



MEDIO AMBIENTE
SECRETARÍA DE MEDIO AMBIENTE Y RECURSOS NATURALES



IMTA
INSTITUTO MEXICANO
DE TECNOLOGÍA DEL AGUA

COORDINACIÓN DE DESARROLLO PROFESIONAL E INSTITUCIONAL

SUBCOORDINACIÓN DE POSGRADO

TESIS

Estudio de la brisa marina en el océano de la Bahía de Todos
Santos, B.C.

que para obtener el grado de

Doctorado en Ciencias y Tecnología del Agua

presenta

Jorge Armando Ibarra Romero

Tutor: Dr. Efraín Mateos Farfán

Cotutor: Dr. Silvio Guido Marinone

Jiutepec, Morelos

Año 2021





MEDIO AMBIENTE
SECRETARÍA DE MEDIO AMBIENTE Y RECURSOS NATURALES



IMTA
INSTITUTO MEXICANO
DE TECNOLOGÍA DEL AGUA

Con fundamento en los artículos 21 y 27 de la Ley Federal del Derecho de Autor y como titular de los derechos moral y patrimoniales de la obra titulada "Estudio de la brisa marina en el océano de la Bahía de Todos Santos, B.C.", otorgo de manera gratuita y permanente al Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, autorización para que fijen la obra en cualquier medio, incluido el electrónico, y la divulguen entre su personal, estudiantes o terceras personas, sin que pueda percibir por tal divulgación una contraprestación

Jorge Armando Ibarra Romero

Jiutepec, Morelos, México, diciembre 2021





DOCTORADO EN CIENCIAS Y TECNOLOGÍA DEL AGUA

Ante el Jurado integrado por:

Presidente: Dr. José Antonio Salinas Prieto,

Secretario: Dr. Julio Sergio Santana Sepúlveda,

Vocal 1: Dr. Efraín Mateos Farfán,

Vocal 2: Dr. Silvio Guido Lorenzo Marinone Moschetto,

Vocal 3: Dr. Víctor Manuel Arroyo Correa,

Vocal 4: Dr. Martín José Montero Martínez,

Director de Tesis

Dr. Efraín Mateos Farfán

Jiutepec, Morelos, México, diciembre 2021
Instituto Mexicano de Tecnología de Agua



Dedicatorias

A Dios por demostrarme que todo se puede lograr, al darme la fuerza de continuar estudiando y no rendirme.

A mis abuelitos José Natividad Romero y María Esther Jiménez, por continuar entregándome de su amor y apoyo, desde el cielo.

A mis padres, Miguel Ángel Ibarra y Dora Martha Romero, por apoyarme en mi trayectoria educativa y profesional.

A mi hermano y su familia, Miguel Ángel Ibarra, Laryza Velazco y Andrea Natalia Ibarra, por alentarme a continuar con los estudios y apoyo que me brindaron.

A mis tíos Pedro García y Floriselda Romero, por su apoyo e impulso para lograr culminar los estudios.

Agradecimientos

A mi asesor Dr. Efraín Mateos, por su apoyo, paciencia y asesorías en toda mi estancia en el IMTA.

A mi comité tutorial Dr. Silvio Marinone, Dr. Víctor Arroyo, Dr. J. Sergio Santana, Dr. Antonio Salinas y Dr. Martín Montero, por haberme brindado apoyo, conocimiento y asesorías durante el desarrollo de mi tema de investigación.

A mis compañeros Miguel Rodríguez, Lila Ostos, Rosario Ayala y Joshua Delgado por su ayuda, asesorías y amistad que me brindaron.

Al grupo de apoyo Yazmin, Gisell, Constantina, Ana y Diana por animarme a no rendirme y alegrarme durante mi estancia en el doctorado.

A la Subordinación de Posgrado del IMTA por permitir el apoyo económico de la beca de manutención durante el doctorado y cursos que ampliaron mi conocimiento.

Índice

Índice	I
Índice de figuras	V
Índice de tablas	IX
Abreviaturas	XI
Resumen	XV
1. Introducción	1
1.1. Corrientes oceánicas superficiales en la BTS	2
1.2. La brisa en la BTS	3
1.3. Temperatura superficial del mar en la BTS	5
1.4. Marea en la BTS	5
1.5. Objetivo general	6
1.6. Objetivos particulares	6
1.7. Hipótesis	6
2. Metodología	7
2.1. Configuración de la componente atmosférica	9

2.2. Configuración de la componente oceánica	10
2.3. Configuración del acoplamiento	11
2.4. Validación de la componente atmosférica	11
2.4.1. Malla del Pacífico (malla b)	11
2.4.2. Malla de la BTS (malla e)	12
2.5. Validación de la componente oceánica	15
2.5.1. Malla del Pacífico (malla a)	16
2.5.2. Malla de Baja California (malla d)	25
2.5.3. Malla de la BTS (malla f)	26
3. Resultados	31
3.1. Componente atmosférica	31
3.1.1. Vientos superficiales	31
3.1.2. Gradiente zonal de temperatura	34
3.1.3. TSM en la BTS	35
3.1.4. Estructura de la brisa	37
3.2. Componente oceánica	41
3.2.1. Corrientes oceánicas superficiales	41
3.2.2. Corte de la corriente oceánica en la vertical	44
3.2.3. TSM en la BTS	48
3.2.4. Ondas internas	49
4. Discusiones y conclusiones	61
4.1. Discusiones	61

4.1.1. Ondas internas	64
4.2. Conclusiones	64
A. Corrientes oceánicas superficiales	67
A.1. Corrientes oceánicas superficiales en el Pacífico Mexicano	67
B. La brisa	73
B.1. Dinámica lineal de la brisa	78
C. Interacción océano-atmósfera a mesoescala	83
Bibliografía	89

Índice de figuras

1.1. Área de estudio la Bahía de Todos Santos	2
2.1. Mallas para la región de estudio	9
2.2. Presión atmosférica y velocidad del viento promedios en el océano, para verano del 2013 del experimento RWCT	12
2.3. Serie de temperatura horaria a 2 m para verano de la estación del CICESE	13
2.4. Serie de rapidez horaria a 10 m para verano de la estación del CICESE	13
2.5. Serie de temperatura diaria a 2 m para junio de la estación del ITS	14
2.6. Serie de rapidez diaria a 10 m para junio de la estación del ITS . .	14
2.7. Espectro rotacional de la estación meteorológica del CICESE para verano del año 2013	15
2.8. Espectro rotacional del experimento RWCT para verano del año 2013	15
2.9. Velocidad del Pacífico mexicano en invierno	17
2.10. Velocidad del Pacífico mexicano en verano	17
2.11. Velocidad y vorticidad relativa media mensual del Pacífico mexi- cano, en el norte del Golfo de California a 10 m de profundidad . .	19
2.12. Velocidad y vorticidad relativa media mensual del Pacífico mexi- cano, en el sur del Golfo de California a 10 m de profundidad . . .	22

2.13. Velocidad y vorticidad relativa media mensual del Pacífico mexicano, en Baja California a 5 m de profundidad	25
2.14. Velocidad y vorticidad relativa estacional para el experimento RWCT, en Baja California a 10 m de profundidad	26
2.15. Elipses de variabilidad para el experimento RWCT, del mes de junio en la BTS	27
2.16. Altura superficial del mar climatológico, de un mes del mareógrafo de Ensenada y RWCT	28
2.17. Espectro de la altura superficial del mar	28
3.1. Promedio de la rapidez del viento para verano	32
3.2. FEOs del modo 1 para la componente zonal en verano del modelo WRF	33
3.3. FEOs del modo 1 para la componente meridional en verano del modelo WRF	34
3.4. Promedio del gradiente zonal de temperatura a 2 m para verano	35
3.5. FEOs del modo 1 para el gradiente zonal de temperatura a 2 m en verano del modelo WRF	35
3.6. Promedio de la TSM para verano del modelo WRF	36
3.7. FEOs del modo 1 para la TSM en verano	37
3.8. Astillas del viento zonal a 10 m, del día 6 al 8 de julio en el punto P1	38
3.9. Astillas del viento a 10 m, del día 6 al 8 de julio en el punto P2	38
3.10. Transecto de la componente zonal del día 7 de julio a las 3:00 hrs	39
3.11. Transecto de la componente zonal del día 7 de julio a las 12:00 hrs	39
3.12. Transecto del número de Richardson del día 7 de julio a las 03:00 hrs	40
3.13. Transecto del número de Richardson del día 7 de julio a las 12:00 hrs	41
3.14. Promedio de las corrientes superficiales para verano	42

3.15. FEOs del modo 1 para la componente u en verano del modelo ROMS	43
3.16. FEOs del modo 1 para la componente v en verano del modelo ROMS	44
3.17. Promedio del transecto norte a sur de la componente u para verano	45
3.18. Transecto norte a sur del modo 1 mediante FEOs de la componente u para verano	45
3.19. Promedio del transecto este a oeste de la componente v para verano	46
3.20. Transecto este a oeste del modo 1 mediante FEOs de la componente v para verano.	46
3.21. Promedio del transecto este a oeste de la temperatura para verano.	47
3.22. Transecto este a oeste del modo 1 mediante FEOs de la temperatura para verano.	48
3.23. Promedio de la TSM para verano del modelo ROMS	49
3.24. FEOs del modo 1 para la TSM en verano del modelo ROMS . . .	49
3.25. Espectro de temperatura a 10 m para verano de RWCT	51
3.26. Espectro de temperatura a 10 m para verano de RWXT	51
3.27. Espectro de temperatura a 10 m para verano de RWCX	52
3.28. Perfil de Brunt-Väisälä, temperatura y densidad promedio de verano para el punto O1	53
3.29. Perfil de Brunt-Väisälä, temperatura y densidad promedio de verano para el punto O2	54
3.30. Perfil de Brunt-Väisälä, temperatura y densidad promedio de verano para el punto O3	55
3.31. Perfil de Brunt-Väisälä, temperatura y densidad promedio de verano para el punto O4	56
3.32. Perfil de Brunt-Väisälä, temperatura y densidad promedio de verano para el punto O5	57

3.33. Perfil de Brunt-Väisälä, temperatura y densidad promedio de verano para el punto O6	58
4.1. Flujo de calor latente superficial promedio para verano	62
4.2. Flujo de calor sensible superficial promedio para verano	62
4.3. Procesos involucrados en la interacción océano - atmósfera en la BTS.	63
A.1. Presión a nivel del mar en verano	68
A.2. Presión a nivel del mar en invierno	69
A.3. Circulación general del océano Pacífico en verano	70
A.4. Sistema de corrientes de California	71
B.1. Estructura de la brisa marina	73
B.2. Formación de la brisa marina durante el día	74
B.3. Parametros que afectan a la brisa	78
C.1. Forzamientos atmósfera-océano	84

Índice de tablas

2.1. Experimentos realizados para el estudio de la brisa de mar y la interacción del océano.	8
2.2. Características de las mallas.	8
2.3. Giros mensuales en el NGC	20
2.4. Giros mensuales en el SGC	23
3.1. Frecuencia de Brunt-Väisälä y profundidades y capa de mezcla de los perfiles en los puntos O1, O2, O3, O4, O5 y O6.	59
A.1. Resumen de características de la SCC.	72

Abreviaturas

ADCP Acoustic Doppler Profiler.

ADCP Acoustic Doppler Current Profiler.

ASM altura superficial del mar.

BSP Bahía de Salsipuedes.

BTS Bahía de Todos Santos.

CaBM cabeza de la brisa marina.

CBM circulación de la brisa marina.

CC corriente de California.

CCC contracorriente subsuperficial de California.

CGBM corriente de gravedad.

CICESE Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.

COADS Comprehensive Ocean - Atmosphere Data Set.

COAWST Coupled Ocean - Atmosphere - Wave - Sediment Transport.

CSC contracorriente superficial costera.

CSCA contracorriente del sur de California.

CSTMS Community Sediment Transport Modeling Systems.

Cu nubes convectivas.

E-P evaporación - precipitación.

FBM frente de la brisa marina.

FCI frontera convectiva interna.

FEO's funciones empíricas ortogonales.

FGP fuerza de gradiente de presión.

GEBCO General Bathymetric Chart of the Oceans.

GMTED2010 Global Multi - resolution Terrain Elevation Data.

GSC giro del sureste de California.

ITS Islas de Todos Santos.

MCT Model Coupling Toolkit.

MERRA2 The Modern - Era Retrospective analysis for Research and Applications.

NARR North American Regional Reanalysis.

NGC norte del Golfo de California.

OKH ondas de Kelvin - Helmholtz.

PB Punta Banda.

PBN Punta Banda norte.

PBS Punta Banda sur.

PM Punta Morro.

RECM error cuadrático medio.

Ri número de Richardson.

ROMS Regional Ocean Modeling System.

SCC sistema de corrientes de California.

SGC sur del Golfo de California.

SM San Miguel.

SODA3 Simple Ocean Data Assimilation.

SSM salinidad superficial del mar.

SWAN Simulating Waves Nearshore.

TPX07 TOPEX/Poseidon.

TSM temperatura superficial del mar.

WAVEWATCHIII WAVE-height, Water depth and Current Hindcasting.

WRF Weather Research and Forecasting.

Resumen

En el presente trabajo se analizó la variabilidad de las corrientes superficiales y la interacción de la brisa con el océano de la Bahía de Todos Santos, B.C., para verano (Junio, Julio y Agosto). En el estudio se empleó tres experimentos, la primera corrida siendo la base (RWCT), mediante el acoplamiento de los modelos Weather Research and Forecasting (WRF) y Regional Ocean Modeling System (ROMS). El segundo experimento (RWXT), sin acoplamiento y a una sola vía, donde se forzó al modelo ROMS mediante datos mensuales del WRF, es decir sin incluir a la brisa y al no ser acoplado, el modelo WRF cuenta con una temperatura superficial del mar (TSM) estacionaria. La tercera corrida (RWCX), mediante el acoplamiento, donde la componente oceánica no incluye la marea. Los resultados muestran que la brisa es más extensa, con mayores velocidades y mejor formación del frente de la brisa marina (FBM) y cabeza de la brisa marina (CaBM) en los modelos acoplados, debido a un mayor gradiente zonal de temperatura. A su vez, se reveló que la estructura espacial de la TSM modula la estructura espacial de la temperatura a 2 m. En los vientos promedios a 10 m se mostró que son mayores en el experimento no acoplado, debido a la influencia de la TSM sobre los flujos de calor, donde el océano cede energía a la atmósfera. En las corrientes superficiales se observó que las frecuencias diurnas asociadas a la brisa representan el 60 % de la variabilidad explicada. Además, se observó que la influencia de la brisa puede alcanzar los 5 m de profundidad, al igual, la capa de mezcla. Por otro lado, la brisa forma ondas internas con frecuencias diurnas en la costa sur, puerto de Ensenada y la costa de San Miguel.

Capítulo 1

Introducción

La Bahía de Todos Santos (BTS), está localizada en la costa noroeste de Ensenada en la península de Baja California, a 100 km al sur de la frontera entre E.U. y México. Se extiende de la latitud 31.66° N hasta 31.93° N y en longitud de -116.6° O a -116.76° O (Filonov *et al.*, 2014; Cabrera-Muro, 1974). Se encuentra limitado por zonas de bajas montañas y acantilados de 200 m de altura al Norte por San Miguel (SM) hasta Punta Morro (PM) (Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 1999) y altas montañas y acantilados de 380 m de altura al sur en Punta Banda (PB). Al este y a lo largo de la costa es un valle extendido donde se localiza el puerto y la ciudad de Ensenada y el Estero de Punta Banda (Gonzales-Fernández *et al.*, 2000). La región occidental está limitada por las dos Islas de Todos Santos (ITS) de 95 m de altura máxima y separadas por un canal de 300 m (Quintanilla-Montoya y Suarez-Vidal, 1992). La entrada entre SM y la ITS norte, tiene una anchura de alrededor 10 km, mientras que la entrada entre PB e ITS sur, tiene una anchura de 4 km. Es una bahía somera, con profundidades alrededor de los 30 m y cuenta con un cañón submarino con profundidades de hasta 400 m y 8 km de ancho, (figura 1.1), (Argote-Espinosa *et al.*, 1991; Flores-Vidal *et al.*, 2015). La circulación al interior de la bahía está influenciada por el sistema de corrientes de California (SCC), la marea, la transferencia de momento y flujos de calor con la atmósfera (Flores-Vidal *et al.*, 2015; Mateos *et al.*, 2009; Pavía y Reyes, 1983; Alvarez-Sánchez, 1977; Reyes y Pares, 1983).

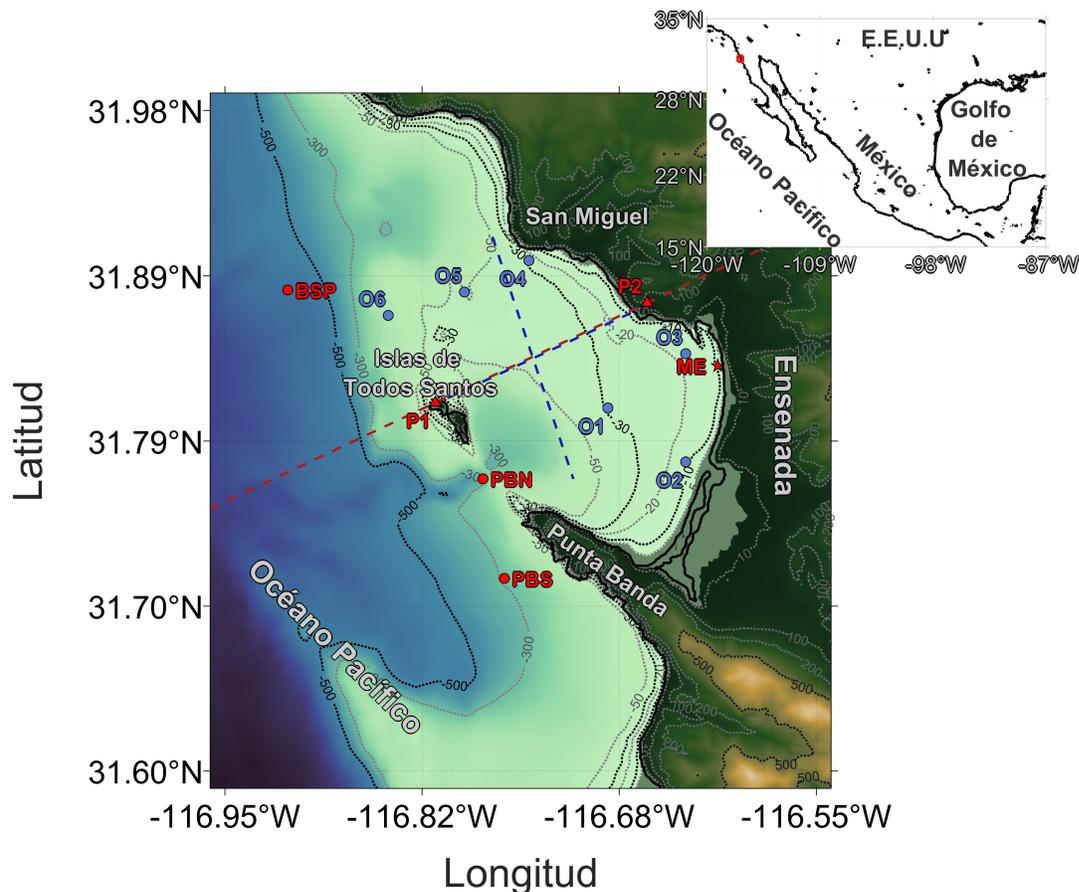


Figura 1.1: Área de estudio Bahía de Todos Santos. Las líneas grises de números negativos representan la batimetría y los positivos la altitud. La estrella (ME) es el mareógrafo de Ensenada, los triángulos son las estaciones meteorológicas de ITS (P1) y CICESE (P2), los puntos rojos son las localizaciones de anclajes ADCP, Bahía de Salsipuedes (BSP), Punta Banda norte (PBN) y Punta Banda sur (PBS), los puntos azules representan los perfiles de Brunt-Väisälä y temperatura, las líneas azules punteadas son los transectos oceánicos y la línea roja punteada el transecto atmosférico.

1.1. Corrientes oceánicas superficiales en la BTS

El SCC en parte está formado por la corriente de California (CC) que pertenece al giro anticiclónico del Pacífico Norte (anexo A). Dicha corriente es superficial, con un grosor de aproximadamente 1000 km, está por encima de los 300 m de profundidad y con una rapidez aproximada menor a 30 cm s^{-1} , fluye en dirección hacia el ecuador (Hickey, 1979; Hickey y Royer, 2001; Checkley y Barth, 2009;

Batteen, 1997).

En el estudio de Mateos *et al.* (2009), mediante un modelo numérico oceánico regional observa en verano, que la corriente al exterior de la BTS está modulada por el SCC. Este entra como un forzamiento de frontera local al interior de la bahía, siendo limitado por la isobata de 35 m y es homogéneo en la columna de agua hasta los 50 m de profundidad. Al interior se forman dos estructuras, al norte un giro anticiclónico y cerca del puerto de Ensenada un giro ciclónico. Esto debido a los cambios del flujo exterior y al forzamiento del viento que transporta agua fría al interior de la bahía. Por otro lado, en el estudio de Filonov *et al.* (2014), al observar datos mediante mediciones Acoustic Doppler Profiler (ADCP) reportan que dicha circulación tiene dirección al noroeste. Cuando el transporte de agua en la parte norte incrementa la intensidad y el flujo exterior aumenta su extensión hacia la costa, el giro anticiclónico se llega a dividir, limitando el giro anticiclónico a la región norte y se forma un giro ciclónico al sur. El giro ciclónico del puerto de Ensenada invierte su circulación. En el estudio de Flores-Vidal *et al.* (2015), al observar datos mediante radares de alta frecuencia, se observa que la brisa es dominante sobre la superficie oceánica al norte de la bahía en las cercanías del puerto de Ensenada y se forman corrientes que divergen al resto de la bahía. También parte de la circulación es a causa de la marea, sobre todo al noroeste del puerto de Ensenada.

Resumiendo, existe evidencia que sugiere que la variabilidad de la corriente en la BTS, es influenciado por: el SCC que fluye frente a la bahía con dirección al sur principalmente, la marea en la parte noroeste y alrededores del Estero de Punta Banda, los vientos sinópticos y locales como la brisa. La brisa, a diferencia de los otros forzantes mencionados, no existen estudios sobre su influencia sobre la BTS. En esta investigación, se hará énfasis en la influencia de la brisa sobre la BTS.

1.2. La brisa en la BTS

La brisa es una circulación local, que se genera a lo largo de las costas entre una masa de tierra y un cuerpo de agua. La diferencia de calor entre la tierra (cálido) y el océano (frío) produce la circulación de la brisa (anexo B).

En la BTS la brisa es afectada por los vientos sinópticos, cuya variación esta-

cional está influenciada por el giro anticiclónico del Pacífico Norte y la circulación atmosférica de latitudes medias (Pavía y Reyes, 1983). La cadena montañosa de Baja California provoca que en el día el viento sea paralelo a la costa y en la noche el aire de la montaña fluye hacia el mar (Alvarez-Sánchez, 1977). En la BTS se observó del 19 al 30 de octubre de 1979, que predomina la brisa de mar y se intensifica aproximadamente de 12:00 a 15:00 hrs y en la noche la brisa terrestre en general es débil y mínima de 18:00 a 11:00 hrs. (Reyes y Pares, 1983). Durante 1979, se observó que en ITS predominan los vientos sinópticos posiblemente debido a su tamaño relativamente pequeño y su distancia (10 km) con el continente. En la zona costera de la bahía, el viento sinóptico fue notorio en condiciones extremas. A lo largo de la línea costera se observaron vientos perpendiculares de frecuencias diurnas por la formación de la brisa marina y semidiurnas por la intensificación de la brisa y procesos de convección libre terrestre (Pavía y Reyes, 1983).

En otoño, época de transición, el centro de baja presión al noreste de Baja California se debilita y desaparece. Esto favorece la presencia de vientos del este, ocasionando que la brisa se desarrolle medianamente (Alvarez-Sánchez, 1977; Pavía y Reyes, 1983). En invierno el centro de baja presión al noreste de Baja California tiende a desaparecer y el anticiclón semipermanente es persistente, debilitando los frentes polares manteniendo días de poca nubosidad. Estas condiciones permiten de octubre a enero, mayor frecuencia de los vientos del este, con duración de hasta 3 días y velocidades de hasta 18 m s^{-1} . Estos vientos debilitan las brisas, siendo medianamente desarrolladas y del oeste (Alvarez-Sánchez, 1977). En febrero la poca nubosidad permite brisas bien desarrolladas e intensas, debido al aumento del gradiente térmico sobre el suelo (Pavía y Reyes, 1983). En primavera los vientos sinópticos son más influyentes que las brisas, por la presencia de vientos del noroeste sobre todo en la ITS y el sureste de la bahía. Al noreste de la BTS los vientos sinópticos fueron débiles (Pavía y Reyes, 1983). En verano se forma una baja presión al noreste de Baja California favoreciendo el desarrollo de la brisa en dirección predominante del noroeste (Alvarez-Sánchez, 1977), aunque la magnitud es menor debido al paso ocasional de los vientos del este (Pavía y Reyes, 1983). Durante la noche se genera una densa niebla y se disipa entre las 9:00 y 10:00 hrs y propicia a que la brisa marina se forme hasta medio día. Esta condición se forma debido a la baja humedad relativa y el aumento de la TSM, que permite el incremento de la evaporación, (Pavía y Reyes, 1983).

1.3. Temperatura superficial del mar en la BTS

La TSM modula el comportamiento de los vientos y las brisas a lo largo del año (anexos B y C). Para observar el comportamiento de la TSM, Cabrera-Muro (1974) obtuvo la medición de la temperatura en la bahía mediante cruceros usando un batitermógrafo con un rango de 0 a 135 m de profundidad de los meses de junio a octubre de 1971. Las temperaturas más altas se observaron durante verano con 23 °C, siendo en la costa de la parte interna de la bahía las temperaturas más elevadas y en invierno temperaturas de 18.5 °C. Entre SM hasta ITS se observaron temperaturas más frías, siendo frente a las costas de SM el registro de temperaturas más bajas que el resto de la bahía durante todas las mediciones, sugiriendo presencia de surgencias. Entre junio y julio se observó una termoclina bien definida con una capa de mezcla de aproximadamente 3.5 m, en agosto es superficial y débil, y en invierno es menos profunda. Dado que en verano la termoclina llega a ser más fuerte y profunda, da evidencia a aguas más estratificadas que en invierno.

1.4. Marea en la BTS

La marea es una onda larga gravitatoria producida por la fuerza gravitacional que ejerce el Sol y la Luna sobre la Tierra, donde el nivel del mar asciende y desciende periódicamente (Balmforth *et al.*, 2005). Debido a que las órbitas de los astros son elípticas, tienen una inclinación, rotación y movimiento, además de la traslación de la Tierra sobre el Sol y de la Luna sobre la Tierra, resultan en variaciones periódicas de la marea llamadas componentes armónicos siendo principalmente diurnas como la K1, P1 y O1; semidiurnas como M2, S2 y N2 y mixtas (Marinone y Lavín, 1997; McLELLAN, 1965). En la BTS la marea es mixta y semidiurna siendo esta última la más energética, con amplitudes máximas aproximadamente a ± 1 m. La marea y el viento son un forzamiento importante para las ondas internas (Filonov *et al.*, 2014).

Para que las ondas internas se formen, dependen de que la columna de agua se encuentre estratificada, cuya medida es obtenida por la frecuencia de Brünt-Väisälä N . En la BTS la estratificación es mayor en verano y es controlado principalmente por la temperatura. También es necesario la interacción con las corrientes y la inclinación de la batimetría $\tan \alpha = dh/dx$ (Apel, 1988; Filonov *et al.*,

2014). En la BTS las zonas de generación de ondas internas se encuentran en la porción noroeste al exterior de la BTS, alrededor de la Bahía de Salsipuedes y la entrada del cañón submarino (Filonov *et al.*, 2014). Las ondas internas de propagación libre se generan en frecuencias donde $f < \omega < N$, dominando las señales semidiurnas por el armónico M2 del forzamiento de la marea. Al norte de la bahía fueron observadas las ondas internas en aguas estratificadas con frecuencias superiores a 30 c h^{-1} y profundidades de 7 m. Al sur se observaron ondas internas diurnas con frecuencias menores a 20 c h^{-1} y profundidades de 12 m. Debido que la bahía está por encima de la latitud crítica, las señales son subinerciales y se ha sugerido que se producen por forzamientos locales como la brisa.

1.5. Objetivo general

Evaluar la estructura espacial, temporal de las corrientes superficiales y la interacción de la brisa con el océano de la Bahía de Todos Santos para verano, utilizando un sistema regional de modelos acoplados atmósfera-océano.

1.6. Objetivos particulares

Analizar la circulación de la BTS mediante modelación numérica, usando condiciones de frontera abierta de los resultados obtenidos del modelo oceánico sobre la región del Pacífico mexicano y forzamientos de viento sinóptico y local.

Evaluar los mecanismos de respuesta de la brisa mediante las variaciones de la TSM y viceversa, además la redistribución de la TSM debido al viento local.

1.7. Hipótesis

La brisa es un forzamiento que aporta variabilidad a la circulación general de la BTS. Esta última, a su vez redistribuye el calor dentro de la BTS modificando a la brisa.

Capítulo 2

Metodología

Para analizar el efecto de la brisa sobre la circulación de la BTS, se realizaron tres experimentos para verano (Junio, Julio, Agosto), en la región de estudio (tabla 2.1). Cada experimento tiene una componente oceánica y una atmosférica. A continuación, se describirán las diferencias entre los distintos experimentos, posteriormente se describirá la configuración de ellos. En primer lugar, se ejecutó la corrida base (RWCT), el modelo atmosférico y oceánico se ejecutan acoplados, con una ventana de tiempo de 30 minutos para el intercambio de información. Para conocer el efecto del acoplado, en el segundo experimento (RWXT) se ejecutan el modelo atmosférico y el oceánico sin acoplar y en una sola vía, es decir, sólo las salidas del modelo atmosférico se emplean para forzar mensualmente en la superficie al modelo oceánico, pero no viceversa. Una consecuencia importante de no acoplar es que la TSM es estacionaria, es decir, que a pesar de tener estructura espacial esta permanece sin variación en el tiempo ($\partial T / \partial t = 0$). Cabe señalar que se espera que la corrida RWXT, al tener la TSM estacionaria, reproduzcan la brisa con menor detalle que los otros experimentos. Por otro lado, en la corrida RWXT al forzar al océano mensualmente, no se está incluyendo a la brisa en su componente oceánica. El tercer experimento (RWCX), en su componente oceánica no incluye la marea. Dada la similitud en frecuencia de la marea diurna y la brisa, este último experimento será de utilidad para diferenciar el efecto entre la brisa y la marea diurna, en la circulación de la bahía.

