulados de los huracanes Wilma y Stan del año 2005 (13). También ocasionó el accidente de la plataforma petrolera de perforación marina Usumacinta, en el sur del GoM, mientras se realizaban trabajos en el pozo KAB-101. Dicha plataforma tuvo problemas el 23 de octubre de 2007, cuando el frente frío entró con rachas de viento de 130 km/h a la Sonda de Campeche generando olas de entre 6 a 8 metros de altura lo que ocasionó movimientos oscilatorios en la plataforma provocando que ésta se impactara con la parte superior del árbol de válvulas del pozo KAB-101 liberando aceite y gas; ante un riesgo de incendio y como medida preventiva 86 trabajadores evacuaron la plataforma, durante la evacuación murieron 21 trabajadores (8). De este pozo, según las estadísticas de Pemex, se habría esperado obtener una producción aproximada de 100 mil barriles diarios. De acuerdo con informes oficiales, en la Sonda de Campeche operan más de 200 plataformas marinas donde prestan sus servicios más de 13 mil 500 personas.

En este estudio nos enfocaremos a las ondas que tienen como forzamiento al viento y que por su cercanía a la costa son de gran importancia ante los efectos negativos que pueden provocar a la población y su economía. Estas ondas aparecen al interactuar la superficie de un cuerpo de agua con el viento y puede tener diferentes características dependiendo de las condiciones del viento, del tamaño del área en la que sopla y el tiempo en que sopla el viento de manera sostenida, y pueden tener desde 1 cm hasta metros de amplitud.

Definición de onda

Las olas son ondas que se propagan por la superficie del océano y son generadas por la transferencia de energía de la atmósfera al océano. Generan mezcla, influyen en la navegación marítima, en el transporte de sedimentos, en la erosión en la costa sobre playas y ocasionan daños en la infraestructura.

Se puede definir a la onda como un imbalance que se propaga de forma organizada, (Scales & Snieder) comúnmente son deformaciones periódicas en una interfaz entre dos fluidos [24](#), [3](#).

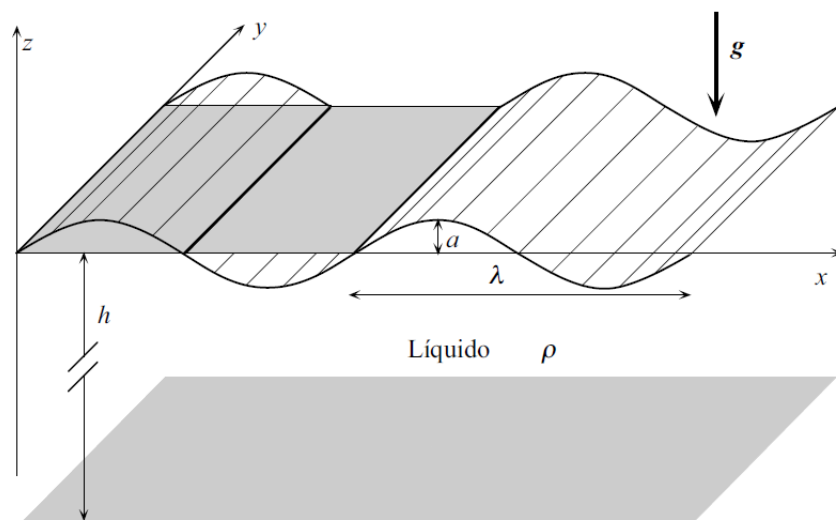


Figura 4.1: Diagrama de la propagación de una anomalía sobre una superficie con una velocidad de propagación $v = \frac{\Delta x}{\Delta t}$.

Los elementos que describen una onda son su período T , su longitud λ , su velocidad C de fase, velocidad de grupo y su amplitud a . En oceanografía, las olas son deformaciones de la superficie del océano, siendo ésta la interfaz entre el océano y atmósfera. Las deformaciones se propagan con la velocidad de onda, mientras que las partículas describen movimientos orbitales u oscilatorios a la velocidad de la partícula, y en promedio permanecen en la misma posición (24). La propagación de una onda se produce como efecto del intercambio entre energía cinética y energía potencial, esto significa que se establece un intercambio entre una fuerza restauradora (energía potencial) y la inercia del sistema (energía cinética). La fuerza restauradora tiende a llevar al sistema a su posición de equilibrio y la inercia del sistema tiende a persistir en el estado de movimiento. Ejemplos de fuerzas restauradoras son la gravedad, en el caso de ondas de gravedad, la compresibilidad del fluido es el caso de ondas sonoras y la fuerza de Coriolis en el caso de ondas inerciales.

Para un mejor estudio las ondas oceánicas se pueden clasificar de diferentes maneras, una de ellas se basa en las fuerzas que las generan. Tomczak propone la siguiente clasificación en orden ascendente de acuerdo a su longitud de onda.

- Ondas de viento. Su forzamiento es meteorológico (viento, presión del aire); ejemplos son ondas generadas por viento en la zona donde éste actúa (mar local) y ondas generadas en un sitio remoto (mar de fondo). Son ondas cortas $\lambda=100\text{m}$.
- Ondas sísmicas. Son generadas por sismos, desplazamientos de tierra y erupciones volcánicas. Son ondas largas $\lambda=100\text{ km}$. Ejemplo de este tipo de ondas son los tsunamis.

- Mareas. Su forzamiento es astronómico. Son ondas largas $\lambda=10,000$ km.

Existen otras clasificaciones que se basan en la representación del espectro de frecuencia de las ondas oceánicas y en su fuerza restauradora.

Por su espectro de frecuencia tenemos:

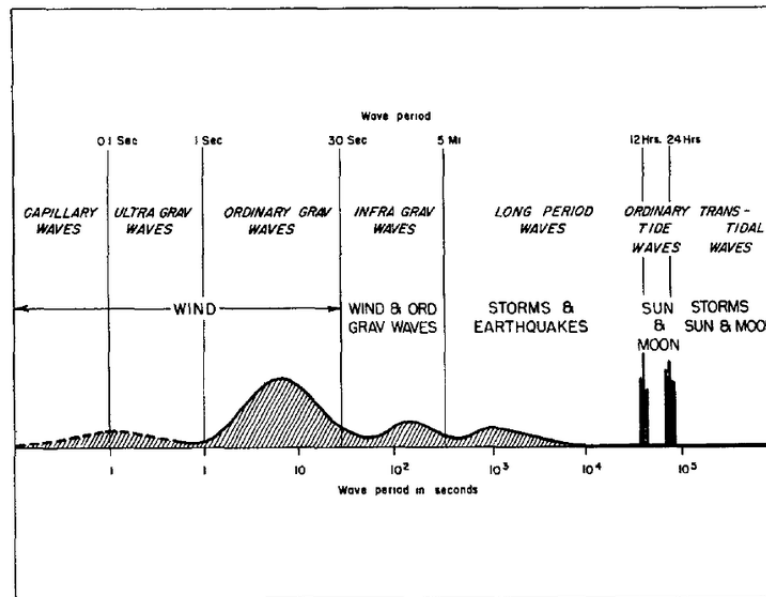
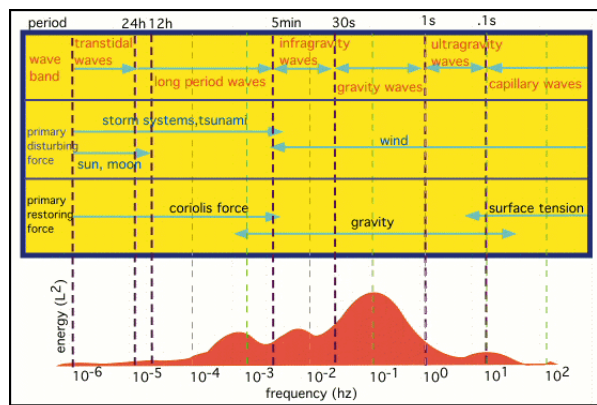


Figura 4.2: Clasificación de las ondas oceánicas de acuerdo con su período Munk (17). En la figura tenemos las formas de clasificación de las ondas. 1. Por su longitud de onda (wave band), 2. Por su fuerza generadora (primary disturbing force), 3. Por su fuerza restauradora (primary restoring force)

Ondas generadas por viento (ondas en aguas someras)

Las ondas cortas (ondas con longitud de onda corta, $\lambda = 100\text{m}$) en el océano son generadas por el viento y se dividen en dos, la primera es el mar local (SEA por sus siglas en ingles) que incluye todas las ondas generadas por la interacción con el viento en esa región y la segunda es el mar de fondo (SWELL por sus siglas en ingles) que se refiere a las ondas generadas por vientos localizados en sitios remotos. La influencia del viento sobre la superficie del mar dependerá de la longitud de la superficie sobre la cual sopla el viento a una velocidad y dirección determinada, de manera sostenida y por un tiempo prolongado, no debiendo existir obstáculos en su camino, como lo es la presencia de una costa. A esta longitud se le conoce como *fetch*. Para una velocidad de viento dada, toma cierto tiempo a las olas en generarse y llegar a un estado de equilibrio (estado en el cual las olas ya no crecen más). Para que la onda este completamente desarrollada, es decir, llegue a su máxima amplitud, estado de equilibrio, es necesario que el viento sople un cierto tiempo a una velocidad casi constante, este tiempo es llamado duración del viento.

Ecuación de onda

Para comprender matemáticamente a la onda se comienza con su ecuación más simple:

$$\psi = \psi_0 \cos(kx) \quad (4.1)$$

Donde ψ_0 es la amplitud máxima, k es el número de onda que representa la frecuencia angular espacial de la onda y está dada por $k = 2\pi/\lambda$, donde λ es la longitud de onda. Si la función de onda se desplaza hacia la derecha con una rapidez v para cualquier tiempo t queda de la siguiente forma:

$$\psi = \psi_0 \cos(k(x + vt)) \quad (4.2)$$

Distribuyendo el argumento de la función tenemos

$$\psi = \psi_0 \cos(kx + kv t) \quad (4.3)$$

Sustituyendo el valor de la frecuencia angular definida por $\omega = kv$ en la ecuación anterior tenemos

$$\psi = \psi_0 \cos(kx + \omega t) \quad (4.4)$$

La relación existente entre la frecuencia f y el periodo T en la ecuación es

$$\omega = 2\pi f \quad (4.5)$$

$$f = 1/T \quad (4.6)$$

Ahora bien, si se considera que tiene un desplazamiento y en función de la posición x y del tiempo t , la mejor forma de representarlo es usando una ecuación de onda en términos de derivadas parciales llamada ecuación de onda. **D'Alembert**.

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = 0 \quad (4.7)$$

Esta ecuación describe el movimiento ondulatorio unidimensional sobre un fluido, donde ψ es la magnitud característica del fluido, como puede ser su densidad o nivel superficial, c está definida como la velocidad de propagación de la perturbación o simplemente velocidad de onda y dependiendo de la profundidad del medio donde se desplaza puede definirse como:

- Velocidad de onda en aguas profundas, donde las ondas son cortas y la profundidad del medio es mayor a $1/2$ de la longitud de onda, teniendo como ecuación $c = \sqrt{g\lambda/2\pi}$ donde g es la fuerza de gravedad, λ es la longitud de onda.
- Velocidad de onda en aguas someras, donde las ondas son largas con profundidad menor de $1/20$ de la longitud de onda y cuya ecuación $c = \sqrt{g\lambda/2\pi}$ donde g es la fuerza de gravedad y h es la profundidad.

La solución general para la ecuación diferencial (4.7) es de la forma¹

$$\psi(x, t) = f(x - ct) + g(x + ct) \quad (4.8)$$

Como se mencionó en Calderón-Bustamante (3) si se considera a la función $g = 0$ se tiene que la perturbación ψ está definida por $\psi(x, t) = f(x - ct)$ y se desplaza a lo largo del eje x en dirección positiva a una velocidad c . En contraparte, si la función $f = 0$, la perturbación ψ se define como $\psi(x, t) = g(x + ct)$ y su dirección de desplazamiento es negativa a lo largo del eje x ; este tipo de solución se aplicará en el análisis de ondas de Kelvin. 4.3.1

A continuación consideremos una perturbación en la superficie de un canal unidimensional con profundidad $H(x, t)$, dicha perturbación generará cambios en el nivel de la superficie y con estos cambios se asocian fuerzas de presión Fp que tiende a llevar al canal a su estado de equilibrio $H = H_0 = cte$.

“Las fuerzas Fp generan velocidades horizontales, cuya divergencia a su vez modifica a la altura de la superficie” (Ripa, 1980), teniendo como resultado la división de la perturbación en dos componentes iguales, pero con sentidos de propagación opuestos.

¹La solución (4.8) de la ecuación (4.7) se encuentra en “Weisstein, Eric W” y en (3)

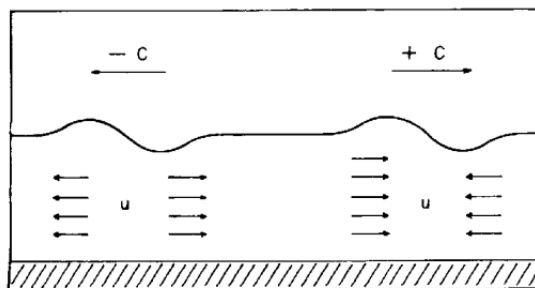


Figura 4.3: Propagación de la perturbación inicial (Ripa, 1980).

Utilizando la ecuación 4.8 dicha perturbación H se puede expresar como

$$H(x, t) = \frac{1}{2}H(x - ct) + \frac{1}{2}H(x + ct) \quad (4.9)$$

A la velocidad de las partículas la llamaremos u y depende tanto de la perturbación en superficie H como de la dirección de desplazamiento.

En el caso en que la dirección de propagación es positiva ($+C$), la convergencia en la velocidad horizontal provoca que se incremente el nivel del mar y como consecuencia existe un desplazamiento positivo en la perturbación, esto es u es positivo cuando la señal se desplaza a la derecha y negativo en caso contrario. Debido a que u depende de la perturbación H en superficie y del sentido de su propagación y considerando que la dirección de desplazamiento de la señal es positiva tenemos que la velocidad de desplazamiento de la partícula es igualmente positiva si y solo si hay una elevación en superficie.

Ondas atrapadas a la costa (OAC)

Las ondas que se propagan en un océano a lo largo de la costa y teniéndola a su derecha, en el hemisferio norte, son llamadas ondas de Kelvin, su escala es dominada principalmente por el radio de deformación de Rossby; si se considera que el fondo marino tiene topografía, es decir, no es plano, se tienen ondas de plataforma, que al igual que las ondas de Kelvin, se propagan con la costa a su derecha y a lo largo de ella (10). Si en un océano están presentes tanto la topografía como la estratificación coexisten las ondas de Kelvin y las ondas de Plataforma teniendo ondas híbridas a las que Gill y Clarke (11) las llamaron ondas atrapadas a la costa, las cuales tienen características de ambas ondas que la componen.

Ondas de Kelvin

Se llama onda de Kelvin a los movimientos de centros de alta y baja presión, conservan su forma y dirección por largos periodos de tiempo a lo largo de una frontera,

por ejemplo, la costa de un continente.

Las ondas de Kelvin son ondas de inercio-gravedad, tienen dos fuerzas restauradoras: la fuerza de Coriolis y la fuerza de gravedad, esto es, si se considera una aproximación hidrostática, es decir, la presión en un punto dado es equivalente al peso que ejerce la columna de agua sobre él y no hay variación en las componentes de la velocidad horizontal a lo largo de cada capa de columna de agua con densidad constante, entonces solo se tendrán en cuenta las fuerzas de presión (producto de la fuerza de gravedad) y la fuerza de Coriolis, por lo tanto las ondas de Kelvin son un tipo de ondas de gravedad, son ondas no dispersivas y a menudo son generadas por cambios bruscos o repentinos en los campos de viento.

Una característica importante es que al desplazarse tienen la frontera a su derecha si se encuentra en el hemisferio norte (ciclónicas, sentido contrario a las manecillas del reloj) y a la izquierda si se encuentra en el hemisferio sur (anticiclónicas, sentido de las manecillas del reloj), están atrapadas a la costa, teniendo aquí su amplitud máxima y decayendo costa afuera a razón de la distancia dada por el radio de deformación de Rossby.

Existen dos tipos de ondas de Kelvin: ecuatoriales y costeras. Las ondas de Kelvin ecuatoriales se propagan hacia el este en ambos hemisferios y usan al ecuador como guía de onda o frontera y las ondas costeras de Kelvin que se propagan usando la costa como guía de onda o frontera.

La velocidad de las ondas de Kelvin es muy alta, del orden de 2-3 metros por segundo y su longitud de onda puede ser de miles de kilómetros.

La importancia de las ondas de Kelvin radica en el favorecimiento de mecanismos eficaces para el transporte de energía (en la forma de perturbaciones de densidad y corrientes) en una dirección particular (Ripa, 1980).

Las ondas de Kelvin están sustentadas por un balance geostrófico, esto es, las fuerzas de los gradientes de presión que actúan en dirección perpendicular a la dirección del flujo están en balance con las componentes horizontales de la Fuerza de Coriolis (24).

La definición matemática del balance geostrófico es:

$$-fv \approx \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (4.10)$$

$$fu \approx \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (4.11)$$

donde f es el parámetro de Coriolis, $\Omega = 7.292 \times 10^{-5}$ es la velocidad angular de la rotación de la Tierra y Φ es la latitud.

El balance geostrófico tiene la propiedad de que el flujo sigue los contornos de presión constante (isobaras).

Si se considera al océano abierto en balance geostrófico, las zonas de alto nivel de mar son centros de alta presión, entonces, las corrientes son paralelas a las isobaras y su dirección es hacia la derecha del gradiente de presión en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur, de igual manera si tenemos un nivel bajo de mar, las

corrientes siguen a las isobaras, pero su sentido es hacia la izquierda en el hemisferio norte y a la derecha en el hemisferio sur.

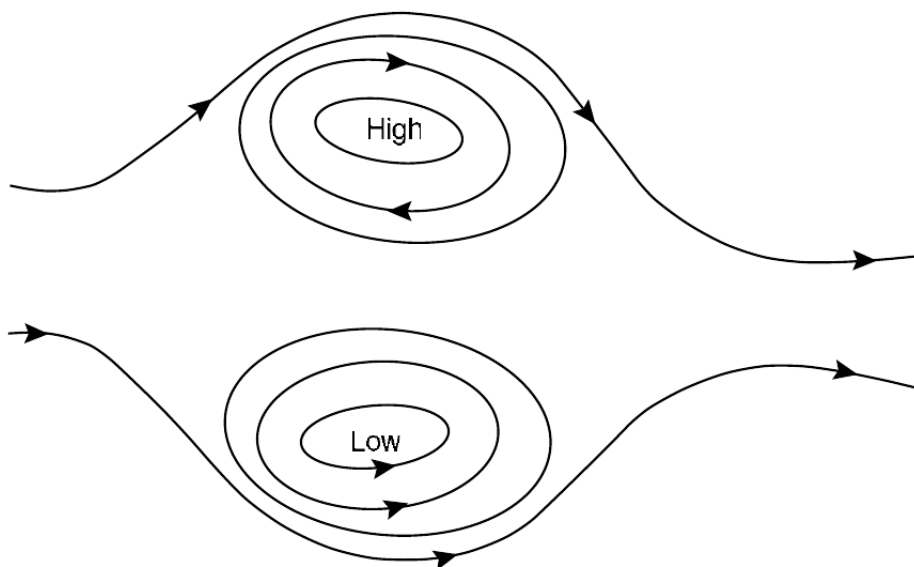


Fig. 2.5 Schematic of geostrophic flow with a positive value of the Coriolis parameter f . Flow is parallel to the lines of constant pressure (isobars). Cyclonic flow is anticlockwise around a low pressure region and anticyclonic flow is clockwise around a high. If f were negative, as in the Southern Hemisphere, (anti)cyclonic flow would be (anti)clockwise.

Figura 4.4: Esquema del flujo geostrofico con un valor del parámetro de Coriolis f positivo. El flujo es paralelo a las líneas de presión constante (isobaras). El flujo ciclónico es contrario a las manecillas del reloj alrededor de una región de baja presión. El flujo es en el sentido de las manecillas del reloj alrededor de una alta. Si f fuera negativa, como en el hemisferio sur, el flujo es anticiclónico. Vallis 25

Si se considera un centro de alta presión en la región del ecuador, las corrientes paralelas a las isobaras se mueven hacia la derecha del gradiente de presión en el hemisferio norte y a la izquierda en el sur, esto hace que en la parte derecha del centro de alta presión exista una convergencia de corrientes elevando el nivel del mar lo que fortalece el centro de alta presión y en la parte izquierda exista una divergencia que disminuye el nivel del mar y debilita el centro de alta presión en ese punto, en otras palabras, se deposita agua de la parte oeste a la parte este de la alta, lo que ocasiona un desplazamiento del nivel de mar al este del punto en donde se localizaba originalmente.

Haciendo el mismo análisis al centro de baja presión se tiene que a su derecha existe una divergencia que fortalece la baja y a la izquierda existe una divergencia que la debilita y en conjunto, convergencia y divergencia, hacen que la anomalía avance al

este.

Si se considera que el centro se encuentra en la costa, las corrientes siguen de igual manera las isobaras, para un centro de alta presión que se encuentra en el hemisferio norte las corrientes se mueven teniendo el centro de alta presión a su derecha, dependiendo de la localización que tenga la costa, a la derecha o a la izquierda del centro de alta presión, las corrientes transportan agua de un punto a otro punto sobre la costa, con lo que se desplazará el centro de alta presión, esto es, en un punto el nivel de mar disminuye y en otro punto el nivel del mar aumenta.

Una onda de Kelvin cumple con el principio de conservación de vorticidad potencial, que es una medida de la rotación local de un fluido.

Los movimientos de columnas de agua son influenciados en gran medida por su conservación de vorticidad potencial pues relaciona los cambios de profundidad del océano con su vorticidad relativa y latitud.

Considerando el desplazamiento de una masa de fluido a lo largo de un canal donde la latitud permanezca constante y de profundidad variable, dicho desplazamiento impondrá cambios en la vorticidad relativa del fluido.

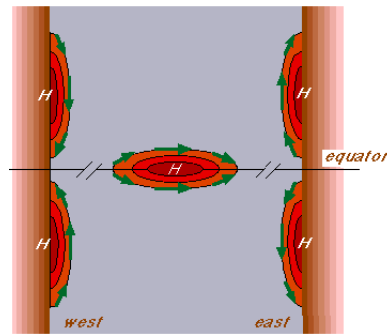


Figura 4.5: En la figura se muestran tres casos, una onda de Kelvin ecuatorial y dos ondas de Kelvin costeras, para el caso de tener la costa al este y al oeste del canal [24](#).

Para analizar matemáticamente una onda de Kelvin se parte de las ecuaciones de Navier-Stokes para aguas someras.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (4.12)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (4.13)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + (H + \eta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (4.14)$$

Suponer que existe una frontera paralela al eje x en $y = y_0$ esto hace que la velocidad perpendicular a la frontera sea cero, o sea, $v = 0$, se considera un fondo plano, $H = constante$, una aproximación hidrostática, es decir, la presión en un punto es igual al

peso de la columna de agua arriba de él, las velocidades horizontales no varían con la profundidad para ρ constante, se considera que la fuerza de Coriolis es constante y por último, la variación de la superficie del nivel del mar η es muchísimo menor a la profundidad, $\eta \ll H$. Con las consideraciones anteriores se simplifican las ecuaciones 4.12, 4.13 y 4.14.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (4.15)$$

$$f u = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (4.16)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) = 0 \quad (4.17)$$

Derivando la ecuación 4.17 con respecto al tiempo.

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) \right) = 0 \quad (4.18)$$

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} + H \left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial t} \right) = 0 \quad (4.19)$$

Sustituyendo 4.15 en 4.19 tenemos

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} + H \left(\frac{\partial}{\partial x} \left(-g \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \right) = 0 \quad (4.20)$$

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - g H \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \right) = 0 \quad (4.21)$$

La ecuación 4.21 es la ecuación de onda que describe fenómenos ondulatorios unidimensionales en un medio no dispersivo, donde $c^2 = gH$ y c es la velocidad de propagación de la perturbación, se observa que es una onda de gravedad porque la velocidad depende de la fuerza restauradora g . Esta es una ecuación en derivadas parciales de segundo orden, lineal y de tipo hiperbólico; para resolver este tipo de ecuaciones se utiliza el método de D'Alembert el cuál introduce un cambio de variable en términos de coordenadas características, ecuaciones 4.22

$$\xi = x - ct^1 \quad \mu = x + ct^2 \quad (4.22)$$

Y quedando la solución en términos de ξ y μ .

$$\eta(x, t) = \eta(\xi, \mu) = \eta(\xi(x, t), \mu(x, t)) \quad (4.23)$$

Para expresar los términos x y t en términos ξ y μ se aplica la regla de la cadena a los operadores $\partial^2/\partial x^2$ y $\partial^2/\partial t^2$ de la ecuación de onda 4.21.

¹4.22.a

²4.22.b

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\partial \eta}{\partial \xi} \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial \mu} \frac{\partial \mu}{\partial x} \quad \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial \eta}{\partial \xi} \frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial \mu} \frac{\partial \mu}{\partial t} \quad (4.24)$$

Aplicando $\frac{\partial \xi}{\partial x} = \frac{\partial \mu}{\partial x} = 1$ y $\frac{\partial \xi}{\partial t} = \frac{\partial \mu}{\partial t} = c$ sobre las ecuaciones 4.24.a y 4.24.b tenemos

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\partial \eta}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial \mu} \quad \frac{\partial \eta}{\partial t} = -c \frac{\partial \eta}{\partial \xi} + c \frac{\partial \eta}{\partial \mu} \quad (4.25)$$

Aplicando la regla de la cadena para la segunda derivada de las ecuaciones 4.25.a y 4.25.b tenemos

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} &= \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right) = \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + \frac{\partial \mu}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \mu} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \quad (4.26) \\ \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} &= \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} \right) = \frac{\partial \xi}{\partial t} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} \right) + \frac{\partial \mu}{\partial t} \frac{\partial}{\partial \mu} \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} \right) \end{aligned}$$

Sustituyendo las ecuaciones 4.27.ab en 4.26.ab respectivamente

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} &= \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\partial \eta}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial \mu} \right) + \frac{\partial}{\partial \mu} \left(\frac{\partial \eta}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial \mu} \right) \quad (4.27) \\ \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} &= \frac{\partial}{\partial \xi} \left(-c \frac{\partial \eta}{\partial \xi} + c \frac{\partial \eta}{\partial \mu} \right) + \frac{\partial}{\partial \mu} \left(-c \frac{\partial \eta}{\partial \xi} + c \frac{\partial \eta}{\partial \mu} \right) \end{aligned}$$

Simplificando se obtiene

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} &= \frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi^2} + 2 \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi \partial \mu} \right) + \frac{\partial^2 \eta}{\partial \mu^2} \quad (4.28) \\ \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} &= c^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi^2} - 2c \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi \partial \mu} \right) + c^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial \mu^2} \end{aligned}$$

Sustituyendo las ecuaciones 4.28.ab en la ecuación de onda 4.21

$$\left(c^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi^2} - 2c \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi \partial \mu} \right) + c^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial \mu^2} \right) - gH \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi^2} + 2 \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi \partial \mu} \right) + \frac{\partial^2 \eta}{\partial \mu^2} \right) = 0 \quad (4.29)$$

Recordando que $c^2 = gH$ desarrollamos la ecuación 4.19

$$\left(gH \frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi^2} - 2\sqrt{gH} \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi \partial \mu} \right) + gH \frac{\partial^2 \eta}{\partial \mu^2} \right) - \left(gH \frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi^2} + 2gH \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi \partial \mu} \right) + gH \frac{\partial^2 \eta}{\partial \mu^2} \right) = 0 \quad (4.30)$$

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi \partial \mu} = 0 \quad (4.31)$$

¹4.24.a

²4.24.b

³4.25.a

⁴4.25.b

La ecuación parcial 4.31 tiene como solución general:

$$\eta(\xi, \mu) = F(\mu) + G(\xi) \quad (4.32)$$

siendo F y G funciones arbitrarias doblemente derivables que se determinan en función de las condiciones iniciales. Ahora, para expresar la solución 4.32 en términos de x y t se utilizan las relaciones 4.22.a y 4.22.b, obteniendo la misma solución vista anteriormente.

$$\eta(x, t) = F(x + ct) + G(x - ct) \quad (4.33)$$

Esta solución η puede ser interpretada como dos ondas con velocidad constante moviéndose en direcciones opuestas a lo largo del eje x .

