

Proyecto "MODELACIÓN NUMÉRICA DE LA CIRCULACIÓN DE LA BAHÍA DE TODOS SANTOS, B.C., MÉXICO"

DP1431.6

Informe Final

SUBCOORDINACIÓN

POSGRADO

Dr. EFRAÍN MATEOS FARFÁN
M. en C. GABRIELA COLORADO RUÍZ

Índice general

Resumen ejecutivo	10
1. INTRODUCCIÓN	12
1.1. Localización de la Bahía de Todos Santos	12
1.2. El sistema de la Corriente de California	14
1.3. La atmósfera en la Bahía de Todos Santos	15
1.3.1. Aspectos sinópticos	15
1.3.2. Aspectos locales	15
1.3.3. Clima	18
1.4. La marea en la BTS	20
1.5. Estudios Previos de corrientes en la BTS	20
2. CIRCULACIÓN FORZADA POR VIENTO	22
2.1. Configuración del Modelo	22
2.2. Onda Atrapada	23

3. CIRCULACIÓN FORZADA POR MAREA	32
3.1. Introducción	32
3.1.1. Teoría del equilibrio de las mareas	32
3.1.2. Teoría dinámica de las mareas	37
3.1.3. Mareas internas	42
3.1.4. Teoría de la marea interna lineal	43
3.2. Metodología	47
3.3. Resultados	52
4. BRISA MARINA-TERRAL EN LA BAHÍA DE TODOS SANTOS	89
4.1. Introducción	89
4.2. Metodología	95
4.2.1. Caso idealizado	95
4.2.2. Caso real BTS	96
4.3. Resultados	99
4.3.1. WRF idealizado	99
4.3.2. WRF real	102
4.4. Conclusiones	125
Bibliografía	127

Índice de figuras

1.1. Área de estudio	13
1.2. Sistemas sinópticos	16
1.3. Rosa de frecuencias	17
1.4. Climatología de temperaturas y precipitación	19
2.1. Elevación promedio del nivel del mar	24
2.2. Campos de elevación del nivel del mar, campos de velocidad y cortes de temperatura instantáneos a 2 tiempos distintos	25
2.3. Series de tiempo de la elevación del nivel del mar	27
2.4. Primer modo del análisis FEOC de la elevación del nivel del mar para agosto .	29
2.5. Segundo modo del análisis FEOC de la elevación del nivel del mar para agosto.	30
3.1. Marea provocado por el par Tierra-Luna	34
3.2. Marea diurna	35
3.3. Mareas astronómicas vivas y muertas	36

3.4. Modelo de aguas someras	38
3.5. Deformación de la onda	40
3.6. Mapa cotidal O_1	41
3.7. Marea interna	42
3.8. Región de las mallas anidadas	48
3.9. Perfil de temperatura	50
3.10. Perfil de salinidad	51
3.11. Método para la simulación en ROMS	52
3.12. Energía cinética global de la simulación Malla A, 2 primeros meses	53
3.13. Energía cinética global de la simulación Malla B, 2 primeros meses	54
3.14. Transectos de la región de estudio	55
3.15. Transecto A1, temperatura media del segundo mes	56
3.16. Transecto A2, temperatura media del segundo mes	57
3.17. Transecto B1, temperatura media del segundo mes	58
3.18. Transecto A1, componente u baroclínica media del segundo mes	60
3.19. Transecto A2, componente u baroclínica media del segundo mes	61
3.20. Transecto B1, componente u baroclínica media del segundo mes	62
3.21. Diferencia de temperatura a 50 m de profundidad de los experimentos	64
3.22. Temperatura a 50 m de profundidad de los experimentos	65
3.23. MAE de temperatura a 50 m de los experimentos	66

3.24. Diferencia de la componente u baroclínica a 50 m de profundidad de los experimentos	67
3.25. Componente u baroclínica a 50 m de profundidad de los experimentos	68
3.26. MAE de la componente u baroclínica a 50 m de los experimentos	69
3.27. Velocidad media a 50 m de profundidad en la BTS	70
3.28. Puntos de comparación para diferentes perfiles	71
3.29. Frecuencia Brunt-Väisälä, perfil de temperatura, salinidad y densidad de los experimentos de cerradura en el punto -117.56 O, 30.25 N	72
3.30. Frecuencia Brunt-Väisälä, perfil de temperatura, salinidad y densidad de los experimentos de cerradura en el punto -118.53 O, 29.7 N	73
3.31. Límites de las ondas internas -117.56 O, 30.25 N	75
3.32. Puntos en la BTS donde se observan ondas internas	77
3.33. Comparación de 2 puntos del experimento $MY\ 2,5$	78
3.34. Espectro de la elevación superficial del mar del mareógrafo de Enseada	80
3.35. Espectro de la elevación superficial del mar, coordenadas -116.72 O, 31.82 N	81
3.36. Espectro de la elevación superficial del mar, coordenadas -116.77 O, 31.87 N	82
3.37. Espectro de temperatura, coordenadas -116.72 O, 31.82 N	83
3.38. Espectro de temperatura, coordenadas -116.77 O, 31.87 N	84
3.39. Serie de tiempo de 20 días de la elevación superficial del mar, mareógrafo de Ensenada y coordenadas -116.72 O, 31.82 N	85
3.40. Serie de tiempo de 20 días de la elevación superficial del mar, mareógrafo de Ensenada y coordenadas -116.77 O, 31.87 N	86

3.41. Serie de tiempo de 10 días de la temperatura, coordenadas -116.72 O, 31.82 N	87
3.42. Serie de tiempo de 10 días de la temperatura, coordenadas -116.77 O, 31.87 N	88
4.1. Ciclo de la formación de brisa marina bajo flujo sinóptico.	91
4.2. Esquema de la fuente y formación de los vientos Santa Anna	92
4.3. Variables geofísicas que controlan la brisa marina, imagen adaptada de Crossman (2010)	94
4.4. a) Perfil inicial de temperatura y b) dominio del modelo idealizado.	95
4.5. Dominios utilizados en el experimento real con el modelo WRF.	98
4.6. Componente U del viento en flechas y en colores la temperatura. En el panel izquierdo, brisa terrestre a primera hora de la mañana y en el panel derecho la brisa marina a media tarde	99
4.7. Gráfica de astillas de la velocidad del día 4 a 5 de junio de 2007, sobre la línea de costa	100
4.8. Gráfica de temperatura y humedad relativa a 2 metros, para los puntos de malla 70 y 80, considerados mar y tierra respectivamente	101
4.9. Promedio mensual del viento a 10 m, presión reducida a nivel del mar y temperatura superficial del aire para a) febrero, b) abril, c) junio, d) agosto y e) octubre	103
4.10. Puntos utilizados para validar las salidas del WRF (puntos azules) y el centro de los cuadros de la malla del NARR cercanos a la BTS (puntos rojos).	104
4.11. Espectros rotados del viento para a) Datos NARR y b) WRF-NARR-SST para puntos cercanos.	105

4.12. Espectros rotados del viento para WRF-NARR-SST en a) Ensenada (C4), b) sur de Ensenada (C5), c) Sauzal y d) en medio de la BTS.	106
4.13. Promedio diario de temperatura para las estaciones del a) CICESE y b) Sauzal, y comparado con WRF forzado con solo con NARR y agregando la SST de enero a mayo del 2010.	107
4.14. Igual que la figura 4.13 pero para la magnitud del viento.	108
4.15. Rosas de viento para Febrero del 2010 de datos diurnos de: a) WRF solo con NARR, b) WRF con NARR y TSM y c) de la estación meteorológica.	109
4.16. Igual que la figura 4.15 pero para mayo.	110
4.17. Igual que la figura 4.15 pero para agosto.	111
4.18. Gráfica de astillas en el punto de CICESE para a) 5 días de febrero y b) 5 días de marzo de WRF-NARR-SST; y c) 5 días de febrero y d) 5 días de marzo de WRF-NARR.	112
4.19. Igual que la figura 4.18 pero para a) 5 días de abril y b) 5 días de mayo.	113
4.20. Para el punto de la estación de CICESE, ciclo diurno de la temperatura para un día de a) febrero, b) marzo, c) abril y d) mayo.	114
4.21. Igual que la figura 4.20 pero para la magnitud del viento	115
4.22. Mapa de promedios mensuales de temperatura superficial del aire, PNM y viento del dominio con mayor resolución para a) febrero, b) abril, c) junio, d) agosto y e) octubre del 2010	116
4.23. Mapa de promedios mensuales diurnos de temperatura superficial del aire, PNM y viento del dominio con mayor resolución para a) febrero, b) abril, c) junio, d) agosto y e) octubre del 2010.	117

4.24. Mapa de promedios mensuales nocturnos de temperatura superficial del aire, PNM y viento del dominio con mayor resolución para a) febrero, b) abril, c) junio, d) agosto y e) octubre del 2010.	118
4.25. Puntos donde se identificaron eventos de brisa marina.	119
4.26. Frecuencia de eventos de brisa marina intensa (área punteada) y moderada (gris oscuro).	120
4.27. Mapa de temperatura, viento y PNM para las 6 a.m., 9 a.m., 12 p.m., 3 p.m., 6 p.m., 9 p.m. del 25 de mayo y 12 a.m. y 3 a.m. del 26 de mayo.	121
4.28. Línea sobre la que se realizan los cortes verticales.	122
4.29. Corte vertical de la media temporal de todo el periodo de simulación de los 12 puntos de la línea mostrada en la figura 29 de a) altura geopotencial y b) Presión del aire.	123
4.30. Corte vertical de la anomalía de altura geopotencial del día 25 y 26 de mayo del 2010 a diferentes horas del día sobre la línea de la figura 29.	124
4.31. Igual que la figura 4.30 pero para la anomalía de presión.	125

Índice de tablas

3.1. Experimentos realizados con el modelo ROMS.	47
3.2. Características de las mallas A y B.	48
3.3. Parámetros de las coordenadas-s generalizadas.	49
3.4. Correlación de los transectos de temperatura entre los experimentos, para la malla B.	59
3.5. Correlación y desfase de los transectos A1, A2 y B1, de la componente u y v baroclínica entre los experimentos, para la malla B.	63
3.6. Frecuencia máxima de Brunt-Väisälä y límite inicial de la termoclina en punto P1 y P2	76
3.7. Frecuencia máxima de Brunt-Väisälä y límite inicial de la termoclina para <i>MY</i> 2,5 en la BTS	79
4.1. Parametrizaciones utilizadas en el modelo WRF	97

Resumen ejecutivo

El presente informe es producto del proyecto SEP-CONACYT, en la modalidad de Ciencia básica, entitulado *Modelación numérica de la circulación de la Bahía de Todos Santos, B.C., México*. El proyecto, es una respuesta a la necesidad de conocer su dinámica básica, por las múltiples actividades desarrolladas en la bahía. La presión sobre la bahía del tipo urbana, industrial, pesquera y turística sin embargo, existen pocos estudios físicos de la misma.

Uno de los propósitos del fondo SEP-CONACYT es la formación de recursos humanos de alto nivel a la vez que se realiza la investigación científica. Por ello, bajo este proyecto se apoyaron tres tesis de maestría y una de licenciatura, y se apoyaron a tres estudiantes de licenciatura en sus prácticas profesionales. Algunos de los resultados de los estudiantes mostrarán en los capítulos de este informe. También, parte de los resultados de este proyecto fueron publicados en una revista indexada y en congresos nacionales e internacionales.

La modelación numérica fue la principal herramienta empleada en este trabajo. Para conocer la dinámica de la bahía de Todos Santos, se realizaron distintas corridas numéricas tanto del océano como de la atmósfera, con el modelo ROMS y WRF respectivamente. Para el caso de la modelación del océano, se incluyeron experimentos para conocer los efectos de baja frecuencia (viento sinóptico y Sistema de la Corriente de California) y altas frecuencias (mareas). En los experimentos realizados se encontró que las bajas frecuencias pueden generar variabilidad, en los campos de velocidad, de tres a cinco días a través de la propagación de una onda baroclínica que viaja desde la región de Punta Banda hasta la boca noroeste de la bahía. Para las altas frecuencias, se encontraron evidencias que la componente M2 de la marea es dominante en la región sur de la bahía, mientras que la brisa marina es importante en la región costera.

Esta investigación fue posible gracias al financiamiento del fondo SEP-CONACYT, a través del proyecto 182574 y al fondo regular del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. También al trabajo de los estudiantes de maestría Jorge Armando Ibarra Romero, Ma. del Rosario Ayala Enríquez, Carlos Adrián Moreno Hernández, al estudiante de licenciatura Joshua Cabello Lugo, y a los apoyos técnicos de la M.C. Ana María Ramírez Manguilar y al L.C.A. Angel Alfonso Rojas Castro.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

Recientemente, el impacto de las actividades humanas sobre la Bahía de Todos Santos (BTS) ha ido en aumento, por ejemplo la pesca, los cultivos intensivos de atún, el dragado del puerto, la construcción de marinas, la instalación de desaladoras, entre otras. Sin embargo el conocimiento de la dinámica y circulación de la bahía no ha aumentado en la misma proporción, por lo que se carece de información suficiente para un manejo adecuado de la bahía. Por este motivo, es necesario aplicar metodologías científicas para un mejor entendimiento de la circulación de la bahía, y con ello contar con el conocimiento para la toma de decisiones en su manejo, así como estar en la posibilidad de pronosticar la circulación, el posible impacto por derrames de contaminantes y cambio climático.

1.1. Localización de la Bahía de Todos Santos

La bahía de Todos Santos (BTS) es una bahía pequeña (182 km²), en la costa oeste de Baja California, a 100 km al sur de la frontera de México con Estados Unidos Americanos. Se localiza entre las latitudes 31.7°N y 31.9°N y longitudes de 116.8°O a 116.6°O (Figura 1.1). Los límites de la BTS son: al norte San Miguel (SM), al sur Punta Banda (PB), al este la ciudad de Ensenada y al oeste dos conexiones con el océano Pacífico, separadas por las

islas de Todos Santos (ITS). La conexión noroeste (ITS-SM) tiene una longitud aproximada de 10 km, mientras que la conexión suroeste (ITS-PB) es de 5 km. El largo de la bahía es de 17 km (estero Punta Banda a boca noroeste) y ancho de 15 km (puerto de Ensenada a boca suroeste). La BTS tiene profundidades menores a 50 m excepto en el cañón submarino situado entre las ITS y PB, el cual alcanza profundidades de 400 m.

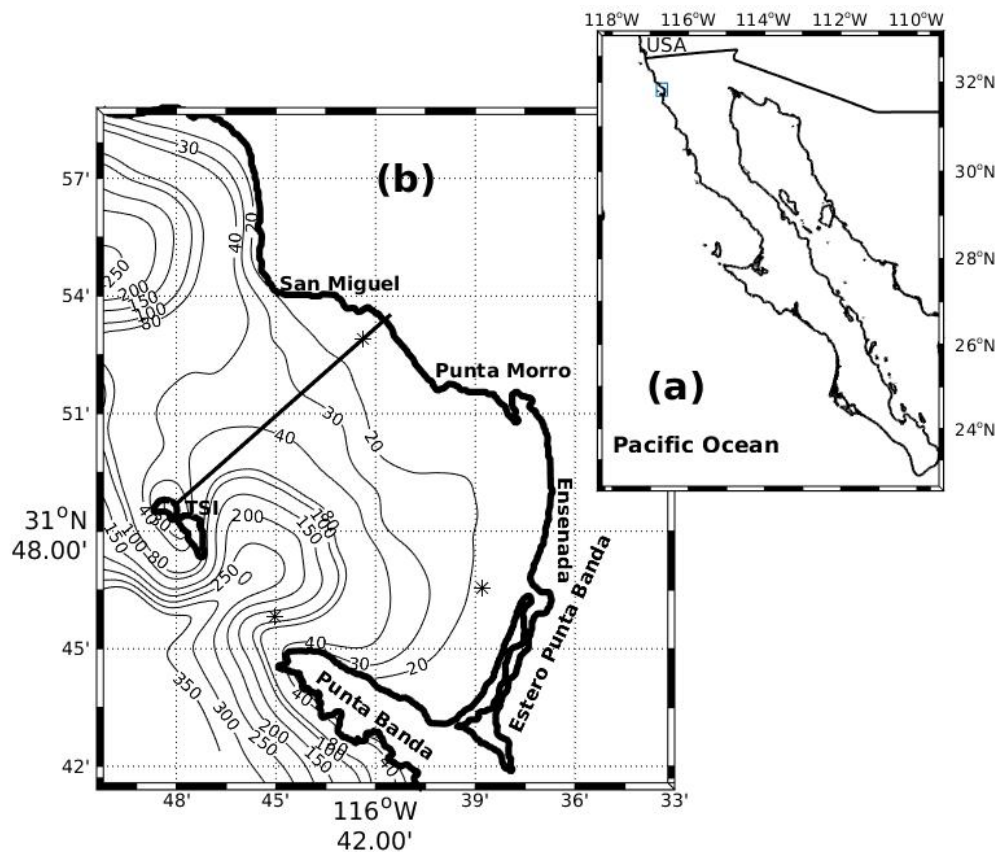


Figura 1.1: (a) El rectángulo grande, muestra el dominio del modelo que proporcionará las condiciones de frontera abierta para el dominio de la Bahía Todos Santos, representado con el rectángulo pequeño. Las iniciales ISC y SD significan Isla San Clemente y San Diego respectivamente, ambas localidades pertenecientes a Estados Unidos de América. (b) Muestra el detalle de la Bahía de Todos Santos y la batimetría suavizada que se usará en la modelación numérica.

En estudios previos (Argote *et al.*, 1975; Gavidia, 1988; Argote *et al.*, 1991; Gutiérrez, 1999; Mateos *et al.*, 2009) a la bahía se han analizado el efecto de distintos forzantes en

la circulación de la BTS como son: el sistema de la corriente de California (SCC), el viento, flujos de calor y la marea.

1.2. El sistema de la Corriente de California

El sistema de la corriente de California lo conforman (Lynn y Simpson, 1987) la Corriente de California con dirección al ecuador, la corriente costera superficial estacional (CCS) y la contracorriente subsuperficial (CSS) que viaja al norte. La Corriente de California (CC) es la parte este del giro anticiclónico del Pacífico Norte que se caracteriza por ser superficial (0-300 m). La CC transporta agua de baja temperatura y salinidad, y con alto contenido de oxígeno disuelto desde regiones polares hasta la zona ecuatorial. La velocidad promedio de la CC es típicamente menor a 25 cm s^{-1} (Reid y Schwartzlose, 1962).

Estudios de la circulación utilizando el método geostrófico (Lynn y Simpson, 1987; Strub y James, 2000) muestran que la CCS fluye hacia el ecuador en primavera y verano en la región de California y la parte norte de la península de Baja California y se invierte en otoño e invierno cerca de la costa. En contraste, la CSS fluye hacia el norte con velocidad entre $4\text{-}8 \text{ cm s}^{-1}$ durante la mayor parte del año a una profundidad de 200 m (Barton y Argote, 1980). La formación de la CCS se atribuye a múltiples frentes de surgencias locales (Strub y James, 2000). Estudios numéricos, muestran que para el desarrollo de los núcleos de velocidad de la CCS y CSS, es necesaria la variabilidad meridional del parámetro de Coriolis, f (plano β) y la componente a lo largo de la costa del esfuerzo del viento. El efecto β , permite la propagación de ondas libres (ejem. ondas de Rossby) hacia fuera de la costa modificando la estructura de densidad, contribuyendo a la formación de un gradiente de presión a lo largo de la costa, el cual ayuda a la generación de la contracorriente subsuperficial a lo largo de la frontera este (Batten, 1997). Frente a costa norte de Baja California, la CCS y la CSS es inestable, ocasionando gran variabilidad en la región (Mateos *et al.*, 2013). La variabilidad de la circulación en la BTS esta en gran medida modulada por los remolinos, afuera de la bahía, generados por la inestabilidad de la CCS y la CSS (Mateos *et al.*, 2009, 2013).

1.3. La atmósfera en la Bahía de Todos Santos

1.3.1. Aspectos sinópticos

En el aspecto sinóptico, existen tres sistemas relevantes que regulan la estacionalidad de los vientos a lo largo de las costas de California y Baja California, dos de los cuales actúan en conjunto. El primero, es un centro de alta presión que se localiza en el Pacífico Norte, al oeste de las costas de California, cuyo centro puede oscilar entre los 28°N, 130°O (en invierno) y 38°N, 150°O (en verano), es persistente durante todo el año y se intensifica en verano y debilita en invierno, a medida que se desplaza (Reid *et al.*, 1958; Castro *et al.*, 2006). El segundo, consiste en una baja presión que se establece también de forma muy marcada durante el verano en el continente, al noreste de Baja California, siendo un sistema semi permanente con un rango más amplio de variación estacional (Reid *et al.*, 1958; Raphael, 2003). Tanto este sistema como el anterior, son los responsables de ocasionar los vientos de dirección noroeste y oeste en los meses cálidos del año (Figuras 1.2, 1.3).

El tercero, consiste en un centro de alta presión situado sobre la zona desértica de Sierra Nevada conocida como la Gran Cuenca, que se desarrolla al paso de un frente frío, vinculado a su vez con una vaguada en altura, que se desplaza a través de California (Schroeder *et al.*, 1964). Es precisamente este sistema de alta presión el responsable de provocar eventos de Santa Ana, que es un fenómeno complejo que se presenta al sur de California, consiste en un viento cálido, seco, de dirección este o noreste que sopla desde los desiertos al este de Sierra Nevada a la costa del sur de California (Glickman, 2000).

1.3.2. Aspectos locales

Estudios sobre vientos costeros en California, mostraron el dominio de las brisas (Stevenson, 1960). Posteriormente se encuentra que el régimen de brisas afecta también a las costas de California y Baja California hasta los 29°N donde la Bahía Vizcaíno modifica los vientos notablemente (Brown, 1966). En estudios en la bahía de Todos Santos se identifica marcado sistema de circulación de brisa marina-terral a lo largo de la costa (Álvarez, 1977;

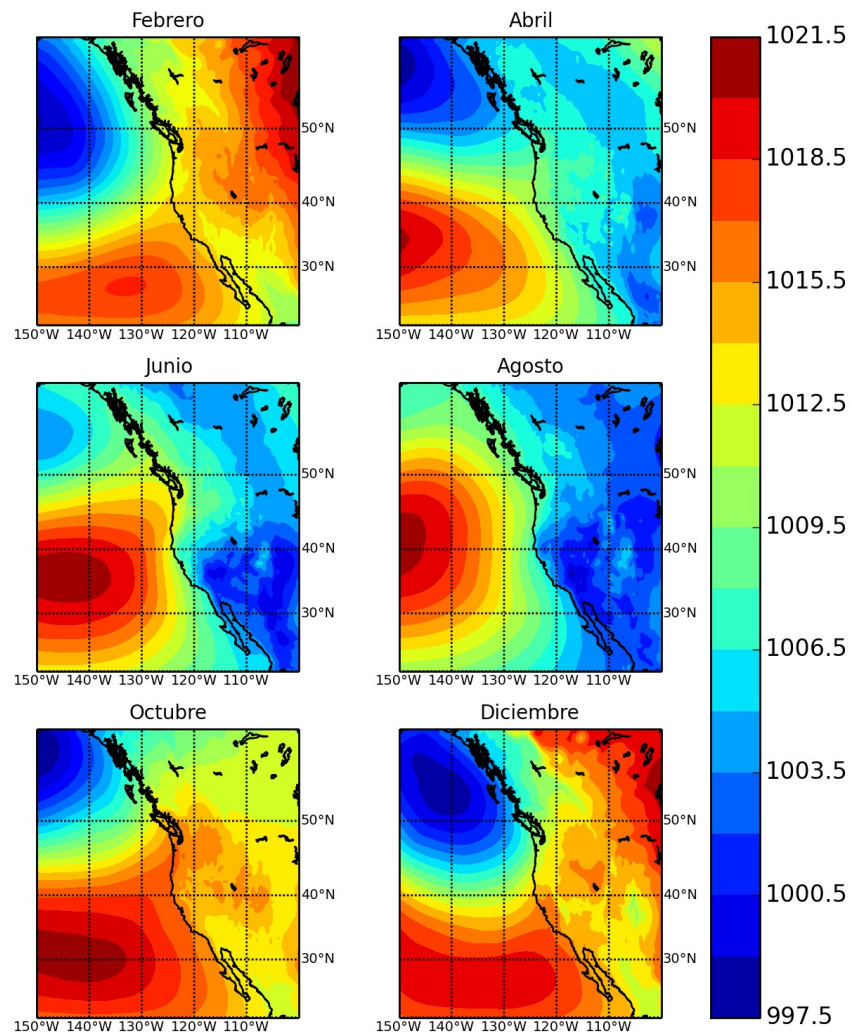


Figura 1.2: Reanálisis de presión atmosférica promedio mensual a nivel del mar para el año 2010, tomado del MERRA

**Rosas de frecuencias
Estaciones automáticas
1999-2013**

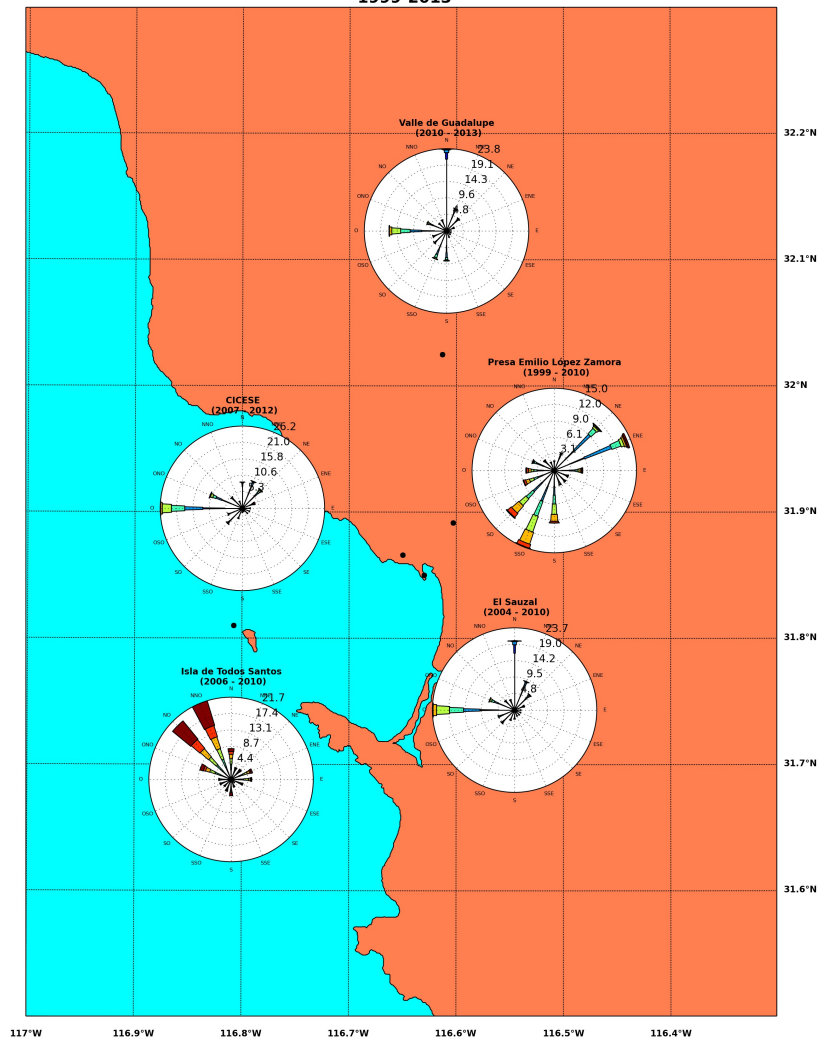


Figura 1.3: Vientos dominantes por estación del periodo 1999-2014

Pavía y Reyes, 1983; Pares, 1981). Mediante el uso de funciones empíricas ortogonales y espectros rotacionales (la representación de una serie de tiempo vectorial en términos de energía) aplicados a una serie de datos de viento mensuales representativos de cada estación del año, en la BTS, y filtrando dichas series, separan las bandas de alta y baja frecuencia energéticas asociados a las brisas y el viento sinóptico respectivamente, encontrando que el fuerte régimen de brisa marina-terral representa la mayor energía en una frecuencia diurna, aunque es menor en comparación con la del viento sinóptico (baja frecuencia), que se manifiesta a varios días (Reyes *et al.*, 1983; Pares, 1981). Es decir, que aunque la circulación en la Bahía de Todos Santos está fuertemente regulada por estos aspectos físicos, terminan siendo subordinados por aspectos meteorológicos mayores, que se explican en función de los procesos de interacción océano-atmósfera y la dinámica regional.

1.3.3. Clima

De acuerdo a la clasificación climática de García (1988), en las áreas circundantes a la bahía de Todos Santos, considerando la zona de Ensenada y la zona vitivinícola (Valle de Guadalupe), se pueden distinguir dos tipos de clima. El Clima sobre la zona de Ensenada es seco templado, del tipo Bsk, mientras que sobre el Valle de Guadalupe, se caracteriza por ser templado subhúmedo con lluvias en invierno, del denominado tipo mediterráneo Cs (precipitaciones presentes solo en invierno y veranos secos y calurosos), aunque las precipitaciones son escasas en la región, registrándose aproximadamente entre 200 y 300 mm anualmente (de acuerdo a una climatología actualizada elaborada por el CICESE, para el periodo 1977-2008) en estaciones circundantes, (Figura 1.4). Las temperaturas medias mensuales sobre Ensenada oscilan entre los 14 y 21 °C, mientras que sobre Valle de Guadalupe oscilan entre los 12 y 25 °C. Los valores medios mensuales máximos se registran en agosto, para ambas zonas, mientras que los mínimos en enero. No obstante, durante otoño e invierno, la temperatura puede aumentar drásticamente debido a la denominada condición “Santana”, que son vientos cálidos y secos de dirección NE, superiores a 10 m s⁻¹. Durante la primavera y verano el viento predominante sopla del NO, con magnitud de 1.5 a 5 m s⁻¹. La brisa marina (vientos de mar a tierra durante el día y en sentido opuesto durante la noche) durante el verano es persistente y fuerte de hasta 5 m s⁻¹, mientras que en el invierno

es débil. Aspectos de la circulación atmosférica se detallan en el siguiente apartado.

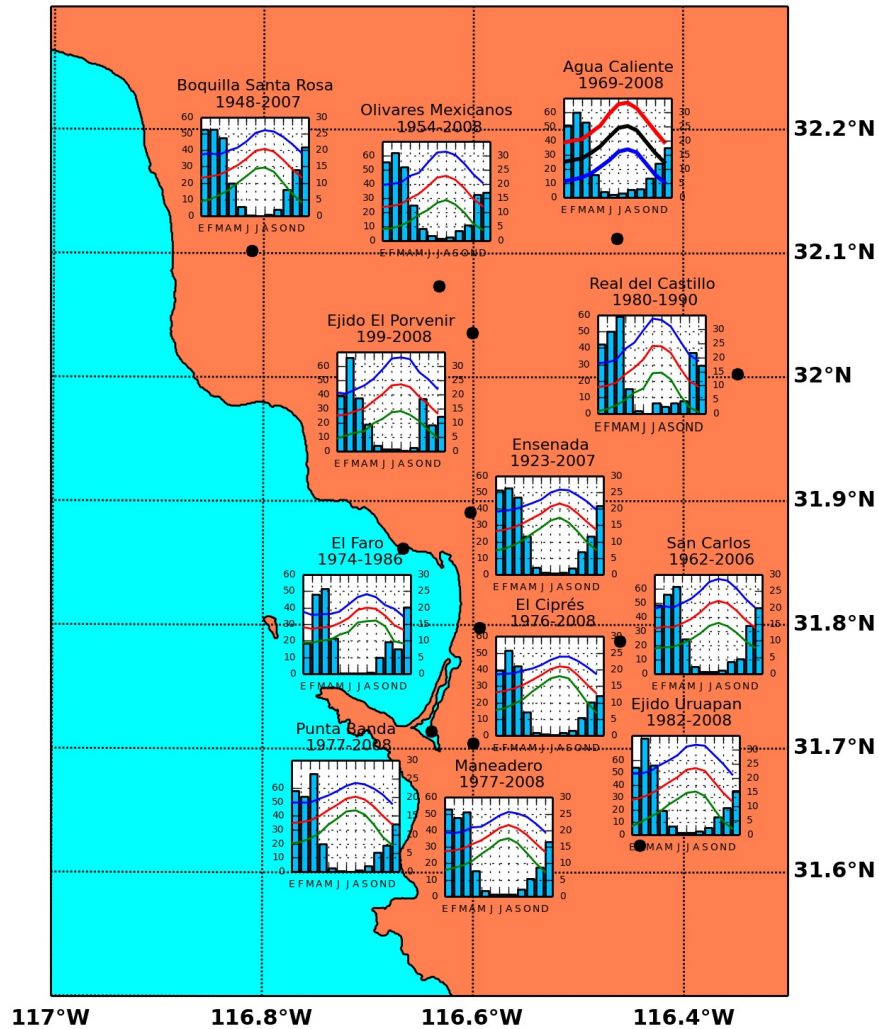


Figura 1.4: Temperaturas máximas, mínimas y medias por estaciones sobre el área de Ensenada, de acuerdo a la climatología de la base de datos climáticos del Noroeste de México, CICESE/SMN

1.4. La marea en la BTS

La marea en la BTS es principalmente semidiurna, siendo la componente M2 (periodo 12.42 hr) la más importante con amplitud de 48.8 cm, seguida de la componente K1 (periodo 23.93 hr.) con amplitud de 32.3 cm. (fuente Datos Horarios; UNAM.). En un estudio numérico (Gavidia, 1988), se encontró que los valores máximos de la corriente de la componente M2 de la marea ($>1.5 \text{ cm s}^{-1}$) frente a PB, PSM y en la parte central de la bahía, la cual, escribe una elipse que gira anticiclónicamente. En mediciones realizadas en la bahía (García *et al.*, 1995), como parte del proyecto BATOS: Bahía Todos Santos, muestran corrientes máximas asociadas a la marea diurna y semidiurna en los anclajes frente a PB y PSM de 9 y 8 cm s^{-1} , para la diurna y semidiurna respectivamente, las cuáles son 5 veces mayores a las predichas en el análisis numérico. Lo que hace necesario replantear el análisis numérico de las mareas en la BTS.

1.5. Estudios Previos de corrientes en la BTS

Los estudios encaminados a encontrar la circulación de la BTS han consistido en: (1) analizar los campos de temperatura y salinidad para determinar las tendencias de la circulación (Argote *et al.*, 1975), (2) estudios de la circulación superficial mediante boyas de deriva (Álvarez *et al.*, 1988; Durazo y Álvarez, 1988), (3) implementación de modelos barotrópicos (Gavidia, 1988; Argote *et al.*, 1991; Gutiérrez, 1999) y baroclínicos (Mateos *et al.*, 2009), forzando con viento constante y la componente M2 de la marea.

La circulación en BTS ha sido estudiada numéricamente (Mateos *et al.*, 2009), para la estación de verano, usando el modelo ROMS. El modelo fue forzado con el Sistema de la Corriente de California y con viento sinóptico. Se identificaron dos sistemas de circulación: una interna y otra externa, que corresponden a la parte somera y profunda respectivamente. El sistema exterior consiste en una corriente intensa hacia el sur limitado por la isóbata de los 35 m. El sistema interior oscila en dos estructuras de circulación: la primera estructura consiste en una circulación anticiclónica que abarca toda la bahía produciendo un gran remolino. Este remolino evoluciona y se divide dando origen a la segunda estructura, consis-

tente en dos remolinos que giran en sentido opuesto, donde el remolino anticiclónico original queda limitado a la parte norte de la bahía. Este proceso ocurre aproximadamente cada tres días, el cual está asociado a la variación del transporte en las bocas de la bahía debido al paso de remolinos en el exterior de la BTS (CCS).

Se realizaron observaciones de corrientes en la parte central y noreste (cerca de San Miguel) de la BTS (Filonov *et al.*, 2014). En la parte central, se observó un patrón de ampliación y atenuación de las corrientes con periodo de tres días, congruente con lo descrito en estudio numérico previo (Mateos *et al.*, 2009); sin embargo, cerca de San Miguel no se observa el patrón de circulación encontrado en el estudio anteriormente mencionado (Filonov *et al.*, 2014). Esto apunta a que existen otros mecanismos además del viento de gran escala, que son importantes en la circulación de la BTS (principalmente cerca de la costa). Es conocido que las brisas y la marea interna pueden modificar los campos de velocidad (Rasmussen *et al.*, 2009); ambos forzamientos están presentes en la BTS (Pavía y Reyes, 1983; Reyes *et al.*, 1983). La presencia de brisas y la marea baroclínica en la BTS sugiere que estos pueden modificar significativamente los campos de velocidad, en especial en regiones cercanas a la costa.

Capítulo 2

CIRCULACIÓN FORZADA POR VIENTO

Este capítulo está basado en el artículo "Variabilidad de corrientes por propagación de ondas en Bahía de Todos Santos, Baja California, México" de los autores Dr. Efraín Mateos y Dr. Silvio Guido Marinone.

2.1. Configuración del Modelo

Todos los forzamientos y la configuración del modelo fueron construidos a partir de climatologías, excepto el esfuerzo del viento, que se trató de la misma manera que lo hicieron Mateos *et al.* (2013). Los datos diarios del esfuerzo del viento y los flujos de calor se obtuvieron del North American Regional Reanalysis (NARR) con una resolución espacial de 32 km. Las condiciones iniciales y los forzamientos diarios en las fronteras abiertas fueron obtenidas de un modelo previamente validado por Mateos *et al.* (2013). El modelo anteriormente mencionado se ejecutó con 2 mallas anidadas. Se comparó la malla madre con estudios previos donde se analizaron observaciones con diferentes técnicas y resoluciones espacio-temporales (Barton y Argote, 1980; Gómez-Valdez, 1983; Espinosa-Carreón *et al.*, 2012). La malla hija se comparó con mediciones de un año realizadas en un anclaje profundo. Las condiciones iniciales y de frontera fueron tomadas de las salidas de la malla hija. A

diferencia del experimento numérico presentado por Mateos *et al.* (2013), el presente trabajo tiene una mayor resolución horizontal y vertical. Entonces, en la horizontal se construyó una malla de 170×340 celdas, con una resolución promedio de 150 m, y se utilizaron 30 niveles sigma en la vertical. También, dado el aumento de la resolución, para no violar la condición de Courant, se empleó un paso de tiempo baroclínico de 30 s.

2.2. Onda Atrapada

De los resultados obtenidos, se analizaron los campos de temperatura y elevación del nivel del mar para agosto. En el promedio mensual de la elevación del nivel del mar (Figura 2.1) se aprecia acumulamiento de agua en la región entre Ensenada y el estero de punta Banda (E-EPB). El nivel del agua promedio disminuyó hacia la boca norte de la bahía, con diferencia promedio de 0.5 cm entre la boca y la región E-EPB. En términos generales, se observó una circulación media ciclónica que abarca toda la bahía, a 5 m de profundidad (Figura 2.1). Este patrón de corrientes medias es consistente con las corrientes submareales, obtenidas con 2 radares de alta frecuencia (Flores-Vidal *et al.*, 2015). Según el campo medio de las corrientes submareales, en las observaciones, las magnitudes fueron inferiores a los 5 cm s^{-1} , congruente con lo modelado. Los autores atribuyen el comportamiento de las corrientes subinerciales en la bahía a los efectos de las corrientes sinópticas y/o al campo del viento sinóptico (Flores-Vidal *et al.*, 2015). Otro rasgo importante encontrado en el flujo medio son 2 remolinos ciclónicos al interior de la BTS y la circulación ciclónica en la boca norte pegado a la isla Todos Santos.