Tabla 2.1: Experimentos realizados para el estudio de la brisa de mar y la interacción del océano.

Experimento	Descripción
RWCT	ROMS acoplado con WRF y marea.
RWXT	ROMS forzado con esfuerzo de viento, flujos de calor y marea.
RWCX	ROMS acoplado con WRF y sin marea.

En cada experimento se usaron anidados de tres mallas a dos vías (tabla 2.2): 1) malla gruesa con 7 km / 18 km de resolución, 2) malla intermedia de 1.2 km / 6 km y 3) malla fina de 400 m / 2 km (océano/atmósfera); en la vertical 30/35 (océano/atmósfera) niveles para cada malla (figura 2.1).

Tabla 2.2: Características de las mallas.

Malla	Extensión (km)	Puntos	Resolución (km)	Niveles vertical
ROMS				
a) Pacífico	760 x 4250	128 x 577	7	30
d) Baja California	296 x 307	251 x 256	1.2	30
f) BTS	46 x 50	116 x 125	0.4	30
WRF				
b) Pacífico	2350 x 2350	130 x 130	18	35
c) Baja California	528 x 438	88 x 73	6	35
e) BTS	122 x 122	61 x 61	2	35

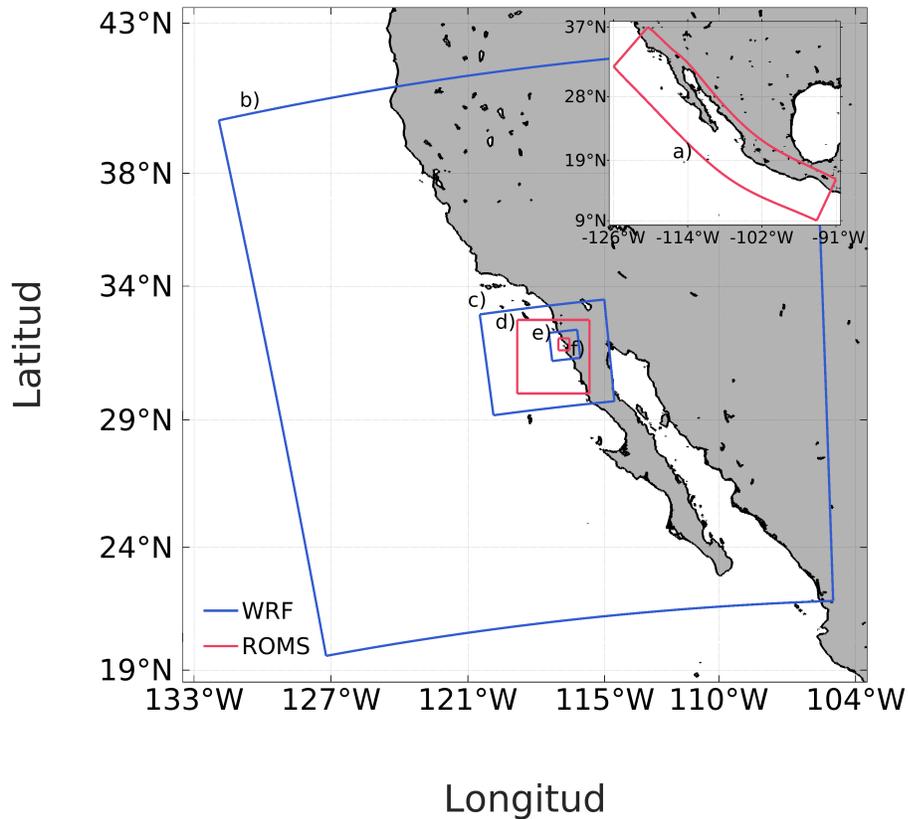


Figura 2.1: Mallas generadas para la simulación de los experimentos, en rojo (a, d y f) el modelo ROMS y en azul (b, c y e) el WRF. La resolución de las mallas del Pacífico: a) de 7 km, b) de 18 km; Baja California: c) de 6 km, d) 2.3 km; BTS e) de 2 km, f) 466 m.

2.1. Configuración de la componente atmosférica

En todos los experimentos en la componente atmosférica, se empleó la topografía de Global Multi - resolution Terrain Elevation Data (GMTED2010) (Danielson y Gesch, 2011) de 5 minutos para la malla gruesa y 30 s para las mallas anidadas (figura 2.1). Las condiciones iniciales, de frontera y forzamientos se obtuvieron de North American Regional Reanalysis (NARR) (Mesinger *et al.*, 2006), cada 3 horas del año 2013. En el caso del experimento sin acoplar (RWXT), el campo de la TSM es estacionario. A diferencia en los experimentos acoplados (RWCT y RWCX), el campo de la TSM evoluciona de acuerdo con la dinámica que resuelve el modelo oceánico (ROMS) (Shchepetkin y McWilliams, 2005).

La configuración de los esquemas de la física del modelo atmosférico WRF

(Skamarock *et al.*, 2008), son: para el caso del experimento sin acoplar (RWXT), se usó la microfísica single moment 5-class, el esquema de la capa límite planetaria Yonsei University y el esquema de la capa superficial MM5. Para los experimentos acoplados (RWCT y RWCX), se usó la microfísica single moment 6-class, el esquema de la capa límite planetaria Mellor-Yamada-Janjic y el esquema para la capa superficial de similaridad eta. En todos los casos se usó el esquema para el cumulus Grell-Freitas, el esquema de la radiación de onda corta y larga RRTMG, el modelo para la superficie terrestre unified Noah land surface y el modelo urbano canopy.

2.2. Configuración de la componente oceánica

En la componente oceánica, se empleó la batimetría del General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) 2019 (Weatherall *et al.*, 2015). En todos los casos, las condiciones iniciales y de frontera abierta se obtuvieron de las salidas del modelo ROMS con dominio del Pacífico mexicano.

El modelo, mencionado anteriormente, tiene un spin-up a partir del reposo de 15 años, para el dominio del Océano Pacífico mexicano. La malla del Pacífico tiene una extensión de 760 x 4250 km en la horizontal y 30 niveles en la vertical (tabla 2.2). Para ello, se construyeron climatologías de 35 años (1980-2015) de los campos de temperatura, salinidad y componentes de velocidad a partir de la base de datos del Simple Ocean Data Assimilation (SODA3) (Carton *et al.*, 2018). De la misma manera, se crearon climatologías mensuales de 35 años (1980-2015) para el campo de esfuerzo de viento de la base de datos de The Modern - Era Retrospective analysis for Research and Applications (MERRA2) (Gelaro *et al.*, 2017). Para los flujos de calor, la TSM, salinidad superficial del mar (SSM) y evaporación - precipitación (E-P), se construyeron climatologías mensuales de 37 años (1960-1997), del Comprehensive Ocean - Atmosphere Data Set (COADS) (Woodruff *et al.*, 1987).

En el experimento no acoplado (RWXT), además de los forzamientos atmosféricos provenientes del modelo WRF, se realizó una corrección a los flujos de calor mediante climatologías mensuales de 37 años (1960-1997), con los campos de la TSM, SSM y E-P del COADS.

Los experimentos RWXT y RWCT que incluyen marea, usan los 10 princi-

pales componentes armónicos del modelo TOPEX/Poseidon (TPXO7) (Egbert y Erofeeva, 2002).

En todos los experimentos se usó la parametrización de mezcla en la vertical Mellor & Yamada 2.5.

2.3. Configuración del acoplamiento

Mediante el sistema Coupled Ocean - Atmosphere - Wave - Sediment Transport (COAWST), versión 3.3 (Warner *et al.*, 2010, 2008), se implementó el acoplamiento de los experimentos RWCT y RWCX. Este integra diferentes componentes de modelación, siendo en la atmósfera el WRF, en el océano el modelo ROMS, para oleaje Simulating Waves Nearshore (SWAN) (Booij *et al.*, 1996) y WAVE-height, Water depth and Current Hindcasting (WAVEWATCHIII) (Tolman y Chalikov, 1996), y para el sedimento Community Sediment Transport Modeling Systems (CSTMS) (Warner *et al.*, 2008). En esta investigación se habilitó el acoplamiento a dos vías mediante la componente atmosférica y oceánica. Se usó el módulo de flujos atmosféricos, donde los flujos de calor y esfuerzo del viento del WRF, se transfieren a ROMS y la TSM de ROMS, se transfiere a WRF. La transferencia de datos de los campos, se realiza mediante el acoplador Model Coupling Toolkit (MCT) (Larson *et al.*, 2005).

2.4. Validación de la componente atmosférica

En el presente escrito sólo se muestra la validación del experimento RWCT, tanto de la componente atmosférica como la oceánica debido a que es el acoplado con todos los forzamientos y siendo así la corrida de referencia.

2.4.1. Malla del Pacífico (malla b)

En el Pacífico mexicano se comparó datos promedios estacionales del modelo para verano, con datos del estudio de Huyer (1983). En la figura 2.2, se forma una alta presión entre -129.7° O a -112.5° O de 1018 mb. Sobre el océano del golfo de california se observa una baja presión de 1005 mb. En cuanto a los vientos se observan que son del noroeste al oeste de la región. Los datos son consistentes

con las cartas climatológicas para julio del estudio de Huyer (1983). Donde se forma una alta presión de 1020 mb entre -130° O a -120° O y una baja presión de 1005 mb y entre -120° O a -100° O. El esfuerzo del viento sobre le océano del mes de julio es del noroeste.

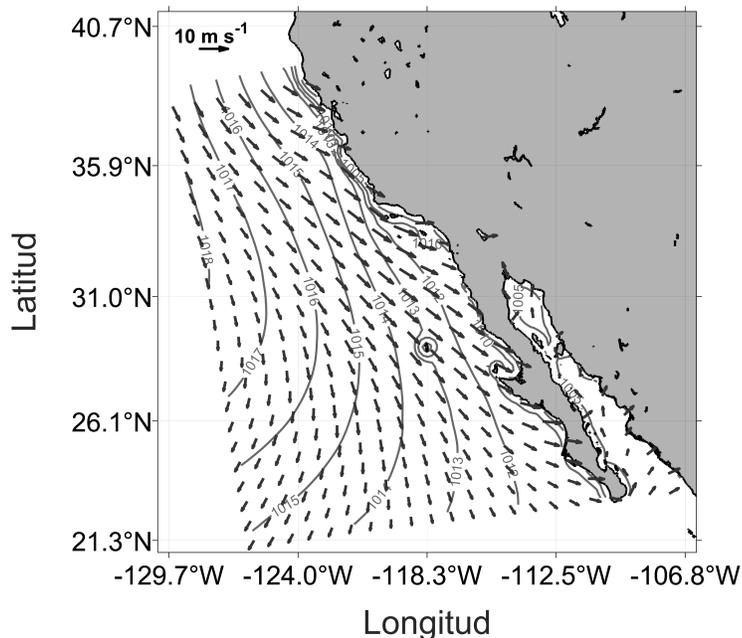


Figura 2.2: Presión atmosférica (isobaras) y velocidad del viento promedios en el océano (flechas), para verano del 2013 del experimento RWCT.

2.4.2. Malla de la BTS (malla e)

Se comparó la temperatura (2 m) y rapidez del viento (10 m), del WRF contra mediciones, durante verano del año 2013. Para ello, se utilizaron datos de la estación meteorológica del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) (P2), ubicado en 31.86° N y -116.66° O y la estación de la ITS (P1), ubicado en 31.81° N y -116.80° O (figura 1.1).

Los datos del modelo son consistentes con la representación de los datos de las estaciones. Al comparar con la estación del CICESE, donde la temperatura presenta un error cuadrático medio (RECM) de 1.33°C y una correlación de 0.72 (figura 2.3). Mientras que la rapidez del viento, tiene un RECM de 1.28 m s^{-1} y una correlación de 0.66 (figura 2.4). Contra la estación del ITS el RECM es de 0.95°C y una correlación de 0.48 (figura 2.5). Para la rapidez del viento un RECM de

2.3 m s⁻¹ y una correlación de 0.6 (figura 2.6). Las correlaciones obtenidas son significativas para representar el viento local y la temperatura, aunque los datos del modelo sobrestiman los valores de las estaciones.

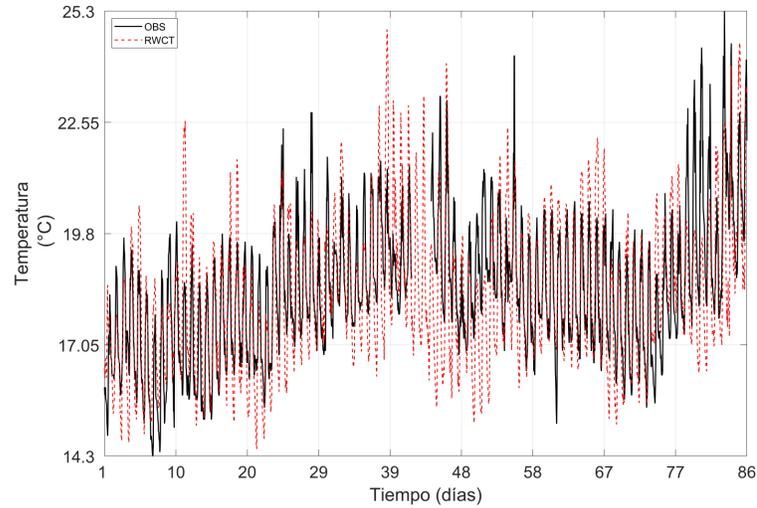


Figura 2.3: Serie de temperatura horaria a 2 m para verano en P2. Estación del CICESE (negro), el experimento RWCT (rojo).

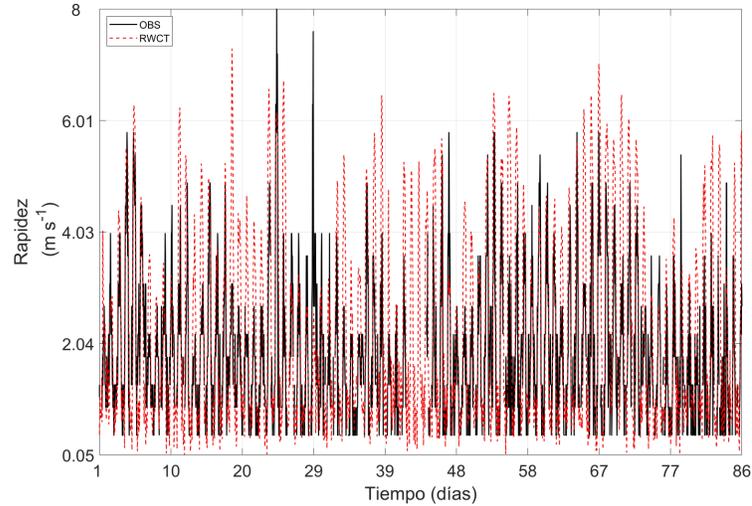


Figura 2.4: Serie de rapidez horaria a 10 m para verano en el punto P2. Estación del CICESE (negro) y el experimento RWCT (rojo).

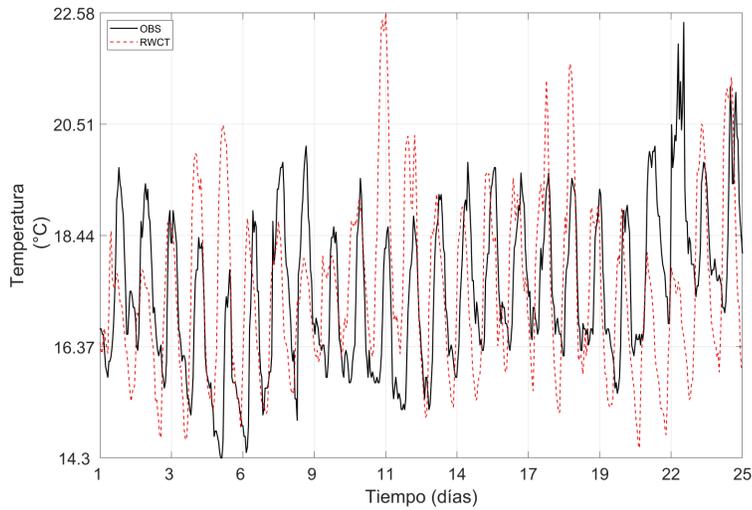


Figura 2.5: Serie de temperatura a 2 m para junio en el punto P1. Estación del ITS en negro y el experimento RWCT en rojo.

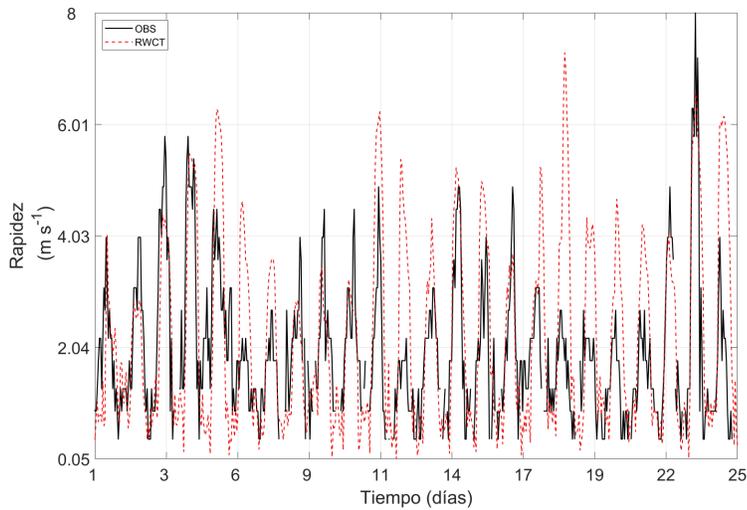


Figura 2.6: Serie de rapidez a 10 m para junio en el punto P1. Estación del ITS en negro y el experimento RWCT en rojo.

Derivado de la variabilidad de los vientos en la BTS, se empleó el espectro rotacional (Thomson y Emery, 2014; Gonella, 1972), obteniendo la brisa característica de verano. Esto sobre observaciones de la estación meteorológica del CICESE para verano del año 2013.

Para el modelo la rotación dominante es anticiclónica, presentando frecuencias diurnas, semidiurnas y de 3 ciclos/día (figura 2.7). Esto es consistente con los datos mostrados de la estación (figura 2.8). También los datos del modelo

sobrestiman a los de la estación teniendo brisas más energéticas.

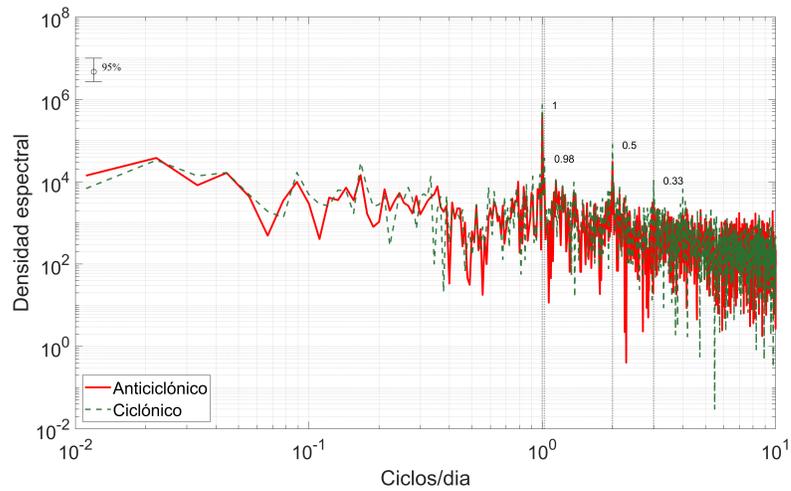


Figura 2.7: Espectro rotacional de la estación meteorológica del CICESE para verano del año 2013 con 95 % de confiabilidad. En rojo la señal anticiclónica y en verde punteado la señal ciclónica. La línea gris punteada indica frecuencias diurnas, semidiurnas y 0.33 días.

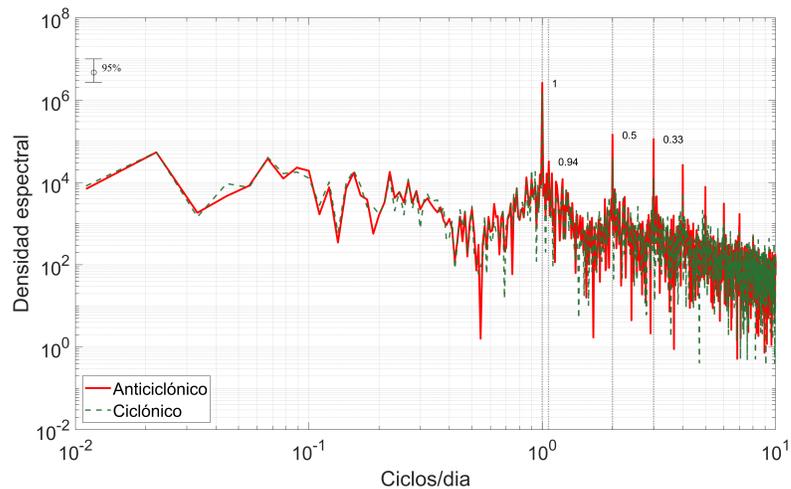


Figura 2.8: Espectro rotacional del experimento RWCT para verano del año 2013 con 95 % de confiabilidad. En rojo la señal ciclónica y en azul la señal anticiclónica. La línea gris punteada indica frecuencias diurnas, semidiurnas y 0.33 días.

2.5. Validación de la componente oceánica

La validación de la componente oceánica se realizó mediante la comparación cualitativa de corrientes y giros para el dominio del Pacífico mexicano, de estudios

previos. También se realizó una comparación cuantitativa usando elipses de variabilidad, series de tiempo y espectros de Fourier para corrientes y temperatura en la BTS.

2.5.1. Malla del Pacífico (malla a)

Para el dominio del Pacífico mexicano, se compararon las estructuras de las corrientes a 10 m de profundidad del modelo ROMS, con el promedio de la altura dinámica relativa a 500 dbar mostrados por Lynn y Simpson (1987). Los datos fueron obtenidos del programa California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations (CalCOFI), de 1950 a 1978 desde San Francisco hasta el sur de Baja California.

En invierno, en el modelo se observa la formación del sistema de corrientes de la CC al noroeste a lo largo de Baja California, la contracorriente del sur de California (CSCA) por encima de 31° N, en las cercanías de la costa y el Frente de Ensenada, es parte de un giro ciclónico por encima de 30° N (figura 2.9). Para verano se observa la CC más intensa que en invierno, a lo largo de Baja California y Baja California Sur, y la formación del giro del sureste de California (GSC) (figura 2.10). Las principales corrientes en verano son de acuerdo a Lynn y Simpson (1987), donde en julio se observa la CC y la formación del GSC entre 32° N a 34° N. Sin embargo, en invierno el Frente de Ensenada no está bien definido en el modelo.

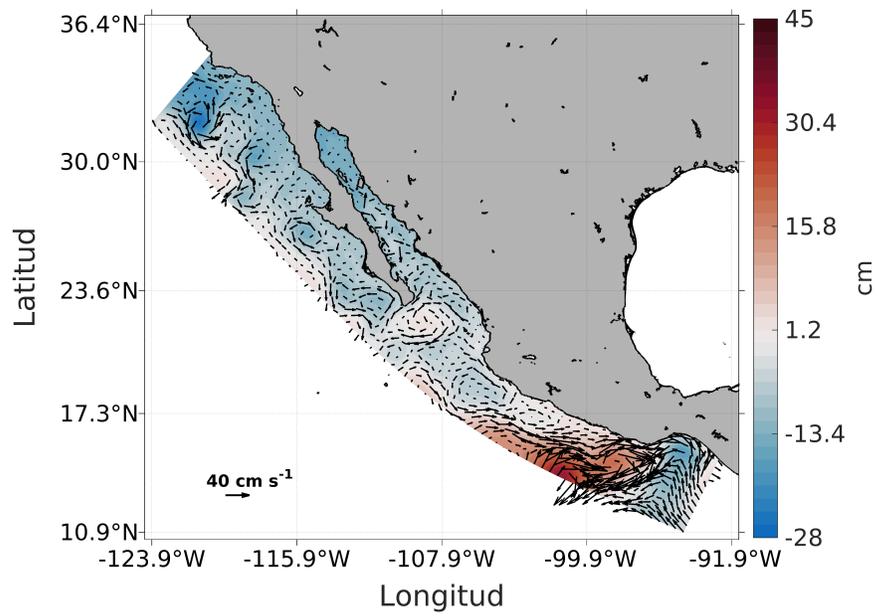


Figura 2.9: Velocidad y elevación superficial del mar para el Pacífico mexicano en invierno a 10 m de profundidad.

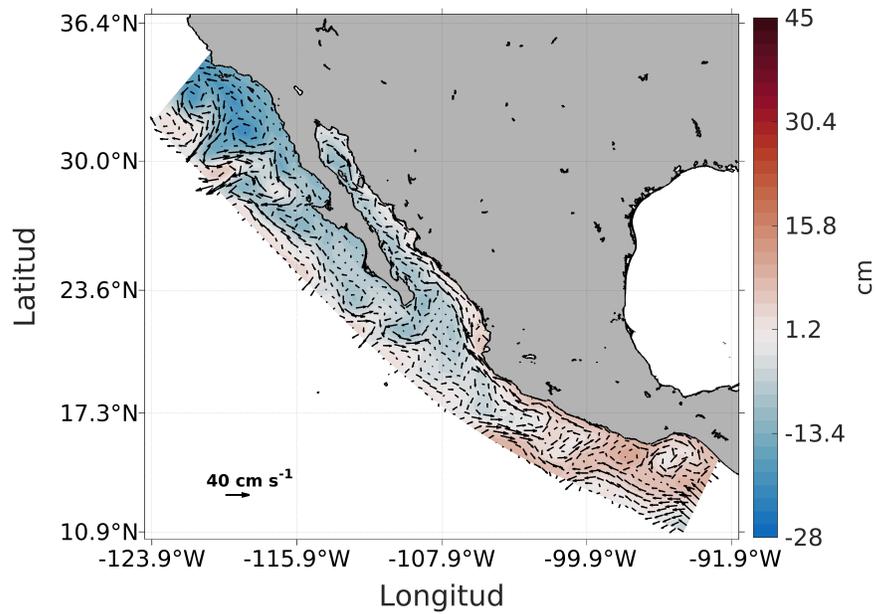
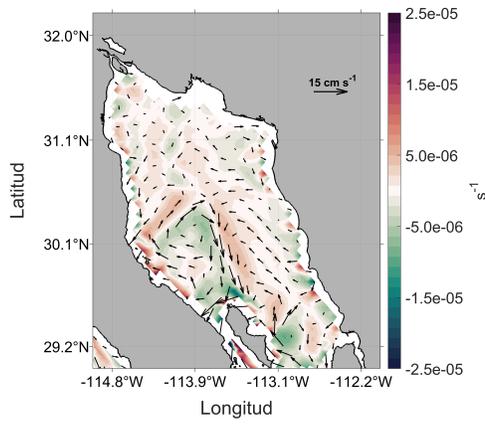


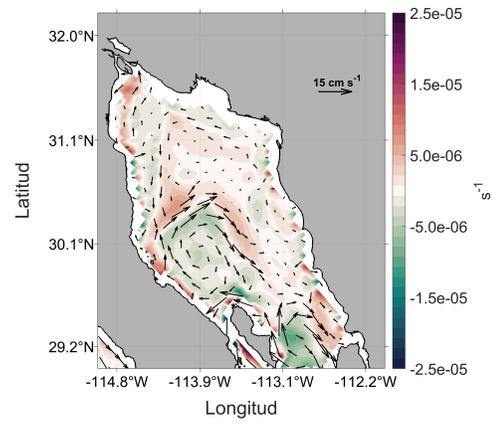
Figura 2.10: Velocidad y elevación superficial del mar para el Pacífico mexicano en verano a 10 m de profundidad.

Para el Golfo de Baja California, se compararon las salidas del modelo ROMS con el estudio de Beier y Ripa (1999), nombrado como B99, en la zona norte del Golfo de California (NGC) y con el estudio de Figueroa *et al.* (2003), referido como F03, para la zona sur del Golfo de California (SGC). En B99 se usaron datos hidrográficos y de boyas de deriva a 10 m de profundidad, sobre un modelo lineal no homogéneo. En F03 se usaron datos hidrográficos de varios cruceros para representar giros geostroficados, mediante anomalías de la topografía dinámica.

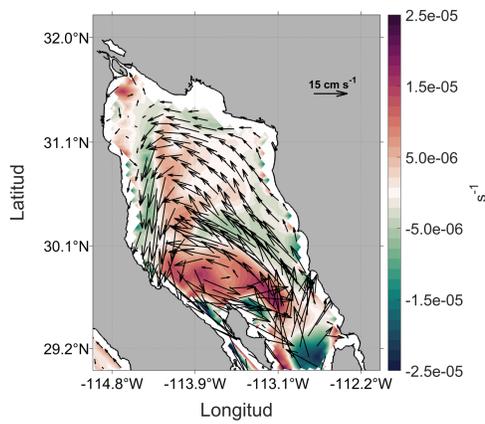
En la zona NGC se comparó el mes de enero (figura 2.11a) y abril (figura 2.11b), donde se observa que al oeste se forma una vorticidad relativa negativa, debido a un giro anticiclónico, con velocidades máximas de 19 cm s^{-1} y 21 cm s^{-1} respectivamente. En los meses de julio y octubre (figuras 2.11c y 2.11d), la vorticidad relativa es positiva siendo un giro ciclónico con velocidades máximas de 48 cm s^{-1} y 31 cm s^{-1} . Los giros son consistentes con B99, salvo en febrero que se forma un segundo giro ciclónico. En la tabla 2.3 se presenta un resumen de los giros formados para NGC.