Si le damos a F el valor de cero, se tiene que $\eta(x, t) = G(x - ct)$. Esta solución significa que la función η va a tener el mismo valor en todos aquellos puntos (x, t) tal que $x - ct = cte$. Si en $t = 0$ el campo η toma el valor η_0 después de un tiempo t el campo η toma el mismo valor en el punto $x = ct$. Podemos decir por tanto que la perturbación η se propaga a lo largo del eje x en la dirección positiva a una velocidad c . La solución G representa la perturbación viajando en la dirección del eje x en dirección positiva.

Una vez obtenida la solución η se procede a obtener la solución para u de la ecuación de continuidad. Derivando la ecuación 1.15 respecto al espacio.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(H \frac{\partial u}{\partial x} \right) &= 0^1 \\ \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + H \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} &= 0^2 \end{aligned} \quad (4.34)$$

Sustituyendo la ecuación 4.15 en 4.34.b tenemos

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} \right) + H \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} &= 0^3 \\ \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} - gH \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} &= 0^4 \end{aligned} \quad (4.35)$$

Siendo la ecuación 4.35.b similar a la de la ecuación de onda 4.21, y aplicando el mismo procedimiento obtenemos la solución general para u .

$$u(x, t) = -\frac{g}{c} (F(x + ct) - G(x - ct)) \quad (4.36)$$

Ahora sustituir en la ecuación de balance geostrófico 4.16 las soluciones 4.33 y 4.36

$$f \left(-\frac{g}{c} (F(x + ct) + G(x - ct)) \right) = g \frac{\partial}{\partial y} (F(x + ct) - G(x - ct)) \quad (4.37)$$

Agrupando

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial y} F(x + ct) &= \frac{f}{c} F(x + ct)^5 \\ \frac{\partial}{\partial y} G(x - ct) &= \frac{-f}{c} G(x - ct)^6 \end{aligned} \quad (4.38)$$

El radio de deformación de Rossby es $a = c/f$, donde $c = \sqrt{gH}$ por lo que tenemos

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial y}F(x+ct) &= \frac{1}{a}F(x+ct)^1 \\ \frac{\partial}{\partial y}G(x-ct) &= \frac{-1}{a}G(x-ct)^2\end{aligned}\tag{4.39}$$

La solución del sistema de ecuaciones es

$$\begin{aligned}F(x+ct) &= F'(x+ct)e^{\frac{y-y_0}{a}}^3 \\ G(x-ct) &= G'(x-ct)e^{-\frac{y-y_0}{a}}^4\end{aligned}\tag{4.40}$$

Sustituyendo 4.40.ab en 4.33 y 4.36

$$\begin{aligned}\eta(x,t) &= F'(x+ct)e^{\frac{y-y_0}{a}} + G'(x-ct)e^{-\frac{y-y_0}{a}}^5 \\ u(x,t) &= -\frac{g}{c}(F'(x+ct)e^{\frac{y-y_0}{a}} + G'(x-ct)e^{-\frac{y-y_0}{a}})^6\end{aligned}\tag{4.41}$$

Si $f > 0$, correspondiente al hemisferio norte, la parte F' de la solución de la función 4.41.a crece exponencialmente para valores y mayores a y_0 , eso no es factible físicamente así que consideramos a $F' = 0$, por otro lado, la parte G' de la solución decrece exponencialmente para valores y mayores a y_0 viajando en dirección de x positiva.

Simplificando las soluciones

$$\begin{aligned}\eta(x,t) &= G'(x-ct)e^{-\frac{y-y_0}{a}}^7 \\ u(x,t) &= -\frac{g}{c}G'(x-ct)e^{-\frac{y-y_0}{a}}^8\end{aligned}\tag{4.42}$$

Un ejemplo particular sería considerar la función G' como sinusoidal.

$$\begin{aligned}\eta(x,t) &= \eta_0 e^{-\frac{y-y_0}{a}} \cos(kx - \omega t)^9 \\ u(x,t) &= -\frac{g}{c} \eta_0 e^{-\frac{y-y_0}{a}} \cos(kx - \omega t)^{10}\end{aligned}\tag{4.43}$$

Si nos colocamos en la costa $y = y_0$ entonces la amplitud de la onda en ese punto es η_0 , conforme y se incrementa, $y \gg y_0$ la amplitud de la onda va decreciendo exponencialmente siendo de especial importancia el valor del radio de deformación de Rossby para este decaimiento. Los valores típicos del radio de deformación de Rossby para valores barotrópicos de las ondas de Kelvin son de 2000 km para océano profundo y cerca de 200 km para mares costeros. Para ondas de Kelvin baroclínicas son alrededor de 30 km.

Las ondas costeras de Kelvin se desplazan con la costa a su derecha modificando el nivel del mar y continuando su avance a lo largo de ella generando una onda que está atrapada a la costa.

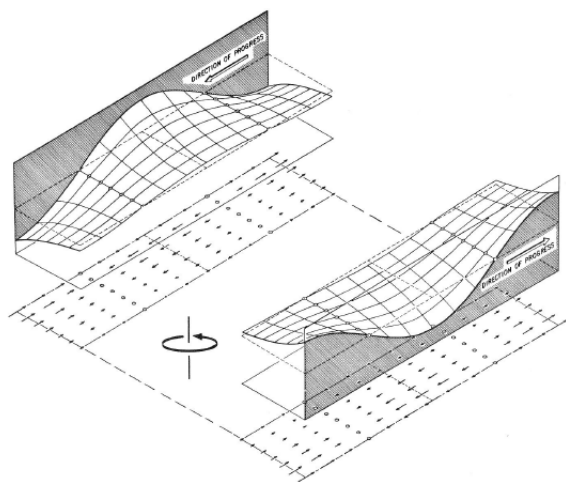


Figura 4.6: (10). “Ondas Kelvin en el hemisferio norte sobre lados opuestos de un canal el cual es comparada con el radio de Rossby, la superficie de elevación varia exponencialmente con la distancia de la costa en orden para dar un balance geostrofico”

Las ondas costeras de Kelvin requieren de un fondo plano y de paredes verticales para su desarrollo, si modificamos estas condiciones de frontera sustituyendo el fondo de profundidad constante por uno con pendiente y la pared vertical por una inclinada entonces se modificará la onda de Kelvin dando paso a un tipo de onda relacionada con la pendiente del fondo (10, 10.12). Gill las llama ondas de plataforma (Continental shelf waves).

Ondas de plataforma

Para comprender las propiedades de las ondas de plataforma se hacen las siguientes consideraciones: un océano homogéneo donde la profundidad este en función de la distancia desde la costa y que la escala de variación de la profundidad sea pequeña respecto al radio de deformación de Rossby lo que lleva a considerar que la superficie tenga una aproximación de tapa rígida despreciando la variación de la superficie del nivel del mar $\eta = 0$.

Partiendo de la ecuación de continuidad (4.44) y de la ecuación de vorticidad (4.45)

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} = 0 \quad (4.44)$$

$$\frac{\zeta}{\partial t} + f\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) = 0 \quad (4.45)$$

Tomando la ecuación (4.44) y considerando que $\frac{\partial \eta}{\partial t} = 0$ tenemos

$$\frac{\partial(Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} = 0 \quad (4.46)$$

Para resolver la ecuación (4.46) se considera que la costa es representada por el eje x que la profundidad es función solo de la distancia a la costa $H = H(y)$, entonces tenemos que

$$H \frac{\partial u}{\partial x} + H \frac{\partial v}{\partial y} + v \frac{\partial H}{\partial y} = 0 \quad (4.47)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{1}{H} \frac{dH}{dy} v \quad (4.48)$$

A partir de la ecuación (4.45)

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{1}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (4.49)$$

igualando (4.48) con (4.49)

$$\frac{1}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{1}{H} \frac{dH}{dy} v \quad (4.50)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{f}{H} \frac{dH}{dy} v = 0 \quad (4.51)$$

donde ζ es la vorticidad relativa del fluido y está definida como

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (4.52)$$

sustituyendo

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) - \frac{f}{H} \frac{dH}{dy} v = 0 \quad (4.53)$$

Dado que el flujo es bidimensional incompresible se puede definir una función escalar $\psi(x, y)$ llamada función de corriente de la siguiente manera

$$\begin{aligned} u &= -\frac{\partial \psi}{\partial y} \\ v &= \frac{\partial \psi}{\partial x} \end{aligned} \quad (4.54)$$

y aplicando la función de corriente a la ecuación (4.46) tenemos

$$\begin{aligned} Hu &= -\frac{\partial \psi}{\partial y} \\ Hv &= \frac{\partial \psi}{\partial x} \end{aligned} \quad (4.55)$$

despejamos u y v de las ecuaciones (4.55) y las sustituimos en la ecuación (4.53)

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{H} \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{H} \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \right] - \frac{f}{H^2} \frac{dH}{dy} \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0 \quad (4.56)$$

cuya solución de es ¹

$$\psi = H^{1/2} \varphi(y) \exp(ikx - i\omega t) \quad (4.57)$$

y pueden determinarse para cuando φ satisface los siguiente ²

$$\frac{d^2 \varphi}{dy^2} + \left\{ \frac{d}{dy} \left(\frac{1}{2H} \frac{dH}{dy} \right) - \left(\frac{1}{2H} \frac{dH}{dy} \right)^2 - k^2 + \frac{fk}{\omega} \frac{1}{H} \frac{dH}{dy} \right\} = 0 \quad (4.58)$$

El caso más simple es cuando la profundidad se incrementa exponencialmente desde la costa. Gill [(10, 10.12) propone la siguiente ecuación para describir este caso:

$$H = H_0 \exp^{2\lambda y} \quad (4.59)$$

Oscilación inercial o corriente inercial.

El frente frío que atravesó al GoM tuvo asociado vientos muy intensos que duraron más de 72 horas, estos vientos a su paso por el golfo ejercieron un impulso en su superficie transfiriendo momentum, al cesar los vientos (debilitarse) el agua en superficie continúa en movimiento debido a la inercia bajo la aceleración de Coriolis y de la fuerza de gravedad, este movimiento en superficie genera corrientes que en oceanografía se conocen como corrientes inerciales, son causadas por cambios rápidos en la velocidad del viento en superficie y se tiene mayores oscilaciones con cambios rápidos de vientos intensos. Estas corrientes dependen de Coriolis ya que si la tierra no girara dichos movimientos serían rectilíneos.

Para el estudio de las corrientes inerciales supondremos que el flujo es horizontal, homogéneo y no viscoso (fricción= 0), con gradientes de presión iguales a cero, entonces las ecuaciones de movimiento se reducen a

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = 0 \quad (4.60)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = 0 \quad (4.61)$$

despejando u de (4.61) y sustituyendo en (4.60) tenemos

$$\frac{d^2 v}{dt^2} + f^2 v = 0 \quad (4.62)$$

¹Solución de onda viajera (10, 10.12.4)

²Ecuación (10, 10.12.6)

donde (4.62) es la ecuación de un oscilador armónico cuya solución tiene la forma

$$\begin{aligned} u &= V_0 \sin(ft) \\ v &= V_0 \cos(ft) \end{aligned} \quad (4.63)$$

$$V_0^2 = u^2 + v^2 \quad (4.64)$$

Dado que la velocidad es el cambio de la distancia respecto al tiempo tenemos

$$\begin{aligned} u &= \frac{dx}{dt} \\ v &= \frac{dy}{dt} \end{aligned} \quad (4.65)$$

sustituimos (4.65) en (4.63) e integramos

$$x = x_0 \frac{V_0}{f} \cos(ft) \quad y = y_0 \frac{V_0}{f} \sin(ft) \quad (4.66)$$

La solución (4.63), (4.64) y (4.65) es lo que se conoce como oscilación inercial o corriente inercial, matemáticamente representan la ecuación paramétrica de una circunferencia con radio V_0/f , centrada en (x_0, y_0) y periodo inercial $T_i = (2\pi)/f = T_{sd}/2 \sin(\varphi)$ donde T_{sd} es el día sideral y φ es la latitud. Se puede observar que el período T solo depende de la latitud y la dirección de rotación está dada por f . La velocidad V es constante y está determinada por las condiciones iniciales.

Entre las características de las corrientes inerciales esta la dirección del giro, este debe ser anticiclónico en el hemisferio norte y ciclónico en el hemisferio sur. Las corrientes inerciales representan movimientos libres de parcelas de agua y son las corrientes más comunes en el océano y su importancia radica en el transporte de contaminantes (Pickett et al. 1984, Schumann et al. 2005) y en la disposición del plancton (Pingree et al. 1982, Van Haren et al. 1999).

A partir de un estudio bibliográfico Webster (1968) encontró que se han observado corrientes inerciales en todas las profundidades del océano y en todas las latitudes. (22). Las oscilaciones inerciales decaen en pocos días debido a los efectos de fricción.

La ecuación (4.66) representa la trayectoria de la parcela de agua.

En la siguiente tabla se muestra el periodo y el diámetro de oscilaciones inerciales donde varía su latitud.

4. ONDAS

Latitud (φ)	T_i (hr)	Diámetro [km]
	Para $V=20$ cm/s	
90°	11.97	2.7
35°	20.87	4.8
10°	68.93	15.8

Tabla 4.1: Se muestra a determinadas latitudes el tiempo en el que se completa un ciclo de oscilación inercial y su diámetro a una velocidad constante de 20cm/s (Stewart (22))

Metodología

Para estudiar la respuesta dinámica del GoM al paso del frente frío se realizaron 4 simulaciones numéricas en tres periodos diferentes utilizando dos modelos numéricos, uno atmosférico y otro oceánico. El modelo atmosférico es el Weather Research and Forecasting Model (WRF) (26) y el modelo oceánico es el Navy Coastal Ocean Model (NCOM) (16).

Las 4 simulaciones fueron las siguientes:

1. Simulación oceánica con un spin up de 6 años usando el NCOM con condiciones iniciales de Levitus 12
2. Simulación oceánica del 1ro de enero al 15 de octubre de 2007 utilizando el NCOM cuyos forzamientos en superficie fueron vientos en superficie del Northamerican Regional Reanalysis (NARR) (19) cada 3 horas.
3. Simulación atmosférica para el período del 15 de octubre a las 1200Z al 1ro noviembre a las 1100Z de 2007 utilizando el WRF, salidas cada hora, que se utilizarán para los forzamientos en superficie del NCOM.
4. Simulación oceánica para el período del 15 de octubre a las 1200Z al 1ro noviembre a las 1100Z de 2007 usando el NCOM cuyos forzamientos en superficie son vientos en superficie del WRF.

Weather Research and Forecasting Model (WRF)

El Weather Research and Forecasting Model (WRF) es un sistema numérico de predicción del tiempo meteorológico, sus usos son desde pronóstico meteorológico, hasta análisis atmosférico, análisis climático; la escala espacial de sus salidas va desde metros hasta cientos de kilómetros. El WRF se puede retroalimentar con sistemas oceánicos dando como resultado sistemas acoplados océano-atmósfera.

5. METODOLOGÍA

- Se generó una simulación (simulación 1) del frente frío #4 de 2007 utilizando el WRF para el periodo del 15 de octubre a las 1200Z al 1ro noviembre a las 1100Z de 2007
- Resolución espacial 20 km, [248x162]
- Resolución temporal 1 hr.
- Las condiciones iniciales y de frontera provienen de las salidas del modelo Global Forecast System Model (GFS) (23) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) de los E.U. (<http://www.emc.ncep.noaa.gov>).
- Coordenadas verticales sigma con 27 niveles
- Se hacen simulaciones diarias del 1 de oct. al 5 de nov. con 48 horas de simulación, se toman las primeras 24 horas de cada salida
- Se toman los vientos en superficie de las primeras 24 horas de salida, se calcula el esfuerzo del viento y los resultados se utilizan para alimentar el NCOM.

Navy Coastal Ocean Model (NCOM)

El NCOM es un modelo numérico de circulación oceánica de mesoescala, está basado en un conjunto de ecuaciones primitivas, considera una aproximación hidrostática, de Boussinesq, considera que el flujo es incomprensible y cuya superficie es libre. Para la mezcla horizontal tiene dos esquemas: el esquema del número de Reynolds y el esquema de mezcla de Smagorinsky. Para la parametrización de la mezcla vertical considera dos esquemas: Mellor-Yamada 2 y Mellor-Yamada 2.5. Las metas en el desarrollo del NCOM fueron de proporcionar un modelo oceánico que incluiría las mejores características de modelos oceánicos existentes. Además, que pudiera ser acoplado completamente con el Navy Coupled Ocean y el Atmospheric Mesoscale Prediction System (COAMPS) (Hodur 1997).

- Se hizo un Spin up de 6 años, NCOM usando Levitus como condiciones iniciales (simulación 2).
- Se toman las condiciones iniciales del spin up (simulación 2) y se genera una simulación (simulación 3) para el periodo comprendido entre el 1ro de enero al 15 de octubre de 2007, los vientos usados son del NARR (Northamerican Regional Reanalysis) cada 3 horas.
- Se hace una última simulación (simulación 4) para el periodo del 15 de octubre a las 1200Z al 1ro noviembre a las 1100Z de 2007 las condiciones iniciales se obtienen a partir de la salida de la simulación 3 y de los vientos generados para ese periodo del WRF del punto 1. Se realizo la simulación, en modo pronóstico, para cada día.

- Generar una simulación de la respuesta del GoM a vientos simulados del frente frío #4 utilizando el NCOM (Navy Coastal Ocean Model)
- Resolución espacial 1/20 grado [320x352].
- Dominio de 98.15° - 80.60° W, 15.55° - 31.50° N.
- Con 80 niveles en la vertical en coordenadas sigma de los cuales 20 niveles están sobre la plataforma continental.
- Batimetría utilizada GEBCO 1.
- Resolución temporal de las salidas 1 hr, del 15 oct 2007 al 1 nov 2007 para dar un total de 408 horas.
- Condiciones iniciales: climatología mensual de la base de Levitus 1994 para temperatura y salinidad
- <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.nodc.woa94.html>

Descripción del NCOM (Navy Coastal Ocean Model) (16)

El NCOM es un modelo numérico de circulación oceánica de mesoescala, está basado en un conjunto de ecuaciones primitivas, basado en una aproximación hidrostática, de Boussinesq, considera que el flujo es incomprensible y cuya superficie es libre. Para la mezcla horizontal tiene dos esquemas: el esquema del número de Reynolds y el esquema de mezcla de Smagorinsky. Para la parametrización de la mezcla vertical considera dos esquemas: Mellor-Yamada 2 y Mellor-Yamada 2.5. Las metas en el desarrollo del NCOM fueron de proporcionar un modelo oceánico que incluiría las mejores características de modelos oceánicos existentes. Además, que pudiera ser acoplado completamente con el Navy Coupled Ocean y el Atmospheric Mesoscale Prediction System (COAMPS) (Hodur 1997).

El NCOM se basa en dos modelos oceánicos existentes, el Princeton Ocean Model (POM) y el *Sigma/Z – levelModel* (SZM). Entre las características del POM están que es un modelo tridimensional, con ecuaciones primitivas, baroclínico, hidrostático, modelo de superficie libre, malla horizontal ortogonal-curvilínea, malla vertical sigma y el modelo de turbulencia para mezcla vertical Mellor-Yamada Nivel 2.5 (MYL2.5). A diferencia del POM, el SZM usa una malla horizontal de coordenadas cartesianas y en la malla vertical una combinación de *sigma/z – level*, cerca de la superficie se usa una malla *sigma* y *nivelesz* por debajo de una profundidad de referencia, 100 metros en nuestro caso.

Comparación entre las características entre los modelos POM y SZM

5. METODOLOGÍA

POM	SZM
Primitive Equation	Primitive Equation
Incompressible	Incompressible
Hydrostatic	Hydrostatic
Boussinesq	Boussinesq
Free Surface	Free Surface
Smagorinsky Horizontal Mixing	Grid-Cell Re Number Horizontal Mixing
Mellor-Yamada Level 2.5 Vertical Mixing	Mellor-Yamada Level 2 Vertical Mixing
Quadratic Bottom Drag	Quadratic Bottom Drag
Curvilinear Horizontal Grid	Cartesian Horizontal Grid
Sigma Coordinate Vertical Grid	Combined Sigma/ Z-level Vertical Grid
Leapfrog in Time with Asselin Filter	Leapfrog in Time with Asselin Filter
Second-Order, Centered Finite Differences	Second-Order, Centered Finite Differences
Flux Conservative Formulation	Flux Conservative Formulation
Split-Explicit Treatment of Free Surface	Implicit Treatment of Free Surface
Implicit Vertical Mixing	Implicit Vertical Mixingste

Tabla 5.1: Tabla comparativa entre las características entre los modelos POM y SZM

El NCOM utiliza algunas características del POM y el SZM que lo hace más flexible y permite escoger el esquema de parametrización que más se ajuste al problema a resolver.

Características generales del NCOM

- Baroclínico
- Hidrostático
- Incompresible
- Boussinesq
- Superficie libre
- Malla Arakawa C
- Malla horizontal curvilínea-ortogonal

- Coordenadas verticales híbridas. Este sistema de coordenadas utiliza coordenadas sigma (σ) cerca de la superficie y coordenadas geopotenciales (z) por debajo de una profundidad especificada.

EL manual del NCOM se compone de un modelo físico, un modelo numérico y limitaciones propias. La primera parte resuelve la física del sistema, el segundo consta de métodos matemáticos y numéricos para resolver la física y, por último, la tercera parte se compone por las limitaciones del modelo físico y numérico.

El modelo físico está integrado por ecuaciones básicas, condiciones de frontera en superficie y en fondo, gradientes horizontales de presión, mezclas horizontal y vertical, ecuaciones de promedio vertical de momento y continuidad (vertically averaged equations).

El modelo numérico puede usar diferentes tipos de malla para ajustarse a diferentes tipos de superficies o permitir superficies más suaves, dichas mallas pueden ser ortogonal, curvilínea, horizontal o vertical. Usa técnicas de análisis numérico para resolver las ecuaciones del modelo físico (ecuaciones del modelo, calculo del modo de superficie libre, gradiente de presión baroclínico, advección horizontal, mezcla horizontal, arrastre de fondo, shrinkwrapping and Slicing), dentro de los métodos utilizados están las diferencias espaciales, diferencias temporales, diferencias finitas.

Dentro de las limitaciones físicas y paramétricas del NCOM está la de asumir una aproximación hidrostática en las ecuaciones verticales de momento, esto es, existe un equilibrio perfecto entre las fuerzas de gravedad y la fuerza del gradiente de presión. Esta aproximación considera a la presión como el efecto del peso de una parcela de fluido sobre un punto sin considerar el movimiento, despreciando las aceleraciones verticales respecto a los cambios del gradiente de presión (siendo los gradientes de presión fundamental en la circulación), siendo apropiada esta aproximación en movimientos de baja frecuencia.

Otras limitantes son los sistemas coordenadas verticales utilizados, coordenadas verticales Sigma y coordenadas verticales Z. También se tiene la forma implícita en que se maneja la superficie libre.

El NCOM incluye términos en las ecuaciones para simplificar la descarga de ríos, puede ser forzado por presión superficial de aire y marea potencial, permite agregar variables escalares al modelo como pueden ser pequeños modelos biológicos.

Modelo físico. Ecuaciones básicas

Las ecuaciones primitivas del NCOM son:

Momento

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\nabla \cdot (vu) + Qu + fv - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + F_u + \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial u}{\partial z}) \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\nabla \cdot (vv) + Qv + fu - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + F_v + \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial v}{\partial z}) \quad (5.2)$$

Hidrostática

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (5.3)$$

Continuidad

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = Q \quad (5.4)$$

Temperatura

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (vT) + QT + \nabla_h (A_H \nabla_h T) + \frac{\partial}{\partial z} (K_H \frac{\partial T}{\partial z}) + Q_r \frac{\partial \gamma}{\partial z} \quad (5.5)$$

Salinidad

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (vS) + QS + \nabla_h (A_H \nabla_h S) + \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial S}{\partial z}) \quad (5.6)$$

Elevación

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{\partial [(\zeta + H) - u]}{\partial x} - \frac{\partial [(\zeta + H) - v]}{\partial y} \quad (5.7)$$

Donde t es el tiempo: (x, y, z) son la dirección de las coordenadas en un plano cartesiano: u, v y w son las componentes de velocidad en las tres direcciones cartesianas; Q es el volumen del flujo, V es el vector de velocidad, T es la temperatura potencial; S es la salinidad;

$$\nabla_h = i \frac{\partial}{\partial x} + \hat{j} \frac{\partial}{\partial y} \quad (5.8)$$

es el operador de gradiente horizontal, f es el parámetro de Coriolis:

$$f = 2\Omega \sin(\theta) \quad (5.9)$$

p la presión, ρ es la densidad del agua, g es la aceleración de la gravedad; F_u y F_v son los términos de horizontales de mezcla para momento; A_H es coeficiente horizontal de mezcla para los campos escalares de temperatura y salinidad; K_M coeficiente de eddies verticales para los campos de momento; K_H coeficiente de los eddies verticales para los campos de escalares; Q_r es la radiación solar y γ es la función de solar extinction.

La densidad

$$\rho = \rho(T, S, z) \quad (5.10)$$

esta en terminos de la temperatura y la salinidad.

Condiciones de frontera de superficie y fondo

Las condiciones de frontera en la superficie son debidas al intercambio entre el océano y la atmósfera (flujos entre el océano y atmósfera) están dadas por:

$$K_M \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau^x}{\rho_0} \quad (5.11)$$

$$K_M \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau^y}{\rho_0} \quad (5.12)$$

$$K_H \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_b + Q_e + Q_s}{\rho_0 C_p} \quad (5.13)$$

$$K_H \frac{\partial S}{\partial z} = S|_{z=\zeta} (E_v - P_r) \quad (5.14)$$

El esfuerzo del viento en superficie está dado por $\tau(\tau_x, \tau_y)$; Q_b , Q_e y Q_s son 'net longwave', 'latent' y calor sensible en superficie; E_v es la evaporación en superficie; P_r representa la tasa de precipitación; c_p representa el calor específico del agua de mar.

El fondo marino está dado por $z = H$ y sus condiciones de frontera son:

$$K_M \frac{\partial u}{\partial z} = c_b u |v| \quad (5.15)$$

$$K_M \frac{\partial v}{\partial z} = c_b v |v| \quad (5.16)$$

$$K_M \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad (5.17)$$

$$K_M \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (5.18)$$

El estrés de fondo es parametrizado por una ley cuadrática de arrastre con el coeficiente de arrastre C_b . El valor de C_b puede ser calculado o especificado en términos del grosor de la capa de fondo Δb_z y la rugosidad del fondo como Z_0 . (16)

$$c_b = \max\left[\frac{k^2}{\log^2\left(\frac{\Delta b_z}{2z_0}\right)}\right] \quad (5.19)$$

donde k es la constante de von Karman cuyo valor es 0.4, $C_{b_{min}}$ es el valor mínimo de c_b .