En los campos instantáneos de elevación se observó que la acumulación de agua en la región sur de la bahía se liberó entre aproximadamente 3 y 5 días. Por ejemplo, para el 2 y 5 de agosto se mostraron la evolución del nivel del mar y los campos de velocidad instantáneos a 5 m de profundidad (Fig. 2.2 a, c, respectivamente). Adicionalmente, para dilucidar sobre la estructura vertical, se muestra un transecto vertical de temperatura, cercano a la boca norte (Fig. 1.1), hasta los 20 m de profundidad para los mismos días mencionados anteriormente (Fig. 2.2 b, d). En el 2 de agosto la estructura del nivel del mar (Fig. 2.2a) fue muy similar a la estructura media; la parte más elevada se localizó en la región E-EPB y decreció hacia la

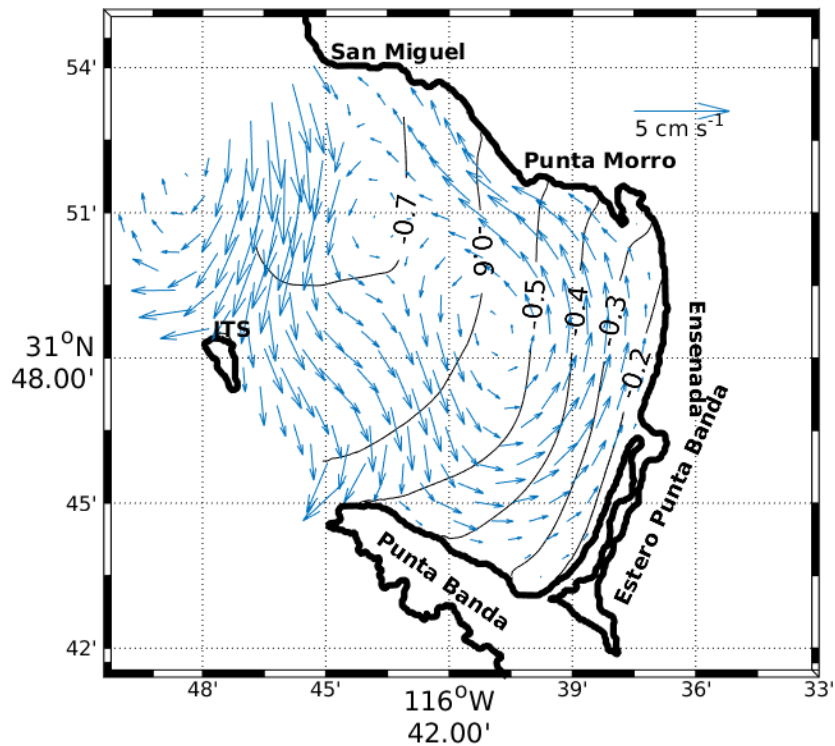


Figura 2.1: Elevación promedio del nivel del mar (isolíneas, centímetros) y velocidad a 5 m de profundidad para agosto. Se observa un aumento en la elevación del nivel del mar hacia el sur. ITS significa isla de Todos Santos.

boca norte de la BTS. El campo de velocidad mostró la presencia de un remolino ciclónico al centro de la BTS y uno anticiclónico al norte. Este último impidió la salida del flujo en San Miguel. La estructura de la temperatura fue casi homogénea en la vertical. La isoterma de los 6°C se elevó desde los 14 m cerca de la isla Todos Santos hasta la superficie en la costa, formando un frente horizontal con diferencia de aproximadamente 4°C en 7 km. Como era de esperarse, ante este escenario, las velocidades en la BTS tuvieron una fuerte componente barotrópica (no mostrada).

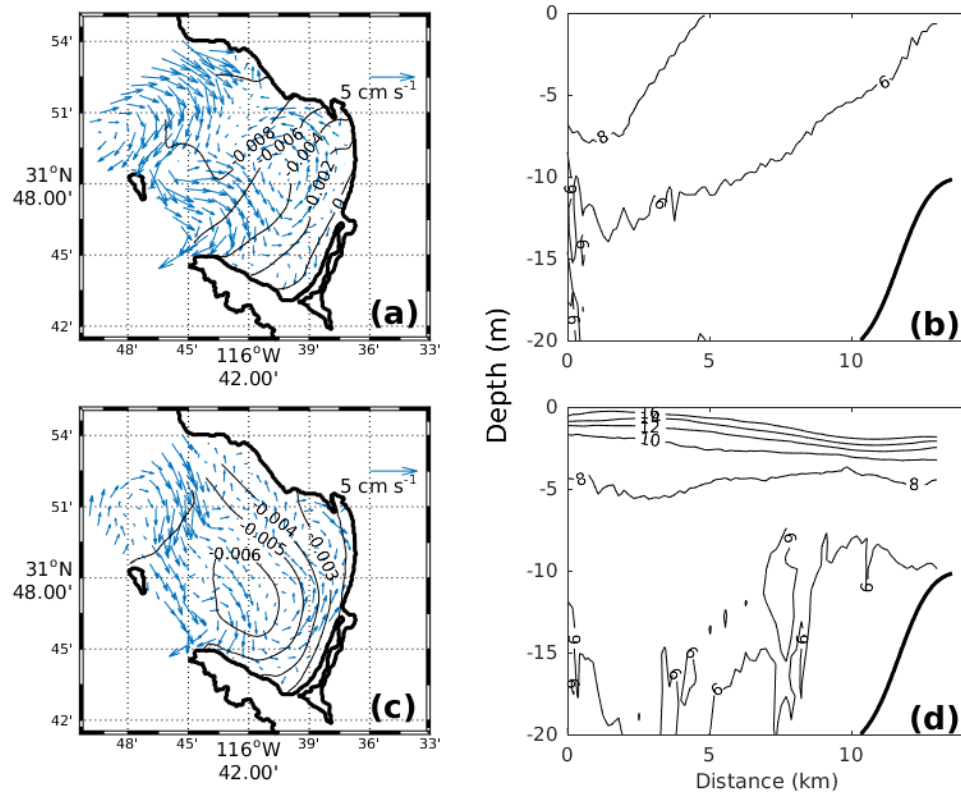


Figura 2.2: Campos de elevación del nivel del mar, campos de velocidad y cortes de temperatura instantáneos a 2 tiempos distintos: elevación del nivel del mar (m) y campo de velocidad asociado para el 2 de agosto (a) y el 5 de agosto (c); corte vertical de la temperatura (°C) para el 2 de agosto (b) y el 5 de agosto (d), donde en el eje vertical se muestra la profundidad en metros y en la horizontal la distancia en kilómetros, y la sección va desde la isla Todos Santos hasta la costa cerca de San Miguel.

La elevación del nivel del mar, para el 5 de agosto (Figura 2.2c) mostró las máximas elevaciones a lo largo de la costa oeste, y disminuyó hacia la boca oeste de la BTS. Por otro lado, la elevación del nivel del mar disminuyó cerca de 0.3 cm en la región E-EPB, mientras que en la región de San Miguel-Punta Morro el nivel aumentó aproximadamente 0.7 cm. El campo de velocidad mostró 2 remolinos anticiclónicos que abarcaron casi toda la BTS. El remolino ciclónico observado el 2 de agosto en la boca norte de la BTS se desplazó hacia el oeste. Además, se observó un remolino anticiclónico pequeño (2 km de diámetro) al sur de Punta Morro. La disposición de los remolinos anteriormente mencionados favoreció la salida del flujo de la BTS por Punta San Miguel. El transecto vertical de temperatura mostró que la columna de agua estuvo bien estratificada en los primeros 5 m de profundidad. Las isothermas en la superficie descendieron hacia la costa (agua cálida pegado a la costa). A diferencia del día 2 de agosto, el día 5 tuvo una componente baroclínica importante que se reflejó en los campos de velocidad (no mostrado).

Adicionalmente, se graficaron los transectos verticales de la boca oeste, para los mismos días (2 y 5) analizados anteriormente (no mostrado). Esta boca de la BTS alcanzó profundidades superiores a los 300 m. Se observó un comportamiento similar en la estratificación al observado para la boca norte, pero, en el día 2, la capa homogénea llegó sólo a los 5 m de profundidad.

Para cada uno de los 3 puntos de malla de la bahía (Figura 1.1, con asterisco), se construyeron series temporales del nivel del mar considerando los mismos criterios. El primero, se localizó al sur de SM, el segundo en la boca oeste de la BTS y el tercero frente al estero de Punta Banda. A las series temporales se les quitó la tendencia lineal, por lo que oscilaron alrededor del cero. En general, sin quitar la tendencia lineal, la elevación del nivel del mar en SM fue menor que frente al estero de Punta Banda (no mostrado). Las series temporales para la elevación del nivel del mar mostraron que cuando el nivel del mar disminuyó frente al estero de Punta Banda y en la boca oeste, en SM dicho nivel aumentó (Figura 2.3a). La correlación de Pearson entre las series temporales para Punta Banda y SM fue de -0.76 ($P = 1.14 \times 10^{-6}$), mientras que, para la boca oeste y SM fue de -0.54 ($P = 0.001$), lo que significa que, en ambas comparaciones, se rechazó la hipótesis nula que dice que no están correlacionadas las series. Para la elevación del nivel del mar, la correlación de Pearson entre la boca oeste y Punta Banda fue de 0.26 ($P = 0.15$), por lo que no se rechazó (95 %

de confianza) la hipótesis nula.

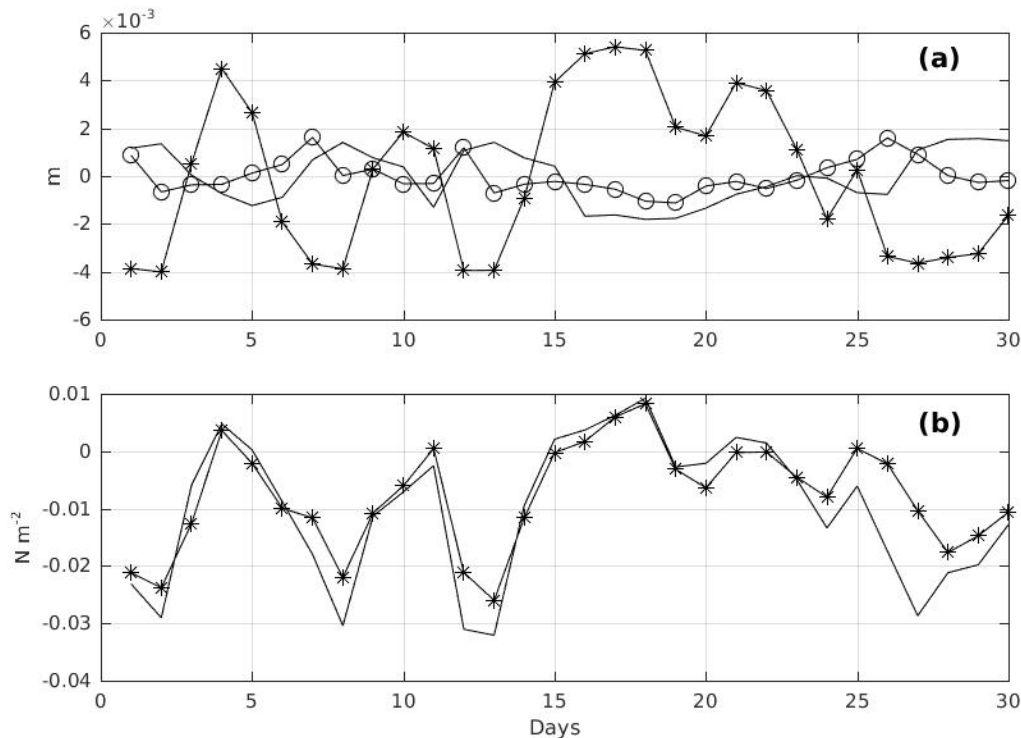


Figura 2.3: Series de tiempo de la elevación del nivel del mar (sin tendencia lineal). (a) y del componente del esfuerzo del viento paralelo a la costa (San Miguel-Punta Morro) (b) en los sitios indicados en Figura 1: el punto ubicado cerca de San Miguel (*) la elevación en la boca oeste de la bahía de Todos Santos (círculo vacío) y el punto cercano al estero de Punta Banda (línea continua).

Para conocer el efecto del viento, se graficó la serie temporal de la componente paralela a la costa (San Miguel-Ensenada) del esfuerzo del viento, usado por el modelo, para los mismos puntos que la serie temporal de la elevación del nivel del mar (Figura 2.3b). La correlación entre el esfuerzo del viento y la elevación del nivel del mar fue de 0.95 ($P = 1.9 \times 10^{-15}$) y -0.83 ($P = 1.3 \times 10^{-8}$) para San Miguel y estero Punta Banda respectivamente.

Se realizó un análisis de funciones empíricas ortogonales complejas (FEOC) a los datos

de elevación del nivel del mar correspondientes al mes de agosto. Este análisis es una modificación al de las funciones empíricas ortogonales (FEO's), consistente en añadir una función de cuadratura como un número complejo a los datos. De tal forma que los datos originales son la parte real y su transformada de Hilbert la parte compleja.

El análisis de FEOC para la elevación del nivel del mar mostró que los primeros 2 modos explicaron cerca del 87 % de la varianza. El primer modo (Fig. 2.4) del FEOC explicó el 66.5 % de la varianza. En la estructura espacial (Fig. 2.4a) se observó una elevación relativa mayor en la región del estero de Punta Banda, centro y sur de la bahía. Frente a Ensenada y en la boca oeste de la BTS, se observó una depresión en el nivel del mar. La fase (Fig. 2.4b) mostró la propagación de la elevación desde la región del estero de punta Banda hasta la boca norte de la bahía. La estructura temporal del modo (Fig. 2.4c) mostró picos de aproximadamente 3 días, de manera similar a lo encontrado con las mediciones, mediante análisis espectrales de la elevación y las corrientes (Filonov *et al.*, 2014).

El segundo modo (Fig. 2.5) del FEOC explicó el 20.3 % de la varianza del campo de elevación de agosto. En la estructura espacial (Fig. 2.4a), a diferencia del primer modo, las mayores elevaciones relativas se ubicaron en la boca oeste de la bahía y frente a Ensenada. Las elevaciones menores se ubicaron en la zona cercana al estero de Punta Banda y centro de la bahía. La propagación de la elevación fue de la boca oeste de la bahía hacia la costa de Ensenada (Fig. 2.5b). Por otro lado, la estructura temporal de este modo (Fig. 2.5c) mostró picos de aproximadamente 5 días. Sin embargo, se presentaron picos de 3 o 2 días al final del mes.

Los resultados obtenidos muestran evidencias de que el viento, principalmente hacia el sureste, fue la causa del transporte de agua hacia el sureste de la bahía. Como resultado, el nivel del mar en la región E-EPB se incrementó debido a que el estero Punta Banda forma una barrera al flujo de agua. Además, frente a la costa de San Miguel y Punta Morro se presentó una surgencia de agua fría por el transporte de agua hacia el sur. Lo anterior concuerda con lo reportado en estudios anteriores (Mateos *et al.*, 2009). Al existir un afloramiento de agua fría frente a la zona de San Miguel y Punta Morro, se espera que el flujo pegado a la costa en esa zona sea hacia el sureste (como en Mateos *et al.* (2009)). En este estudio se observó que la velocidad en la zona de San Miguel y Punta Morro tuvo dirección al noreste, similar a lo encontrado con las mediciones (Filonov *et al.*, 2014). Esto sugiere

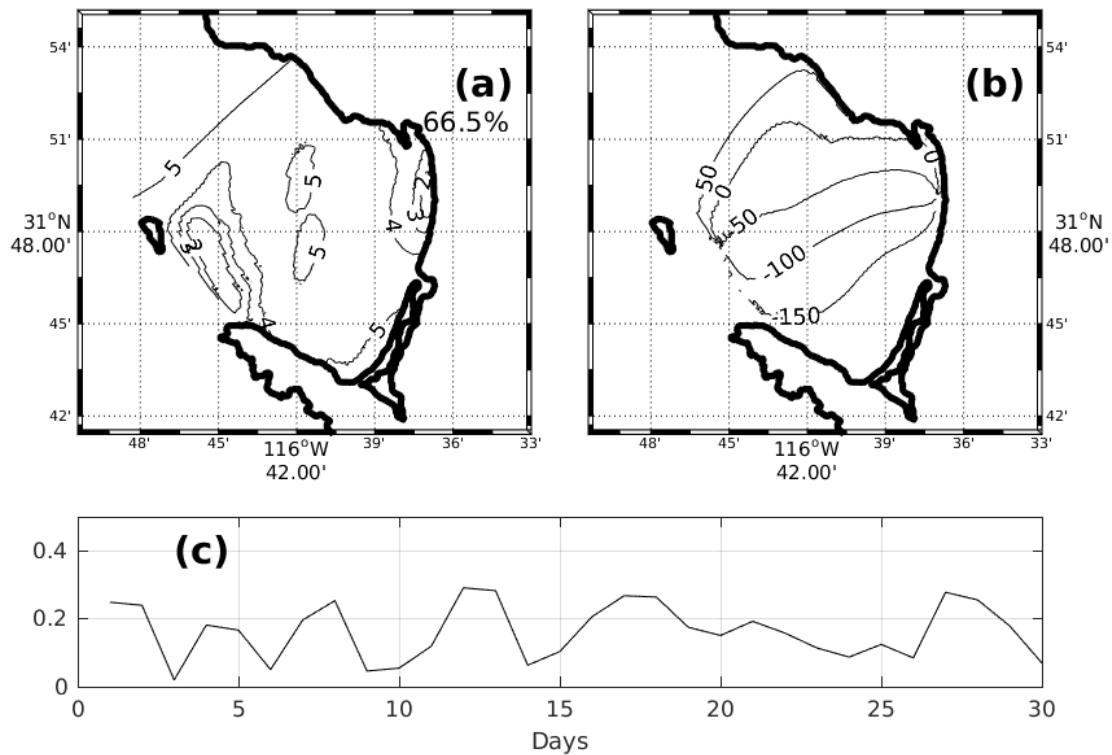


Figura 2.4: Primer modo del análisis FEOF de la elevación del nivel del mar para agosto, que explica el 66.5% de la varianza: (a) estructura espacial de la amplitud de la elevación normalizada con la varianza, (b) estructura espacial de la fase (cada contorno representa 50°) y (c) estructura temporal del modo.

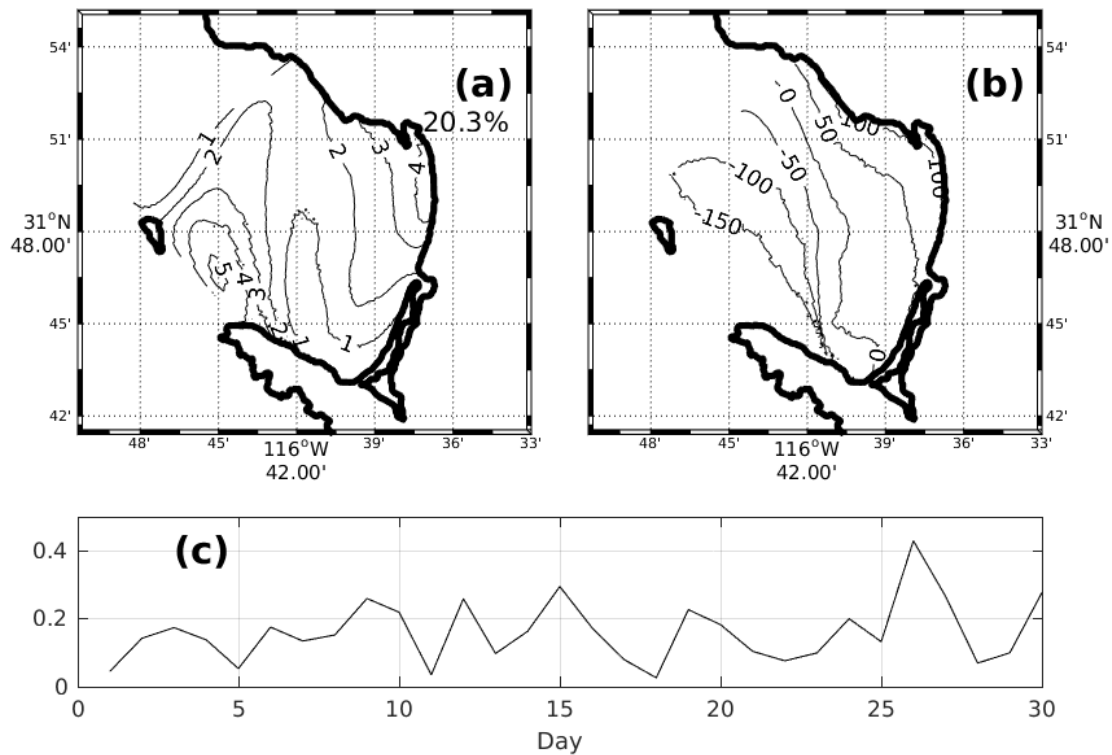


Figura 2.5: Segundo modo de la FEOC de la elevación del nivel del mar para agosto, que explica el 20.3% de la varianza: (a) estructura espacial de la amplitud de la elevación normalizada con la varianza, (b) estructura espacial de la fase (cada contorno representa 50°) y (c) estructura temporal del modo.

que el experimento numérico con viento estacionario favorece la geostrofia, lo cual modifica considerablemente el campo medio de velocidad al interior de la bahía. Los resultados apuntan a que los cambios en la elevación del nivel del mar modifican la estructura vertical de la temperatura y el campo horizontal de velocidad. Estos cambios en la elevación del nivel del mar ocurren con la misma periodicidad (3–5 días) que las variaciones de los campos de velocidad reportadas (Mateos *et al.*, 2009; Filonov *et al.*, 2014), sugiriendo que la liberación de acumulación de agua en la E-EPB es la causa de tal variabilidad. La correlación tan alta entre la elevación del nivel del mar y el esfuerzo del viento (0.95 y –0.86) reflejan que la intensificación y relajación del viento conducen, respectivamente, al acumulamiento y a la liberación de agua en la E-EPB. Sin embargo, en el estudio numérico previo, el cual fue forzado con viento estacionario, también hay liberación del agua acumulada con una periodicidad similar. Dado que, el experimento numérico con viento estacionario es forzado con el SCC, que también estuvo incluida en esta investigación. La variabilidad del SCC a su vez está relacionada con las variaciones del esfuerzo del viento (Strub y James, 2000); es decir, la información de la variabilidad del viento está incluida en el SCC en ambos experimentos. El análisis por FEO's confirma la propagación (liberación) al sur de la superficie libre (elevación del nivel del mar) hacia el noroeste de la bahía, explicando el 66.5% de su variabilidad. Por otro lado, el segundo modo (20.3%) sugiere que una parte de la variabilidad en la superficie libre del mar, dentro de la BTS, se debe a las perturbaciones del exterior de la bahía. Esto es congruente con la correlación encontrada, para la elevación, entre la boca oeste de la BTS y SM. Por otro lado, la falta de correlación entre la boca oeste y punta Banda sugiere mecanismos diferentes que modifican la estructura vertical de temperatura en SM. Las perturbaciones del exterior de la bahía pueden explicar la variabilidad reportada en el estudio con viento estacionario (Mateos *et al.*, 2009). En este estudio se asocia la variabilidad de los campos de velocidad con los cambios en el nivel del mar. Se identificó que el acumulamiento de agua en la región E-EPB se debe al transporte de agua del norte de la bahía por efecto del esfuerzo del viento. El acumulamiento de agua es liberado cada 3 a 5 días y se propaga, como una onda, hacia el norte de la bahía, lo que modifica el campo de velocidad y la estructura térmica de la BTS. La periodicidad de la propagación de la onda es consecuencia de la relajación del viento local, y de las perturbaciones del exterior de la BTS.

Capítulo 3

CIRCULACIÓN FORZADA POR MAREA

Este capítulo contiene porciones de la tesis de maestría "Sensibilidad del modelo ROMS a diferentes parametrizaciones de mezcla en la marea interna de la Bahía de Todos Santos B.C." del estudiante Jorge Armando Ibarra Romero.

3.1. Introducción

3.1.1. Teoría del equilibrio de las mareas

La marea es una onda gravitatoria de longitud de onda larga que provoca variaciones periódicas ascendentes y descendentes del nivel del mar, pueden ser diurnas o semidiurnas. Estas son producidas principalmente por la fuerza gravitacional que ejercen los astros como el Sol y la Luna sobre la Tierra.

La fuerza gravitacional entre dos cuerpos está dada por:

$$F_g = \frac{km_1m_2}{r^2} \quad (3.1)$$

Donde k es la constante universal de gravedad, m_1 y m_2 es la masa de dos cuerpos y r es la distancia entre esos dos cuerpos.

La ecuación 3.1 se le resta la fuerza centrífuga quedando:

$$F_g = \frac{km_1m_2}{(r-a)^2} - \frac{-km_1m_2}{r^2} \quad (3.2)$$

Donde a es el radio de la tierra. Tomando en cuenta que $r \gg a$ y simplificando la ecuación 3.2 entonces:

$$F_g = \frac{km_1m_22a}{r^3} \quad (3.3)$$

La fuerza de la marea lunar resultante (figura 3.1) es la suma vectorial de la fuerza de atracción gravitacional lunar y de la fuerza centrífuga en torno al par Tierra-Luna, (suponiendo un planeta esférico totalmente cubierto de una capa uniforme de agua).

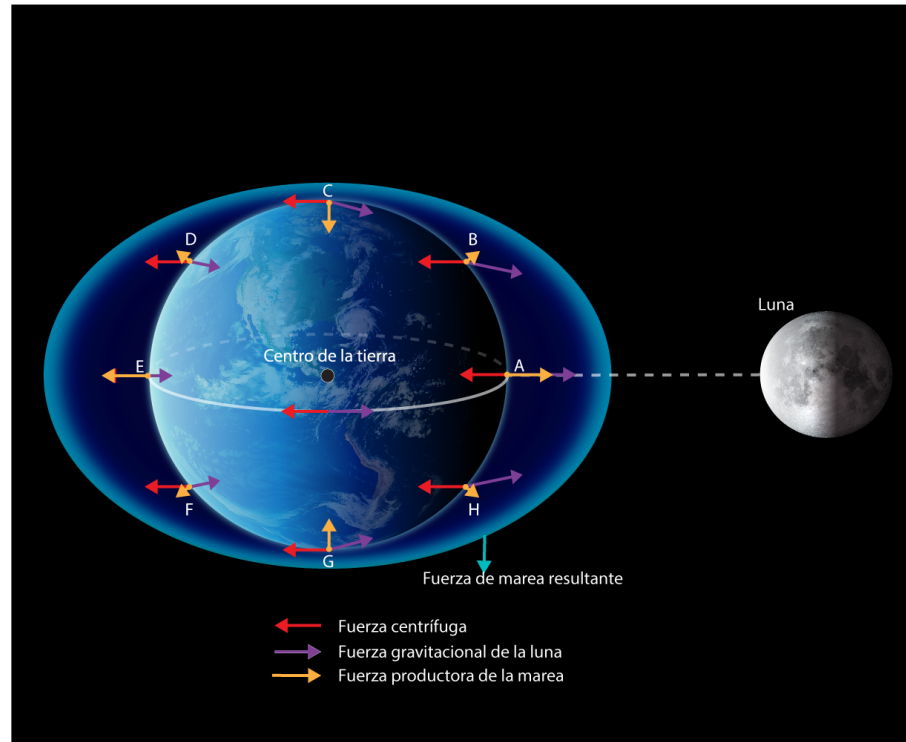


Figura 3.1: La fuerza resultante de la marea en naranja, es producido por la resultante entre la fuerza de atracción gravitacional de la Luna en morado y la fuerza centrífuga del sistema Tierra-Luna en rojo, moviendo la masa de agua como la protuberancia en azul. Elaboración propia, adaptado de University (1999), fuente: NASA (2016); Simmon (2013).

La fuerza gravitacional de la Luna no es uniforme debido a la variación de la distancia en diferentes puntos de la Tierra. Cuando un punto (A) de la Tierra está muy cerca de la Luna la fuerza de atracción es más fuerte, que el punto (E) de la Tierra más lejano a la Luna donde predomina la fuerza centrífuga. Debido a la fuerza centrífuga que tiene la misma magnitud en cualquier punto de la Tierra, la fuerza resultante tiene la misma magnitud en el punto mas cercano y el más lejano, pero en sentido opuesto.

Entre un punto intermedio (B) y el centro de la Tierra se forma un ángulo ψ modificando la ecuación 3.3 en:

$$F_g = \frac{km_1m_22a}{(r - a\cos\psi)^2} \quad (3.4)$$

Debido a que la Tierra está en rotación en un día se pueden observar dos mareas altas y dos mareas bajas a una frecuencia semidiurna si la Luna está alineada con el ecuador.

Cuando la Luna no se encuentra alineada con el ecuador debido a la inclinación de la órbita lunar, en latitudes medias la marea tiene una frecuencia diurna, ya que en 24 horas el punto A solo tiene una marea alta de amplitud grande (figura 3.2).

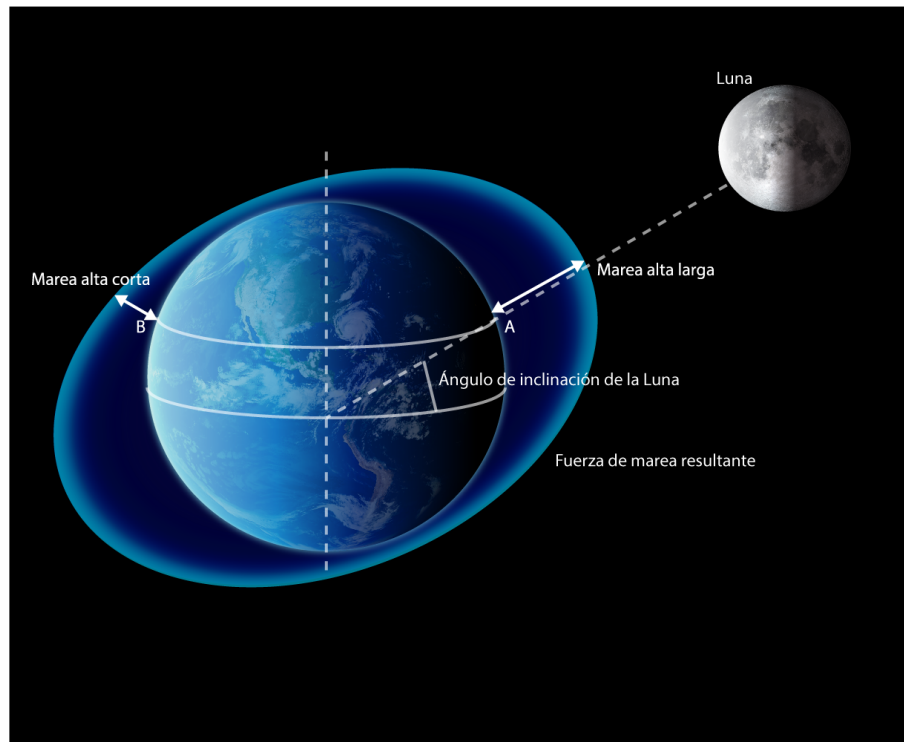


Figura 3.2: Debido a la posición de la Luna la marea alta tiene un ángulo provocando que en un punto de referencia de latitud media, tenga una marea alta, siendo frecuencia diurna. Elaboración propia, adaptado de University (1999), fuente: NASA (2016); Simmon (2013).

La fuerza gravitacional entre la Tierra y el Sol también afecta a las mareas, teniendo un comportamiento similar al sistema Tierra-Luna. Aunque la masa del Sol es mucho mayor al

de la Luna, la fuerza que produce la marea es menor, debido a que el Sol está muy lejos de la Tierra comparado con la Luna.

Existen dos tipos de marea, dependiendo de la posición relativa de la Tierra, el Sol y la Luna (figura 3.3):

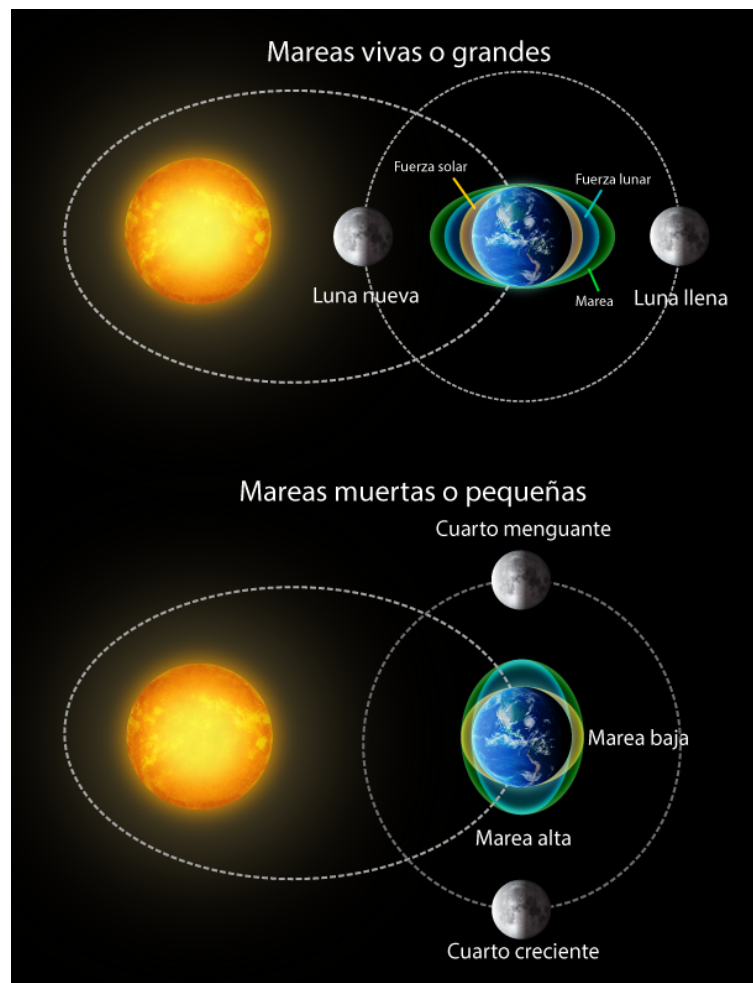


Figura 3.3: La marea viva cuando hay Luna llena o nueva; marea muerta cuando hay cuarto creciente o menguante.

Elaboración propia, adaptado de Pugh y Woodworth (2014), fuente: NASA/SDO (2015); NASA (2016); Simmon (2013).

Las mareas grandes o mareas vivas ocurren cuando el Sol y la Luna están alineados con la Tierra, ya sea en Luna llena o en Luna nueva y tiene amplitudes grandes.

Las mareas pequeñas o muertas ocurren cuando el Sol y la Luna están en cuadratura con respecto a la Tierra y la amplitud es pequeña.

La fuerza de la marea solar depende de la distancia entre el Sol y la Tierra durante el año, teniendo en cuenta que la órbita es elíptica. Por ejemplo, en el hemisferio norte la marea es mayor en invierno que en verano, igual durante los equinoccios. Estas posiciones generan períodos semianuales y anuales en la fuerza de marea (Balmforth y Llewellyn-Smith, 2005; Pugh y Woodworth, 2014).

3.1.2. Teoría dinámica de las mareas

La teoría de equilibrio no representa las mareas observadas, debido a que consiste en protuberancias simétricas, sin embargo el movimiento del agua obedece las leyes físicas representadas por las ecuaciones hidrodinámicas, y debido a que $h \ll \lambda$, donde h es la profundidad y λ es la longitud de onda, se describen como ondas largas gravitacionales barotrópicas (ecuación 3.5, 3.6 y 3.7), usando el modelo de aguas someras (figura 3.4). Se debe tomar en cuenta otros aspectos como: los efectos de la rotación de la tierra como la fuerza de Coriolis, la presencia de masas de tierra, la batimetría de los océanos, las fuerzas friccionales y la inercia.

El sistema de ecuaciones de una onda larga se considera en un medio incompresible, continuo, usando la aproximación de Boussinesq y el promedio de Reynolds, si la onda larga se encuentra cerca de la costa, se debe considerar la fricción en el fondo.

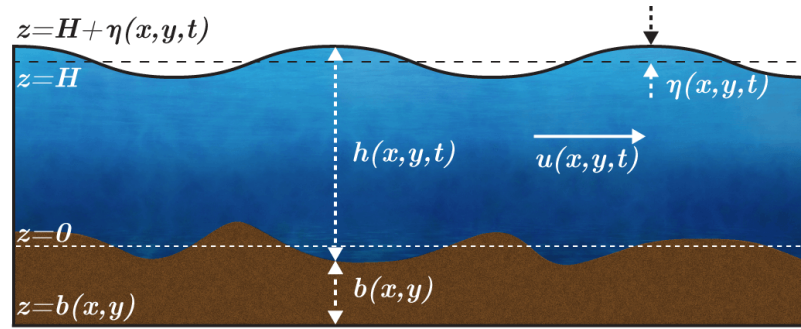


Figura 3.4: El modelo de aguas someras de un flujo homogéneo, indicando la dirección, el fondo, la profundidad y la elevación de superficie libre.

Elaboración propia, adaptado de Cushman-Roisin y Beckers (2011).

Sistema de ecuaciones de momento:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - f \bar{v} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \nu_h \nabla^2 \bar{u} - \frac{1}{\rho h} \tau_{xz}(-h) \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + f \bar{u} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \nu_h \nabla^2 \bar{v} - \frac{1}{\rho h} \tau_{yz}(-h) \quad (3.6)$$

Para la fricción se puede usar una parametrización $\tau_{xz}(-h) = \rho C_D (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2} \bar{u}$, donde C_D es el coeficiente de arrastre. La ecuación de continuidad es:

$$\frac{\partial}{\partial t} \eta + \frac{\partial}{\partial x} \bar{u} h + \frac{\partial}{\partial y} \bar{v} h = 0 \quad (3.7)$$

Donde \bar{u} es la componente de velocidad de este a oeste y \bar{v} en dirección norte a sur, ambos promediados en la vertical, t es el tiempo, f es la componente de Coriolis, g la constante de gravedad, η es la elevación de la superficie libre sobre el nivel medio del mar, ν_h coeficiente de viscosidad horizontal, ρ es la densidad, h es la profundidad debajo del nivel medio del mar τ_{xz} y τ_{yz} es la fricción en el fondo.

De las ecuaciones 3.5, 3.6 y 3.7, sin tomar en cuenta los efectos de la rotación de la tierra y los términos no lineales como la advección, difusión y fricción, $u = v = \eta = 0$ y $H = h - \eta$, se puede deducir la ecuación de la onda para fondo variable:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - g \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(H \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \right] = 0 \quad (3.8)$$

Para fondo plano o constante H , entonces la ecuación 3.8 se escribe como:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gH \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} \right) = 0 \quad (3.9)$$

Si se usa una solución de onda:

$$\eta(x, y, t) = \eta_0 e^{i(k_x x + k_y y - \omega t)} \quad (3.10)$$

La relación de dispersión si $\omega \neq 0$ es:

$$\omega = \sqrt{gH(k_x^2 + k_y^2)} \quad (3.11)$$

La rapidez de fase $C = \frac{\omega}{k}$ de las ondas largas son no dispersivas debido a que no depende del número de onda:

$$C = \sqrt{gH} \quad (3.12)$$

Cerca de la costa se debe considerar la amplitud de la onda, ya que es comparable con la profundidad de la costa, tanto para la cresta (ecuación 3.13a) como para el valle (ecuación 3.13b) de la onda, quedando:

$$C = \sqrt{g(H + \eta)} \quad (3.13a)$$

$$C = \sqrt{g(H - \eta)} \quad (3.13b)$$

La fricción en el fondo se opone al flujo reduciendo la energía del movimiento. Si la onda se acerca a aguas menos profundas la rapidez de la onda decreciente, creando una deformación entre la cresta y el valle de la onda (figura 3.5). Si la onda es reflejada, puede entrar en resonancia con la onda entrante aumentando la amplitud y puede ser estacionaria. Estos aspectos modifican los componentes armónicos de la marea siendo la frecuencia un múltiplo de los armónicos de la marea astronómica. De esta manera, la componente astronómica M_2 , en aguas poco profundas se comportaría como una componente M_4 siendo cuatro oscilaciones al día.

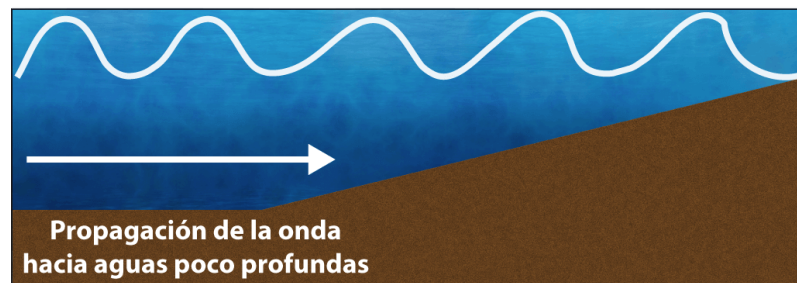


Figura 3.5: Deformación de la onda debido a la fricción del fondo oceánico propagándose hacia aguas poco profundas.

Elaboración propia, adaptado de Pugh y Woodworth (2014).

Conociendo la dinámica de la marea, se puede realizar un análisis de los armónicos, donde se obtiene la fase y la amplitud, representados en mapas cotidales.

La geometría de las cuencas oceánicas y la fuerza de Coriolis forman un sistema anfídromico. En este sistema se puede definir líneas cotidales o de cofase (marea alta a la misma fase y amplitud), unidos por un punto anfídromico donde el nivel del mar no cambia o

su amplitud es cero. La cresta de la onda de la marea se propaga y crece radialmente con la distancia de dicho punto. Un mapa cotidal (figura 3.6), contiene un conjunto de los dos tipos de líneas para cada componente armónico de la marea, dando a conocer la estructura y la propagación de la marea.

