



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

MODELACIÓN HIDRODINÁMICA DEL LAGO LLANQUIHUE

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE
LA INGENIERÍA, MENCIÓN RECURSOS Y MEDIO AMBIENTE
HÍDRICO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERA CIVIL

JAVIERA ALEJANDRA ABARCA MESA

PROFESOR GUÍA:
YARKO NIÑO CAMPOS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ALBERTO DE LA FUENTE STRANGER
HUGO ULLOA SÁNCHEZ

SANTIAGO DE CHILE
2018

Resumen de la tesis para optar al
Título de Ingeniera Civil y Grado de Magíster
en Ciencias de la Ingeniería, Mención Recursos
y Medio Ambiente Hídrico
Por: Javiera Alejandra Abarca Mesa
Fecha: Enero 2018
Prof. Guía: Yarko Niño Campos

MODELACIÓN HIDRODINÁMICA DEL LAGO LLANQUIHUE

El Lago Llanquihue se encuentra en la región de Los Lagos y es el segundo lago más grande de Chile (851 km^2), con una longitud máxima de 42 km y una profundidad máxima de 317 m. El lago es monomítico y la estratificación máxima se produce en los primeros días de febrero. Además, en verano la termoclina se encuentra a una profundidad de aproximadamente 40 metros. El tamaño de la cuenca es pequeña y sus principales afluentes son de pequeña magnitud, siendo el principal riesgo para la calidad de las aguas, el potencial impacto de las actividades generadas en el lago o sus alrededores, como lo son las pisciculturas y el vertimiento de residuos. Se estudió las ondas internas en el lago, ya que la importancia de estas ondas radica en energizar la dispersión horizontal y mezcla vertical, además de producir una variedad de procesos químicos, físicos y biológicos. Para esto, se simuló la hidrodinámica del lago Llanquihue con el modelo en tres dimensiones Delft3D-FLOW, entre agosto de 2014 y marzo del 2016, con el fin de estudiar las ondas internas afectadas por la rotación terrestre y conocer cómo afecta en ellas la variación de la estratificación térmica. El bajo número de Burger en el lago, igual a 0,1, indica que la rotación terrestre es importante y hace posible la generación de ondas internas Kelvin y Poincaré. Los datos de salida de la simulación fueron procesados mediante espectros de potencia rotacional, espectro wavelet y filtros pasa banda, con el fin de observar la variación estacional de las ondas. Los resultados mostraron que las ondas internas Poincaré, que dominan en la mayor parte del año, tienen un periodo cercano al inercial, siendo esta onda más intensa en el periodo de máxima estratificación en la zona del epilimnion, mientras que en tiempos previos a la estratificación máxima, la onda domina en el metalimnion. Por otro lado, luego de eventos de gran intensidad de viento, se presentan las ondas internas Kelvin, que se propagan en sentido horario por los bordes del lago, y su periodo varía de acuerdo al grado de estratificación. Además, luego de realizó una simulación con vertimiento de contaminantes, se obtuvo que su dispersión en el lago depende fuertemente de la estratificación.

A mi nona, por todo su amor y alegría..

Agradecimientos

Me gustaría agradecer en primer lugar a mis padres, ya que este logro se lo debo en gran parte a ellos, por su amor, esfuerzo y preocupación durante tantos años. A mi hermano por todo su apoyo y a mi sobrina Rafa, por llegar a nuestras vidas y llenarnos de alegría.

Agradezco también a mi profesor guía Yarko por haberme ofrecido este tema de tesis, por la confianza y por estar siempre dispuesto a ayudarme cuando lo necesité. A Hugo ya que a pesar de la distancia en este proceso, siempre estuvo dispuesto a hacer comentarios y aportar, ya sea por conferencias o mails. A Beto por sus comentarios y enseñanzas en el aula. Y por último a la Jaqui, por su preocupación desde el primer día que me dieron oficina y por su cariño.

A mis amigos de hidráulica: Aldo, Cris, Gita, Jose y Lucho, por acompañarme en esta etapa y por hacer momentos de trabajo y estrés mucho mas agradables. No puedo dejar de mencionar a mis amigos de plan comun: Jorge, Luca y Pepe, por todas las anécdotas y buenos momentos.

A mis amigas de la U: Cata, Isi, Vale, Carla y Marti. Por su amistad, conversaciones y todos los momentos vividos durante este periodo. Agradezco también a mis amigas del colegio por tantos años de amistad y compañía.

Por último me gustaría agradecer a mi equipo de handball Beauchef y en particular a este deporte. Por darme ánimo en los malos momentos, por las amistades que me ha entregado y las alegrías vividas durante estos 3 años.

Tabla de Contenido

1	Introducción	1
1.1	Motivación	1
1.2	Objetivos	2
1.2.1	Objetivos Generales	2
1.2.2	Objetivos Específicos	2
1.3	Estructura del Informe	2
2	Revisión Bibliográfica	4
2.1	Ondas internas	4
2.1.1	Ondas Poincaré	5
2.1.2	Ondas Kelvin	7
2.1.3	Flujo geostrófico	8
2.1.4	Ondas topográficas	9
2.2	Descripción de herramientas utilizadas para procesamiento de datos	11
2.2.1	Espectro de potencia rotacional	11
2.2.2	Transformada de wavelet tipo Morlet y espectro rotacional	12
2.3	Estudios similares en otros lagos	13
2.3.1	Lago Superior	13
2.3.2	Lago Erie	14
2.3.3	Lago Michigan	15
2.3.4	Lago Geneva	15
2.3.5	Lago Kinneret	16
2.3.6	Lago Biwa	17
2.3.7	Lago Tahoe	17
2.3.8	Lago Llanquihue	18
3	Características del modelo	19
3.1	Grilla utilizada	19
3.2	Condiciones de Borde	21
3.2.1	Condición de borde en las orillas del lago	21
3.2.2	Condición de borde en la superficie	21
3.3	Modelo de turbulencia	22
3.4	Modelo Radiativo	23
3.5	Aspectos generales	26
4	Datos de entrada y validación modelo radiativo	27
4.1	Fracción cubierta por nubes	27
4.2	Vientos	28