Gradiente horizontal de presión

El gradiente vertical de presión (vertical pressure gradient) se obtiene a partir de integrar en la vertical la ecuación hidrostática (5.3) desde una profundidad cualquiera z hasta la superficie $z = \zeta$

$$p(\zeta) - p(z) = -g \int_z^\zeta \rho dz \quad (5.20)$$

Derivando en la horizontal la eq. (5.20) y aplicando la regla del producto, también llamada regla de Leibnitz, para la derivación de un producto de una integral sobre x , y por último considerando que $\rho(\zeta) \simeq \rho_0$, dividiendo por ρ_0 y reagrupando se obtiene la aproximación Boussinesq para el gradiente horizontal de presión en la componente x y la componente y . A continuación se muestran las ecuaciones para la componente x .

$$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p(\zeta)}{\partial x} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{g}{\rho_0} \int_z^\zeta \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \quad (5.21)$$

La parte derecha de la ecuación (5.21) consta de 3 términos, cada uno de ellos representa una componente del gradiente de presión.

5. METODOLOGÍA

1. Gradiente de presión en superficie, es decir, es el gradiente de presión atmosférica en la superficie $\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p(\zeta)}{\partial x}$ ((5.21).1)
2. Gradiente de presión horizontal debido a la diferencia en la elevación del nivel del mar. $\frac{\partial \zeta}{\partial x}$ ((5.21).2)
3. Gradiente de presión horizontal (gradiente de presión baroclínico) debido al campo de densidad. $\frac{g}{\rho_0} \int_z^\zeta \frac{\partial \rho}{\partial x} dz$ ((5.21).3)

Mezcla horizontal

Para la mezcla horizontal se usan dos parametrizaciones:

1. El esquema del número de Reynolds
2. El esquema de Smagorinsky

Esquema del Número de Reynolds

Los términos de fricción horizontal en la ecuación de momento son:

$$\begin{aligned} F_u &= \frac{\partial}{\partial x} \left(A_M \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_M \frac{\partial u}{\partial y} \right) \\ F_v &= \frac{\partial}{\partial x} \left(A_M \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_M \frac{\partial v}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (5.22)$$

En la dirección x

$$A_M = \max \left[A_0, \frac{|u| \Delta X}{Re_g} \right] \quad (5.23)$$

En la dirección y

$$A_M = \max \left[A_0, \frac{|v| \Delta y}{Re_g} \right] \quad (5.24)$$

El esquema de mezcla de Smagorinsky

Los términos de fricción horizontal son:

$$\begin{aligned} F_u &= \frac{\partial}{\partial x} \left(2A_M \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_M \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right) \\ F_v &= \frac{\partial}{\partial y} \left(2A_M \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_M \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right) \end{aligned} \quad (5.25)$$

Es decir,

$$A_M = C_{smag} \Delta x \Delta y \left(\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right)^{1/2} \quad (5.26)$$

La magnitud del cálculo del coeficiente de turbulencia en el esquema de Smagorinsky es escalada por la constante C_{smag} .

Los valores de C_{smag} se encuentran entre 0.02 y 0.5

Mezcla Vertical

Los coeficientes verticales de turbulencia son especificados como:

$$\begin{aligned} K_M &= \max[K_{M_0}, K_{M_1}, K_{M_2}, \frac{|w|\Delta z}{Re_z}] \\ K_H &= \max[K_{H_0}, K_{H_1}, K_{H_2}, \frac{|w|\Delta z}{Re_z}] \end{aligned} \quad (5.27)$$

Dos esquemas de turbulencia sirven para calcular K_{M1} y K_{H0} :

- El esquema *MYL2.5* (Mellor y Yamada 1982; Mellor 1996), el cual es usado en el POM
- El esquema simple *MYL2* (Mellor y Yamada 1974; Mellor y Durban 1975)

En varios esquemas K_{M1} y K_{H1} son calculados de la siguiente manera

$$\begin{aligned} K_{M1} &= lqS_M \\ K_{H1} &= lqS_H \end{aligned} \quad (5.28)$$

Malla horizontal

El NCOM usa una malla horizontal, ortogonal, curvilínea; lo que permite una mejor adaptación a distintos tipos de proyección de resultados y la consideración de curvaturas suaves en la modelación.

Cambio de coordenadas, de cartesianas a curvilíneas

$$\delta x = h_1 \delta \xi_1 a + h_2 \delta \xi_2 b \quad (5.29)$$

Las velocidades en este nuevo sistema de coordenadas

$$\begin{aligned} u &= h_1 \frac{d\xi_1}{dt} \\ v &= h_2 \frac{d\xi_2}{dt} \end{aligned} \quad (5.30)$$

Ecuaciones primitivas en el nuevo sistema de coordenadas:

Momento

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -\frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_1} (h_2 u u) - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_2} (h_1 v u) - \frac{\partial}{\partial z} (w u) + Q u \\ & + \left(f + \frac{1}{h_1 h_2} \left(v \frac{\partial h_2}{\partial \xi_1} - u \frac{\partial h_1}{\partial \xi_2} \right) \right) v \frac{-1}{\rho_0 h_1} \frac{\partial p}{\partial \xi_1} + F_u + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial u}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (5.31)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -\frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_1} (h_2 v u) - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_2} (h_1 v v) - \frac{\partial}{\partial z} (w v) + Q v \\ & - \left(f + \frac{1}{h_1 h_2} \left(v \frac{\partial h_2}{\partial \xi_1} - u \frac{\partial h_1}{\partial \xi_2} \right) \right) u \frac{-1}{\rho_0 h_2} \frac{\partial p}{\partial \xi_2} + F_v + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial v}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (5.32)$$

Hidrostática

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (5.33)$$

Continuidad

$$\frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial (h_2 u)}{\partial \xi_1} + \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial (h_1 v)}{\partial \xi_2} + \frac{\partial w}{\partial z} = Q \quad (5.34)$$

Temperatura

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & -\frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_1} (h_2 u T) - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_2} (h_1 v T) - \frac{\partial}{\partial z} (w T) + Q T \\ & + \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_1} \left(A_H \frac{h_2}{h_1} \frac{\partial T}{\partial \xi_1} \right) + \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_2} \left(A_H \frac{h_1}{h_2} \frac{\partial T}{\partial \xi_2} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q_r \frac{\partial \gamma}{\partial z} \end{aligned} \quad (5.35)$$

Salinidad

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} = & -\frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_1} (h_2 u S) - \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_2} (h_1 v S) - \frac{\partial}{\partial z} (w S) + Q S \\ & + \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_1} \left(A_H \frac{h_2}{h_1} \frac{\partial S}{\partial \xi_1} \right) + \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_2} \left(A_H \frac{h_1}{h_2} \frac{\partial S}{\partial \xi_2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (5.36)$$

La mezcla horizontal de momento en el nuevo sistema de coordenadas esta dada por:

$$\begin{aligned} F_u = & \frac{1}{h_1 h_2} \left(\frac{\partial (h_2 \tau_{11})}{\partial \xi_1} + \frac{\partial (h_1 \tau_{21})}{\partial \xi_2} + \tau_{21} \frac{\partial h_1}{\partial \xi_2} - \tau_{22} \frac{\partial h_2}{\partial \xi_1} \right) \\ F_v = & \frac{1}{h_1 h_2} \left(\frac{\partial (h_2 \tau_{12})}{\partial \xi_1} + \frac{\partial (h_1 \tau_{22})}{\partial \xi_2} + \tau_{12} \frac{\partial h_2}{\partial \xi_1} - \tau_{11} \frac{\partial h_1}{\partial \xi_2} \right) \end{aligned} \quad (5.37)$$

Donde los coeficientes, en el nuevo sistema de coordenadas, son:

$$\begin{aligned}
 \tau_{11} &= 2A_M \left(\frac{1}{h_1} \frac{\partial u}{\partial \xi_1} + \frac{v}{h_1 h_2} \frac{\partial h_1}{\partial \xi_2} \right) \\
 \tau_{22} &= 2A_M \left(\frac{1}{h_2} \frac{\partial v}{\partial \xi_2} + \frac{u}{h_1 h_2} \frac{\partial h_2}{\partial \xi_1} \right) \\
 \tau_{12} = \tau_{21} &= A_M \left(\frac{h_2}{h_1} \frac{\partial}{\partial \xi_1} \left(\frac{v}{h_2} \right) + \frac{h_1}{h_2} \frac{\partial}{\partial \xi_2} \left(\frac{u}{h_1} \right) \right)
 \end{aligned}
 \tag{5.38}$$

Malla Arakawa

La malla empleada es la malla Arakawa C, dependiendo de las variables a resolver se emplean dos tipos de malla Arakawa C, el diagrama se muestra a continuación:

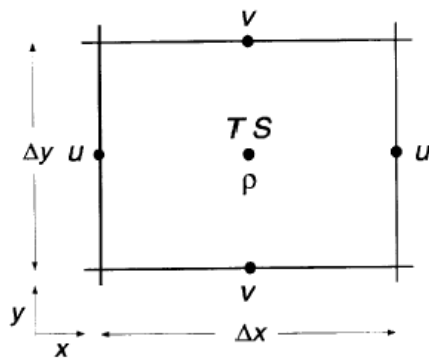


Fig. 1 — Horizontal layout of variables on model grid

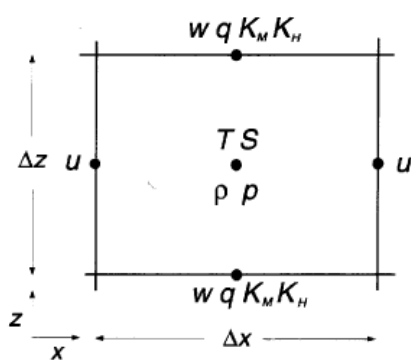


Fig. 3 — Vertical layout of variables on model grid

(a) *Horizontal layout of variable on model grid* (b) *Vertical layout of variables on model grid*

Figura 5.1: Diagrama Arakawa C

MALLA VERTICAL

El NCOM usa una malla vertical combinada de nivel z , también conocido como coordenadas Z y con nivel sigma (coordenadas σ).

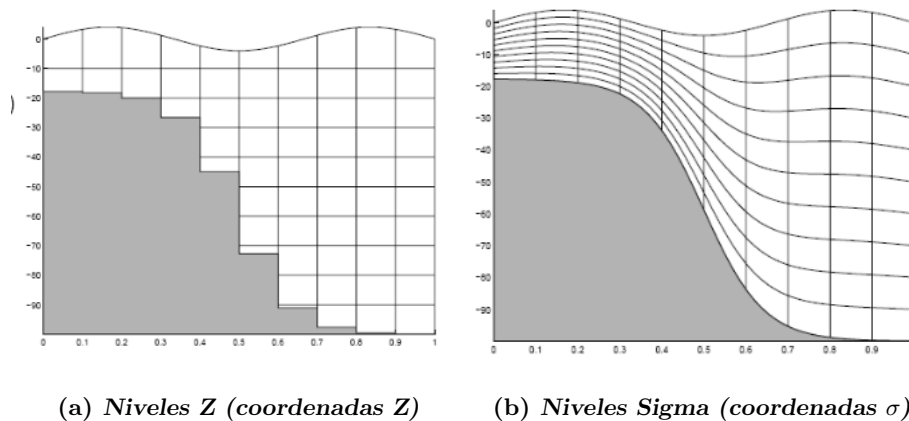


Figura 5.2: Malla vertical del NCOM

Los niveles Z o coordenadas Z se caracterizan porque todos los niveles verticales tienen una separación constante Δz , una de las deficiencias de esta malla es que en las regiones someras tiene pocos niveles en la vertical y es una malla rígida que no representa muy bien una superficie libre, no se adaptan a la batimetría, los niveles Sigma o coordenadas σ se caracterizan porque que se ajustan en profundidad a la batimetría, no son equidistantes como las coordenadas Z sino que existe el mismo número de niveles en zonas someras como en zonas de aguas profundas.

El NCOM puede combinar coordenadas verticales σ y Z , teniendo varios esquemas verticales. Uno de ellos pueden ser capas en coordenadas σ cerca de la superficie y capas de coordenadas Z debajo de ella y pueden estar separadas en la plataforma continental, en el inicio del talud continental y al final de este, también pueden ser solo coordenadas Z o σ .

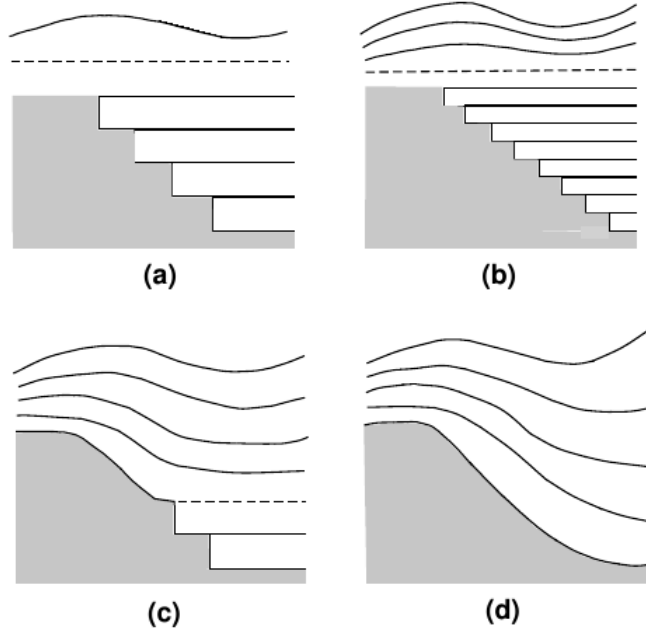


Figura 5.3: Diferentes combinaciones de malla vertical. a) un nivel σ en superficie sobre toda la columna Z ; b) Para poder analizar los cambios en la superficie se utilizan algunos niveles σ en los primeros metros y el resto niveles Z ; c) En regiones de aguas someras se usan niveles σ y en aguas profundas niveles Z ; d) Niveles σ para toda la malla vertical, desde superficie hasta el fondo.

El cambio de coordenadas entre nivel Z y nivel Sigma está dado por la siguiente ecuación

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{D_\sigma} \quad (5.39)$$

donde $D_\sigma = \zeta - \text{Max}(H, \zeta_\sigma)$ y σ varían desde 0 en superficie hasta -1 en el fondo de la interface entre las coordenadas σ y las coordenadas Z .

Análisis de la dinámica del GoM al paso del frente frío número 4 usando simulaciones numéricas

Resumen

- Descripción de los vientos en superficie del WRF asociados al sistema de alta presión.
- Descripción del avance del frente frío # 4 sobre el GoM a partir de la altura superficial del mar (SSH por sus siglas en inglés Sea surface height), de la rapidez en superficie y en niveles en profundidad.
- Se analizan oscilaciones inerciales en regiones de aguas profundas desde superficie hasta varias capas en profundidad.
- Se estudian la evolución de las corrientes generadas en superficie y sobre el talud continental en la Bahía y Sonda de Campeche.
- Se estudian la energía potencial en superficie y la energía cinética desde superficie hasta varios niveles de profundidad del GoM.

La región de estudio es el GoM, su resolución espacial es de 1/20 grado compuesta por una malla de 320 x 352 cuyo dominio de 98.15° a 80.60° W y de 15.55° a 31.50° N, los niveles en la componente vertical se generaron al interpolar los 80 niveles de coordenadas verticales híbridas de la salida del modelo NCOM a escala de metros quedando de la siguiente manera, desde la superficie a 10 metros de profundidad se tiene una resolución espacial de un metro y de 10 metros en adelante se tiene una resolución espacial de 5 metros.

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

El período de estudio es del 15 de octubre a las 1200Z al 1 de noviembre a las 1100z con una resolución temporal de 1 hora.

Descripción de los vientos del WRF

De acuerdo al análisis de superficie y a los vientos en superficie del WRF, el día 22 de octubre de 2007 a las 1500Z el ff4 entra al GoM entre los estados de Texas, Estados Unidos y Tamaulipas, México, entre las regiones 1 y 9. 24 hrs. después, el 23 de octubre a las 1500Z, el ff4 se encuentra sobre el estado de Tabasco y la Bahía de Campeche. 24 hrs. Más tarde, el 24 de octubre a las 1500Z, el frente cruzó la península de Yucatán y llegó al Mar Caribe. El 25 de octubre a las 0000Z, el frente frío está se localizó del lado este de la península de Florida y sobre la parte oeste de Cuba.

Conforme el sistema de alta presión atraviesa el GoM sus vientos asociados soplan sobre una región cada vez mayor abarcando prácticamente todo el GoM el día 25 de octubre a las 00:00Z con vientos predominantes del norte con una velocidad que llega a superar los 20 *m/s*.

Analizando las características de los vientos del WRF asociados al sistema de alta presión del ff4 se tienen velocidades promedio de entre 10 a 15 *m/s* (36 a 54 *km/h*) provenientes de las direcciones del norte y nor-noroeste principalmente, la rapidez máxima que se dan el día 23 de octubre entre las 10Z a las 12Z horas con valores aproximados de 27.5 *m/s* (99 *km/h*) en una zona del GoM localizada al norte de la región comprendida entre Coatzacoalcos, Veracruz y los pantanos de Centla, Tabasco, que concuerda con el aviso del 22 octubre del SMN: el frente frío tendrá rachas de 100 a 120 *km/h* (27.7 a 33.3 *m/s*).

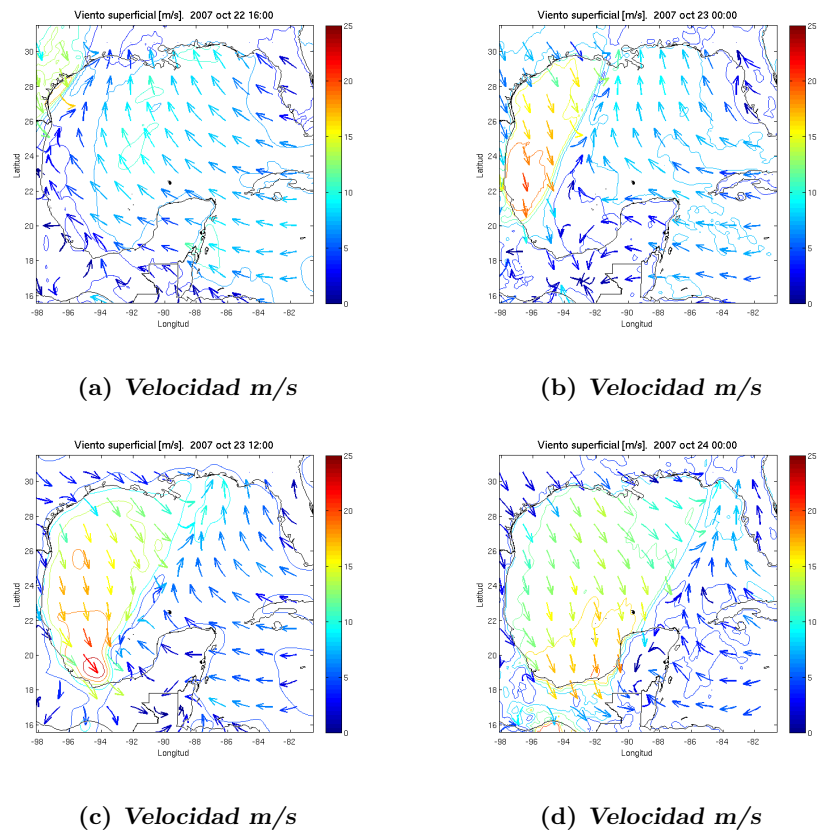


Figura 6.1: Viento WRF en superficie, a) 22 oct. 1600Z, rapidez máxima de los vientos 20.3 m/s (73.1 km/h), b) 23 oct. 0000Z, rapidez máxima de los vientos 22.5 m/s (81 km/h), c) 23 oct. 1200Z, rapidez máxima de los vientos 27.6 m/s (99.6 km/h), d) 24 oct. 0000Z, rapidez máxima de los vientos 20.7 m/s (74.6 km/h).

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

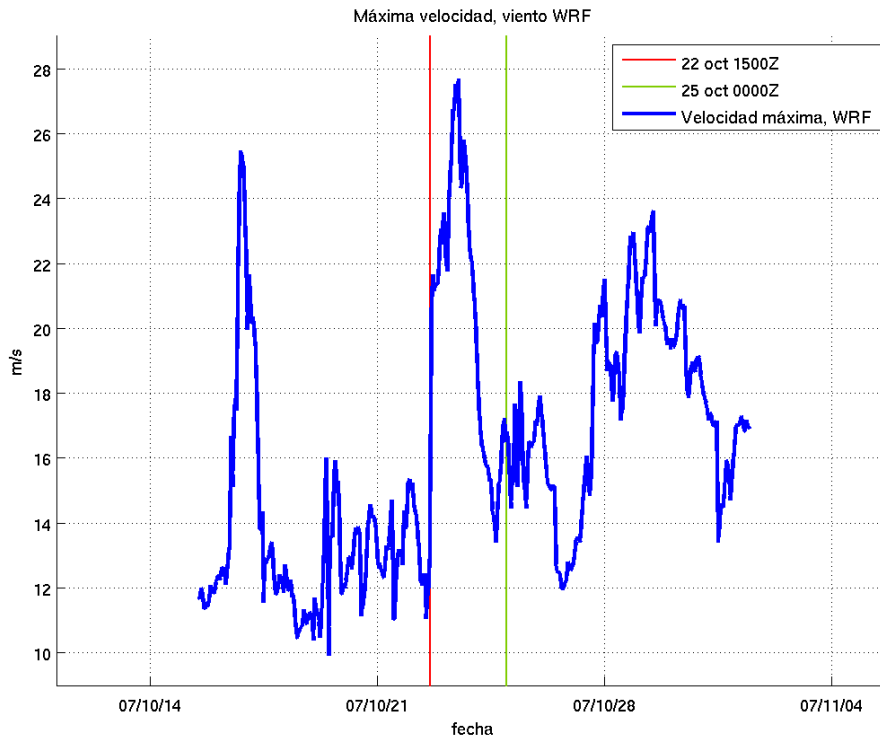


Figura 6.2: Serie de tiempo de la velocidad máxima registrada en todo el dominio del GoM para cada hora de los vientos del WRF en superficie. La línea roja indica la fecha de la entrada del frente frío al GoM, la línea verde es el momento en que el frente frío sale del GoM y llega al Mar Caribe.

Descripción de la circulación del Golfo de México al paso del frente frío

Ante la entrada del frente frío asociado al sistema de alta presión al GoM, éste responde dinámicamente desde la superficie hasta varios cientos de metros en profundidad. Al analizar las salidas del NCOM y los vientos del WRF se puede observar que hay retraso de 3 horas en la respuesta del GoM al esfuerzo del viento. Esto es evidente cuando el frente frío entra al GoM en las costas de Texas y Tamaulipas (zona de entrada del frente) el día 22 de octubre a las 1500Z avanzando sobre la superficie del golfo y 3 horas después, a las 1800Z, se comienza a formar una anomalía negativa en la costa sobre la región de entrada del frente, que prevalece por más de 72 horas debido a la existencia de viento constante en el mismo periodo con una dirección promedio proveniente del nor-noroeste desplazando las aguas desde la costa.

La superficie del nivel medio del mar (SNM o SSH por sus siglas en ingles Sea-surface height) en la región costera es la primera en responder, destacándose la formación de una anomalía negativa sobre la región norte del GoM y de una onda atrapada a la costa (OAC), que se propagan con la costa a la derecha, en el área de entrada del frente frío en el GoM avanzando a lo largo de la plataforma continental y llegando hasta la parte noreste de la Península de Yucatán, en las costas norte de Quintana Roo, posteriormente el GoM responde con oscilaciones inerciales (en las regiones oceánicas del Golfo profundo) desde superficie hasta capas profundas.

Estas OAC son ondas híbridas, una mezcla de ondas de Kelvin y ondas de plataforma que evolucionan a una onda topográfica de Rossby moviéndose sobre el talud continental, esta evolución de las ondas atrapadas a la costa depende de la variación del ancho de la plataforma continental a lo largo de la costa y de su conservación de vorticidad.

Onda atrapada a la costa.

La OAC tiene dos guías de onda que la mantienen contenida, la propia costa y la plataforma continental, esto se observa en la figura 6.3. La costa, en el caso de las OAC, es la frontera que, en el hemisferio norte, siempre se encuentra a la derecha de la dirección de desplazamiento y la plataforma continental junto con el radio de deformación de Rossby, modulan el ancho de la OAC y su decaimiento. En nuestro caso, cuando la plataforma continental se estrecha en las costas de centro y sur del estado de Veracruz la OAC también se ve estrechada, posteriormente la plataforma continental se ensancha en la región conocida como Plataforma de Campeche al igual que la OAC.

Se observa que la OAC a su paso por la plataforma continental, en la región sur del GoM, se ajusta al ancho de dicha plataforma. Se indica en el círculo azul (figura 6.3) como la OAC es angosta y no rebasa la plataforma continental, isobata de los 200 metros. En la región encerrada en el círculo negro se observa como la OAC se ensancha desde los 13 km hasta los 240 km aproximadamente.

El análisis de las OAC se hace a partir de la SSH sobre la plataforma continental y sobre la isobata de 20 metros, de su energía potencial, de la anomalía del nivel medio del mar (ANMM) y de las elipses calculadas a partir del análisis de una aproximación de senos y cosenos en superficie.

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

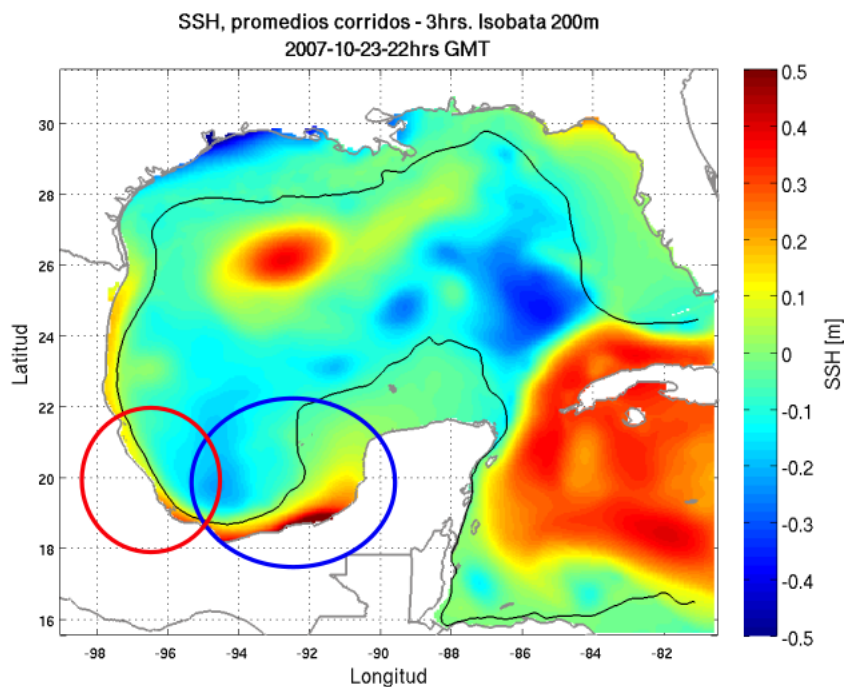


Figura 6.3: La línea negra representa la isobata de los 200m. En el nor-noroeste del GoM, frente a los estados de Texas y Luisiana, E.U., se observa la anomalía negativa de la SSH debido al desplazamiento de las aguas en la costa por la acción de vientos constantes en el área. En las costas mexicanas del GoM de los estados de Tamaulipas, Veracruz, Tabasco y Campeche se observa la OAC, su ancho es muy próxima a la isobata de los 200 m, su amplitud máxima es en la región de los estados de Tabasco y Campeche, se debe a que los vientos del norte soplan de manera constante y apilan agua en la región.