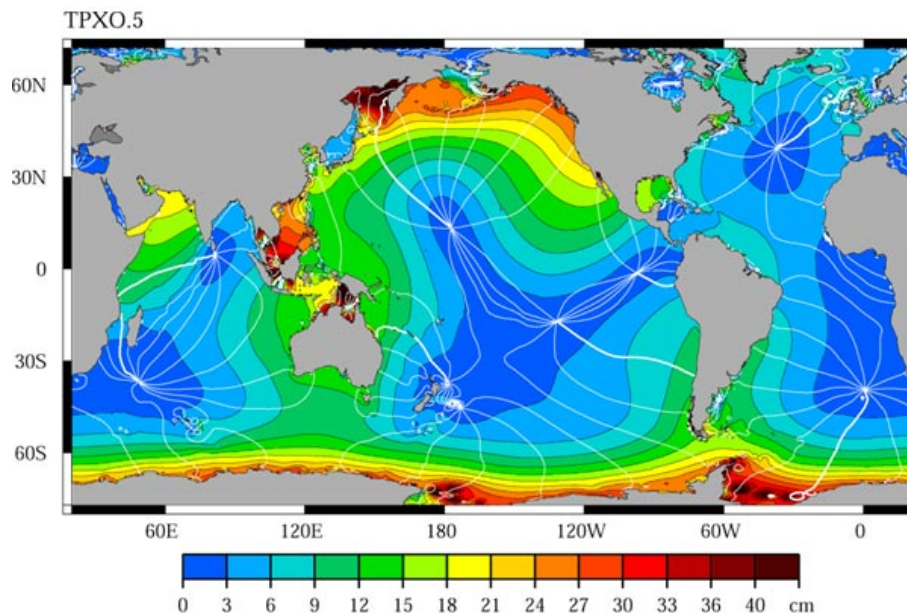


Figura 3.6: Mapa cotidal que muestra el componente armónico principal lunar diurno O_1 , usando datos de TOPEX/Poseidon. Las líneas blancas representan la fase de la marea. Fuente: Ray (Sin fecha).

Las corrientes de marea son producidas cuando el nivel del mar sube o baja, si sube la marea la corriente está en flujo y cuando baja la marea la corriente se encuentra en reflujó. Por lo tanto tienen el mismo período de las mareas, pueden ser semidiurnas o diurnas (Godin *et al.*, 1980; Marinone y Lavín, 1997).

Cuando las corrientes de marea fluyen cerca de la costa o agua poco profunda y estratificadamente estable, son frenadas debido a la fricción con el fondo del mar, creando un perfil de corriente vertical. Al interactuar con el fondo puede generar oscilaciones verticales con periodos de marea, generando mareas internas y turbulencia (Pugh y Woodworth, 2014).

3.1.3. Mareas internas

La marea interna o baroclínica son ondas de gravedad internas. Estas son generadas en el océano estratificado estable por la interacción de corrientes y la topografía del fondo oceánico. La onda interna depende de la inclinación del fondo $\tan\theta = dh/dx$ y de la densidad de la estratificación (Filonov *et al.*, 2014; Apel, 1988).

El océano se encuentra estratificado verticalmente en capas de diferente densidad. Las ondas internas son generadas cuando las corrientes se encuentran con pendientes submarinas o pasan perpendicularmente a lo largo de un umbral (levantamiento) o cañón submarino. Las corrientes alteran su dirección empujando y poniendo a oscilar la interfaz entre dos o más capas de diferente densidad (figura 3.7).

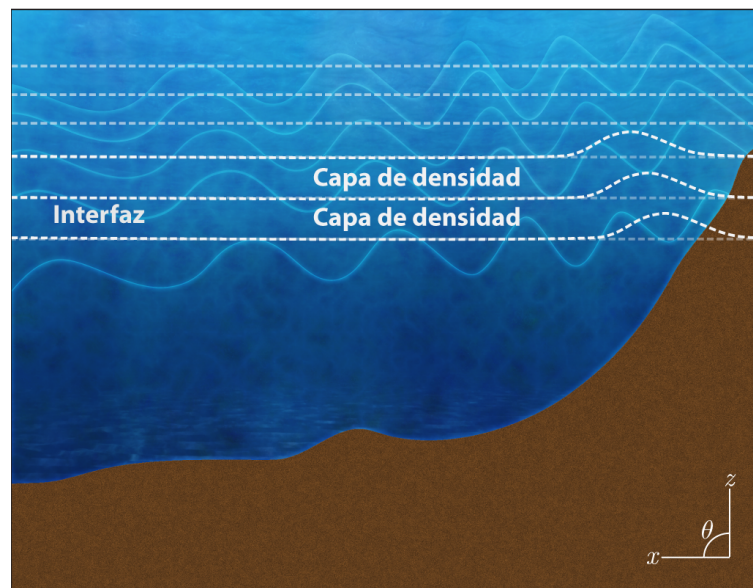


Figura 3.7: La marea interna depende de la estratificación y de una perturbación de la interfaz de las capas de densidad, debida a una corriente interna. Elaboración propia, adaptado de Cushman-Roisin y Beckers (2011).

Existe una zona donde el cambio de densidad con la profundidad es máximo y se conoce como la pycnoclina. La gran diferencia de densidad en la pycnoclina permite que la onda

interna alcance una mayor energía.

La marea interna varía durante el año, debido a que la densidad cambia por la diferencia de temperatura en dicho periodo. También son más fuertes durante la marea viva y pueden tardar días en propagarse. La fase de la marea puede tener una diferencia afectada por corrientes irregulares, eddies y variaciones de densidad.

3.1.4. Teoría de la marea interna lineal

Para estudiar y comprender la marea interna se consideran algunas suposiciones para linealizar las ecuaciones: el dominio es infinito en todas las direcciones, no hay mecanismos disipativos, y por último el movimiento de los fluidos y las amplitudes de onda son pequeñas.

La densidad de un fluido se descompone de la siguiente manera:

$$\rho = \rho_0 + \bar{\rho}(z) + \rho'(x, y, z, t) \quad (3.14)$$

Donde ρ_0 es la densidad constante, $\bar{\rho}(z)$ es el promedio de la densidad en la vertical, $\rho'(x, y, z, t)$ es la fluctuación de la densidad.

La desigualdad $|\bar{\rho}| \ll \rho_0$ hace justificar la aproximación de Boussinesq, mientras que la siguiente desigualdad es necesaria para linealizar el problema de las ondas $|\rho'| \ll |\bar{\rho}|$.

Con las suposiciones anteriores las ecuaciones que describen el movimiento son:

Movimiento

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} \quad (3.15)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} \quad (3.16)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{1}{\rho_0} g \rho' \quad (3.17)$$

Continuidad

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.18)$$

Densidad:

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + w \frac{d\bar{\rho}}{dz} = 0 \quad (3.19)$$

Relacionando la componente w con la frecuencia de flotabilidad o Brunt - Väisälä N en un medio incompresible derivando en el tiempo a partir del momento vertical, ecuación 3.17 se obtiene:

$$\frac{\partial^2 w}{\partial t} + N^2 w = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial^2 p'}{\partial z \partial t} \quad (3.20)$$

Donde la frecuencia Brunt - Väisälä, está dado por:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{d\bar{\rho}}{dz} \quad (3.21)$$

Para obtener la relación de la divergencia horizontal y la presión perturbada, primero se obtiene la divergencia de la componente u y v (ecuaciones 3.15 y 3.16), que resulta en:

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z \partial t} + f \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial^2 \rho'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho'}{\partial y^2} \right) \quad (3.22)$$

Luego se relaciona la vorticidad horizontal de las ecuaciones 3.15 y 3.16 y vertical con la componente w (ecuación 3.17), obteniendo:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = f \frac{\partial w}{\partial z} \quad (3.23)$$

Finalmente derivando en el tiempo la ecuación 3.22 y al eliminar el último término de la ecuación 3.23, se obtiene:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial^2 \rho'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho'}{\partial y^2} \right) \quad (3.24)$$

Para obtener la ecuación de la onda interna, se relaciona la componente w (ecuación 3.17) con de las ecuaciones 3.19 y 3.24 y eliminando la presión perturbada p' , que resulta en:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} - \frac{1}{\rho_0} g w \frac{d\bar{p}}{dz} \right) \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \quad (3.25)$$

Finalmente se sustituye la ecuación 3.21 en 3.25, donde se obtiene:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla^2 w) + \left(N^2 \nabla_h^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) w = 0 \quad (3.26)$$

Las ondas de gravedad internas al tener en cuenta la rotación de la tierra y un fluido estratificado, a partir de la ecuación 3.26 y mediante la suposición de una solución oscilatoria:

$$w = w_0 e^{i(k_x x + k_y y + k_z z - \omega t)} \quad (3.27)$$

Se obtiene la relación de dispersión:

$$\omega^2 = \frac{N^2(k_x^2 + k_y^2) + f^2 k_z^2}{k_x^2 + k_y^2 + k_z^2} \quad (3.28)$$

Al transformar la relación se comprueba que la frecuencia no depende del número de onda, sólo del ángulo respecto al plano horizontal, la frecuencia inercial y de flotabilidad.

$$\omega = N \cos \theta + f \sin \theta \quad (3.29)$$

Si a la solución de onda ecuación 3.27 suponemos condiciones de frontera en el fondo y en la superficie, además de eliminar la velocidad vertical, realizar un producto del transporte en el plano horizontal de la onda y una eigenfunción vertical, se obtiene la siguiente solución oscilatoria:

$$w(x, y, z, t) = W(z) e^{i(k_x x + k_y y - \omega t)} \quad (3.30)$$

Mediante la sustitución de la ecuación 3.30 en la ecuación 3.26 obtenemos:

$$\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + (k_x^2 + k_y^2) \left(\frac{N^2(z) - \omega^2}{\omega^2 - f^2} \right) W = 0 \quad (3.31)$$

Ésta es la estructura vertical de las ondas internas, donde explica los límites por la frecuencia de Brunt-Väisälä N y la componente de Coriolis f . Para que las ondas internas puedan propagarse, la frecuencia ω , no excederá el máximo de la frecuencia N y no debe ser menor que la frecuencia f .

$$f^2 \leq \omega^2 \leq N_{max}^2(z) \quad (3.32)$$

Si la frecuencia de la onda es menor que la frecuencia de la fuerza de Coriolis, entra en resonancia. De otro modo, si la frecuencia de onda es mayor a la de Brunt-Väisälä, dicha onda se romperá para generar mezcla. La latitud crítica para la componente diurna es 30° N y para la semidiurna 74.5° N. (Cushman-Roisin y Beckers, 2011; Apel, 1988).

3.2. Metodología

Se diseñaron experimentos (tabla 3.1), para la región de la BTS, con cuatro parametrizaciones diferentes de mezcla vertical. Todos los experimentos, se realizaron bajo condiciones de verano.

Tablas 3.1: Experimentos realizados con el modelo ROMS.

Experimento	Parametrización de mezcla en la vertical
$MY\ 2,5$	Mellor & Yamada 2.5
gen	Parametrización genérico
$k - \epsilon$	Parametrización genérico $k - \epsilon$
$k - \omega$	Parametrización genérico $k - \omega$

Los experimentos fueron diseñados para simular la marea astronómica y observar la mezcla en la vertical, por lo tanto, no fue tomado en cuenta las condiciones de frontera de viento y flujos de calor. Para ello las mallas de la región de estudio fueron, una gruesa (A), con 6.6 km de resolución, y al interior de esta una con refinamiento (B), de resolución de 2.2 km (figura 3.8), ver tabla 3.2 para las características de las mallas. La batimetría aplicada para las mallas fue mediante la base de datos del GEBCO 2014 (Weatherall *et al.*, 2015) y una línea de costa de la base de datos de GSHHS de alta resolución (Wessel y Smith, 1996). Para evitar errores de gradientes de presión en la batimetría, fue necesario suavizar las mallas mediante el filtro Shapiro (Shapiro, 1970, 1975), asegurando un factor de rugosidad del 20 (Haidvogel y Beckmann, 1999).

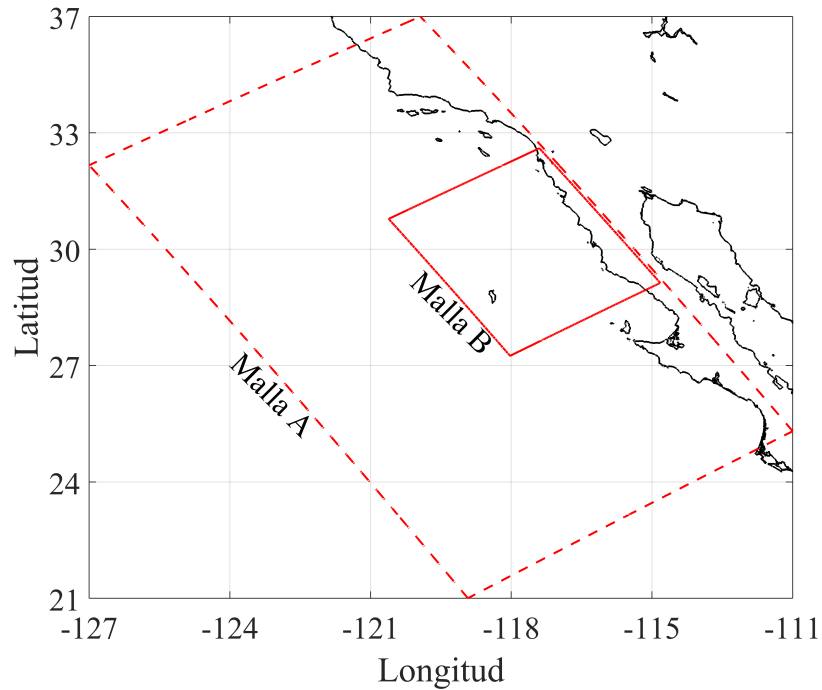


Figura 3.8: Anidamiento de la malla A y B (líneas rojas), ambas con la frontera cerrada a lo largo de la costa.

Tablas 3.2: Características de las mallas A y B.

	Malla A	Malla B
Dimensiones	150 x 200	206 x 194
Dimensiones km	912 x 1561	401 x 493
Resolución	6.6 km	2.2 km
Profundidad mínima	50 m	50 m
Factor de rugosidad	< 0.2	< 0.2

Debido a las coordenadas-s generalizadas del modelo ROMS (Shchepetkin y McWi-

lliams, 2009), fue necesario establecer los parámetros: N (niveles en la vertical), h_c (profundidad máxima), T_{cline} (parámetro de estiramiento), parámetros de control θ_s (superficie) y θ_b (fondo), ver tabla 3.3.

Tablas 3.3: Parámetros de las coordenadas-s generalizadas.

Variable	Valor
N	30
h_c	50
T_{cline}	h_c
θ_s	5
θ_b	0.5

Para simular la marea fue necesario proporcionar condiciones iniciales y de frontera. Para el forzamiento (condiciones de frontera), la base de datos usada para el océano Pacífico Oriental fue del modelo Eastern North Pacific 2003 (ENPAC), con diez constituyentes: cuatro diurnos $K1$, $O1$, $P1$ y $Q1$; cuatro semidiurnos $M2$, $S2$, $N2$ y $K2$ y dos constituyentes no lineales $M4$ y $M6$ (Spargo *et al.*, 2004). Las condiciones de frontera abierta (norte, sur y oeste) aplicados fueron: para la superficie libre Chapman implícito (Cha), para velocidades barotrópicas Flather (Fla), las velocidades baroclínicas, la energía cinética turbulenta, temperatura y salinidad, Radiation (Rad) (Wang *et al.*, 2009). Además de aplicar una esponja de 40 puntos (Israeli y Orszag, 1981), finalmente en la frontera cerrada closed (Clo) y el anidamiento nested (Nes).

El océano inicia del reposo con un perfil de temperatura y salinidad de la región. Los cuales se generó a partir de la base de datos de Simple Ocean Data Assimilation (SODA) (Carton y Giese, 2005). Los perfiles de temperatura y salinidad son homogéneos en la horizontal y fueron promediados temporalmente para tres meses: mayo, junio y julio (figuras 3.9 y 3.10).

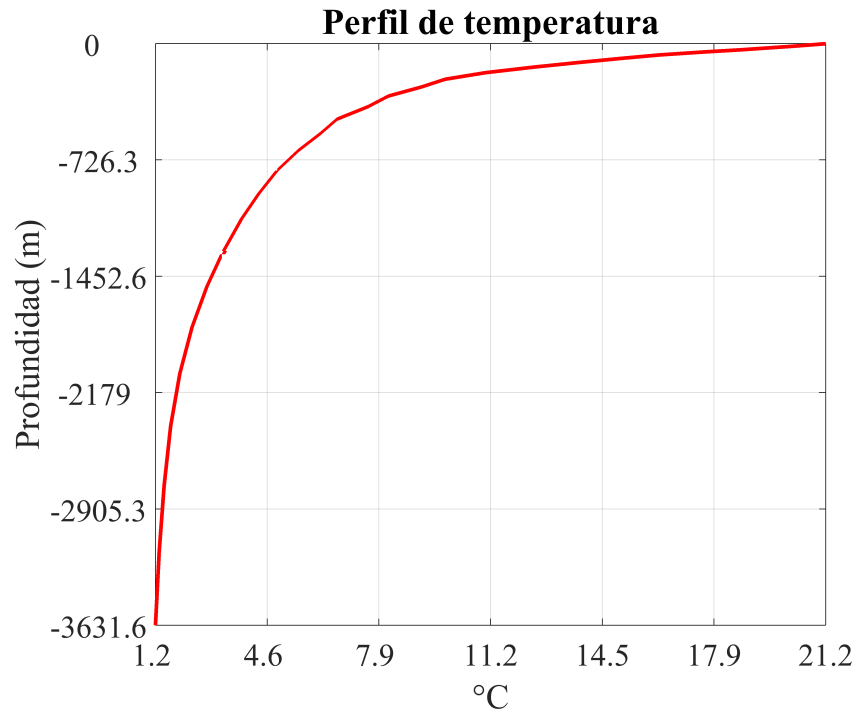


Figura 3.9: Perfil de temperatura obtenido de la base de datos del SODA.

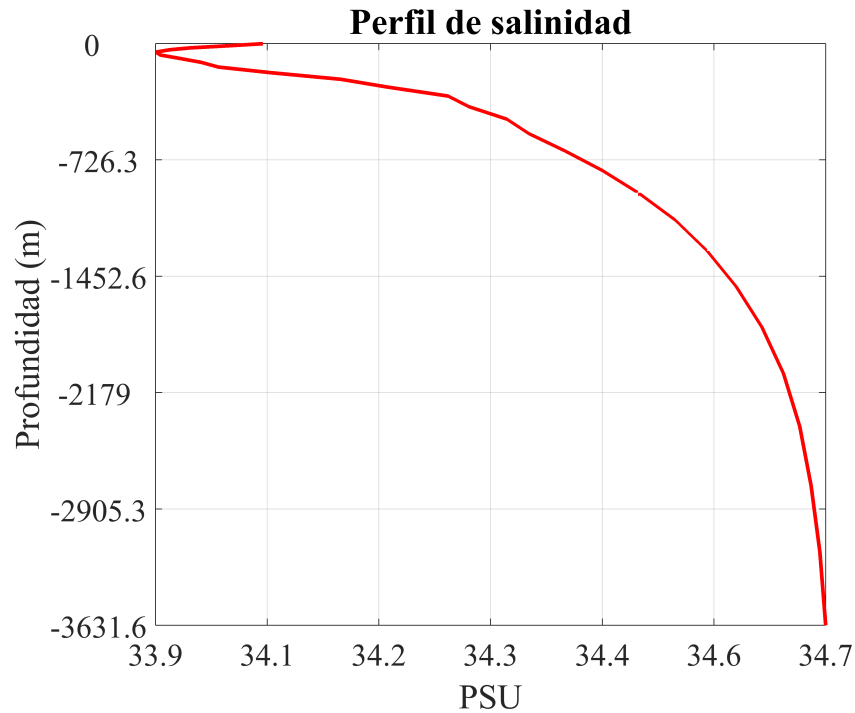


Figura 3.10: Perfil de salinidad obtenido de la base de datos del SODA.

Para el caso del modelo de longitud de escala genérico (gen , $k - \epsilon$ y $k - \omega$), los parámetros de mezcla en la vertical: p , m , n , σ_k , σ_ψ , $c_{\psi 1}$, $c_{\psi 2}$, $c_{\psi 3}^-$, $c_{\psi 3}^+$, k_{min} , ψ_{min} , c_π^0 ; se definieron en el modelo ROMS, los parámetros del modelo *MY 2,5* están definidos internamente por el modelo ROMS.

Se analizó la simulación realizando un promedio mensual de todos los pasos de tiempo, para observar mareas remanentes. La comparación de la sensibilidad de los experimentos se realizó mediante transectos en diferentes zonas: dos cortes horizontales a lo largo de la frontera norte de la malla B y cerca de la BTS, y un corte vertical atravesando la frontera norte y sur de la malla B. También diferencias en la horizontal a 50 m de profundidad, para temperatura y la componente u baroclínica. El comportamiento en la vertical se calculó con la frecuencia de Brunt-Väisälä y los perfiles de temperatura, salinidad y densidad, donde se comparó cada experimento. La salida de la simulación del experimento *MY 2,5*, fue comparado con datos del mareógrafo de Ensenada cada hora durante un mes, en puntos

localizados dentro de la BTS. También se observaron las componentes principales mediante espectros para la marea barotrópica y baroclínica. Además series de tiempo de temperatura, donde se observaron ondas internas durante 10 días.

En la figura 3.11 se describe el proceso para realizar la simulación a través de las diferentes entradas y configuración del ROMS. Dentro de la configuración se especifica el experimento a analizar, mediante las salidas de temperatura, salinidad y velocidad.

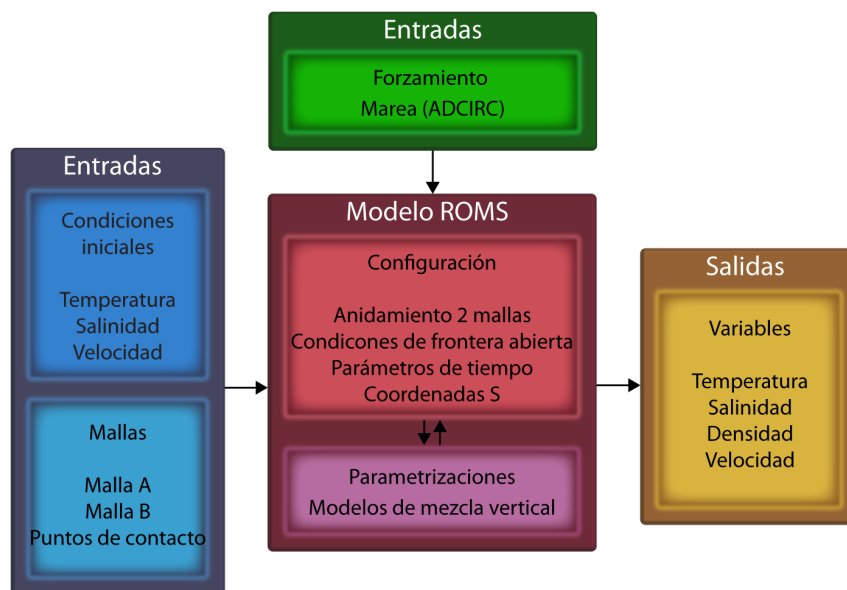


Figura 3.11: En azul las entradas al modelo, en verde condiciones de frontera, en rojo claro la configuración de los parámetros generales del modelo, en violeta las parametrizaciones, de acuerdo a los diferentes experimentos de mezcla en la vertical y en amarillo las salidas de las simulaciones.

3.3. Resultados

Para comparar los experimentos se realizó diferentes transectos para temperatura y la componente u baroclínica. Además se obtuvo la frecuencia de Brunt-Väisälä y perfil de tem-

peratura, salinidad y densidad, indicando el inicio de la termoclina por diferencias de temperatura con un $\Delta T = 0,2 \text{ } ^\circ C$ (de Boyer *et al.*, 2004). También se compararon las diferencias y el MAE (error medio absoluto), en la horizontal a 50 m de profundidad, para temperatura y la componente u baroclínica. En la BTS se analizó el experimento *MY 2,5*, mediante la comparación de la frecuencia N , espectros, series temporales de temperatura y de la elevación superficial del mar.

Se eligió el segundo mes para el análisis de los experimentos y para la validación los últimos 15 días del primer mes y los primeros 15 días del siguiente mes climatológico. Debido a la estabilidad de los modelos de la energía cinética, en esos intervalos de tiempo (figuras 3.12 y 3.13).

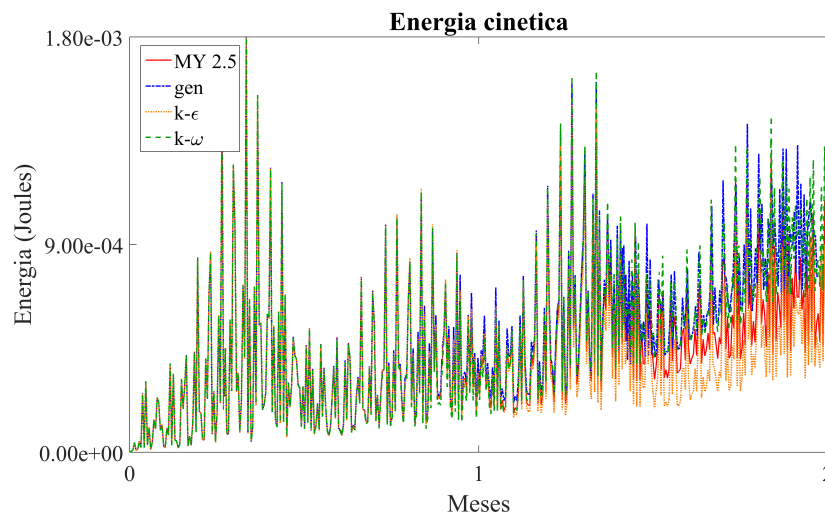


Figura 3.12: Energía cinética global de la malla A, con datos diarios para los primeros dos meses, en rojo el experimento *MY 2,5*, en azul *gen*, en naranja $k - \epsilon$, en verde $k - \omega$

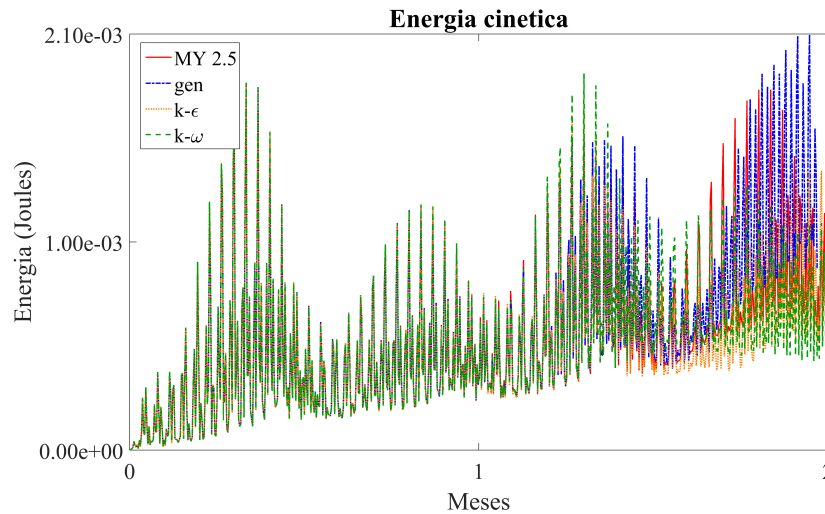


Figura 3.13: Energía cinética global de la malla B, con datos diarios para los primeros dos meses, en rojo el experimento *MY 2,5*, en azul *gen*, en naranja $k - \epsilon$, en verde $k - \omega$

En la figura 3.14, se muestra la posición de los tres transectos a considerar, para comparar la temperatura y componente u baroclínica, de cada experimento.

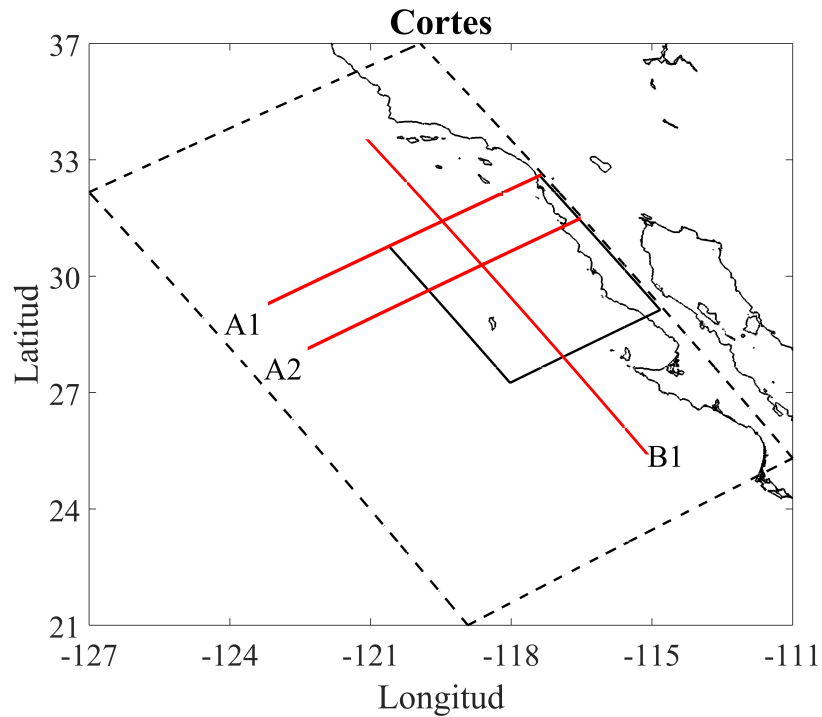


Figura 3.14: El transecto A1 se encuentra a lo largo de la frontera abierta norte de la malla B, el A2 atraviesa la frontera abierta oeste de la malla B y B1 atraviesa las fronteras norte y sur de la malla B.

En la figura 3.15 se muestra el transecto A1 de temperatura, a lo largo de la frontera norte de la malla B. En general los experimentos muestran estabilidad en el cambio de información entre la malla A y B, observando fluctuaciones mayores conforme se acerca a la costa. La temperatura máxima es de $20,96\text{ }^{\circ}\text{C}$ para los experimentos *gen* y *MY 2,5*; y $20,28\text{ }^{\circ}\text{C}$ para $k - \epsilon$ y $k - \omega$.

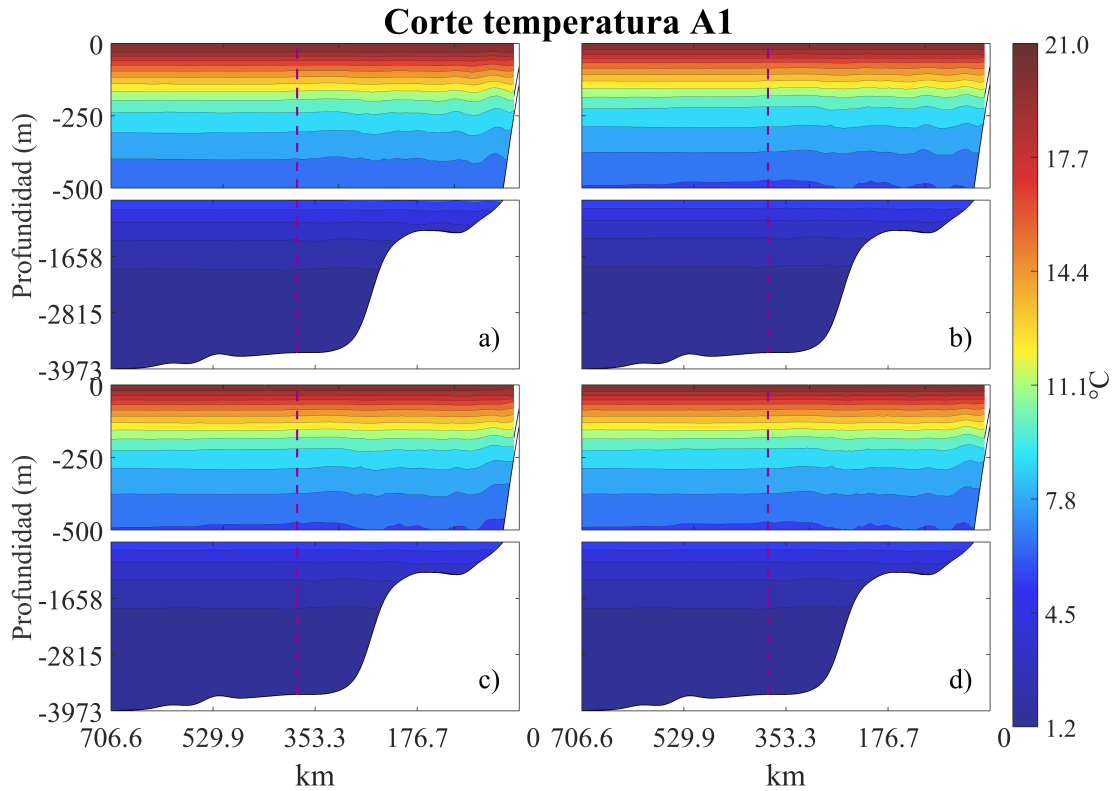


Figura 3.15: El transecto A1, muestra el comportamiento de la temperatura media mensual, a lo largo de la frontera abierta norte de la malla B. Cerca de la costa existen fluctuaciones de mayor amplitud. La línea punteada es el límite de la malla A y el inicio de la malla B. En a) el experimento $k - \epsilon$, b) gen , c) $k - \omega$, d) $MY 2,5$.

En la figura 3.16 se muestra el transecto A2 de temperatura, cruzando la frontera oeste de la malla B. Se observa estabilidad entre las mallas a lo largo de la columna de agua y mayor fluctuación conforme se acerca a la costa. Los experimentos gen y $MY 2,5$ tienen una temperatura máxima de $20,96\text{ }^{\circ}C$, para $k - \epsilon$ y $k - \omega$ es de $20,27\text{ }^{\circ}C$.

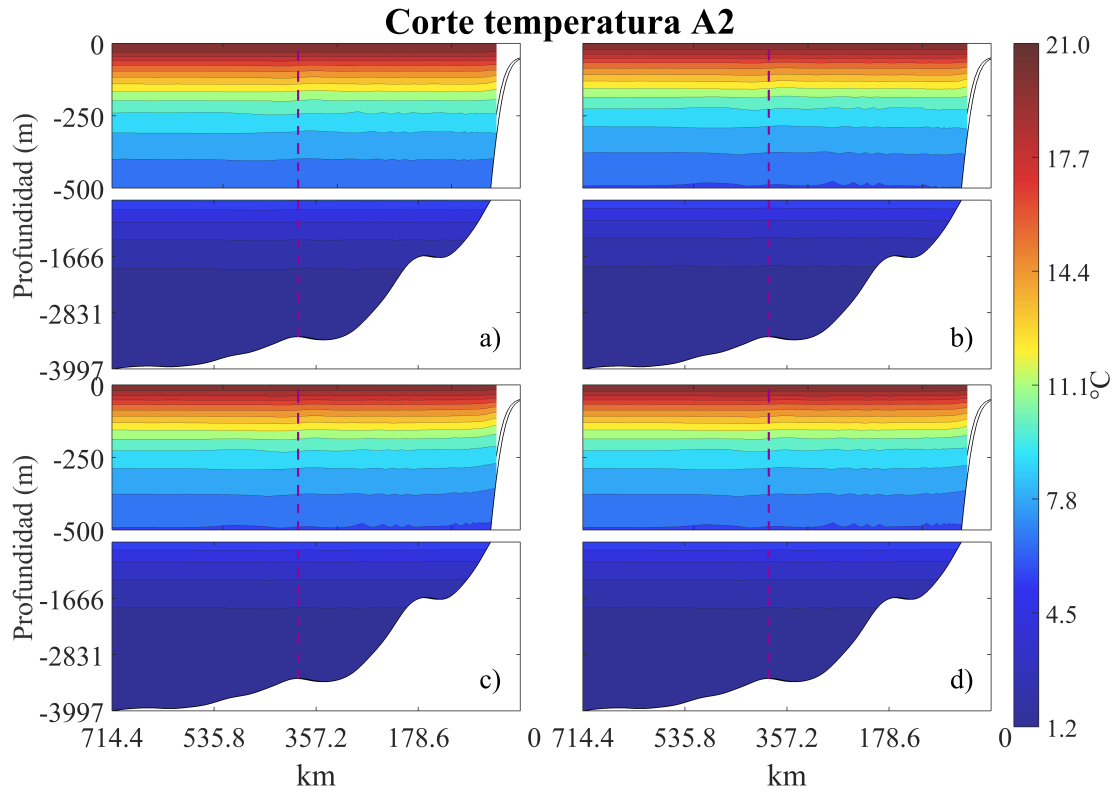


Figura 3.16: El transecto A2, muestra el comportamiento de la temperatura media mensual, entre la frontera oeste de la malla B. Las fluctuaciones son mínimas en la región. La línea punteada es el límite de la malla A y el inicio de la malla B. En a) el experimento $k - \epsilon$, b) gen , c) $k - \omega$, d) $MY 2,5$.

En la figura 3.17 se muestra el transecto B1 de temperatura, cruzando la frontera sur y norte de la malla B. En el transecto se observa perturbación en las fronteras, entre las mallas. La temperatura máxima para los experimentos gen y $MY 2,5$ es de $20,96\text{ }^{\circ}\text{C}$, para $k - \epsilon$ y $k - \omega$ es de $20,29\text{ }^{\circ}\text{C}$.

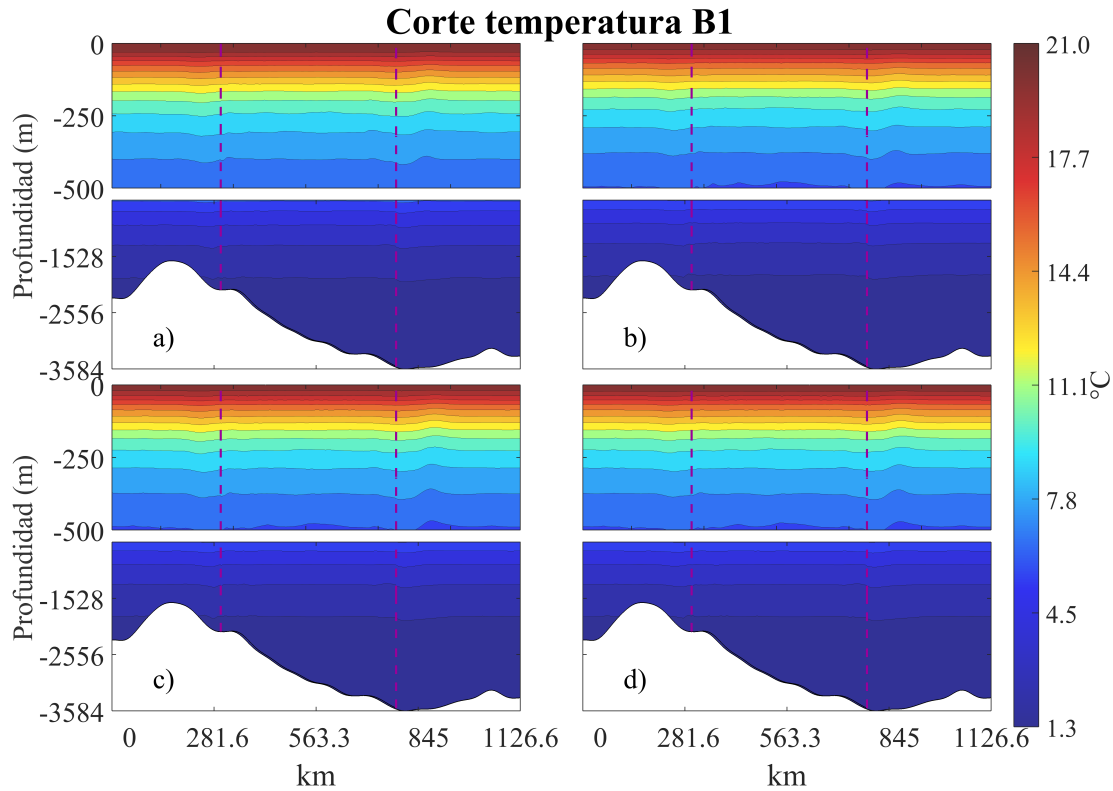


Figura 3.17: El transecto B1, muestra el comportamiento a entre la frontera norte y sur de la malla B, de la media mensual. A lo largo del transecto se muestran fluctuaciones de temperatura y en la frontera de la malla B. La línea es el límite de las mallas siendo la parte central la malla B. En a) el experimento $k - \epsilon$, b) gen , c) $k - \omega$, d) $MY 2,5$.