4.3	Validación modelo radiativo	32
5	Resultados	35
5.1	Ondas Poincaré	35
5.2	Ondas Kelvin	44
5.3	Resonancia de 24 horas	48
5.4	Análisis modal	51
	5.4.1 Onda Poincaré	51
	5.4.2 Onda Kelvin	54
5.5	Circulación general en el lago	56
5.6	Trazador conservativo	58
6	Conclusiones	64
	Bibliografía	66
	Anexos	71
A	Espectro de potencia rotacional anticiclónico	72
B	Perfil de velocidades P9	82
C	Espectro de potencia rotacional ciclónico	84

Índice de Figuras

2.1	Superficie libre en una onda de gravedad propagándose en un canal rectangular. Fuente: Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects, Capítulo 9 (Cushman-Roisin & Beckers, 2008). . . .	8
2.2	Esquema de la formación de ondas topográficas para el hemisferio norte. Fuente: Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects, Capítulo 9 (Cushman-Roisin & Beckers, 2008).	9
2.3	Estructura típica de doble giro (viento hacia la izquierda). Fuente: Csanady (1973b).	10
3.1	a) Batimetría del lago y puntos de control. b) Parte del perfil transversal de la grilla para $N=5438664$ m.	20
3.2	Parte de la sección inferior de la grilla.	21
3.3	Esquema de intercambio de energía en la superficie terrestre. (Fuente: Manual de Delft3D Flow).	24
4.1	Mapa y topografía de los alrededores del lago Llanquihue, con curvas de nivel separadas cada 500 metros. Se muestran también las estaciones meteorológicas del INIA: Octay, Quilanto y Ensenada.	28
4.2	Rosas de los vientos para cada estación del año, y para cada estación meteorológica, considerando datos desde invierno del 2013 hasta otoño del 2016.	29
4.3	Rosas de los vientos para la estación meteorológica Octay, donde el largo de las barras muestra la frecuencia y los colores la velocidad.	30
4.4	Variación diaria del viento en la estación Octay. Línea azul: datos de la estación, línea roja: conversión para el centro del lago. Ambas para vientos a 10 metros del suelo.	32
4.5	Espectro de frecuencias de la velocidad del viento (serie de tiempo ingresada al modelo).	32
4.6	(a) Perfil de temperaturas en función del tiempo para el punto P9 de la Figura 3.1. (b) Radiación de onda corta para la estación Octay. (c) Temperatura del aire (promedio entre estación Octay y Ensenada). (d) Dirección y velocidad del viento ingresada al modelo.	33
4.7	Comparación de perfiles de temperatura obtenidos por Campos <i>et al.</i> (1988) y media mensual del modelo.	34
5.1	Perfil de temperaturas para un punto ubicado en el centro del lago (P9) y periodos de análisis para el espectro de potencia rotacional (zonas sombreadas), junto con la elevación de la termoclina (línea negra).	36

5.2	Espectro de potencia rotacional anticiclónico para algunos periodos de tiempo y para distintas profundidades.	37
5.3	(a) Perfil de temperaturas en el tiempo para el punto P9. (b) Número de Wedderburn. (c-i) Series de tiempo para la velocidad en dirección este-oeste a distintas profundidades luego de aplicar un filtro pasa banda para frecuencias cercanas a la inercial.	38
5.4	(a) Vectores progresivos a 10 m de profundidad luego de aplicar un filtro pasa banda con frecuencias cercanas a la inercial ($16h < T < 19h$), para el tiempo mostrado en c). (b) Trayectoria de una partícula ubicada en el punto P9 para dos periodos inerciales, sin filtrar. (c) Serie de tiempo de las velocidades en ambas direcciones para el punto P9 y mismo periodo de tiempo que en a) y b).	40
5.5	Componente anticiclónica del espectro wavelet para el periodo de simulación (agosto del 2014 a marzo del 2016) a una profundidad de 10 m en los puntos P1, P7, P8 y P9 ubicados en forma radial.	41
5.6	Componente anticiclónica del espectro wavelet para el periodo de simulación (agosto del 2014 a marzo del 2016) a una profundidad de 60 m en puntos P1, P7, P8 y P9 ubicados en forma radial.	42
5.7	Variación temporal del espectro wavelet anticiclónico para la frecuencia inercial a distintas profundidades en el punto P9.	42
5.8	Fases del espectro wavelet anticiclónico en distintos periodos (sombreados en la imagen anterior), representando los modos V0 (a), V1(b), V2(c) y V3(d), para el punto P9.	43
5.9	Espectro de potencia rotacional ciclónico para algunos periodos de tiempo y para distintas profundidades.	45
5.10	Componente ciclónica del espectro wavelet a una profundidad de 10 m en los puntos P1, P2, P3, P4, P5 y P6, ubicados en forma azimutal.	46
5.11	Componente ciclónica del espectro wavelet a una profundidad de 60 m en los puntos P1, P2, P3, P4, P5 y P6, ubicados en forma azimutal.	47
5.12	(a) Número de Wedderburn (b) Velocidad (línea negra) y dirección (verde) del viento ingresada al modelo. Abajo: Altura de las isotermas 12°C, 13°C y 14°C para el 30 de enero al 4 de marzo del 2015, en los puntos del P1 al P6.	48
5.13	(a) Trayectorias luego de aplicar un filtro pasa banda de 24 h, entre el 21 al 23 de enero del 2015, a 10 m de profundidad. (b) Trayectoria para un punto en el centro del lago, sin el filtro pasa banda, para el mismo periodo de tiempo y profundidad. (c-f) Espectro de potencia rotacional anticiclónico para un periodo de $T = 24, 1$ h en distintos periodos de la simulación, a 10 m de profundidad.	49
5.14	(a) Perfil de temperaturas para el punto P9 (centro del lago). (b) Velocidad del viento luego de aplicar un filtro pasa banda de 24 horas. (c-i) Velocidades en ambas direcciones luego de aplicar el filtro pasa banda para el punto P9, para distintas profundidades.	50