La evolución de la OAC se puede observar analizando diferentes variables como la SSH, la anomalía del nivel medio del mar, por la energía potencial en superficie. En las anteriores variables se puede observar la OAC que se genera el día 22 de octubre a las 22:00Z entre los estados de Texas, E.U. y Tamaulipas, México, avanzando por las costas mexicanas del GoM y llegando a abarcar, en un mismo instante, desde Tamaulipas hasta la costa norte de Quintana Roo, su amplitud máxima, para cada una de las variables (SSH, anomalía de nivel medio del mar y energía potencial), se encuentra cerca de la frontera entre los estados de Tabasco y Campeche. Lo que no ocurre con el campo de velocidad en superficie que, como se verá más adelante, ocurren en la región donde la plataforma continental es más angosta. También se logra observar que el ancho de la OAC está gobernado por el ancho de la plataforma continental.

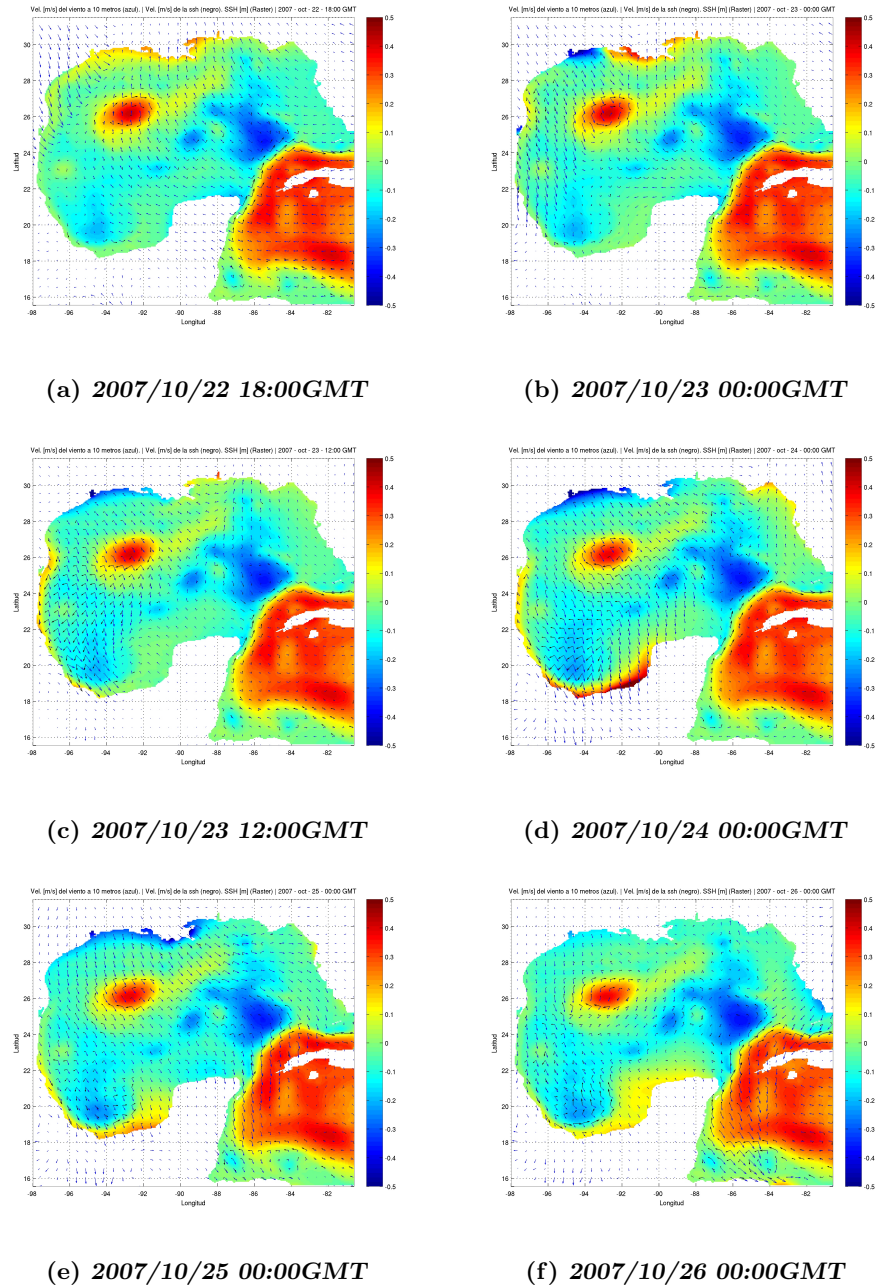


Figura 6.4: Evolución del nivel del mar, los vientos y el transporte de Ekman durante el paso del frente frío número 4 de la temporada 2007 - 2008.

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

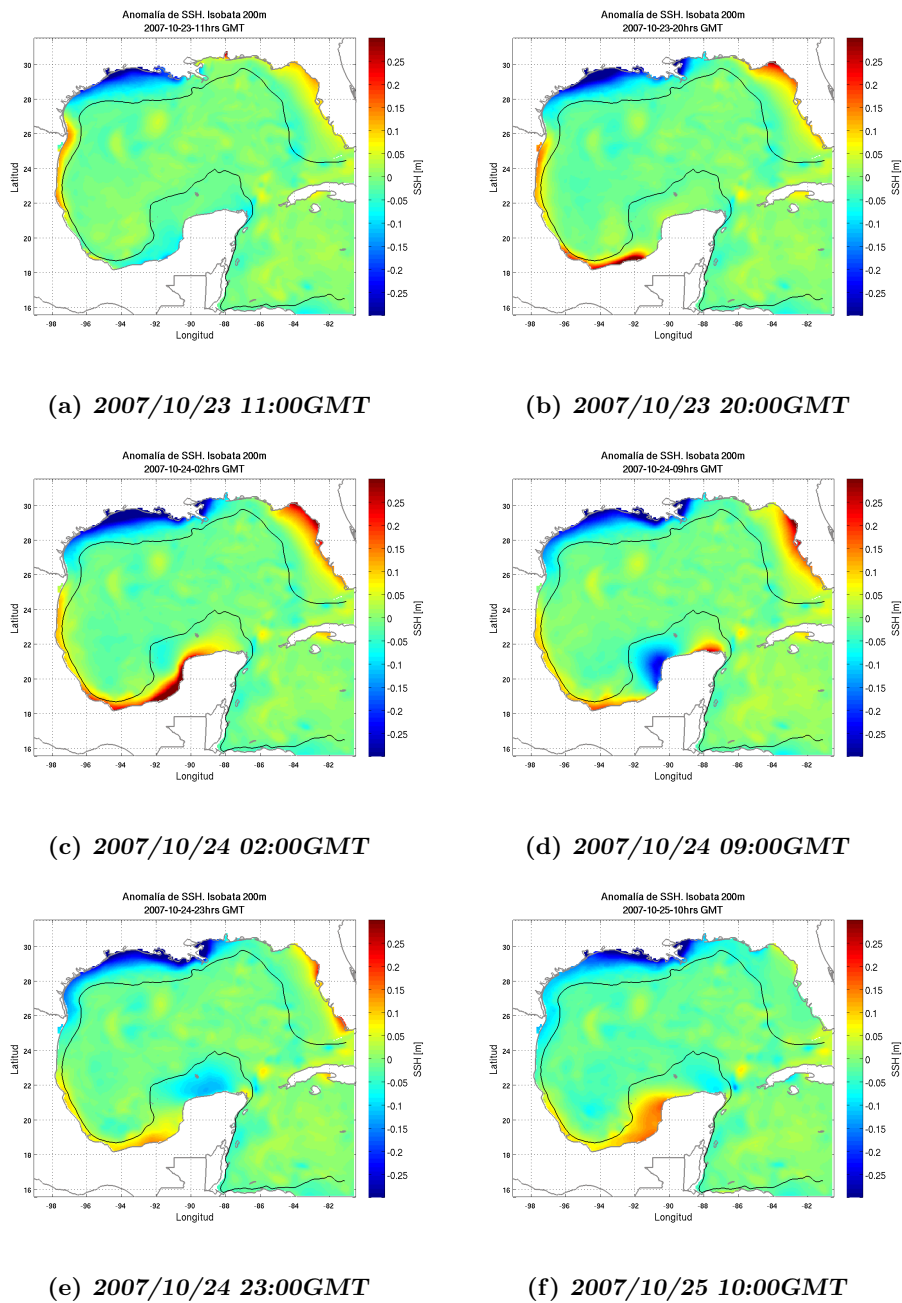


Figura 6.5: Anomalía del nivel medio del mar. Se pasó un filtro pasó bajas de medias móviles de 3 días, en negro la isóbata de 200m

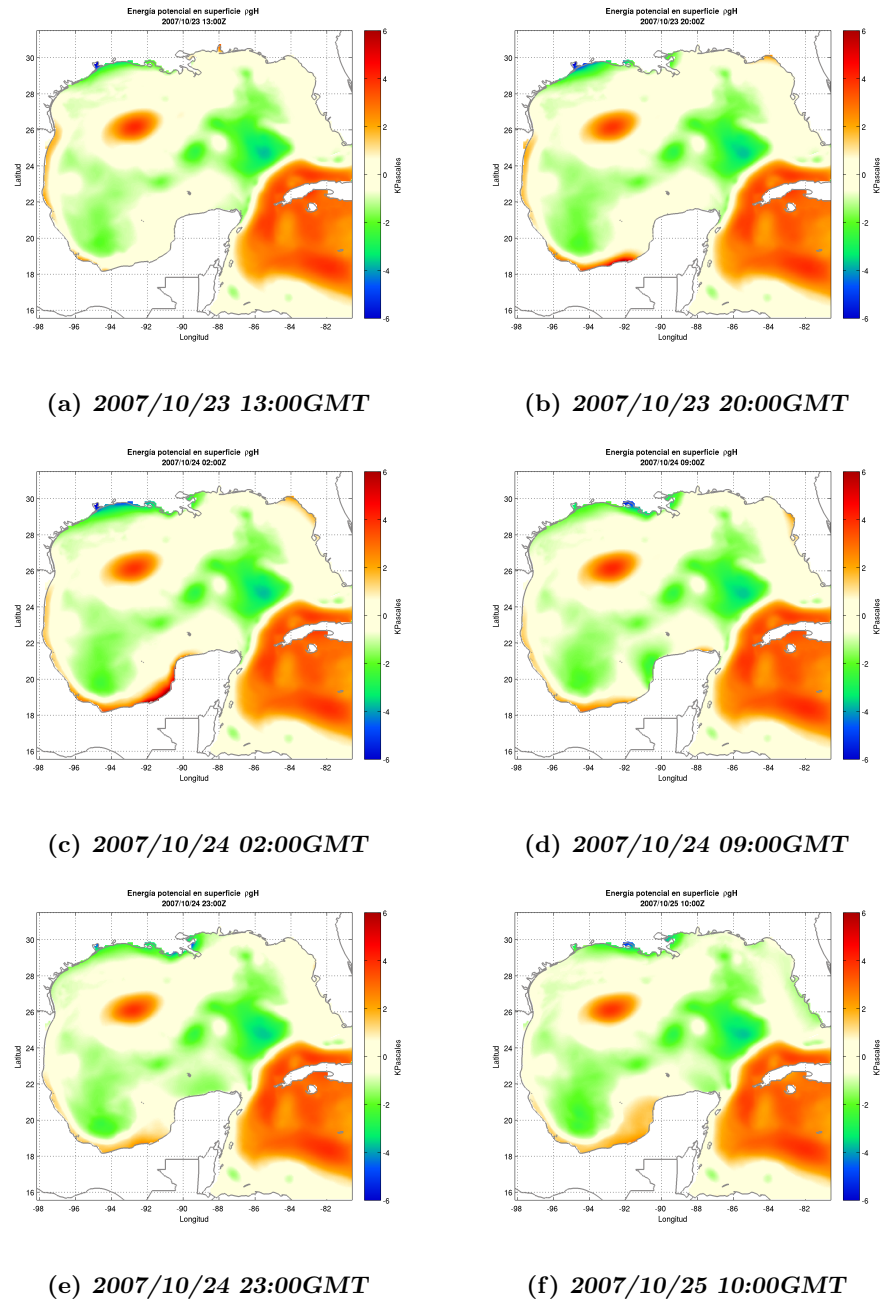


Figura 6.6: Energía potencial

Un análisis más fino de lo que sucede en la superficie a lo largo de la costa se obtuvo utilizando series de tiempo de amplitud y velocidad a lo largo de una isóbata y sus respectivos diagramas Hovmöller. Para ello se calcula la isóbata de 20 m del GoM y sobre ella se interpolan los valores de SSH y las componentes u y v de la

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

velocidad en superficie, adicionalmente se obtienen 19 puntos equidistantes sobre la isobata que servirán de referencia geográfica en el análisis de la dinámica del GoM organizados alfabéticamente de A - S, donde el segmento A - I pertenece a las costas estadounidenses del GoM, las costas mexicanas comienzan entre los puntos I - J hasta el punto S.

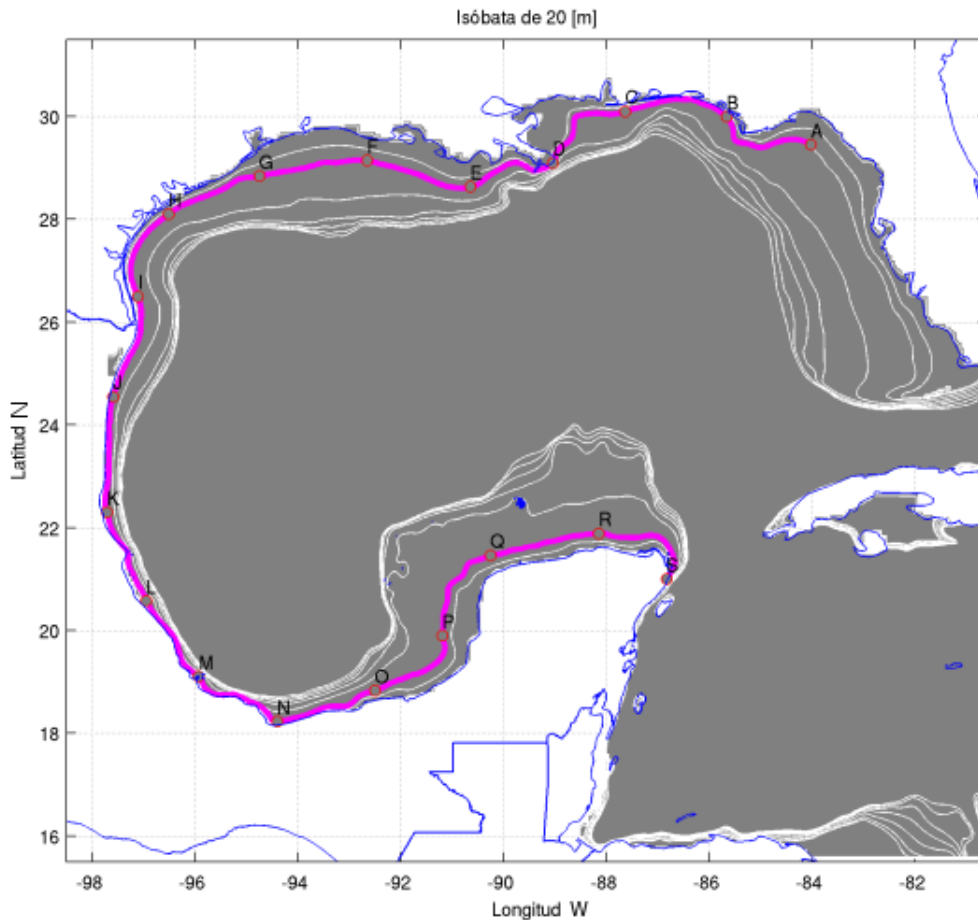


Figura 6.7: La línea magenta representa la isóbata de 20 metros en el GoM, los puntos A-S sobre ésta son equidistantes. Los puntos de A-H se localizan en la región norte del GoM, los puntos I-N se localizan en la oeste y sur-suroeste. Los puntos O-S están localizados en las regiones de la plataforma y el Banco de Campeche.

Con los datos de ssh y de rapidez sobre la isobata de 20 metros se obtiene su correspondiente diagrama Hovmöller para el período del 15 de octubre a las 1200z al 1 de noviembre a las 1100z.

El primer fenómeno observado generado por el frente frío es una anomalía negativa el día 22 de octubre a las 18:00z entre los puntos G-H-I teniendo su mínimo por la

región del punto H. En las siguientes horas la anomalía negativa se mueve sobre la costa hacia la izquierda abarcando los puntos del H al F y conforme el sistema de alta presión avanza esta anomalía negativa cubre una región costera más grande desde el punto I al punto D el día 25 de octubre a las 03:00z. Posteriormente la anomalía disminuye en magnitud y en cobertura espacial. El mínimo que alcanza esta anomalía negativa es de -0.20 metros en las primeras horas (horario GMT) del día 24 de octubre cercano a la región G. Esta anomalía negativa es ocasionada por el desplazamiento de aguas costeras provocado por la dirección del viento y la orientación de la costa, ya que en combinación el viento viene desde continente y es casi perpendicular a la costa, desplazando el agua hacia el exterior.

El sistema de alta presión a su paso por el GoM genera otros fenómenos, en aguas someras un tren de ondas atrapadas a la costa (OAC) y una onda en el talud continental y en aguas profundas oscilaciones inerciales.

Tren de OAC

Para este caso de estudio podemos definir como tren de OAC a un conjunto de ondas atrapadas a la costa generadas por el sistema de alta presión que avanzan sobre la misma guía de onda (plataforma continental). En este caso el avance del sistema de alta presión genera un tren de OACs compuesto por 3 ondas claramente distinguibles.

La primera onda registrada del tren de OAC sobre la isobata de 20 metros se genera el 22 de octubre a las 22:00z en la región del punto I alrededor de 27° norte, en una región al sur del estado de Texas muy cercana a la frontera con México (Tamaulipas), siete horas después del paso del frente frío sobre la región 6.4.b .

La segunda onda del tren de OAC es detectado sobre la isobata el 23 de octubre a las 01:00z entre los puntos K y L, alrededor de los 22° norte, al sur de Tampico, entre los estados de Tamaulipas y Veracruz, 5 horas después del paso del frente frío sobre esa zona.

La tercera onda registrada sobre la isobata de 20 metros se da el día 23 de octubre a las 07:00z entre los puntos M y N, aproximadamente a los 18.5° norte, en la región de las lagunas de Alvarado, 5 horas después del paso del frente frío. Conforme las ondas del tren de onda se desarrollan completamente avanzan sobre la costa alcanzando alcanzándose entre sí formando una sola onda atrapada a la costa, sucediendo de la siguiente forma: la primer onda alcanza a la segunda aproximadamente el día 06:00z el 23 de octubre y la segunda onda alcanza a la tercera a las 21:00z el mismo día, formándose una sola señal positiva que abarca gran parte del GoM desde la región al sur del punto I, frontera entre Estados Unidos y México, hasta el punto R, parte norte de la Península de Yucatán.

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

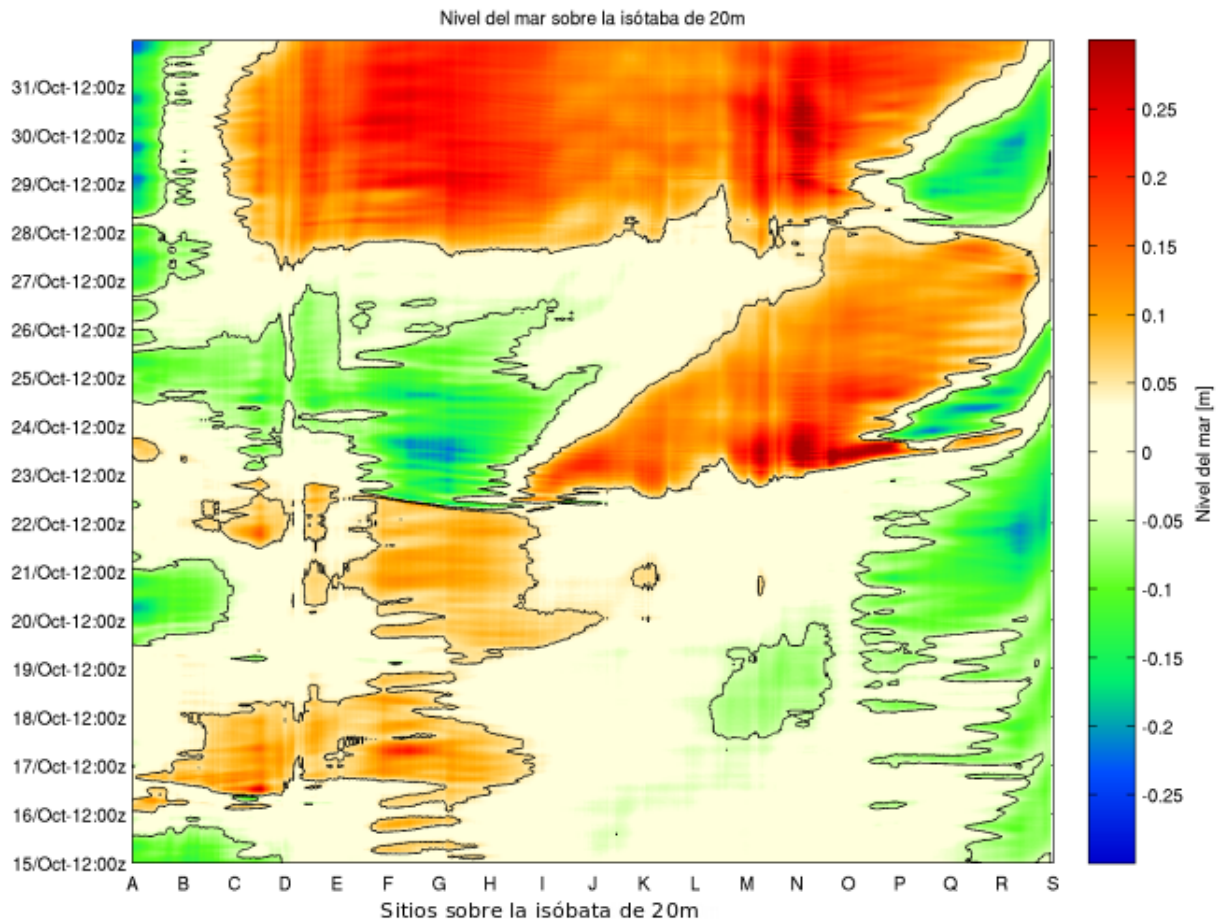


Figura 6.8: Diagrama Hovmöller del nivel del mar sobre la isobata de 20 metros. Se observa la anomalía negativa en la zona F - I y la OAC que se propaga en sentido antihorario en las costas del GoM.

El día 24 de octubre aproximadamente a las 05:00z se genera una anomalía negativa en la región P y Q. Esta anomalía negativa se desplaza al norte desde las costas de Campeche y gira a la derecha frente a las costas de Yucatán siguiendo la plataforma continental, continúa viajando al este aproximándose hasta punto S, la parte noreste de la Península.

6.4 Onda atrapada a la costa.

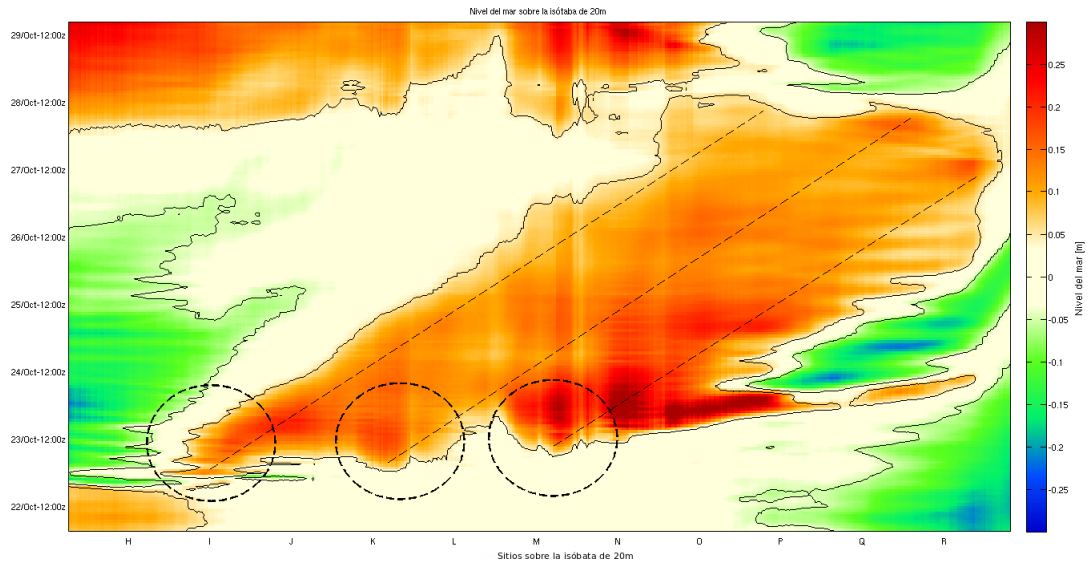


Figura 6.9: Acercamiento a la OAC sobre el diagrama Hovmöller del nivel del mar sobre la isobata de 20 metros. Los círculos indican el momento y el lugar donde se genera una OAC

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

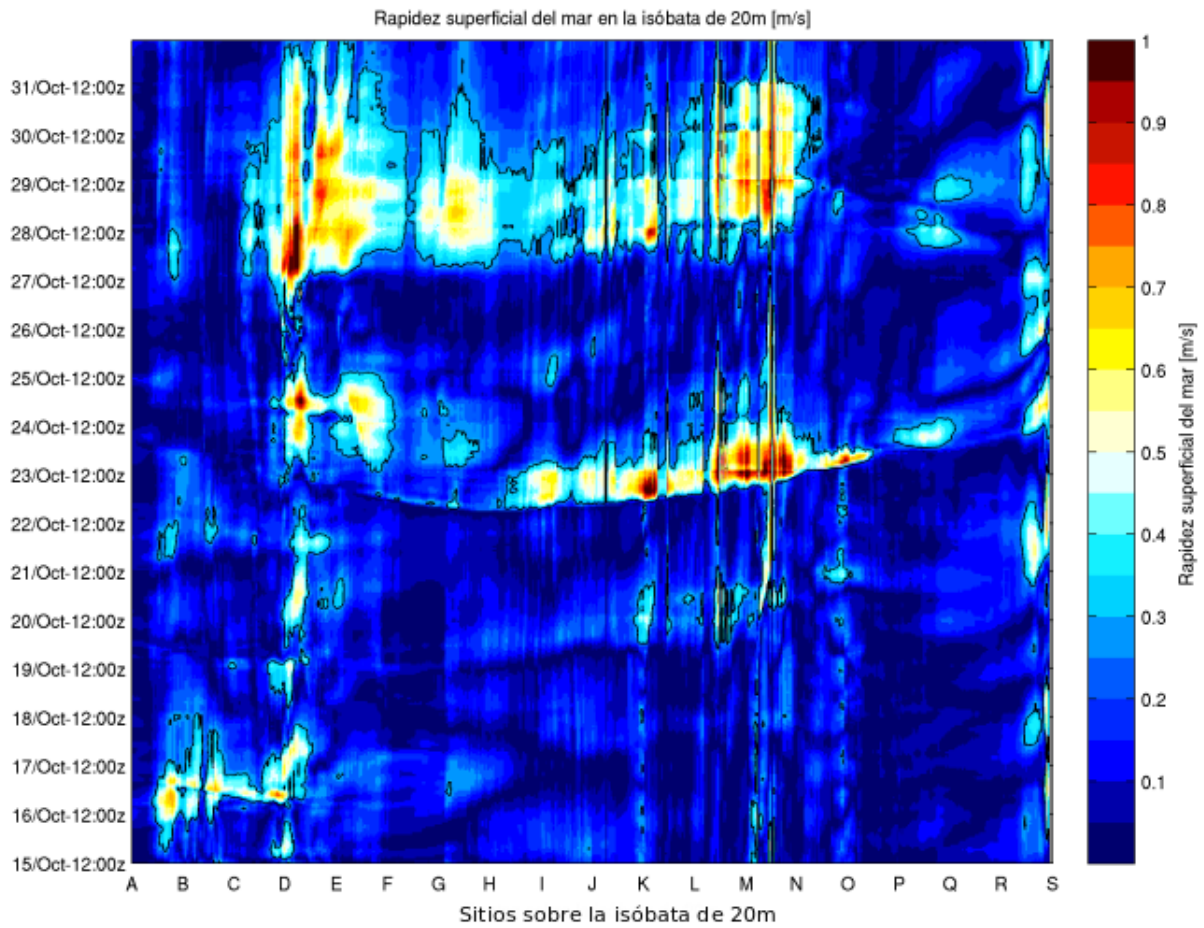


Figura 6.10: Diagrama Hovmöller de la rapidez superficial del mar sobre la isobata de 20 metros