Mediante la correlación de Pearson de la malla B, de cada transecto, se observó la variación de la estructura de cada experimento con respecto a los transectos de temperatura media, notando una correlación casi de 1 entre los experimentos $k - \epsilon - k - \omega$ y entre gen y $MY 2,5$.

Tablas 3.4: Correlación de los transectos de temperatura entre los experimentos, para la malla B.

Transecto	$k - \epsilon$	$k - \epsilon$	$k - \epsilon$	gen	gen	$k - \omega$
	gen	$k - \omega$	$MY\ 2,5$	$k - \omega$	$MY\ 2,5$	$MY\ 2,5$
A1	0.9997	1.0000	0.9996	0.9996	0.9999	0.9996
A2	0.9997	0.9999	0.9996	0.9997	1.0000	0.9997
B1	0.9998	1.0000	0.9997	0.9998	1.0000	0.9997

En cuanto a los transectos de la componente u baroclínica, en A1 (figura 3.18), los experimentos presentan convergencia cerca de la costa. En a) se observan magnitudes máximas en ambas direcciones de $17,68\ cm\ s^{-1}$ y de $-15,98\ cm\ s^{-1}$, en b) las magnitudes máximas son $16,72\ cm\ s^{-1}$ y $-15,93\ cm\ s^{-1}$, en c) la magnitudes máximas son de $16,29\ cm\ s^{-1}$ y $-15,48\ cm\ s^{-1}$ y en d) la magnitud máxima es de $18,73\ cm\ s^{-1}$ y $-15,93\ cm\ s^{-1}$.

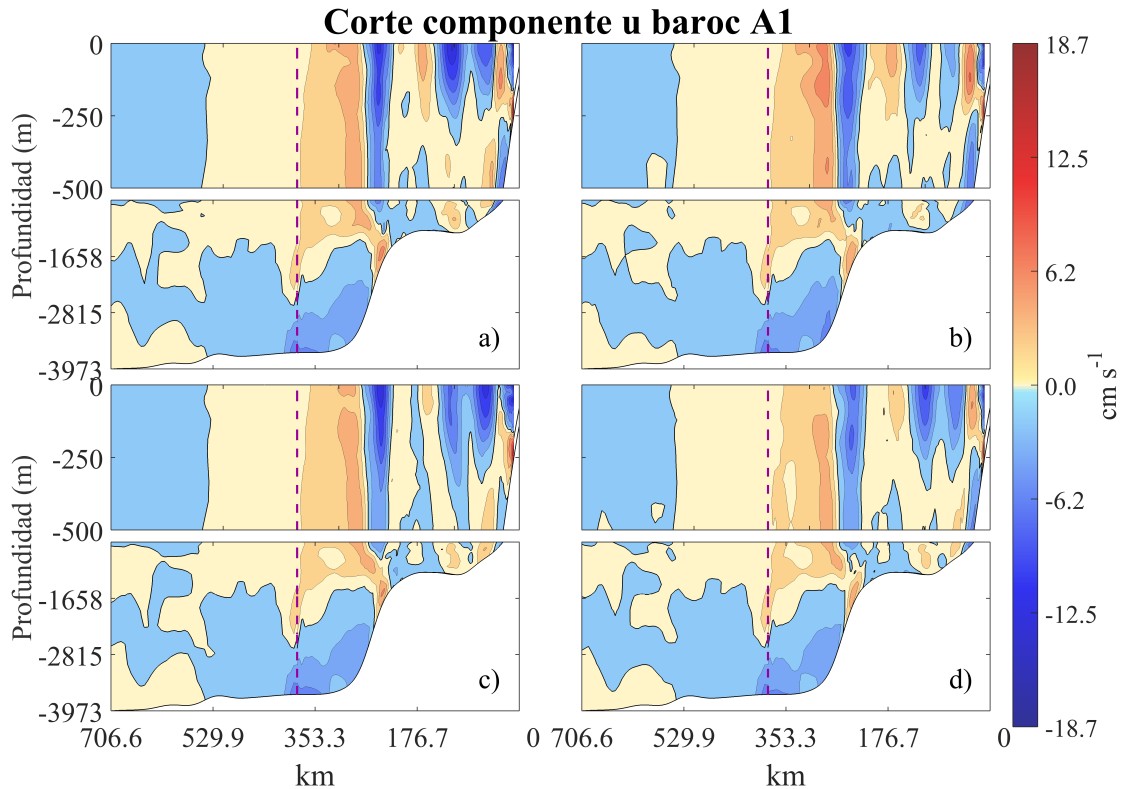


Figura 3.18: El transecto A1, muestra el comportamiento de la componente u baroclínica media mensual, a lo largo de la frontera abierta norte de la malla B. En los 250 m de profundidad se observó convergencia y divergencia de diferentes magnitudes para cada experimento, conforme se acerca a la costa. La línea punteada es el límite de la malla A y el inicio de la malla B. En a) el experimento $k - \epsilon$, b) el experimento gen , c) el experimento $k - \omega$, d) el experimento $MY 2,5$.

El transecto A2 de la componente u baroclínica (figura 3.19), se observa en todos los experimentos magnitudes elevadas fuera de la costa. En el intercambio de información entre las mallas, los experimentos $k - \omega$ y $MY 2,5$ presentan una estructura similar. En a) la magnitud máxima es de $4,13 \text{ cm s}^{-1}$ y $-8,38 \text{ cm s}^{-1}$, en b) se observa magnitudes máximas de $4,22 \text{ cm s}^{-1}$ y $-8,4 \text{ cm s}^{-1}$, en c) la magnitud máxima es de $4,32 \text{ cm s}^{-1}$ y $-8,34 \text{ cm s}^{-1}$ y en d) la magnitud máxima es de $4,14 \text{ cm s}^{-1}$ y $-8,28 \text{ cm s}^{-1}$.

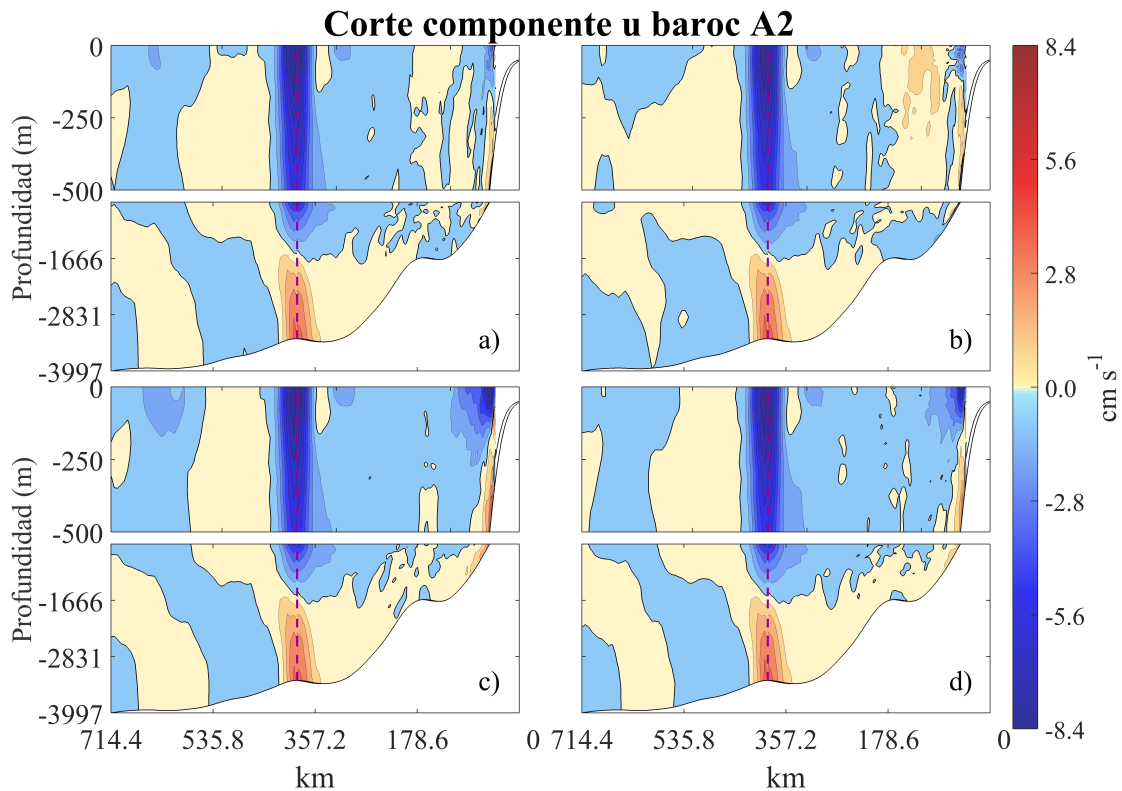


Figura 3.19: El transecto A2, muestra el comportamiento de la componente u baroclínica media mensual, entre la frontera oeste de la malla B. En la frontera de las mallas y cerca de la costa, se observó convergencia hasta los 1600 m de profundidad y divergencia en el fondo. La línea punteada es el límite de la malla A y el inicio de la malla B. En a) el experimento $k - \epsilon$, b) el experimento gen , c) el experimento $k - \omega$, d) el experimento $MY\ 2,5$.

Para el transecto B2 de la componente u baroclínica (figura 3.20), se nota valores máximos entre el intercambio de información de las mallas. En las fronteras de la malla B el flujo la dirección es hacia la costa y en las fronteras de la malla A fuera de la costa. En a) la magnitud máxima es de $11,2\ cm\ s^{-1}$ y $-16,4\ cm\ s^{-1}$, en b) las magnitudes máximas son de $13\ cm\ s^{-1}$ y $-12,51\ cm\ s^{-1}$, en c) son de $10,23\ cm\ s^{-1}$ y $-20,17\ cm\ s^{-1}$, en d) las magnitudes máximas son de $11\ cm\ s^{-1}$ y $-20,11\ cm\ s^{-1}$.

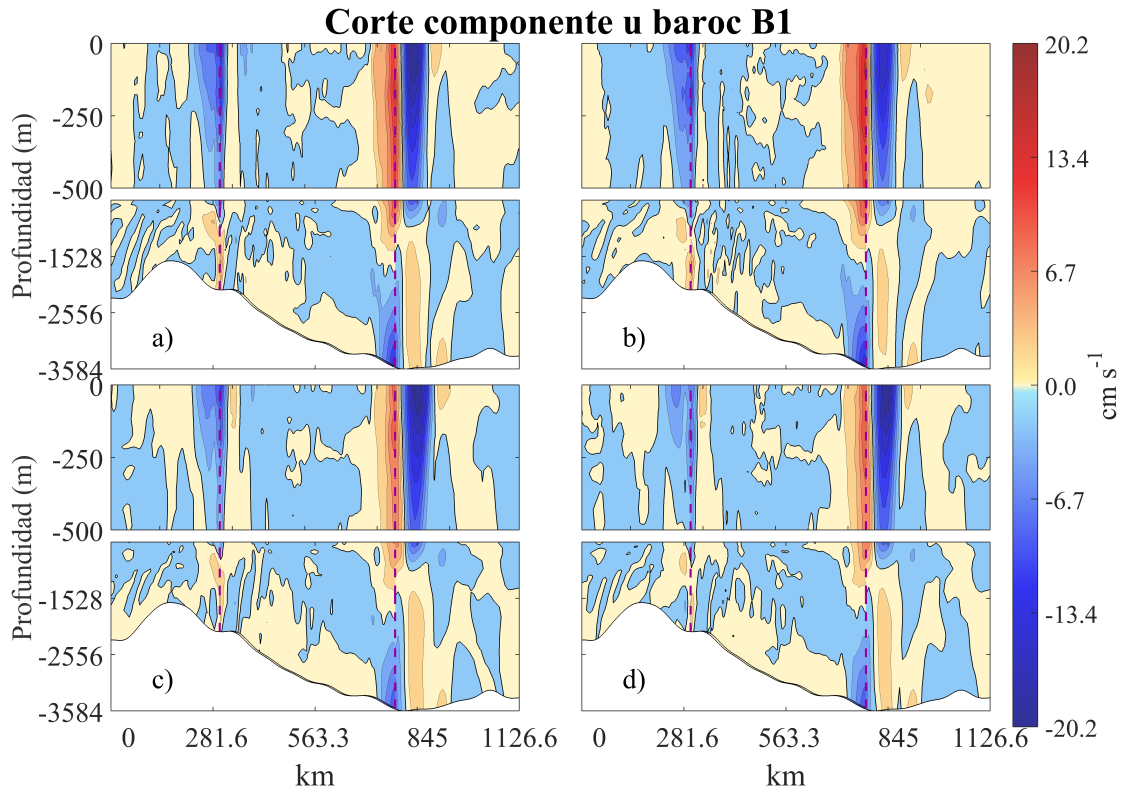


Figura 3.20: El transecto B1, muestra el comportamiento a entre la frontera norte y sur de la malla B, de la componente u baroclínica media mensual. Entre las fronteras se observaron magnitudes máximas, dentro de la malla B en dirección hacia la costa y en la malla A fuera de la costa. La línea es el límite de las mallas siendo la parte central la malla B. En a) el experimento $k - \epsilon$, b) gen , c) $k - \omega$, d) $MY 2,5$.

Para cada transecto de la figura 3.18 a la 3.20, se obtuvieron las correlaciones vectoriales de la componente u y v baroclínica (Kundu y Durran, 1975), de la malla B, de cada experimento. Se indicaron las variaciones y el desfase de la velocidad (tabla 3.5). Se puede observar que el experimento gen , no está fuertemente correlacionado, exceptuando con $k - \epsilon$, pero con mucho desfase de la velocidad. Los experimentos más correlacionados y con menor desfase es $MY 2,5$ y $k - \omega$.

Tablas 3.5: Correlación y desfaseamiento de los transectos A1, A2 y B1, de la componente u y v baroclínica entre los experimentos, para la malla B.

Transecto	Variable	$k - \epsilon$	$k - \epsilon$	$k - \epsilon$	gen	gen	$k - \omega$
		gen	$k - \omega$	$MY\ 2,5$	$k - \omega$	$MY\ 2,5$	$MY\ 2,5$
A1	uv baroc	0.9286	0.8722	0.9592	0.8039	0.9121	0.8814
	θ	-2.8946	2.2724	0.0884	4.7039	4.2719	-2.0192
A2	uv baroc	0.9459	0.7918	0.8846	0.6489	0.7639	0.9705
	θ	7.3511	4.2480	7.9209	4.1851	-2.0063	7.3511
B1	uv baroc	0.9578	0.9597	0.9607	0.9046	0.9252	0.9683
	θ	-10.7005	4.7172	5.5541	16.3415	16.7515	1.2505

Se observó las diferencia entre los experimentos, para comparar el comportamiento en la horizontal. En la figura 3.21 y 3.22, se muestran las diferencias de la zona de estudio del promedio mensual, a 50 m de profundidad. Se observó que las diferencias entre $k - \epsilon$ y gen , $k - \epsilon$ con $MY\ 2,5$ y $k - \omega$ con $MY\ 2,5$ tienen pocas variaciones fuera de la costa, siendo los experimentos gen , $k - \epsilon$ y $MY\ 2,5$ respectivamente, los más cálidos cerca de la costa. Entre los demás modelos existen diferencias en todo el dominio.

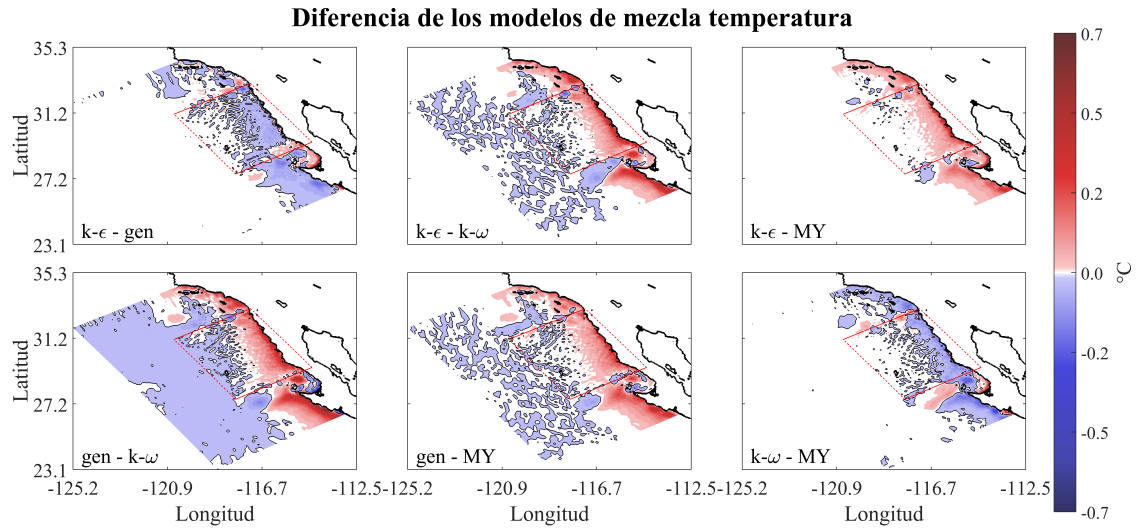


Figura 3.21: Sensibilidad obtenida por la diferencia de temperatura entre cada experimento, a 50 m de profundidad.

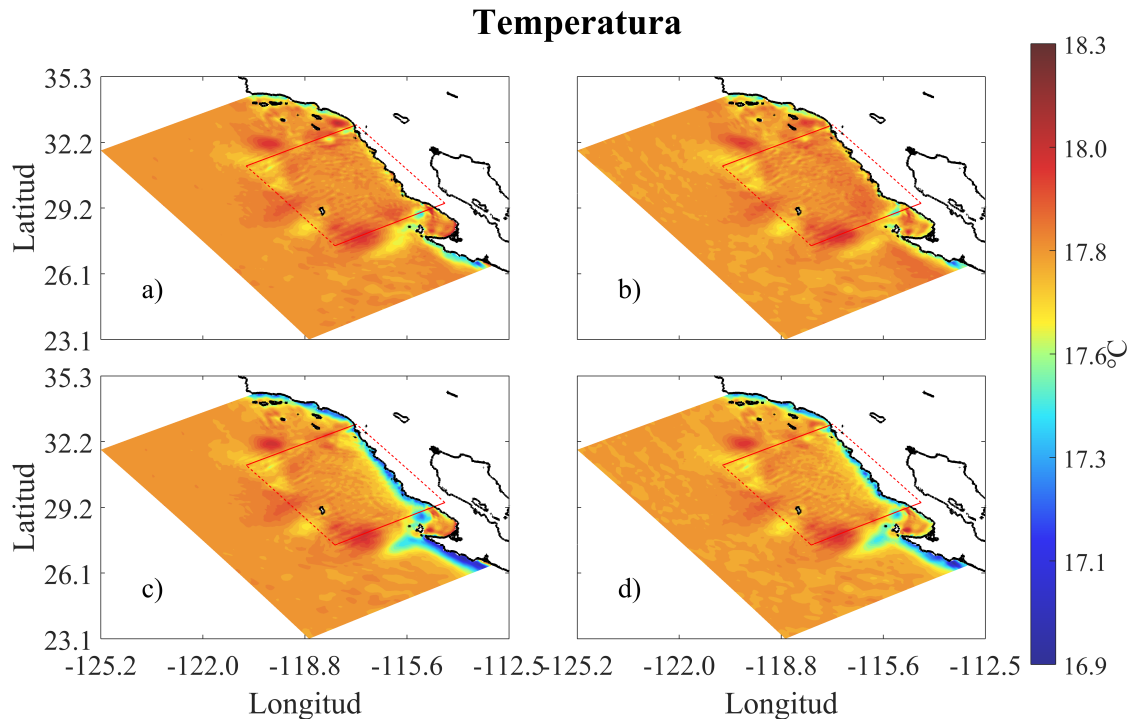


Figura 3.22: Temperatura a 50 m de profundidad, del promedio mensual, a) experimento $k - \epsilon$, b) gen , c) $k - \omega$, d) $MY2,5$.

Los experimentos $k - \epsilon$ y gen , son los más cálidos cerca de la costa, siendo el último de mayor temperatura; $k - \omega$ es más cálido en el oeste de la región y el más frío en la costa; $MY 2,5$ tiene diferentes variaciones, con respecto a cada experimento.

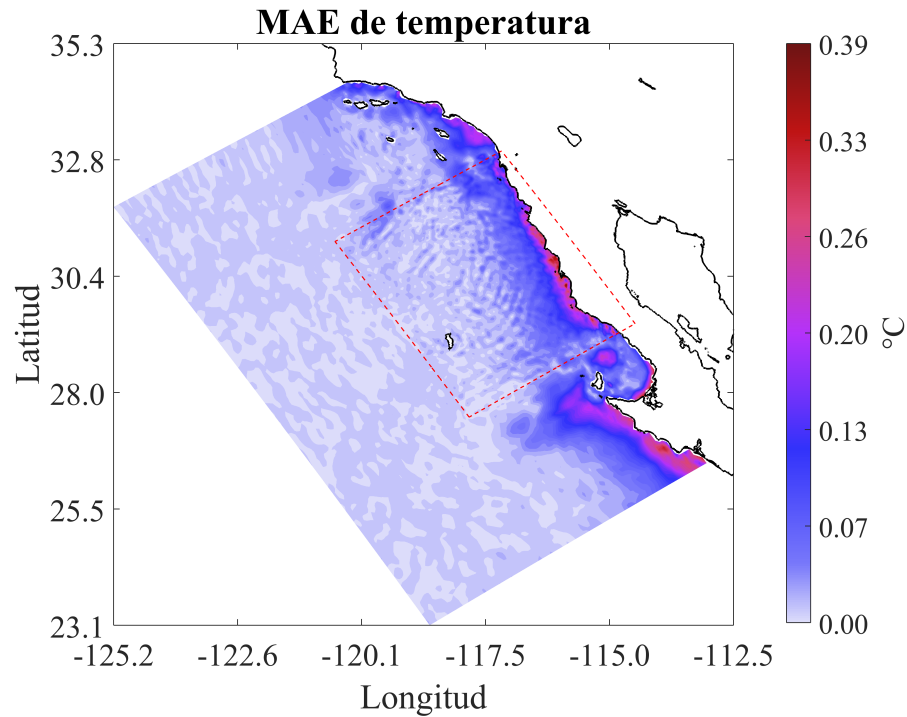


Figura 3.23: Zonas de sensibilidad obtenida mediante el MAE de temperatura a 50 m de profundidad del promedio mensual. Se observó las mayores diferencia se encuentran a lo largo de la costa.

El error medio absoluto (MAE) de temperatura (figura 3.23), con el experimento *MY 2,5*, como referencia. Las zonas donde son más sensibles los experimentos, a cambios de temperatura en la vertical es cerca de la costa.

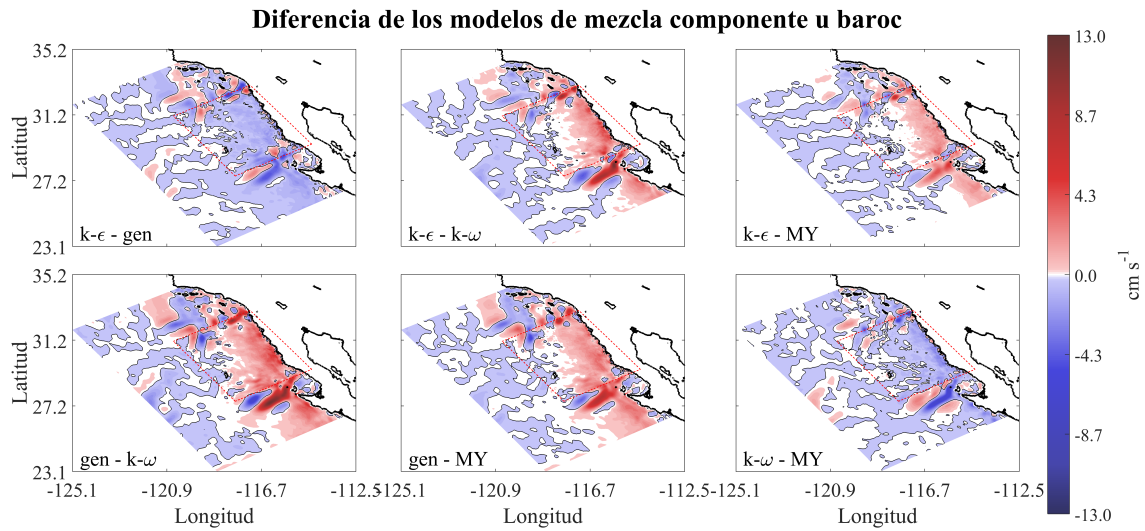


Figura 3.24: Sensibilidad obtenida por la diferencia de la componente u baroclínica entre cada experimento, a 50 m de profundidad. En $k - \epsilon - gen$ y $k - \omega - MY$ 2,5 predomina el flujo de gen y MY 2,5 respectivamente. En el resto de las diferencias existen variaciones a lo largo del dominio.

Componente u baroc

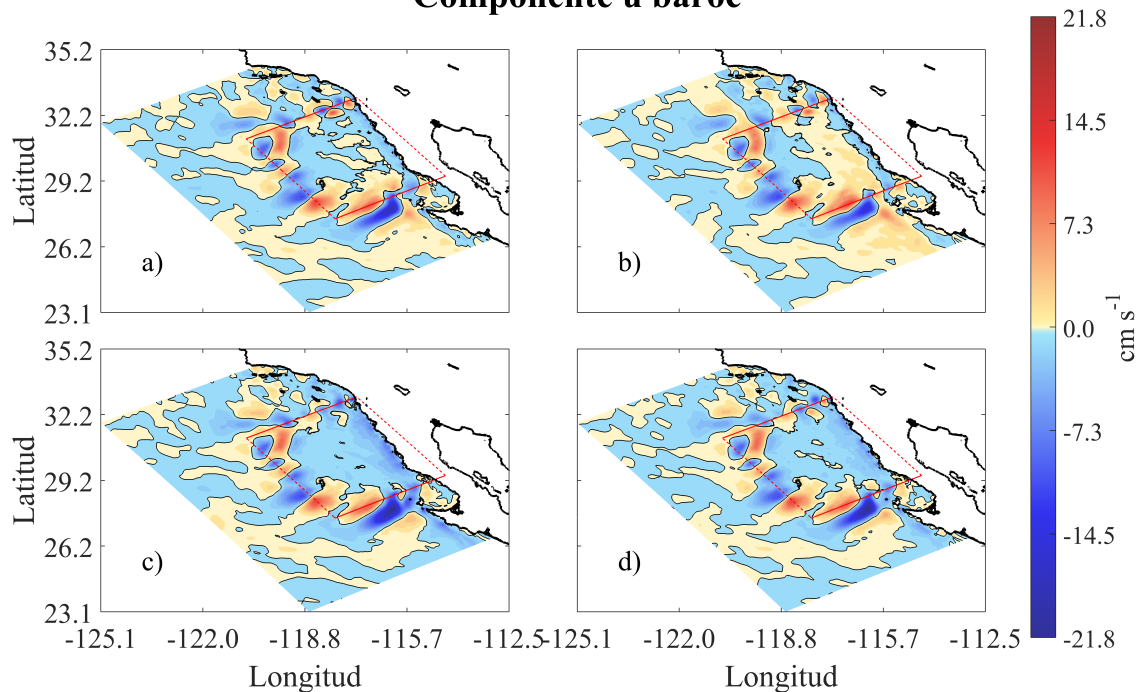


Figura 3.25: Componente u baroclínica a 50 m de profundidad, del promedio mensual, a) experimento $k - \epsilon$, b) gen , c) $k - \omega$, d) $MY2,5$. Se observó en a, c y d flujos predominantes en dirección fuera de la costa, mientras que en b, la dirección del flujo es hacia la costa.

Observando las diferencias entre los experimentos (figura 3.24), en $k - \epsilon - gen$ y $k - \omega - MY 2,5$, predomina la magnitud del experimento gen y $MY 2,5$ respectivamente. Para el resto de las diferencias las variaciones se observan entre la costa y en el dominio de la malla A. En la figura 3.25, en las costas, a), c) y d) la dirección predominante es fuera de la costa, en b) la dirección predominante es hacia la costa.

El error medio absoluto (MAE) de la componente u baroclínica (3.26), con el experimento $MY2,5$ como referencia. Se observaron las zonas de mayor sensibilidad en el sur y norte de la malla B, y zonas costeras.

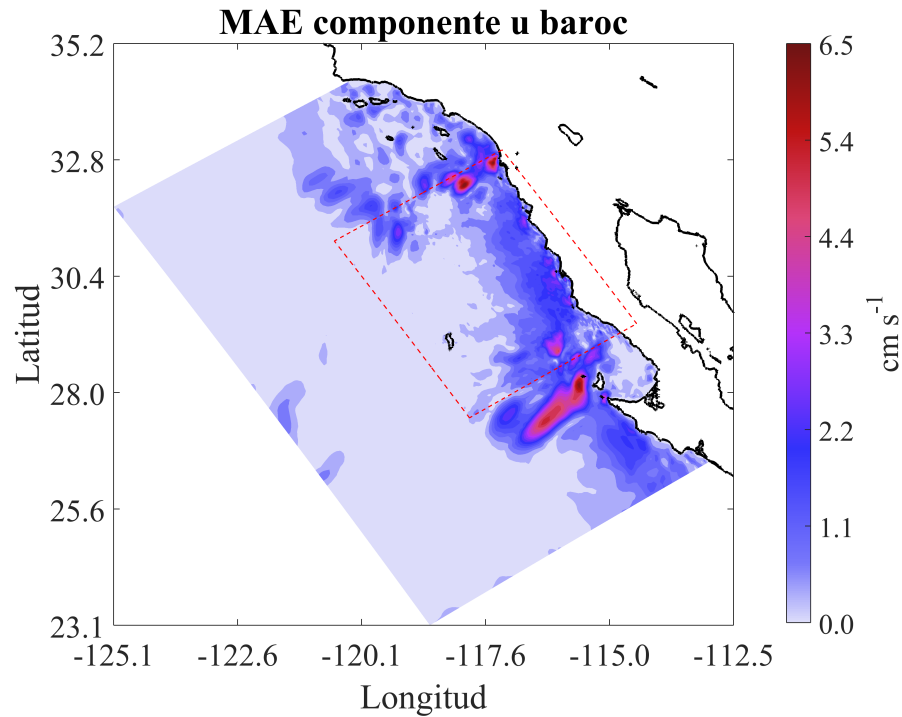


Figura 3.26: Zonas de sensibilidad de la componente u baroclínica, obtenida mediante el MAE a 50 m de profundidad del promedio mensual. Las zonas de mayor diferencia se encuentran en el sur y norte de la malla B y zonas costeras.

En la región BTS (figura 3.27), los experimentos $k - \epsilon$, $k - \omega$ y $MY\ 2,5$, la dirección del flujo es al oeste de la costa, mientras que gen , con dirección hacia el este de la costa. Los experimentos $k - \omega$ y $MY\ 2,5$, son de mayor magnitud.

Vector de velocidad BTS

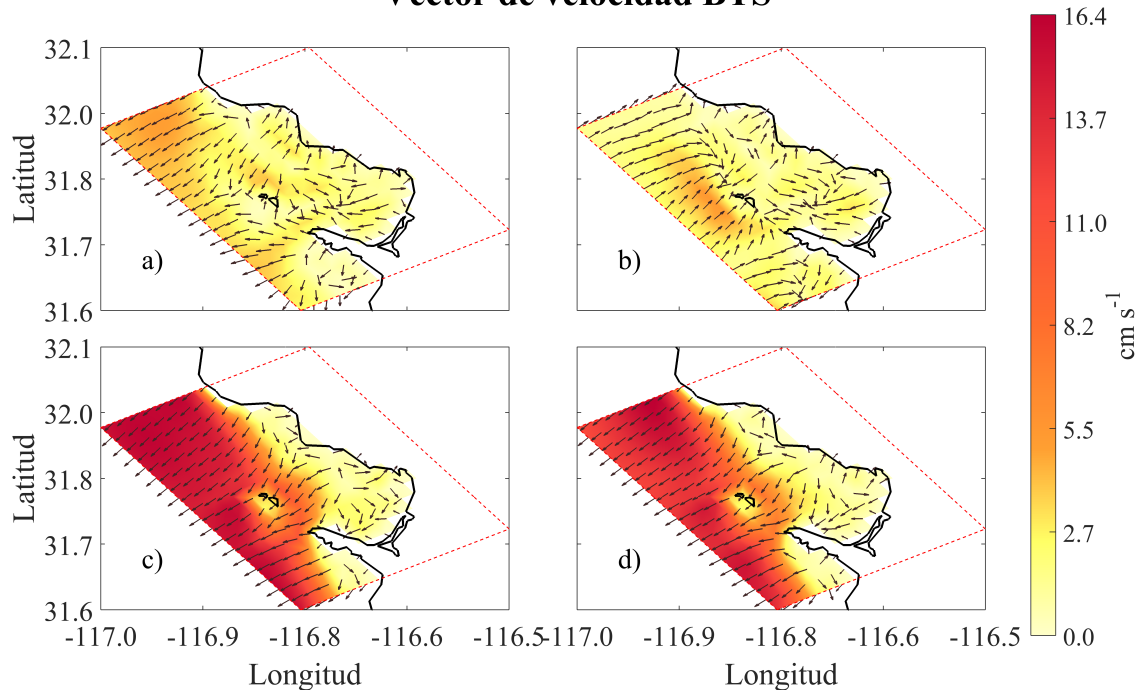


Figura 3.27: Vector y magnitud media de velocidad en la BTS a 50 m de profundidad. Los experimentos $k - \epsilon$, $k - \omega$ y $MY 2,5$, tienen una dirección del flujo al oeste de la costa, mientras que gen , la dirección es hacia el este de la costa.

Mediante la estratificación se observó, las variaciones en la vertical y delimitar la zona de propagación de las ondas internas. También se calculó la zona de mezcla y la profundidad de la termoclina, indicando el inicio de la estratificación. Para ello se graficó la frecuencia de Brunt-Väisälä, el perfil de temperatura, salinidad y densidad del promedio temporal, para 2 puntos de la malla B (figura 3.28).

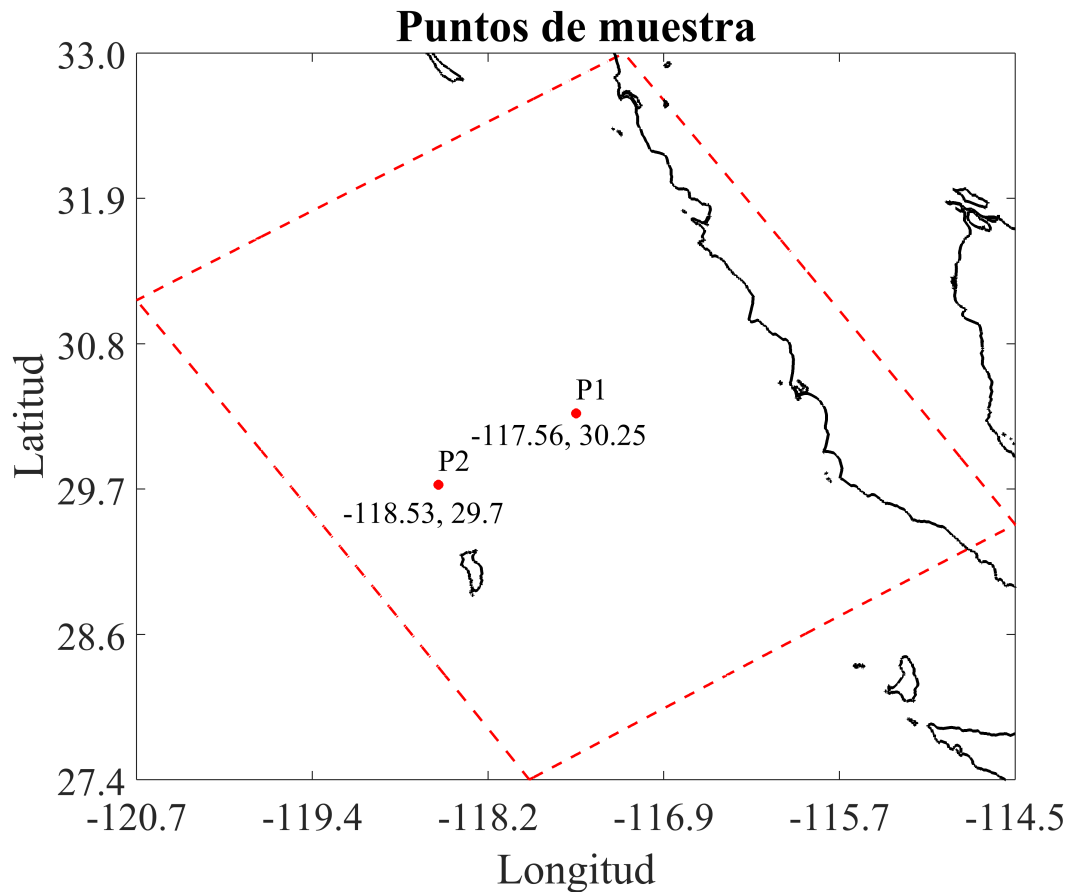


Figura 3.28: Puntos de comparación para la frecuencia N , el perfil de temperatura, salinidad y densidad, de los diferentes experimentos. Donde P1 tiene coordenadas -117.56 O, 30.25 N y P2 -118.53 O, 29.7 N.

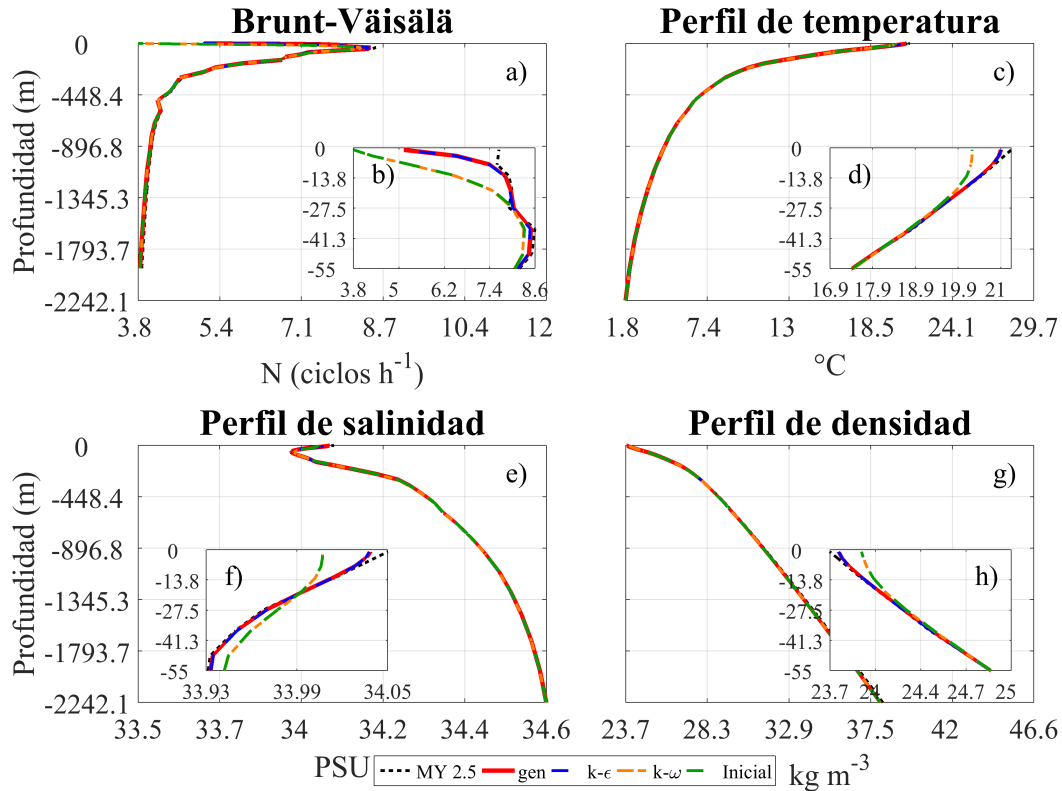


Figura 3.29: Comparación de los diferentes experimentos para las coordenadas -117.56 O, 30.25 N. En rojo el experimento *MY* 2,5, en azul el experimento *gen*, en naranja el experimento $k - \omega$, en verde el experimento $k - \epsilon$ y en negro punteado perfiles iniciales del SODA. En a) la frecuencia de Brunt-Väisälä y b) hasta 55 m de profundidad, donde *gen* y *MY* 2,5 tiene mayor estratificación. En c) perfil de temperatura y d) hasta 55 m de profundidad, *gen* y *MY* 2,5 son más cálidos que $k - \epsilon$ y $k - \omega$. En e) perfil de salinidad y f) hasta 55 m de profundidad, *gen* y *MY* 2,5 se observó en los 55 m mayor cambio de salinidad. En g) perfil de densidad y h) hasta 55 m de profundidad, siendo *gen* y *MY* 2,5 con mayor intervalo de densidad en los primeros 55 m.