5.15	(a) Densidades del epilimnion (ρ_1) e hipolimnion (ρ_2), (b) profundidad de la termoclina, y (c) número de Burger para cada uno de los periodos de estudio de la Figura 5.1.	51
5.16	Modos con frecuencia cercana a la inercial para periodos de estratificación intensa.	53
5.17	Modos con frecuencia cercana a la inercial para periodos de estratificación leve.	54
5.18	Evolución onda Kelvin para los periodos de estudio 3(A), 4(B), 8(C) y 9(D). En la parte (E) se muestra la evolución de la onda Poincaré para el periodo 8.	55
5.19	Velocidad y temperatura a (a) 10 m y (b) 50 metros de profundidad para el 10 de marzo del 2015 a las 2:00 a.m. (línea roja parte (c)). (c) Dirección (verde) y velocidad (azul) del viento para el periodo cercano al 10 de marzo del 2015.	56
5.20	Velocidad y temperatura a 10 (a) y 50 (b) metros de profundidad para el 29 de mayo del 2015 a las 8:00 a.m. (línea roja parte (c)). (c) Dirección (verde) y velocidad (azul) del viento para el periodo cercano al 29 de mayo del 2015.	57
5.21	Velocidad y temperatura a (a) 10 y (b) 50 m de profundidad, para el 13 de agosto del 2015 a las 00:00 a.m. (línea roja parte (c)). (c) Dirección (verde) y velocidad (azul) del viento para el periodo cercano al 13 de agosto del 2015.	58
5.22	Ubicación de los puntos de descarga, considerando piscicultoras en tierra (en rosado), centros de engorda (amarillo), vertimiento de aguas servidas (blanco) y effluente río Pescado (azul). Fuente: Google Earth.	59
5.23	Puntos de emisión utilizados en la modelación, junto con la batimetría del lago y el corte transversal en el punto de emisión de Puerto Fonck.	60
5.24	Concentración del trazador en el perfil transversal en dirección norte-sur ubicado en el punto emisor de Puerto Fonck/Montealegre + piscicultora, en distintas épocas del año, y considerando sólo la descarga en dicho punto.	62
5.25	Concentración para el punto P9, considerando la suma de todos los puntos de emisión, a una profundidad de 3 m.	62
5.26	Concentración del trazador en el lago, junto con la velocidad y dirección del viento, a una profundidad de 3 m.	63
A.1	Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 19 de septiembre y el 10 de octubre del 2014.	73
A.2	Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 24 de octubre y el 14 de noviembre del 2014.	74
A.3	Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 2 y 23 de enero del 2015.	75
A.4	Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 13 de febrero y el 6 de marzo del 2015.	76
A.5	Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 17 de julio y el 7 de agosto del 2015.	77
A.6	Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 25 de septiembre y el 16 de octubre del 2015.	78

A.7	Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 13 de noviembre y el 4 de diciembre del 2015.	79
A.8	Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 22 de enero y el 12 de febrero del 2016.	80
A.9	Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 4 y el 25 de marzo del 2016.	81
B.1	Perfil de velocidades dirección este-oeste en el punto P9 en distintos periodos, representando los modos V0 (a), V1(b), V2(c) y V3(d).	82
B.2	Perfil de velocidades dirección norte-sur en el punto P9 en distintos periodos, representando los modos V0 (a), V1(b), V2(c) y V3(d).	83
C.1	Espectro de potencia rotacional ciclónico para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 19 de septiembre y el 10 de octubre del 2014.	85
C.2	Espectro de potencia rotacional ciclónico para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 24 de octubre y el 14 de noviembre del 2014.	86
C.3	Espectro de potencia rotacional ciclónico para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 2 y 23 de enero del 2015.	87
C.4	Espectro de potencia rotacional ciclónico para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 13 de febrero y el 6 de marzo del 2015.	88
C.5	Espectro de potencia rotacional ciclónico para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 17 de julio y el 7 de agosto del 2015.	89
C.6	Espectro de potencia rotacional ciclónico para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 25 de septiembre y el 16 de octubre del 2015.	90
C.7	Espectro de potencia rotacional ciclónico para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 13 de noviembre y el 4 de diciembre del 2015.	91
C.8	Espectro de potencia rotacional ciclónico para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 22 de enero y el 12 de febrero del 2016.	92
C.9	Espectro de potencia rotacional ciclónico para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 4 y el 25 de marzo del 2016.	93

Capítulo 1

Introducción

1.1 Motivación

El Lago Llanquihue se encuentra en la región de Los Lagos y es el segundo lago más grande de Chile (870 km^2), con una longitud máxima de 42 km y una profundidad máxima de 317 m. El lago es monomítico y en verano la termoclina se encuentra a una profundidad de aproximadamente 40 metros. La estratificación máxima es en los primeros días de Febrero, donde la diferencia de temperatura entre el epilimnion e hipolimnion llega a 6, 5°C.

En verano el lago es forzado diariamente por una brisa de vientos norte, la cual se detiene en la madrugada y comienza nuevamente alrededor de las 8 a.m. Sin embargo, en ciertas ocasiones estos vientos pueden no detenerse por completo durante 6 días, alcanzado velocidades promediadas por hora de 16 m/s. Estos factores se combinan para convertir el lago en un lugar ideal para el estudio de ondas internas afectadas por Coriolis, dado que en verano se alcanza un número de Burger máximo igual a 0, 1. Este parámetro adimensional, indica que los efectos de la rotación son más importantes a medida que se acerca a cero.

La cuenca de drenaje del lago es pequeña, de 1605 km^2 , incluso menor a la mitad de la superficie del lago. Los afluentes del lago son de pequeña magnitud y los mas importantes son: río Tepú, río Blanco Arenal, Río Pescado y río Cascadas, mientras que el único efluente es el río Maullín. Por lo tanto, estos atributos hacen que el principal aporte de agua sea por precipitaciones directas sobre su superficie, y conllevan a un tiempo de retención igual a 74 años (Campos *et al.*, 1988). El uso del suelo en la cuenca del lago incluye parques nacionales y uso urbano, incluyendo actividades productivas como la ganadería, la agricultura, explotación forestal y el desarrollo de infraestructura turística. Por otro lado los usos directos del agua del lago incluyen pesca deportiva, acuicultura y deportes acuáticos. A pesar de estas actividades, datos de mediciones realizadas en el lago anterior al año 2012, concuerdan en que hasta en ese entonces, el lago se encontraba en un estado oligotrófico, lo cual puede deberse a su gran volumen de agua y al pequeño tamaño de su cuenca, que implicaría un aporte reducido de nutrientes, siendo entonces el principal riesgo para la calidad de las aguas el potencial impacto de las actividades generadas en el lago mismo o en su ribera inmediata (Decreto 122, 2010), como es el caso de la acuicultura y las recientes descargas de aguas servidas al lago en el sector de Puerto Varas.