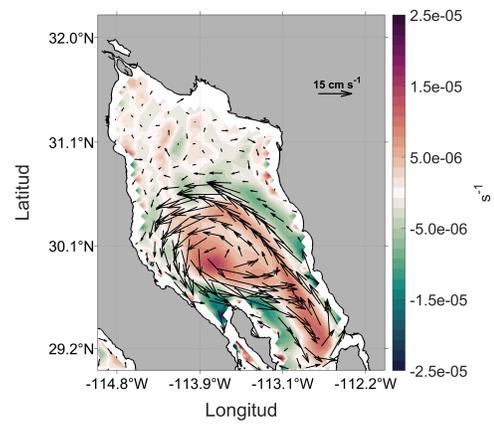
(a) Enero



(b) Abril



(c) Julio



(d) Octubre

Figura 2.11: Velocidad (flechas) y vorticidad relativa media mensual del Pacífico mexicano, en el norte del Golfo de California a 10 m de profundidad. En a) mes de enero, b) abril, en c) julio y d) octubre.

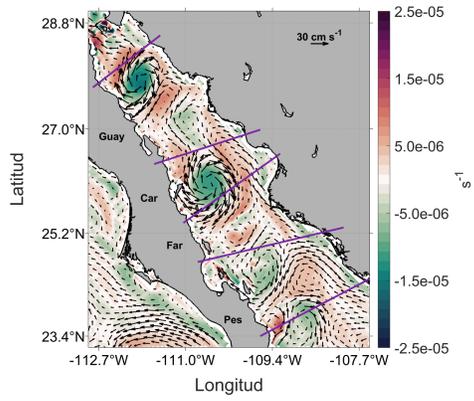
Tabla 2.3: Giros mensuales en el NGC de los resultados de Beier y Ripa (1999) B99 y Pacífico mexicano. Donde \ominus es un giro anticiclónico, \oplus ciclónico y \rightleftharpoons de transición.

Mes	B99	Pacífico mexicano
Enero	\ominus	\ominus
Febrero	\ominus	$\ominus \oplus$
Marzo	\ominus	\ominus
Abril	\ominus	\ominus
Mayo	$\ominus \rightleftharpoons \oplus$	$\ominus \rightleftharpoons \oplus$
Junio	\oplus	\oplus
Julio	\oplus	\oplus
Agosto	\oplus	\oplus
Septiembre	\oplus	\oplus
Octubre	\oplus	\oplus
Noviembre	$\oplus \rightleftharpoons \ominus$	$\oplus \rightleftharpoons \ominus$
Diciembre	\ominus	\ominus

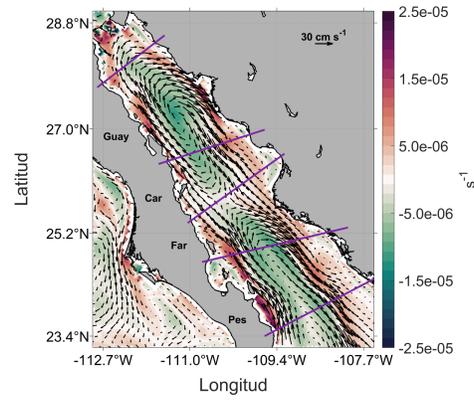
En la zona SGC para comparar los giros se realizó una división en cuatro subzonas: la cuenca del Pescadero (Pes), la de Farallón (Far), Carmen (Car) y Guaymas (Guay).

En enero se observa dos giros, uno anticiclónico y otro ciclónico en Pes. Un giro ciclónico con corrientes bajas en Far. Un giro anticiclónico en Car. En Guay los giros son similares a Pes, sin embargo se forma un giro anticiclónico al este

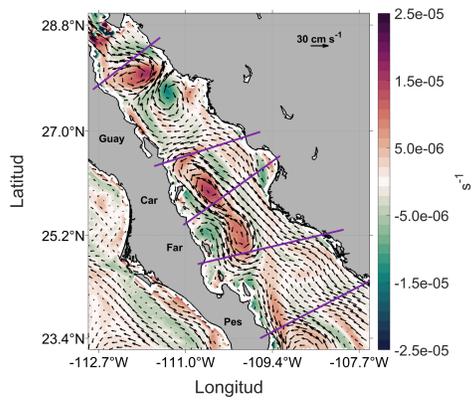
de la región (figura 2.12a). En abril los giros en todas las zonas son anticiclónicas. En Far y Car se presentan corrientes en dirección norte al oeste del Golfo y corrientes al sur al este del Golfo (figura 2.12b). En junio para Pes se observan corrientes hacia el norte y sur. En Far predomina un giro ciclónico y anticiclónico. En Car solo se observa un giro ciclónico y corrientes hacia el norte y en Guay se observa un giro anticiclónico y otro ciclónico (figura 2.12c). En octubre en Pes y Car se observa un giro anticiclónico débil en la parte occidental, seguido de uno ciclónico predominante. En Far y Guay los giros son opuestos a las otras cuencas (figura 2.12d). En SGC se observa grandes diferencias en la formación de los giros entre las salidas del modelo y F03. Parte de ello es que en F03 los datos están incompletos en los meses de mayo hasta septiembre. Además, en F03 menciona que los giros tienen variabilidad en cuanto a la posición y el sentido del giro. Sin embargo, están asociados a las características de la batimetría. En la tabla 2.4 se muestra el resumen de los giros.



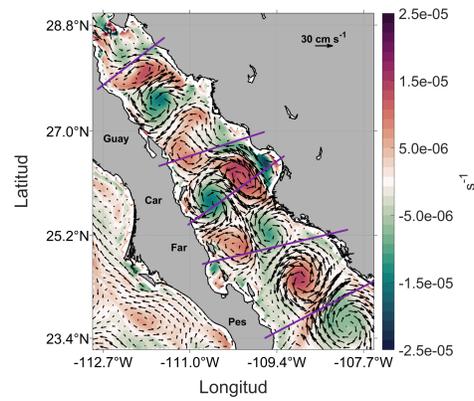
(a) Enero



(b) Abril



(c) Junio



(d) Octubre

Figura 2.12: Velocidad (flechas) y vorticidad relativa media mensual del Pacífico mexicano, en el SGC a 10 m de profundidad. Se observa en a) el mes de enero b) abril, en c) junio y d) octubre.

Tabla 2.4: Giros mensuales en el SGC de los resultados de Figueroa *et al.* (2003) F03 y Pacífico mexicano. Donde \ominus es un giro anticiclónico, \oplus ciclónico, $\uparrow\downarrow$ corrientes hacia el norte y sur respectivamente.

Mes	F03				Pacífico mexicano			
	Pes	Far	Car	Guay	Pes	Far	Car	Guay
Enero	\ominus	\oplus		\ominus	$\ominus \oplus$	\oplus	\ominus	$\ominus \oplus \ominus$
Febrero	$\ominus \oplus$	\downarrow	\oplus	\ominus	$\oplus \ominus$	$\ominus \ominus$	\ominus	$\oplus \oplus \ominus$
Marzo	\ominus	\oplus	\ominus	$\ominus \oplus$	\ominus	\ominus	\ominus	\ominus
Abril	\ominus	\ominus	\oplus	\oplus	\ominus	$\ominus \uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow \ominus$	\ominus
Mayo					$\oplus \oplus$	\ominus	\ominus	$\oplus \ominus \ominus$
Junio	$\uparrow\downarrow$	$\downarrow\uparrow$		$\downarrow\uparrow$	$\uparrow\downarrow$	$\oplus \ominus \uparrow$	$\oplus \uparrow$	$\ominus \oplus$
Julio					$\oplus \uparrow$	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$	$\oplus \uparrow$
Agosto	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow\downarrow$		$\uparrow\downarrow$	$\oplus \uparrow$	\ominus	$\oplus \uparrow$	$\ominus \oplus \uparrow$
Septiembre					$\ominus \uparrow$	$\oplus \ominus$	\oplus	$\ominus \uparrow$
Octubre	$\oplus \ominus$	$\ominus \oplus$	$\ominus \oplus$	\ominus	$\ominus \oplus$	$\oplus \ominus$	$\ominus \oplus$	$\oplus \ominus \oplus$
Noviembre	\ominus	$\ominus \ominus$	\ominus	\oplus	$\oplus \ominus$	\ominus	$\ominus \oplus$	\ominus
Diciembre	\oplus	\ominus	\ominus	\oplus	\oplus	\ominus	$\uparrow\downarrow \oplus$	\ominus

Para la costa oeste de Baja California, se compararon las salidas del modelo ROMS para enero, abril y junio, con datos del estudio de Soto-Mardones *et al.*

(2004), del programa IMECOCAL. Cuyos datos fueron obtenidos por medio de Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP), para los años 2000, 2001 y 2002.

Para el mes de enero, las salidas del modelo muestran tres giros al noroeste: uno ciclónico en 29.7° N, anticiclónico en 28.5° N y ciclónico por encima de 27.3° N. Al sureste se forma en 26° N un giro ciclónico (figura 2.13a). En abril se forman varios giros en la región norte y por debajo de 27.3° N predomina una corriente hacia el sur (figura 2.13b). En el mes de junio en 28° N se forma un giro anticiclónico y seguido de esta un giro ciclónico, y entre 26° N a 27.3° N dos giros ciclónicos de menor magnitud que en invierno, sin embargo predomina una corriente hacia el sur (figura 2.13c).

Las estructuras predominantes observadas con los datos del modelo son similares para el año 2002 en los meses de enero y junio, por lo reportado con Soto-Mardones *et al.* (2004). Sin embargo, hay grandes diferencias en el mes de abril ya que, con el modelo se forman estructuras que no son consistentes con Soto-Mardones *et al.* (2004).

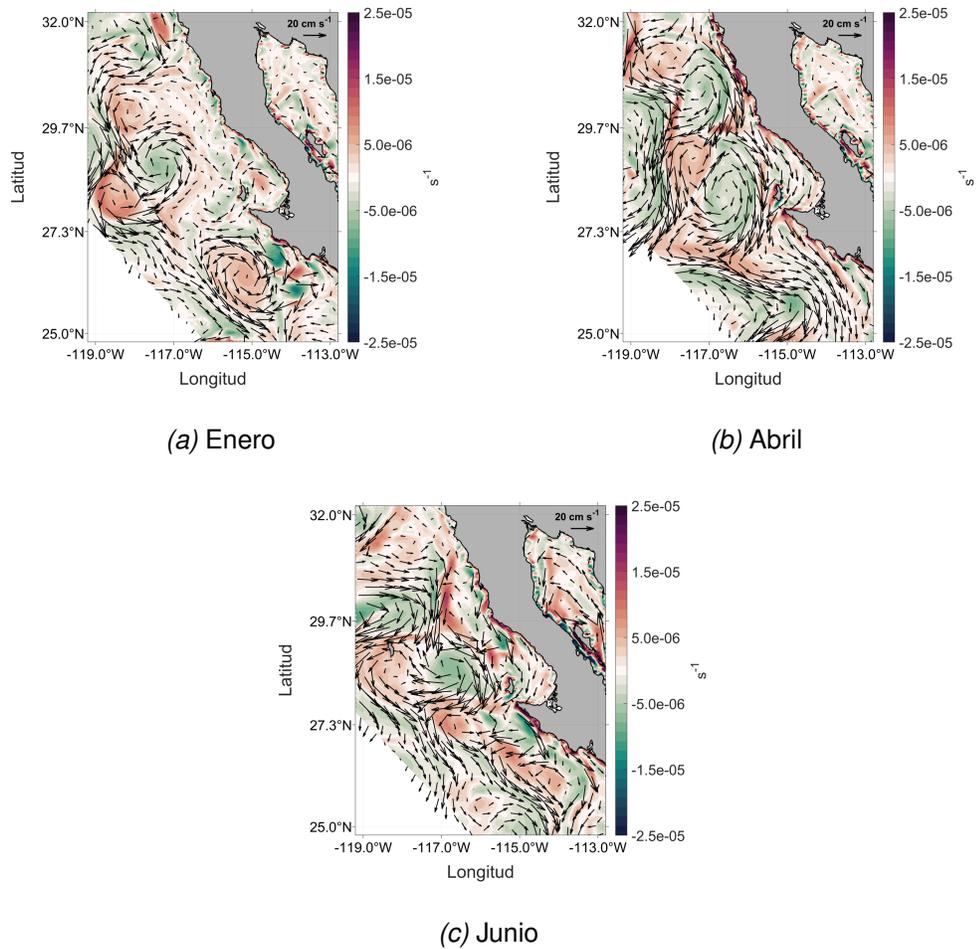


Figura 2.13: Velocidad (flechas) y vorticidad relativa media mensual del Pacífico mexicano, en el Baja California a 5 m de profundidad. Se observa en a) el mes de enero b) abril y en c) junio.

2.5.2. Malla de Baja California (malla d)

Para la costa oeste de Baja California, se compararon datos promedios del modelo para primavera y verano, con datos mensuales de altura dinámica obtenidos por medio de altímetros satelitales para abril y junio del año 2000 para calcular velocidades geostróficas, del estudio de Espinosa-Carreón *et al.* (2012).

En primavera, se observaron las salidas del modelo donde se forma una corriente con dirección sur, a lo largo de la zona costera de la BTS y alejándose de la costa al sur de la región (figura 2.14a). En verano, se observa en las salidas del modelo un giro ciclónico al noroeste y un giro anticiclónico al sureste. Cerca de la BTS las corrientes empiezan a disiparse (figura 2.14b). Tanto la formación de la

corriente y los giros son consistentes con lo observado por Espinosa-Carreón *et al.* (2012).

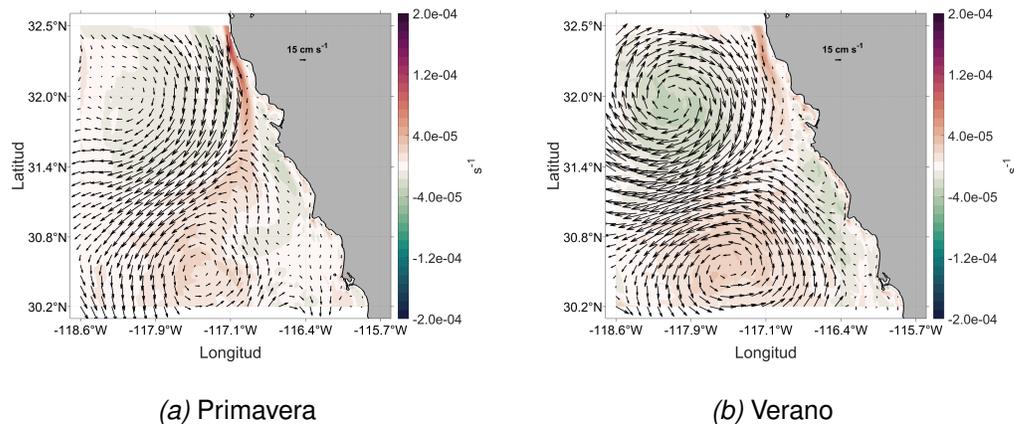


Figura 2.14: Velocidad (flechas) y vorticidad relativa estacional para el experimento RWCT, en Baja California a 10 m de profundidad. Se observa en a) primavera y en b) verano.

2.5.3. Malla de la BTS (malla f)

Para la BTS se compararon las componentes de velocidad del modelo, con datos de anclajes de ADCP del mes de junio del 2008 a diferentes profundidades (51, 115, 147 y 195 m), mediante elipses de variabilidad. Los anclajes están ubicados en la Bahía de Salsipuedes (BSP) 31.87° N, -116.90° O, Punta Banda norte (PBN) 31.76° N, -116.77° O, y Punta Banda sur (PBS) latitud 31.71° N, -116.76° O (figura 1.1).

En la figura 2.15, se observa que la dirección de las elipses del modelo en las diferentes profundidades, es la misma que las elipses de los datos observados. En la figura 2.15a se observa en BSP, que la variabilidad del semieje mayor del modelo es superior al de los datos observados. Para PBN y PBS, la variabilidad de los ejes es mayor en los anclajes. En las figuras 2.15b, 2.15c y 2.15d, se observa para BSP la variabilidad del semieje menor es de mayor magnitud en los datos observados. En PBN y PBS la variabilidad del semieje mayor es superior en los datos observados, e iguales para el semieje menor.

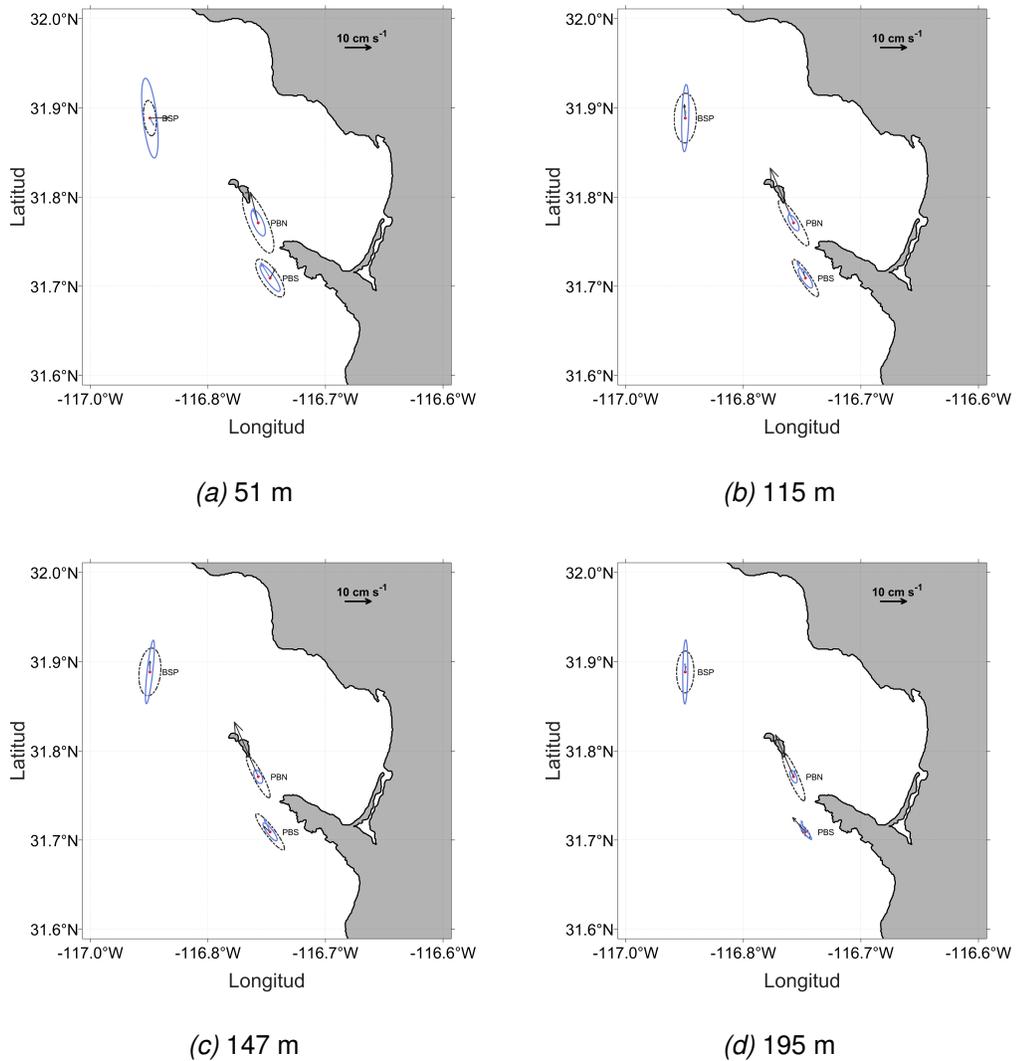


Figura 2.15: Elipses de variabilidad para el mes de junio. En negro punteado anclajes de ADCP y en azul el experimento RWCT, la flecha indica la dirección. Se observan las profundidades en a) 51 m b) 115 m, en c) 147 m y d) 195 m.

Otro factor que afecta a la variabilidad de las corrientes superficiales es la marea. Se comparó la salida del modelo, con datos de altura superficial del mar (ASM), del mareógrafo de Ensenada (ME) localizado en 31.84° N y -116.61° O (figura 1.1).

En la comparación de los datos del modelo para el punto ME, las mareas son mixtas con variaciones máximas de hasta 1.3 m y una correlación del 96.99% con los datos del mareógrafo (figura 2.16). Las componentes armónicas dominantes observadas en la marea del modelo fueron M2, S2, K1 y O1 (figura 2.17). La ASM y las componentes armónicas del modelo son consistentes con los datos

del mareógrafo.

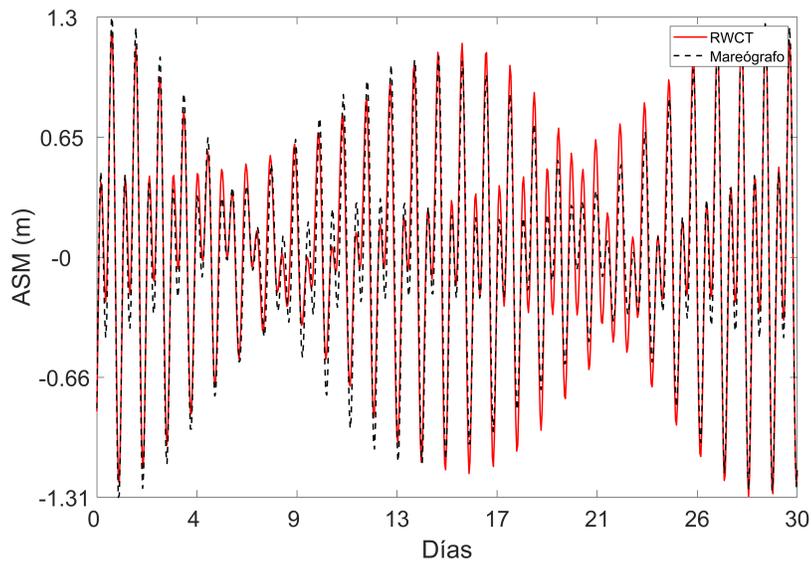


Figura 2.16: Altura superficial del mar climatológico de un mes del mareógrafo de Ensenada (negro) y RWCT (rojo).

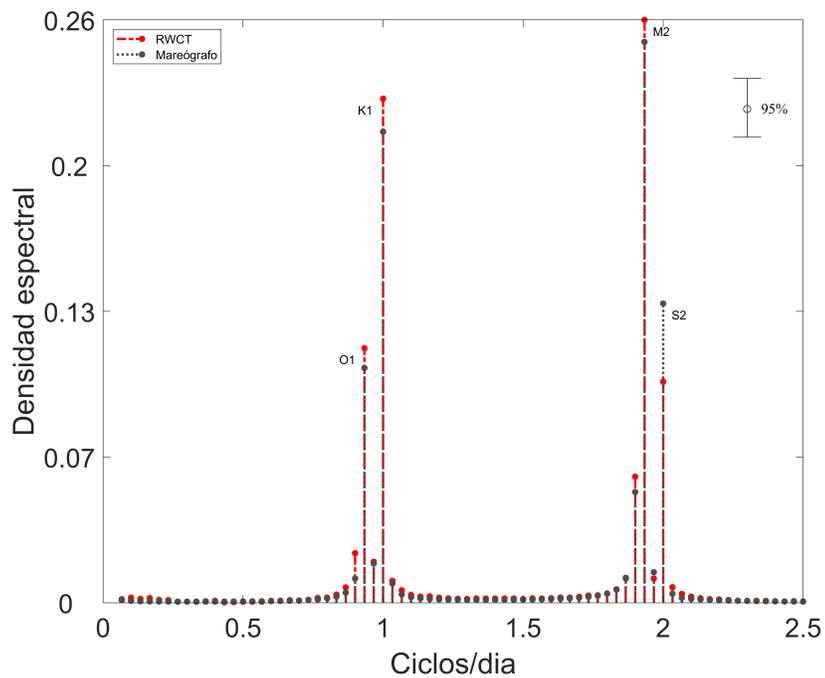


Figura 2.17: Espectro de la altura superficial del mar del mareógrafo y RWCT. Las componentes dominantes son M2, S2, K1 y O1. En rojo RWCT y gris oscuro el mareógrafo de Ensenada.

En conclusión, el modelo representa apropiadamente en la componente at-

mosférica, las principales circulaciones en la región de estudio. Además, reproduce las variaciones diurnas tanto en la temperatura como la brisa durante verano en la BTS. En la componente oceánica el modelo reproduce adecuadamente la SCC en Baja California, giros al exterior, corrientes y marea al interior de la BTS para verano.

Capítulo 3

Resultados

3.1. Componente atmosférica

A partir de las salidas del WRF, se analizaron las estructuras espaciales y temporales del viento superficial y la TSM para verano (junio, julio y agosto) en la BTS. Además, se comparó la estructura de la brisa de la corrida RWCT (acoplado), con el experimento RWXT (no acoplado).

3.1.1. Vientos superficiales

Se calculó el viento promedio para verano en la BTS de todos los experimentos (figura 3.1). En la zona oeste del dominio se observa viento del noroeste intenso en las tres corridas del modelo, sin embargo, en RWXT es 1.17 m s^{-1} a 1.3 m s^{-1} más intenso (figura 3.1a). En la costa este, en la zona montañosa del noreste y al sur de PB los vientos se debilitan en todos los experimentos.

Con la finalidad de distinguir la variabilidad espacial y temporal, se empleó el análisis de funciones empíricas ortogonales (FEO's). En este análisis se asume que los datos involucran una combinación lineal de "predictores" o "modos" espaciales ortogonales, cuya respuesta neta en función del tiempo explicaría la varianza combinada en todas las observaciones (Thomson y Emery, 2014). Con la técnica anterior, se obtuvieron mapas espaciales del primer modo de FEO's y su respuesta temporal, de las componentes de velocidad y de la temperatura. Debido a que el patrón espacial o modo más parecido a los datos es la media,

está es eliminada del análisis de FEO's.

En el primer modo de la componente zonal del viento se observa que estos son más intensos en la franja costera, desde SM hasta el sureste de Ensenada. Por otro, lado es notable el debilitamiento de los vientos en la zona montañosa del noreste y al suroeste de la región. La estructura espacial de este modo explica el 76.1 %, 77.5% y 72.8% de la varianza de la componente zonal del viento para las corridas RWCT, RWCX y RWXT respectivamente (figuras 3.2b, 3.2c y 3.2a). La componente temporal del modo revela que los vientos del oeste son más intensos que los vientos del este, característico de la brisa en la BTS (figuras 3.2g, 3.2h y 3.2i), esto de acuerdo a Reyes y Pares (1983). Los cálculos de los espectros de potencia, de la componente temporal, revelan señales predominantes con frecuencias diurnas y semidiurnas, siendo la primera con mayor contenido energético (figuras 3.2d, 3.2e y 3.2f).

Una de las diferencias importantes entre las distintas corridas es que la magnitud de los vientos es mayor en el experimento RWXT y la extensión espacial de la brisa es mayor en los dos experimentos acoplados.

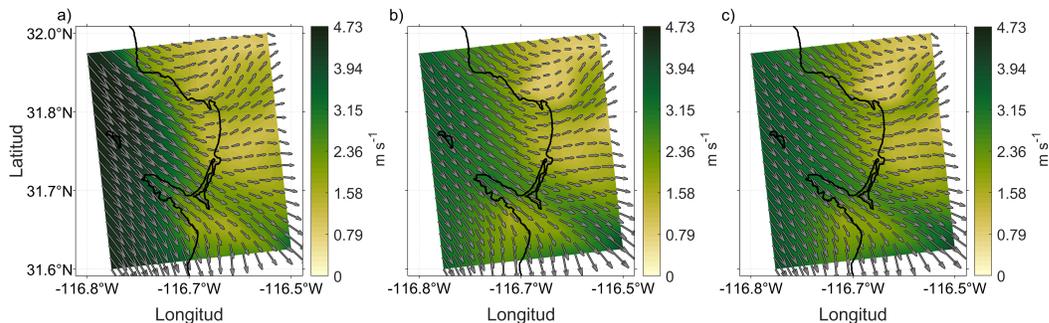


Figura 3.1: Promedio de la rapidez del viento para verano en la BTS. En a) RWXT, b) RWCT y c) RWCX. Las flechas representan el vector de viento.

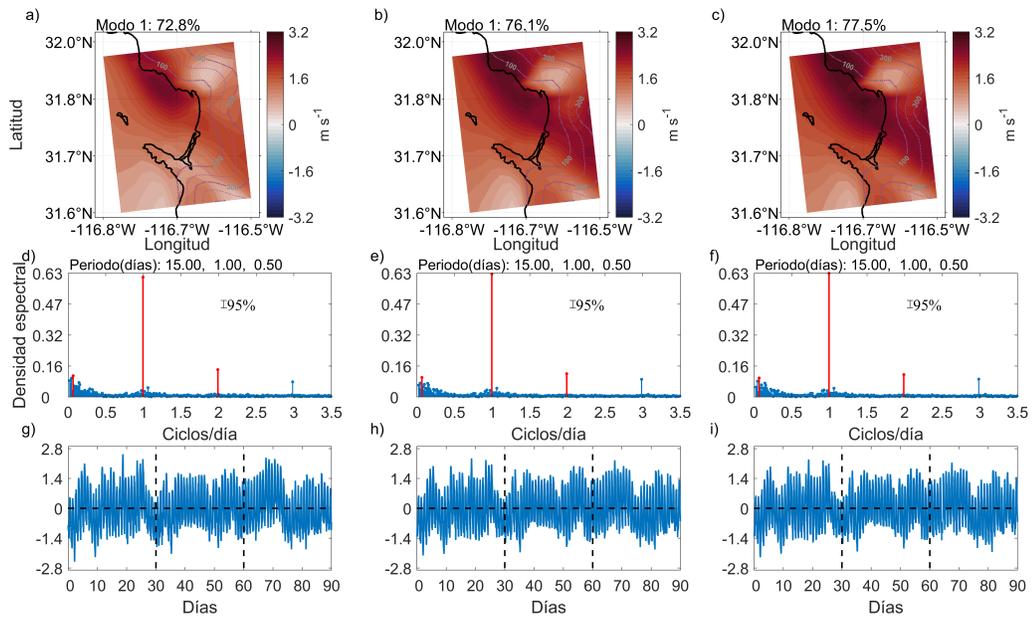


Figura 3.2: FEOs del modo 1 para la componente zonal en verano del modelo WRF. En a, d y g RWXT, en b, e y h RWCT y en c, f y i RWCX. Las líneas grises punteadas es la elevación topográfica.