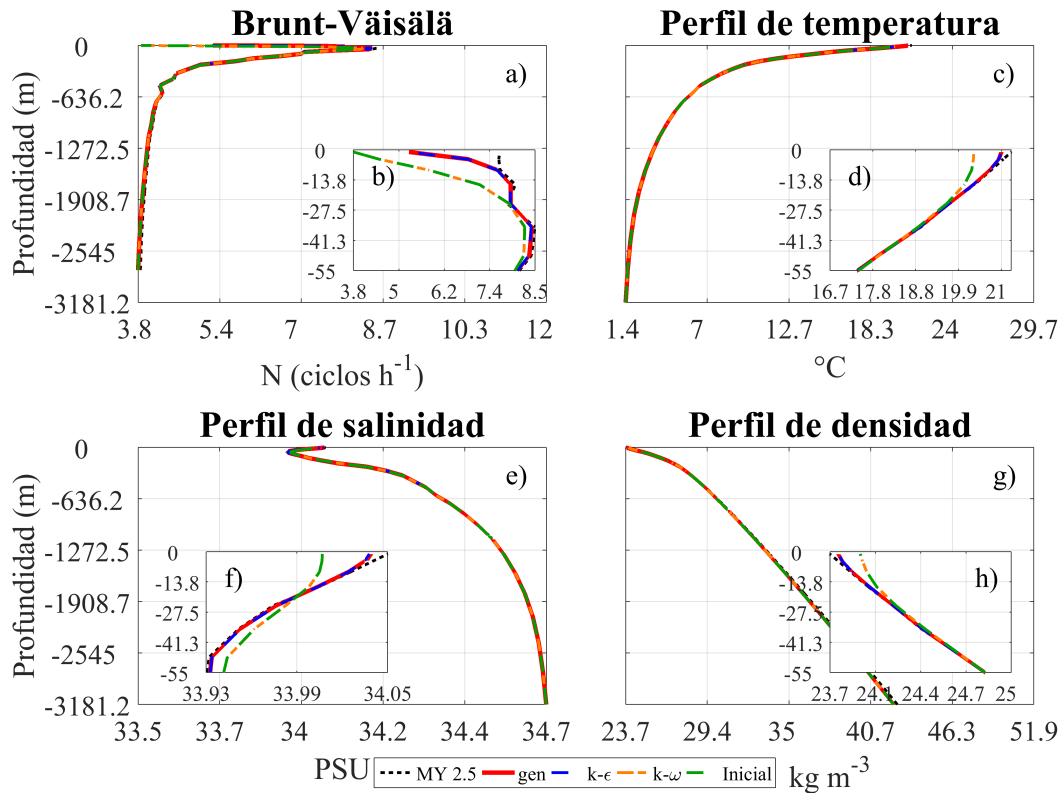


Figura 3.30: Comparación de los diferentes experimentos para las coordenadas -118.53 O, 29.7 N. En rojo el experimento *MY 2,5*, en azul el experimento *gen*, en naranja el experimento *k - ω*, en verde el experimento *k - ε* y en negro punteado perfiles iniciales del SODA. En a) la frecuencia de Brunt-Väisälä y b) hasta 55 m de profundidad, donde *gen* y *MY 2,5* tiene mayor estratificación. En c) perfil de temperatura y d) hasta 55 m de profundidad, *gen* y *MY 2,5* son más cálidos que *k - ε* y *k - ω*. En e) perfil de salinidad y f) hasta 55 m de profundidad, *gen* y *MY 2,5* se observó en los 55 m mayor cambio de salinidad. En g) perfil de densidad y h) hasta 55 m de profundidad, siendo *gen* y *MY 2,5* con mayor intervalo de densidad en los primeros 55 m.

En la figura 3.29 (P1, -117.56 O, 30.25 N) y figura 3.30(P2, -118.53 O, 29.7 N), se observó en a), menor estratificación para *k - ε* y *k - ω*, mientras que *gen* y *MY 2,5* son más estratificados y similares a la condición inicial. En los primeros 55 m de profundidad, el experimento *MY 2,5* (P1), la frecuencia de Brunt-Väisälä, resultó ser máxima que el resto de

los demás experimentos, $k - \epsilon$ fue el de menor frecuencia, afectando los límites donde se propagan las ondas internas, (ver tabla 3.6). El perfil de temperatura en c y d), se observó en *gen* y *MY 2,5*, una temperatura máxima de $20,95\text{ }^{\circ}\text{C}$ y el inicio de la termoclina a los $12,8\text{ m}$ de profundidad, en los experimentos $k - \epsilon$ y $k - \omega$ la temperatura máxima fue de $20,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ y el inicio de la termoclina a los $19,32\text{ m}$ de profundidad; para el perfil inicial una máxima temperatura de $21,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ y el inicio de la termoclina a los $7,67\text{ m}$ de profundidad. En e) el perfil de salinidad en la superficie los experimentos *gen* y *MY 2,5*, con mayor salinidad en la superficie $34,04\text{ PSU}$), que los demás experimentos, con $34,01\text{ PSU}$. En g y h), se apreció una densidad mínima en la superficie para *gen* y *MY 2,5*, de $23,78\text{ kg m}^{-3}$, para $k - \epsilon$ y $k - \omega$, de $23,94\text{ kg m}^{-3}$, mientras que la máxima densidad en el fondo fue de $38,0\text{ kg m}^{-3}$ para todos los experimentos.

Los diferentes experimentos, dan como resultado distintas condiciones de mezcla en la vertical, pudiendo observar los límites de propagación de las ondas internas (figura 3.31), debido a una mayor estratificación de la región.

Tomando en cuenta la ecuación 3.32, la frecuencia de la marea diurna $K1 = 0,041\text{ ciclos h}^{-1}$ es de menor magnitud que la frecuencia de Coriolis $f = 0,044\text{ ciclos h}^{-1}$, donde las frecuencias entran en resonancia. La marea semidiurna $M2 = 0,08\text{ ciclos h}^{-1}$ es mayor a f y menor al valor máximo de $N(Z)$. El límite de mayor magnitud para la propagación de las ondas internas, fue *MY 2,5* $= 6,78\text{ ciclos h}^{-1}$ y el límite de menor magnitud, $k - \epsilon = 6,3\text{ ciclos h}^{-1}$.

Limites de las ondas internas

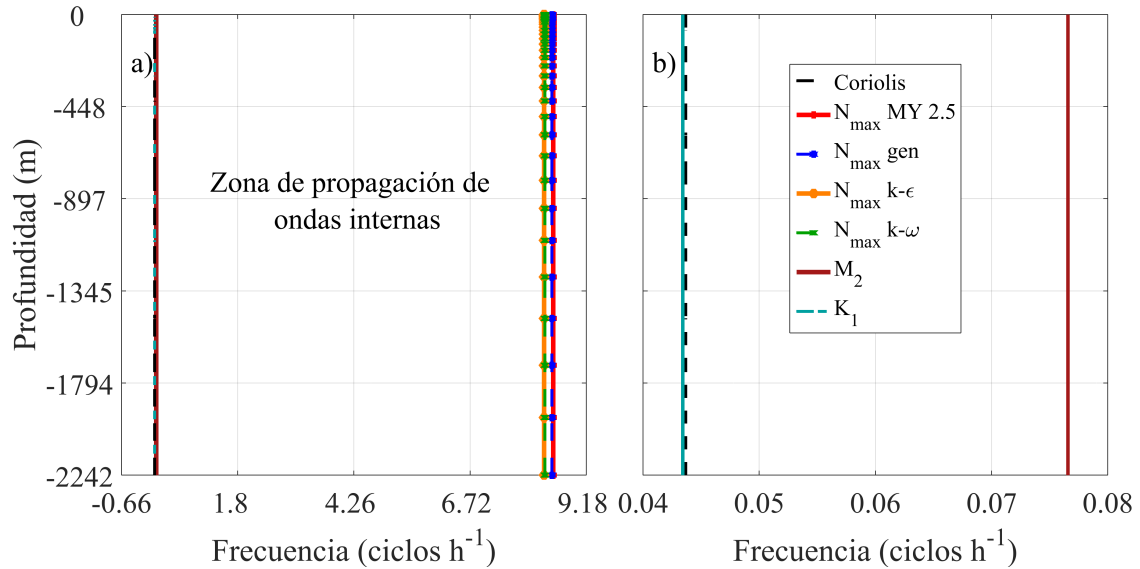


Figura 3.31: Valores máximos de N para cada experimento mostrando los límites de propagación de las ondas internas, para el punto -117.56 O, 30.25 N. En a) el límite máximo de N para cada experimento, siendo en rojo el experimento $MY2,5$, en azul el experimento gen los límites máximos y en naranja el experimento $k - \omega$, en verde el experimento $k - \epsilon$ los mínimos. En b) los límites de la fuerza de Coriolis, M_2 y K_1 .

Tablas 3.6: Frecuencia máxima de Brunt-Väisälä y límite inicial de la termoclina en punto P1 y P2

Modelos	Puntos	$maxN(z)$ ($ciclos\ h^{-1}$)	Límite inicial de la termoclina (m)
<i>MY2,5</i>	P1	8.48	-12.83
<i>gen</i>	P1	8.45	-12.83
$k - \epsilon$	P1	8.28	-19.32
$k - \omega$	P1	8.30	-19.32
Inicial	P1	8.58	-7.66
<i>MY2,5</i>	P2	8.47	-9.22
<i>gen</i>	P2	8.45	-9.22
$k - \epsilon$	P2	8.28	-24.49
$k - \omega$	P2	8.28	-24.49
Inicial	P2	8.55	-9.22

El experimento *MY2,5* presenta una frecuencia N de mayor estratificación y estabilidad en la energía cinética, tomando como referencia el mismo para analizar la BTS.

En la BTS se observó la frecuencia $N(z)$, el perfil de temperatura, salinidad y densidad en dos puntos (P1 y P2), cerca del cañón submarino y la plataforma continental. Los espectros y series de tiempos del experimento *MY 2,5*, se compararon con el mareógrafo de Ensenada (P3), (figura 3.32), (Filonov *et al.*, 2014).

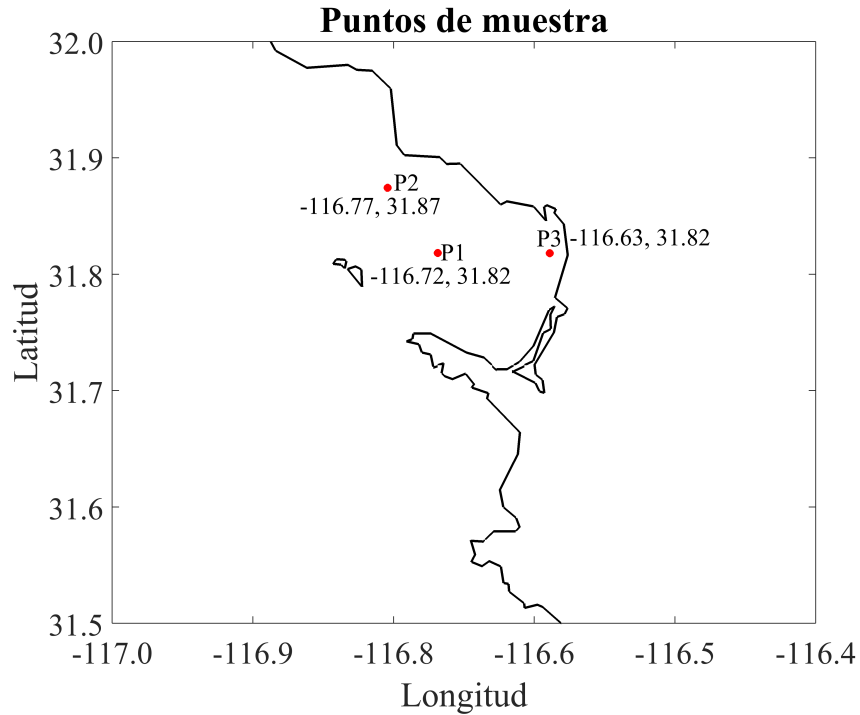


Figura 3.32: Puntos para observar frecuencias, perfiles, espectros y series de tiempo, P1) centro de la BTS -116.72 O, 31.82 N, P2) entrada de la plataforma continental hacia la BTS, -116.77 O, 31.87 N, P3) mareógrafo de Ensenada -116.63 O, 31.82 N.

La frecuencia N , en el centro de la bahía (P1), fue de $8,51 \text{ ciclos } h^{-1}$, el inicio de la termoclina fue de $23,16 \text{ m}$ de profundidad y una temperatura máxima de $21 \text{ }^\circ\text{C}$. En la plataforma continental (P2), la máxima frecuencia N fue de $8,59 \text{ ciclos } h^{-1}$, el inicio de la termoclina en $24,22 \text{ m}$ de profundidad y una temperatura máxima de $21 \text{ }^\circ\text{C}$ (figura 3.33). En la plataforma continental (P2), se observó una capa de mezcla más grande y con mayor estratificación, ver tabla 3.7.

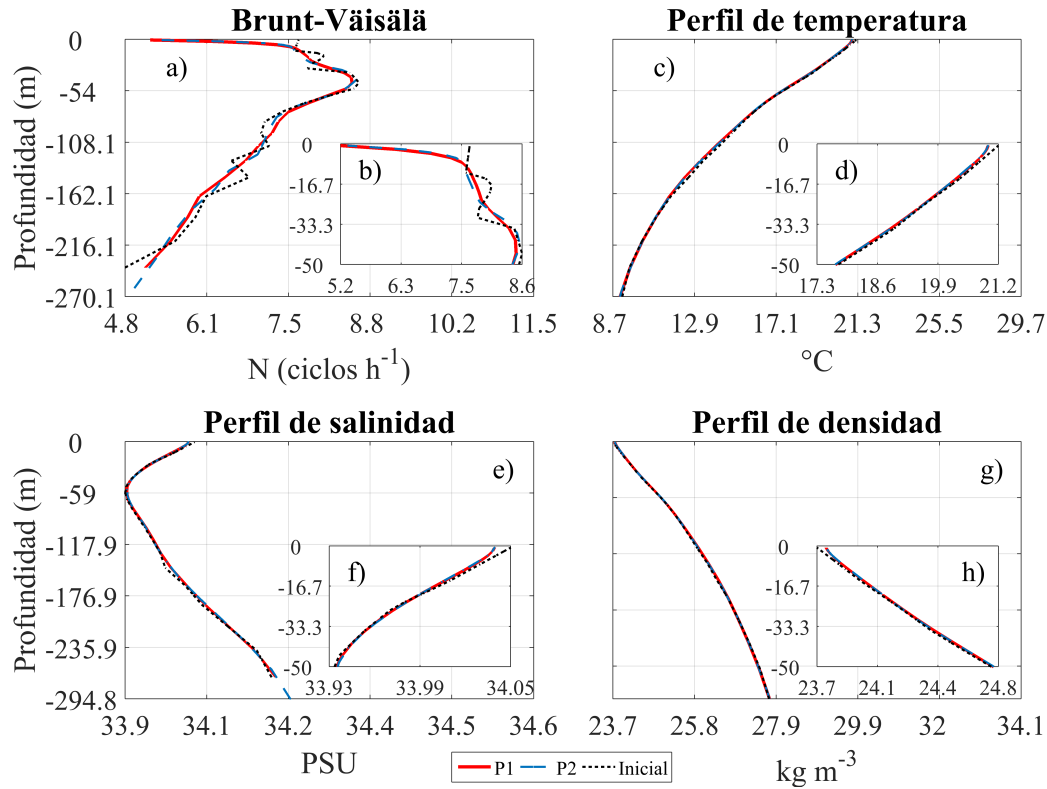


Figura 3.33: Comparación de dos puntos del experimento *MY 2,5*, a) frecuencia N , b) perfil de temperatura, c) perfil de salinidad, y en d) perfil de densidad, en rojo el punto P1, en azul el punto P2 y en negro la condición inicial. La plataforma continental (P2) tiene una mayor estratificación y una capa de mezcla de mayor profundidad.

Tablas 3.7: Frecuencia máxima de Brunt-Väisälä y límite inicial de la termoclina para *MY* 2,5 en la BTS

Puntos	$maxN(z)$ ($ciclos\ h^{-1}$)	Límite inicial de la termoclina (m)
P1	8.52	-23.16
P2	8.60	-24.22
Inicial	8.63	-19.96

Se comparó la frecuencia de la elevación superficial del mar y de temperatura para 30 días de las salidas del experimento en los puntos P1 y P2, mediante espectros. El mareógrafo de Ensenada P3, con componentes armónicos climatológicos y localizado en las coordenadas -116.63 O, 31.82 N.

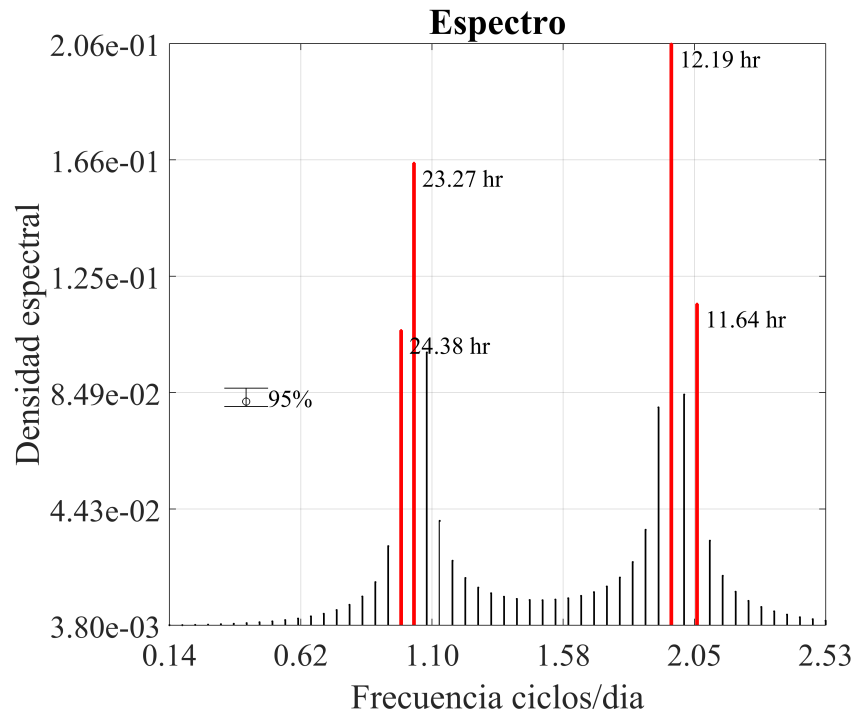


Figura 3.34: Serie de tiempo y espectro de la elevación superficial del mar del mareógrafo de Ensenada. La componente principal es la semidiurna, seguida de la diurna, con un intervalo de confianza del 95 %.

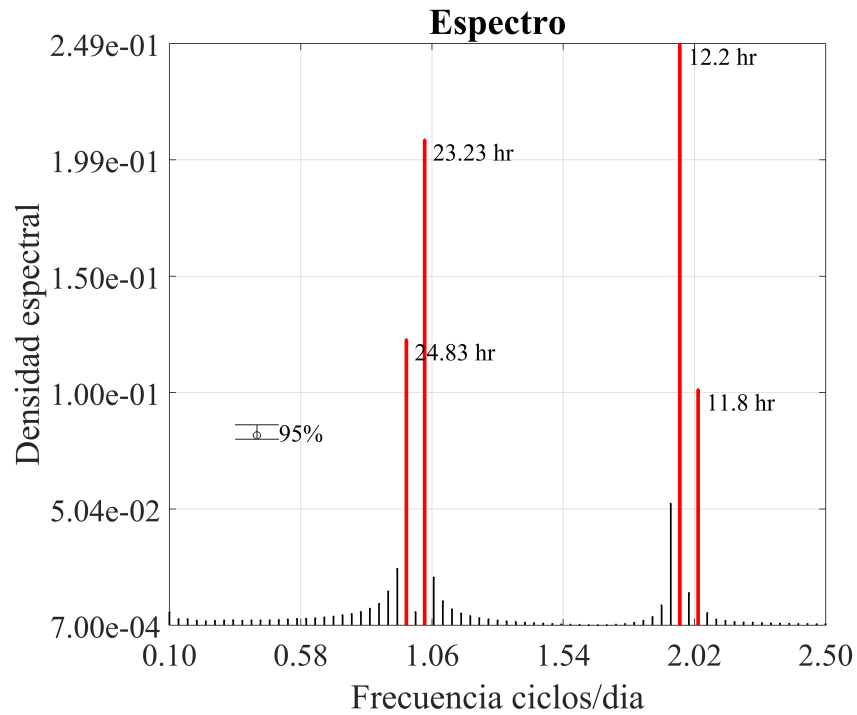


Figura 3.35: Espectro de la elevación superficial del mar para las coordenadas -116.72 O, 31.82 N. Se observó que la componente principal es la semidiurna, seguida de la diurna, con un intervalo de confianza del 95 %.

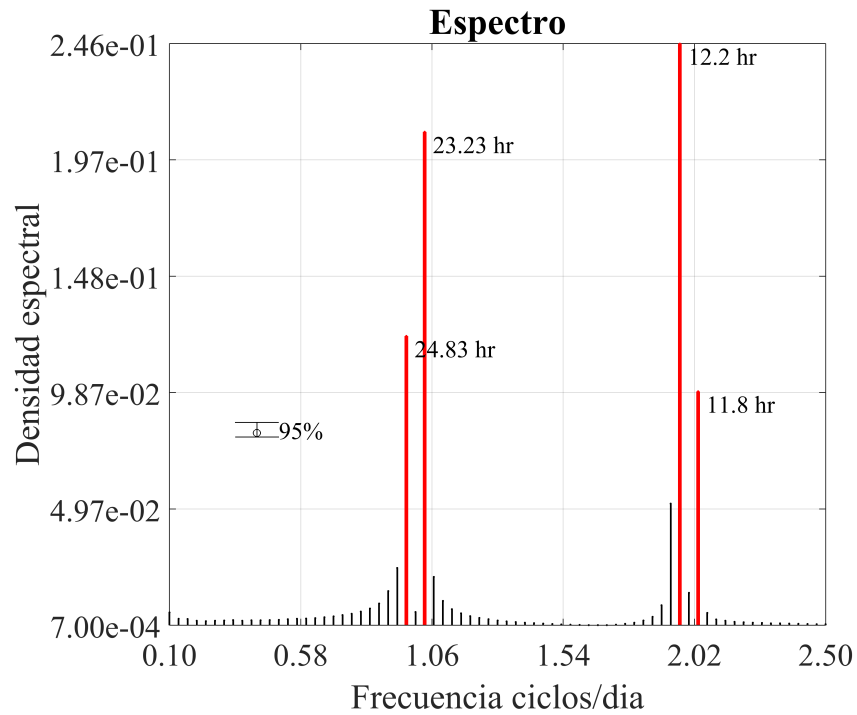


Figura 3.36: Espectro de la elevación superficial del mar para las coordenadas -116.77 O, 31.87 N. Se observó que la componente principal es la semidiurna, seguida de la diurna, con un intervalo de confianza del 95 %.

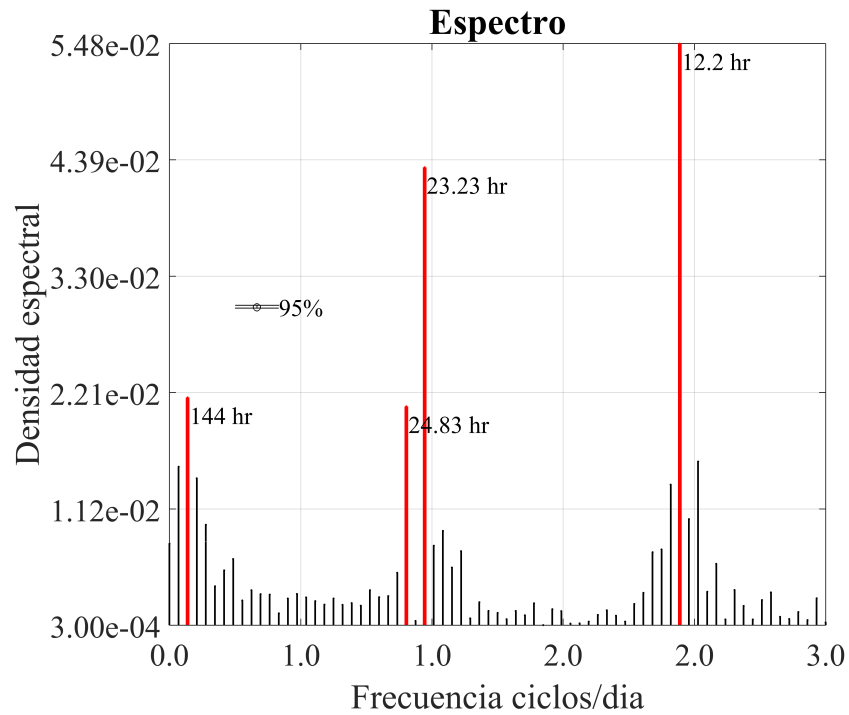


Figura 3.37: Espectro de la temperatura para las coordenadas -116.72 O, 31.82 N. Se observó una componente principal semidiurna, además de componentes diurnas y de seis días, con un intervalo de confianza del 95 %.

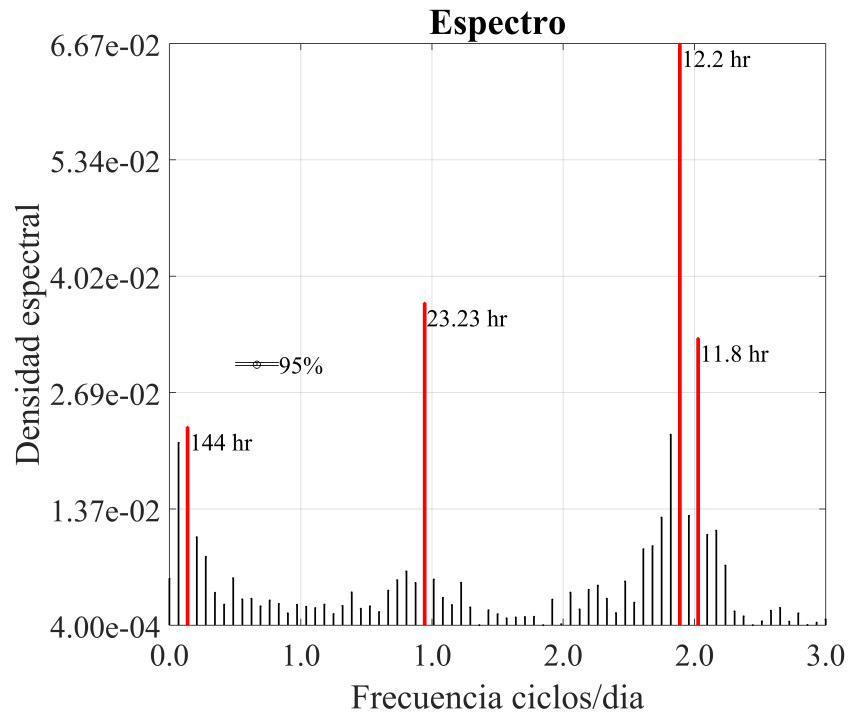


Figura 3.38: Serie de tiempo y espectro de la temperatura para las coordenadas -116.77 O, 31.87 N. Se observó una componente principal semidiurna, además de componentes diurnas y de seis días, con un intervalo de confianza del 95 %.

Se observaron en las figuras 3.34, 3.35 y 3.36, los espectros de la elevación superficial del mar, donde la componente semidiurna fue la dominante, seguido de la componente diurna, tanto en la estación de Ensenada y el experimento *MY 2,5*, en los puntos seleccionados de la BTS. En las figuras 3.37 y 3.38 se observaron los espectros de temperatura, donde la componente dominante para ambos puntos fue la semidiurna.

La serie temporal de la elevación superficial del mar de la salida del modelo y la estación de Ensenada, presentó una correlación de Pearson de 0.88. Esto debido a las diferencias de la elevación del fondo, donde la componente semidiurna tiende a sobreestimar la amplitud de la elevación del mar.

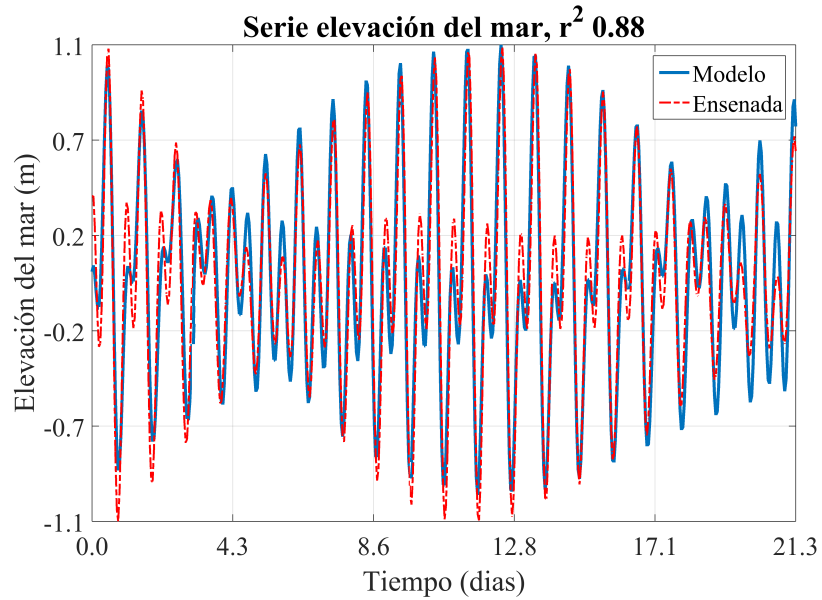


Figura 3.39: Serie de tiempo de la elevación superficial del mar, para las coordenadas - 116.72 O, 31.82 N. La correlación entre el mareógrafo de Ensenada y la salida del experimento *MY* 2,5, es de 0.88.

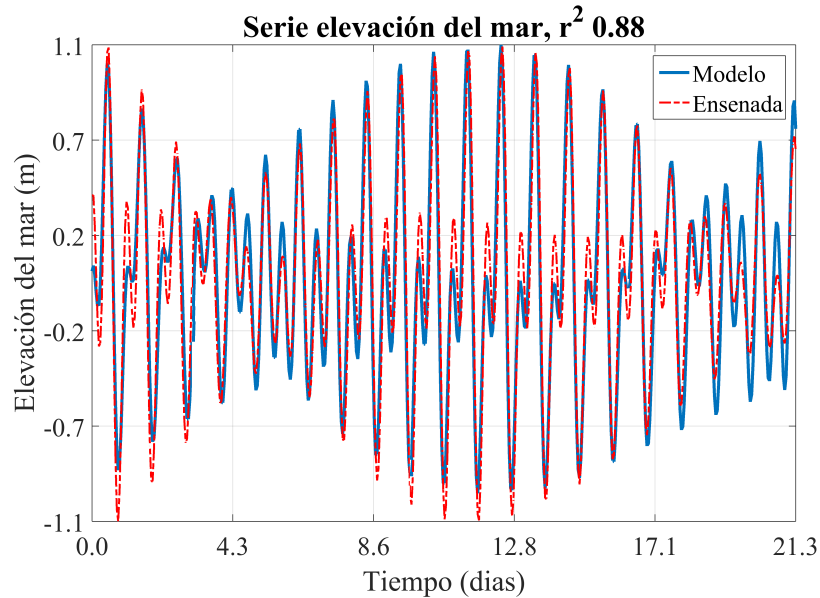


Figura 3.40: Serie de tiempo de la elevación superficial del mar, para las coordenadas - 116.77 O, 31.87 N. La correlación entre el mareógrafo de Ensenada y la salida del experimento *MY 2,5*, es de 0.88.

La serie temporal de temperatura de 10 días (figura 3.41 y 3.42), mostró oscilaciones de la marea en toda la columna de agua, observando componentes semidiurnas, siendo más definidas a lo largo de la termoclina, sin embargo se apreciaron frecuencias más bajas. Dentro de la BTS y en la plataforma continental, se observó en el fondo que las ondas internas empiezan a tener diferentes frecuencias.

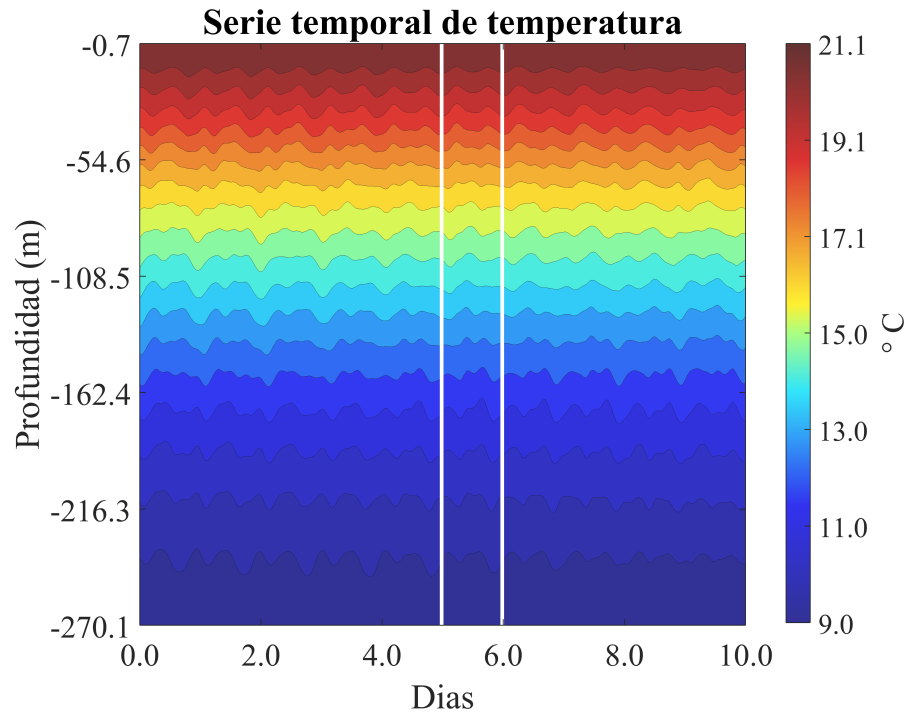


Figura 3.41: Serie de tiempo de la temperatura a diez días, para las coordenadas -116.72 O, 31.82 N. Donde se observaron las ondas internas semidiurnas a lo largo de la termoclina. Las líneas blancas denotan un día.

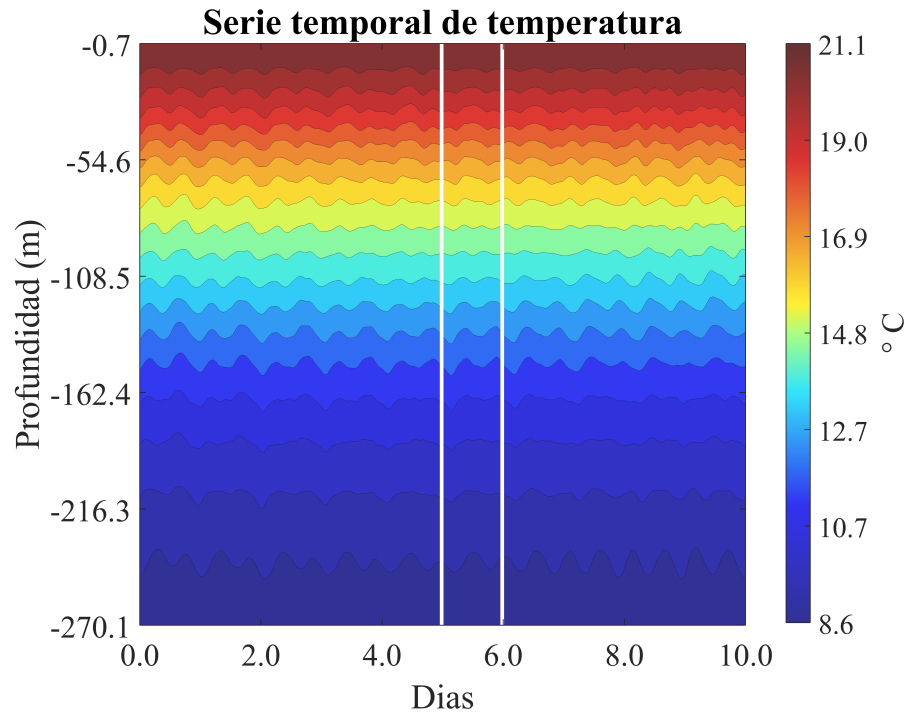


Figura 3.42: Serie de tiempo de la temperatura a diez días, para las coordenadas -116.77 O, 31.87 N. Donde se observaron las ondas internas semidiurnas a lo largo de la termoclina. Las líneas blancas denotan un día.

Capítulo 4

BRISA MARINA-TERRAL EN LA BAHÍA DE TODOS SANTOS

En este capítulo se incluye una sección de la tesis de maestría "Análisis numérico del sistema frontal de las brisas en la bahía de Todos Santos, B.C.", escrito por la estudiante María del Rosario Ayala Enríquez, que trata sobre un modelo idealizado de la brisa marina. Además, se incluye el análisis de las salidas del modelo WRF, usado en modo real", para analizar condiciones atmosféricas históricas.

4.1. Introducción

Como se comentó en capítulos anteriores, el clima de la BTS es en general de régimen de brisa (viento del este), sin embargo también cuenta con vientos dominantes del noroeste (viento sinóptico). La duración de la brisa de tierra es mayor que la de brisa marina, mientras que la intensidad de ésta última es mayor. El viento sinóptico es asociado al anticiclón semipermanente centrado al oeste de los Estados Unidos. De octubre a enero el régimen de brisa se suspende esporádicamente debido a la presencia de condición Santana, la cual puede durar hasta tres días. La atmósfera local sobre la BTS es principalmente afectada

por la circulación atmosférica de latitudes medias y por la corriente oceánica de California (Álvarez, 1977; Pavía y Reyes, 1983; Reyes *et al.*, 1983).

Mateos *et al.* (2009) y Mateos *et al.* (2013) estudiaron la circulación oceánica de la BTS usando el modelo ROMS, en el primer estudio encontraron que la circulación general de verano consiste de un gran anticiclón que cubre casi toda la bahía (modo A) y dos remolinos ciclónicos más pequeños (modo B); en el último relacionan el flujo profundo de salida en el centro de cañón (PB) como parte del remolino anticiclónico. Sin embargo en ambos casos el modelo oceánico fue forzado usando datos de viento con una resolución de 50 km, esta resolución no es suficiente para reproducir uno de los principales forzantes del viento en esta región, la brisa marina.

La brisa marina es una circulación local modulada térmicamente. Es decir, surge a partir de las diferencias de calentamiento entre la tierra y un cuerpo de agua, tiene diferentes etapas (figura 4.1). La brisa marina se forma cuando la temperatura sobre la tierra tiene una diferencia de 3 a 6°C respecto a la del mar (figura 4.1:a-c). La intensidad de la brisa es proporcional a dicha diferencia, así como de la dirección y fuerza del flujo sinóptico. Viento sinóptico débil favorece la formación y penetración a tierra de la brisa marina. La circulación de la brisa marina se intensifica cuando el calentamiento solar llega a su máxima magnitud (figura 4.1:d-e), lo cual incrementa el gradiente de presión y baja la presión superficial en tierra relativo al mar. Los vientos superficiales son de 5 m s⁻¹ a 10 m s⁻¹, con una profundidad vertical de 150 m, mientras que la circulación típica de la brisa marina se encuentra entre 500 y 1000 metros arriba de la superficie. La tarde es el momento más activo para la brisa marina (figura 2:e-f), es en donde la penetración a tierra alcanza su máxima distancia y los vientos son más intensos, en lugares donde la convección sea favorecida se pueden observar cúmulus a lo largo del frente de brisa (el frente es la frontera entre la baja presión cálida y seca en tierra con el aire marino más frío y húmedo). Al término de la tarde, la circulación de brisa marina desaparece lentamente, terminando una o dos horas después del ocaso (figura 4.1:g-h). La tierra se enfría y el proceso se invierte con la formación de una circulación de brisa terrestre (figura 4.1:i, dicha circulación es más débil que la marina.