La importancia de las ondas internas en los lagos radica en el transporte de masa y momentum, especialmente en lagos con gran tiempo de residencia, lo cual produce la

distribución de nutrientes (especialmente en el epilimnion, donde se producen los procesos biológicos), contaminantes y sedimentos (Imberger, 1998). Por otro lado, las ondas internas producen una variedad de procesos físicos, químicos y biológicos, además de tener un importante rol en energizar la dispersión horizontal y mezcla vertical en el lago, donde esta última altera la interfaz natural de la estratificación y facilita la incorporación de nutrientes provenientes del hipolimnion a la capa superficial (Gómez-Giraldo *et al.*, 2006). Por último, otra consecuencia, es que se puede producir la resuspensión de sedimentos, nutrientes y contaminantes (Gloor *et al.*, 1994). Es por esto que entender las ondas internas conlleva al conocimiento de la calidad de las aguas en los lagos.

Dada la motivación anterior, y sumado a que no existen estudios previos sobre la hidrodinámica del lago, se implementará un modelo hidrodinámico en tres dimensiones (Delft3D-Flow) para simular los flujos y la estratificación en el lago. Esto con el fin de analizar las ondas internas producidas en distintas épocas del año.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivos Generales

El objetivo general de esta tesis consiste en estudiar la hidrodinámica del lago Llanquihue, e identificar las características principales de las ondas gravitacionales que se generan en el lago.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Caracterizar las forzantes meteorológicas de la zona (vientos, humedad, temperatura y radiación en la zona del lago) a escala anual.
- Analizar la respuesta del campo de ondas a las forzantes meteorológicas luego de realizar una simulación numérica del lago mediante Delft3D-FLOW.
- Identificar los modos encontrados en el punto anterior mediante un análisis modal considerando un modelo simplificado de dos capas.
- Cuantificar el transporte y distribución de un trazador pasivo como consecuencia de la hidrodinámica del lago con el fin de evaluar áreas de influencia.

1.3 Estructura del Informe

Los contenidos de cada capítulo se presenta a continuación:

- **Capítulo 2: Revisión Bibliográfica** En este capítulo se presenta en primer lugar un marco teórico de las principales ondas identificables en los lagos. Posteriormente,

se describen las herramientas utilizadas en el análisis de series de tiempo, usadas ampliamente en oceanografía. Por último, se muestra una revisión bibliográfica de estudios similares en distintos lagos del mundo.

- **Capítulo 3: Características del Modelo** En este capítulo se describen características del modelo tales como la grilla utilizada, condiciones de borde, modelo de turbulencia, modelo radiativo, y otros.
- **Capítulo 4: Datos de entrada y validación del modelo radiativo** En este capítulo se hace un análisis de los datos meteorológicos obtenidos, particularmente de los vientos. Además, se realizó una validación del modelo radiativo, con mediciones obtenidas de un estudio anterior.
- **Capítulo 5: Resultados** En esta sección, se muestran los principales resultados obtenidos de la simulación, enfocado particularmente a las ondas Kelvin y Poincaré. Además, se muestran los resultados del análisis modal y de la descarga de un trazador pasivo.
- **Capítulo 5: Conclusiones** Análisis de los resultados obtenidos y su relación con lo discutido en la revisión bibliográfica.

Capítulo 2

Revisión Bibliográfica

La rotación terrestre, junto con la estratificación térmica y una forzante de vientos apropiada, son variables fundamentales para la generación de ondas gravitacionales, cuya solución analítica nace de hacer el supuesto de que el fondo es plano y la fuerza restauradora se debe únicamente a la gravedad. Por lo tanto, en la primera sección se describirán dos ondas gravitacionales muy importantes en los lagos: las ondas Kelvin y Poincaré. Además, se describirá también el flujo geostrófico, y las ondas topográficas, donde estas últimas son generadas por la conservación del momentum angular al variar la altura de agua.

Posteriormente, en la segunda sección, se describen las principales herramientas para el análisis de datos entregado por el modelo, donde se analizan principalmente las series de tiempo de velocidades. Los resultados sirven para caracterizar las ondas, y saber cómo se distribuyen espacial y temporalmente. Finalmente, en la tercera sección se hizo una revisión bibliográfica de estudios similares en distintos lagos, los que se encuentran en su totalidad en el hemisferio norte, y en algunos casos se ven fuertemente influenciados por la rotación terrestre debido a su gran tamaño.

2.1 Ondas internas

A continuación, se describirán las principales ondas que se forman en los cuerpos de agua en que la rotación terrestre es importante y para esto, es necesario describir ciertos parámetros importantes. Uno de estos, es la frecuencia inercial:

$$f = 2\pi\Omega \sin(\theta) \quad (2.1)$$

donde Ω es la velocidad angular de la rotación terrestre y θ es la latitud. Además, el periodo inercial se define por:

$$T_i = \frac{2\pi}{f} \quad (2.2)$$

el cual tiene un valor mínimo de 12 horas en los polos. El radio de Rossby se define por:

$$R = \frac{c}{f} \quad (2.3)$$

donde c es la celeridad de las onda. Para ondas barotrópicas (o superficiales) $c = \sqrt{gH}$, donde H es la altura de agua. Es posible representar un sistema estratificado mediante una

profundidad equivalente, de forma que la dinámica baroclínica puede ser representada por las mismas ecuaciones. La profundidad equivalente se define por:

$$H_e = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2} \quad (2.4)$$

donde ρ es la densidad, h_1 y h_2 son las alturas en el estrato superior, o epilimnion, y el estrato inferior, o hipolimnion. Por lo tanto, la celeridad en un ambiente baroclínico es $c_i = \sqrt{gH_e}$, y $R_i = c_i/f$ denota el radio interno de Rossby. Por último, se define el número de Burger como:

$$S = \frac{R}{L} = \frac{c}{Lf} \quad (2.5)$$

donde L representa la longitud máxima del lago, y R el radio de Rossby (R_i para el caso baroclínico). Este número representa la razón entre la escala de longitud a la cual los efectos de rotación son importantes y la longitud del lago. Por lo tanto si el $S \rightarrow 0$, la rotación terrestre es muy importante, mientras que si $S \gg 1$, los efectos de la rotación pueden ser ignorados (lo cual ocurriría por ejemplo en un lago de pequeñas dimensiones).