En el primer modo de la componente meridional del viento, se observa que estos son intensos al oeste de la región y se debilitan conforme se aproximan a la franja costera de SM hasta el estero de PB. La estructura espacial de este modo explica el 66.3 %, 68.6 % y 71.4 % de la varianza de la componente meridional del viento para las corridas RWCT, RWCX y RWXT respectivamente (figuras 3.3b, 3.3c y 3.3a). Los cálculos de los espectros de potencia, de la componente temporal, revelan señales predominantes de bajas frecuencias, siendo 22.5 días la más energética (figuras 3.3d, 3.3e y 3.3f). En otras palabras, la frecuencia diurna no es dominante en la componente meridional del viento, de acuerdo a Pavía y Reyes (1983).

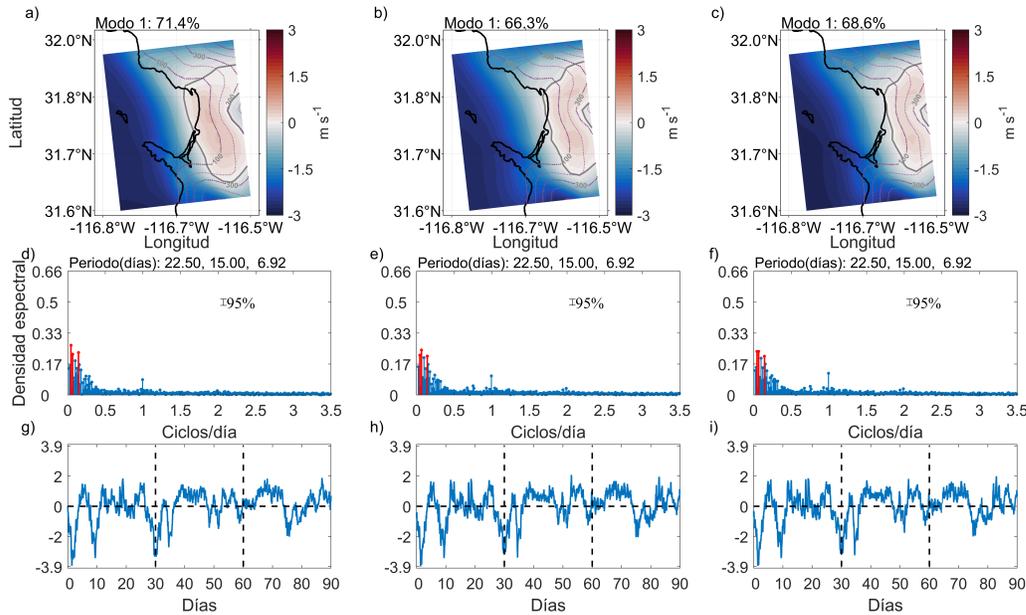


Figura 3.3: FEOs del modo 1 para la componente meridional en verano del modelo WRF. En a, d y g RWXT, en b, e y h RWCT y en c, f y i RWCX. Las líneas grises punteadas es la elevación topográfica.

3.1.2. Gradiente zonal de temperatura

En el resultado anterior, se encontró que la frecuencia diurna es más importante en la componente zonal del viento. Por lo tanto, se calculó el gradiente zonal de la temperatura a dos metros para su análisis.

Se cálculo el promedio para verano del gradiente zonal de temperatura (ΔT) en la BTS (figura 3.4). En general, como es de esperar, el mayor gradiente zonal de temperatura en todos los casos, se localiza en la línea costera. Sin embargo, en los experimentos acoplados son más puntuales e intensos, ejemplo en SM y PB (figura 3.4a).

Para el primer modo del gradiente zonal de temperatura (figura 3.5), se observa en la franja costera de SM hasta el estero de Punta Banda y en la costa oeste de PB la intensificación de ΔT en todos los experimentos. La estructura espacial de este modo explica el 68.7%, 72.4% y 69.5% de la varianza del gradiente de temperatura para las corridas RWCT, RWCX y RWXT respectivamente (figuras 3.5b, 3.5c y 3.5a). La componente temporal del modo muestra para los modelos acoplados intensificación del ΔT en la fase positiva y en el caso de RWXT en la fase negativa (figuras 3.5g, 3.5h y 3.5i). Los cálculos de los espectros de

potencia, de la componente temporal, revelan señales predominantes diurnas y semidiurnas siendo la primera la más energética (figuras 3.5d, 3.5e y 3.5f).

Las diferencias que se muestran entre los experimentos es que en RWXT el ΔT es de menor magnitud en las costas de SM y al interior de la bahía.

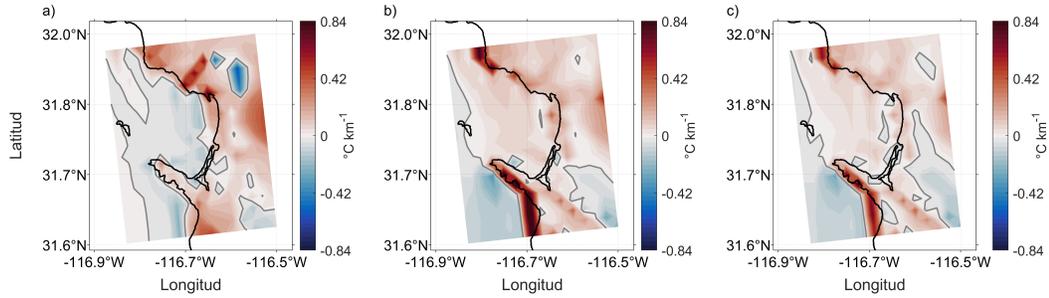


Figura 3.4: Promedio del gradiente zonal de temperatura a 2 m para verano en la BTS. En a) RWXT, b) RWCT y c) RWCX.

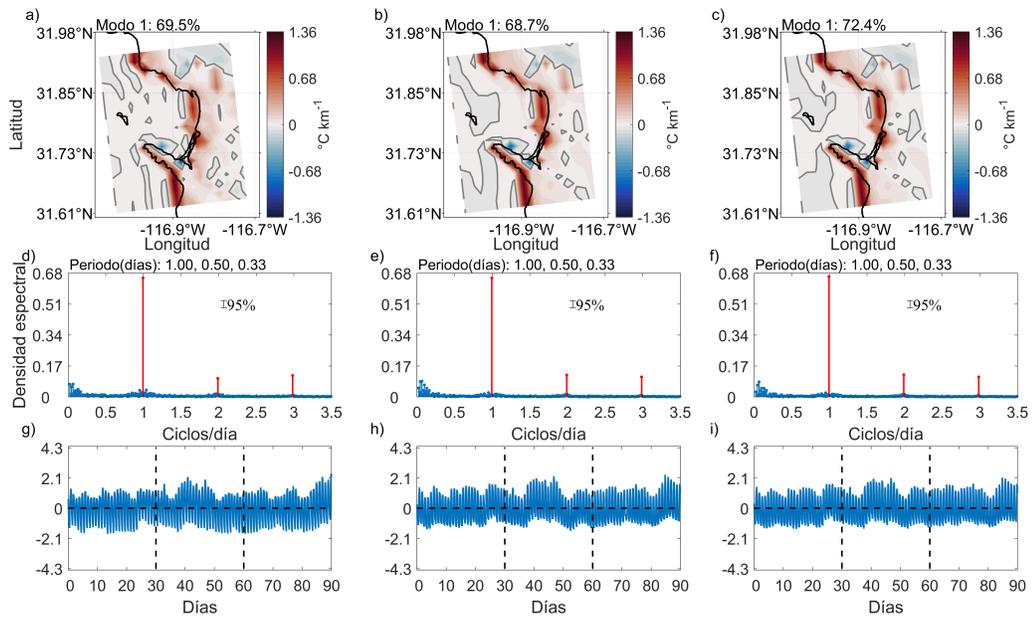


Figura 3.5: FEOs del modo 1 para el gradiente zonal de temperatura a 2 m en verano del modelo WRF. En a, d y g RWXT, en b, e y h RWCT y en c, f y i RWCX.

3.1.3. TSM en la BTS

Se calculó el promedio para verano de la TSM para todos los experimentos (figura 3.6). Los experimentos RWCT y RWCX, muestran un gradiente de temperatura horizontal, siendo frío al oeste y cálido al este de la BTS (figuras 3.6b

y 3.6c). Sin embargo, en RWXT el gradiente de temperatura es opuesto (figura 3.6a).

En el primer modo de la TSM, se observan temperaturas máximas al oeste y mínimas al este de la región. La estructura espacial de este modo explica el 73.3% y 75.4% de la varianza de la TSM para las corridas RWCT y RWCX respectivamente (figuras 3.7a y 3.7b). Los cálculos de los espectros de potencia, de la componente temporal, revelan señales predominantes con bajas frecuencias, siendo 22.5 días la más energética (figuras 3.7c y 3.7d).

Una de las diferencias sobre las distintas corridas, es que sobre el promedio RWXT es el más frío, seguido de RWCT. Siendo este último con temperaturas máximas.

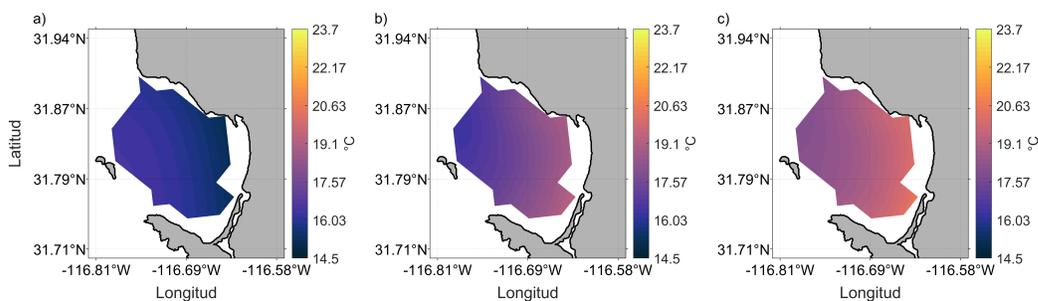


Figura 3.6: Promedio de la TSM para verano del modelo WRF. En a) RWXT, b) RWCT y c) RWCX.

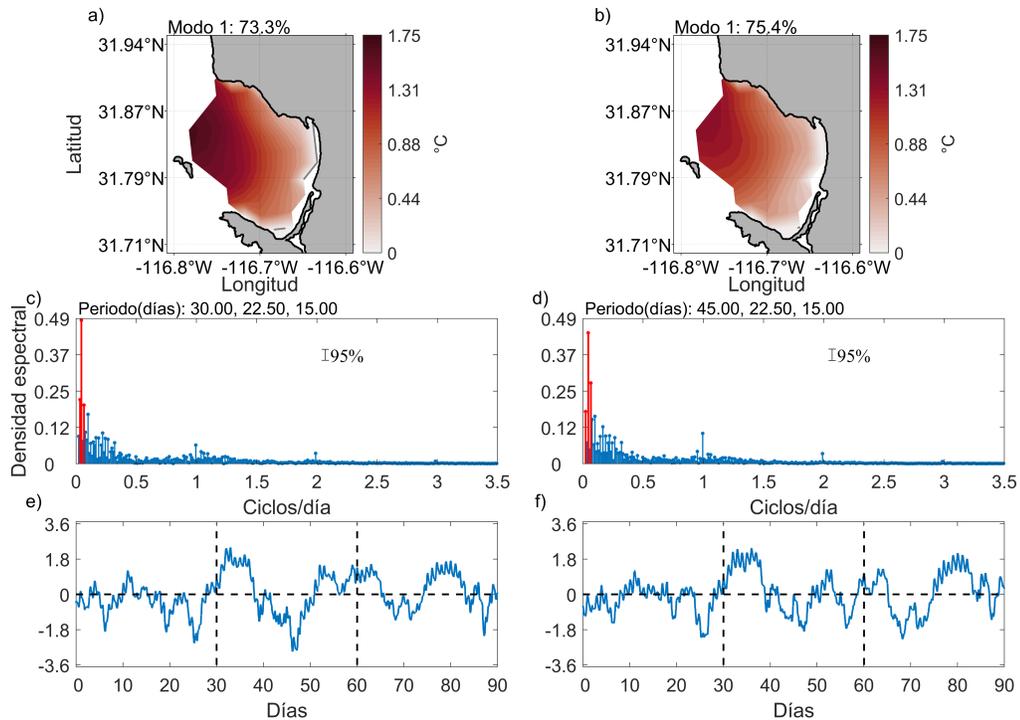


Figura 3.7: FEOs del modo 1 para la TSM en verano. En a, c y e RWCT y en b, d y f RWCX.

3.1.4. Estructura de la brisa

Mediante el diagrama de astillas para el viento zonal (10 m), se compararon las salidas horarias entre los experimentos RWCT y RWXT, para el día 7 de julio, en los puntos P1 (ITS) y P2 (CICESE). También se muestra el corte del viento zonal y el número de Richardson (Ri) entre ambos puntos del día 7 de julio a las 03:00 hrs y 12:00 hrs (figura 1.1).

Para el punto P1 se observa en RWCT vientos del este desde las 18:00 hrs del día 6 hasta las 8:00 hrs del día 7 con magnitudes máximas de 3.23 m s^{-1} . Para los vientos del oeste se observan en el día 7 de 9:00 hrs a 00:00 hrs con magnitudes máximas de 2.95 m s^{-1} (figura 3.8a). En RWXT en el día 7, vientos del este entre las 00:00 y 9:00 hrs con magnitudes máximas de 2.33 m s^{-1} y el resto del día vientos del oeste con magnitudes máximas de 2.73 m s^{-1} (figura 3.8b).

En el punto P2, en el experimento RWCT se observa que la brisa terrestre inicia desde las 22:00 hrs del día 6 hasta las 7:00 hrs del día 7 con magnitudes máximas de 1.34 m s^{-1} . La brisa marina de 8:00 hrs a 22:00 hrs con magnitudes máximas de 3.19 m s^{-1} (figura 3.9a). Para RWXT, se observan vientos del este

desde 1:00 hrs hasta 8:00 hrs, con magnitudes máximas de 1.06 m s^{-1} y vientos del oeste desde las 9:00 hrs hasta las 00:00 hrs, con magnitudes máximas de 3.13 m s^{-1} (figura 3.9b).

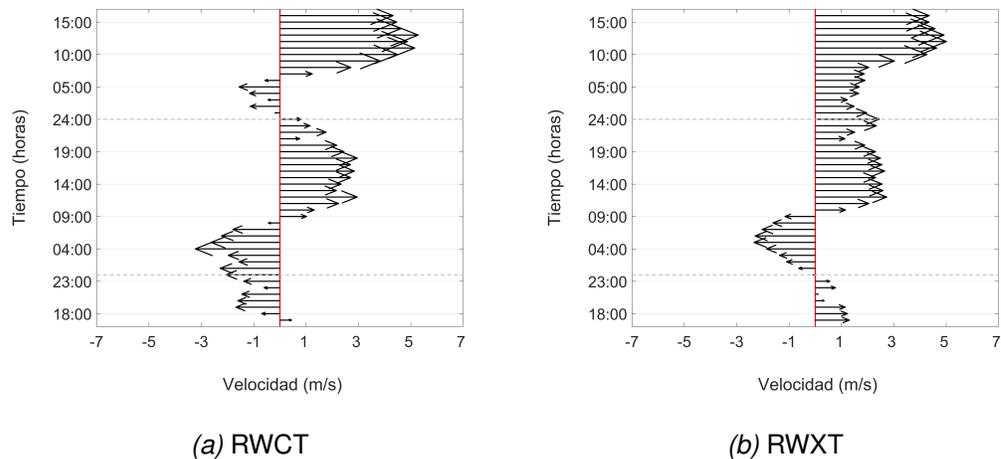


Figura 3.8: Astillas del viento zonal a 10 m, del día 6 al 8 de julio en el punto P1, para los experimentos a) RWCT y b) RWXT. La línea gris punteada indica la separación de días.

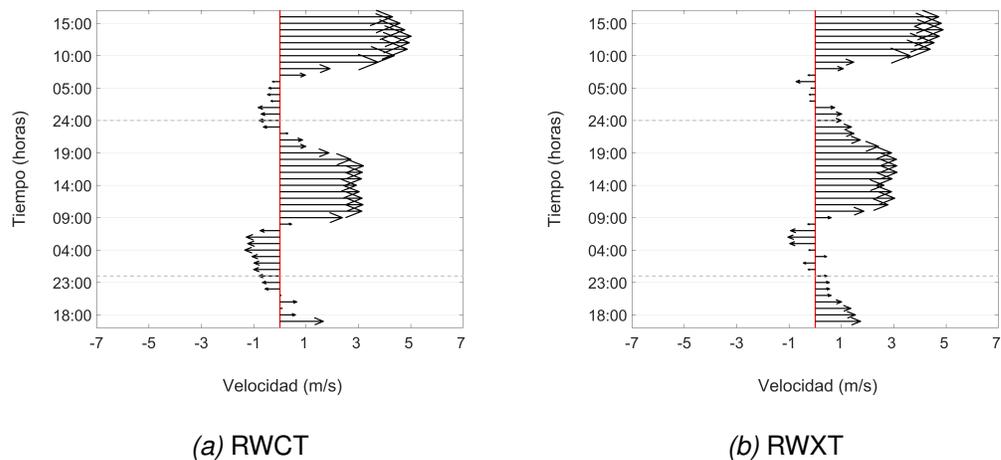


Figura 3.9: Astillas del viento a 10m de altura, del día 6 al 8 de julio en el punto P2, para los experimentos a) RWCT y b) RWXT. La línea gris punteada indica la separación de días.

En el corte atmosférico del viento zonal a las 3:00 hrs del día 7 de julio, para RWCT la magnitud de la brisa terrestre en la superficie ($<100 \text{ m}$) es más intensa que en RWXT (figura 3.10).

Para el corte atmosférico del viento zonal a las 12:00 hrs del día 7 de julio.

En RWCT se observa la circulación de la brisa marina (CBM), el FBM y la CaBM (600 m de altura) bien definida (figura 3.11a). En RWXT la FBM y la CaBM no están bien definidas (figura 3.11b).

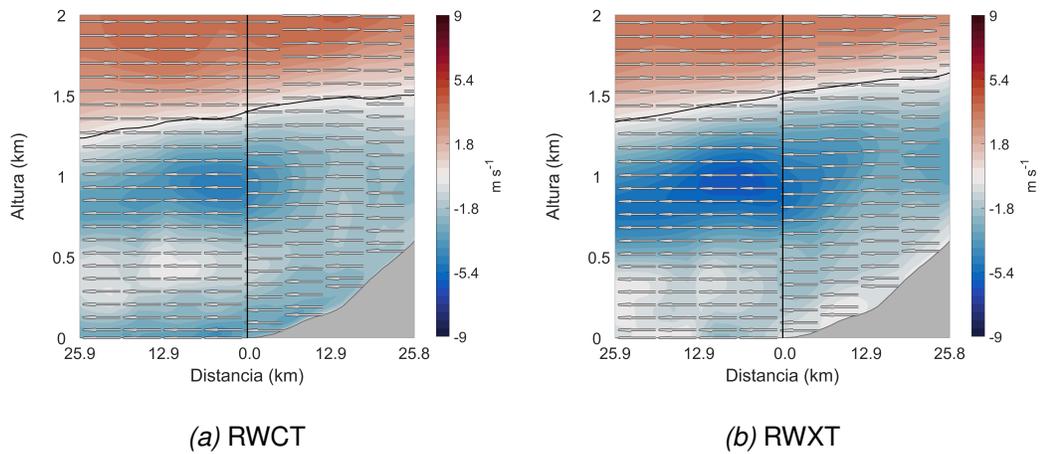


Figura 3.10: Transecto de la componente zonal del día 7 de julio a las 3:00 hrs, para los experimentos a) RWCT y b) RWXT. Las flechas indican la dirección donde se observa el sistema de circulación de la brisa terrestre. La línea negra indica la separación del océano y tierra.

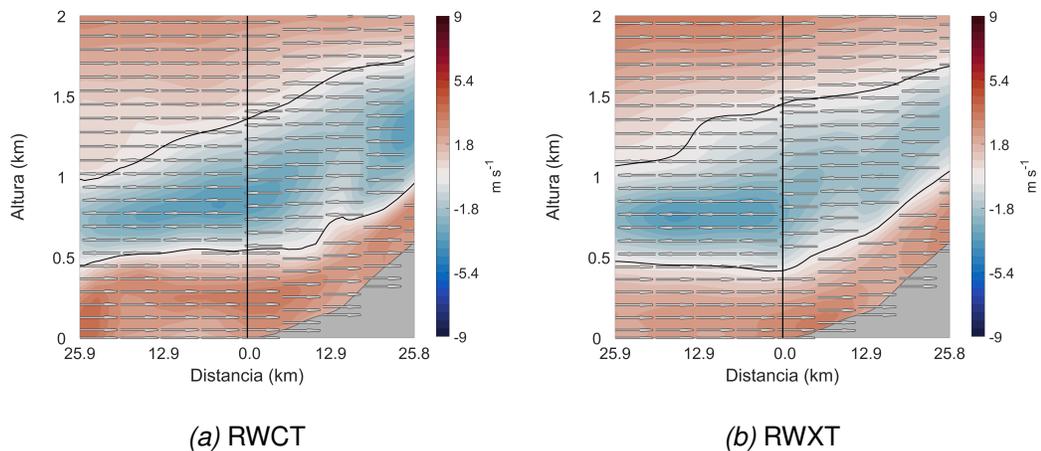


Figura 3.11: Transecto de la componente zonal del día 7 de julio a las 12:00 hrs, para los experimentos a) RWCT y b) RWXT. Las flechas indican la dirección donde se observa el sistema de circulación de la brisa marina. La línea negra indica la separación del océano y tierra.

Parte de la estructura de la brisa es la formación de las ondas de Kelvin - Helmholtz (OKH) que se da detrás de la CaBM de la brisa. Estas ondas son producto de la inestabilidad en un fluido estratificado. Una condición necesaria

pero no suficiente para que la atmósfera (fluido estratificado) sea inestable, es que el número de $Ri < 0.25$. Una vez formado el OKH se desplaza donde $Ri < 1$.

Para las 3:00 hrs del día 7 de julio, en RWCT se observa que el número de Ri es de 0.25 a 1 en la porción de tierra (figura 3.12a). En RWXT se observa un valor del número de Ri de 0.25 a 1 en la interfaz de las masas de aire cercano a 1.5 km de altura (figura 3.12b).

Para las 12:00 hrs del día 7 de julio, en RWCT se observa que el número de Ri es de 0.25, alrededor de 500 m de altura en la porción oeste del océano. También se muestra que la zona de desplazamiento, donde Ri es 1, abarca desde el océano hasta la costa (figura 3.13a). En RWXT tanto Ri de 0.25 y 1 se localiza al oeste en la porción oceánica (figura 3.13b).

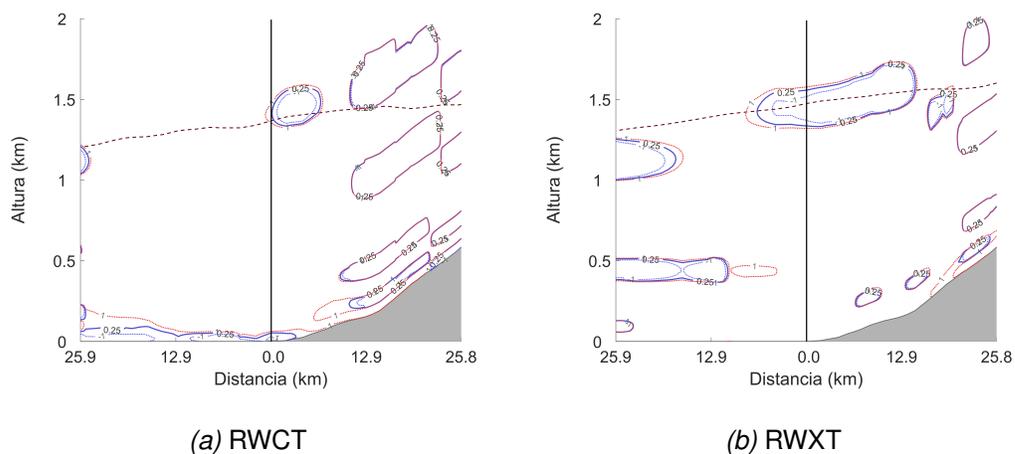


Figura 3.12: Transecto del número de Richardson del día 7 de julio a las 03:00 hrs, para los experimentos a) RWCT y b) RWXT. Los niveles con líneas continuas y punteada indican el número Ri , la línea discontinua indica la interfaz del cambio de dirección del viento. La línea negra indica la separación del océano y tierra.

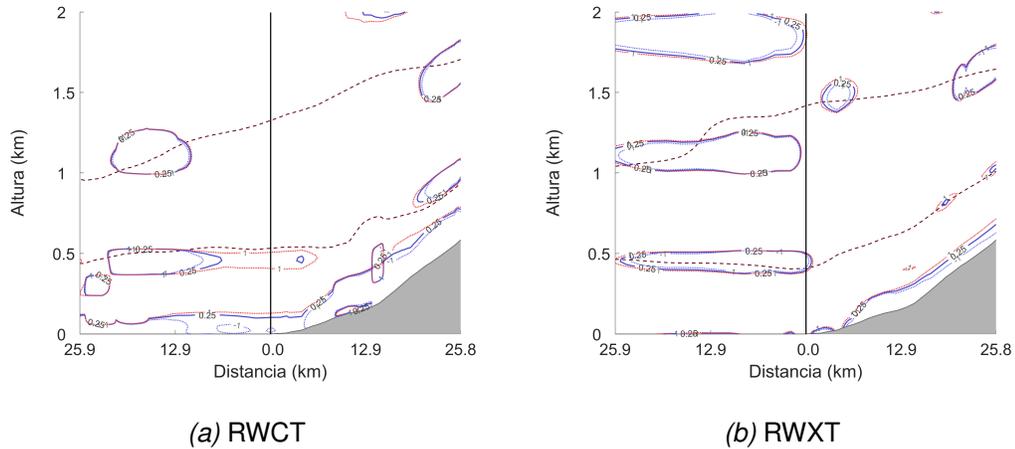


Figura 3.13: Transecto del número de Richardson del día 7 de julio a las 12:00 hrs, para los experimentos a) RWCT y b) RWXT. Los niveles con líneas continuas y punteada indican el número Ri , la línea discontinua indica la interfaz del cambio de dirección del viento. La línea negra indica la separación del océano y tierra.

3.2. Componente oceánica

Para el estudio de la componente oceánica, se analizaron las estructuras espaciales y temporales de las corrientes superficiales y la TSM para verano, de las salidas del modelo ROMS. También se estudió la densidad espectral para la temperatura y se analizaron los perfiles de Brunt-Väisälä, temperatura y densidad.

3.2.1. Corrientes oceánicas superficiales

Se promediaron las corrientes superficiales para verano, en la BTS en todos los experimentos (figura 3.14). Todas las corridas muestran, la formación de un giro ciclónico en la bahía. Sin embargo, en la corrida RWXT el giro es de mayor tamaño, ocupando la mayor parte de la bahía. Mientras que en la corrida RWCX es el más pequeño. Todas las corridas muestran un flujo saliente en la boca oeste de la BTS. Las corrientes se intensifican al oeste de la región (figura 3.14b y 3.14c). La estructura de las corrientes en las corridas RWCT y RWCX es de acuerdo a Mateos *et al.* (2009), sin embargo, el sentido del giro es opuesto. Esta diferencia puede ser debido a que en Mateos *et al.* (2009) se muestra el promedio de julio y no contempla el forzamiento de la marea.

En el primer modo de la componente u , se observa en los experimentos RWCT

y RWCX, corrientes máximas al oeste de la bahía y disminuyendo al norte y sur. Sin embargo, en RWXT se muestra la entrada/salida de las corrientes superficiales en la boca oeste de la bahía. Se forman dos estructuras donde las corrientes divergen, uno al noreste en la franja costera desde SM hasta el puerto de Ensenada y el segundo al oeste de la bahía. La estructura espacial de este modo explica el 58.6%, 66.8% y 19.8% de la varianza de la componente u para las corridas RWCT, RWCX y RWXT respectivamente (figuras 3.15b, 3.15c y 3.15a). Los cálculos de los espectros de potencia, de la componente temporal, revelan señales predominantes con bajas frecuencias y diurnas, siendo la segunda con mayor contenido energético para los experimentos acoplados y la primera para el no acoplado (figuras 3.15d, 3.15e y 3.15f).

Una de las diferencias del experimento RWXT, para la componente u de la velocidad, es que la magnitud de las corrientes superficiales es menor que en los experimentos acoplados.

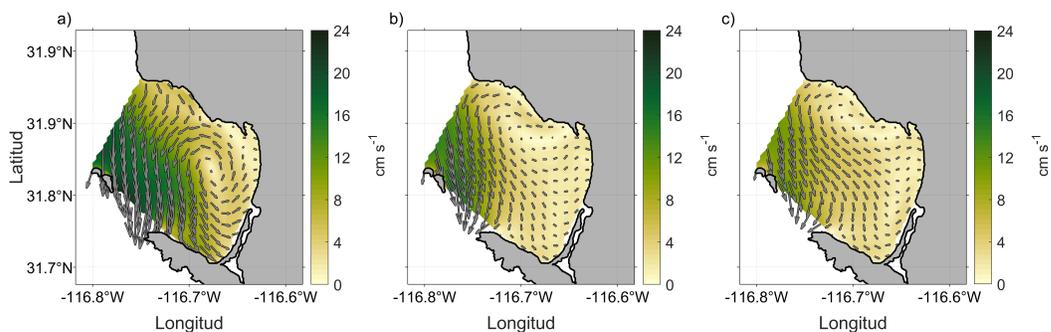


Figura 3.14: Promedio de las corrientes superficiales para verano en la BTS. En a) RWXT, b) RWCT y c) RWCX.