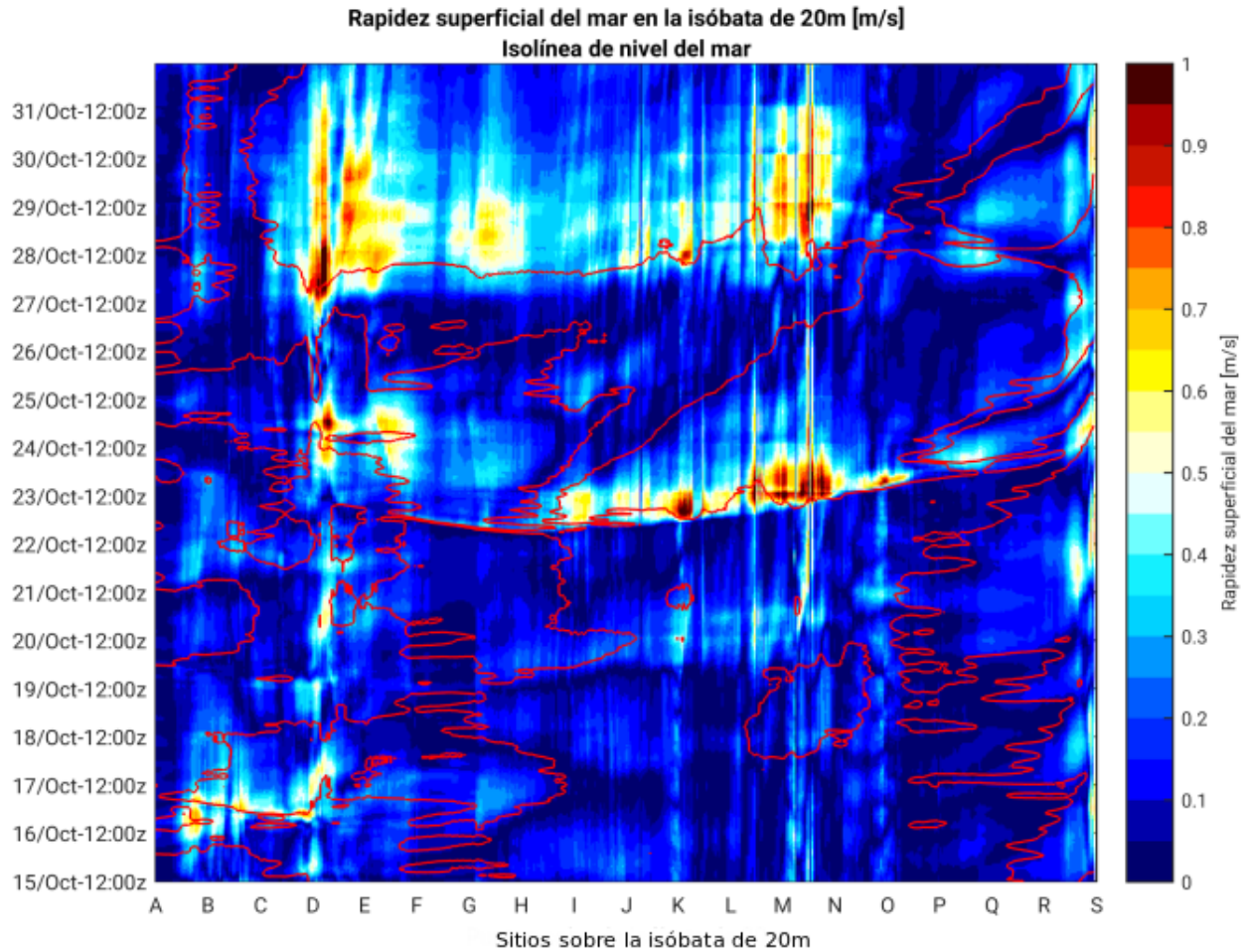


Figura 6.11: Diagrama Hovmöller de la rapidez superficial del mar sobre la isobata de 20 metros. En rojo se muestra los contornos del diagrama Hovmöller para el nivel medio del mar.

Se puede observar en la 6.11 una composición de un diagrama Hovmöller de rapidez e isóneas de nivel del mar en los valores -0.05 y 0.05 metros. Se aprecia que en la región donde se generan las componentes del tren de OAC la rapidez se incrementa considerablemente como se observa en los puntos I que es donde entra el frente frío al GoM y se genera la primer OAC, en el punto K que es donde se genera la segunda OAC y los puntos L, M y N donde se genera la última OAC, se puede destacar que las dos últimas OAC se generan en regiones donde la plataforma continental es muy angosta y que la rapidez se incremente ya que la cantidad de agua transportada tiene que pasar a través de un área más pequeña; esto se observa claramente en las superficies de velocidad para el GoM que se describirán más adelante.

Series de tiempo sobre la isobata de 20 metros

Al graficar la serie de tiempo en cada uno de la serie de puntos del A al S (6.12, 6.13 y 6.14) de la isobata de 20 metros para el nivel medio del mar y la rapidez se puede observar la evolución de la anomalía negativa y del tren de OAC. Existe una relación entre nivel del mar y la velocidad en superficie en la mayoría de los puntos donde hubo una respuesta del GoM a los vientos asociados al paso del sistema de alta presión.

Para los puntos F, G y H se observa un decremento en el nivel del mar entre finales del día 22 e inicios del día 26 de octubre llegando a los -0.20 metros sobre el nivel medio del mar y un incremento en la rapidez superficial para el mismo periodo de casi 0.3 m/s (~ 1 km/h).

Para los puntos comprendidos en el segmento I-N se observa un incremento del nivel medio del mar, dicho incremento no es simultaneo en todos los puntos, sino que se observa un desplazamiento del frente de las OAC que van de norte a sur (del punto I a N). También se aprecia que en los puntos I, J y K el decaimiento de la anomalía positiva es más rápido que el de los puntos L, M y N, esto coincide con un estrechamiento de la plataforma continental ya que los puntos K, l, M y N están en la región más estrecha.

El máximo de la OAC entre el punto I y el punto N tiene casi 24 horas de diferencia siendo el punto N en donde se presenta la máxima altura registrada llegando a casi 0.4 metros.

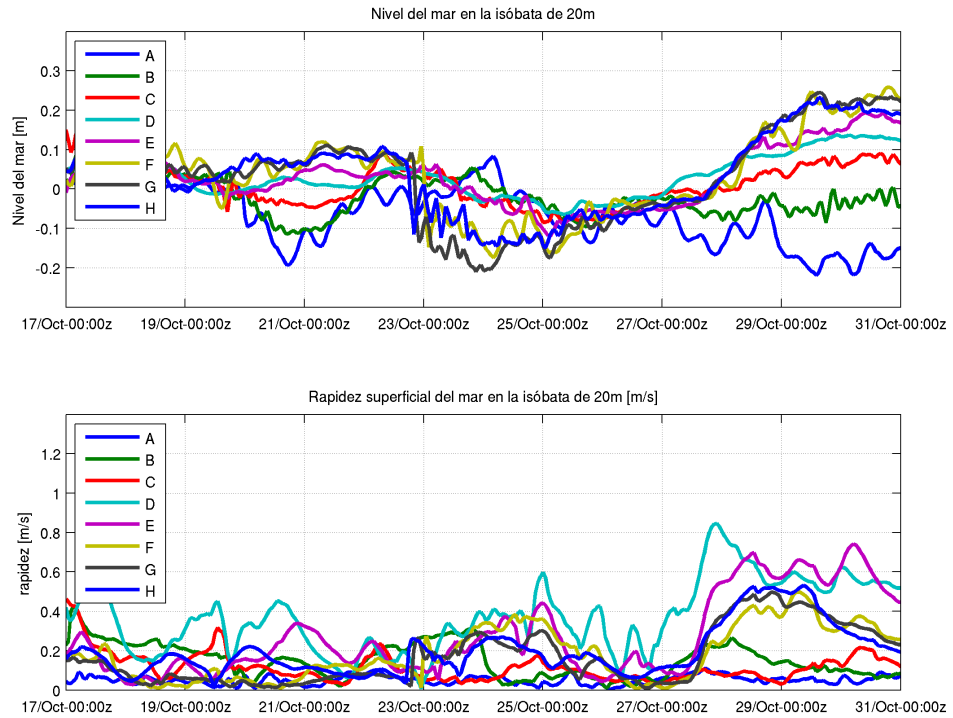


Figura 6.12: Serie de tiempo de los puntos A- H sobre la isobata de 20 metros en el nivel del mar. Se observa que en la región H existe una anomalía negativa a partir del final del día 22 de octubre y comienza a subir el día 25 de octubre, en este periodo se ve un incremento de velocidad.

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

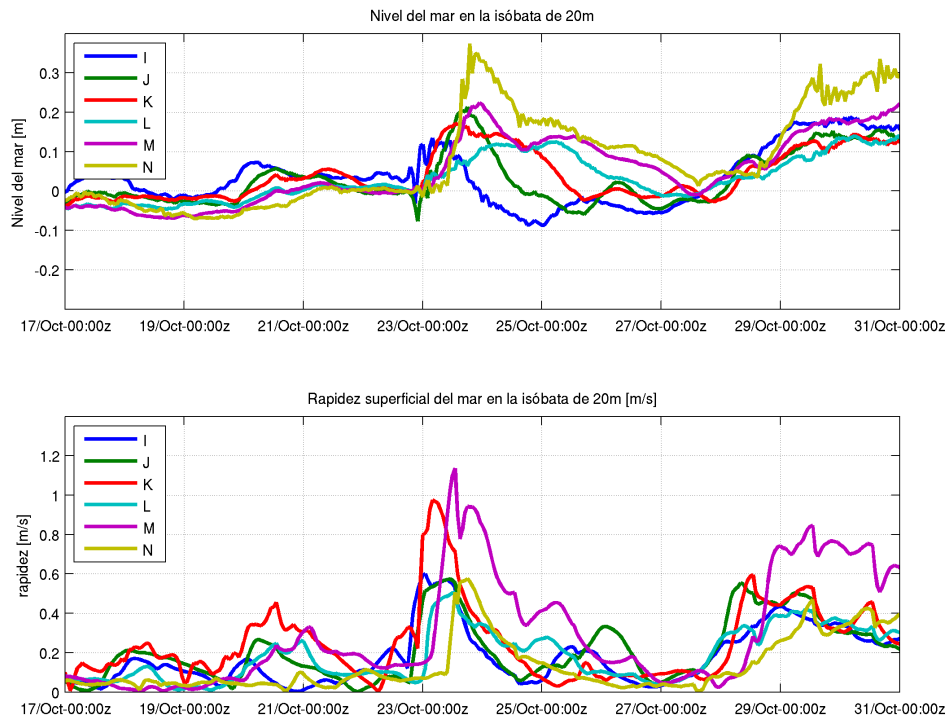


Figura 6.13: Serie de tiempo de los puntos I - N sobre la isobata de 20 metros en el nivel del mar. La mayor amplitud ocurre en el punto N, con casi 40 centímetros, en cambio la mayor velocidad se da en los puntos K y M

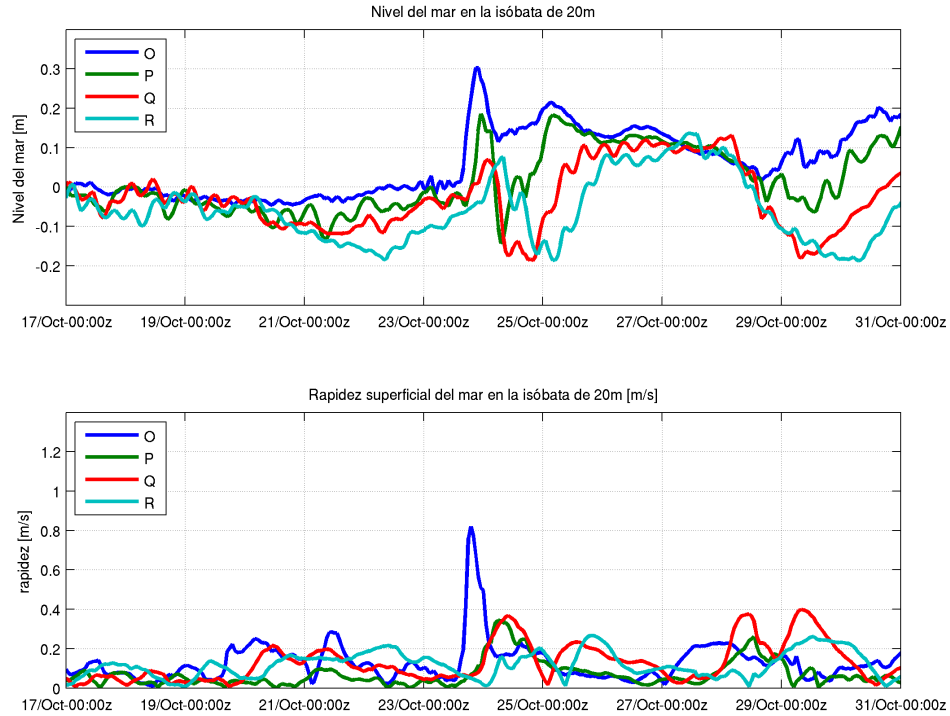


Figura 6.14: Serie de tiempo de los puntos O - R sobre la isobata de 20 metros en el nivel del mar. En los 4 puntos se observa el paso de la OAC y con mayor amplitud en los puntos O y P. La rapidez máxima se da en el punto O.

Se destaca que en las regiones de la plataforma continental donde la amplitud de las OAC es máxima no coincide con las regiones donde la rapidez es máxima es por esto que se analiza por separado la rapidez superficial y subsuperficial.

Velocidad superficial y subsuperficial del GoM

Otra magnitud física que se ve alterada por el esfuerzo del viento asociado al sistema de alta presión es el campo de velocidades desde superficie hasta las primeras capas del GoM. Dichos cambios de velocidad se observan en toda la superficie del golfo teniendo diferentes comportamientos en regiones de aguas someras (plataforma continental) que en regiones de aguas profundas.

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

Corrientes en la plataforma continental del GoM

La dirección y sentido de las corrientes sobre la plataforma continental del GoM para el periodo de estudio, de 15 de octubre al 1 de noviembre, concuerda con lo dicho por Zavala-Hidalgo (2003) (28)

- Son paralelas a la costa.
- Con corrientes predominante hacia el sur en las costas de los estados de Texas, Estados Unidos, Tamaulipas y Veracruz, México, y en menor magnitud en los estados de Campeche y Yucatán.
- Con corrientes que se desprenden de la costa en la región de la Bahía de Campeche.

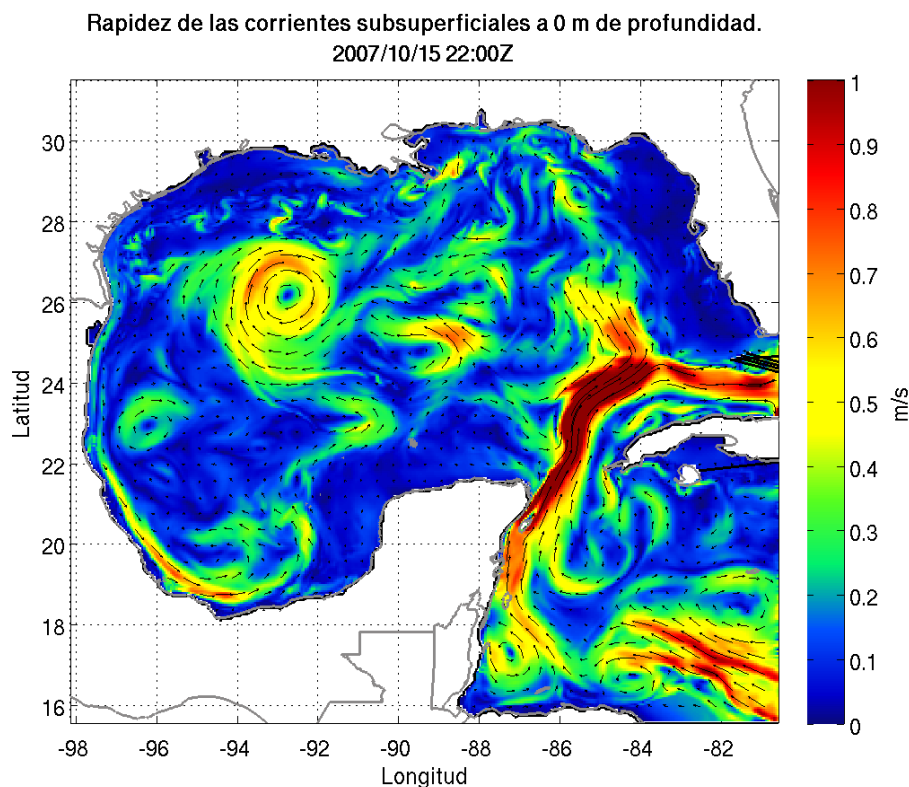


Figura 6.15: Rapidez superficial del GoM para el día 15 de octubre a las 22:00Z. Se observa que la corriente sobre la plataforma continental es paralela a la costa con sentido hacia el sur y la existencia de una corriente perpendicular a la costa en la zona de la Bahía de Campeche.

El paso del frente frío a través del GoM intensifica las corrientes desde la superficie hasta las primeras capas en profundidad tanto en regiones de aguas someras como en

regiones de aguas profundas afectando especialmente la circulación sobre la plataforma continental, la Bahía de Campeche, a los eddies (remolinos ciclónicos y anticiclónicos) y en menor escala a la Corriente del Lazo.

Corrientes en la plataforma continental de la costa de los estados de Texas y Luisiana, Estados Unidos

La región donde entra el frente frío al GoM es por las costas de los estados de Texas y Luisiana (6.16 punto B), Estados Unidos. Esa zona se caracteriza por tener una plataforma continental ancha midiendo su parte más angosta, cerca con la frontera con México, aproximadamente 90 km y 220 km en su parte más ancha, cerca de la frontera entre ambos estados. En dicha región los vientos asociados al sistema de alta presión son casi perpendiculares a la costa lo que provoca que el mar sea apilado (desplazado) hacia afuera. La primera región afectada por el viento es la plataforma continental del sur del estado de Texas, Estados Unidos, en ella las corrientes continúan siendo paralelas a la costa solo que se intensifican al paso del frente, alcanzando velocidades máximas en superficie lejos de la costa entre las isobatas de 50 metros hasta el talud continental, a partir del día 22 de octubre a las 18:00Z hasta las 19:00Z del día 23 de octubre. Esta corriente avanza hasta alcanzar a la corriente formada en la plataforma continental de las costas del estado de Tamaulipas (6.16, punto V1), frente a la Laguna Madre, el día 22 de octubre a las 22:00Z.

En la zona central de las costas de Texas (6.16, punto B) las corrientes que se generan son casi perpendiculares a la costa y al avance del frente frío estas corrientes cambian de dirección hasta hacerse paralelas a la costa. En las costas de Luisiana (6.16, punto A) las corrientes generadas por la entrada del frente frío son perpendiculares a la costa y en menos de 8 horas cambian de dirección para ser paralelas a la costa. Las corrientes más intensas ocurren después de las 12:00Z del día 23 de octubre hasta las 17:00Z del día 25 de octubre frente a las costas sur y sur-este.

Corrientes en la plataforma continental de las costas de los estados de Tamaulipas, Veracruz y Tabasco

Esta sección de la plataforma continental del GoM (6.16, abarca la región de los puntos C al F) es la más angosta, su parte más ancha es la región del norte del estado de Tamaulipas llegando aproximadamente a 90 km (plataforma de Tamaulipas, 6.16, punto C) y hacia al sur va disminuyendo teniendo varios cuellos de botella en algunas regiones donde llega a un poco más de los 16 km como en el norte de Veracruz frente a las costas de la Laguna Tamiahua localizada entre los municipios de Tampico el Alto y Tamiahua (la llamaremos región estrecha 1, 6.16, punto D) y en centro de Veracruz en el municipio Alto Lucero de Gutiérrez Barrios, al norte de Laguna Verde (región estrecha 2, 6.16, punto E) y siendo la parte más angosta la región costera del municipio de San Andrés Tuxtla (región estrecha 3 6.16, punto F), teniendo aproximadamente 13 km, a partir

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

de esta región la plataforma continental comienza a ensancharse nuevamente llegando, aproximadamente, a los 80 km entre los estados de Tabasco y Campeche. Al llegar el frente frío a la plataforma continental en la región de la Laguna Madre, Tamaulipas (6.16, punto V1), genera una corriente paralela a la costa a lo largo de todo el estado, esta corriente avanzó y el día 23 de octubre a las 23:00Z la velocidad de la corriente es a lo mps 1 m/s, y la de la onda de 2 m/s y el frente avanza a aproximadamente 18.5 m/s por lo que las ondas no pueden alcanzar al frente (6.16, punto D), donde comienza el primer cuello de botella de la plataforma continental. A partir de las 03:00Z las tres corrientes se integran en una sola que continua su avance acoplado al frente frío. Después de las 07:00Z se observan dos regiones donde las corrientes se maximizan, la primera es en la plataforma continental del estado de Tamaulipas (punto V1) comenzando en la frontera con el estado de Texas y terminando antes del primer cuello de botella y la segunda región comprendida entre los Veracruz y Tabasco (puntos E – F).

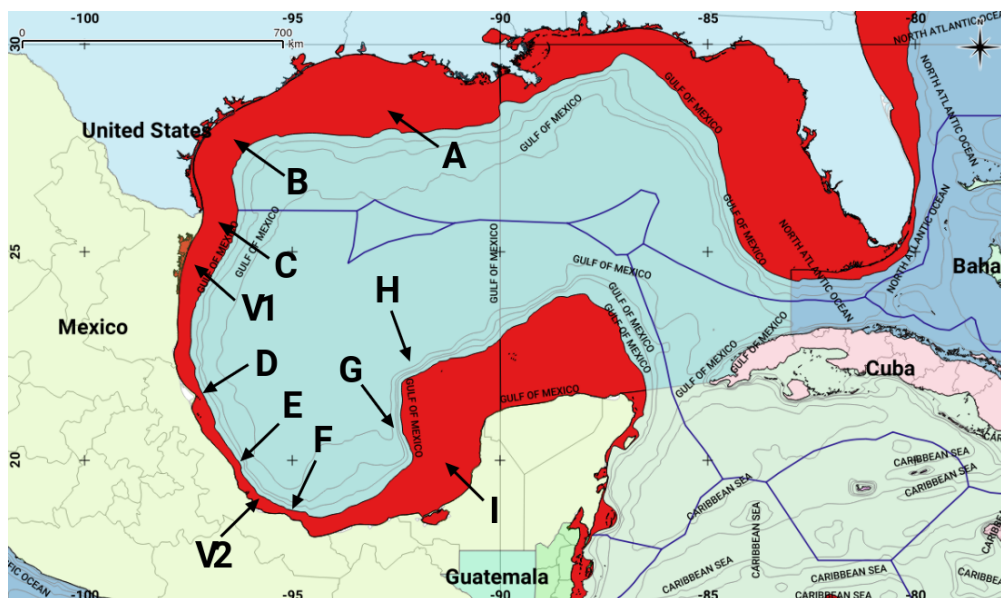


Figura 6.16: Golfo de México. Se muestra de color rojo la plataforma continental. El punto A es la región más ancha de la plataforma continental de los estados de Luisiana y Texas. El punto B es la región donde el ancho la plataforma comienza a disminuir, también es la región donde la plataforma gira casi 90° pasando de ser casi zonal a meridional, es aquí donde el frente frío entra al GoM. En el punto C comienza la plataforma de Tamaulipas. En los puntos D, E y F se observar las regiones donde se estrecha la plataforma continental considerablemente. El punto G es el talud continental de la Zonda de Campeche. El punto H es donde la plataforma continental gira hacia la derecha. El punto I es la plataforma continental del Banco de Campeche y termina en las costas de Quintana Roo

Pasando el punto F, de la 6.16, una parte de la corriente permanece pegada a la costa cambiando su dirección de ser paralela a la costa a incidir en la costa con un ángulo menor de 90° , esta corriente se observa sobre la plataforma continental de Tabasco y Campeche y la otra parte de la corriente comienza a despegarse de la costa hasta tomar como guía de onda al talud continental del Banco de Campeche (6.16, punto G) avanzando hacia el norte como onda de plataforma (continental shelf wave) y girando hacia el este en el quiebre de la plataforma continental (6.16, punto H). Al paso del frente frío sobre la plataforma continental de las costas de Campeche y Yucatán se genera una corriente paralela a la costa desde el norte abarcando la extensa plataforma continental teniendo un máximo frente al estado de Campeche (entre los puntos G y H, figura 6.16); la duración de esta corriente fue de poco más de un día, comenzando a las 21:00Z del 23 de octubre y terminando a las 23:00Z del 24 de octubre.