En esta sección, se describirán las ondas en que la rotación terrestre es importante ($S < 1$), para lo cual, en el caso de las ondas barotrópicas se necesitarían lagos muy grandes dado que la celeridad c es bastante mayor que el caso baroclínico. A diferencia de caso baroclínico, donde c_i varía en el año según la estratificación, en el caso barotrópico se mantiene constante.

2.1.1 Ondas Poincaré

Para entender la forma de este tipo de ondas, se considerará un sistema rotacional sin bordes, cuya solución se llama onda *Poincaré progresiva*. El desplazamiento vertical η , y las velocidades (u, v) están descritas por Antenucci (2009):

$$\eta = \eta_0 \cos(kx - \omega t) \quad (2.6)$$

$$u = (\omega\eta_0/kH) \cos(kx - \omega t) \quad (2.7)$$

$$v = (f\eta_0/kH) \sin(kx - \omega t) \quad (2.8)$$

donde u es la velocidad en la dirección de propagación de la onda, v es la velocidad en dirección transversal, η_0 la amplitud máxima, k el número de onda ($= 2\pi/\lambda$, con λ la longitud de onda), ω la frecuencia angular ($= 2\pi/T$, con T el periodo de la onda), y H la altura de agua (para el caso baroclínico sería H_e). Las trayectorias de las partículas son elipses que giran en sentido anticiclónico, donde el eje mayor está orientado en la dirección de propagación y la razón entre ambos ejes es igual a ω/f . Por lo tanto, para frecuencias bajas, donde $\omega \sim f$, las elipses se asemejan a círculos llamados *círculos inerciales*, y cuando $\omega > f$, las elipses son más delgadas y alargadas. Otro aspecto importante, es que la energía

cinética y potencial no necesariamente son iguales, ya que para este tipo de ondas la energía cinética por unidad de área se define por:

$$KE = \frac{1}{4} \left(\frac{\omega^2 + f^2}{\omega^2 - f^2} \right) \rho g \eta_0^2 \quad (2.9)$$

donde ρ es la densidad, y la energía potencial es:

$$PE = \frac{1}{4} \rho g \eta_0^2 \quad (2.10)$$

por lo tanto, la razón entre la energía cinética y potencial corresponde a:

$$\frac{PE}{KE} = \frac{\omega^2 - f^2}{\omega^2 + f^2} \quad (2.11)$$

Lo cual indica que para una frecuencia mucho mayor a la inercial, la energía cinética es similar a la energía potencial. Por otro lado, las ondas con frecuencia cercana a la inercial, tienen energía potencial cercana a cero, lo cual implica que este tipo de ondas pueden ser observadas mediante mediciones de velocidades y no por variaciones en la estratificación (asociada a la energía potencial).

Csanady (1975) muestra que las soluciones de las ecuaciones de movimiento para un canal infinito de ancho b y altura h , con ciertas condiciones de borde, modelan de forma correcta las ondas generadas en lagos de gran tamaño, obteniendo que la frecuencia de la onda Poincaré viene dada por:

$$\omega_n^2 = f^2 + n^2 \pi^2 c^2 / b^2 \quad (2.12)$$

con $c = c_i$ para el caso baroclínico. Además, sólo se satisface la condición de borde para $n = 1, 3, 5, etc.$ Se puede observar que el comportamiento de 2.12 depende fuertemente del número adimensional $S = c/(fb)$, que representa el número de Burger. Cuando este número es muy grande, los efectos rotacionales son despreciables y $\omega_n \sim n\pi c/b$, lo que corresponde a la frecuencia del seiche transversal en un canal no rotacional. Por otro lado, cuando el número de Burger es pequeño, ω_n se asemeja a la frecuencia inercial para el modo fundamental $n = 1$ y otros modos pequeños.

Asumiendo un viento que genera un esfuerzo de corte que actúa por un periodo de tiempo T en dirección perpendicular al eje del canal, la solución del problema inicial describe la oscilación de la termoclina como (Csanady, 1973a):

$$A_n = \frac{8Fh_b/h}{\omega_n^2 b} \sin\left(\frac{\omega_n T}{2}\right) \quad (2.13)$$

donde F corresponde al esfuerzo de corte del viento dividido por la densidad ρ , y h_b el espesor del estrato inferior. De la expresión anterior se deduce que el evento de viento mas

eficiente para excitar la onda Poincaré tiene duración igual a la mitad del periodo de la onda generada. Además, como se dijo anteriormente, si se considera un S bajo, la frecuencia de la onda se asemeja a f (para valores pequeños de n). Sin embargo, a medida que el valor de n aumenta, y debido a que la expresión 2.12 tiene una relación cuadrática para n , el valor de ω_n aumenta rápidamente y el segundo término de dicha expresión comienza a dominar. A su vez, a medida que ω_n aumenta, el valor de la amplitud A_n disminuye debido a que es inversamente proporcional a ω_n^2 . Por lo tanto, el valor de A_n es alto y relativamente constante solo para los primeros modos n (lo anterior aplica solamente para lagos grandes). En los lagos mas pequeños, la amplitud de la termoclina varía según 1 : 9 : 25..., por lo que el primer modo tiene una importancia mucho mayor.