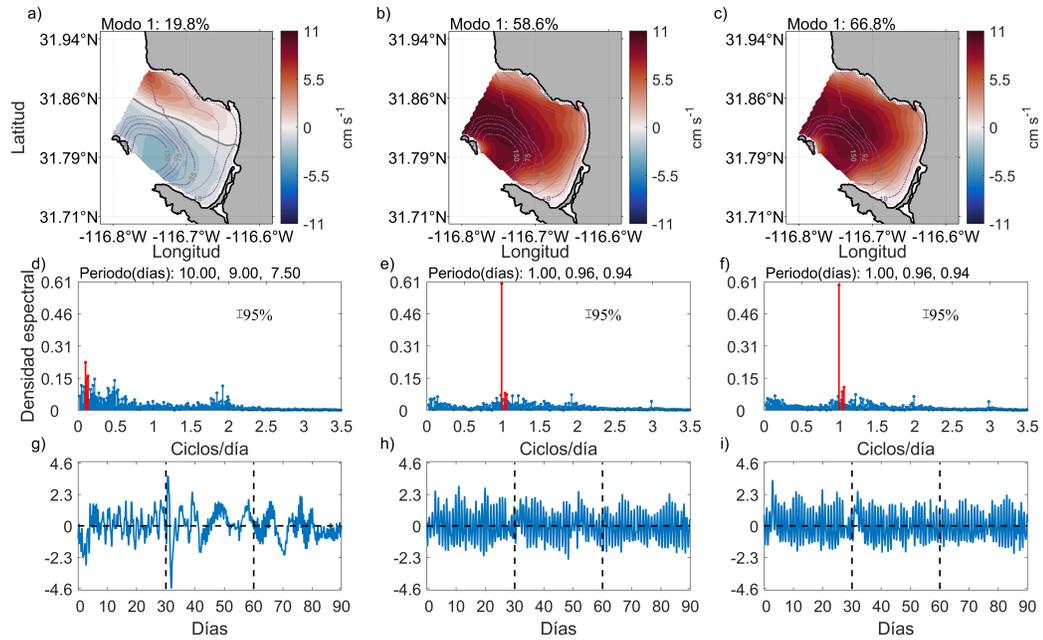


Figura 3.15: FEOs del modo 1 para la componente u en verano del modelo ROMS. En a, d y g RWXT, en b, e y h RWCT y en c, f y i RWCX. Las líneas grises punteadas son la batimetría.

En el primer modo de la componente v , muestra que la corriente es más intensa en la zona profunda de la bahía. Este modo explica el 72.0%, 75.1% y 43.3% de la varianza de la componente v para las corridas RWCT, RWCX y RWXT respectivamente (figuras 3.16b, 3.16c y 3.16a). Los cálculos de los espectros de potencia, de la componente temporal, revelan señales predominantes con bajas frecuencias, diurnas y semidiurnas, siendo la segunda con mayor contenido energético para los experimentos acoplados (figuras 3.16d, 3.16e y 3.16f).

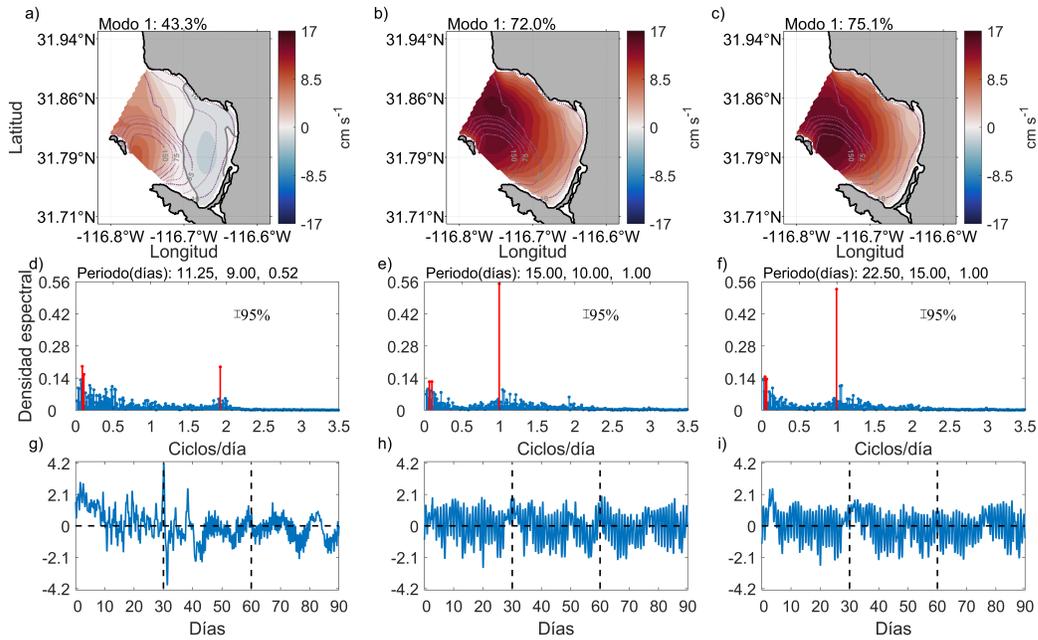


Figura 3.16: FEOs del modo 1 para la componente v en verano del modelo ROMS. En a, d y g RWXT, en b, e y h RWCT y en c, f y i RWCX. Las líneas grises punteadas son la batimetría.

3.2.2. Corte de la corriente oceánica en la vertical

Se promedió la componente u para verano en el corte vertical de norte a sur, para todos los experimentos (figura 3.17). Se observa que la corriente es máxima en la superficie, disminuyendo con la profundidad. En el norte se observa una contracorriente y se extiende a lo largo del fondo marino. En RWCT y RWCX el máximo de la corriente superficial se observa en la región central del corte (figuras 3.17b y 3.17c). Mientras que en RWXT se observa al sur de la región (figura 3.17a).

En el primer modo de la componente u del corte vertical de norte a sur, se observa que la corriente es intensa desde la superficie, hasta 5 m de profundidad. Entre 5 m y 80 m de profundidad es notable una contracorriente, para el caso de RWCT y RWCX. En el experimento RWXT las corrientes son barotrópicas, siendo intensas al norte. La estructura espacial de este modo explica el 61.9%, 69.7% y 70.2% de la varianza de la componente u para las corridas RWCT, RWCX y RWXT respectivamente (figuras 3.18b, 3.18c y 3.18a). Los cálculos de los espectros de potencia, de la componente temporal, revelan señales predominantes con frecuencias diurnas y semidiurnas, siendo la primera con mayor contenido energético para los experimentos acoplados y la segunda para el no acoplado (figuras

3.18d, 3.18e y 3.18f).

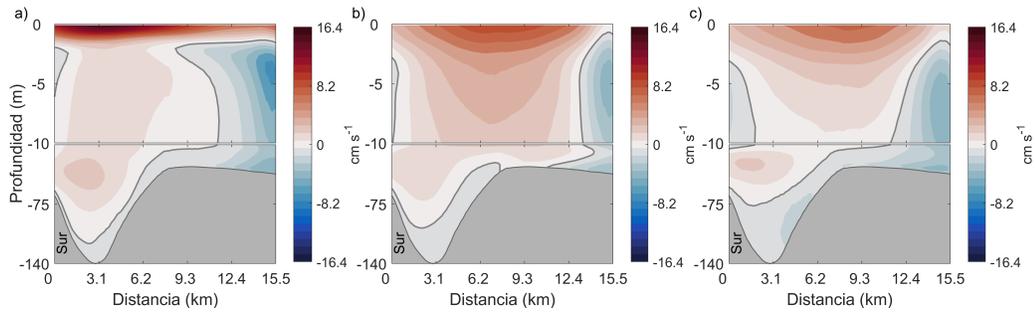


Figura 3.17: Promedio del transecto norte a sur de la componente u para verano en la BTS. En a) RWXT, b) RWCT y c) RWCX.

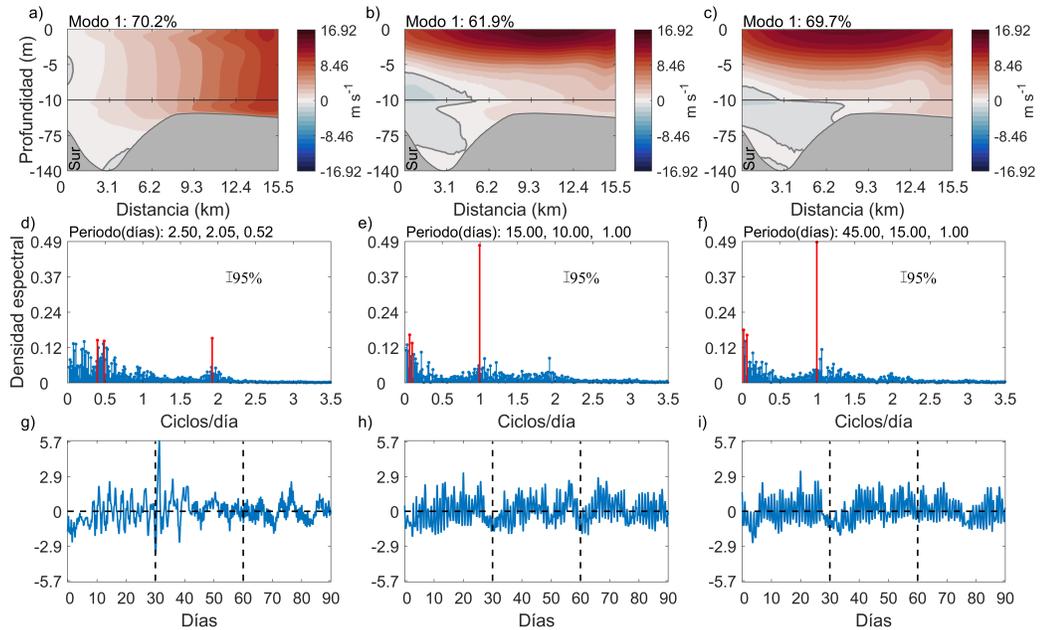


Figura 3.18: Transecto norte a sur del modo 1 mediante FEOs de la componente u para verano. En a, d y g RWXT, en b, e y h RWCT y en c, f y i RWCX.

Se promedió la componente v de la velocidad, para verano, en el corte vertical de este a oeste, para todos los experimentos (mostrado en la figura 3.19). Se observa que las corrientes máximas están los primeros 2.5 m de profundidad, al oeste de la región (ITS). También es notable una contracorriente costera, que se extiende al fondo marino.

En el primer modo de la componente v del corte vertical de oeste a este, se observan corrientes máximas en los primeros 5 m de profundidad. Pegado a la costa, por debajo de los 5 m, es notorio una contracorriente en las corridas RWCT

y RWCX. En el experimento RWXT las corrientes son principalmente barotrópicas. La estructura espacial de este modo explica el 58.9%, 62.2% y 50.9% de la varianza de la componente v para las corridas RWCT, RWCX y RWXT respectivamente (figuras 3.20b, 3.20c y 3.20a). Los cálculos de los espectros de potencia, de la componente temporal, revelan señales predominantes con frecuencias diurnas para los experimentos acoplados. En la corrida RWXT dominan las señales semidiurnas y de baja frecuencia (figuras 3.20d, 3.20e y 3.20f).

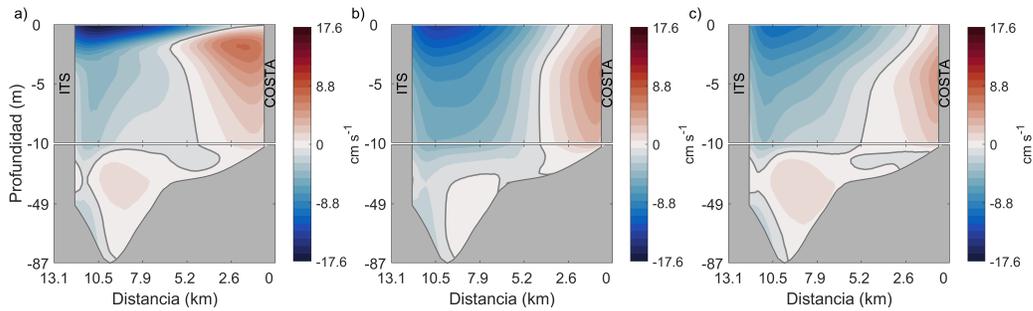


Figura 3.19: Promedio del transecto este a oeste de la componente v para verano. En a) RWXT, b) RWCT y c) RWCX.

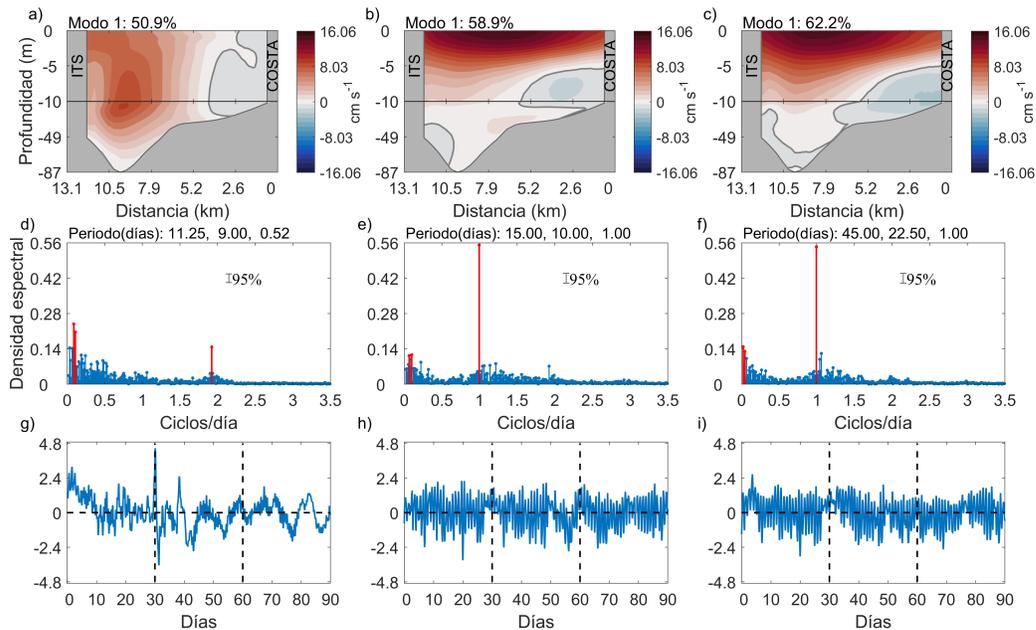


Figura 3.20: Transecto este a oeste del modo 1 mediante FEOs de la componente v para verano. En a, d y g RWXT, en b, e y h RWCT y en c, f y i RWCX.

Se calculó la temperatura promedio para verano del corte vertical de este a oeste, para todos los experimentos (figura 3.21). Se observan temperaturas cálidas en la superficie y en la costa. Una de las principales diferencias entre las

corridas, es que la temperatura de RWCT es más fría, sobre todo en el fondo, que en los demás experimentos. Por otro lado, la capa de mezcla es mayor en RWCX, menor en RWCT y somero para RWXT.

En el primer modo de la temperatura del corte vertical de oeste a este, se observa que, en los primeros 10 m de profundidad la temperatura es máxima, disminuyendo en la profundidad. Por otro lado, en la costa la temperatura disminuye, para las corridas RWCT y RWCX. En el experimento RWXT predominan temperaturas máximas y homogénea en la columna de agua. Sin embargo, en la superficie disminuye la temperatura. La estructura espacial de este modo explica el 65.3%, 64.8% y 84.3% de la varianza de la componente v para las corridas RWCT, RWCX y RWXT respectivamente (figuras 3.22b, 3.22c y 3.22a). Los cálculos de los espectros de potencia, de la componente temporal, revelan señales predominantes con bajas frecuencias y diurnas, siendo la primera la más energética (figuras 3.22d, 3.22e y 3.22f).

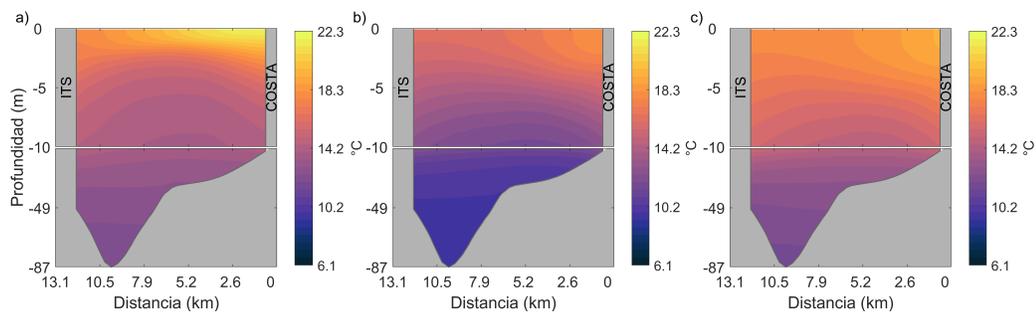


Figura 3.21: Promedio del transecto este a oeste de la temperatura para verano. En a) RWXT, b) RWCT y c) RWCX.

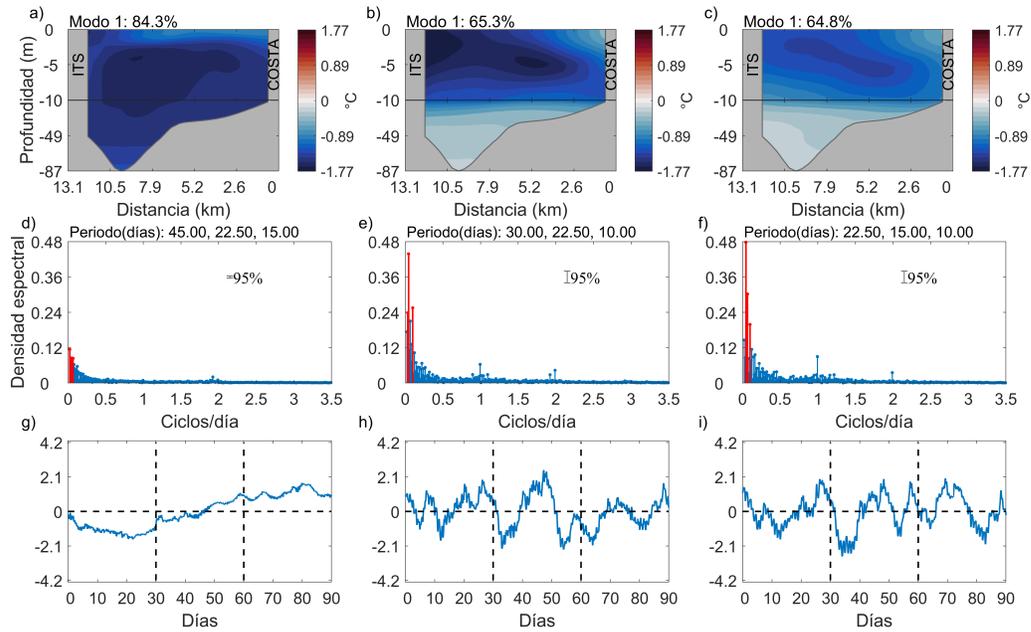


Figura 3.22: Transecto este a oeste del modo 1 mediante FEOs de la temperatura para verano. En a, d y g RWXT, en b, e y h RWCT y en c, f y i RWCX.

3.2.3. TSM en la BTS

Se promedió la TSM para verano, con todos los experimentos (figura 3.23). Se observa que la temperatura es fría al oeste y cálida en la costa, de acuerdo a lo mostrado por Cabrera-Muro (1974). La diferencia principal entre los experimentos, es que en RWCT, la temperatura es la más fría y en RWXT, la temperatura es la más cálida.

En el primer modo de la TSM, se observa un gradiente de temperatura siendo mayor la temperatura al oeste y de la bahía, para los experimentos acoplados. La distribución de la temperatura es diferente en RWXT ya que, en la boca norte de la BTS, la temperatura es mayor. La estructura espacial de este modo explica el 70.2%, 72.5% y 68.9% de la varianza de la componente v para las corridas RWCT, RWCX y RWXT respectivamente (figuras 3.24b, 3.24c y 3.24a). Los cálculos de los espectros de potencia, de la componente temporal, revelan señales predominantes con bajas frecuencias (figuras 3.24d, 3.24e y 3.24f).

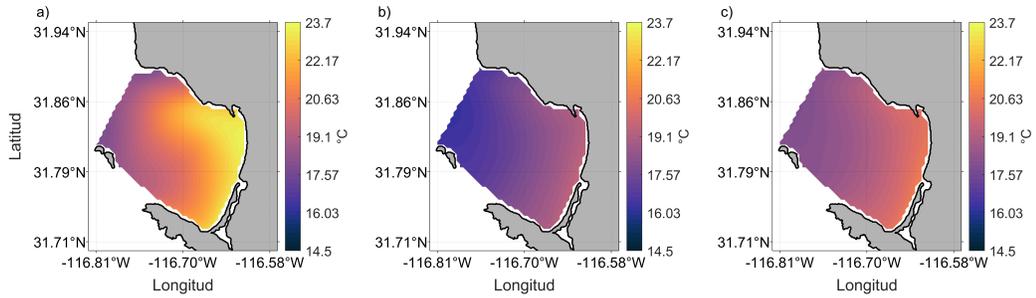


Figura 3.23: Promedio de la TSM para verano del modelo ROMS. En a) RWXT, b) RWCT y c) RWCX.

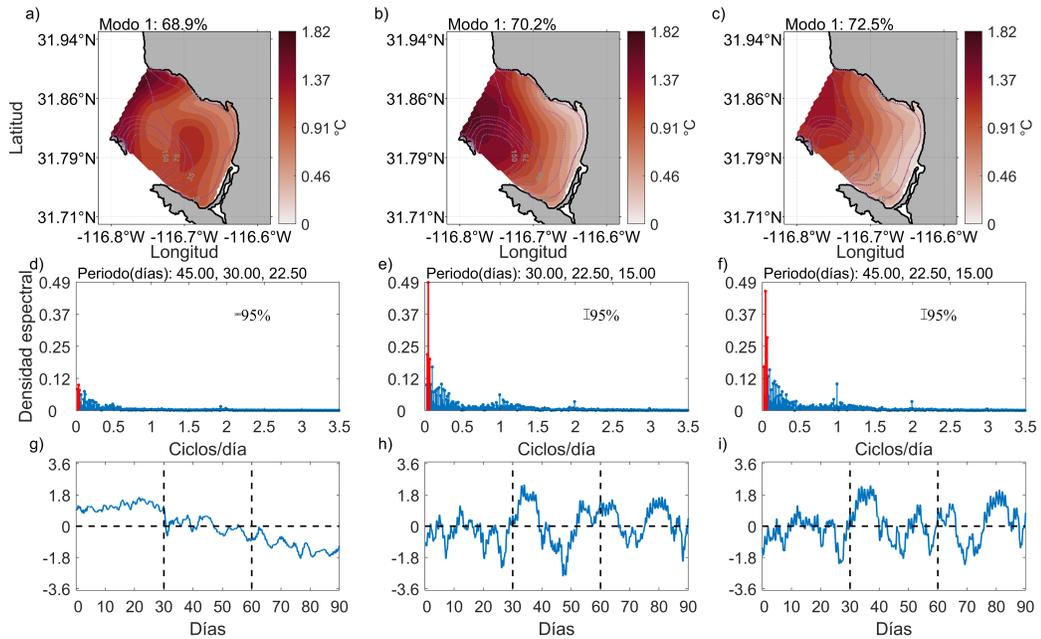


Figura 3.24: FEOs del modo 1 para la TSM en verano del modelo ROMS. En a, d y g RWXT, en b, e y h RWCT y en c, f y i RWCX. Las líneas grises punteadas es la batimetría.

3.2.4. Ondas internas

Para el análisis sobre las ondas internas se filtraron las bajas frecuencias para temperatura, en los puntos O1 (31.80° N, -116.69° O), O2 (31.77° N, -116.63° O), O3 (31.84° N, -116.63° O), O4 (31.89° N, -116.74° O), O5 (31.87° N, -116.78° O) y O6 (31.86° N, -116.83° O), (ver figura 1.1).

Para el experimento RWCT en el punto O1 las frecuencias dominantes son diurnas y semidiurnas siendo la más energética (figura 3.25a). Para O2 las señales tienen frecuencias diurnas y semidiurnas (figura 3.25b). En O3 predominan

frecuencias diurnas (figuras 3.25c). Para O4 y O5 las frecuencias son semidiurnas y las más energéticas diurnas. En O5 la frecuencia diurna empieza a disminuir (figuras 3.25d y 3.25e). Para O6 la frecuencia semidiurna es las más energéticas (figura 3.25f).

Para RWXT se observan las frecuencias dominantes, para el punto O1 la frecuencia dominante es semidiurna (figura 3.26a). Para O2 las frecuencias son diurnas y semidiurnas (figura 3.26b). Para O3 frecuencias diurnas (figura 3.26c). Para O4 y O5 frecuencias semidiurnas siendo las más energéticas en la región (figuras 3.26d y 3.26e). Para O6 las frecuencias son de 11 y 13 horas (figura 3.26f).

Para el experimento RWCX donde no es forzado por marea, los puntos del O1 al O6 (figuras 3.27a, 3.27b, 3.27c, 3.27d y 3.27e, 3.27f), se observan frecuencias diurnas. De O4 a O6 la señal diurna pierde energía, esto debido a que la brisa es menos energético mar adentro a diferencia de la costa.

Comparando los experimentos, las ondas internas se desarrollan con diferentes frecuencias, siendo al este del cañón submarino (O1) y al noroeste a las afueras de la bahía (O6) frecuencias semidiurnas. Cerca del estero de punta banda (O2) las frecuencias dominantes son diurnas y semidiurnas. Para el puerto de Ensenada (O3), Punta San Miguel (O4) y la entrada norte a la bahía (O5) las frecuencias son diurnas, perdiendo intensidad al alejarse de la costa.

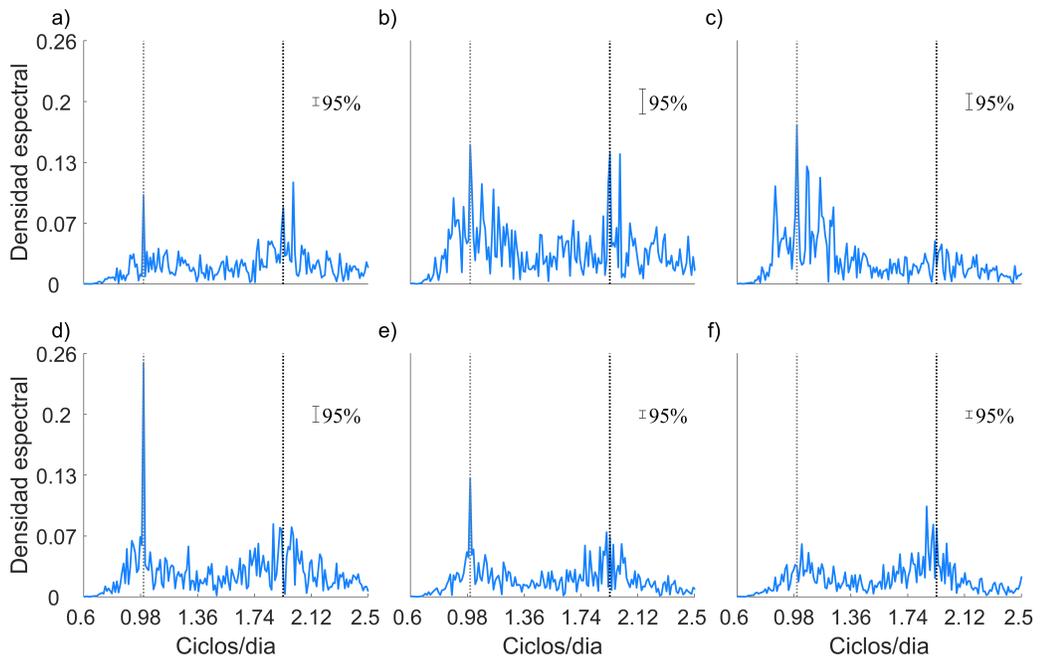


Figura 3.25: Espectro de temperatura a 10 m para verano de RWCT, en a) el punto O1, en b) O2, en c) O3, en d) O4, en e) O5 y en f) O6. La línea punteada gris representa frecuencias diurnas (24 hrs) y la negra frecuencias semidiurnas (12.42 hrs).

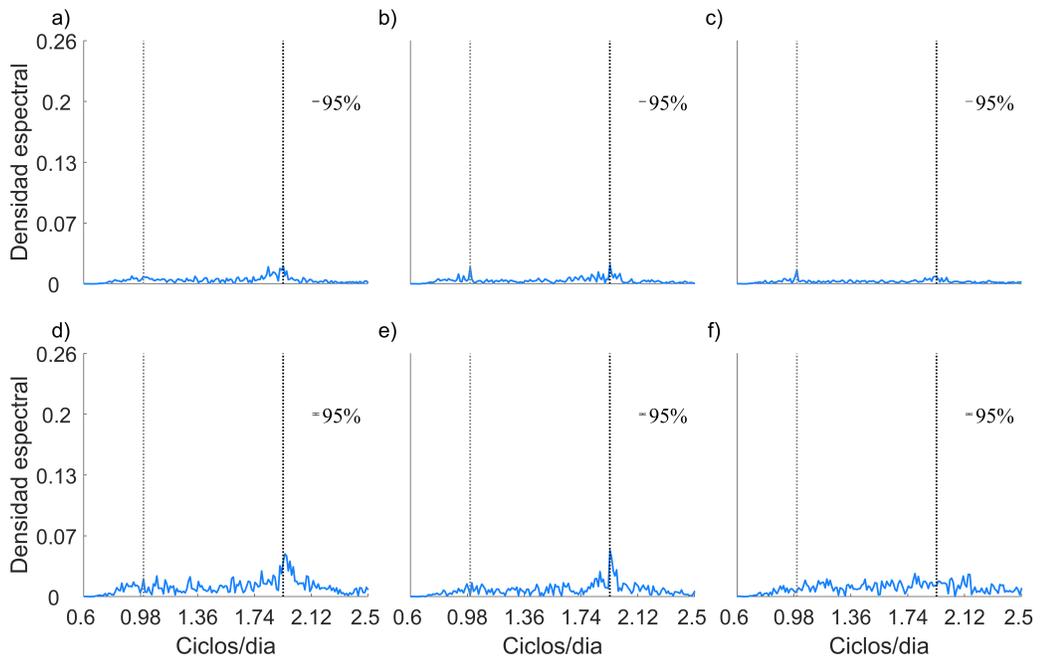


Figura 3.26: Espectro de temperatura a 10 m para verano de RWXT, en a) el punto O1, en b) O2, en c) O3, en d) O4, en e) O5 y en f) O6. La línea punteada gris representa frecuencias diurnas (24 hrs) y la negra frecuencias semidiurnas (12.42 hrs).