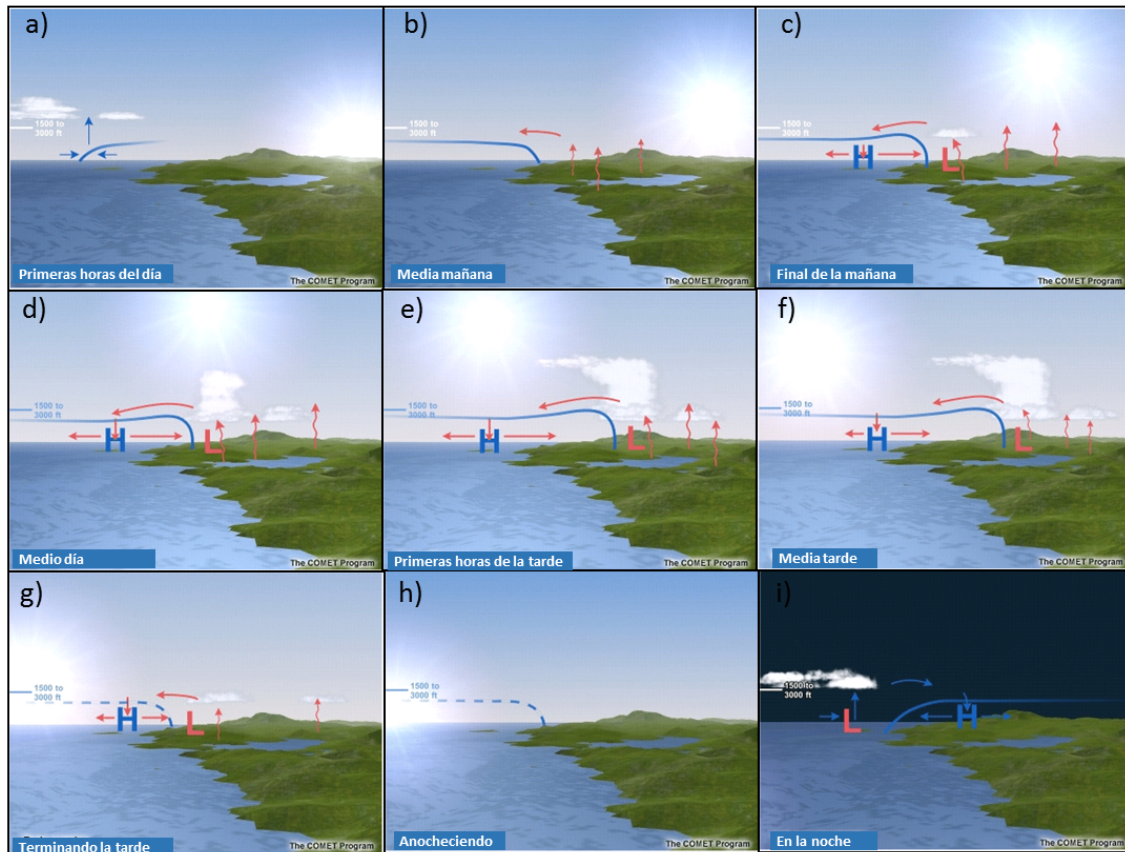


Figura 4.1: Ciclo de la formación de brisa marina bajo flujo sinóptico. Tomado de COMET (2002)

Se mencionó anteriormente que la brisa marina es inhibida en condición Santa Ana, dichos vientos se generan por sistemas sinópticos de alta presión sobre la Gran Cuenca, el aire empuja hacia el sur y pasa a través de las montañas (figura 4.2). Por lo que los vientos Santa Ana soplan cálidos y secos, a veces a más de 160 km h^{-1} , a través de las costas del sur de California y hacia el mar. Los Santa Ana son comunes en otoño y favorecen los incendios forestales (Carle, 2006).

Es importante estudiar la brisa marina debido a que puede modificar la dispersión de ciertos compuestos atmosféricos, por ejemplo: algunos contaminantes, o en lugares con incendios ésta puede ser crucial en dicho proceso.



Figura 4.2: Esquema de la fuente y formación de los vientos Santa Anna

La brisa marina puede ser afectada por diez variables geofísicas (Crosman, 2010). Las variables son el flujo de calor sensible de la superficie (diferencias de temperatura entre la tierra y el mar, H), la estabilidad atmosférica (N), el viento geostrofico (V_g), la humedad atmosférica (q), las dimensiones del cuerpo de agua (d), la altura del terreno (ht), la pendiente del terreno (s), el parámetro de Coriolis, la longitud de rugosidad de la superficie (z_0) y la curvatura de la costa (r), ver figura 4.3. De las cuales cuatro varían significativamente en el tiempo, dependiendo de la estación del año: el contenido de humedad y el estado de la atmósfera (H , V_g , N y q), mientras que las otras son casi constantes en el tiempo (d , ht , s , f , z_0 y r).

La velocidad de penetración en tierra decrece cuando empieza la tarde, debido a procesos turbulentos. Los modelos numéricos con resolución mayor a 1 km tienen poca habilidad

para reproducir dicha disminución (Crosman, 2010). El valor crítico de los vientos geostroficados terrales (sinópticos) arriba del cual las brisas se vea anuladas es de 6 a 11 m/s, dependiendo de la fuerza del gradiente térmico mar-tierra. Una atmósfera ligeramente estable provee un ambiente más favorable para la brisa marina que un ambiente altamente estable-estratificado, el cual actúa como un freno de la circulación. No se ha explorado mucho sobre la influencia de la humedad atmosférica en la brisa marina, pero se supone que ésta influye de muchas maneras, permitiendo por ejemplo, convección húmeda (Crosman, 2010).

Una línea de costa cóncava la brisa marina podría verse debilitada (Crosman, 2010), la BTS tiene dicha forma. Aún las montañas pequeñas localizadas a cierta distancia tierra adentro pueden bloquear la aceleración al terminar la tarde del frente de brisa marina, o remover la baroclinidad de bajos niveles.

Yan y Anthes (1986), realizaron simulaciones de 5 días de brisa marina en diferentes latitudes, Ecuador, 20°, 30° y 40°. De acuerdo con Yan y Anthes (1986) los efectos de la fuerza de Coriolis es pequeño para la brisa marina cuando la fricción y el calentamiento superficial es dominante. Sin embargo, durante este periodo, la fuerza del gradiente horizontal de presión asociado con el intenso contraste de temperatura llega a sus máximos valores y domina en la producción de circulación. Sin embargo, durante el resto del día las fuerzas del gradiente de presión y de fricción son débiles, por lo que se incrementa la estabilidad estática, y es cuando la fuerza de Coriolis es dominante. A los 30°N (latitud de la BTS), los efectos inerciales producen un máximo de brisa terrestre cerca del ocaso, por lo que dicha brisa es más intensa a esta latitud que a otras.

Los modelos hidrostáticos pueden sobreestimar la intensidad de la brisa marina. Todos los estudios concluyeron que altos valores de flujo de calor sensible entre la tierra y la superficie son asociados a brisas marinas más fuertes y más profundas.

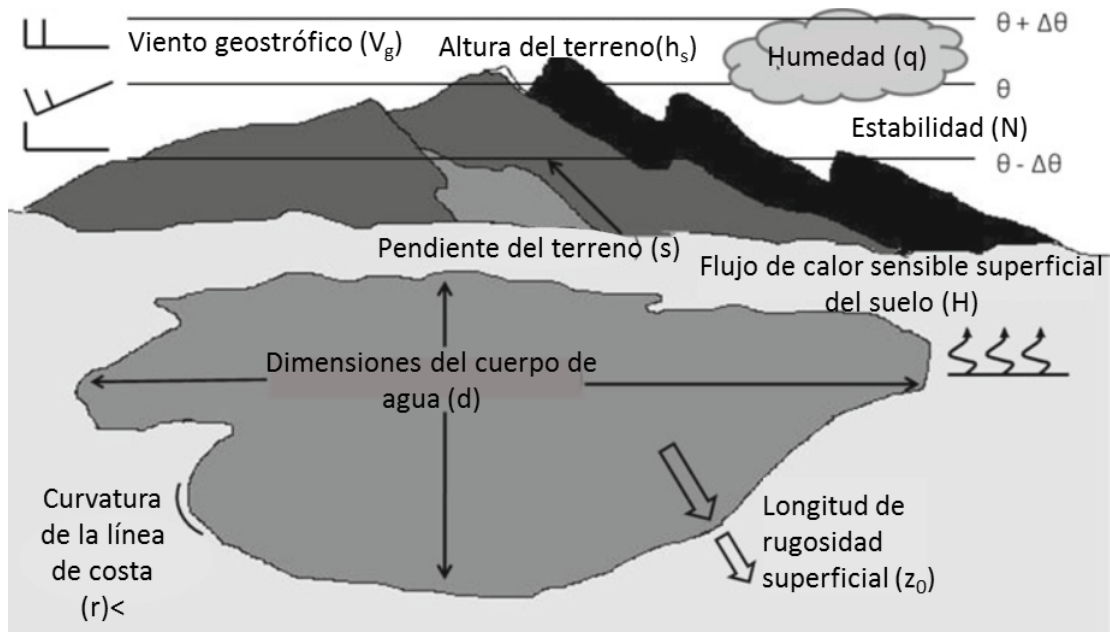


Figura 4.3: Variables geofísicas que controlan la brisa marina, imagen adaptada de Crosman (2010)

En el presente trabajo se utilizó el modelo atmosférico WRFv3.6.1 en dos experimentos: 1) experimento idealizado, bidimensional y 2) experimento real forzando al modelo con datos de reanálisis (NARR) y de temperatura superficial del mar del modelo HYCOM para el año 2010. Los dos principales objetivos de utilizar el modelo WRF para simular el clima en la BTS son: 1) Estudiar el efecto de la brisa marina en esta región, y 2) utilizar dichas simulaciones para forzar al modelo oceánico ROMS con mejor resolución de vientos y flujos de calor.

4.2. Metodología

4.2.1. Caso idealizado

Para el caso idealizado se usó una configuración bidimensional de ejemplo que trae por default el WRF, el cual tiene 35 niveles en la vertical y 202 puntos en la horizontal, con un dx de 2km, se utilizó un paso de tiempo de 15 segundos y se generaron las salidas de archivo cada 30 minutos. A la mitad del dominio hay una isla que representa 50 puntos en la horizontal (figura 4.4a). La condición inicial de temperatura fue dada por un sondeo idealizado (figura 4.4b), respecto a los viento el modelo comienzan en 0 m s^{-1} . Debido a que la brisa marina se desarrolla dentro de la capa límite, se analiza la temperatura y la humedad relativa en los primeros 2 km. El modelo tardó 4 días en ser estable, por lo que las gráficas mostradas son del día 4 a las 5 a.m. al día 5 a las 5 a.m.

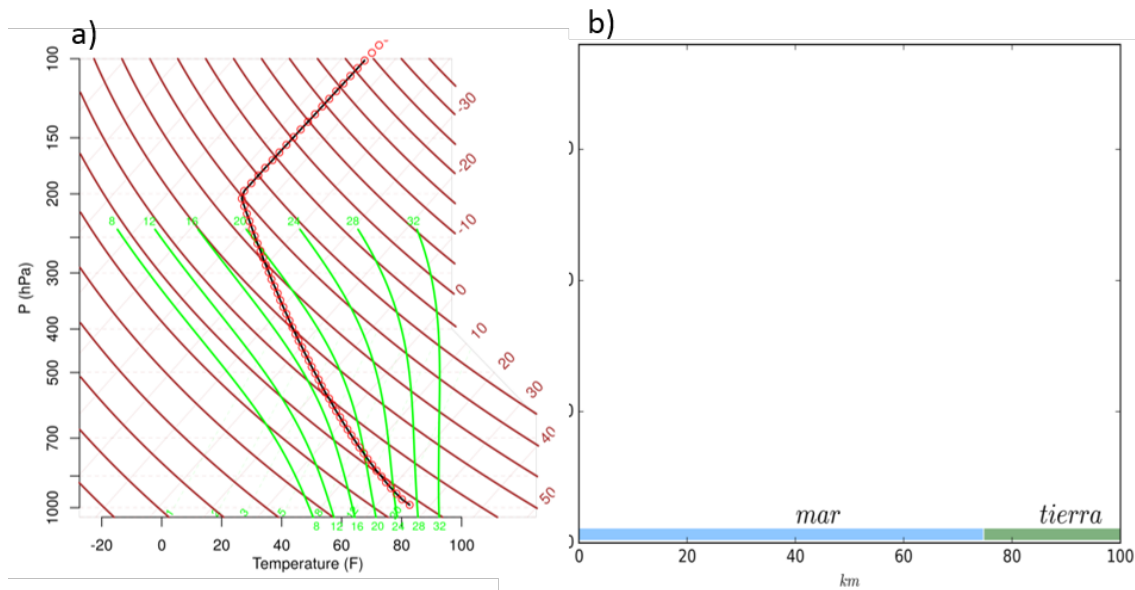


Figura 4.4: a) Perfil inicial de temperatura y b) dominio del modelo idealizado.

4.2.2. Caso real BTS

En la configuración real, el modelo atmosférico WRF fue forzado con datos del Reanálisis Regional de Norteamérica (NARR por sus siglas en inglés, con 32 km y 3 hr de resolución espacial y temporal respectivamente) y con datos de temperatura superficial del mar (TSM) del modelo oceánico HYCOM (10 km y 24 hr de resolución espacial y temporal respectivamente) desde 1 de enero al 31 de octubre del 2010. Se definieron dos dominios anidados centrados en la BTS dentro de un dominio principal de 18 km de resolución (150x150 puntos), el primer dominio anidado es de 6 km y el segundo dominio es de 2 km, ambos dominios anidados tienen 100x100 puntos de malla (figura 4.5). En la vertical todos los dominios tienen 40 niveles (con mayor resolución en superficie), y se utilizó un paso de tiempo de 54 segundos. La idea de definir un dominio grande en la malla principal es para capturar los aspectos sinópticos que afectan a la BTS, tales como el anticiclón al oeste de Estados Unidos y el ciclón que se genera en Texas que da lugar a los vientos Santa Ana.

La parametrizaciones usadas se resumen en la tabla 4.1a). Los esquemas de cúmulus y de la capa límite se llaman en cada paso de tiempo, y el de radiación está en función de la resolución del dominio madre, es decir, si el $dx=18$ entonces el esquema de radiación se llama cada 18 segundos, $rad_t=18$. Para el dominio d03, se supone que los procesos convectivos ya son resueltos por lo que se desactivó la parametrización de cúmulus ($cu_physics=0$). Se llevó a cabo otro experimento con el modelo WRF forzado también con datos del NARR pero sin información de TSM y con parametrizaciones listadas en la 4.1b), separada por la línea azul. El llamado de cada parametrización es similar al descrito en el experimento anterior.

Para validar el modelo WRF se buscaron datos de estaciones meteorológicas automáticas y se encontraron 4 cerca de la BTS, sin embargo de éstas solo 2 estaciones pasaron el control de calidad, CICESE y Sauzal (figura 4.5) para el año 2010 en temperatura y viento. Los datos de las estaciones son cada 5 minutos, por lo que se promediaron los datos a escala horaria, y en algunas gráficas se muestran promedios diarios.

Tablas 4.1: Parametrizaciones utilizadas en el modelo WRF

Parametrización	Nombre en name_list	Esquema	Clave
a) con TSM			
Microfísica	mp_physics	WRF single momento 6 class.	6
Superficie terrestre.	sf_surface_physics	Modelo de superficie terrestre unificado Noah.	2
Opciones de capa superficial.	sf_sfclay_physics.	Esquema de similaridad eta.	2
Física de la capa límite planetaria.	bl_pbl_physics	Mellor-Yamada-Janjic scheme.	2
Cúmulus.	cu_physics.	Grell-Freitas (d01 y d02).	3
Radiación de onda corta y larga.	ra_lw_physics, ra_sw_physics.	RRTMG.	4
b) sin TSM			
Microfísica.	mp_physics.	WRF single momento 5 class.	4
Superficie terrestre.	sf_surface_physics.	Modelo de superficie terrestre unificado Noah.	2
Opciones de capa superficial.	sf_sfclay_physics.	Esquema de Monin Obvukhov.	1
Física de la capa límite planetaria.	bl_pbl_physics	YSU.	1
Cúmulus.	cu_physics.	Kain-Fritsh (d01 y d02).	3
Radiación de onda corta y larga.	ra_lw_physics, ra_sw_physics	RRTMG	4

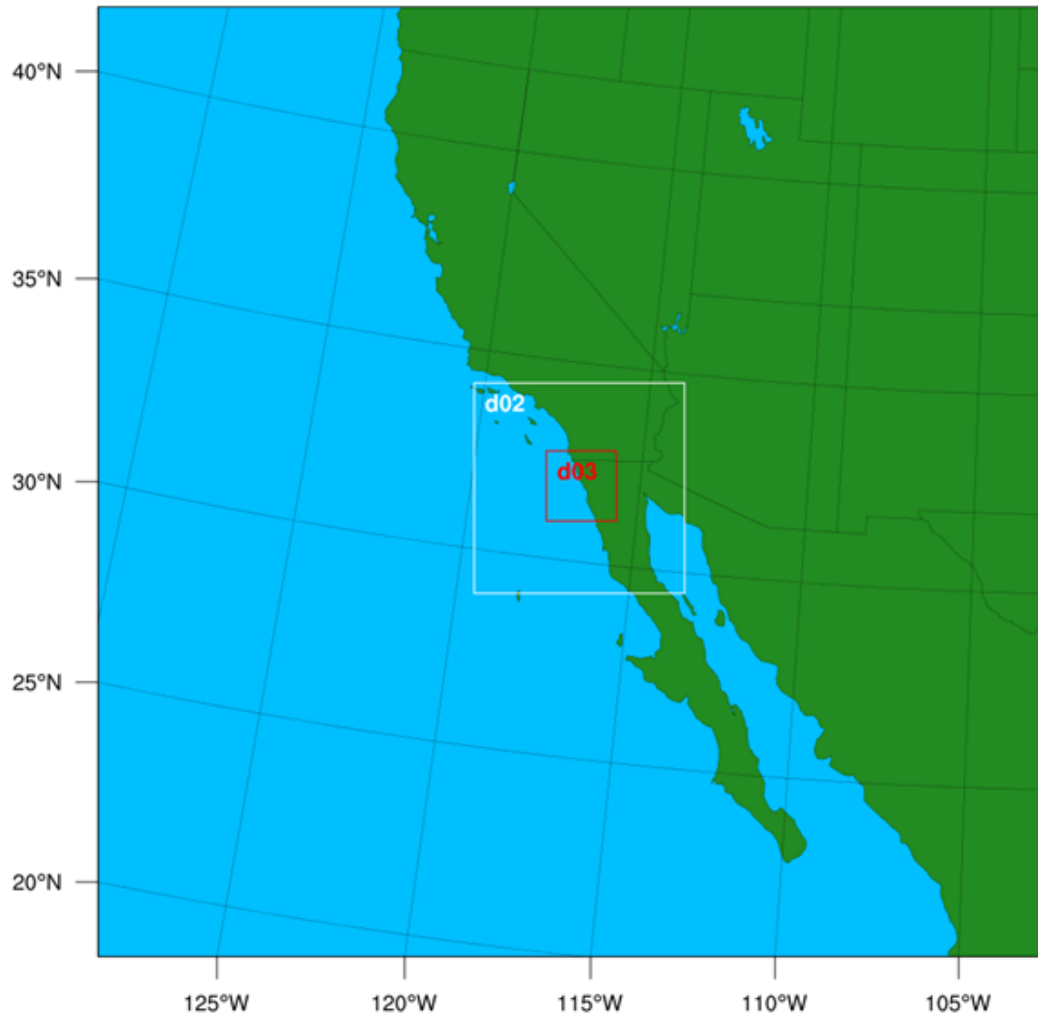


Figura 4.5: Dominios utilizados en el experimento real con el modelo WRF.

4.3. Resultados

4.3.1. WRF idealizado

La figura 4.6 muestra la celda de circulación de la brisa terrestre y marina. En el panel izquierdo se observa la brisa terrestre, con viento superficial fluyendo de tierra a mar, ascenso de aire sobre el mar, y descenso sobre tierra. En el panel derecho se aprecia la brisa marina con viento superficial fluyendo de mar a tierra, sobre tierra se observa convergencia y ascenso de aire, a 2 km de altura el viento fluye de tierra a mar, y finalmente sobre océano se observa descenso de aire. Lo anterior generado debido al contraste térmico entre el mar y la tierra.

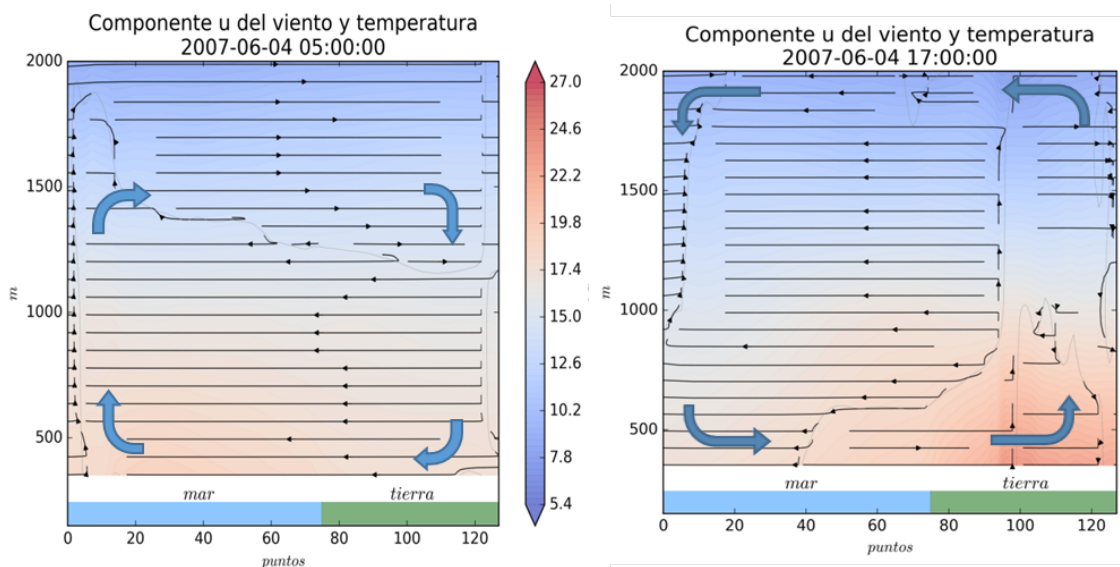


Figura 4.6: Componente U del viento en flechas y en colores la temperatura. En el panel izquierdo, brisa terrestre a primera hora de la mañana y en el panel derecho la brisa marina a media tarde

En el gráfico de astillas de velocidad del día 4 de simulación a las 5 a.m. al día 5 a las 5 a.m. sobre la línea de costa, cada flecha indica la velocidad del viento, las velocidades

negativas indican la brisa terrestre mientras que las positivas indican la brisa marina. Se puede observar que aproximadamente a las 10:00 a.m. la brisa marina empieza a generarse y se presenta con mayor intensidad a las 3:00 p.m. después de esa hora la intensidad va decreciendo hasta que a la 1:00 a.m. se genera la brisa terrestre, pero con una intensidad mucho menor que la marina (figura 4.7).

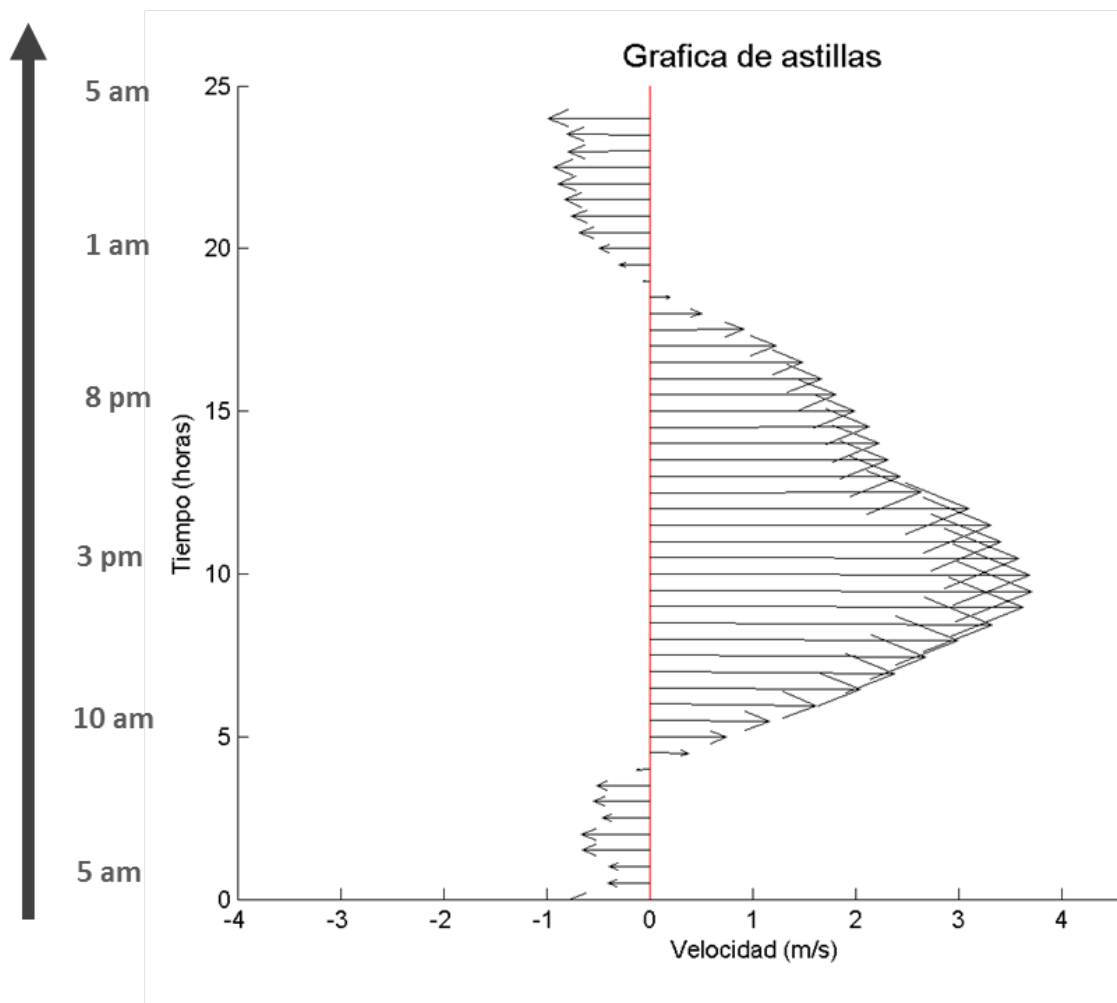


Figura 4.7: Gráfica de astillas de la velocidad del día 4 a 5 de junio de 2007, sobre la línea de costa

El promedio horizontal de temperatura y humedad relativa a 2 m, sobre 20 puntos de malla en tierra y otros 20 en mar fue calculado. Mientras que en el mar ambas variables se mantienen casi constantes, en tierra ellas tienen mayor variabilidad, especialmente a mediodía. La temperatura máxima se presenta a las 3 p.m., mientras que a esta hora la humedad relativa tiene su mínimo valor. Durante la noche la temperatura tiene su mínimo y la humedad relativa su máximo (figura ??)

Temperatura y humedad relativa a 2m (dia 04 – 05)

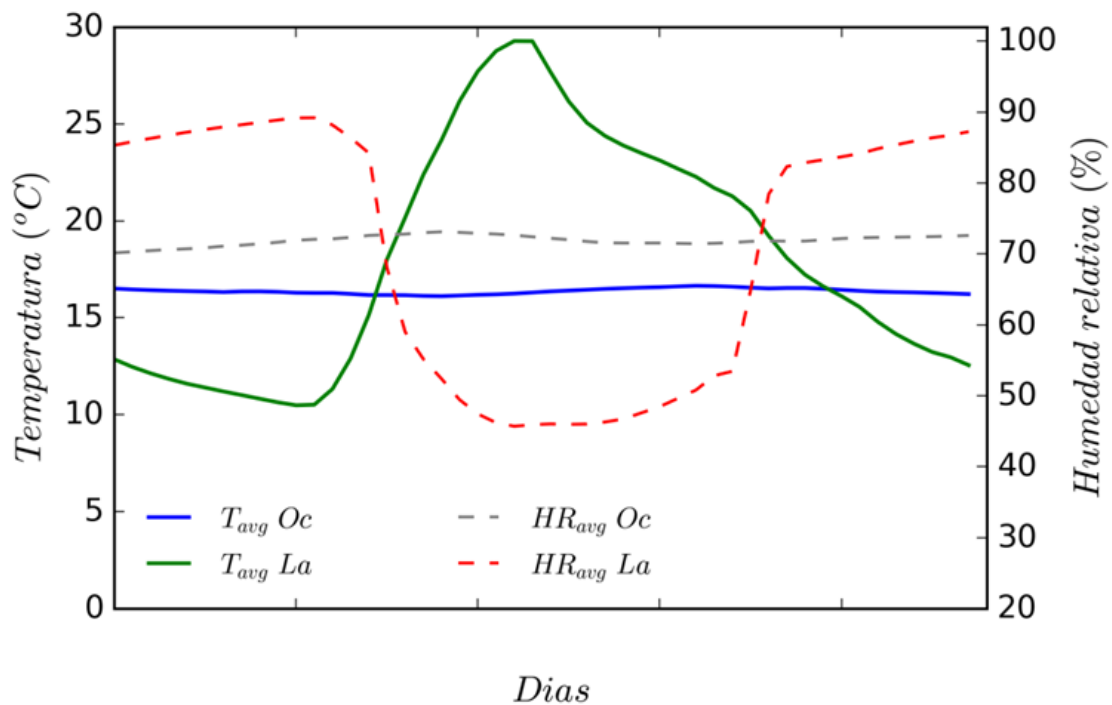


Figura 4.8: Gráfica de temperatura y humedad relativa a 2 metros, para los puntos de malla 70 y 80, considerados mar y tierra respectivamente

4.3.2. WRF real

Se generaron mapas sinópticos del dominio madre (de 18 km de resolución) en donde se aprecian los principales sistemas de presión que regulan el clima de la región (figura 4.9). En febrero el anticiclón semipermanente tiene su centro cerca de los 25° N, 130 °O, debido a este anticiclón se observan vientos paralelos a la costa oeste de la península de Baja California. En abril el anticiclón se desplazó al norte y se comienza a observar calentamiento en el Golfo de California, Sonora y Arizona. En junio se ve un incremento en los vientos del norte al oeste de California asociados al sistema de alta presión, el cual se desplazó más al norte. Al norte de Sonora y sur de Arizona se observa un sistema de baja presión debido al calentamiento superficial. En agosto debido al calentamiento en tierra sobre Sinaloa, Sonora y Sur de Arizona, se observa una modificación en la dirección de los vientos. Para las costas en el oeste de Baja California el viento sinóptico es más débil en comparación con otros meses. Finalmente en octubre el anticiclón semipermanente se encuentra centrado aproximadamente a 25 °N, 13 °O, y se observa parte del sistema de alta presión sobre Nevada, que da lugar a los vientos Santa Ana en esta época del año. Todo lo descrito anteriormente concuerda con lo observado en Álvarez (1977), aunque él no agregó la temperatura superficial del aire en sus análisis.

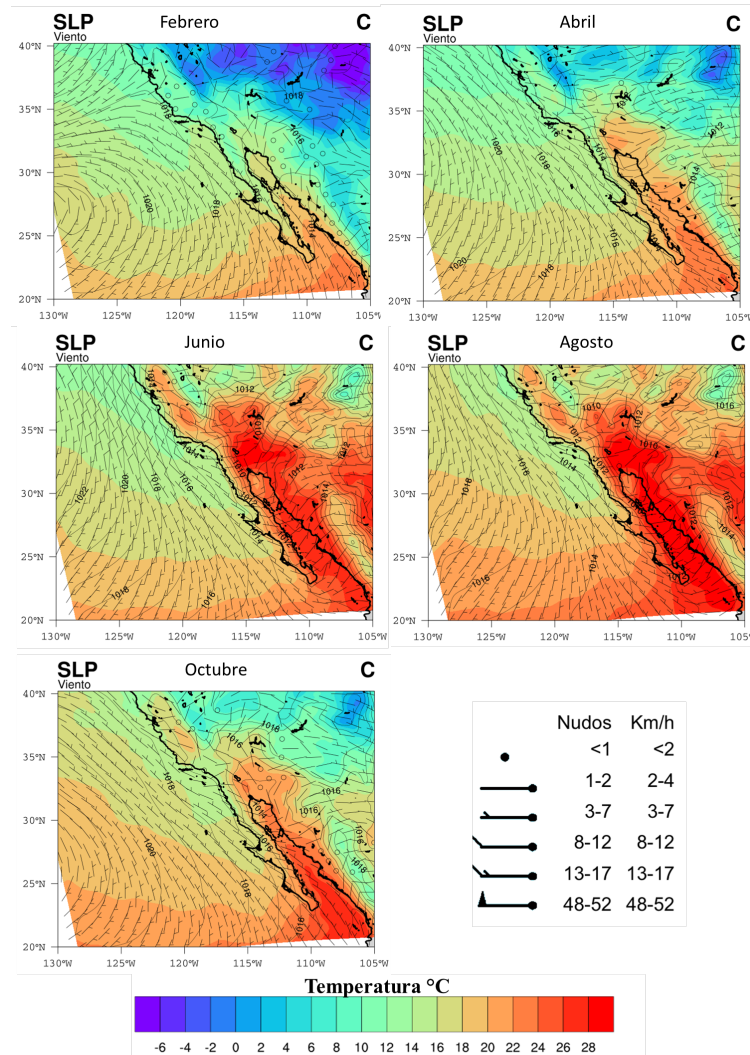


Figura 4.9: Promedio mensual del viento a 10 m, presión reducida a nivel del mar y temperatura superficial del aire para a) febrero, b) abril, c) junio, d) agosto y e) octubre

En la figura 4.10, se muestran los puntos utilizados para validar las salidas del WRF (malla pequeña a 2 km) y el centro de los cuadros de la malla del NARR cercanos a la BTS. Para el punto NARR3 y el C2 del WRF-NARR-SST se calcularon los espectros rotados para identificar las frecuencias dominantes (figura 4.11). En donde se observa que para el NARR la frecuencia semidiurna no es dominante, mientras que en los datos del WRF si es una de

las tres dominantes, en dicha frecuencia es en donde se puede encontrar la brisa marina.

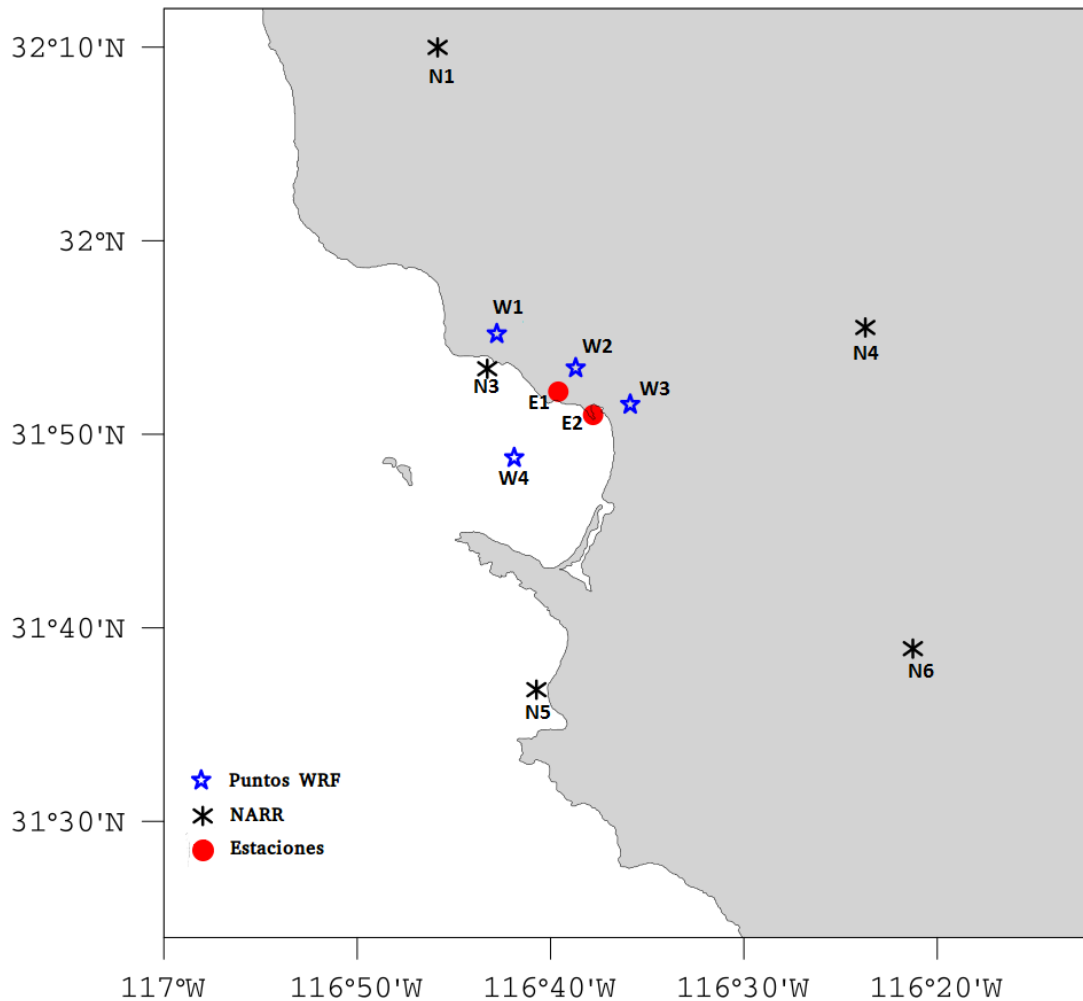


Figura 4.10: Puntos utilizados para validar las salidas del WRF y el centro de los cuadros de la malla del NARR cercanos a la BTS

Los puntos C3, C4 y C5 que sería al norte, centro y sur de la ciudad de Ensenada, se observa en los espectros rotados de cada punto que la frecuencia semidiurna es una de las 3 frecuencias dominantes del sistema, mientras que en el punto ubicado en el centro de la BTS, dicha frecuencia no es de las más dominantes (figura 4.12). Lo anterior podría

traducirse a que la brisa marina se detecta sobre las costas y no en el cuerpo de agua.

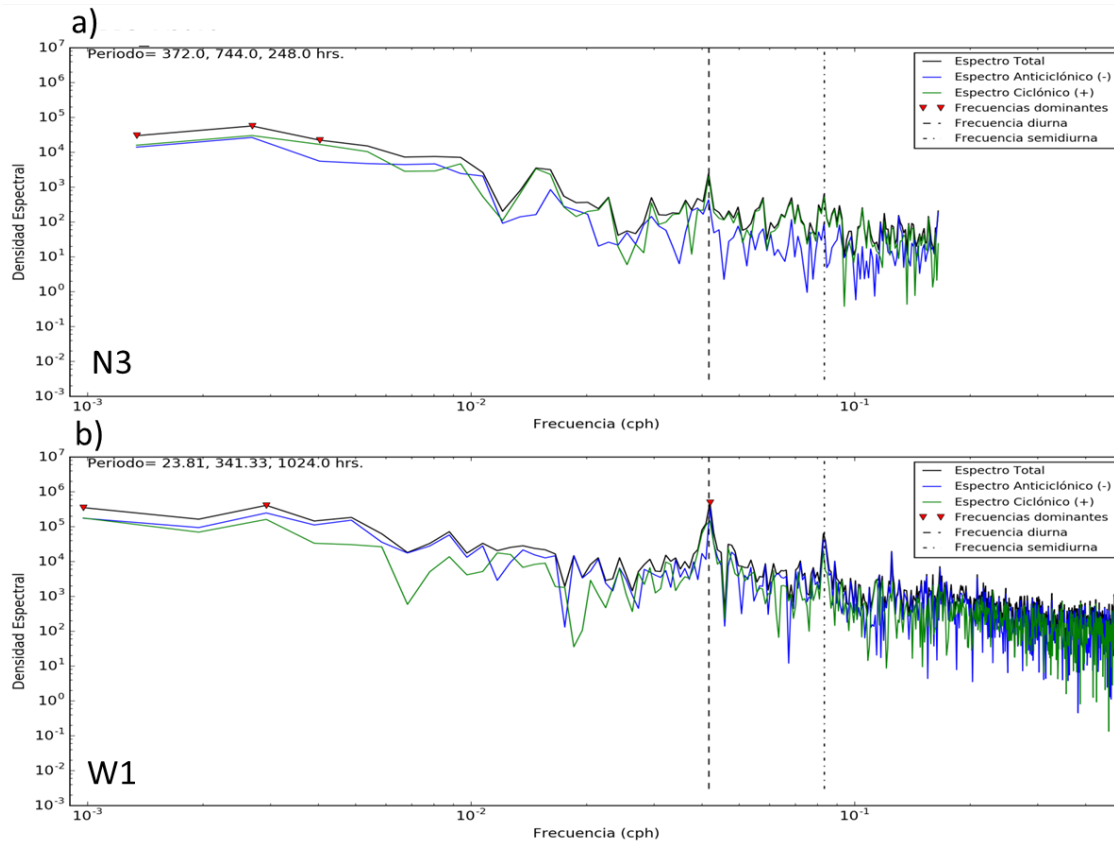


Figura 4.11: Espectros rotados del viento para a) Datos NARR y b) WRF-NARR-SST para puntos cercanos.