2.1.2 Ondas Kelvin

Introducir la presencia de bordes, permite la existencia de las ondas Kelvin, cuya solución muestra que la propagación es paralela al borde (que denotaremos por el eje x). Además, la velocidad perpendicular a la costa es cero $v = 0$. Esto se traduce en un gradiente de presiones $\partial\eta/\partial y$ que disminuye a medida que aumenta la distancia al muro. Por lo tanto, la ecuación de movimiento en el eje y :

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (2.14)$$

queda de la siguiente manera:

$$fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (2.15)$$

Esta ecuación se explica mediante la Figura 2.1, donde se muestra una cresta y un valle. Cuando se tiene una cresta, la velocidad es en el mismo sentido de la propagación de la onda, y si hay un valle, la velocidad es en sentido contrario (Cushman-Roisin & Beckers, 2008). Debido a que en el hemisferio sur $f < 0$, se deduce a partir de la pendiente de la superficie libre η que la propagación de la onda es en sentido contrario al eje x de la figura, por lo que si se tratara de un lago, la propagación sería en sentido ciclónico (horario).

Tanto la velocidad u como la elevación de la superficie libre η decaen en forma exponencial a la distancia con el borde con una tasa igual al radio de Rossby, c/f , de modo que estas ondas quedan *atrapadas en el borde* (Hodges *et al.*, 2000). Para el caso baroclínico ocurre lo mismo, pero la tasa de decaimiento es igual al radio interno de Rossby.

Cabe destacar, que la frecuencia de la onda Kelvin no tiene restricción alguna, a diferencia de la onda Poincaré que debe ser necesariamente superinercial ($\omega > f$). Además, para lagos de gran tamaño, la razón entre la energía potencial y cinética se acerca a 1,

mientras que para lagos con números de Burger mas grandes domina la energía potencial (Antenucci, 2009).

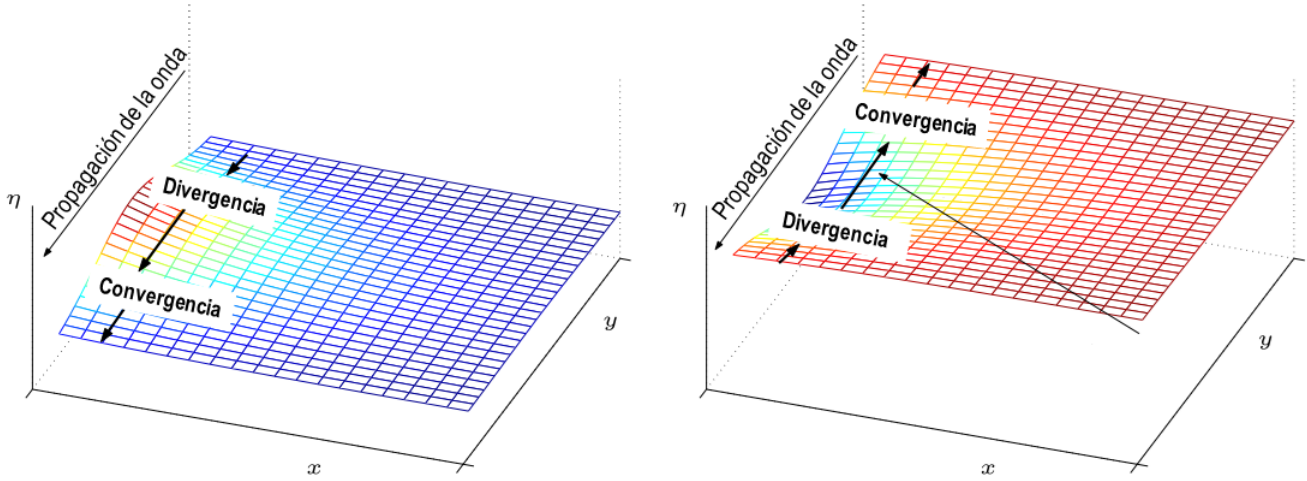


Figura 2.1: Superficie libre en una onda de gravedad propagándose en un canal rectangular. Fuente: Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects, Capítulo 9 (Cushman-Roisin & Beckers, 2008).

2.1.3 Flujo geostrófico

Otro tipo de flujo que puede generarse en los lagos es el flujo geostrófico, donde la rotación terrestre domina fuertemente, generándose un balance entre las fuerzas de presiones y Coriolis. En este tipo de flujos las partículas de fluidos se mueven por las isobaras, a diferencia de una situación no rotacional, donde irían de altas a bajas presiones. A partir de las ecuaciones de movimiento, se tienen los siguientes valores para las velocidades (Cushman-Roisin & Beckers, 2008):

$$u = \frac{-1}{\rho_0 f} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad v = \frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.16)$$

Por lo tanto, en el hemisferio Norte, donde $f > 0$, las corrientes viajan con las presiones altas a la derecha, mientras que en hemisferio sur están a la izquierda. Además, dado que en los lagos existe una batimetría variable, de la condición cinemática en el fondo, se tiene que las líneas de corriente deben seguir la forma de la batimetría, siempre y cuando las líneas sean cerradas. En el caso en que las líneas de igual cota toquen los bordes del lago, no existirá flujo en esa zona.

2.1.4 Ondas topográficas

Por otro lado, los estados estacionarios de este tipo de ondas pueden ser transformados en ondas topográficas, las cuales tienen una frecuencia muy por debajo de la inercial. Para entender la generación de estas ondas, es necesario definir la vorticidad potencial, la cual se interpreta como circulación por unidad de volumen (Cushman-Roisin & Beckers, 2008):

$$q = \frac{f + \partial v / \partial x - \partial u / \partial y}{h} \quad (2.17)$$

Al haber un desnivel en el fondo, se produce un gradiente de vorticidad potencial, el cual aumenta en las zonas mas bajas debido a que disminuye h . Este gradiente es el que produce las perturbaciones para la generación de este tipo de ondas.