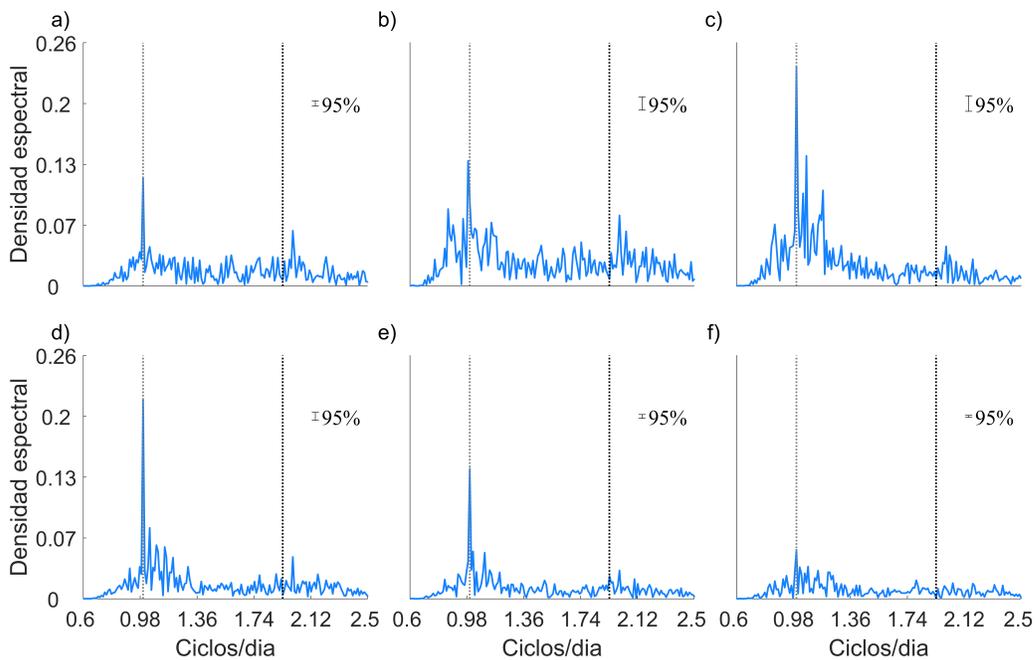


Figura 3.27: Espectro de temperatura a 10 m para verano de RWCX, en a) el punto O1, en b) O2, en c) O3, en d) O4, en e) O5 y en f) O6. La línea punteada gris representa frecuencias diurnas (24 hrs) y la negra frecuencias semidiurnas (12.42 hrs).

Para observar el efecto de los vientos y la marea, se compara los perfiles de Brunt-Väisälä $N(z)$, temperatura y de densidad ρ promedio de verano para cada experimento. Esto en los puntos O1, O2 O3, O4, O5 y O6, (ver figura 1.1 y tabla 3.1 para los datos puntuales de los perfiles).

En los puntos O1, O2 y O3, para RWCT la estratificación N es menor que RWXT y mayor que RWCX, cuya magnitud máxima se encuentra entre 5 m a 7 m. Al acercarse a la costa la estratificación incrementa (figuras 3.28a, 3.29a y 3.30a). En RWXT la estratificación tiene valores máximos entre las profundidades de 1 m a 2 m. Conforme se va aproximando a la costa la estratificación es menor. La temperatura superficial es menor en RWCT y mayor en RWXT, caso contrario para la densidad. En RWXT la capa de mezcla es menor que en los demás experimentos (figuras 3.28b, 3.29b y 3.30b).

En los puntos O4, O5 y O6 la estratificación entre los experimentos es similar, pero sigue siendo mayor en RWXT y menor en RWCX (figuras 3.31a, 3.32a y 3.33a). El perfil de temperatura al igual que la densidad entre los experimentos también son similares. Se observa que la temperatura superficial es más cálida en RWCX y fría en RWCT. La capa de mezcla sigue siendo menor para RWXT y

mayor para RWCX (figuras 3.31b, 3.32b y 3.33b).

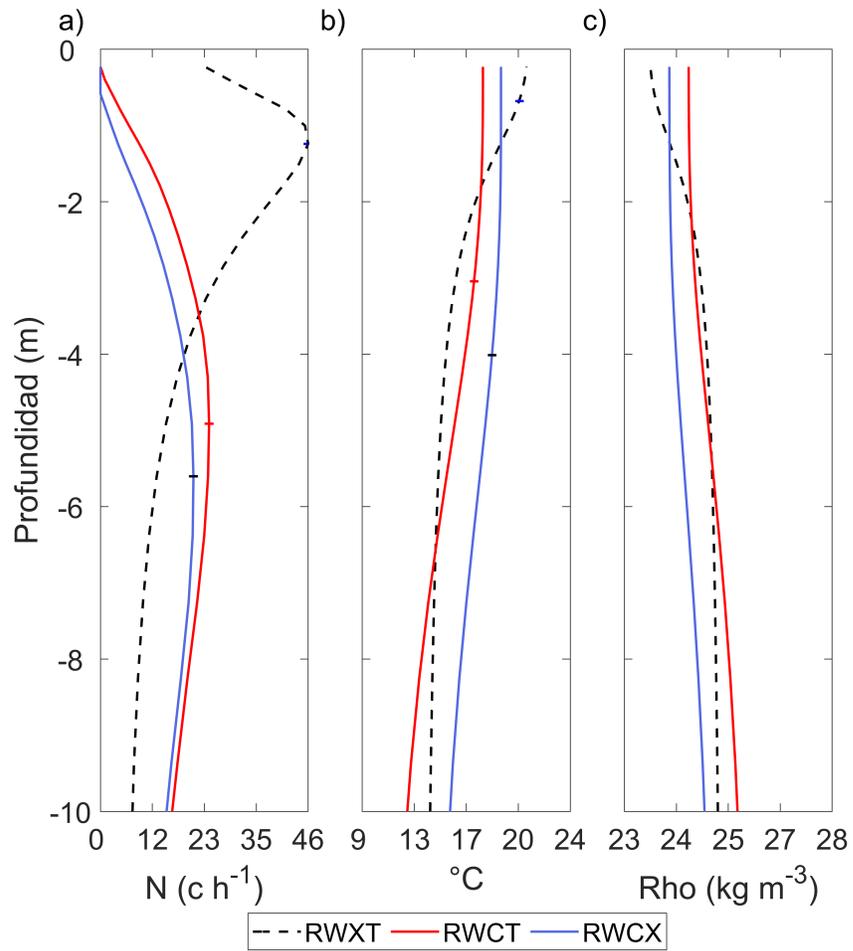


Figura 3.28: Perfil de Brunt-Väisälä, temperatura y densidad promedio de verano para el punto O1. En a) Brunt-Väisälä, en b) temperatura, en c) densidad.

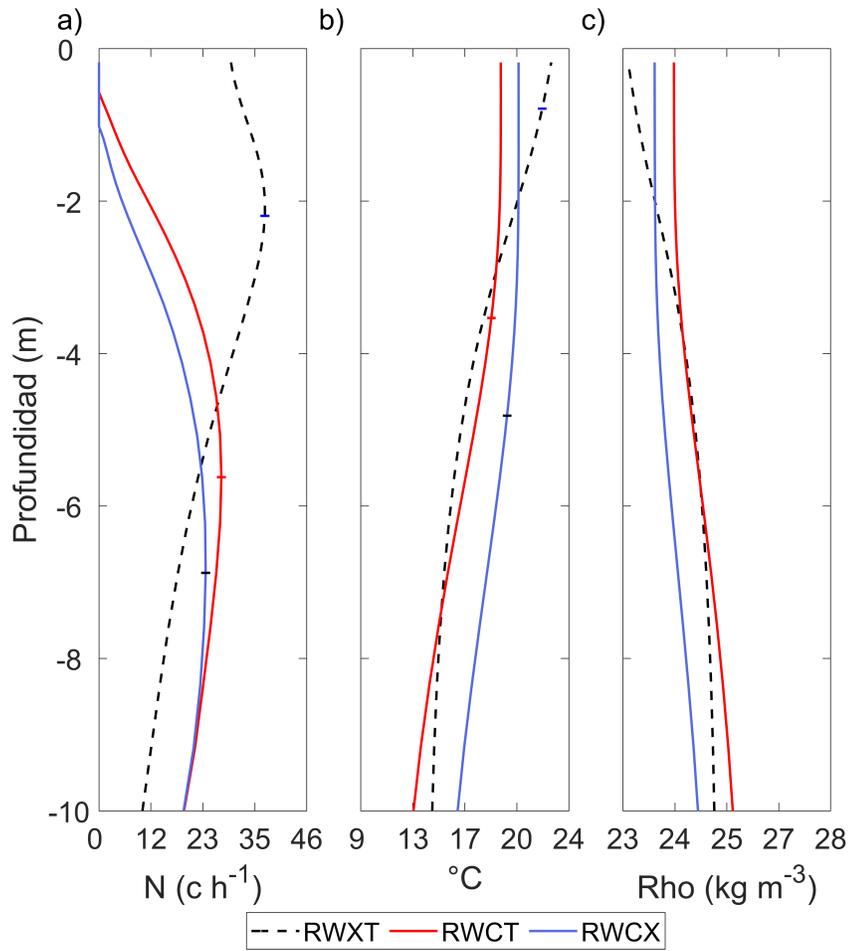


Figura 3.29: Perfil de Brunt-Väisälä, temperatura y densidad promedio de verano para el punto O2. En a) Brunt-Väisälä, en b) temperatura, en c) densidad.

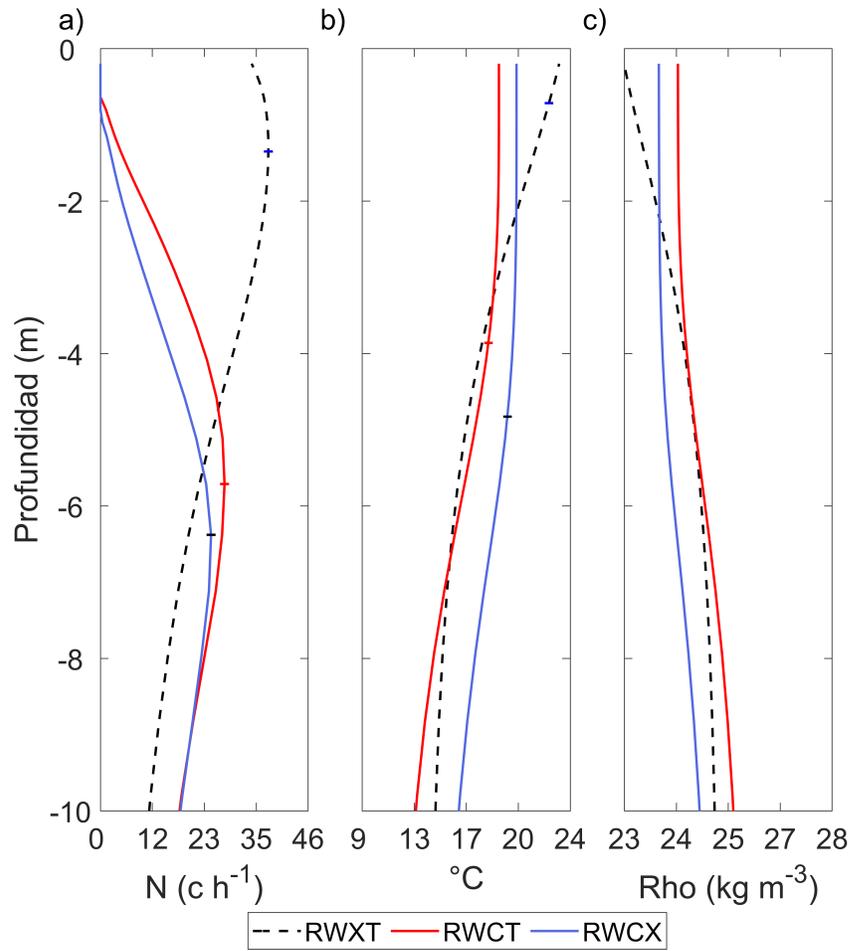


Figura 3.30: Perfil de Brunt-Väisälä, temperatura y densidad promedio de verano para el punto O3. En a) Brunt-Väisälä, en b) temperatura, en c) densidad.

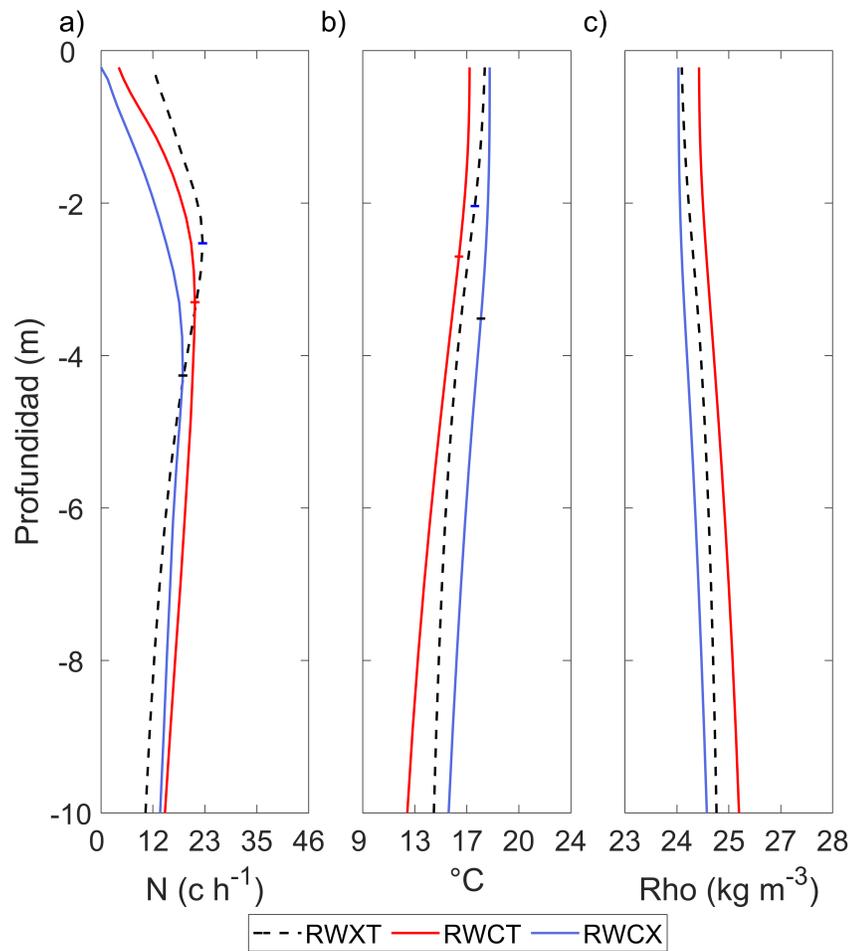


Figura 3.31: Perfil de Brunt-Väisälä, temperatura y densidad promedio de verano para el punto O4. En a) Brunt-Väisälä, en b) temperatura, en c) densidad.

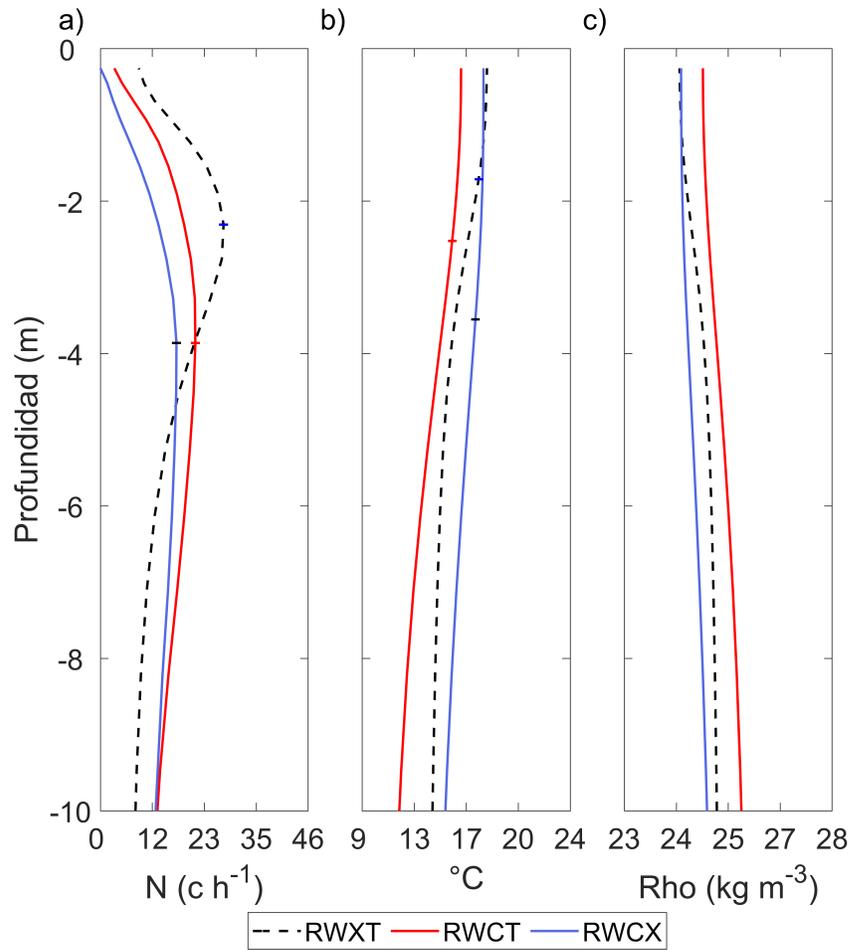


Figura 3.32: Perfil de Brunt-Väisälä, temperatura y densidad promedio de verano para el punto O5. En a) Brunt-Väisälä, en b) temperatura, en c) densidad.

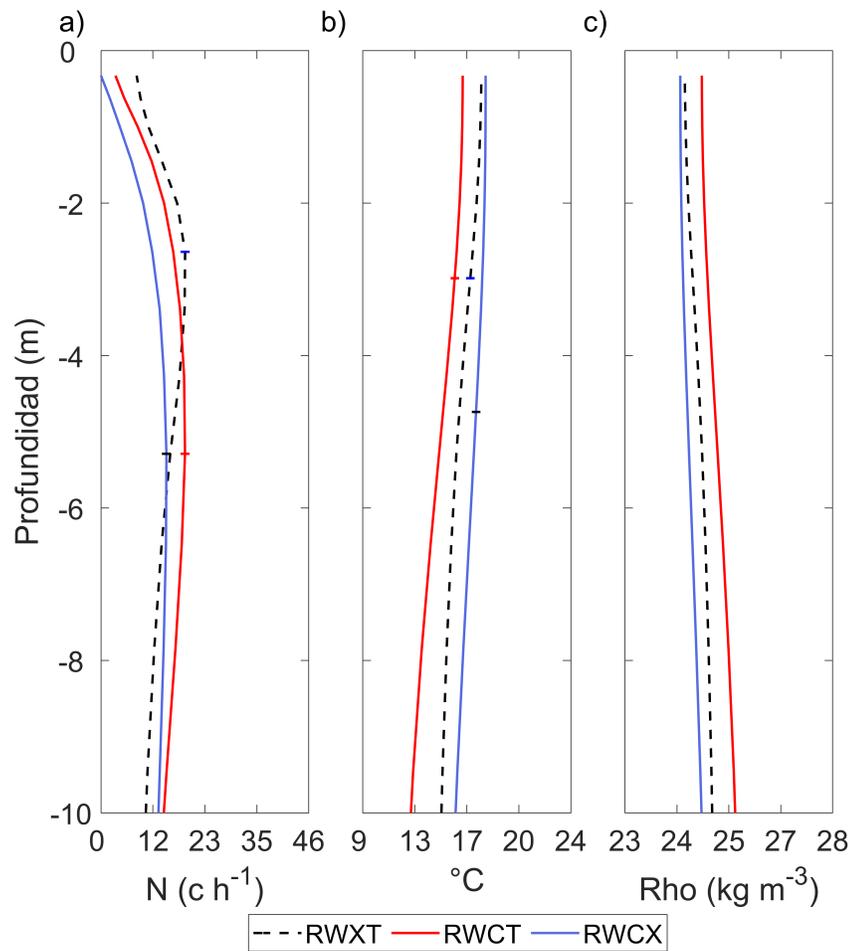


Figura 3.33: Perfil de Brunt-Väisälä, temperatura y densidad promedio de verano para el punto O6. En a) Brunt-Väisälä, en b) temperatura, en c) densidad.

Tabla 3.1: Frecuencia de Brunt-Väisälä y profundidades y capa de mezcla de los perfiles en los puntos O1, O2, O3, O4, O5 y O6.

Puntos	Exp.	N (c h^{-1})	max N(z) (m)	T(z) mix (m)	min z (m)
O1	RWXT	46	1.24	0.68	27.33
	RWCT	24.06	4.91	3.04	
	RWCX	20.6	5.6	4	
O2	RWXT	36.75	2.2	0.79	11.34
	RWCT	27.1	5.62	3.53	
	RWCX	23.62	6.88	4	
O3	RWXT	37.19	1.35	0.71	14.98
	RWCT	27.48	5.71	3.86	
	RWCX	24.5	6.38	4.82	
O4	RWXT	22.52	2.53	2.04	22.32
	RWCT	20.81	3.3	2.7	
	RWCX	18.13	4.26	3.51	
O5	RWXT	27.26	2.3	1.71	44.97
	RWCT	21.02	3.86	2.52	
	RWCX	16.83	3.86	3.55	
O6	RWXT	18.62	2.64	2.98	118.78
	RWCT	18.6	5.29	2.98	
	RWCX	14.5	5.29	4.74	

Capítulo 4

Discusiones y conclusiones

4.1. Discusiones

En la presente tesis, para analizar las corrientes superficiales oceánicas y la interacción entre la brisa y el océano, además de entender la importancia relativa de los distintos forzamientos, se realizaron diferentes simulaciones numéricas (tabla 2.1), en las cuales se incluyen los vientos, las mareas y las corrientes oceánicas.

Las brisas, son más extensas, con mayores velocidades y mejor estructura en la vertical, en los experimentos acoplados (figuras 3.2 y 3.11a). Donde la formación del FBM y la CaBM, están mejor definidas. Una de las condiciones necesarias para el desarrollo de la brisa, es el gradiente térmico zonal (ΔT) de la superficie del aire entre el océano y la tierra (Simpson, 1994). El ΔT promedio a 2 m, muestra valores máximos a lo largo de la costa, siendo más intensos y amplios en las corridas acopladas (RWCT y RWCX) (figuras 3.4b y 3.4c). Al ser el promedio temporal, esta estructura la podemos asociar a bajas frecuencias. En los tres experimentos, el primer modo del ΔT a 2 m, manifiesta contrastes térmicos entre el océano y la tierra, pero estos son mayores y con frecuencias diurnas (figura 3.5). Cabe señalar, que los tres experimentos en la componente atmosférica, tienen la misma configuración de la temperatura en la tierra. Por lo tanto, el ΔT a 2 m debe estar en función de la TSM (Cayan, 1980). Pero, se observa que la TSM en el experimento no acoplado es más fría (figura 3.6a), al ser verano, esperaríamos que el ΔT a 2 m fuera mayor que en los experimentos acoplados, lo cual no ocurre. Al analizar la temperatura a 2 m en la atmósfera y los campos

de TSM en la bahía, se observa que la estructura espacial de la TSM modula la estructura espacial de la temperatura a 2 m en la atmósfera. Por lo tanto, al tener menor gradiente en la TSM en el experimento no acoplado, el contraste térmico a 2 m también será menor.

La rapidez del viento promedio a 10 m, es mayor en el experimento no acoplado (RWXT) (figura 3.1a). Esto puede ser debido, a que la TSM influye sobre los flujos de calor sensible Q_H y latente Q_E (ecuaciones C.13 y C.14), en la interfaz océano - atmósfera. En las figuras 4.1 y 4.2, se muestran los promedios de los flujos de calor latente y sensible para verano. Donde el océano cede más energía a la atmósfera, esto explica el incremento de los vientos superficiales en el experimento no acoplado (Kawai y Wada, 2007).

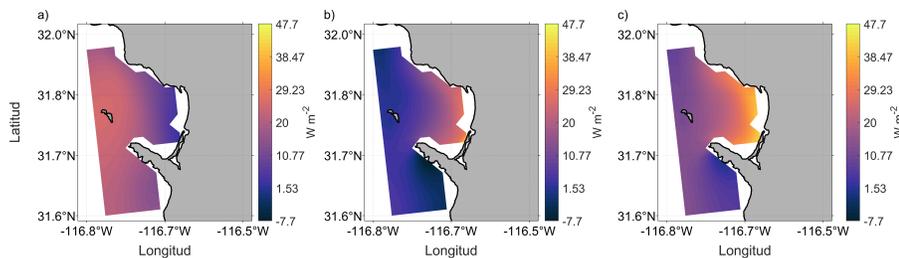


Figura 4.1: Flujo de calor latente superficial promedio para verano. En a) RWXT, b) RWCT y c) RWCX.

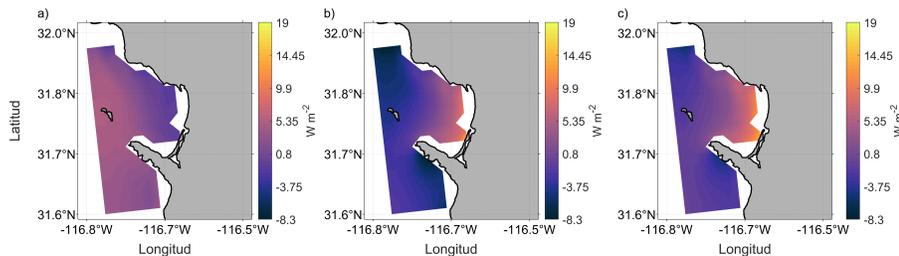


Figura 4.2: Flujo de calor sensible superficial promedio para verano. En a) RWXT, b) RWCT y c) RWCX.

En las corrientes superficiales promedios se observó que al oeste de la BTS la corriente es más fuerte que al interior de la bahía (figura 3.14). Esto sugiere que la CC es un factor que modula las corrientes superficiales en la BTS, como lo mostrado por Mateos *et al.* (2009).

El primer modo del FEO's de las corrientes superficiales revelan que más del 60 % de la variabilidad explicada se debe principalmente a las frecuencias diurnas (figuras 3.15b y 3.15c). Esta frecuencia en las corrientes superficiales claramente

se puede asociar a las brisas. Debido a que, en la corrida sin marea, la estructura es muy semejante y se mantiene la frecuencia diaria (figura 3.15c). Esto está en acuerdo por lo encontrado por Flores-Vidal *et al.* (2015).

En las secciones verticales de las corrientes en la BTS, el primer modo sugiere que la influencia de la brisa en la bahía puede alcanzar hasta los 5 m de profundidad. Es decir, más del 65 % de la variabilidad explicada, hasta los 5 m de profundidad, puede deberse a la brisa (figuras 3.18b y 3.18c). Esto es consistente con lo encontrado con otros estudios, donde con brisas más intensas la profundidad de la influencia de la brisa es mayor (Rosenfeld, 1988). En los cortes de temperatura promedio se observa que las corridas con brisa la capa de mezcla es de 5 m de profundidad (figuras 3.22b y 3.22c). Lo anterior sugiere que la brisa juega un rol importante en la capa de mezcla en la superficie.

En resumen, la estructura espacial de la TSM modula la estructura espacial de la temperatura a 2 m, incrementando el gradiente térmico a 2 m. En consecuencia, la brisa presenta mayores extensión, velocidades y mejor estructura vertical, en los modelos acoplados. El océano cede mayor calor sensible y latente a la atmósfera aumentando el viento en el experimento no acoplado. Además, la brisa juega un papel importante en las corrientes superficiales y en la estructura de la temperatura oceánica (figura 4.3).

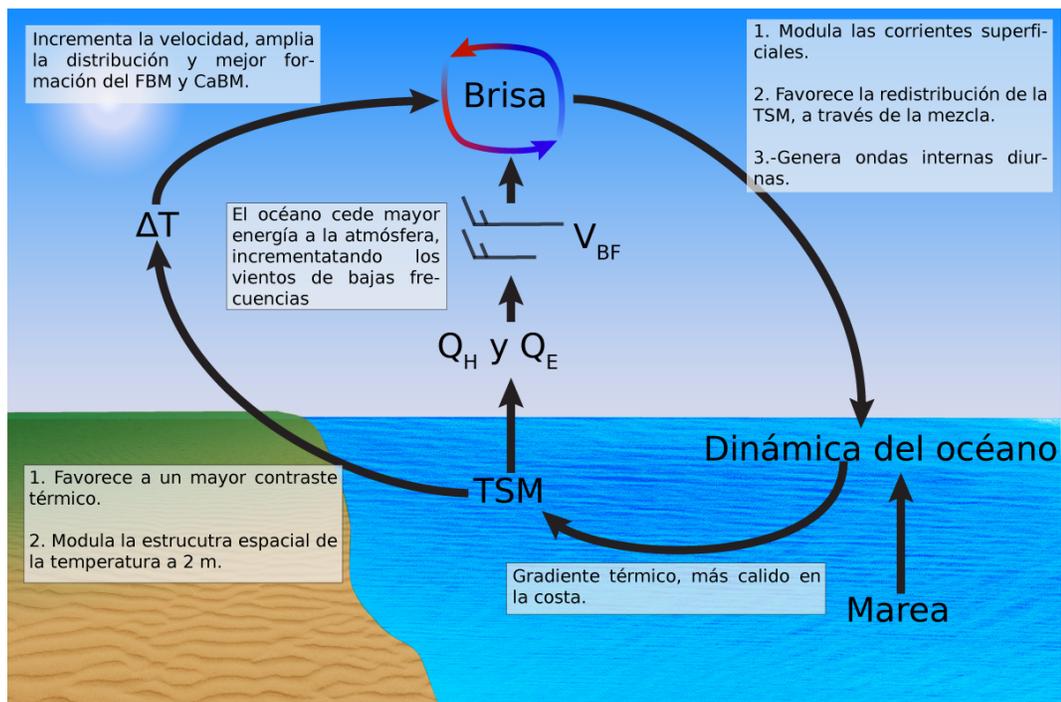


Figura 4.3: Procesos involucrados en la interacción océano - atmósfera en la BTS.