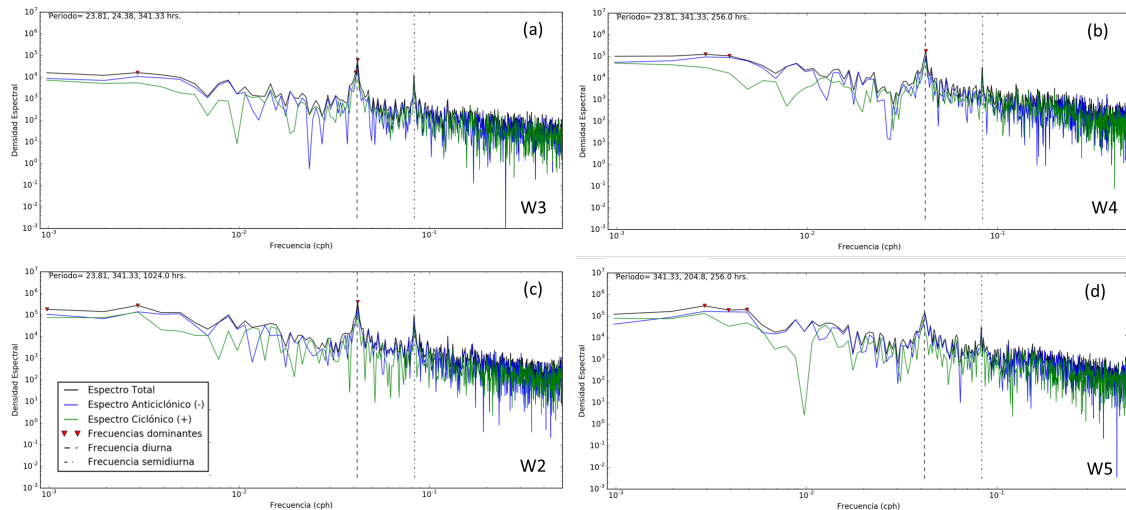


Figura 4.12: Espectros rotados del viento para WRF-NARR-SST en a) Ensenada (C4), b) sur de Ensenada (C5), c) Sauzal y d) en medio de la BTS.

Para validar el modelo se compararon las simulaciones de la malla más fina (2 km de resolución) de WRF-NARR y WRF-NARR-SST contra dos estaciones meteorológicas en las variables de temperatura y rapidez del viento en promedios diarios de enero a mayo del 2010. Como es de esperarse, en temperatura el modelo tiene un mejor desempeño que en la rapidez del viento. En el caso de la temperatura en CICESE se observa que el WRF-NARR-SST se encuentra muy cercano a las observaciones especialmente después de febrero, coincidiendo más con los picos máximos en comparación con el WRF-NARR. En el Sauzal se observa el mismo comportamiento (figura 4.13). En el caso del viento en ambas estaciones se observa que el viento tiende a sobreestimar su magnitud, casi el doble. Por tal motivo en dicha variable queda todavía trabajo por hacer en el tuning del modelo (figura 4.14). Los modelos necesitan un tiempo de spin up, que para el caso de las simulaciones WRF-NARR-SST sería el mes de enero, que es donde más diferencias se observan respecto a las observaciones. Por tal motivo en los siguientes análisis se omite dicho mes.

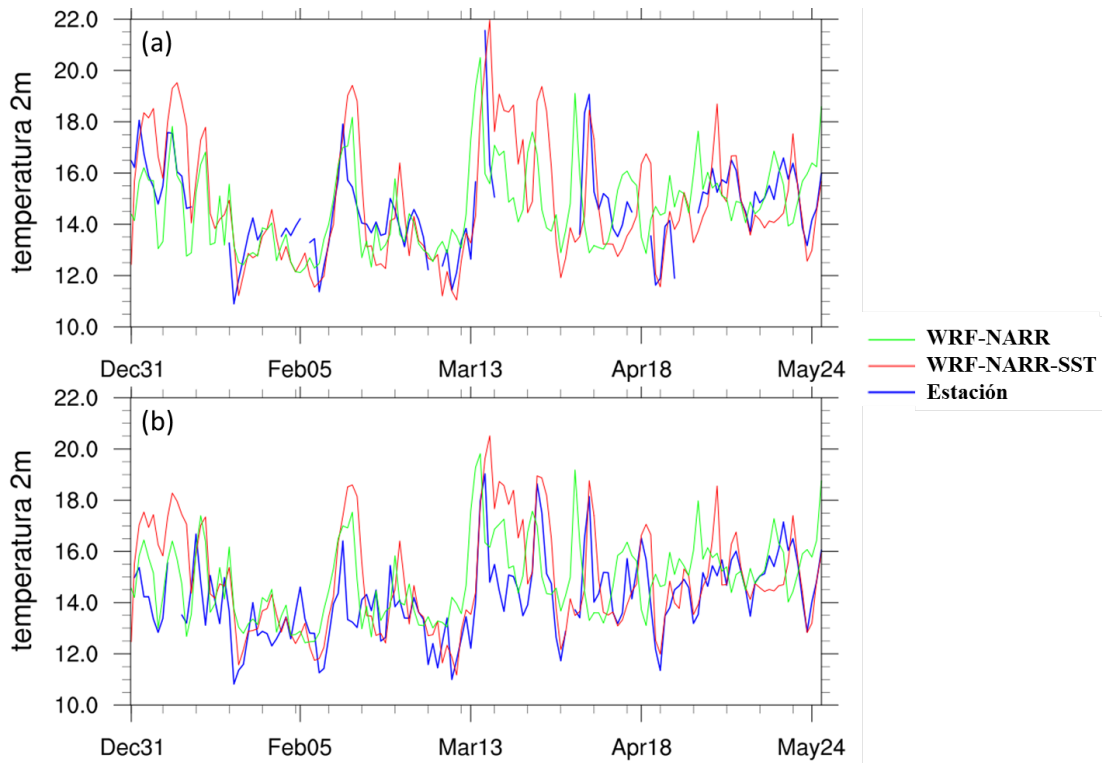


Figura 4.13: Promedio diario de temperatura para las estaciones del a) CICESE y b) Sauzal, y comparado con WRF forzado con solo con NARR y agregando la SST de enero a mayo del 2010.

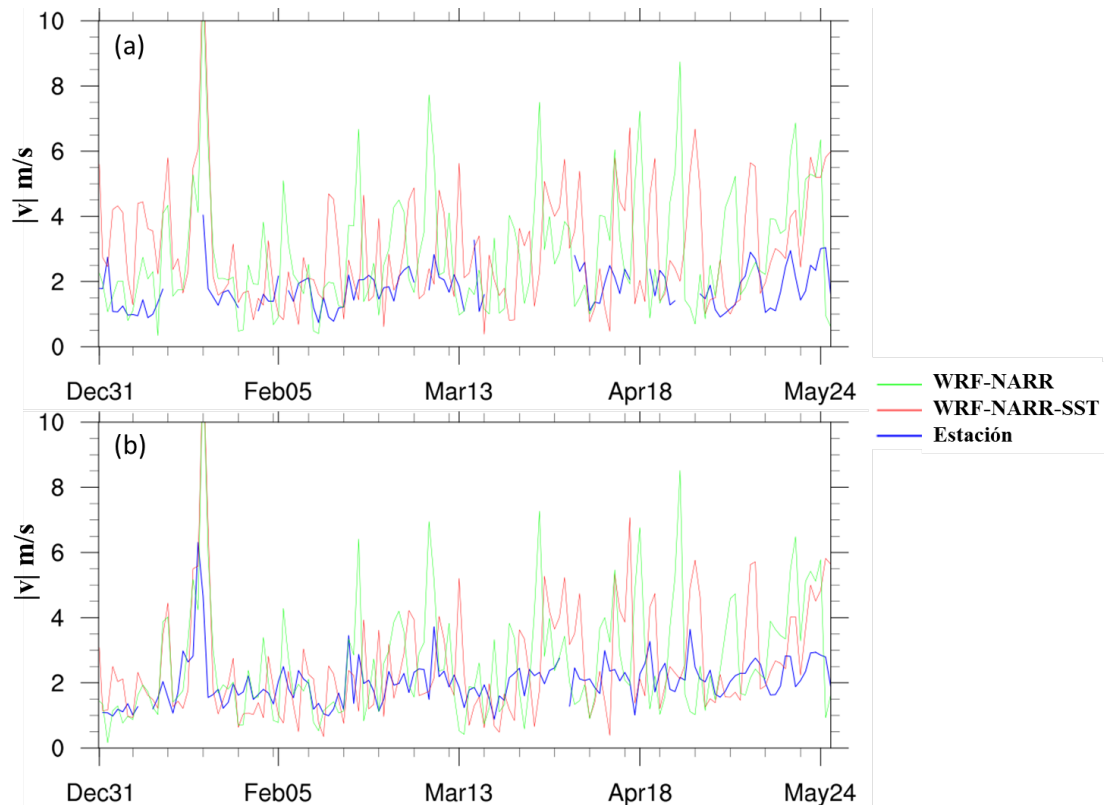


Figura 4.14: Igual que la figura 4.13 pero para la magnitud del viento.

Se generaron rosas de viento en ambas estaciones, pero como son resultados similares solo se muestran las de la estación del CICESE (figuras 4.15, 4.16, 4.17). En febrero en la estación se observa que el viento más frecuente es del noreste, norte y suroeste (asociado a la brisa marina), ambas simulaciones con el modelo WRF muestran una deficiencia en mostrar los patrones descritos en la estación meteorológica. Cabe destacar que un comportamiento permanente con las simulaciones de WRF-NARR es que la componente del oeste va siendo cada vez más dominante conforme avanzan los meses del año, llegando a tener frecuencias hasta de 80% lo cual es un comportamiento poco realista. Mientras que la simulación de WRF-NARR-SST muestra diversas componentes y se observa incluso los vientos dominantes del noroeste asociados con los vientos sinópticos, lo cual concuerda con lo observado en otros trabajos. Es importante destacar que en la estación de CICESE para el periodo observado tiene varios datos no válidos, lo que podría indicar que el sensor de

viento no sea tanto de confiar.

CICESE, febrero

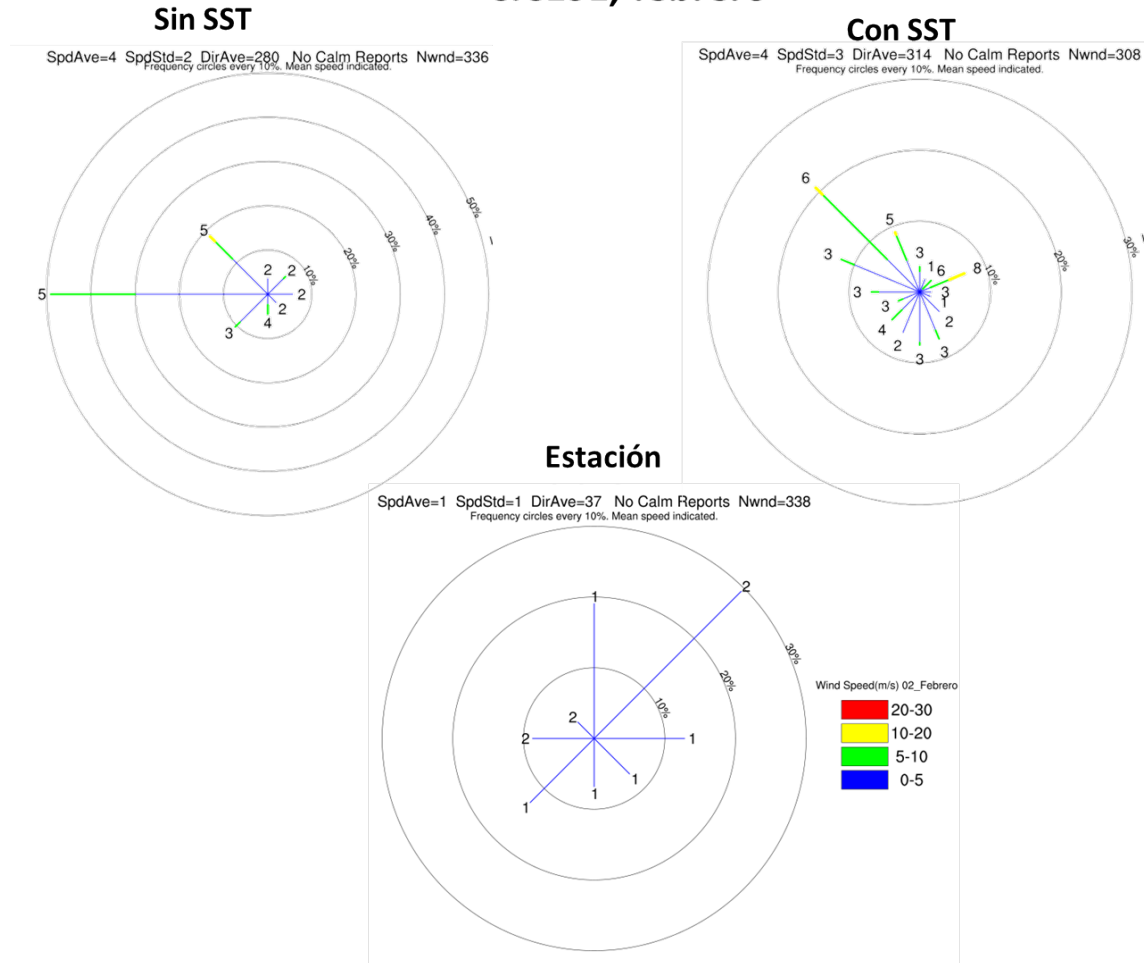


Figura 4.15: Rosas de viento para Febrero del 2010 de datos diurnos de: a) WRF solo con NARR, b) WRF con NARR y SST y c) de la estación meteorológica.

CICESE, mayo

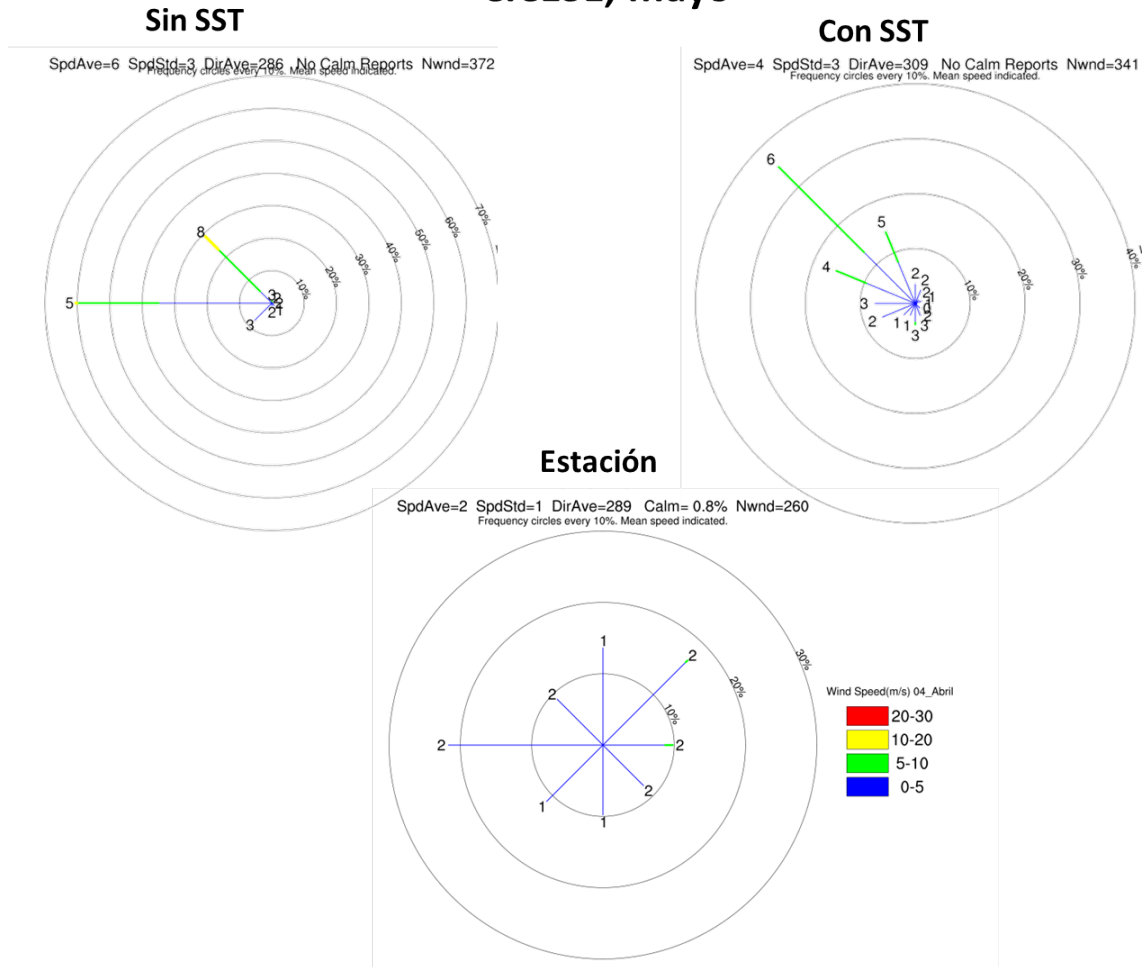


Figura 4.16: Igual que la figura 4.15 pero para mayo.

CICESE, agosto

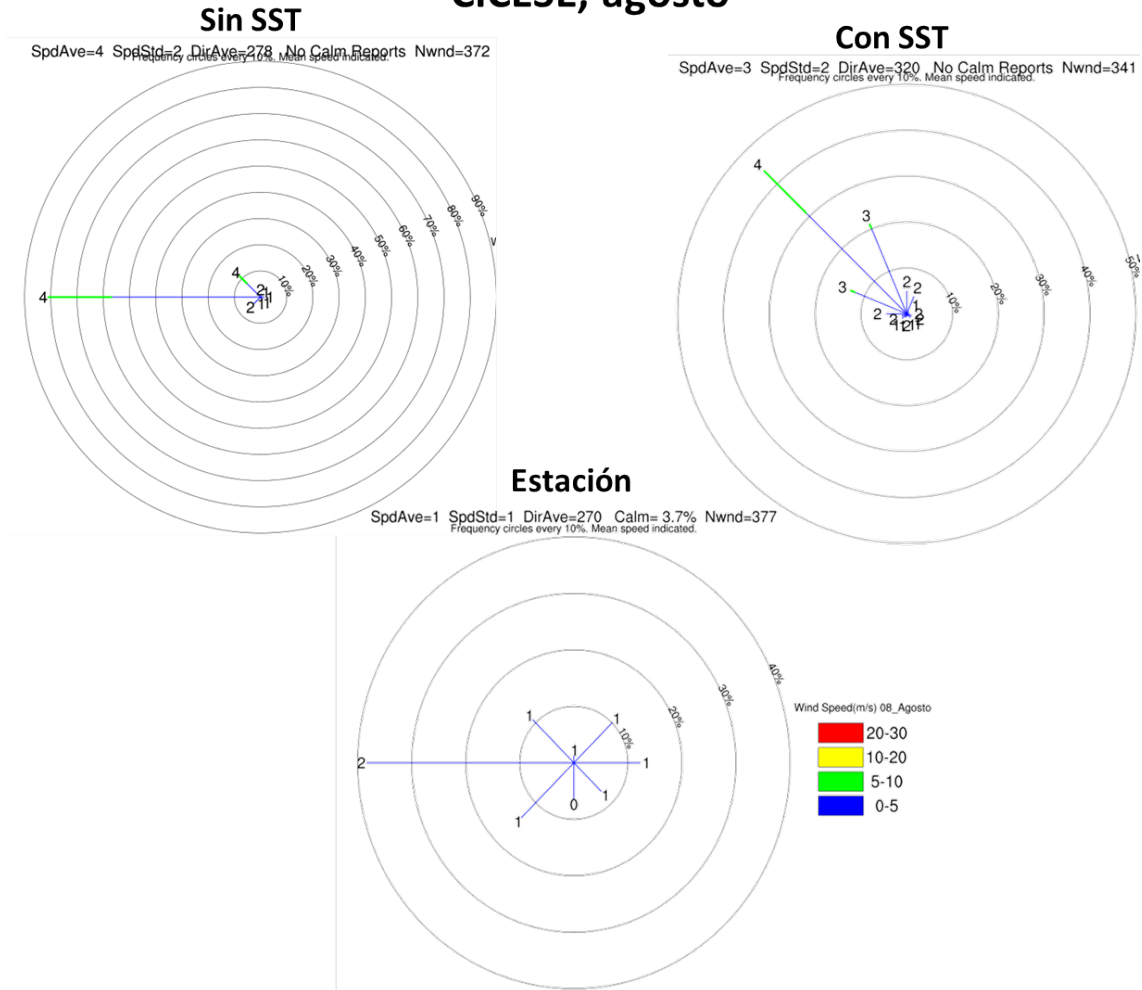


Figura 4.17: Igual que la figura 4.15 pero para agosto.

Con los gráficos de astillas se puede observar el comportamiento del viento (dirección y magnitud) en un punto en el tiempo, en el presente reporte se muestran los gráficos de astillas para los últimos 5 días de cada mes analizado (febrero, marzo, abril y mayo) para las simulaciones WRF-NARR y WRF-NARR-SST. En febrero y marzo se observa en el día algunos eventos de viento de mar a tierra que empiezan justo antes de mediodía, sin embargo terminan después del ocaso. En la noche no se observa un patrón claro.

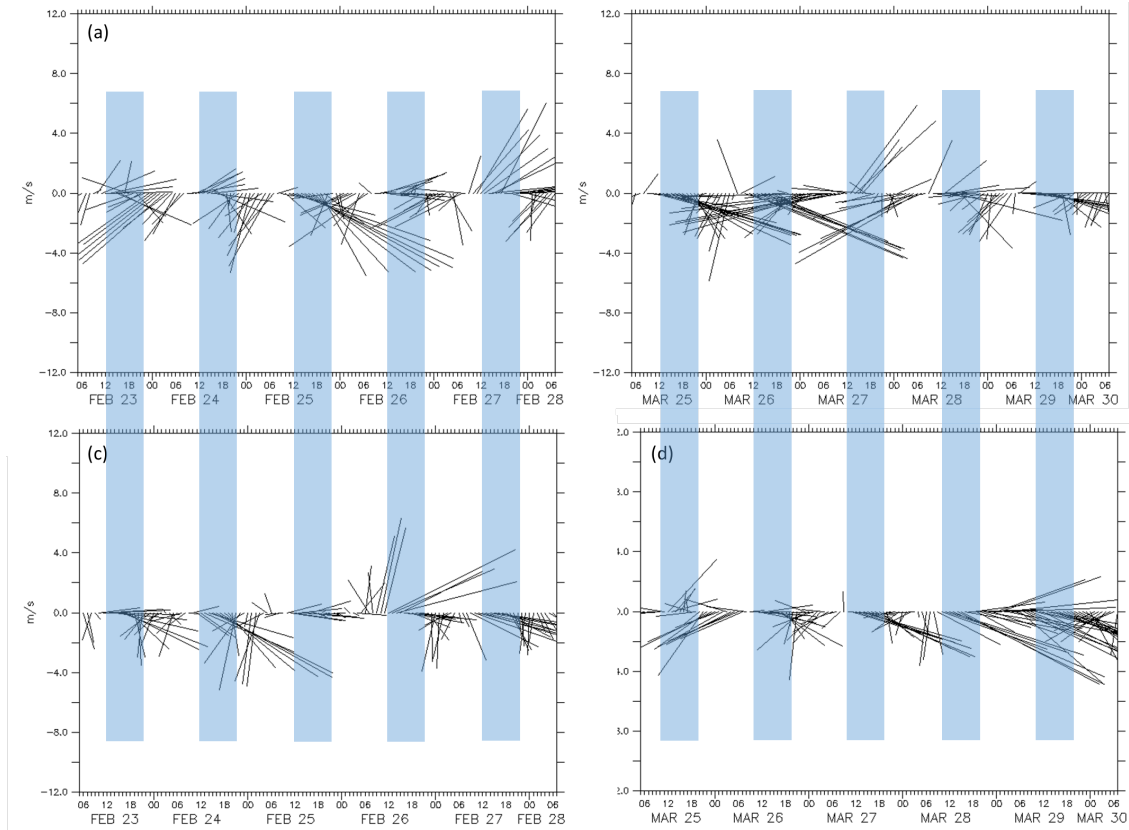


Figura 4.18: Gráfica de astillas en el punto de CICESE para a) 5 días de febrero y b) 5 días de marzo de WRF-NARR-SST; y c) 5 días de febrero y d) 5 días de marzo de WRF-NARR.

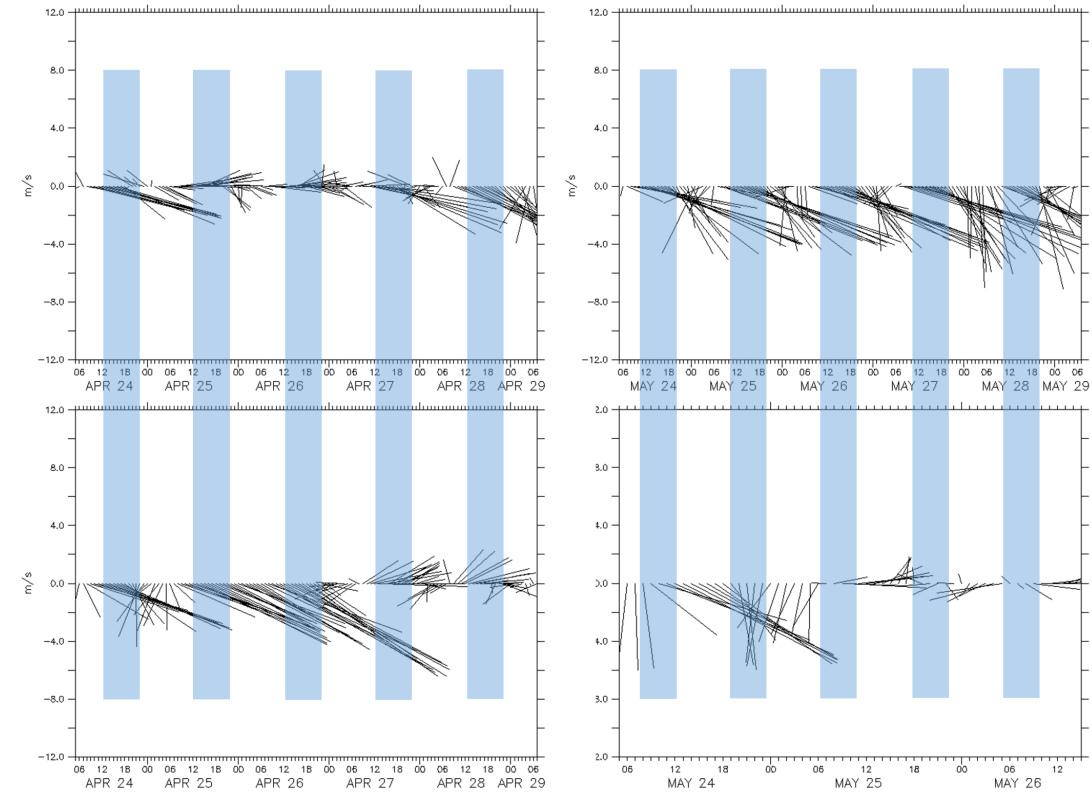


Figura 4.19: Igual que la figura 4.18 pero para a) 5 días de abril y b) 5 días de mayo.

Debido a que la brisa marina es un evento semidiurno, es importante analizar el comportamiento de la temperatura y la rapidez del viento en el ciclo diurno. En la figura 4.20 se observa el ciclo diurno de un día de febrero, marzo, abril y mayo de las 6 a.m. de un día a las 6 a.m. del día siguiente. El WRF-NARR-SST en el día de febrero, marzo y mayo es muy parecido a las observaciones, mientras que en abril subestima la variable todo el día. En marzo el WRF-NARR tiende a sobreestimar el calentamiento diurno, mientras que en abril subestima el enfriamiento durante la noche, para el día de mayo sobrestima la temperatura todo el día.

Por otro lado, en la rapidez del viento para el día de febrero, marzo y abril, aunque el WRF-NARR-SST sobreestima dicha variable, si sigue el patrón de intensificación durante el día y disminución de los vientos en la noche, excepto en mayo en donde sobreestima dema-

siado la rapidez del viento. Mientras que el NARR-SST en febrero sobreestima la variable, en marzo hace un trabajo regular, parecido a la otra simulación, en abril sobreestima considerablemente el viento (4 veces más) respecto al dato de la estación y en mayo se asemeja mucho a los observado (figura 4.21).

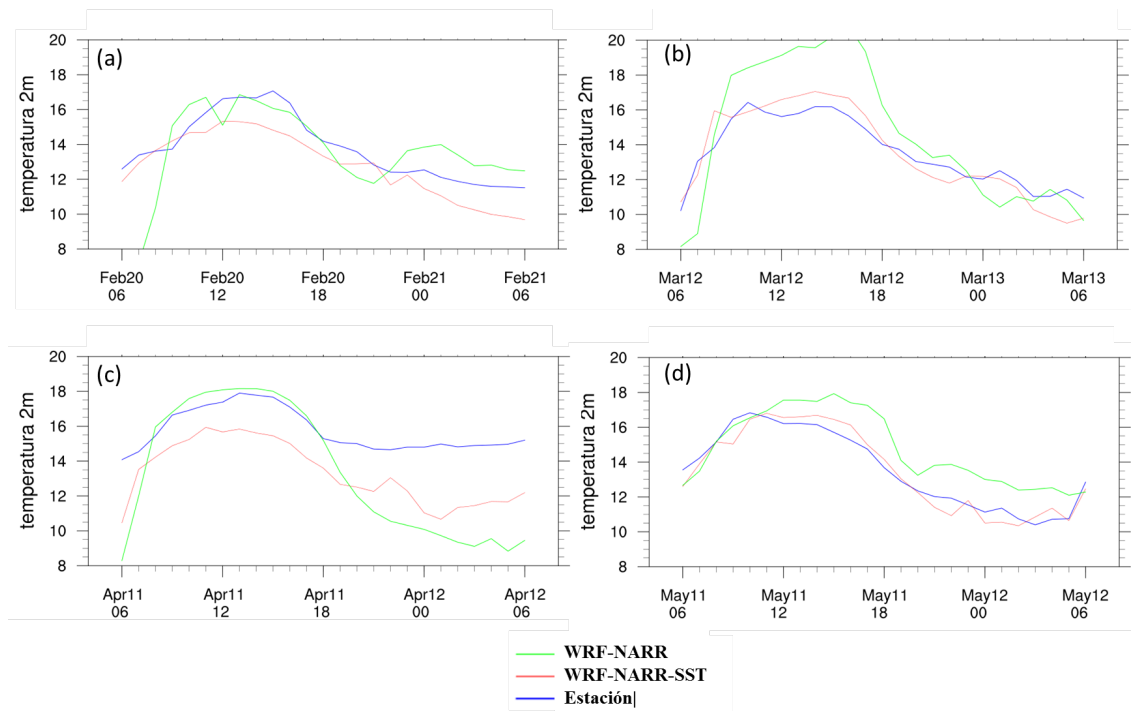


Figura 4.20: Para el punto de la estación de CICESE, ciclo diurno de la temperatura para un día de a) febrero, b) marzo, c) abril y d) mayo.

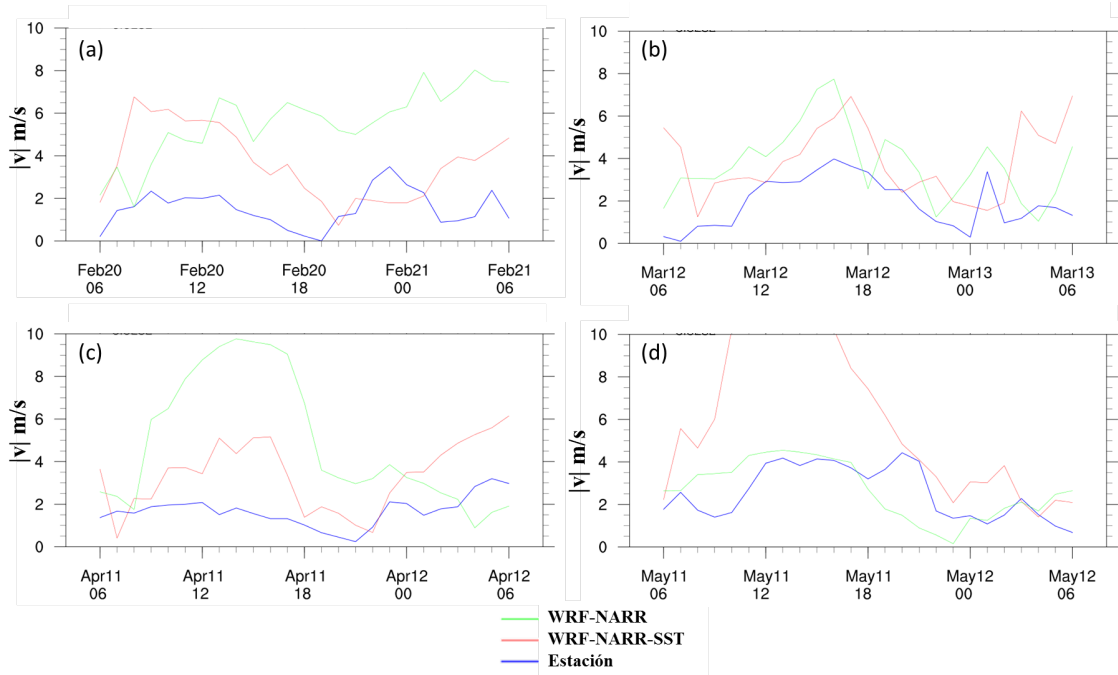


Figura 4.21: Igual que la figura 4.20 pero para la magnitud del viento

Con la finalidad de conocer el estado medio de la atmósfera sobre la BTS, se generaron mapas con la temperatura, presión reducida a nivel del mar (PNM) y viento de promedios mensuales y promedios mensuales diurnos con información de 7 a.m. a 7 p.m. y nocturnos de 7 p.m. a 7 a.m. utilizando WRF-NARR-SST. En los datos promedios se observa como sobre el mar dominan los vientos sinópticos, mientras que en la costa se observa modificación en la dirección del viento. Sobre Ensenada se observan vientos del suroeste principalmente en junio y agosto, meses en los que también se observa un mayor contraste entre la tierra y el océano (figura 4.22).

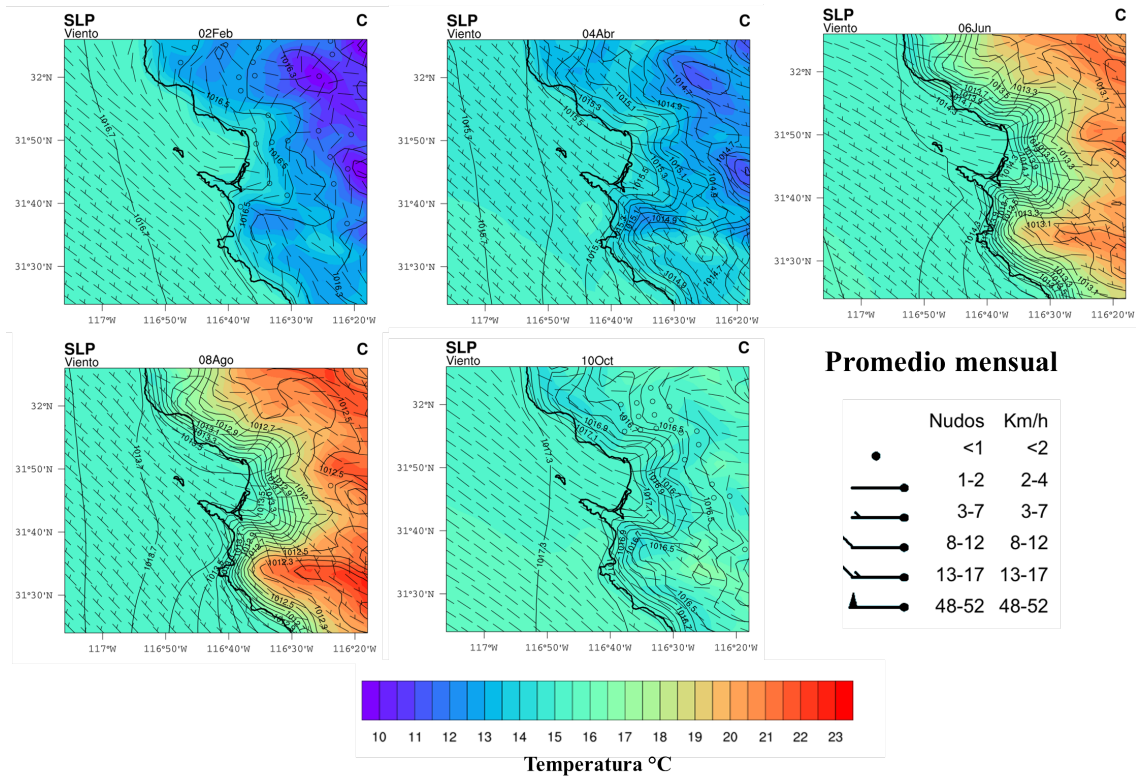


Figura 4.22: Mapa de promedios mensuales de temperatura superficial del aire, PNM y viento del dominio con mayor resolución para a) febrero, b) abril, c) junio, d) agosto y e) octubre del 2010

En los promedios diurnos se observa en el mismo patrón que en los mapas anteriores, viento del noroeste sobre el océano, sobre la BTS se vuelven del este, y al entrar a la costa se vuelven de suroeste sobre la ciudad de Ensenada y del noroeste en Maneadero. Dicho comportamiento es persistente e todos los meses, y a diferencia de la figura 4.22 , la velocidad del viento es de 3 a 7 km h⁻¹(figura 4.23).

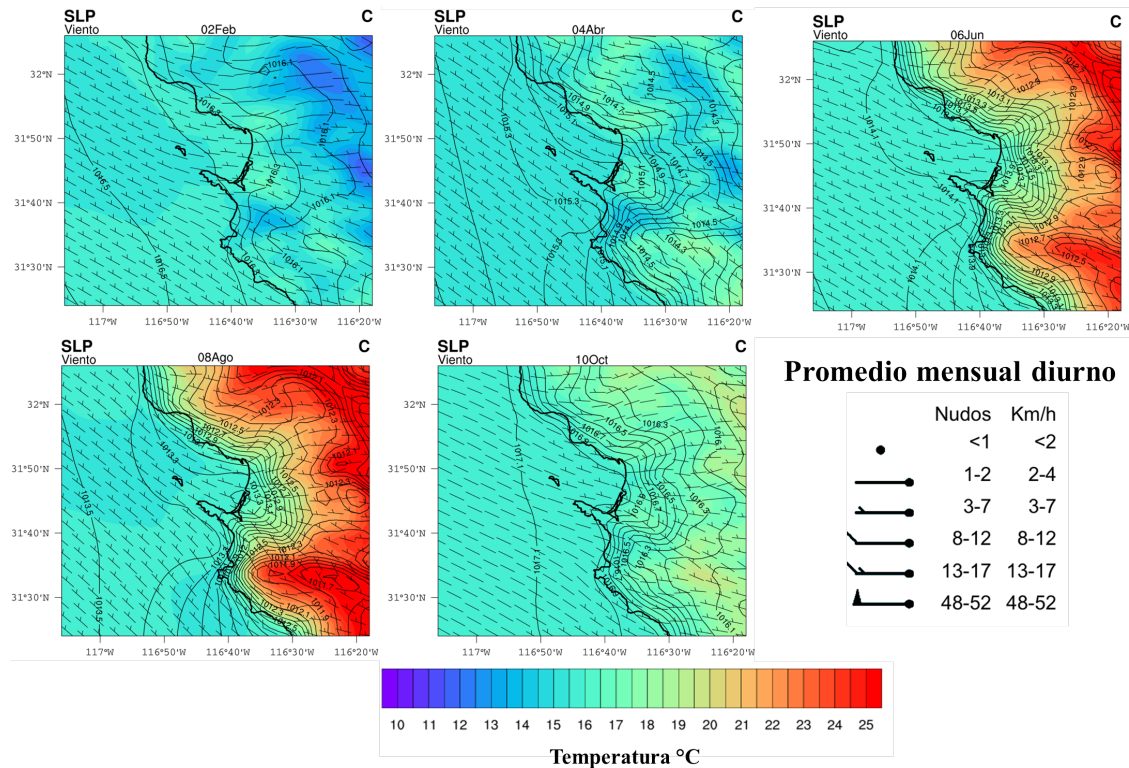


Figura 4.23: Mapa de promedios mensuales diarios de temperatura superficial del aire, PNM y viento del dominio con mayor resolución para a) febrero, b) abril, c) junio, d) agosto y e) octubre del 2010.