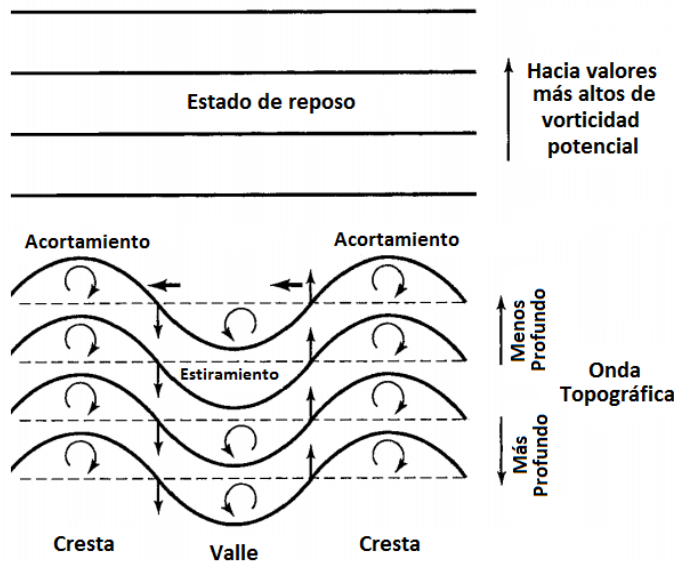


Figura 2.2: Esquema de la formación de ondas topográficas para el hemisferio norte. Fuente: Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects, Capítulo 9 (Cushman-Roisin & Beckers, 2008).

En la Figura 2.2 se observa en la parte superior el estado de reposo, donde las líneas paralelas muestran igual vorticidad potencial, aumentando de abajo hacia arriba (donde hay una menor profundidad). En la parte inferior, se muestra el estado de equilibrio perturbado para el hemisferio norte, donde la cresta representa una parcela de fluido que fue movida a una zona menos profunda, aumentando su vorticidad potencial. Para compensarlo y mantener su vorticidad potencial inicial, se genera un movimiento en sentido horario, lo cual se muestra por las flechas curvas en la figura. Algo muy similar ocurre para las parcelas de fluido que disminuyen su vorticidad potencial, girando en sentido antihorario. Sin embargo las parcelas que se mantienen en el punto de equilibrio y están comprendidas entre dos vórtices girando en sentido opuesto, tienen un desplazamiento neto hacia arriba o hacia

abajo dependiendo de su ubicación. De esta forma los desplazamientos hacia abajo se convierten ahora en valles y los desplazamientos hacia arriba en crestas. Como se observa en la figura, el efecto neto para esa topografía y para $f > 0$, es hacia el oeste, por lo que la propagación de la onda en el hemisferio norte se genera con las zonas mas bajas a la derecha. Para el hemisferio sur ocurre algo análogo, por lo que propagación es en sentido contrario.

Cuando el viento actúa sobre la superficie de un lago, suele ocurrir un patrón de circulación que se caracteriza por tener corrientes barotrópicas en la dirección del viento en las zonas costeras, y un retorno más lento del flujo en la zona profunda del lago. Esto conlleva a una estructura conocida como "doble-giro", la cual se muestra en la Figura 2.3 (Csanady, 1975). En la zona viento-abajo de ambos giros, el fluido se mueve desde las zonas menos profundas a zonas más profundas, lo cual produce un aumento de la vorticidad potencial y por tanto la generación de vorticidad ciclónica, intensificando el giro ciclónico y debilitando el anticiclónico. Algo análogo ocurre en la zona viento-arriba del lago, donde se genera vorticidad anticiclónica, intensificando entonces el giro contrario. Lo anterior produce una rotación neta de la estructura en sentido ciclónico. Sumado a esto, la fuerza Coriolis actúa en el flujo y genera una elevación de la superficie libre en la orilla ubicada al lado derecho del viento (hemisferio sur) (Bennett, 1974). Esta configuración se conoce como el modo fundamental de las ondas topográficas y su periodo es mucho mayor al periodo inercial. Shilo *et al.* (2007) obtuvieron que para el lago Kinneret, dependiendo de la curvatura del viento, el periodo varía entre 4 y 8 días e incluso puede que para vientos de muy corta duración la estructura de doble giro no se propague debido a la poca cantidad de energía cinética inyectada al sistema. Por otro lado, para el lago Ontario, el periodo de esta onda es de 14 horas (Csanady, 1976).

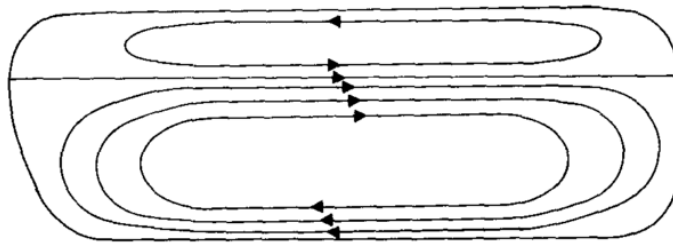


Figura 2.3: Estructura típica de doble giro (viento hacia la izquierda). Fuente: Csanady (1973b).

2.2 Descripción de herramientas utilizadas para procesamiento de datos

2.2.1 Espectro de potencia rotacional

Para calcular el espectro de una serie de tiempo de un vector, se requiere descomponer los datos en componentes ortogonales. Sin embargo, en este caso el modelo entrega las velocidades descompuestas en dirección este \vec{u} y norte \vec{v} . El análisis rotacional consiste en clasificar una serie de tiempo de velocidades para una frecuencia determinada, ω , en rotación circular en sentido horario o antihorario, con amplitudes A^- y A^+ y fases θ^- y θ^+ respectivamente.

Una de las razones por las cuales se utiliza este modelo es que la separación de la serie de tiempo del vector de velocidad en componentes rotacionales en sentidos opuestos muestra aspectos importantes del campo de onda para una determinada frecuencia, por lo cual este tipo de análisis se ha utilizado para el estudio de ondas en topografías abruptas, para movimientos inerciales generados por el viento, etc. Por otro lado, en muchos casos, una componente rotacional (generalmente en sentido horario para el hemisferio norte y antihorario para el sur) domina el movimiento de las corrientes, por lo que solo es necesario el estudio de una de ellas.