4.1.1. Ondas internas

En el trabajo de Filonov *et al.* (2014) se han observado ondas internas con frecuencias diurnas al interior de la bahía, y sugiere que son desarrolladas localmente por la brisa. Esto debido a que la BTS al estar ubicado por encima de la latitud crítica de los 30° N, las frecuencias inerciales son aproximadamente de 24 hrs. Esto permite que las frecuencias de las ondas internas de propagación libre sean semidiurnas debido al forzamiento de la marea, ya que una de las condiciones para que se formen es cuando $f < \omega < N$. En este trabajo se observó la formación de ondas internas con frecuencias diurnas, sin la presencia de la marea, sugiriendo que la brisa produce ondas internas (figura 3.26). Esto debido a que el gradiente de presión actúa como forzamiento sobre las frecuencias de las ondas internas. También se mostró que la frecuencia diurna es dominante en la costa sur, el puerto de Ensenada y en la costa de SM (figuras 3.25b, 3.25c y 3.25d), donde se observó la formación de la brisa. Como es de esperarse, al alejarse de la bahía la brisa pierde energía, y las señales con frecuencias semidiurnas son más energéticas (figuras 3.25e y 3.25f).

4.2. Conclusiones

En esta investigación se revela la importancia de la interacción entre la brisa, flujos de calor y los procesos oceánicos en la BTS.

Se mostró que la brisa es más extensa, con mayores velocidades y mejor formación del FBM y CaBM en los modelos acoplados. Esto debido a un mayor gradiente zonal de temperatura a 2 m a lo largo de la costa. A su vez, la TSM al ser más frío en verano, se espera que el gradiente térmico a 2 m sea mayor, lo cual no ocurre. Esto debido que la estructura espacial de la TSM modula la estructura espacial de la temperatura a 2 m.

La rapidez del viento promedio a 10 m, es mayor en el modelo no acoplado, debido a la influencia de la TSM sobre los flujos de calor en la interfaz océano - atmósfera, donde el océano cede energía a la atmósfera.

En las corrientes superficiales promedio en la BTS, se mostró que la CC modula las corrientes en la bahía.

Se encontró que gran parte de la variabilidad (60

En la sección vertical de las corrientes, se observa que la influencia de la brisa, puede alcanzar hasta 5 m de profundidad. Además, de que en los cortes de temperatura promedio, revelan una capa de mezcla de 5 m de profundidad.

También se mostró que la brisa forma ondas internas con frecuencias diurnas. Siendo dominante en la costa sur, el puerto de Ensenada y la costa de SM.

La brisa, es un factor importante sobre la modulación de las corrientes superficiales y la redistribución de la temperatura sobre el océano de la BTS. Además de que la TSM modula la estructura espacial de la temperatura a 2 m en la atmósfera, afectando a la estructura de la brisa.

Como trabajos futuros, se pretende mejorar los experimentos en la componente atmosférica, al considerar una mejor resolución sobre la topografía y malla. Además de analizar diferentes bases de datos como condiciones iniciales para el WRF. Sobre la componente oceánica se deben considerar otras bases de datos, tanto para la región del pacífico, como para los anidamientos.

Anexo A

Corrientes oceánicas superficiales

Las corrientes superficiales del océano son movimiento del agua que transportan temperatura y salinidad. Estos movimientos son producto por el esfuerzo del viento superficial, mareas, flujos de calor y de agua asociados con la precipitación y la evaporación.

La energía del viento es transferida a las capas superficiales del océano generando fuerzas friccionales o esfuerzo del viento τ . Este se transmite sobre la superficie del océano en dirección hacia abajo, generando un balance entre el esfuerzo y las fuerzas friccionales debido al corte vertical en el océano.

A.1. Corrientes oceánicas superficiales en el Pacífico Mexicano

El trópico es influenciado por los vientos alisios que se desvían a la derecha debido a la rotación de la tierra. Esto produce giros ciclónicos en los polos y anticiclónicos en los trópicos. Estacionalmente en el océano Pacífico, en verano predomina una alta presión intensa (figura A.1). En tierra al norte de Baja California se forma una baja presión. En invierno predomina una baja presión sobre el océano, mientras que la alta presión se debilita y desplaza al sureste de las costas mexicanas (figura A.2).

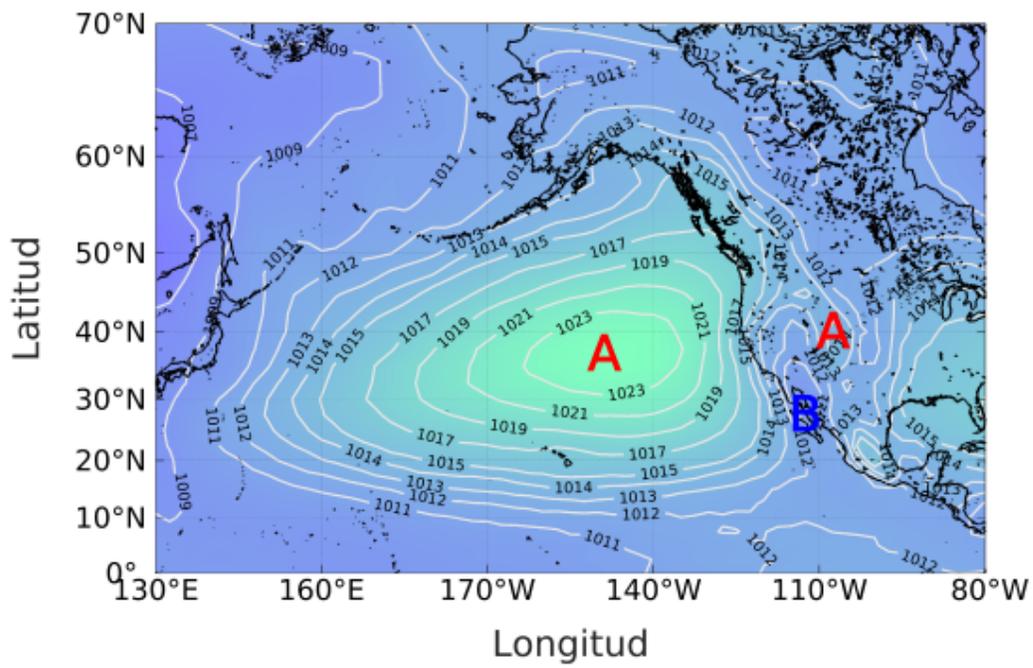


Figura A.1: Presión a nivel del mar en verano, donde predomina una alta presión intensa en el océano Pacífico y una baja presión sobre Baja California. Fuente: Kalnay *et al.* (1996).

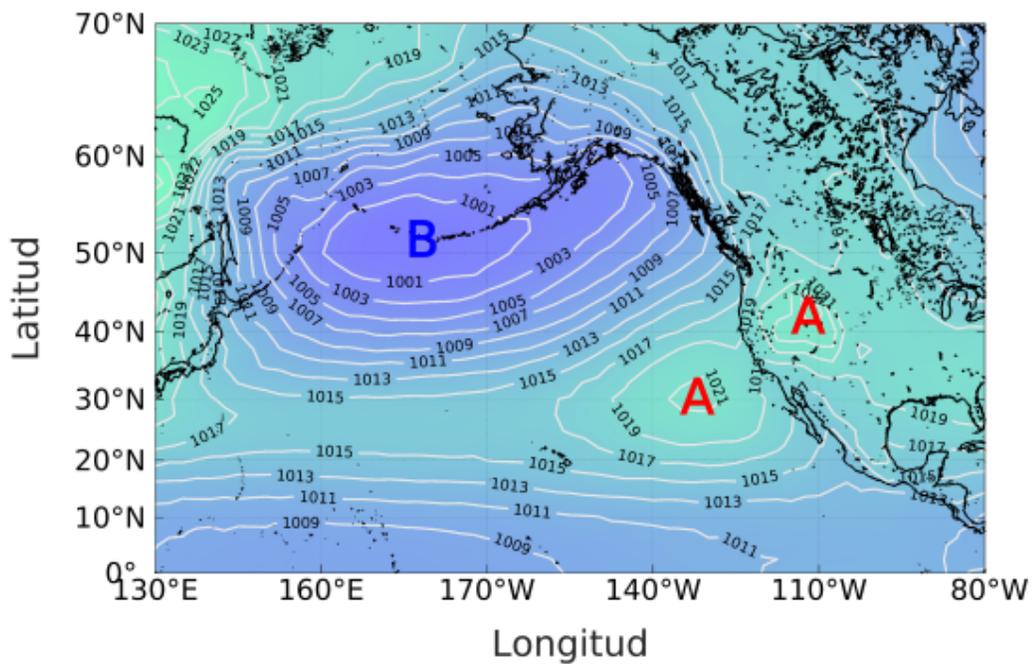


Figura A.2: Presión a nivel del mar en invierno, donde predomina una baja presión al norte del océano Pacífico. Cerca de las costas mexicanas predomina una alta presión debilitada. Fuente: Kalnay *et al.* (1996).

En el océano Pacífico se forman las corrientes de: Alaska, perteneciente al giro de Alaska; el Pacífico Norte, la de California y la Norecuatorial, perteneciente al giro del Pacífico Norte y la Contracorriente Ecuatorial, ver figura A.3 (Colling, 2001; Huang, 2010).

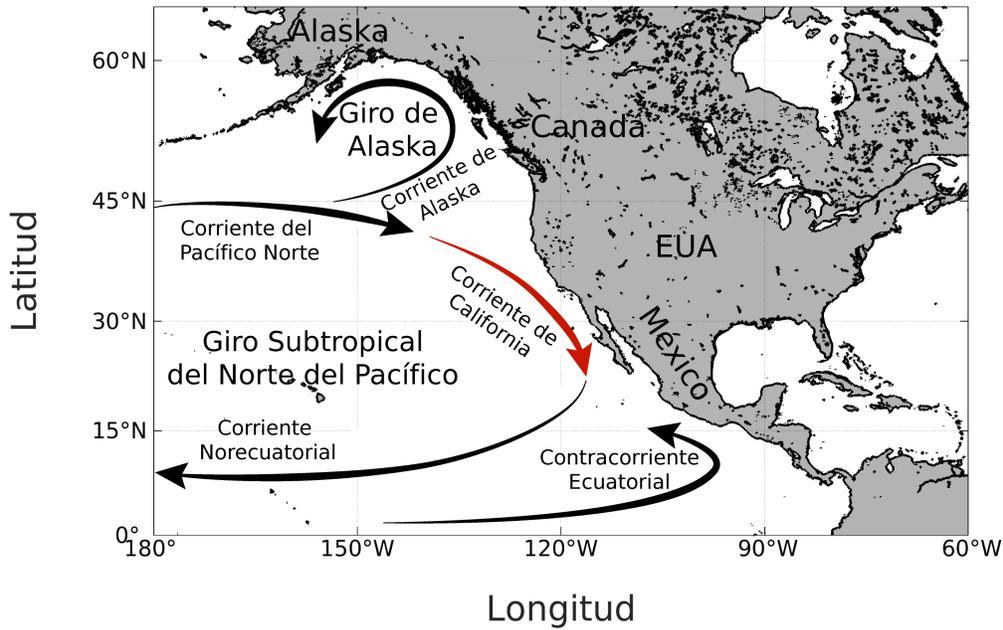


Figura A.3: La circulación general del océano en verano, es impulsada por el esfuerzo de viento. El océano Pacífico es afectado por las corrientes de Alaska, Pacífico Norte, la de California, Norecuatorial y la Contracorriente Ecuatorial. Adaptada de: Colling (2001).

En el océano Pacífico Mexicano, cerca de las costas del norte, se encuentra el SCC, ver figura A.4. Está formado por la CC, la contracorriente subsuperficial de California (CCC), la contracorriente superficial costera (CSC), el GSC y la CSCA.

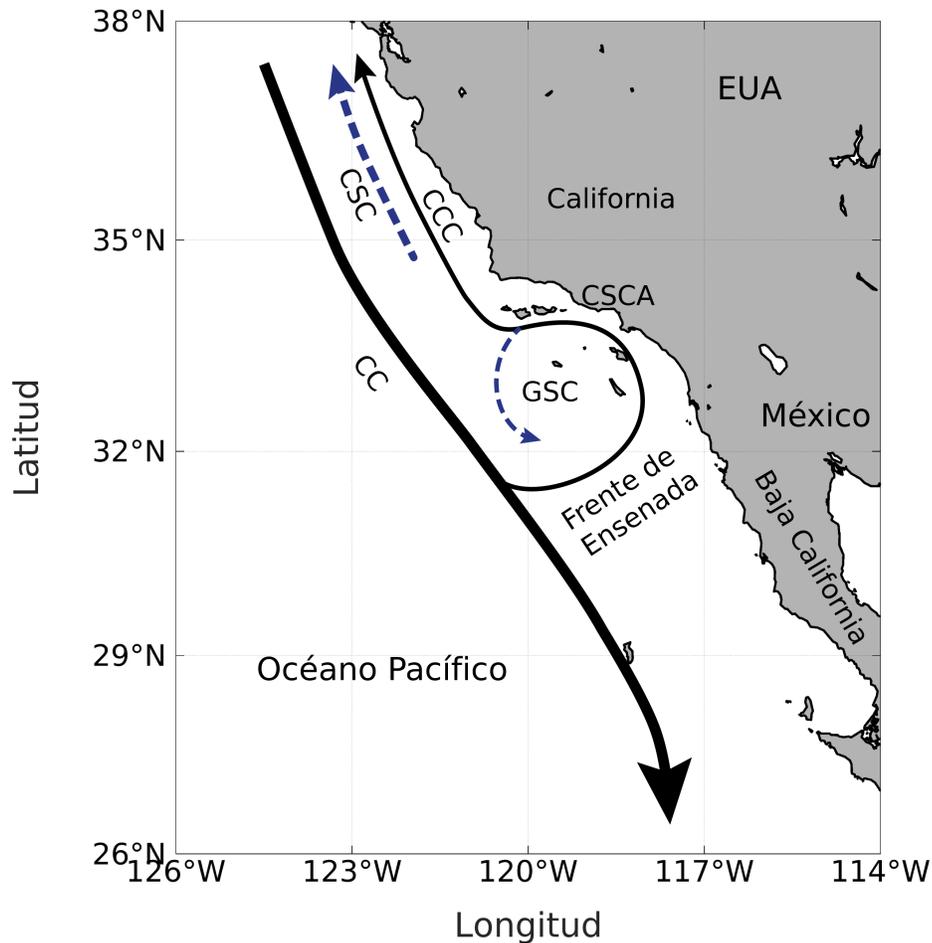


Figura A.4: Sistema de corrientes de California compuesto por: a) corriente de California (CC), c) la contracorriente subsuperficial de California (CCC), d) contracorriente superficial costera (CSC) y e) el giro del sureste de California (GSC) Adaptado de: Checkley y Barth (2009).

La CC se mantiene durante el año, siendo en verano las corrientes más fuertes y en invierno débiles. Cerca de los 32° N el flujo del CC se divide en dos ramas: una fluye hacia el sur a lo largo de las costas de Baja California y el otro fluye hacia el sureste alrededor del frente de Ensenada. Al llegar cerca de la costa cambia en dirección al norte, siendo parte del GSC (intenso en verano), el CSCA formado en invierno y del CCC (Lynn y Simpson, 1987; Hickey, 1979; Hickey y Royer, 2001; Durazo, 2015; Di Lorenzo, 2003; Gangopadhyay *et al.*, 2011; Checkley y Barth, 2009; Batteen, 1997; McClatchie, 2014).

El CCC fluye entre los 100 a 400 m, tiene una amplitud aproximada de 10 a 40 km, con una rapidez con picos de 30 cm s^{-1} (Reid y Schwartzlose, 1962)

y una rapidez media de 8 a 10 cm s⁻¹. Este transporta agua cálida y salina a lo largo de la costa y es más intenso en verano y débil a imperceptible en otoño, invierno y primavera. En otoño e invierno se forma el CSC por encima de los 300 m, entre los 35 y 50° N, con un grosor de 100 km. Fluye en dirección al Norte con rapidez media de 5 cm s⁻¹, ver tabla A.1 (Lynn y Simpson, 1987; Hickey, 1979; Hickey y Royer, 2001; Durazo, 2015; Di Lorenzo, 2003; Gangopadhyay *et al.*, 2011; Checkley y Barth, 2009; Batteen, 1997; McClatchie, 2014).

Tabla A.1: Resumen de características de la SCC.

Corriente	Variación estacional	Dirección	Profundidad (m)	Características
CC	Todo el año	Sur	< 300	Intenso en verano y débil en invierno. En los 32° N se divide.
CCC	Todo el año	Norte	100 a 400	Intenso en verano y muy débil o imperceptible en el resto del año.
CSC	Otoño e invierno	Norte	< 300	Se genera entre los 35° a 50° N.
GSC	Verano y otoño	Eddy	-	Intenso en verano
CSCA	Invierno	Noroeste Norte	-	-

Anexo B

La brisa

La estructura de la brisa se compone de seis elementos (figura B.1): CBM, corriente de gravedad (CGBM), FBM, CaBM, OKH, frontera convectiva interna (FCI).

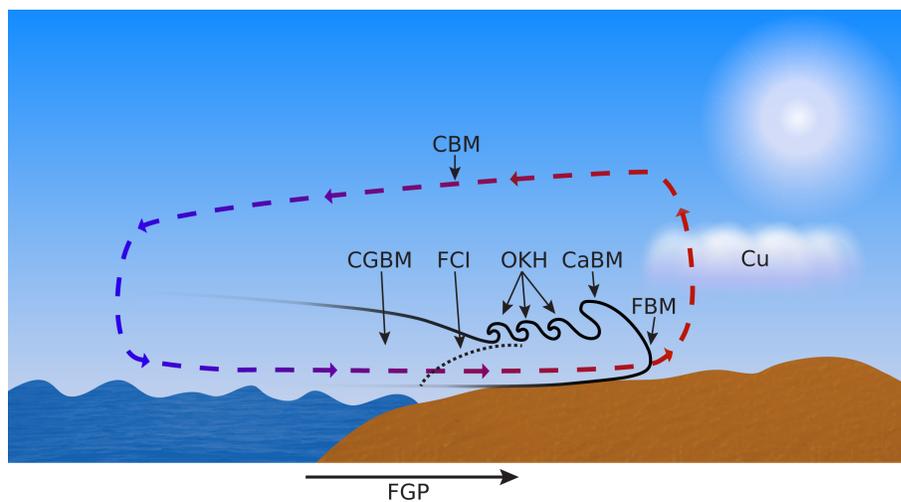


Figura B.1: La estructura de la brisa se compone de seis elementos: la circulación de la brisa marina (CBM), corriente de gravedad (CG), frente de la brisa marina (FBM), asociado a la formación de nubes cúmulus (Cu), cabeza de la brisa marina (CaBM), ondas de Kelvin-Helmholtz (OKH), frontera convectiva interna (FCI). El contraste térmico genera una fuerza de gradiente de presión (FGP). Adaptado de Miller *et al.* (2003).

La CBM es una rotación vertical con flujo hacia la costa. Durante el día la radiación solar calienta más rápido la superficie de la tierra, debido a la menor capacidad calorífica que el mar. Esto genera un contraste térmico entre el océano y la tierra a una razón mínima de 5 °C. El aire cálido se eleva por convección y

se genera una fuerza de gradiente de presión (FGP) local en los niveles bajos de la atmósfera. Por continuidad el aire denso y frío del océano fluye hacia la tierra, provocando el flujo de la brisa marina (Figura B.2), de mar a tierra. Este flujo en promedio penetra 40 km tierra adentro influenciado por vientos sinópticos. En niveles altos de la atmósfera hasta la capa límite planetaria, el aire regresa al océano por subsidencia. Durante la noche la capa superficial se enfría más rápido que el océano, invirtiendo la circulación y generando una brisa terrenal. Debido a la menor diferencia de temperatura, la brisa terrestre es de menor intensidad y extensión vertical (Pavía y Reyes, 1983; Reyes y Pares, 1983; Simpson, 1994; Miller *et al.*, 2003; Ahrens y Henson, 2019).

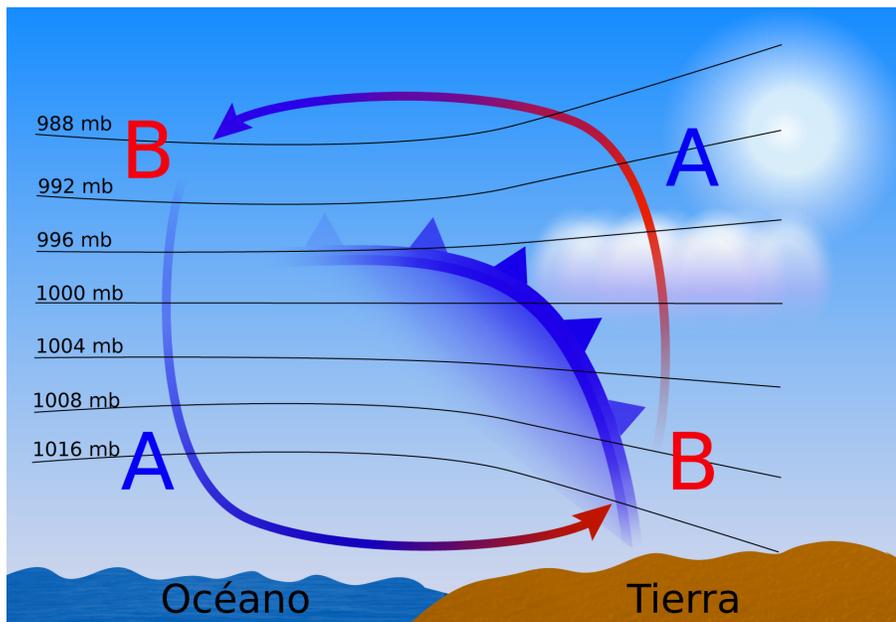


Figura B.2: Formación y evolución de la brisa marina durante el día. Se observa una alta presión en el océano por el flujo de viento frío, mientras que en la tierra una baja presión por el aire cálido que puede ascender hasta los 2 km. Este comportamiento genera un flujo de mar a tierra. Adaptado de Miller *et al.* (2003).

La CGBM es un flujo principalmente horizontal, que se produce por diferencias de densidad, entre la propagación de un fluido hacia otro influenciado por la gravedad. La estructura y dinámica de la CGBM son influenciados por los cambios en la estratificación de la temperatura. La rapidez del flujo en que se propaga tierra adentro está dada por la ecuación B.1

$$|U| = k \sqrt{\frac{\Delta\theta_v}{T_v} g \bar{d}} - 0.59u_g \quad (\text{B.1})$$

Donde $|U|$ es la rapidez en que avanza la corriente de gravedad, $k = 0.62$, T_v es la temperatura virtual media del fluido opuesto, $\Delta\theta_v$ diferencia de temperatura potencial entre los dos fluidos, g es la aceleración gravitacional, \bar{d} es la altura media de la CaBM y u_g es el componente geostrófico del viento (Miller *et al.*, 2003; Simpson, 1969; Sha *et al.*, 1991).

El FBM es el borde delantero del CGBM, tiene características similares a un frente frío, asociado a contrastes térmicos a través de la costa, cambios de humedad y viento. La generación del frente (frontogénesis) entre dos masas de aire depende de la fuerza de convergencia de dichos vientos y la turbulencia vertical sobre la superficie terrestre. Si el viento proveniente desde tierra es suficientemente intenso se desarrollará un FBM cerca de la costa. La brisa continuará en movimiento detrás del frente y el aire asciende a lo largo de la línea de convergencia de los vientos. Estas corrientes verticales si son suficientemente húmedas pueden generar nubes convectivas (Cu) y evolucionar a tormentas si la atmósfera tiene condiciones inestables. Bajo condiciones de intensa convección termal, los flujos horizontales son débiles impidiendo la frontogénesis.

Cuando dos flujos de diferente densidad convergen se forma la CaBM. El aire continental fuerza al marino a retroceder y elevarse de 500 m a 1000 m, manteniendo la interfaz de los dos flujos. Al tope de la cabeza se genera un remolino sobre el aire cálido. (Miller *et al.*, 2003; Simpson, 1969; Stull, 2017).

Cuando el fluido de retorno en los niveles alto es más rápido y la brisa en los niveles bajos es de mayor densidad, se forma una cizalladura vertical en la interfaz. En esa zona se generan las OKH cuando el Ri es menor a 0.25 (ecuación B.2) y la estabilidad estática es limitado.

Las OKH llegan a tener hasta una longitud de onda de 1 km y se desplazan hacia atrás de la CaBM y a lo largo del límite de velocidad cero. Las OKH se desarrollan tornándose inestables y generan remolinos turbulentos. Estos se desplazan o retienen en zonas donde $Ri < 1$ y crecen en tamaño cuando se alejan del FBM. Posteriormente rompen causando mezcla entre el aire continental y marino.

Las OKH incrementan la fricción turbulenta en la frontera superior de la masa de aire que actúa en el FBM, disminuyendo el avance de la brisa tierra adentro (Stull, 2017; Simpson, 1994; Sha *et al.*, 1991; Miller *et al.*, 2003; Plant y Keith, 2007; Liang y Wang, 2015).

$$R_i = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \frac{1}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \quad (\text{B.2})$$

Donde g es la aceleración gravitacional, θ es la temperatura potencial, u es el flujo horizontal, z es la coordenada vertical.

Cuando el aire marino frío y estable fluye sobre la superficie cálida, encuentra inestabilidad termodinámica formando corrientes convectivas. Estos flujos transportan el aire verticalmente hasta encontrar el viento proveniente de mar, formándose el FCI por encima del suelo. Este crece en la vertical iniciando en la costa de 0 a 50 m y una altura máxima entre 100 a 800 m (Miller *et al.*, 2003; Stull, 2017; Melas y Kambezidis, 1992; Prabha *et al.*, 2002; Stunder y Sethuraman, 1985).

Existen otras variables que afectan a la brisa (figura B.3) como:

El viento geostrófico proveniente desde tierra (offshore) puede fortalecer la magnitud del gradiente de temperatura horizontal asociado con el FBM, mientras que el viento proveniente desde mar (onshore) lo debilita. Si el viento geostrófico proveniente de la costa disminuye la rapidez de penetración a tierra y si es mayor de 6 m s^{-1} a 11 m s^{-1} no se forma la brisa. Para el viento proveniente del mar incrementa la penetración a tierra y si esta entre 2 m s^{-1} a 4 m s^{-1} provoca que no se distinga o evita la formación de la circulación de la brisa.

Una estratificación atmosférica estable débil provee de condiciones favorables para la formación de la brisa a comparación de una estratificación estable fuerte. La humedad afecta a la modulación de la frecuencia convectiva en relación con la convergencia del FBM. La retroalimentación convectiva fortalece la altura, la componente u y la w . Un ambiente de nubes debilita a la brisa por la pérdida de radiación solar entrante.

La curvatura de la costa afecta al debilitamiento de la brisa si es cóncava provocando divergencia de los vientos y fortalece la brisa si es convexo generando convergencia de los vientos.

La altura y pendiente del suelo, además de las montañas cercanas a la costa afecta a la brisa. Una pendiente baja puede incrementar la velocidad y altura de la brisa, sin embargo, una pendiente alta, puede bloquear la penetración tierra adentro y disminuir la velocidad de la brisa, lo mismo ocurre con las montañas cercanas a la costa. Otro efecto es la canalización incrementando la velocidad de

la brisa.

El parámetro de Coriolis afecta en la dirección de la brisa rotándola durante 24 horas desde la formación. En el día el efecto de rotación es débil, sin embargo, después de 6 horas de la formación de la brisa este empieza a rotar paralelo a la costa y debilitándose por el parámetro de Coriolis.

El arrastre por la fricción disipa el desarrollo del gradiente de presión horizontal asociado a la brisa. Los efectos de la fricción se deben a la rugosidad del terreno y movimientos turbulentos. La longitud de la rugosidad tiene influencia sobre el desarrollo de la circulación, controlando la altura para circulaciones de brisas pequeñas. Si la longitud de la rugosidad incrementa, aumenta la circulación de la brisa, si disminuye aumentan los vientos superficiales y la advección de la humedad (Crosman y Horel, 2010).

Las variaciones diurnas de la TSM es otro factor que afecta al desarrollo de la brisa. Al aumentar la TSM durante el día, la diferencia de temperatura entre el mar y la tierra es menor generando una circulación atmosférica débil. Lo anterior ocasiona que la brisa marina pueda disminuir la extensión fuera de la costa y causar estratificación inestable. Si la TSM incrementa al punto de crear una capa convectiva sobre el agua, los flujos turbulentos calientan el aire y suprimen la brisa de mar. Cuando la TSM es suficientemente frío genera condiciones de estratificación estables débiles (Arritt, 1989; Kawai y Wada, 2007; Sweeney *et al.*, 2014). El acoplamiento atmósfera-océano es importante para obtener una diferencia de temperatura influenciado por las variaciones diurnas de la TSM.

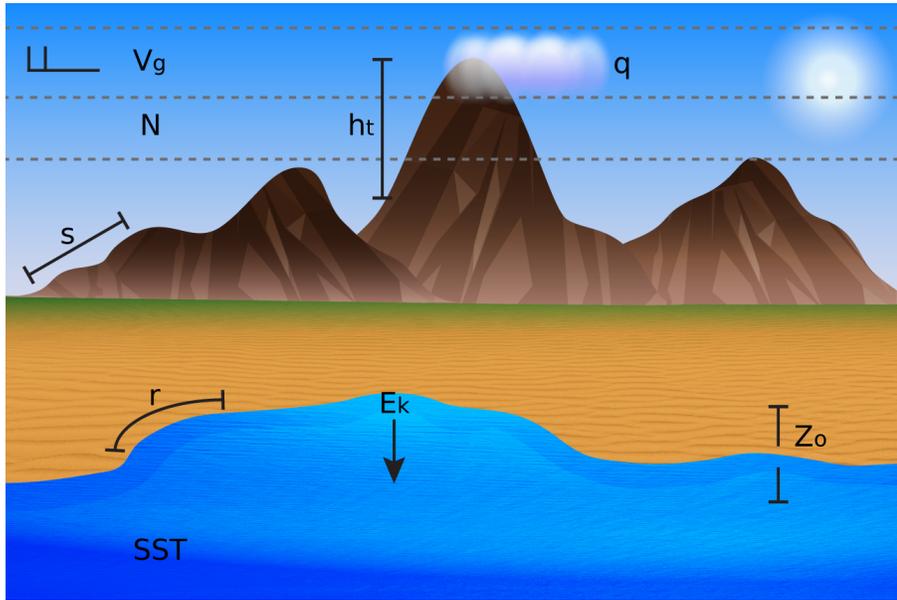


Figura B.3: Parámetros que afectan a la brisa como: viento geostrofico (V_g), estratificación atmosférica (N), curvatura de la costa (r), altura (h_t), pendiente del suelo (s), parámetro de Coriolis (f), arrastre por la fricción (Z_o), variaciones diurnas de la temperatura superficial del mar (TSM) y surgencia costera (E^k). Adaptado de Crosman y Horel (2010).