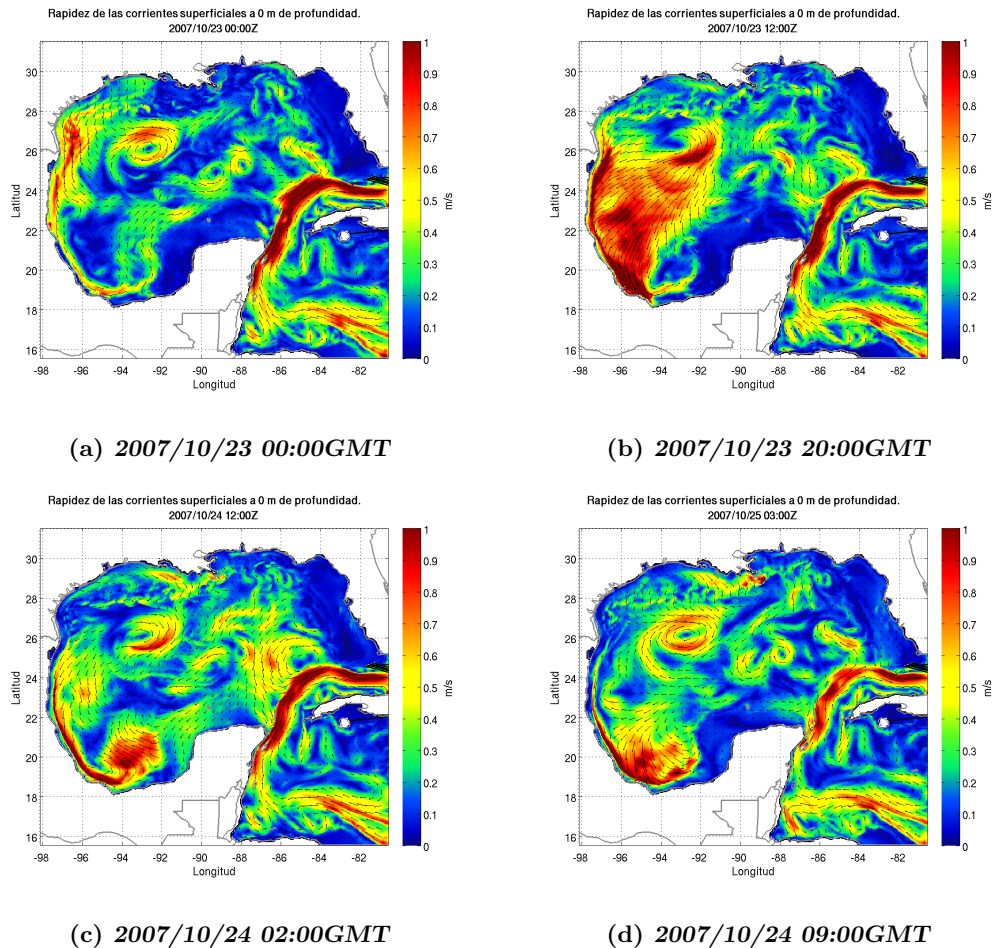


Figura 6.17: Rapidez de las corrientes en la superficie del GoM

Corrientes subsuperficiales en la plataforma y talud continental del GoM

Las corrientes generadas por el paso del frente frío no solo se manifiestan en la superficie sino en una columna que puede llegar hasta el talud continental o bien no manifestarse en superficie y sí en capas subsuperficiales.

Cortes verticales zonales y meridionales para los campos de velocidad

Los cortes verticales se hacen desde superficie hasta una profundidad de 300 metros para las componentes de velocidad u y v , y un corte en superficie para SSH. Dichos cortes se hacen en la componente zonal y meridional del GoM con una distancia entre corte de 1° respectivamente. Los cortes meridionales van desde 87.5° a 97.5° de longitud oeste y los cortes zonales desde 18.5° hasta 29.5° de latitud norte para cada hora del periodo.

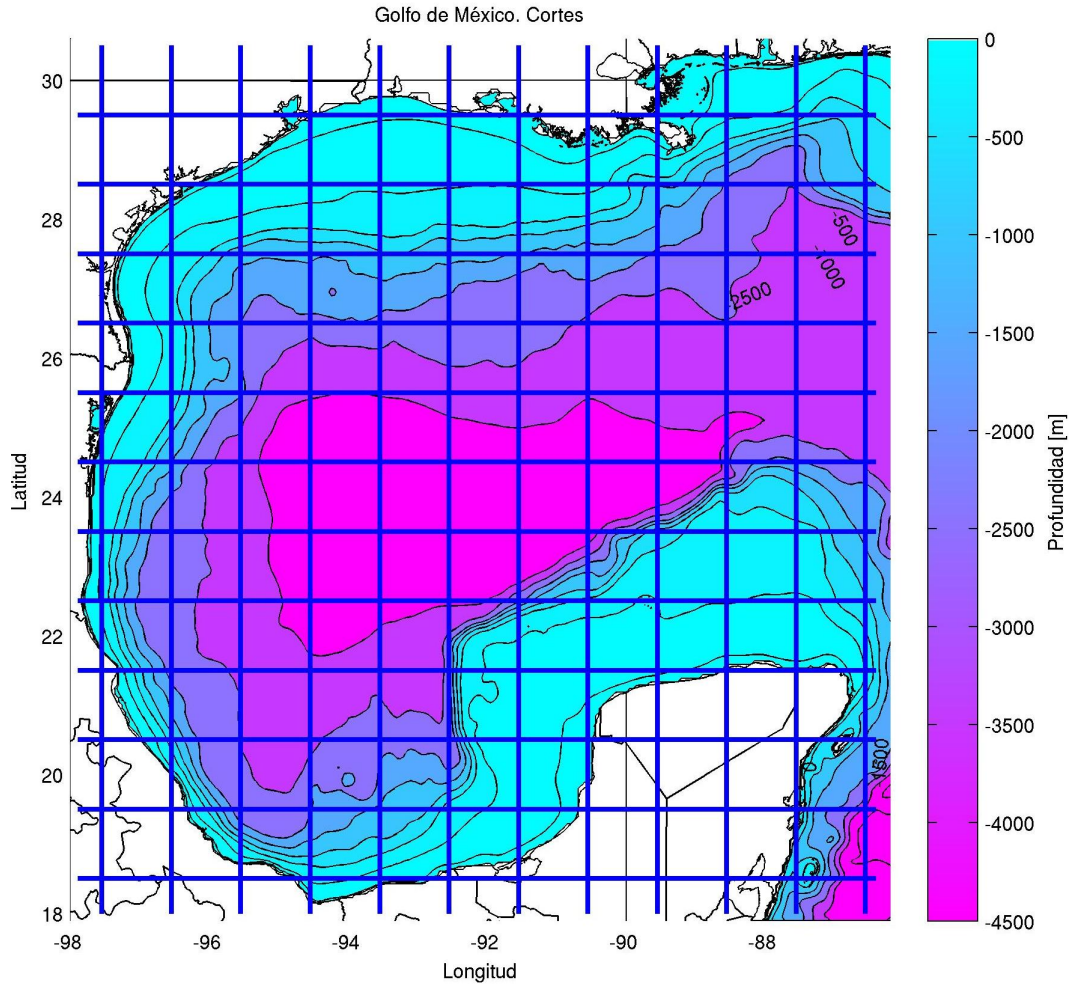
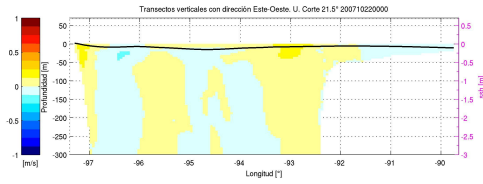
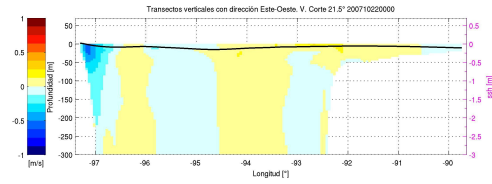


Figura 6.18: Se muestra la posición de cada uno de los cortes verticales zonales y meridianales para los campos de velocidad y el campo de SSH.

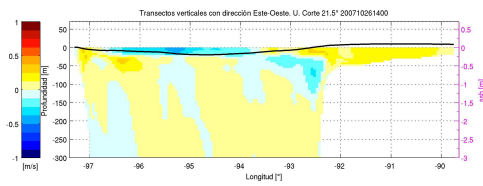
6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS



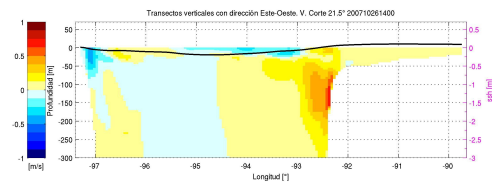
(a) *U. 2007/10/22 00:00GMT*



(b) *V. 2007/10/22 00:00GMT*



(c) *U. 2007/10/26 14:00GMT*



(d) *V. 2007/10/26 14:00GMT*

Figura 6.19: Corte vertical meridional del GoM a 21.5° de latitud Norte para los días 22 a las 00:00Z y 26 a las 14:00 de octubre de 2007. El eje izquierdo representa la profundidad en metros, en falso color se representa la componente U y V de velocidad (m/s), la línea en superficie (línea color negro) representa la SSH en metros cuya escala se observa en el eje de la derecha

6.5 Velocidad superficial y subsuperficial del GoM

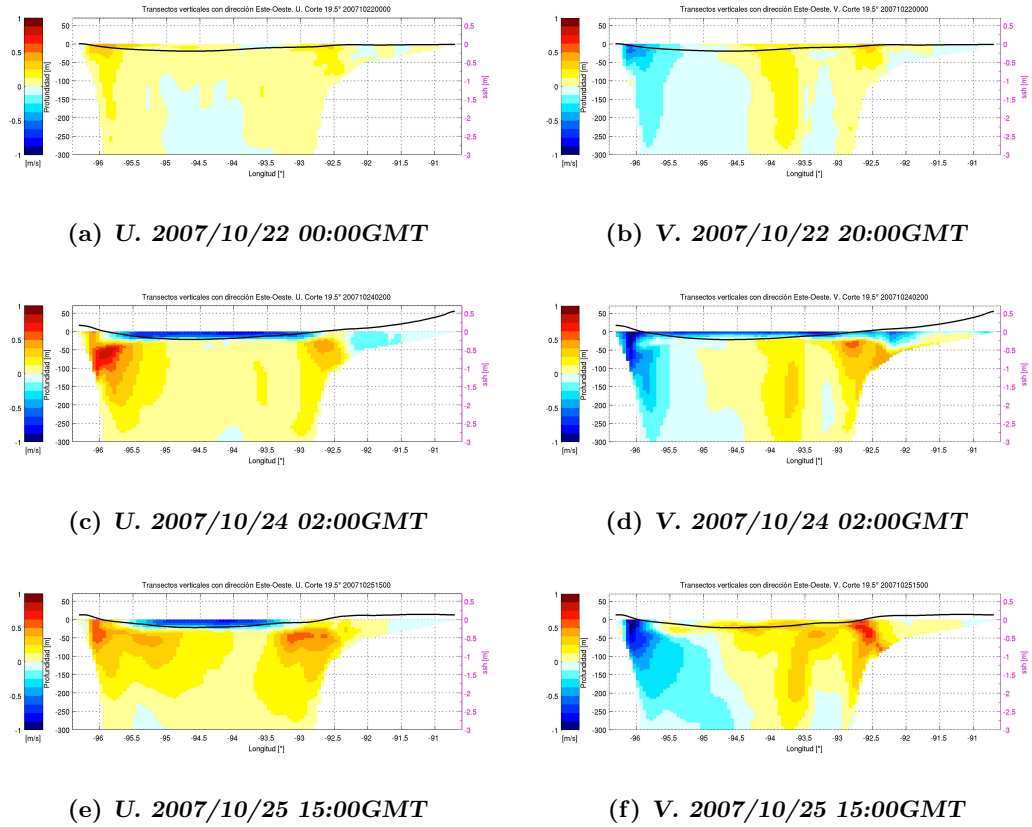


Figura 6.20: Corte vertical meridional del GoM a 19.5° de latitud Norte para los días 22 a las 00:00Z, 24 a las 02:00Z, y 25 a las 15:00 de octubre de 2007. El eje izquierdo representa la profundidad en metros, en falso color se representa la componente U y V de velocidad (m/s), la línea en superficie (línea color negro) representa la SSH en metros cuya escala se observa en el eje de la derecha

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

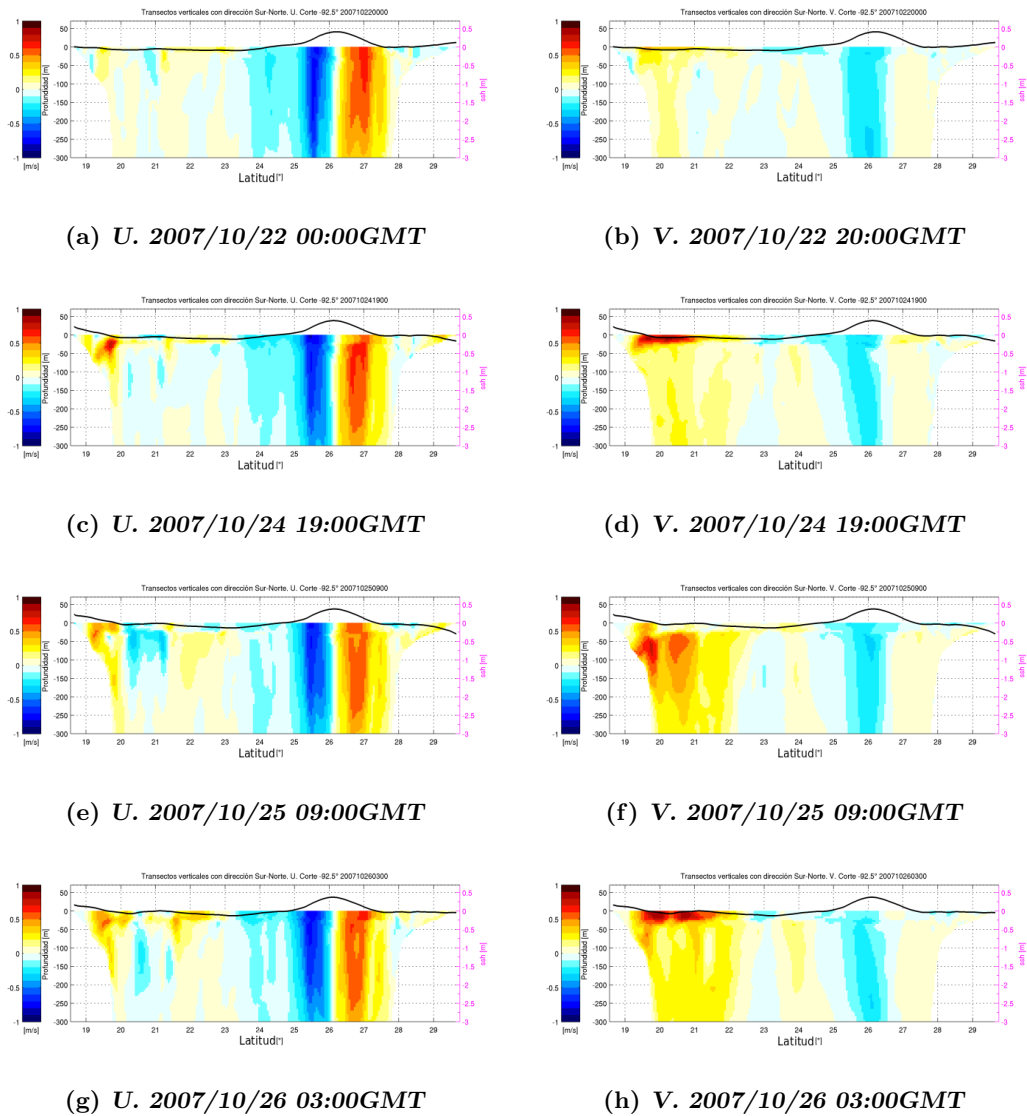


Figura 6.21: Corte vertical meridional del GoM a 92.5° longitud oeste para los días 22 a las 00:00Z, 24 a las 19:00Z, 25 a las 09:00 y 26 a las 03:00 de octubre de 2007. El eje izquierdo representa la profundidad en metros, en falso color se representa la componente U y V de velocidad (m/s), la línea en superficie (línea color negro) representa la SSH en metros cuya escala se observa en el eje de la derecha

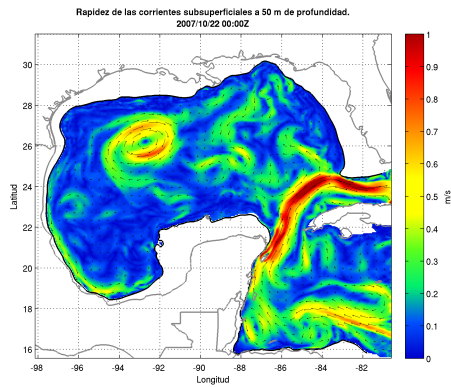
A partir de los cortes zonales y meridionales se identifican las estructuras verticales de procesos costeros y del golfo profundo tanto para las condiciones anteriores a la entrada del frente frío, durante el paso de éste y a su salida del GoM.

El proceso que se destaca en el golfo profundo es la estructura vertical del remolino anticiclónico característico del GoM de aproximadamente 300 kilómetros de ancho y superando los 300 metros de profundidad. [6.21](#)

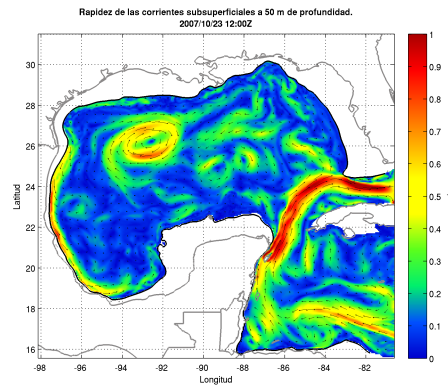
Rapidez subsuperficial del Golfo de México

Para un mejor estudio se hicieron cortes para el campo de velocidad a distintas profundidades hasta los 300 metros de profundidad, estos cortes están a 0, 50, 75, 100, 125, 150, 175, 200, 225, 250, 275 y 300 metros de profundidad para todo el dominio. También se hicieron cortes verticales en dirección zonal y meridional para los campos de velocidad con el objetivo de encontrar a que profundidad se da la velocidad máxima, conocer su estructura vertical.

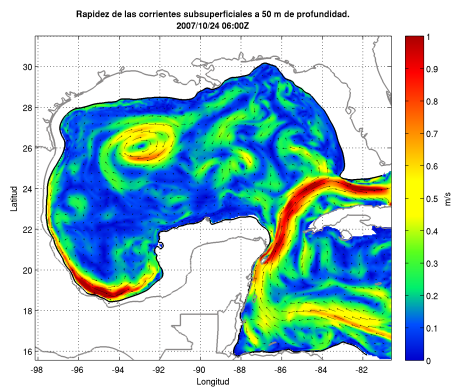
6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS



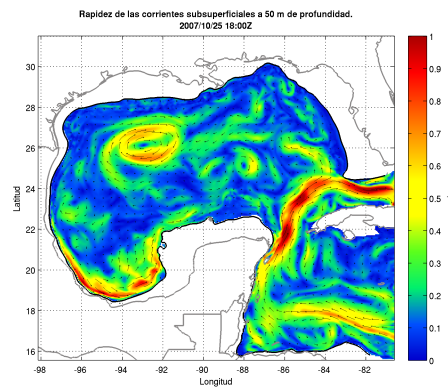
(a) Vel. 2007/10/22 00:00GMT



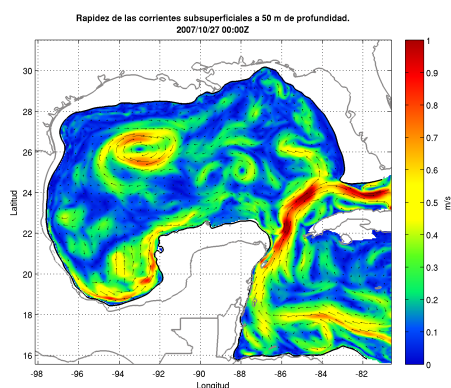
(b) Vel. 2007/10/23 12:00GMT



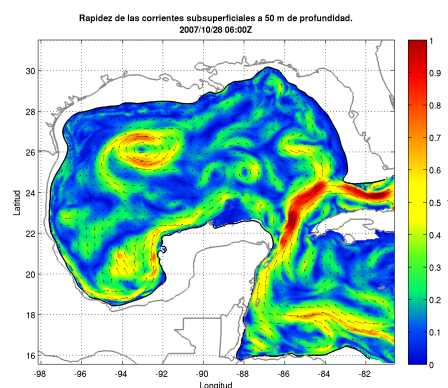
(c) Vel. 2007/10/24 06:00GMT



(d) Vel. 2007/10/25 18:00GMT



(e) Vel. 2007/10/27 00:00GMT



(f) Vel. 2007/10/28 06:00GMT

Figura 6.22: Velocidad de las corrientes subsuperficiales a 50 metros de profundidad

6.7 Oscilación inercial en superficie y en profundidad.

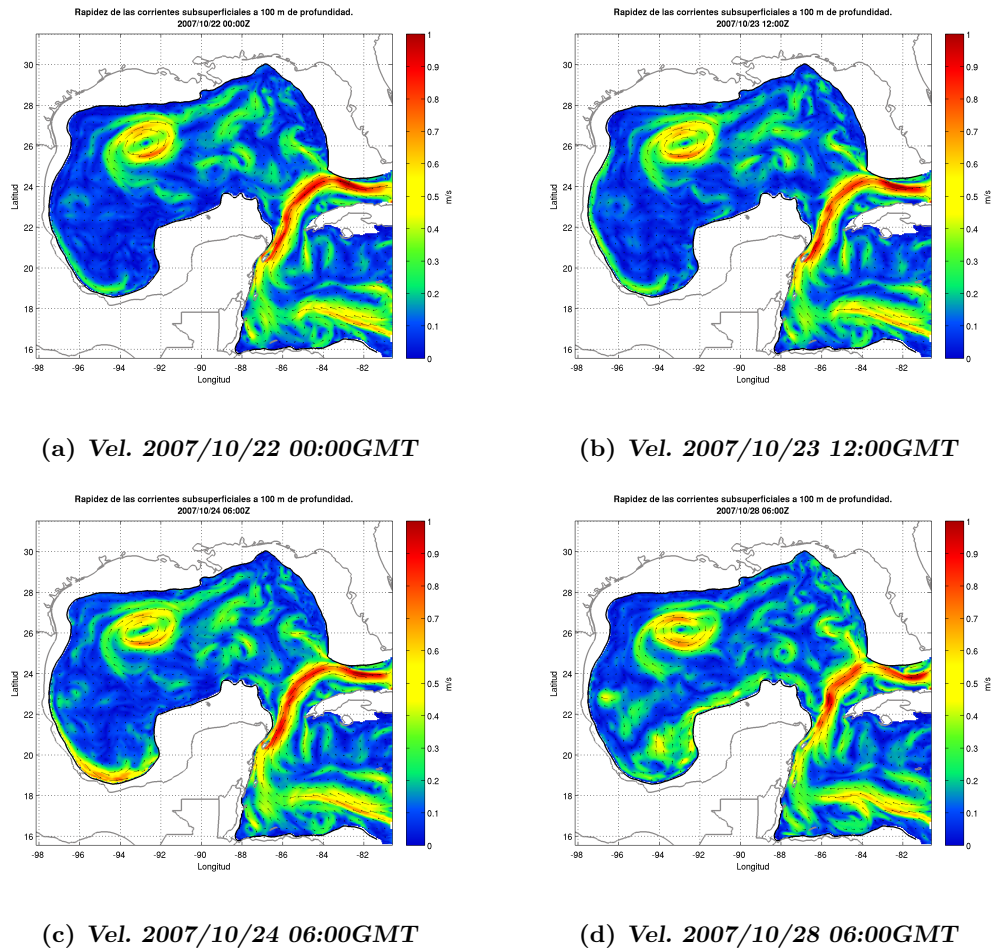


Figura 6.23: Velocidad de las corrientes subsuperficiales a 100 metros de profundidad

Oscilación inercial en superficie y en profundidad.

A partir de las corrientes superficiales del GoM para todo el periodo de la simulación, se observan oscilaciones anticiclónicas en algunas regiones como el sur del Golfo en la Bahía de Campeche o al noreste del golfo. El paso del frente frío a través del GoM suministra un impulso en su superficie y atrás de este los vientos asociados van disminuyendo en intensidad lo que es propicio para la generación de oscilaciones inerciales, las cuales se observan claramente en gran parte del GoM, en diferente amplitud siendo la mayor en la región de la Bahía de Campeche. Estas oscilaciones tienen un sentido anticiclónico y su amplitud es mayor en la parte sur del GoM.

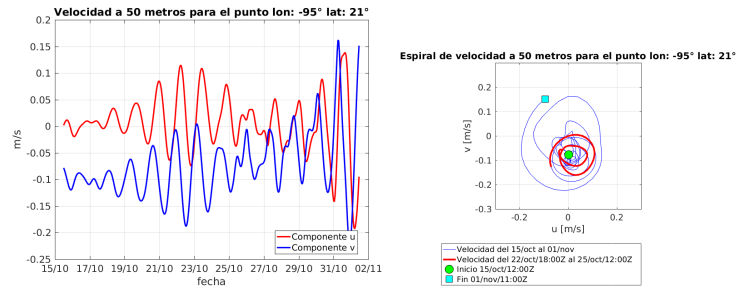
Estas oscilaciones se consideraron oscilaciones inerciales por el tipo de movimiento que presentan (movimientos circulares anticiclónicos), por el tipo de estímulo que las

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

generó (a partir de un impulso dado por fuertes vientos que se debilitaron en un lapso corto de tiempo) y porque tienen un periodo de oscilación constante y que varía con la latitud.

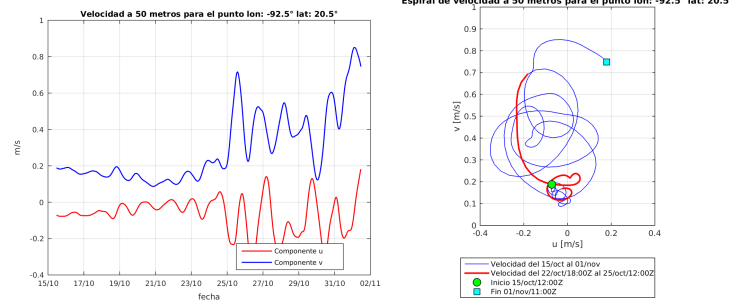
Para el análisis de las oscilaciones inerciales en la superficie del GoM se extraen las componentes u y v de velocidad, se grafica su serie de tiempo observándose una clara periodicidad en dichas componentes extraídas de las regiones donde se detectaron oscilaciones. Como ejemplo se toman las componentes de velocidad de un punto localizado sobre aguas profundas en la coordenada 21°N , 95°W que pertenece a la región donde se aprecian oscilaciones al paso del frente frío y se grafica su serie de tiempo, destacándose, para cada componente de velocidad, una periodicidad constante con duración de días, y entre ambas series (u, v) se aprecia un desfaseamiento 6.24. A partir del día 20 de octubre se observa un incremento en la amplitud de la señal para ambas componentes que coincide con la fecha en la que fue reportada por el SMN (reporte ordinario No. 02.20.10.2007) una interacción entre el frente frío #3 y una vaguada proveniente del suroeste del Golfo que fue referido. Estas amplitudes observadas se incrementan al paso del frente frío #4 y al debilitarse los vientos asociados a éste, la amplitud comienza a disminuir hasta la llegada del segundo evento del frente frío, el 28 de octubre, donde vuelve a incrementar su magnitud, 6.24.a y 6.24.c.

6.7 Oscilación inercial en superficie y en profundidad.



(a) *Serie de tiempo para las componentes u y v de velocidad para un punto localizado en 21° N, 95° W. Se observa una periodicidad en cada una de las componentes y un desfase entre ellas.*

(b) *Diagrama que muestra la espiral generada por las parcelas de agua para el periodo 22/oct al 01/nov, se caracteriza por tener una circulación anticiclónica. En la línea roja se observa la espiral generada al paso del frente frío*



(c) *Serie de tiempo para las componentes u y v de velocidad para un punto localizado en 20.5° N, 92.5° W. Se observa una periodicidad en cada una de las componentes y un desfase entre ellas.*

(d) *Diagrama que muestra la espiral generada por las parcelas de agua para el periodo 22/oct al 01/nov, se caracteriza por tener una circulación anticiclónica. En la línea roja se observa la espiral generada al paso del frente frío*

Figura 6.24: Velocidad de las corrientes subsuperficiales a 50 metros de profundidad.

La figura 6.24.b y 6.24.c representa una espiral generada por las corrientes inerciales para todo el período de estudio, 15 de octubre a las 12:00Z al 1 de noviembre a las 11:00z, la línea roja representa las corrientes inerciales atribuidas al paso del frente frío, del 22 de octubre a las 18:00z al 25 de octubre a las 12:00z, esta espiral se obtiene al graficar u vs v , se observa que su circulación es anticiclónica y se desplaza hacia el sur.