En los promedios nocturnos, en la parte oceánica persisten los vientos del noroeste. Mientras que en las costas de la BTS, se observan diferentes patrones. En Febrero en Ensenada se aprecian los vientos terrales (vientos de tierra a mar) con una rapidez de 2 a 7 km h⁻¹, lo mismo ocurre sobre maneadero, pero con vientos menores a 5 km h⁻¹. En abril sobre Ensenada y Maneadero se observa viento en calma. En junio y en agosto no se observan dichos vientos terrales, incluso persisten vientos de mar a tierra aunque de muy baja intensidad. En octubre domina el viento en calma en la zona costera de la BTS, es importante destacar que incluso los vientos sinópticos son menos intensos que en los otros meses (ver figura 4.24).

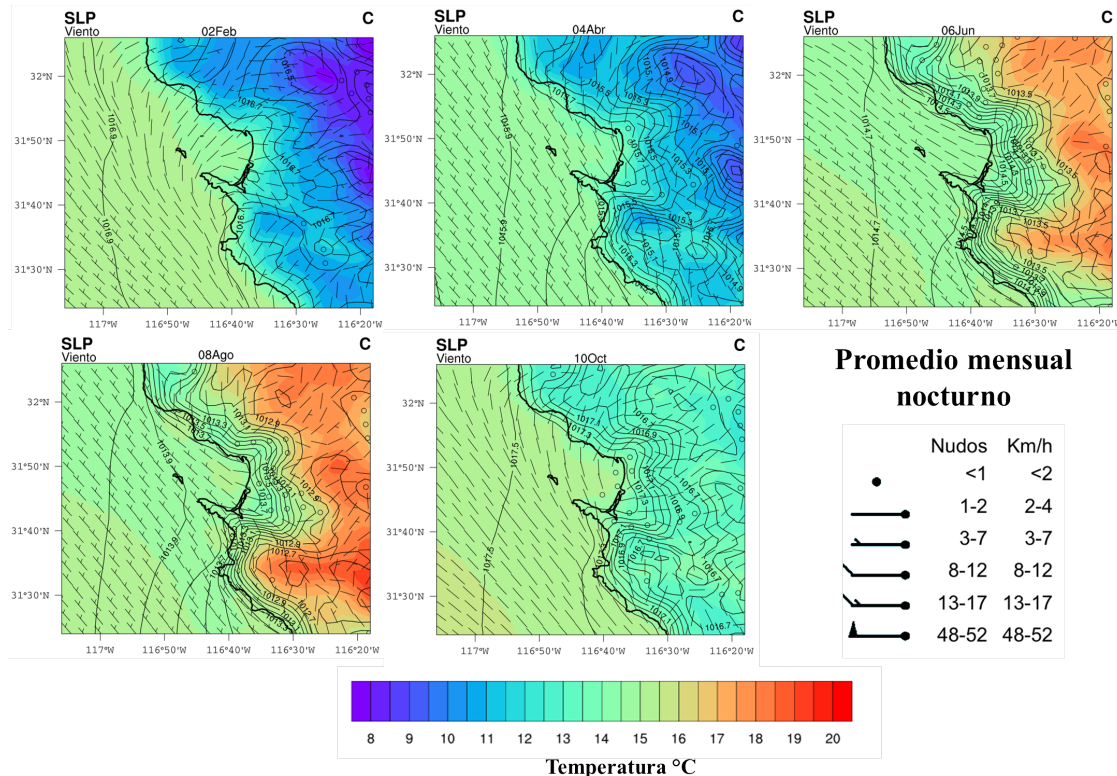


Figura 4.24: Mapa de promedios mensuales nocturnos de temperatura superficial del aire, PNM y viento del dominio con mayor resolución para a) febrero, b) abril, c) junio, d) agosto y e) octubre del 2010.

Para identificar eventos de brisa marina se calculó en los puntos Ens1, Ens2 y Ens3 de la figura 4.25 la diferencia de temperatura y presión de éstos con un punto en el centro de la BTS. Se buscaron eventos de brisa intensos y moderados, identificando diferencias persistentes de temperatura mayores a 6 °C y 4 °C respectivamente, por al menos 4 horas y diferencias de presión respecto a la BTS de -0.4 mb en Ens1, Ens2 y -0.9 en Ens3. Siguiendo este método se encontró que la mayor cantidad de eventos de brisa intensa se presentaron en el mes de mayo, mientras que en los meses de febrero, junio, julio agosto y octubre no hubo ni un evento. En el caso de la brisa moderada en los meses abril y mayo se encontró el mayor número de eventos (6 días), en casi todos los meses hubo un evento de brisa moderada, a diferencia de la brisa intensa (figura 4.26).

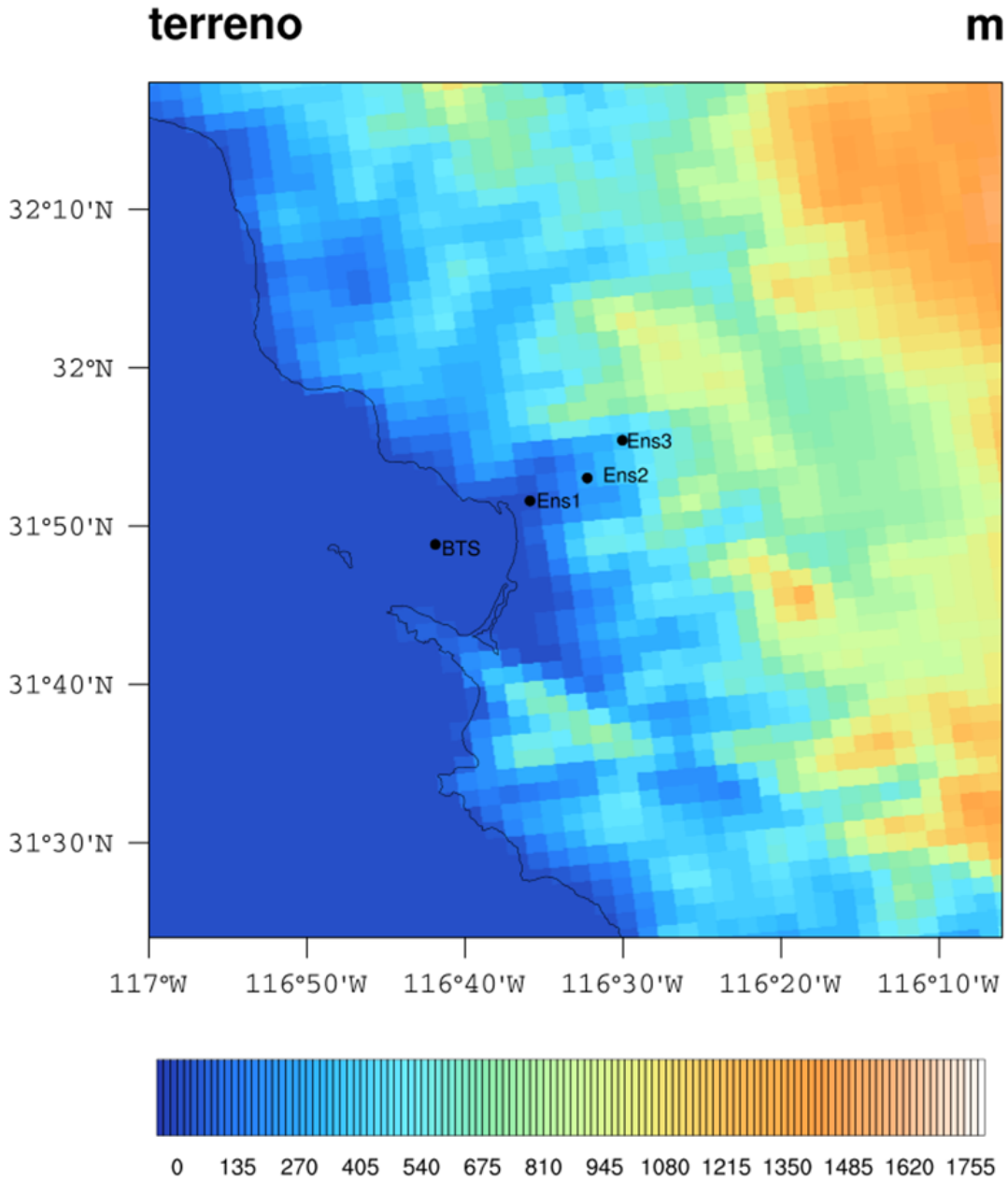


Figura 4.25: Puntos donde se identificaron eventos de brisa marina.

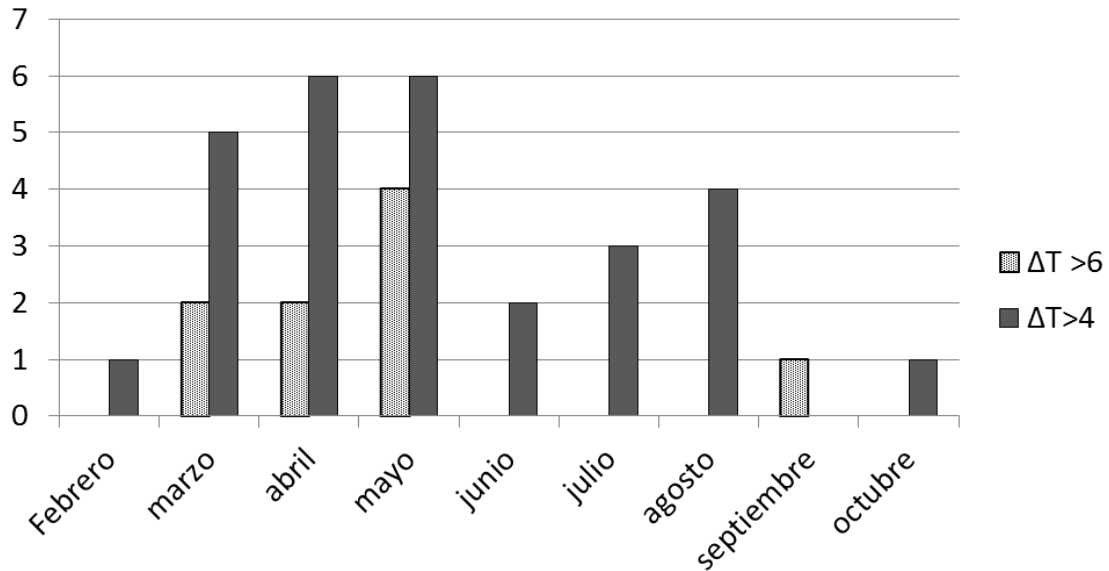


Figura 4.26: Frecuencia de eventos de brisa marina intensa (área punteada) y moderada (gris oscuro).

De todos los eventos se escogió analizar uno intenso ocurrido del 25 al 26 de mayo del 2010. Se analiza el viento y la temperatura a las 6 a.m., 9 a.m., 12 p.m., 3 p.m., 6 p.m. y 9 p.m. A las 6 a.m. se observan varios puntos con viento en calma sobre la ciudad de Ensenada, a partir de las 9 a.m. comienza a calentarse la atmósfera superficial al norte de la BTS, a medio día ya se observa un sistema de baja presión debido al calentamiento sobre Ensenada lo cual genera una desviación del viento del noroeste a viento del oeste y suroeste en esta región, persistente hasta las 3 p.m. A las 6 p.m. aún persiste viento del oeste aunque ya no se aprecia el sistema de baja presión sobre la ciudad. A las 9 p.m. se observa tierra adentro aproximadamente entre los $-116^{\circ}20'$: $-116^{\circ}30'$ y $31^{\circ}50'$ vientos terrales persistentes a las 12 a.m. y 3 a.m. (figura 4.27).

25-26 de mayo de 2010

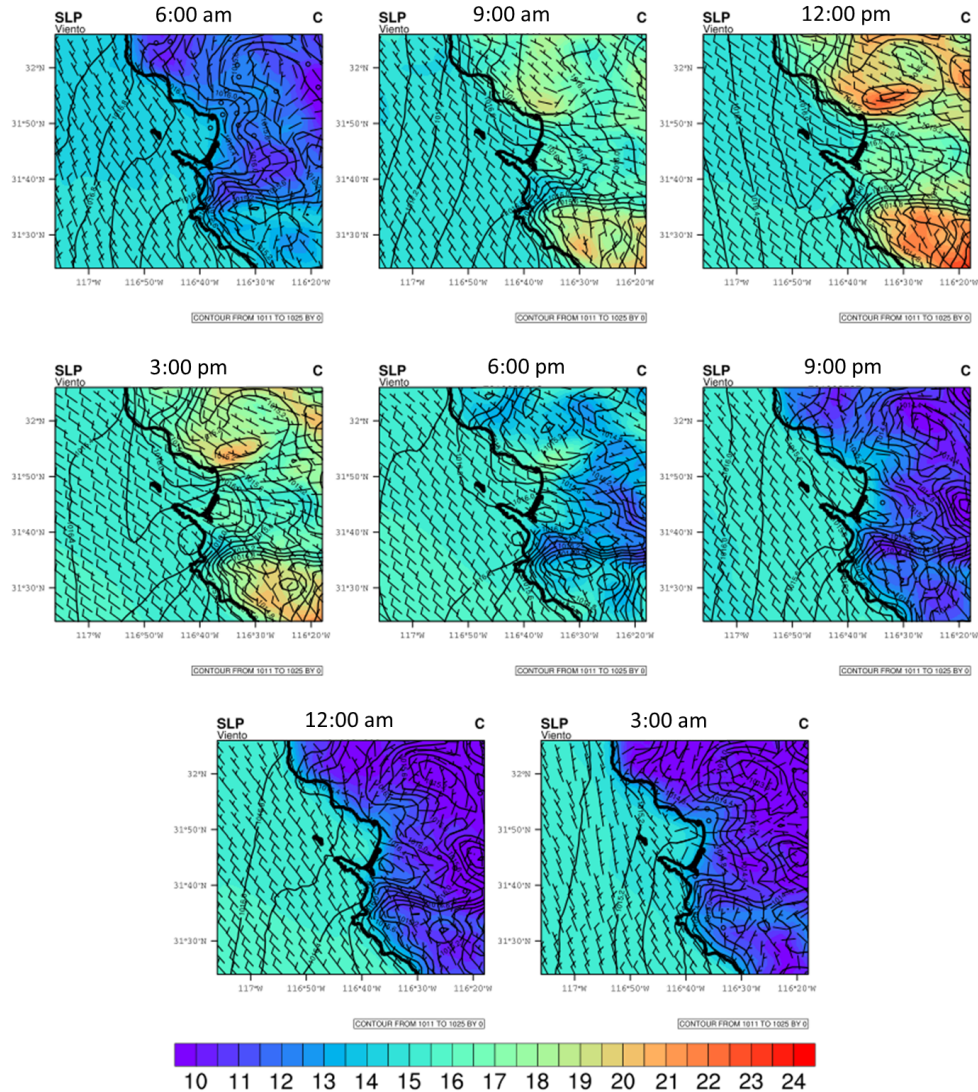


Figura 4.27: Mapa de temperatura, viento y PNM para las 6 a.m., 9 a.m., 12 p.m., 3 p.m., 6 p.m., 9 p.m. del 25 de mayo y 12 a.m. y 3 a.m. del 26 de mayo.

Validación

Análisis de eventos de brisa marina.

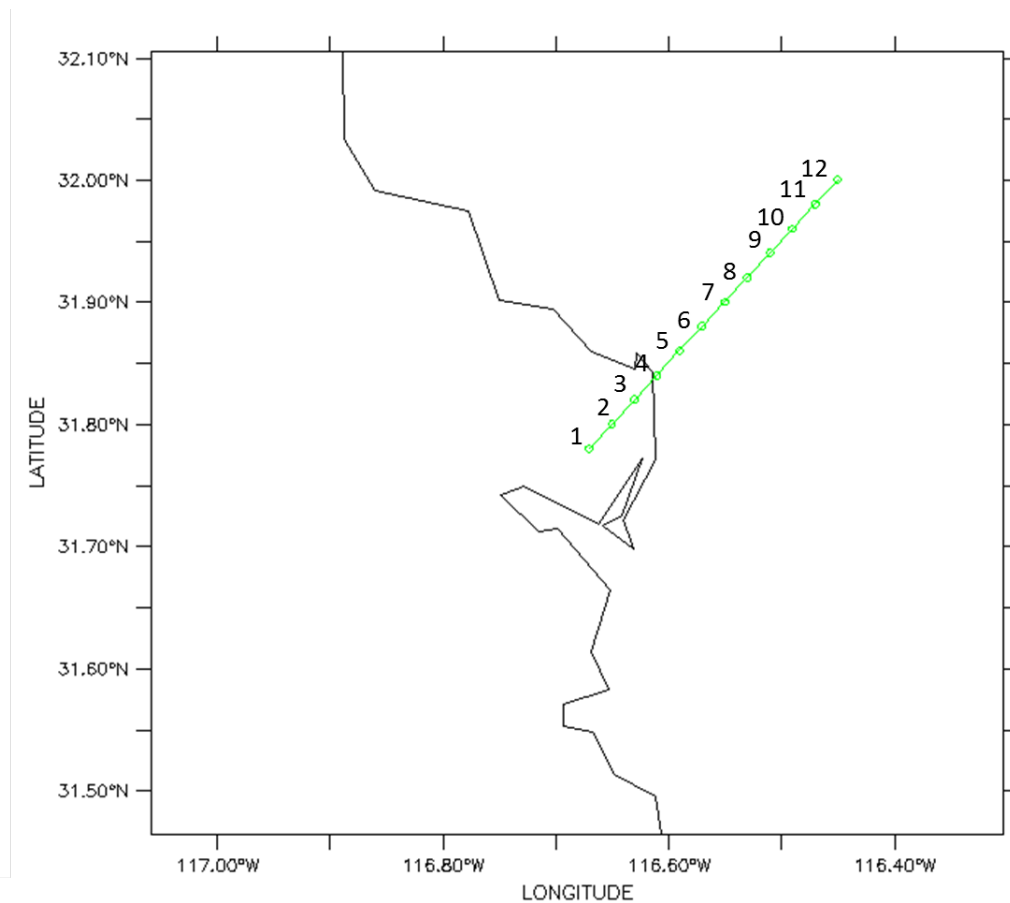


Figura 4.28: Línea sobre la que se realizan los cortes verticales.

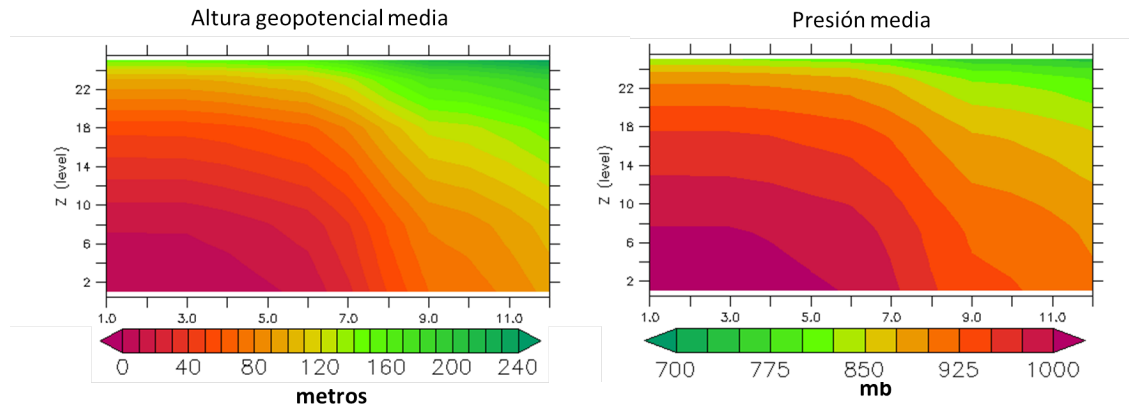


Figura 4.29: Corte vertical de la media temporal de todo el periodo de simulación de los 12 puntos de la línea mostrada en la figura 29 de a) altura geopotencial y b) Presión del aire.

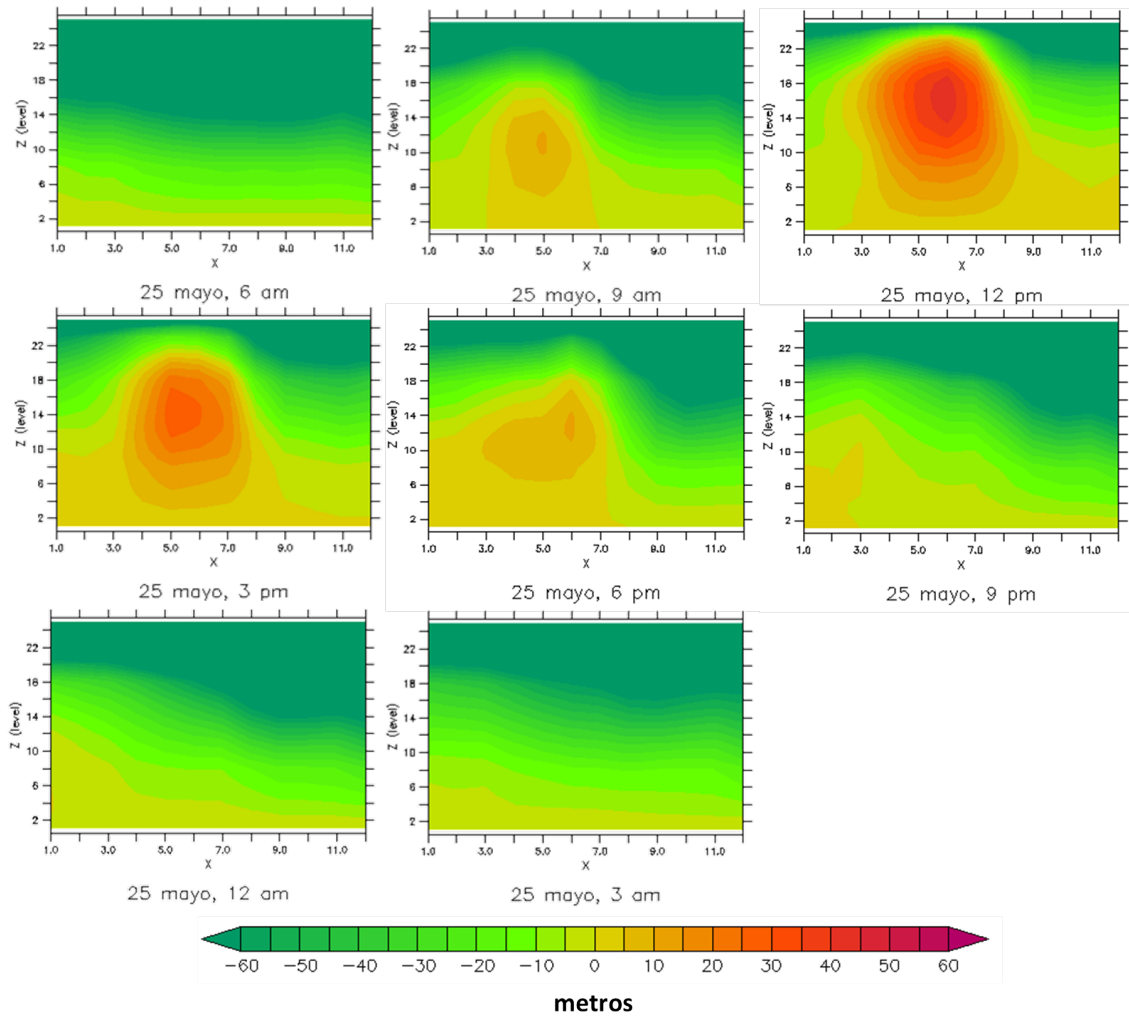


Figura 4.30: Corte vertical de la anomalía de altura geopotencial del día 25 y 26 de mayo del 2010 a diferentes horas del día sobre la línea de la figura 29.

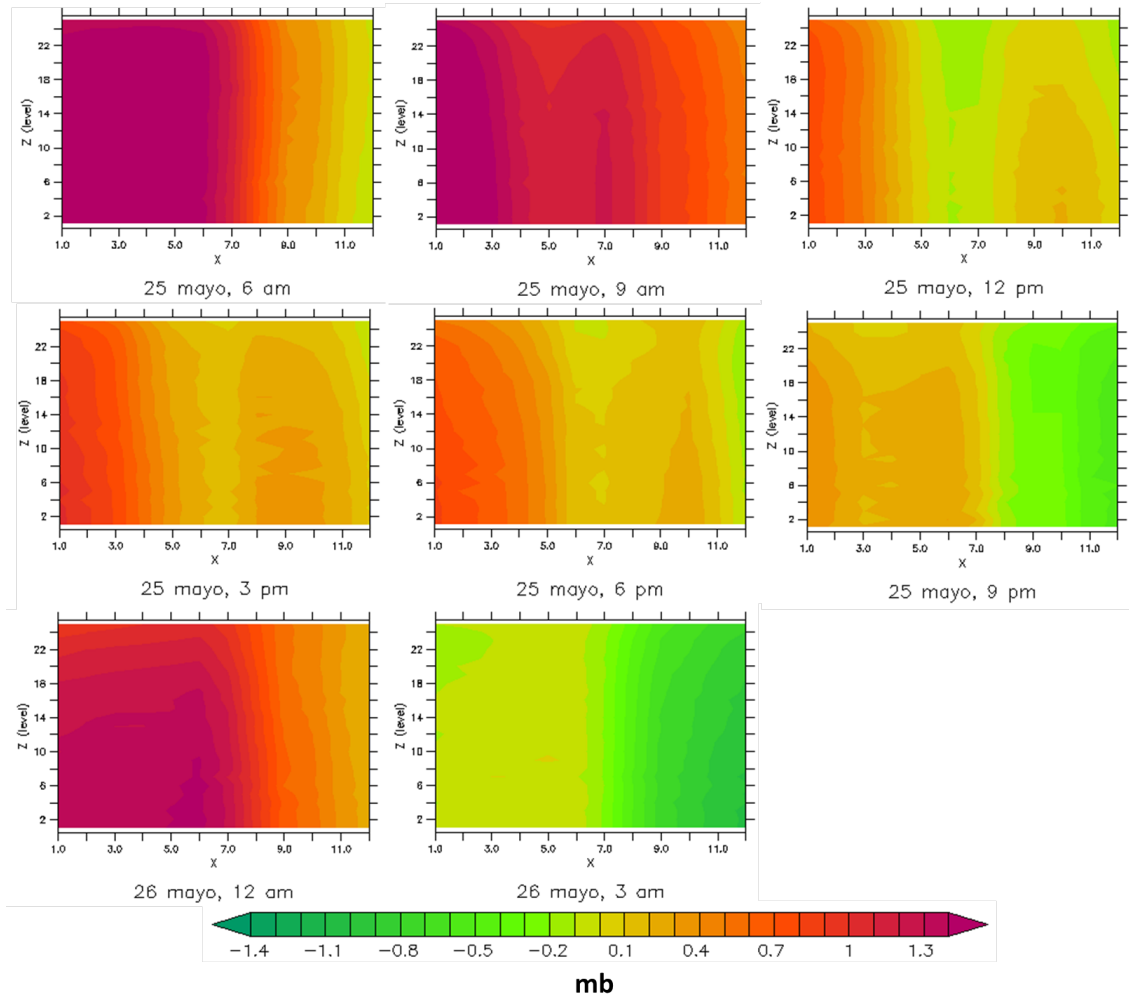


Figura 4.31: Igual que la figura 4.30 pero para la anomalía de presión.

4.4. Conclusiones

En el caso idealizado del WRF observamos que el máximo de la rapidez del viento se encontró a las 5 p.m., después de presentarse el máximo de temperatura, y también una celda de circulación bien definida que se extiende arriba de los 2 km. En contraste, la celda de circulación de la brisa terrestre es menos profunda y el viento es de menor intensidad.

En el caso realista de la BTS, se compararon las simulaciones de la temperatura del aire y viento (rapidez y dirección) del modelo WRF forzado con NARR (WRF-NARR) y con NARR y TSM (WRF-NARR-SST) con observaciones de dos estaciones que pasaron el control de calidad para el periodo de febrero a octubre del año 2010. En donde se encontró que la solución WRF-NARR tiende a sobreestimar considerablemente la frecuencia de eventos de brisa marina, mientras que el WRF-NARR-SST muestra una distribución de las direcciones del viento más realista, sin embargo aún diferente a lo mostrado en las estaciones meteorológicas, respecto a la magnitud del viento el WRF-NARR-SST se asemejó más a las observaciones aunque tiende a sobreestimar dicha variable, excepto en mayo en donde la simulación WRF-NARR se asemeja más a las observaciones. En el caso de la temperatura el experimento WRF-NARR-SST tiene una muy alta correlación con los datos de la estación, tanto en las comparaciones de datos diarios como en los ciclos diurnos. Por lo que si se vió una mejoría al agregar los datos de TSM en las simulaciones.

Posteriormente con los datos del modelo con TSM se identificaron eventos de brisa marina fuerte y moderada en el periodo estudiado, encontrando que mayo es el mes donde más se pueden esperar los eventos de brisa marina, y septiembre y octubre los meses con menor ocurrencia de dicho evento. Se seleccionó un evento intenso de brisa marina y se analizó tanto en la parte superficial como en la vertical, y el modelo realiza un muy buen trabajo ya que coincide con lo esperado en la literatura, si muestra que la brisa marina comience desde que empieza a calentar el sol (9 a.m.) teniendo su pico máximo de intensidad de 12 a 3 de la tarde, y penetrando hasta los 900 mb (aproximadamente 200 m). Durante la noche se observa la inversión de la circulación aunque con menor intensidad.

Como trabajo futuro se recomienda, comparar los resultados de las simulaciones con otra fuente de datos, tal como un producto en malla o más estaciones en otro lugar un poco lejano a la BTS para corroborar que el bajo desempeño no se deba a un problema de las estaciones meteorológicas. Así como seguir trabajando con las parametrizaciones del modelo y la definición de la topografía para alcanzar un mejor desempeño.

Bibliografía

- Álvarez, L. (1977). *Vientos en la Bahía de Todos Santos, Baja California*. *Ciencias Marinas*, **4**(1), 81–89.
- Álvarez, L., Hernández, R., y Durazo, R. (1988). *Drift Patterns of Lagrangian Tracers in Todos Santos Bay*. *Ciencias Marinas*, **14**(4), 135–162.
- Apel, J. R. (1988). *Principles of ocean physics*. Academic Press.
- Argote, M., Amador, A., y Morales, C. (1975). Distribución de los parámetros de salinidad y temperatura y tendencias de la circulación en la bahía de todos santos, b.c. Memorias de la primera reunión de los CIBCASIO.
- Argote, M., Gavidia, F., y Amador, A. (1991). *Wind-induced circulation in Todos Santos bay, B.C., Mexico*. *Atmósfera*, **4**, 101–115.
- Balmforth, N. J. y Llewellyn-Smith, S. (2005). *Program of study: tides*. Woods Hole Oceanog. Inst.
- Barton, E. y Argote, M. (1980). *Hydrographic variability in an upwelling area off northern Baja California in June 1976*. *J. Mar. Res.*, **38**(4), 631–649.
- Batten, M. (1997). *Wind-forced modeling studies of currents, meanders, and eddies in the California Current system*. *J. Geophys. Res.*, **102**(cl), 985–1010.
- Brown, D. (1966). *General Weather and Sea Conditions Off the Baja and Southern California Coasts*. *Scripps Inst of Oceanography*.

- Carle, D. (2006). *Introduction to air in California*. University of California, California. ISBN 9780520247482.
- Carton, J. A. y Giese, B. S. (2005). *SODA: A Reanalysis of Ocean Climate*. *Journal of Geophysical Research-Oceans*.
- Castro, R., Mascarenhas, A., Martínez, A., Durazo, R., y Silva, G. (2006). *Spatial influence and oceanic thermal response to Santa ana events along the Baja California peninsula*. *Atmosfera*, **19**, 195–211.
- COMET (2002). Thermally-forced circulation i: Sea breezes. <https://www.met.ed.ucar.edu>.
- Crosman, E. T, y J. D. H. (2010). *Sea and lake breezes: a review of Numerical Studies*. *Boundary Layer Meteorology*, **137**, 1–29.
- Cushman-Roisin, B. y Beckers, J. M. (2011). *Introduction to geophysical fluid dynamics, physical and numerical aspects*. Academic Press.
- de Boyer, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., y Iudicone, D. (2004). *Mixed layer depth over the global ocean An examination of profile data and a profile-based climatology*. *Journal of Geophysical Research*, **109**.
- Durazo, R. y Álvarez, L. G. (1988). *Kinematics of the Southern Region of Bahía de Todos Santos, B.C.*. *Ciencias Marinas*, **14**(1), 95–114.
- Espinosa-Carreón, T., Gaxiola-Castro, G., Beier, E., Strub, P., y Kurczyn, J. (2012). *Effects of mesoscale processes on phytoplankton chlorophyll off Baja California*. *Journal of Geophysical research*, **117**.
- Filonov, A., Lavín, M., Ladah, L., y Tereshchenko, I. (2014). *Spatial variability of internal waves in an open bay with a narrow steep shelf in the Pacific off NW Mexico.*. *Continental Shelf Research*, **78**, 1–15.
- Flores-Vidal, X., Durazo, R., Castro, R., Navarro, L., Dominguez, F., y Gil, E. (2015). Fine-scale tidal and sub-tidal variability of an upwelling-influenced bay as measured by the mexican high frequency radar observing system. En *Coastal Ocean Observing Systems: Advances and Syntheses*. Elsevier. ISBN 9780128020227.

- García, J., Robles, J., y Flores, C. (1995). Observaciones de corrientes y temperatura en la bahía de todos santos, b.c. durante mayo-octubre de 1994. Informe técnico. Comunicaciones académicas. Serie Oceanografía Física, CICESE.
- Gavidia, F. (1988). Simulación numérica de la circulación barotrópica en la bahía de todos santos, baja california. Tesis de Maestría, CICESE.
- Glickman, T. (2000). *Glosary of meteorology*. American meteorological society, second edition edición.
- Gómez-Valdez, J. (1983). *Estructura hidrográfica promedio frente a Baja California.. Ciencias Marinas*, **9**(2), 75–86.
- Godin, G., de la Paz, R., Rodriguez, N., y Ortiz, M. (1980). *La marea y el nivel del mar a lo largo de la costa occidental de Mexico. Geofísica Internacional*, **19**, 239–258.
- Gutiérrez, O. (1999). Análisis numérico y descripción barotrópica en la bahía de todos santos, b.c. Tesis de licenciatura, UABC.
- Haidvogel, D. B. y Beckmann, A. (1999). *Numerical ocean circulation modeling*. Imperial College Press.
- Israeli, M. y Orszag, S. A. (1981). *Approximation of radiation boundary conditions. Journal of Computational Physics*, **41**, 115–135.
- Kundu, P. K. y Durran, D. R. (1975). *Ekman veering observed near the ocean bottom. Journal of Physical Oceanography*, **6**, 238–242.
- Lynn, R. y Simpson, J. (1987). *The California current system – The seasonal variability of its physical characteristics. Journal of Geophysical research*, **92**, 12947–12966.
- Marinone, S. G. y Lavín, M. F. (1997). *Mareas y corrientes residuales en el Golfo de California. Contribuciones a la oceanografía física en México*, **3**, 113–139.
- Mateos, E., Marinone, S., y Parés-Sierra, A. (2009). *Towards the numerical simulation of the summer circulation in Todos Santos Bay, Ensenada, B.C., México. Ocean Modelling*, **27**, 107–112.

- Mateos, E., Marinone, S., y Lavín, M. (2013). *Numerical modeling of the coastal circulation off northern Baja California and southern California*. *Continental Shelf Research*, **58**, 50–66.
- NASA (2016). November supermoon a spectacular sight. Recuperado el 6 de febrero de 2017, de <https://www.nasa.gov/feature/goddard/2016/novembers-spectacular-supermoon>.
- NASA/SDO (2015). Active regions on the sun. Recuperado el 6 de febrero de 2017, de <https://www.nasa.gov/image-feature/active-regions-on-the-sun>.
- Pares, A. (1981). *Análisis de componentes principales de los vientos superficiales sobre la Bahía de Todos Santos*. Tesis profesional. Universidad Autónoma de Baja California.
- Pavía, E. y Reyes, S. (1983). *Variaciones espaciales y estacionales del Viento superficial en la Bahía de Todos Santos, B. C.*. *Ciencias Marinas*, **9**(1), 151–167.
- Pugh, D. y Woodworth, P. (2014). *Sea-Level science: understanding tides, surges, tsunamis and mean sea level*. Cambridge University Press.
- Raphael, M. (2003). *The Santa Ana winds of California*. *earth interactions*, **7**, 1–13.
- Rasmussen, L., Cornuelle, B., Levin, L., Largier, J., y Lorenzo, E. D. (2009). *Effects of small-scale features and local wind forcing on tracer dispersion and estimates of population connectivity in a regional scale circulation model*. *J. Geophys. Res.*, **108**(C2), 1901–1911.
- Ray, R. D. (Sin fecha). Altimetric studies of ocean tidal dynamics. Recuperado el 31 de marzo de 2017, de <https://sealevel.jpl.nasa.gov/science/ostscienceteam/scientistlinks/scientificinvestigations/ray/>.
- Reid, J. y Schwartzlose, R. (1962). *Direct measurements of the Davison current off Central California*. *Journal of Geophysical research*, **67**, 2491–2497.
- Reid, J., Roden, R., y Wyllie, J. (1958). *Studies of the California Current System*. *CalCOFI report*, páginas 27–56.
- Reyes, S., Vogel, G., Pavía, E., y Parés-Sierra, A. (1983). *Synoptic effects on the local Winds in Todos Santos bay: A case Study*. *Monthly Weather review III*, páginas 1494–1500.

- Schroeder, M., Glovinsky, M., Krueger, D., Hendricks, V., Mallory, L., Hood, F., Oertelo, A., Hull, M., Reese, R., y Jacobson, H. (1964). *Synoptic weather types associated with critical fire weather. Technical report. US department of agriculture.*
- Shapiro, R. (1970). *Smoothing, Filtering, and Boundary Effects. Reviews of Geophysical and Space Physics*, **8**, 359–387.
- Shapiro, R. (1975). *Linear Filtering. Mathematics of Computation*, **29**, 1094–1097.
- Shchepetkin, A. F. y McWilliams, J. C. (2009). *Correction and commentary for “Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system” by Haidvogel et al., J. Comp. Phys. 227, pp. 3595–3624. Journal of Computational Physics*, **228**, 8985–9000.
- Simmon, R. (2013). Earth day and night. Recuperado el 8 de febrero de 2017, de <https://earthobservatory.nasa.gov/blogs/elegantfigures/2013/04/22/earth-day-and-night/>.
- Spargo, E., Westerink, J., Luettich, R., y Mark, D. (2004). Enpac 2003: A tidal constituent database for eastern north pacific ocean. Reporte técnico, U.S. Army Corps of Engineers.
- Stevenson, R. (1960). *Winds over coastal southern California. Bull. So. Cal.*, **59**(2), 103–119.
- Strub, P. y James, C. (2000). *Altimeter-derived variability of the surface velocities in the California Current System: 2. Seasonal circulation and eddy statistics. Deep-Sea Research II*, **47**, 831–870.
- University, T. O. (1999). *Waves, tides and shallow-water processes*. Butterworth-Heinemann.
- Wang, X., Chao, Y., Dong, C., Farrara, J., Li, Z., McWilliams, J. C., Paduan, J. D., y Rosenfeld, L. K. (2009). *Modeling tides in Monterey Bay, California. Deep-Sea Research II*, **56**, 219–231.
- Weatherall, P., Marks, K. M., Jakobsson, M., Schmitt, T., Tani, S., Arndt, J. E., Rovere, M., Chayes, D., Ferrini, V., y Wigley, R. (2015). *A new digital bathymetric model of the world's oceans. Earth and Space Science*, **2**, 331–345.

Wessel, P. y Smith, W. H. F. (1996). *A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline Database. Journal of Geophysical Research*, **101**, 8741–8743.

Yan, H. y Anthes, R. A. (1986). *The effect of latitude on the Sea Breeze. Monthly Weather Review*, **115**, 936–956.