B.1. Dinámica lineal de la brisa

La circulación de la brisa marina es descrita por la dinámica lineal, donde la atmósfera se encuentra en reposo. La brisa es forzada por el calentamiento de la atmósfera, sin la presencia de viento. En el plano cartesiano, el momento es independiente de y , donde representa la longitud a lo largo de la costa. Las ecuaciones de momento lineales son:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} + F_u \quad (\text{B.3})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = F_v \quad (\text{B.4})$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} - b = -\frac{\partial \phi}{\partial z} + F_w \quad (\text{B.5})$$

$$\frac{\partial b}{\partial t} + N^2 w = Q + D_b \quad (\text{B.6})$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{B.7})$$

Donde u , v y w son componentes de la velocidad en la dirección, x , y y z respectivamente. $\phi = c_p \theta_0 (p/p_0)^{R/c_p}$, donde p es la presión, p_0 es la presión de referencia, R es la constante de gas del aire y c_p es la constante de calor específico a una presión constante. El término de flotabilidad $b = g \theta' / \theta_0$, la frecuencia de Brunt-Väisälä es $N = -(g/\theta_0 \partial \bar{\theta} / \partial z)^{1/2}$, donde θ es la temperatura potencial $\theta = \theta_0 + \theta'(x, z, t)$, θ_0 la temperatura potencial de referencia, g es la fuerza de gravedad. La fricción dada por los términos $(F_u, F_v, F_w) = 0$, D_b es la difusión y $Q = Q(x, z, t)$ es un perfil de calentamiento adiabático.

Derivando la ecuación B.6 en y y usando la función de corriente o en inglés stream function, donde:

$$u = \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (\text{B.8})$$

$$w = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (\text{B.9})$$

Se puede reducir las ecuaciones B.3 a la B.7, a una sola:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + N^2 \right) \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = -\frac{\partial Q}{\partial x} \quad (\text{B.10})$$

Asumiendo a $Q = Q(x, z)e^{-i\omega t}$, para que $\psi = \psi(x, z)e^{-i\omega t}$, entonces la ecuación B.10 queda:

$$(N^2 - \omega^2) \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + (f^2 - \omega^2) \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = -\frac{\partial Q}{\partial x} \quad (\text{B.11})$$

Siendo constante $N = 10^{-2} \text{s}^{-1}$ y $\omega = 10^{-4} \text{s}^{-1}$, entonces $N^2 \gg \omega^2$. La ecuación B.11 queda:

$$N^2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + (f^2 - \omega^2) \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = -\frac{\partial Q}{\partial x} \quad (\text{B.12})$$

Como se mencionó anteriormente los efectos de la estratificación atmosférica N es importante. Esto se ha analizado mediante la teoría lineal y escalamiento numérico, y se ha encontrado una relación entre las escalas de longitud de la brisa l (penetración tierra adentro) y h . Las escalas l y h decrecen si la estratificación N es mayor. La razón de escala horizontal es:

$$l = h \left(\frac{N^2}{f^2 - \omega^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{B.13})$$

Donde h es la escala vertical del forzamiento térmico.

Suponiendo un modelo hidrostático e inviscido, dependiendo de $f^2 - \omega^2$ se obtienen diferentes escalas horizontales, partiendo de la ecuación B.13.

Si $f > \omega$ (Latitudes mayores a 30°), la solución de la ecuación B.12, es elíptica y la respuesta al forzamiento es limitada a los alrededores. La razón de escala horizontal l es:

$$l = \frac{Nh}{\sqrt{f^2 - \omega^2}} \quad (\text{B.14})$$

Si $f < \omega$ (latitudes menores a 30°), la solución de la ecuación B.12, es hiperbólica y la respuesta es de la forma a una onda interna. La razón de escala l , está definida por:

$$l = \frac{Nh}{\sqrt{\omega^2 - f^2}} \quad (\text{B.15})$$

Si $f = \omega$ La solución de la ecuación B.12, es singular y requiere fricción.

Para un modelo no hidrostático cerca de la costa, l está definido por:

$$l = \frac{Nk^{\frac{1}{2}}}{\omega^{\frac{3}{2}}} F(f) \quad (\text{B.16})$$

Donde k es el coeficiente de difusión térmica, $F(f)$ es una función empírica

del parámetro de Coriolis adimensional, $f = f/\omega$. Para latitudes menores a 30° , $f < 1$, $F = 2.1$. Para latitudes mayores a 30° , $f > 1$ decrementa. Siendo para los polos $f = 2$, $F = 0.9$.

Debido a que la BTS se encuentra por encima de 30° , la respuesta es $f > \omega$ para el caso hidrostático y $f > 1$ para el no hidrostático (Pearson, 1981; Rotunno, 1983; Niino, 1987; Miller *et al.*, 2003; Qian *et al.*, 2009; Drobinski y Dubos, 2009; Crosman y Horel, 2010; Das Gupta *et al.*, 2013).

Anexo C

Interacción océano-atmósfera a mesoescala

Existe una interacción de flujos en la superficie del océano y de la atmósfera (figura C.1). Dicha interacción se realiza dinámicamente mediante el esfuerzo de viento que transfiere momento a las corrientes oceánicas. Termodinámicamente el flujo de radiación transfiere calor hacia la superficie oceánica que depende del estado de la columna atmosférica y en consecuencia contribuye a la transferencia de vapor desde el mar.

Se ha estudiado sobre la interacción océano-atmósfera en la cual existe correlación entre los vientos superficiales y la TSM. Las variaciones del esfuerzo de viento son atribuibles a los cambios de la magnitud de la rapidez del viento, inducido por la TSM. Cuando la TSM es cálido el viento superficial aumenta, asociado al decremento en la estabilidad a través la capa de mezcla por procesos turbulentos como remolinos largos, que incrementan la capa límite y genera momento desde el tope de la capa hasta la superficie del mar. Cuando es frío disminuye asociado al incremento en la estabilidad, desacoplando los vientos superficiales con los vientos de mayor altura. Por otro lado, fenómenos a mesoescala en el océano como remolinos y frentes oceánicos, tienen influencia sobre los procesos atmosféricos a través de la TSM y corrientes superficiales inducidos por el esfuerzo de viento. (Chelton y Xie, 2010; Small *et al.*, 2008; Miller *et al.*, 2017; Kantha y Clayson, 2000a; Seo *et al.*, 2016).

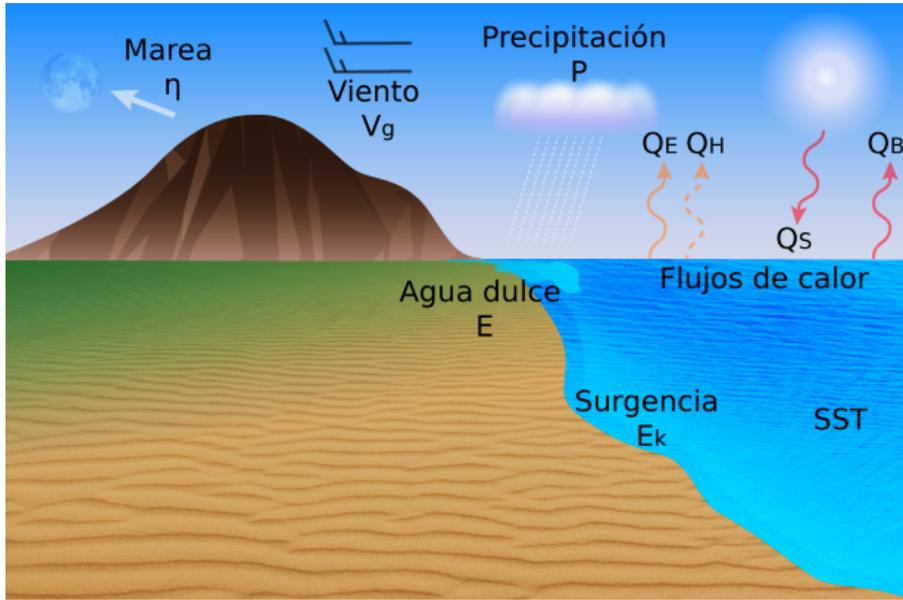


Figura C.1: Forzamientos en la superficie oceánica donde interactúan varios flujos como: radiación solar, calor latente y sensible, el viento, agua dulce y mareas. Fuente: COMET (2002).

Parte de la relación de la TSM con la atmósfera se debe a que, cerca de la superficie del mar se involucran procesos turbulentos verticales generados por el esfuerzo de Reynolds, cortes verticales de viento y producción de energía cinética turbulenta. Mediante el promedio de Reynolds $\langle u'w' \rangle$, $\langle T'w' \rangle$ y $\langle q'w' \rangle$, representan flujos turbulentos de momento, calor y humedad. Donde $\langle \rangle$ denota ensamble en el espacio o tiempo.

Las ecuaciones hidrodinámicas, requieren condiciones de frontera en la superficie para el océano, y en el fondo para la atmósfera donde la relación océano-atmósfera es:

$$\rho_o \langle u'w' \rangle = \rho_a \langle u'w' \rangle = \tau \quad (C.1)$$

$$\rho_o \langle T'w' \rangle = \rho_a \langle T'w' \rangle = Q_T \quad (C.2)$$

Donde ρ_a y ρ_o es la densidad de la atmósfera y el océano respectivamente, τ es el esfuerzo y Q_T es el flujo de calor total.

En la frontera oceánica $z = \eta(x, y, t)$, siendo η la elevación superficial, los flujos

turbulentos usan la viscosidad eddy o turbulenta mediante parametrizaciones del problema de cerradura ((Song y Haidvogel, 1994)) donde:

$$\langle u'w' \rangle = K_m \frac{\partial u}{\partial z} \quad (\text{C.3})$$

$$\langle T'w' \rangle = K_H \frac{\partial T}{\partial z} \quad (\text{C.4})$$

Donde K_m y K_H son los coeficientes viscosos y difusivos turbulentos verticales.

En la frontera atmosférica, el flujo turbulento de transferencia de momento es $\tau = -\rho_a \langle u'w' \rangle$. De la teoría de similitud, se obtiene que la velocidad de fricción del viento $u_* = (\tau/\rho_a)^{1/2}$ (Monin y Obukhov, 1954). Por tanto, el flujo turbulento de momento se puede representar como:

$$\rho_a \langle u'w' \rangle = \tau = \rho_a u_*^2 \quad (\text{C.5})$$

Donde τ es el esfuerzo turbulento; ρ_a es la densidad del aire.

Mediante observaciones se a comparado la importancia de la relación de las corrientes oceánicas y el esfuerzo de viento (Kelly *et al.*, 2001). Para incluir la corriente oceánica es necesario la teoría de la aerodinámica, donde realizan la siguiente parametrización sustituyendo la ecuación C.6 en C.5:

$$u_* = \sqrt{C_{DN}} (U_a - U_s) \quad (\text{C.6})$$

$$\tau = \rho_a C_{DN} |U_a - U_s| (U_a - U_s) \quad (\text{C.7})$$

Donde ρ_a es la densidad del aire, C_{DN} es el coeficiente de acoplamiento; U_a es la rapidez de viento a una altura de referencia, U_s es la rapidez de la corriente oceánica (Seo *et al.*, 2007).

Para la transferencia de flujo de calor neto turbulento en la interfaz, interviene la TSM del océano, siendo:

$$\langle T'w' \rangle = \frac{Q_T}{\rho_0 c_p} \quad (\text{C.8})$$

Donde $Q_T = Q_s - Q_B - Q_H - Q_E$ es el flujo total de calor, Q_s de radiación solar; Q_B es la radiación de longitud de onda larga; Q_H calor sensible y Q_E calor latente.

El flujo de radiación solar absorbida por la superficie es:

$$Q_s = Q_a (1 - \alpha_s) \quad (\text{C.9})$$

Siendo Q_a el flujo de radiación solar neto, por encima de la superficie y α_s es el albedo de la superficie del océano.

La radiación de longitud de onda larga esta dado por:

$$Q_B(T_s) = \phi \sigma T_s^4 \quad (\text{C.10})$$

Donde ϕ es un coeficiente de emisividad de la superficie del océano, σ la constante de Stefan-Boltzmann y T_s es la temperatura superficial del océano.

El calor latente y sensible, depende de la diferencia de temperatura y humedad entre la atmósfera y el océano. Estos están gobernados por los gradientes de temperatura y humedad, a partir de Monin y Obukhov (1954):

$$Q_H = \langle \theta'w' \rangle = \rho_a c_p u_* T_* \quad (\text{C.11})$$

$$Q_E = \langle q'w' \rangle = \rho_a L u_* q_* \quad (\text{C.12})$$

Donde T_* , q_* es la escala de la capa superficial de temperatura y humedad. Parametrizando las ecuaciones C.11 y C.12, quedan:

$$Q_H = \rho_a c_p C_H |U_a - U_s| (T_s - \theta_a) \quad (\text{C.13})$$

$$Q_E = \rho_a L C_E |U_a - U_s| (q_s(T_s) - q_a) \quad (\text{C.14})$$

Donde w' , θ' y q' es el flujo turbulento de la componente vertical, temperatura potencial y humedad específica respectivamente; ρ_a es la densidad del aire, c_p es el calor específico del aire, C_H y C_E son coeficientes de intercambio, T_s es la temperatura superficial del océano, θ_a es la temperatura potencial atmosférica, L es el coeficiente de calor latente de vaporización, $q_s(T_s)$ es la humedad específica saturada en la temperatura de la superficie del océano y q_a es la humedad específica del aire (Zhang, 2015; Fairall *et al.*, 1996; Barnier *et al.*, 1995; Gill, 1982; Stull, 1988; Haney y Haney, 1971; Kantha y Clayson, 2000a,b; Jacobson, 2005; Bao *et al.*, 2004).

Bibliografía

- Ahrens, C. D. y Henson, R. (2019). *Meteorology today : an introduction to weather, climate, and the environment*. Cengage. ISBN 9781337616669.
- Alvarez-Sánchez, L. G. (1977). *Vientos en la Bahía de Todos Santos, Baja California.. Ciencias Marinas*, **4**(1), 81–88.
- Apel, J. R. (1988). *Chapter Five Geophysical Fluid Dynamics I: Waves and Tides. International Geophysics*, **38**(C), 161–246.
- Argote-Espinosa, M. L., Gavidia-Medina, F. J., y Amador-Buenrostro, A. (1991). *Wind-induced circulation in Todos Santos bay, B. C., Mexico. Atmósfera*, **4**(2), 101–115.
- Arritt, R. W. (1989). *Numerical modelling of the offshore extent of sea breezes. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **115**(487), 547–570.
- Balmforth, N. J., Llewellyn-Smith, S., Hendershott, M., y Garrett, C. (2005). *2004 program of study : tides*. Woods Hole Oceanographic Institution.
- Bao, S., Xie, L., y Raman, S. (2004). *A numerical study of a TOGA-COARE squall-line using a coupled mesoscale atmosphere-ocean model. Advances in Atmospheric Sciences*, **21**(5), 708–716.
- Barnier, B., Siefridt, L., y Marchesiello, P. (1995). *Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses. Journal of Marine Systems*, **6**(4), 363–380.
- Batteen, M. L. (1997). *Wind-forced modeling studies of currents, meanders, and eddies in the California Current system. Journal of Geophysical Research: Oceans*, **102**(C1), 985–1010.
- Beier, E. y Ripa, P. (1999). *Seasonal Gyres in the Northern Gulf of California. Journal of Physical Oceanography*, **29**(2), 305–311.

- Booij, N., Holthuijsen, L. H., y Ris, R. C. (1996). *The "Swan"Wave Model for Shallow Water*, páginas 668–676.
- Cabrera-Muro, H. R. (1974). *Distribución de Temperatura en la Bahía de Todos los Santos*. *Ciencias Marinas*, **1**(1), 65–77.
- Carton, J. A., Chepurin, G. A., y Chen, L. (2018). *SODA3: A New Ocean Climate Reanalysis*. *Journal of Climate*, **31**(17), 6967–6983.
- Cayan, D. R. (1980). *Large-Scale Relationships between Sea Surface Temperature and Surface Air Temperature in: Monthly Weather Review Volume 108 Issue 9 (1980)*. *Monthly Weather Review*, **9**(108), 1293–1301.
- Checkley, D. M. y Barth, J. A. (2009). *Patterns and processes in the California Current System*. *Progress in Oceanography*, **83**(1-4), 49–64.
- Chelton, D. y Xie, S.-P. (2010). *Coupled Ocean-Atmosphere Interaction at Oceanic Mesoscales*. *Oceanography*, **23**(4), 52–69.
- Colling, A. (2001). Ocean currents. En *Ocean circulation*, capítulo 3, páginas 39–75. Butterworth Heinemann, in association with the Open University, Oxford, segundo edición. ISBN 9780750652780.
- COMET (2002). Forzamiento térmico de la circulación I: brisas marinas.
- Crosman, E. T. y Horel, J. D. (2010). *Sea and Lake Breezes: A Review of Numerical Studies*. *Boundary-Layer Meteorology*, **137**(1), 1–29.
- Cruz-Castillo, M. y Delgado-Argote, L. (1999). *Descripción geológica y estructural de la zona de deslizamientos Salsipuedes-Cíbola del Mar, Ensenada, Baja California*. *GEOS Unión Geofísica Mexicana, A.C*, **19**(3), 159–174.
- Danielson, J. J. y Gesch, D. B. (2011). Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010). Reporte técnico, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia.
- Das Gupta, A. J., Vasudeva Murthy, A. S., Nanjundiah, R. S., y Srinivas, C. V. (2013). *A linear model for the sea breeze circulation relevant for the tropical regions*. *GEM - International Journal on Geomathematics*, **4**(1), 97–135.
- Di Lorenzo, E. (2003). *Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current System*. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **50**(14-16), 2371–2388.

- Drobinski, P. y Dubos, T. (2009). *Linear breeze scaling: from large-scale land/sea breezes to mesoscale inland breezes*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **135**(644), 1766–1775.
- Durazo, R. (2015). *Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California*. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **120**(2), 1173–1196.
- Egbert, G. D. y Erofeeva, S. Y. (2002). *Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides*. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **19**(2), 183–204.
- Espinosa-Carreón, T. L., Gaxiola-Castro, G., Beier, E., Strub, P. T., y Kurczyn, J. A. (2012). *Effects of mesoscale processes on phytoplankton chlorophyll off Baja California*. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **117**(C04005).
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B., y Young, G. S. (1996). *Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment*. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **101**(C2), 3747–3764.
- Figuroa, J. M., Marinone, S. G., y Lavín, M. F. (2003). A Description of Geostrophic Gyres in the Southern Gulf of California. En *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*, páginas 237–255. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Filonov, A., Lavín, M. F., Ladah, L. B., 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. F., Dominguez, F., y Gil, E. (2015). Fine-Scale Tidal and Subtidal Variability of an Upwelling-Influenced Bay as Measured by the Mexican High Frequency Radar Observing System. En Y. Liu, H. Kerkering, y R. H. Weisberg, editores, *Coastal Ocean Observing Systems*, páginas 209–228. Academic Press, Boston. ISBN 978-0-12-802022-7.
- Gangopadhyay, A., Rosenfeld, L., Robinson, A. R., Calado, L., Kim, H. S., Leslie, W. G., y Haley, P. J. (2011). *The California Current System: A multiscale overview and the development of a feature-oriented regional modeling system (FORMS)*. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **52**(1-2), 131–169.

- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., Randles, C. A., Darmenov, A., Bosilovich, M. G., Reichle, R., Wargan, K., Coy, L., Cullather, R., Draper, C., Akella, S., Buchard, V., Conaty, A., da Silva, A. M., Gu, W., Kim, G.-K., Koster, R., Lucchesi, R., Merkova, D., Nielsen, J. E., Partyka, G., Pawson, S., Putman, W., Rienecker, M., Schubert, S. D., Sienkiewicz, M., y Zhao, B. (2017). *The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2)*. *Journal of Climate*, **30**(14), 5419–5454.
- Gill, A. E. (1982). Transfer of Properties between Atmosphere and Ocean. En *Atmosphere-Ocean Dynamics*, capítulo 2, páginas 19–36. Academic Press, Cambridge. ISBN 9780080570525.
- Gonella, J. (1972). *A rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series*. *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, **19**(12), 833–846.
- Gonzales-Fernández, A., Martín-Atienza, B., y Paz-López, S. (2000). *Identificación de fallamiento en la península de Punta Banda, B.C., a partir de datos de topografía, magnetometría y gravimetría*. *GEOS Unión Geofísica Mexicana, A.C.*, **20**(2), 98–106.
- Haney, R. L. y Haney, R. L. (1971). *Surface Thermal Boundary Condition for Ocean Circulation Models*. *Journal of Physical Oceanography*, **1**(4), 241–248.
- Hickey, B. y Royer, T. (2001). *California and Alaska Currents*. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, páginas 455–466.
- Hickey, B. M. (1979). *The California current system—hypotheses and facts*. *Progress in Oceanography*, **8**(4), 191–279.
- Huang, R. X. (2010). *Ocean circulation : wind-driven and thermohaline processes*. Cambridge University Press. ISBN 9780511812293.
- Huyer, A. (1983). *Coastal upwelling in the California current system*. *Progress in Oceanography*, **12**(3), 259–284.
- Jacobson, M. Z. (2005). Boundary-layer and surface processes. En *Fundamentals of Atmospheric Modeling*, páginas 228–272. Cambridge University Press, Cambridge.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C.,

- Wang, J., Jenne, R., y Joseph, D. (1996). *The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**(3), 437–471.
- Kantha, L. H. y Clayson, C. A. (2000a). Chapter 13 - Ocean-Atmosphere Coupled Models. En L. H. Kantha y C. A. Clayson, editores, *Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes*, volumen 66 de *International Geophysics*, páginas 699–727. Academic Press.
- Kantha, L. H. y Clayson, C. A. (2000b). Chapter 4 - Surface Exchange Processes. En L. H. Kantha y C. A. Clayson, editores, *Small Scale Processes in Geophysical Fluid Flows*, volumen 67 de *International Geophysics*, páginas 417–509. Academic Press.
- Kawai, Y. y Wada, A. (2007). *Diurnal sea surface temperature variation and its impact on the atmosphere and ocean: A review*. *Journal of Oceanography*, **63**(5), 721–744.
- Kelly, K. A., Dickinson, S., McPhaden, M. J., y Johnson, G. C. (2001). *Ocean currents evident in satellite wind data*. *Geophysical Research Letters*, **28**(12), 2469–2472.
- Larson, J., Jacob, R., y Ong, E. (2005). *The Model Coupling Toolkit: A New Fortran90 Toolkit for Building Multiphysics Parallel Coupled Models*. *The International Journal of High Performance Computing Applications*, **19**(3), 277–292.
- Liang, Z. y Wang, D. (2015). *Numerical study of the evolution of a sea-breeze front under two environmental flows*. *Journal of Meteorological Research*, **29**(3), 446–466.
- Lynn, R. J. y Simpson, J. J. (1987). *The California Current system: The seasonal variability of its physical characteristics*. *Journal of Geophysical Research*, **92**(C12), 12947.
- Marinone, S. G. y Lavín, M. F. (1997). *Mareas y corrientes residuales en el golfo de california*. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, (Monografía No. 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. Mexico*. *Ocean Modelling*, **27**(1-2), 107–112.

- McClatchie, S. (2014). Oceanography of the Southern California Current System Relevant to Fisheries. En *Regional Fisheries Oceanography of the California Current System*, páginas 13–60. Springer Netherlands, Dordrecht.
- McLELLAN, H. J. (1965). TIDES. En *Elements of Physical Oceanography*, capítulo 15, páginas 107–114. Elsevier.
- Melas, D. y Kambezidis, H. D. (1992). *The depth of the internal boundary layer over an urban area under sea-breeze conditions*. *Boundary-Layer Meteorology*, **61**(3), 247–264.
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P. C., Ebisuzaki, W., Jović, D., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E. H., Ek, M. B., Fan, Y., Grumbine, R., Higgins, W., Li, H., Lin, Y., Manikin, G., Parrish, D., y Shi, W. (2006). *North American Regional Reanalysis*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **87**(3), 343–360.
- Miller, A. J., Collins, M., Gualdi, S., Jensen, T. G., Misra, V., Pezzi, L. P., Pierce, D. W., Putrasahan, D., Seo, H., y Tseng, Y.-H. (2017). Coupled ocean–atmosphere modeling and predictions.
- Miller, S. T. K., Keim, B. D., Talbot, R. W., y Mao, H. (2003). *Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts*. *Reviews of Geophysics*, **41**(3).
- Monin, A. S. y Obukhov, A. M. (1954). *Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere*. *Trudy Geofiz, Instituta Akademii Nauk, SSSR*, **24**(151), 163–187.
- Niino, H. (1987). *The Linear Theory of Land and Sea Breeze Circulation*. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **65**(6), 901–921.
- 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.
- Pearson, R. A. (1981). *The sea breeze and internal gravity waves*. *Il Nuovo Cimento C*, **4**(1), 31–51.
- Plant, R. S. y Keith, G. J. (2007). *Occurrence of Kelvin-Helmholtz Billows in Sea-breeze Circulations*. *Boundary-Layer Meteorology*, **122**(1), 1–15.
- Prabha, T. V., Venkatesan, R., Mursch-Radlgruber, E., Rengarajan, G., y Jayanthi, N. (2002). *Thermal internal boundary layer characteristics at a tropical coastal*

- site as observed by a mini-SODAR under varying synoptic conditions. Journal of Earth System Science*, **111**(1), 63–77.
- Qian, T., Epifanio, C. C., y Zhang, F. (2009). *Linear theory calculations for the sea breeze in a background wind: The equatorial case. Journals of the Atmospheric Sciences*, **66**(6), 1749–1763.
- Quintanilla-Montoya, A. L. y Suarez-Vidal, F. (1992). *Origen del deposito sedimentario de la isla norte de todos santos, bc, mexico. Ciencias Marinas*, **18**(1), 1–18.
- Reid, J. L. y Schwartzlose, R. A. (1962). *Direct measurements of the Davidson Current off central California. Journal of Geophysical Research*, **67**(6), 2491–2497.
- Reyes, S. y Pares, A. (1983). *Análisis de componentes principales de los vientos superficiales sobre la bahía de todos santos. Geofísica Internacional*, **22**(2), 179–203.
- Rosenfeld, L. K. (1988). *Diurnal Period Wind Stress and Current Fluctuations Over the Continental Shelf off Northern California. Journal of Geophysical Research*, **93**(C3), 2257–2276.
- Rotunno, R. (1983). *On the Linear Theory of the Land and Sea Breeze. Journal of Atmospheric Sciences*, **40**, 1999–2009.
- Seo, H., Miller, A. J., y Roads, J. O. (2007). *The Scripps Coupled Ocean–Atmosphere Regional (SCOAR) Model, with Applications in the Eastern Pacific Sector. Journal of Climate*, **20**(3), 381–402.
- Seo, H., Miller, A. J., y Norris, J. R. (2016). *Eddy-wind interaction in the California Current System: Dynamics and impacts. Journal of Physical Oceanography*, **46**(2), 439–459.
- Sha, W., Kawamura, T., y Ueda, H. (1991). *A Numerical Study on Sea/Land Breezes as a Gravity Current: Kelvin–Helmholtz Billows and Inland Penetration of the Sea-Breeze Front. Journal of the Atmospheric Sciences*, **48**(14), 1649–1665.
- Shchepetkin, A. F. y McWilliams, J. C. (2005). *The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. Ocean Modelling*, **9**(4), 347–404.

- Simpson, J. E. (1969). *A comparison between laboratory and atmospheric density currents*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **95**(406), 758–765.
- Simpson, J. E. (1994). *Sea breeze and local winds*. Cambridge University Press. ISBN 0-521-45211-2.
- Skamarock, C., Klemp, B., Dudhia, J., Gill, O., Barker, D., Duda, G., Huang, X.-y., Wang, W., y Powers, G. (2008). *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. *NCAR Technical Note, NCAR/TN-468+STR*.
- Small, R., DeSzoeki, S., Xie, S., O'Neill, L., Seo, H., Song, Q., Cornillon, P., Spall, M., y Minobe, S. (2008). *Air–sea interaction over ocean fronts and eddies*. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **45**(3-4), 274–319.
- Song, Y. y Haidvogel, D. (1994). *A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system*. *Journal of Computational Physics*, **115**(1), 228–244.
- Soto-Mardones, L., Parés-Sierra, A., Garcia, J., Durazo, R., y Hormazabal, S. (2004). *Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL region (off Baja California) from hydrographic, ADCP and altimetry data*. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **51**(6-9), 785–798.
- Stull, R. B. (1988). *Boundary Conditions and Surface Forcings*. En *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, páginas 251–294. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Stull, R. B. (2017). *Practical meteorology : an algebra-based survey of atmospheric science*. University of British Columbia, Vancouver. ISBN 9780888652836.
- Stunder, M. y Sethuraman, S. (1985). *A comparative evaluation of the coastal internal boundary-layer height equations*. *Boundary-Layer Meteorology*, **32**(2), 177–204.
- Sweeney, J. K., Chagnon, J. M., y Gray, S. L. (2014). *A case study of sea breeze blocking regulated by sea surface temperature along the English south coast*. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14**(9), 4409–4418.
- Thomson, R. E. y Emery, W. J. (2014). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography: Third Edition*. Elsevier Inc. ISBN 9780123877833.

- Tolman, H. L. y Chalikov, D. (1996). *Source Terms in a Third-Generation Wind Wave Model*. *Journal of Physical Oceanography*, **26**(11), 2497–2518.
- Warner, J. C., Sherwood, C. R., Signell, R. P., Harris, C. K., y Arango, H. G. (2008). *Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model*. *Computers & Geosciences*, **34**(10), 1284–1306.
- Warner, J. C., Armstrong, B., He, R., y Zambon, J. B. (2010). *Development of a Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport (COAWST) Modeling System*. *Ocean Modelling*, **35**(3), 230–244.
- 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**(8), 331–345.
- Woodruff, S. D., Slutz, R. J., Jenne, R. L., y Steurer, P. M. (1987). *A Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **68**(10), 1239–1250.
- Zhang, M. (2015). *NUMERICAL MODELS | Coupled Ocean-Atmosphere Models: Physical Processes*. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, páginas 144–152.