Con lo anterior se pretende encontrar cuanta energía hay en una frecuencia específica, en este caso, la frecuencia asociada a la oscilación inercial utilizando un ajuste de mínimos cuadrados a una función sinusoidal y así poder obtener los parámetros de ecuación de la elipse que represente la trayectoria de la oscilación inercial.

Ajuste de mínimos cuadrados a una función sinusoidal de las oscilaciones inerciales

Para ajustar una curva a las oscilaciones inerciales se utiliza el método de mínimos cuadrados de la forma

$$u = A_0 + A_1 \sin(\omega t) + A_2 \cos(\omega t) \quad (6.1)$$

las variables a determinar son A_0 , A_1 y A_2 , de tal forma que la curva (6.1) se ajuste mejor a los valores de la oscilación inercial.

Se comienza considerando que el conjunto de los valores observado se puede representar como

$$\begin{aligned} u_1 &= A_0 + A_1 \sin(\omega t_1) + A_2 \cos(\omega t_1) \\ u_2 &= A_0 + A_1 \sin(\omega t_2) + A_2 \cos(\omega t_2) \\ &\dots \\ u_n &= A_0 + A_1 \sin(\omega t_n) + A_2 \cos(\omega t_n) \end{aligned} \quad (6.2)$$

representando la ecuación (6.2) en forma matricial

$$\begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \\ \dots \\ u_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \sin(\omega t_1) & \cos(\omega t_1) \\ 1 & \sin(\omega t_2) & \cos(\omega t_2) \\ \dots & \dots & \dots \\ 1 & \sin(\omega t_n) & \cos(\omega t_n) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_0 \\ A_1 \\ \dots \\ A_n \end{bmatrix} \quad (6.3)$$

$$u, v = \begin{bmatrix} 1 & \sin(\omega t_1) & \cos(\omega t_1) \\ 1 & \sin(\omega t_2) & \cos(\omega t_2) \\ \dots & \dots & \dots \\ 1 & \sin(\omega t_n) & \cos(\omega t_n) \end{bmatrix} A_{u,v} \quad (6.4)$$

entonces llegamos a la forma

$$U_{u,v} = H A_{u,v} \quad (6.5)$$

donde $U_{u,v}$ representa los valores u, v velocidad de la oscilación inercial, el producto matricial $HA_{u,v}$ representa un valor aproximado de $U_{u,v}$ y utilizando un ajuste de mínimos cuadrados, por lo que tenemos

$$U_{u,v} - HA_{u,v} \neq 0 \quad (6.6)$$

(6.6), entonces tenemos que encontrar el valor de $A_{u,v}$ para que esta diferencia entre el valor real $U_{u,v}$ y el valor proximado sean mínimas; para cumplir con esto $A_{u,v}$ tiene la forma:

$$A_{u,v} = (H^t H)^{-1} H^t U_{u,v} \quad (6.7)$$

La ecuación (6.7) es el ajuste de mínimos cuadrados para datos matriciales.

$U_{u,v}$ es la matriz de velocidad, se tiene una matriz U para la componente u y una matriz V para la componente v .

H está dada por:

$$H = [(t/t)' \quad \sin(\omega_{inc}) \quad \cos(\omega_{inct})] \quad (6.8)$$

donde el argumento ω_{inc} es la frecuencia inercial en función de la latitud y t es el vector de tiempo.

La solución de la ecuación (6.7) tiene la forma

$$\begin{aligned} A'_u &= [A'_{u1} \quad A'_{u2} \quad A'_{u3}] \\ A'_v &= [A'_{v1} \quad A'_{v2} \quad A'_{v3}] \end{aligned} \quad (6.9)$$

Las matrices (6.9) representan los términos $A_{(u,v)1}$, $A_{(u,v)2}$, $A_{(u,v)3}$ que minimiza la diferencia entre el valor U y el valor aproximado $HA_{u,v}$. Una vez encontrados los valores $A_{u,v}$ se combinan para representar diferentes procesos oceanográficos, un primer caso sería la ecuación (6.10) que representa la velocidad total U' , incluye los procesos presentes en todas las frecuencias, tanto la oscilación inercial como la Corriente de Lazo, remolinos anticiclónicos en regiones del GoM de aguas profundas y procesos en aguas someras como ondas atrapadas a la costa y corrientes paralelas a la costa.

$$\begin{aligned} u' &= A_{u1} + A_{u2} \sin(\omega_{inct}) + A_{u3} \cos(\omega_{inct}) \\ v' &= A_{v1} + A_{v2} \sin(\omega_{inct}) + A_{v3} \cos(\omega_{inct}) \\ U' &= \sqrt{(u'^2 + v'^2)} \end{aligned} \quad (6.10)$$

Si solo se toma los elementos $A_{(u,v)1}$, de la ecuación

$$\begin{aligned} u' &= A_{u1} \\ v' &= A_{v1} \end{aligned} \quad (6.11)$$

representan solo los procesos distintos a la oscilación inercial (todos los procesos en todas las frecuencias diferentes a la de las oscilaciones inerciales), los llamaremos flujo medio o corriente media. Y finalmente las oscilaciones inerciales se representan por

$$\begin{aligned} u' &= A_{u2} \sin(\omega_{inct}) + A_{u3} \cos(\omega_{inct}) \\ v' &= A_{v2} \sin(\omega_{inct}) + A_{v3} \cos(\omega_{inct}) \end{aligned} \quad (6.12)$$

Implementación del método de mínimos cuadrados para obtener las elipses asociadas a las oscilaciones inerciales

La ecuación (6.7) se aplica a los campos de velocidad u y v de nuestro dominio, desde la superficie hasta 250 metros de profundidad, para el período que va del 22 de oct a las 18:00z al 26 oct a las 12:00z, es decir, para cada elemento matricial de nuestro dominio (para cada punto de malla) se extrae la serie de tiempo de u y v , esta serie es el vector U de la ecuación (6.7) y sobre este vector U se aplica dicha ecuación, teniendo como resultado un vector de tres elementos (ecuación (6.9)) para cada punto de malla para cada componente de la velocidad (para el elemento u tenemos: A_{u1} , A_{u2} , A_{u3} y para el elemento v tenemos A_{v1} , A_{v2} , A_{v3}). No olvidemos que para resolver la ecuación (6.7) es necesario resolver la ecuación (6.8) la cual está en función de la latitud, esta latitud es la que le corresponde a cada uno de los puntos de malla, esto es, utilizamos el valor teórico de la frecuencia inercial.

Con los valores $A_{(u,v)1}$, $A_{(u,v)2}$, $A_{(u,v)3}$ se resuelven las ecuaciones (6.10), (6.11) y (6.12) para cada uno de los puntos de malla de las componentes de velocidad u y v para todos los niveles de interés, así es como tendremos para cada punto de la malla su oscilación inercial, su flujo medio y su velocidad total.

Ecuaciones paramétricas de las elipses asociadas a las oscilaciones inerciales

Las oscilaciones inerciales podemos aproximarlas a una elipse cuyas ecuaciones paramétricas son de la forma

$$\begin{aligned} x &= x_0 + a \cos(t) \\ y &= y_0 + b \sin(t) \end{aligned} \quad (6.13)$$

Para obtener las ecuaciones paramétricas de las elipses se utiliza la solución (6.9): $A_{(u,v)1}$, $A_{(u,v)2}$, $A_{(u,v)3}$ se obtiene la amplitud, la fase de la elipse para cada componente de velocidad.

$$\begin{aligned} Amp_u &= \sqrt{(A_{u2}^2 + A_{u3}^2)} \\ Amp_v &= \sqrt{(A_{v2}^2 + A_{v3}^2)} \end{aligned} \quad (6.14)$$

$$\begin{aligned} Fase_u &= \arctan\left(\frac{A_{u2}}{A_{u3}}\right) \\ Fase_v &= \arctan\left(\frac{A_{v2}}{A_{v3}}\right) \end{aligned} \quad (6.15)$$

A partir de la amplitud ((6.14)) y fase ((6.15)) se reconstruye la oscilación inercial centrada en el origen para toda la serie de tiempo t .

Oscilación inercial reconstruida para cada paso de tiempo

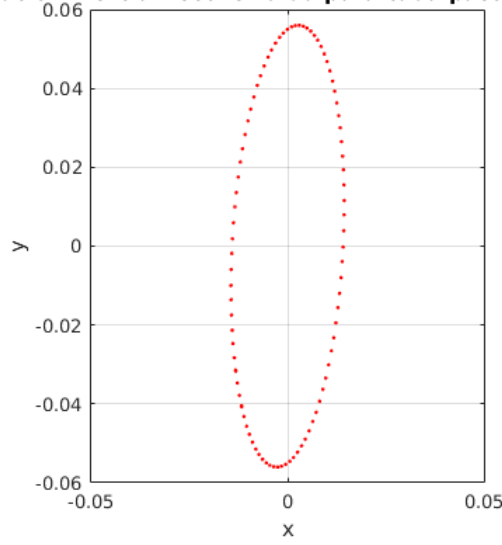


Figura 6.25: Elipse reconstruida

$$\begin{aligned} X_{elipse} &= 0 + Amp_u \cos(\omega_{inc}t + Fase_u) \\ Y_{elipse} &= 0 + Amp_v \cos(\omega_{inc}t + Fase_v) \end{aligned} \quad (6.16)$$

Con la oscilación inercial reconstruida se procede a obtener la ecuación paramétrica de la elipse ((6.13)) de la siguiente manera: Se obtiene la amplitud máxima y mínima de la serie reconstruida que representa el semieje mayor y el semieje menor de la elipse respectivamente. La elipse resultante de la ecuación paramétrica tiene los semiejes paralelos al plano cartesiano y esta centrada en la longitud y latitud correspondiente ($X_0 = longitud, Y_0 = latitud$)

Las oscilaciones inerciales tienen una inclinación respecto a los paralelos, para que la elipse reconstruida tenga el mismo ángulo de inclinación se tiene que rotar aplicando la ecuación (6.17)

$$\begin{aligned} X_{elipseRotada} &= X_{elipse} \cos(\theta) - Y_{elipse} \sin \theta \\ Y_{elipseRotada} &= X_{elipse} \sin(\theta) + Y_{elipse} \cos \theta \end{aligned} \quad (6.17)$$

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

donde θ es el ángulo existente entre el semieje mayor y la horizontal.

Con los valores de los semiejes se calcula la excentricidad de la elipse (ecuación (6.18))

$$\epsilon = \sqrt{1 - \frac{ejeMenor^2}{ejeMayor^2}} \quad (6.18)$$

donde $0 < \epsilon < 1$.

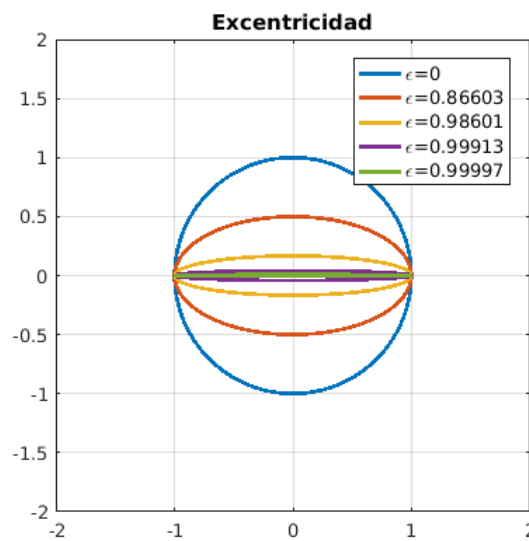


Figura 6.26: Distintos valores de la excentricidad de la elipse

Las oscilaciones inerciales con excentricidad cercana a 1 se dan principalmente en regiones de aguas someras, a lo largo de la plataforma continental y en toda la columna de agua. Estos movimientos son en vaivén (movimientos muy cerrados cuyas trayectorias se aproximan a una recta), son paralelos y cercanos a la costa; las oscilaciones que tienen excentricidad cercana a cero ocurren entre los primeros 20 o 30 metros en regiones de aguas profundas al noreste del GoM y al noreste de la corriente del Lazo, son movimientos cuasicirculares.

6.7 Oscilación inercial en superficie y en profundidad.

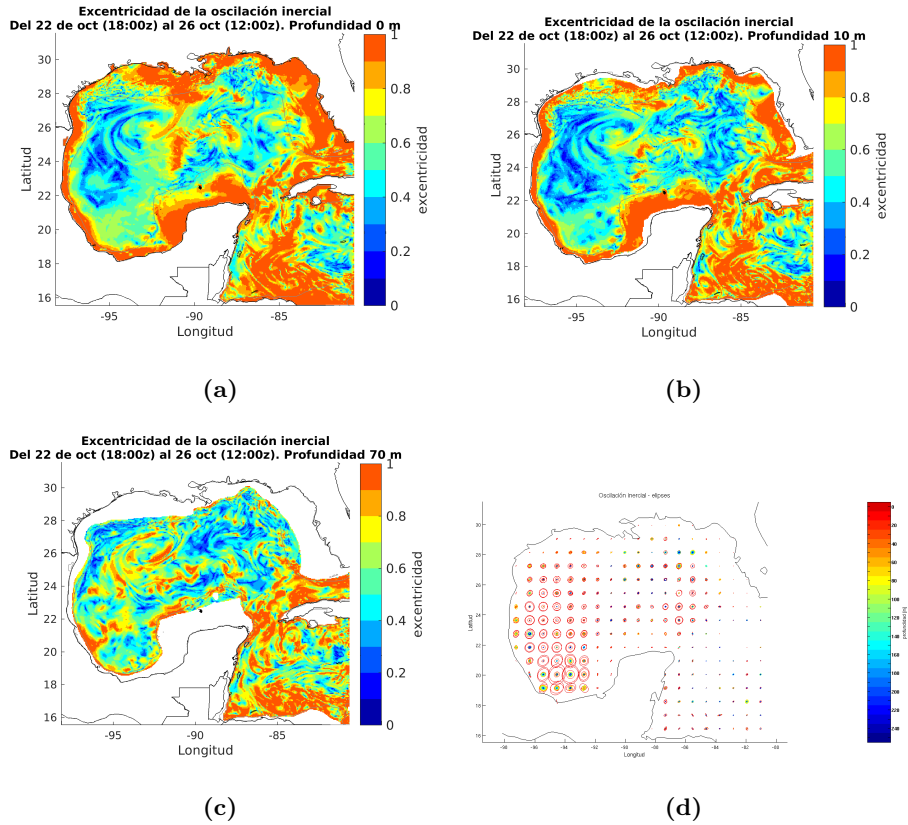


Figura 6.27: Excentricidad de las oscilaciones inerciales del GoM en superficie, 10 y 70 metros.

Amplitud y velocidad del flujo de las oscilaciones inerciales para el período del 22 de oct. 12:00z al 26 de oct. 12:00z

En la región oceánica del oeste del GoM se localizan las oscilaciones inerciales con mayor amplitud y velocidad, de éstas regiones, es en la Bahía de Campeche donde la amplitud y la velocidad de las oscilaciones inerciales son mayores, llegando a una velocidad de 1 m/s en los primeros 20 metros de profundidad y a los 30 metros de profundidad disminuye $\frac{2}{3}$ de la velocidad que se observa en superficie. Que las velocidades sean mayores en las regiones oceánicas de la Bahía de Campeche se debe en parte a que la región no se ve influenciada por los remolinos generados en el norte del GoM debidos a la corriente del Lazo y que sobre ella los vientos del frente frío fueron más intensos que en el resto del Golfo.

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

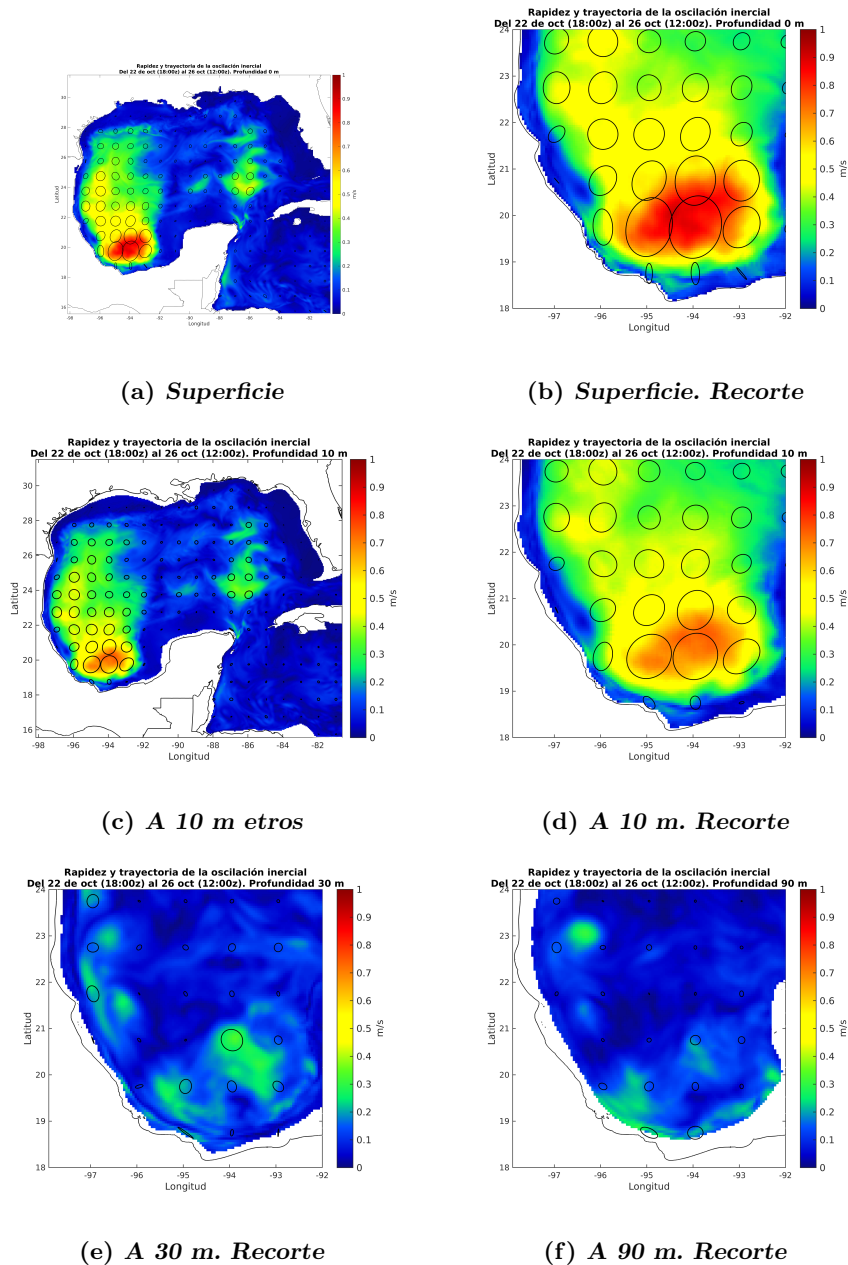


Figura 6.28: Elipses asociadas a las oscilaciones inerciales. El tamaño de los semiejes y el color de fondo indican la magnitud de las corrientes inerciales

Velocidad del flujo medio para el período del 22 de oct. 12:00z al 26 de oct. 12:00z. Esta velocidad de flujo medio representan el resto de los procesos oceanográficos presentes en el GoM diferentes a las oscilaciones inerciales, analíticamente representan

todos aquellos procesos cuya frecuencia es diferente a la frecuencia inercial, entre ellos están la Corriente de Lazo, remolinos del GoM y la corriente generada por el paso del frente frío localizada entre la plataforma de las regiones 1 y 2 propuestas por Zavala, et al., 2007 (Plataforma continental de Tamaulipas-Veracruz y la Zona de confluencia de las corrientes costeras provenientes de la plataforma de Tamaulipas-Veracruz y de Campeche) y el talud continental de las regiones 6 y 7 (Zona oceánica de la Bahía de Campeche y Zona oceánica del norte y noroeste del Golfo). Esta velocidad de flujo medio alcanza valores cercanos a 1.6 m/s en superficie y disminuye en profundidad llegando a 0.3 m/s a los 250 metros de profundidad.

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

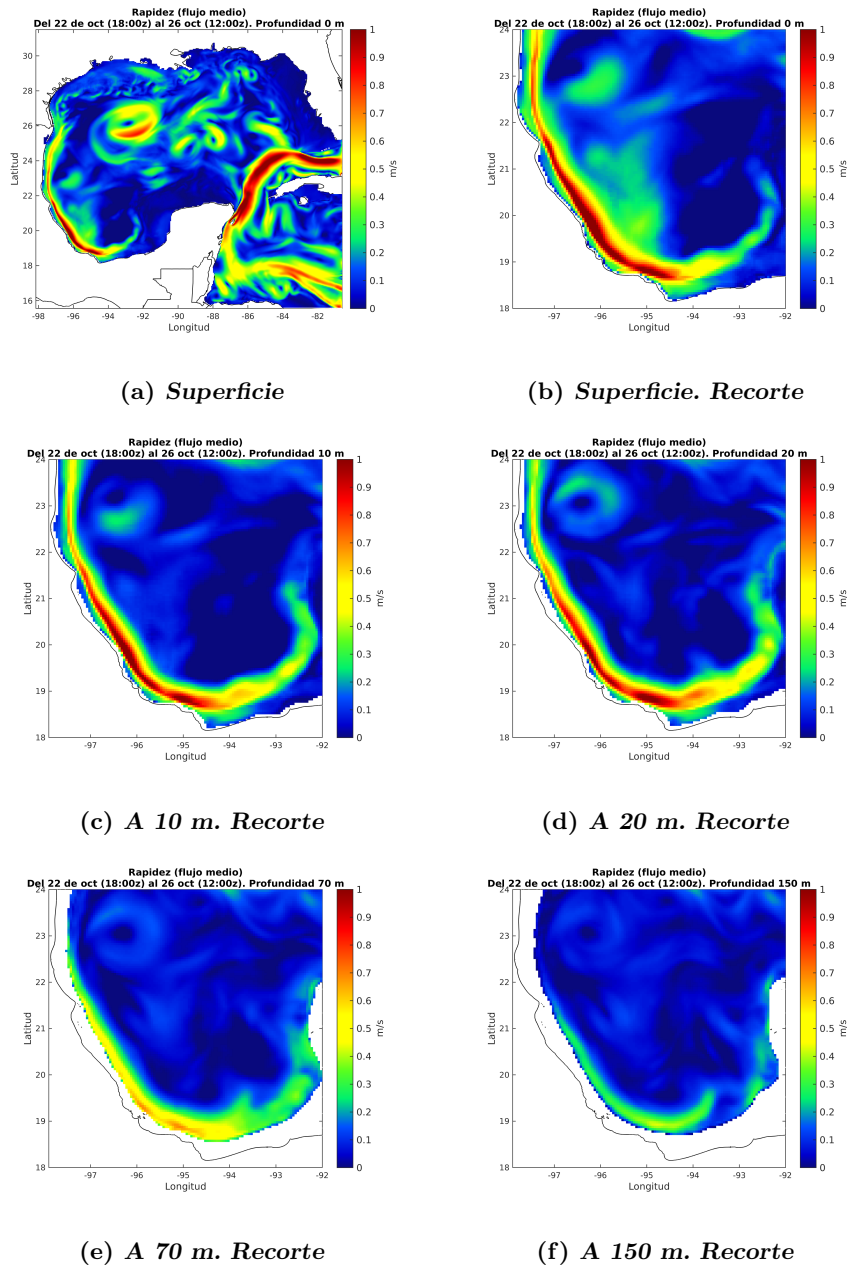


Figura 6.29: Rapidez del flujo medio del GoM a diferentes profundidades.

Velocidad total para el período del 22 de oct. A las 18:00z al 26 de oct. A las 12:00z. Esta velocidad total (6.10) se obtiene con la suma del flujo medio y oscilación inercial) y representa la velocidad de todos los procesos en todas las frecuencias. Se destacan cuatro procesos/regiones donde la velocidad es alta: región de la Corriente de Lazo, región de remolinos del GoM, región de la corriente sobre la plataforma y región de las

6.7 Oscilación inercial en superficie y en profundidad.

oscilaciones inerciales, de las cuales solo las oscilaciones inerciales y la corriente sobre la plataforma continental son producto del frente frío.

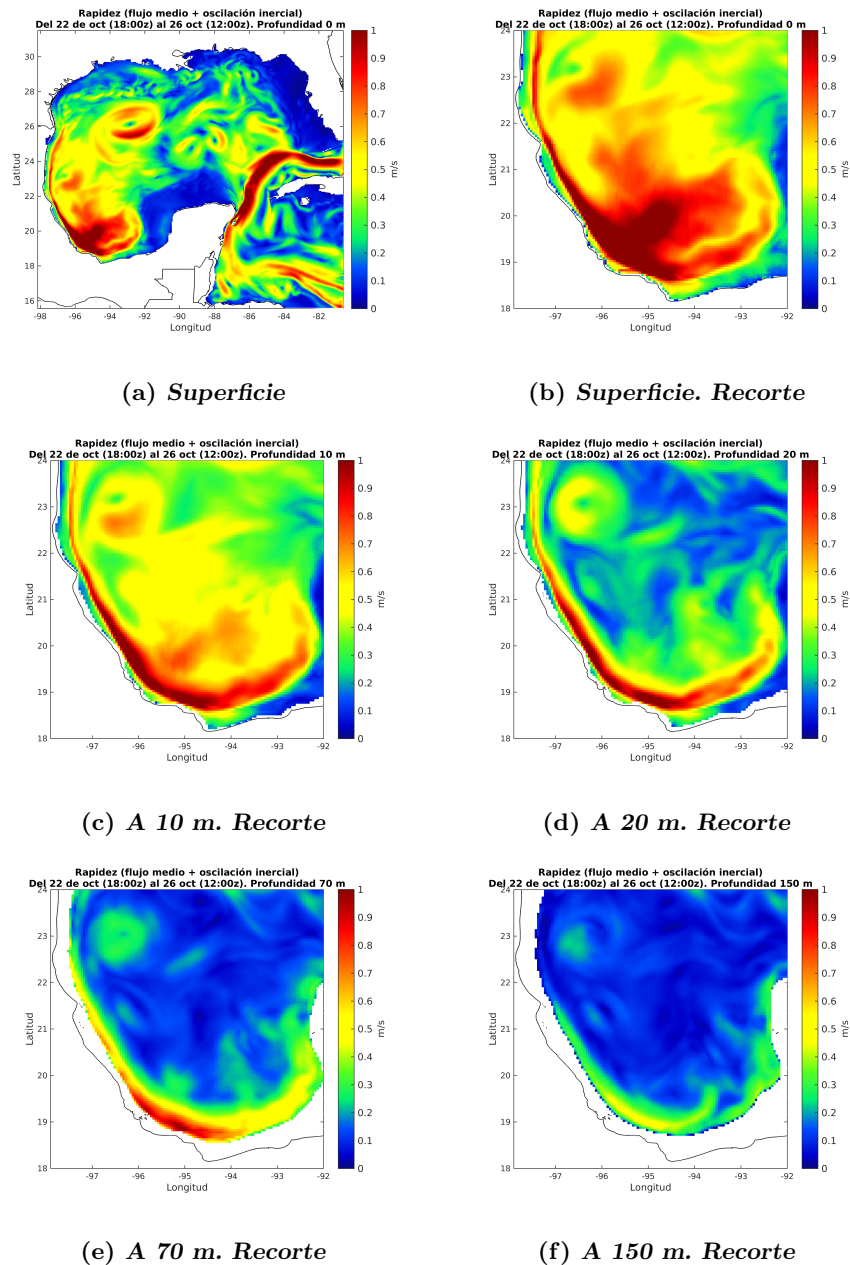


Figura 6.30: Rapidez total del GoM a diferentes profundidades.

Energía aportada por el frente frío al GoM

- ¿Cuánta energía aportó el frente frío al GoM a su paso por este y que sucedió con esta energía?
- ¿Cuánta energía está asociada a las oscilaciones inerciales?
- ¿Cuánta energía está asociada a otros procesos?

Para evaluar la cantidad de energía que aportó el frente frío al GoM a su paso por éste, se parte de la ecuación de energía cinética por unidad de área (kinetic energy per unit area. Gill, 1982, pag 111-112. Energetics of Shallow-Water Motion)

$$E_k = \frac{1}{2}\rho H u^2 \quad (6.19)$$

donde $\rho = 1027 \text{ kg/m}^3$ representa la densidad, H es el espesor de la capa, en este caso 1 metro y finalmente u es la velocidad.

Se calcula la energía cinética (E_k) para los procesos asociados a las oscilaciones inerciales, al flujo medio y a la velocidad total, calculándose de forma integrada en columnas de agua de diferente espesor:

- De 0 a 30 metros de profundidad
- De 31 a 250 metros de profundidad
- De 0 a 250 metros de profundidad

Al analizar la energía cinética por unidad de área de las oscilaciones inerciales se observan claramente la existencia de un par de regiones localizadas a diferentes profundidades donde la energía cinética es mayor. Una de ellas es la región oceánica de la Bahía de Campeche, región donde la circulación es dominada por el giro ciclónico de Campeche el cual es generado por la existencia semipermanente del rotacional ciclónico del esfuerzo del viento en la zona y por restricciones batimétricas. En esta región la mayor energía cinética integrada en profundidad se da en los primeros 30 metros llegando aproximadamente a $5,500 \text{ J/m}^2$.

Otra región observada se encuentra sobre el Cañón de Veracruz o Veracruz Tongue, bautizada así por Bergantino (2) (A.1) frente a los Tuxtlas y donde la plataforma continental del GoM es la más angosta. Aquí la mayor energía cinética integrada en profundidad se observa entre los 31 a los 250 metros, desde el talud continental y penetra casi 100 km el GoM, llegando a casi $5,000 \text{ J/m}^2$

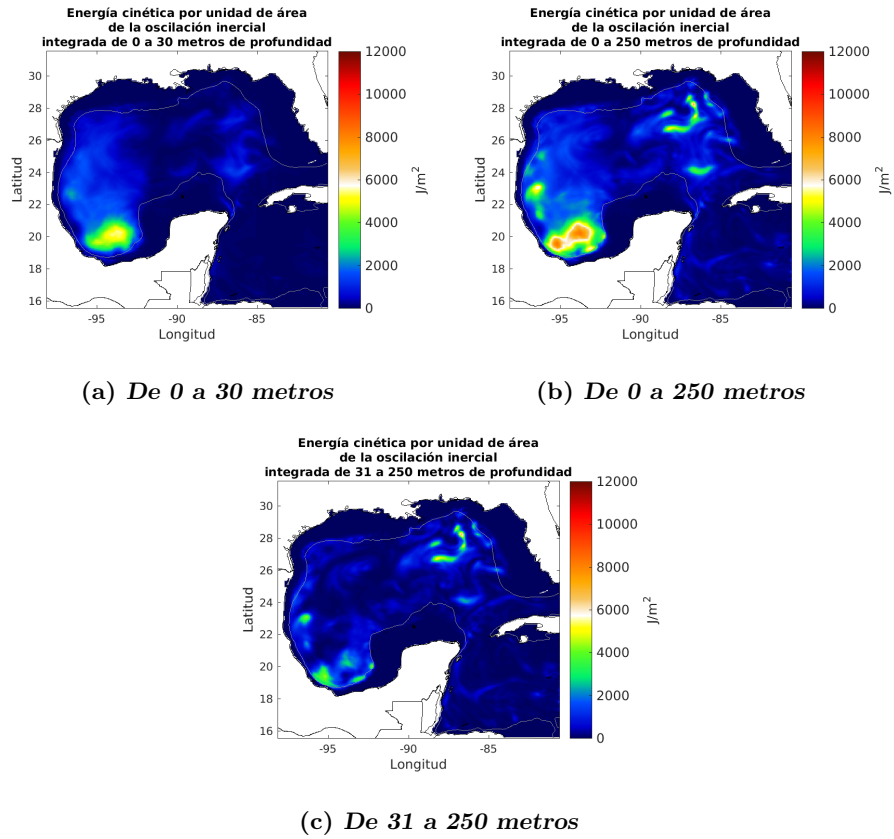


Figura 6.31: Energía cinética por unidad de área integrada en profundidad de las oscilaciones inerciales para el período del 22/10 18:00z al 26/10 12:00z de 2007.

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

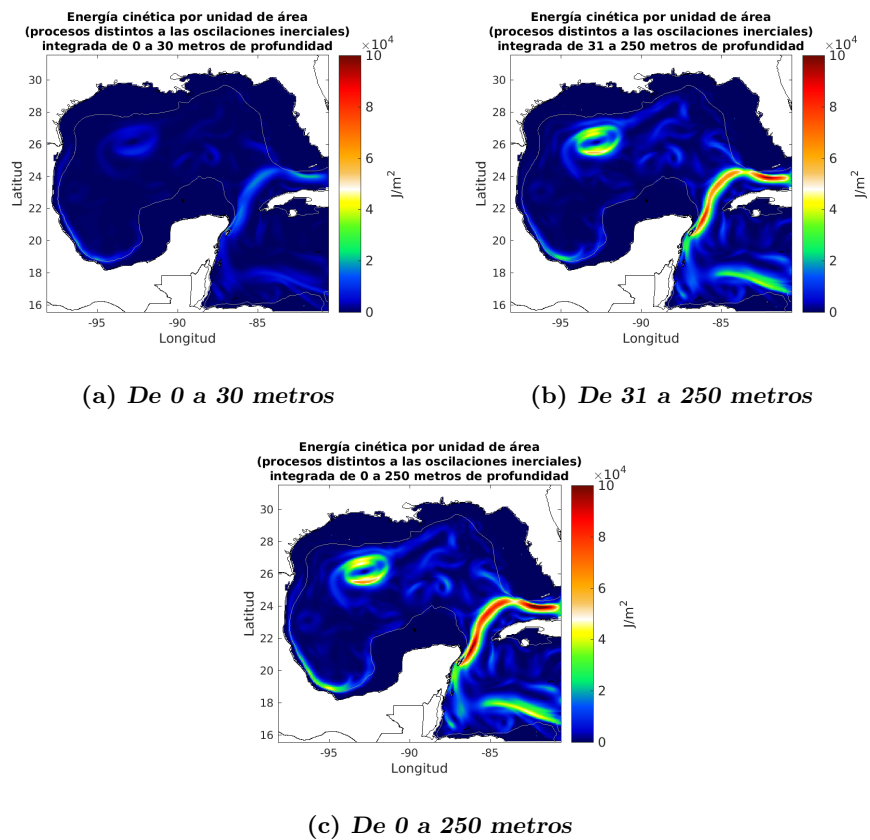


Figura 6.32: Energía cinética por unidad de área integrada en profundidad de los procesos asociados a frecuencias distintas de las de las oscilaciones inerciales para el período del 22/10 18:00z al 26/10 12:00z de 2007.

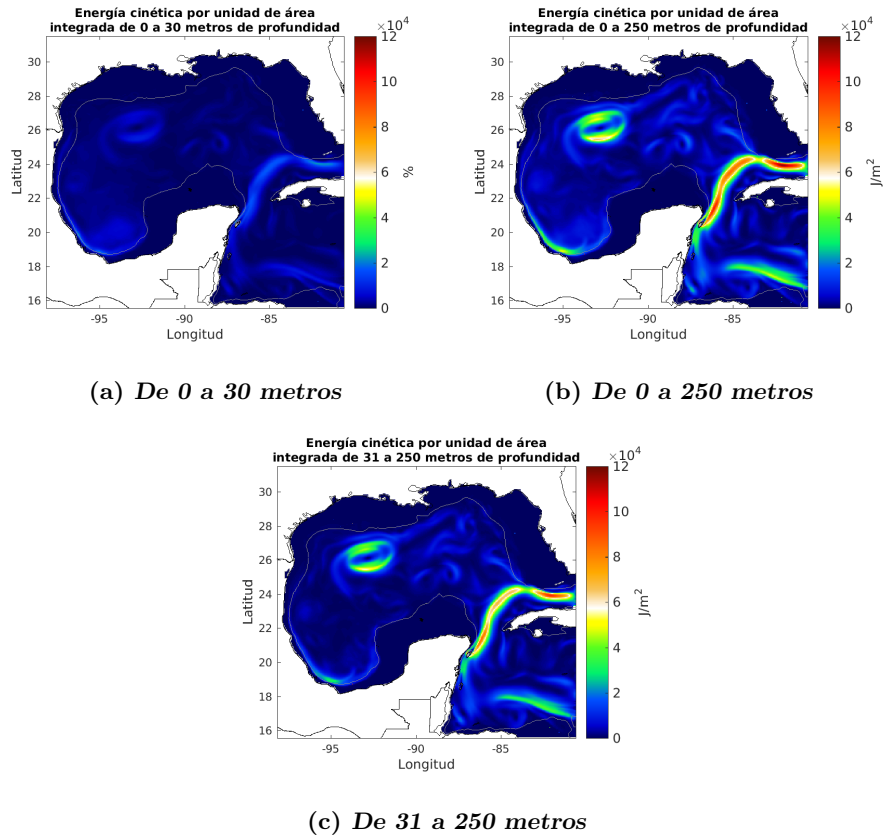


Figura 6.33: Energía cinética por unidad de área integrada en profundidad de los procesos asociados a todas las frecuencias (oscilaciones inerciales + flujo medio) para el período del 22/10 18:00z al 26/10 12:00z de 2007

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

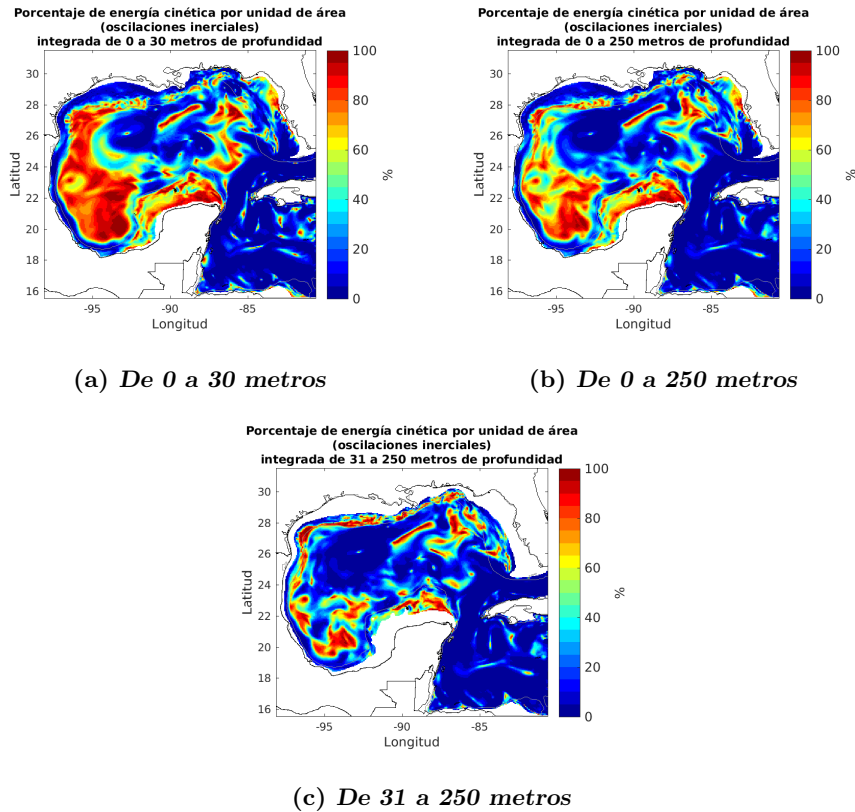


Figura 6.34: Porcentaje de energía cinética por unidad de área integrada en profundidad de las oscilaciones inerciales para el período del 22/10 18:00z al 26/10 12:00z de 2007

Anomalía de la profundidad de la isoterma de 23 grados

Se obtiene la isoterma de 23°C se calcula su profundidad para todo el período y posteriormente se calcula la anomalía de profundidad al paso del frente frío. Se puede observar que sobre el talud continental localizado en las regiones 1 y 2 propuestas por Zavala-Hidalgo and Fernández-Eguiarte (27) y descritas en el capítulo 1 del presente trabajo, la anomalía de profundidad para la isoterma de 23 grados se encuentra a 25 metros para el día 22 de octubre a las 00:00z, y al atravesar el frente frío el GoM la anomalía en profundidad descende 50 metros hasta llegar a -25 m a lo largo de todo el talud continental y en la región frente al cañón de Veracruz.

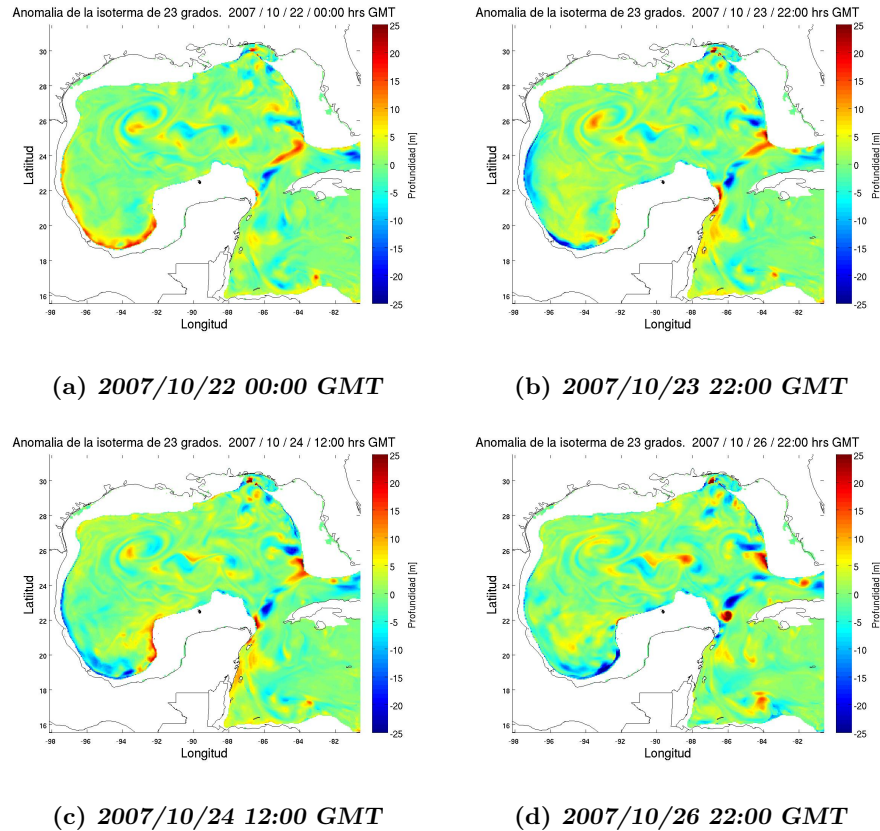


Figura 6.35: Anomalia de la isoterma de 23 °.

Discusión

Se puede observar un tren de ondas atrapadas a la costa generadas después del día 22 a las 23.00z, avanzando a lo largo de las costas mexicanas del GoM, aparece en la región fronteriza entre México y Estados Unidos y avanza a lo largo de las costas del GoM hasta llegar a la parte este de la Península de Yucatán, cumpliendo con la teoría que dice que las ondas atrapadas a la costa en el hemisferio norte se mueven con la costa a la derecha de su movimiento y como los cambios de amplitud de la plataforma continental influyen en el ancho de las ondas atrapadas a la costa; el ancho de la onda atrapada a la costa está relacionado con el ancho de la plataforma continental y el radio de deformación de Rossby. Cuando la onda atrapada a la costa avanza por aguas someras donde la plataforma continental es ancha su amplitud decae y se observa un ensanchamiento, en cambio, cuando la onda atrapada a la costa atraviesa regiones donde la plataforma continental se estrecha su amplitud aumenta y su anchura se reduce, todo esto sin olvidar que el radio de deformación de Rossby tiene un factor fundamental que

6. ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL GOM AL PASO DEL FRENTE FRÍO NÚMERO 4 USANDO SIMULACIONES NUMÉRICAS

modula el ancho y el decaimiento de la onda atrapada a la costa.

Se observa un apilamiento de agua en la plataforma oeste del GoM, debido al forzamiento constante de los vientos en la región. En niveles más bajos, específicamente sobre el talud continental localizado entre el Banco de Campeche y zona oceánica de la Bahía de Campeche (regiones 3 y 6 propuestas por Zavala-Hidalgo and Fernández-Eguiarte (27)), se observa una corriente subsuperficial a lo largo del talud asociada a la onda que se generó en el oeste del GoM.

Se observan oscilaciones inerciales en superficie y subsuperficialmente generadas por el paso del frente frío. En la región más angosta de la plataforma continental, en las costas sur del estado de Veracruz, frente a los Tuxtlas, la corriente superficial es más intensa y a partir de esa región las corrientes se separan de la costa y siguen el talud continental, esta separación se observa desde la superficie hasta una profundidad de 250 metros y continúan como onda de plataforma alrededor del talud continental girando en el quiebre de la plataforma de Yucatán donde disminuye su intensidad en toda su estructura vertical.

Y por último, la dirección de las corrientes es paralela a la costa y a la batimetría.

Conclusiones

OAC

- El GoM responde a distintas escalas de tiempo tanto en regiones de aguas someras como en regiones de aguas profundas y a diferentes niveles de profundidad.
- Al paso del FF4 se generan corrientes superficiales, seguido de un cambio en el nivel del mar, que a su vez genera un gradiente de presión y una OAC.
- La evolución de las OAC depende de la variación del ancho de la plataforma continental a lo largo de la costa y del radio de deformación de Rossby.
- Las mayores velocidades de las corrientes sobre la plataforma se dan en las regiones donde esta es más angosta

Oscilaciones inerciales

- El paso del FF4 sobre el GoM dejó a su paso oscilaciones inerciales en algunas regiones.
- Las oscilaciones inerciales con mayor amplitud y velocidad ocurrieron en la Bahía de Campeche llegando a 1 m/s en los primeros 20 metros de profundidad, debido a que los vientos en ésta región fueron más intensos y sostenidos que en el resto del Golfo.

Bahía de Campeche

- Se observa una señal sobre el talud continental más lenta.
- Se forma una corriente costera superficial sobre la plataforma en la costa poniente del GoM que al llegar al extremo sur se desplaza a lo largo del talud en la parte oriental de la Bahía de Campeche y una corriente subsuperficial a lo largo del talud que vira al este a lo largo del Escarpe de Campeche.
- El jet subsuperficial sucede porque los vientos del norte provocan que en superficie la corriente en la plataforma vaya hacia el sur tanto en la plataforma de Tamaulipas-Veracruz como en el Banco de Campeche por lo que las corrientes asociadas a la onda sobre el talud viajan hacia el norte subsuperficialmente.

*"Pero más maravilloso que la sabiduría de los ancianos
y que la sabiduría de los libros es la sabiduría secreta del océano"*

Howard Phillips Lovecraft

Apéndice 1

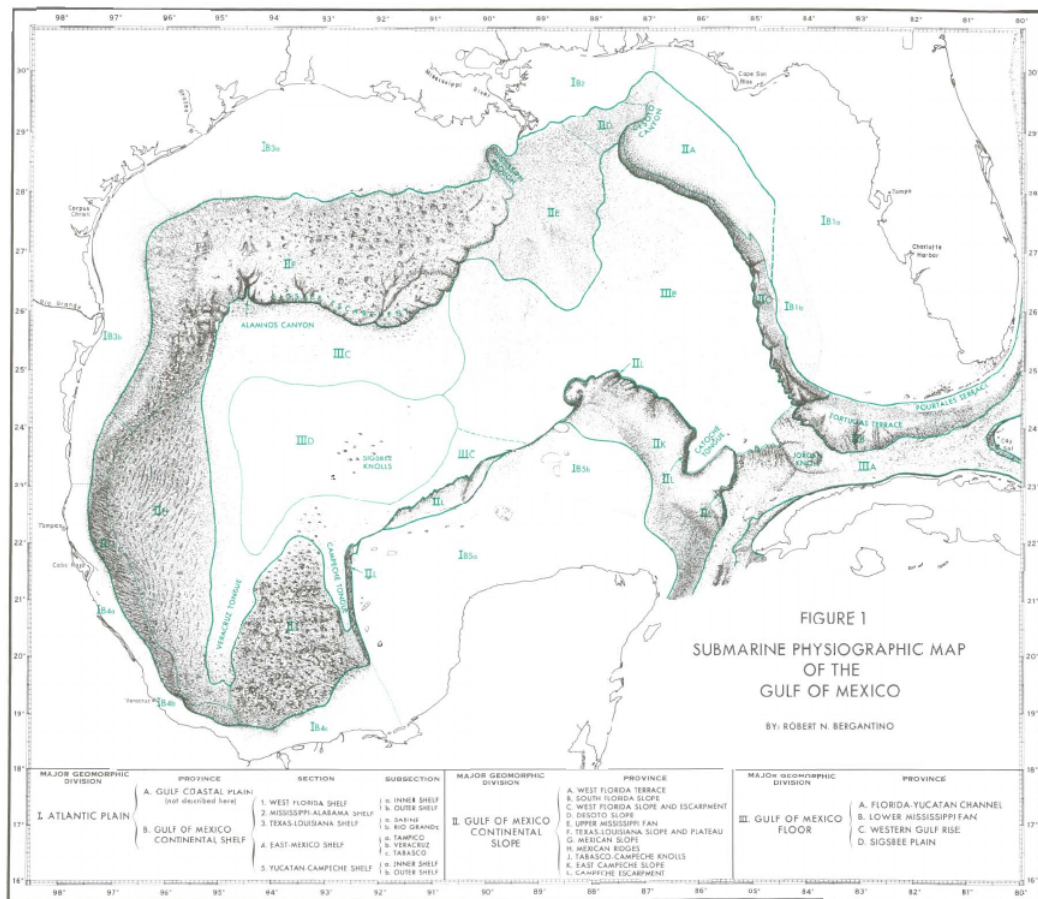


Figure 1. Submarine physiographic map of the Gulf of Mexico.

BERGANTINO, FIGURE 1
Geological Society of America Bulletin, 1952, v. 63, p. 1-12

Figura A.1: Mapa fisiográfico submarino del GoM. Bergantino (2)

Bibliografía

- [1] Athié, G., J, C., J, S., A, B., and J, O. (2011). Estructura de la corriente de Yucatán en los canales de Cozumel y Yucatán. *Ciencias marinas*, 37:471–492. [7](#)
- [2] Bergantino, R. N. (1971). Submarine Regional Geomorphology of the Gulf of Mexico. *Geology Section, Code 3332, Descriptive Oceanography Branch, Oceanographic Analysis Division, Marine Science Department, U.S. Naval Oceanographic Office, Washington, D.C. 20390*. [xvii](#), [110](#), [121](#)
- [3] Calderón-Bustamante, O. (2007). Visualización de las ondas atrapadas a la costa en el golfo de México. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México. [35](#), [39](#)
- [4] Candela, J., Tanahara, S., Crepon, M., Barnier, B., and Sheinbaum, J. (2003). Yucatan Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C12):n/a–n/a. [3385](#). [7](#)
- [5] CENAPRED (2016a). Alertas y Reportes Hidrometeorológicos. Technical report, CENAPRED. [21](#)
- [6] CENAPRED (2016b). Reportes. Alertas y Reportes Hidrometeorológicos, CENAPRED. [21](#)
- [7] CEPAL (2008). Comisión Económica para América Latina y el Caribe, 2008: Tabasco: Características e impactos socioeconómicos de las inundaciones provocadas a finales de octubre y a comienzos de noviembre de 2007 por el frente frío número 4. type, CEPAL. [33](#)
- [8] Civil, P. (2009). Características e Impacto Socioeconómico de los principales desastres ocurridos en la República Mexicana en el año 2007. Technical report, CENAPRED. [33](#)
- [9] D’Alembert (1747). *Recherches sur la courbe que forme une corde tenduë mise en vibration* (Researches on the curve that a tense cord forms [when] set into vibration), *Histoire de l’académie royale des sciences et belles lettres de Berlin*. 1747. [39](#)

BIBLIOGRAFÍA

- [10] Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. 1982. [xiv](#), [40](#), [48](#), [50](#)
- [11] Gill, A. E. and Clarke, A. J. (1974). Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 21:325–345. [40](#)
- [12] Levitus, S. (2007). Levitus, S. E. Climatological atlas of the world ocean, NOAA Professional Paper 13. [53](#)
- [13] López-Méndez, J. V. (2009). Análisis del evento meteorológico del 2007 relacionado con la inundación de Tabasco. Tesis de maestría, Centro de Ciencias de la Atmósfera. [ix](#), [xiii](#), [xiii](#), [24](#), [26](#), [27](#), [28](#), [33](#)
- [14] Mainelli, M. (2007). Tropical Cyclone Report Tropical Storm Kiko (EP152007) 15 – 23 October 2007. type, National Hurricane Center. [25](#)
- [15] Martín, J. E., Matías Ramírez, L. G., Fuentes Mariles, O. A., and Prieto González, R. (2013). Cenapred, Ciclones Tropicales, Serie Fascículos. Technical report, Cenapred. [xix](#), [19](#)
- [16] Martin, P. J. (2000). NCOM, Description of the Navy Coastal Ocean Model. [x](#), [53](#), [55](#), [59](#)
- [17] Munk, W. H. (1950). Origin and generation of waves. *Proceedings 1st International Conference on Coastal Engineering, Long Beach, California. ASCE, pp. 1-4*. [xiv](#), [37](#)
- [18] ncep (2008). Análisis de condiciones meteorológicas en superficie. [ix](#), [24](#), [28](#)
- [19] NOAA/ESRL/PSD (2007). NCEP North American Regional Reanalysis: NARR. [53](#)
- [20] Ochoa, J., Badan, A., Sheinbaum, J., and J., C. (2013). CANEK: Measuring transport in the Yucatan Channel. In: Velasco OU, Sheinbaum J, Ochoa J (eds.). *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht*, pages 275–286. [7](#)
- [21] Reyes Coca, S. (2002). *Introducción a meteorología*. 2002. [13](#), [17](#)
- [22] Stewart, R. (2009). *Introduction to Physical Oceanography*. University Press of Florida. [xix](#), [51](#), [52](#)
- [23] SYSTEM, G. F. (2007). GLOBAL FORECAST SYSTEM. [54](#)
- [24] Tomczak, M. (2000). The Shelf and Coastal Zone. [xiv](#), [35](#), [36](#), [41](#), [43](#)
- [25] Vallis, G. K. (2006). *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K. [xiv](#), [42](#)
- [26] WRF (2017). The Weather Research & Forecasting Model (WRF). [53](#)

- [27] Zavala-Hidalgo, J. and Fernández-Eguiarte, A. (2007). *Propuesta para la regionalización de los mares mexicanos desde el punto de vista de los procesos físicos: el caso del Golfo de México*. Ordenamiento ecológico marino. Visión temática de la regionalización. Ana Córdova y Vázquez, Fernando Rosete Verges, Gilberto Enríquez Hernández y Benigno Fernández (compiladores), SEMARNAT-INE, ISBN 968-817-807-1, 2007. [xiii](#), [4](#), [5](#), [6](#), [7](#), [9](#), [114](#), [116](#)
- [28] Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., and O'Brien, J. J. (2003). Seasonal circulation on the western shelf of the gulf of mexico using a high-resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C12):n/a–n/a. 3389. [xiii](#), [10](#), [86](#)