Al realizar la transformada rápida de Fourier (FFT) a la serie de tiempo $u(t)$ y $v(t)$, se obtienen las amplitudes (U_k y V_k) y fases (ϕ_k y θ_k) (dependientes de la frecuencia, denotada por el subíndice k). Luego, se define:

$$\begin{aligned} U_{1k} &= U_k \cos(\phi_k), & U_{2k} &= U_k \sin(\phi_k) \\ U_{1k} &= V_k \cos(\theta_k), & U_{2k} &= V_k \sin(\theta_k) \end{aligned} \quad (2.18)$$

Las amplitudes de la componente rotatoria antihoraria (A^+) y horaria (A^-) corresponden a las expresiones 2.20 y 2.19 respectivamente.

$$A_k^+ = \frac{1}{2} \left\{ (U_{1k} + V_{2k})^2 + (U_{2k} - V_{1k})^2 \right\}^{1/2} \quad (2.19)$$

$$A_k^- = \frac{1}{2} \left\{ (U_{1k} - V_{2k})^2 + (U_{2k} + V_{1k})^2 \right\}^{1/2} \quad (2.20)$$

Luego, el espectro rotacional antihorario (S_k^+) y horario (S_k^-) viene dado por las expresiones 2.21 y 2.22.

$$S(f_k^+) = S_k^+ = \frac{(A_k^+)^2}{N\Delta t}, \quad f_k = 0, \dots, 1/(2\Delta t) \quad (2.21)$$

$$S(f_k^-) = S_k^- = \frac{(A_k^-)^2}{N\Delta t}, \quad f_k = -1/(2\Delta t), \dots, 0. \quad (2.22)$$

donde N es el número de datos, Δt el espaciamento temporal de la muestra, y f_k la frecuencia. Para el sentido horario la frecuencia es negativa ya que se relaciona con la frecuencia angular según la expresión 2.23.

$$\omega_k = 2\pi f_k = \frac{2\pi k}{N\Delta t}, \quad k = 0, \dots, N/2. \quad (2.23)$$

2.2.2 Transformada de wavelet tipo Morlet y espectro rotacional

Una ventaja del análisis wavelet con respecto al de Fourier, es que se pueden obtener las amplitudes y fases de las componentes espectrales de la serie de datos en función del tiempo, a diferencia del análisis de Fourier en donde se considera que la serie de tiempo tiene un comportamiento estacionario. De esta forma, es posible observar el rápido cambio en el comportamiento de la señal.

En primer lugar se considera una familia de funciones wavelet $\Psi_{s\tau}(t)$ que son generadas a partir de traslaciones, τ , y dilataciones, s (correspondientes al ancho) de una wavelet madre $\Psi(t)$.

$$\Psi_{s\tau}(t) = \frac{1}{|s^{1/2}|} \Psi\left(\frac{t-\tau}{s}\right) \quad (2.24)$$

En este caso la función wavelet es de tipo Morlet, la cual se define:

$$\Psi(t) = e^{imt} e^{-t^2/2} \quad (2.25)$$

con $m \geq 5$ una frecuencia adimensional. Se adoptó el criterio de Daubechies (1990), utilizando $m = 5.336$. La transformada continua de tipo wavelet \tilde{X} se define como la convolución de la serie de tiempo $X(t)$ con la función wavelet $\Psi_{s\tau}$:

$$\tilde{X}(s, \tau) = \frac{1}{|s|^{1/2}} \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \Psi^*\left(\frac{t-\tau}{s}\right) dt \quad (2.26)$$

donde el asterisco indica el conjugado complejo. Evaluar todos los pares (τ, s) en la forma discreta de la expresión 2.26 para valores conocidos de $X(t)$ y $\Psi(t)$ tiene un tiempo computacional igual MN^2 donde $0 < s \leq M$ y $0 < \tau \leq N$. Sin embargo, un método alternativo es utilizar el teorema de la convolución, obteniendo:

$$\tilde{X}(s, \tau) = |s|^{1/2} \int_{-\infty}^{\infty} \hat{X}(\omega) \hat{\Psi}^*(s\omega) e^{i\tau\omega} d\omega \quad (2.27)$$

donde el símbolo $\hat{}$ denota la transformada de Fourier. Al ocupar la transformada rápida de Fourier en la expresión 2.27, el tiempo de cálculo decrece a $MN \log_2 N$. Como se observa, la transformada wavelet transforma una función unidimensional (en función del tiempo) en

una función bi-dimensional (dependiente del tiempo τ y la escala s).

Un análisis frecuente en el análisis de corrientes, es resolver el vector velocidad en componentes rotacionales horarias y antihorarias. Si consideramos las componentes escalares de la velocidad en dirección N-S, $u(t)$ y E-O, $v(t)$, y luego les aplicamos la transformada wavelet (\tilde{u} y \tilde{v}), éstas pueden ser representadas por la parte real e imaginaria como:

$$\tilde{u}(\omega, t) = \tilde{u}_r(\omega, t) + i\tilde{u}_i(\omega, t) \quad (2.28)$$

$$\tilde{v}(\omega, t) = \tilde{v}_r(\omega, t) + i\tilde{v}_i(\omega, t) \quad (2.29)$$

Finalmente, el espectro wavelet en sentido antihorario $U_+(\omega, t)$ y horario $U_-(\omega, t)$, se expresa:

$$|U_+(\omega, t)|^2 = [\tilde{u}_r(\omega, t) - \tilde{v}_i(\omega, t)]^2 + [\tilde{u}_i(\omega, t) + \tilde{v}_r(\omega, t)]^2 \quad (2.30)$$

$$|U_-(\omega, t)|^2 = [\tilde{u}_r(\omega, t) + \tilde{v}_i(\omega, t)]^2 + [\tilde{u}_i(\omega, t) - \tilde{v}_r(\omega, t)]^2 \quad (2.31)$$

2.3 Estudios similares en otros lagos

2.3.1 Lago Superior

El lago Superior es el lago más grande del mundo, y forma parte de los *Grandes Lagos*, los cuales se sitúan en la parte este de la frontera entre los Estados Unidos y Canadá. Se mezcla dos veces al año y debido a su tamaño, tiene un número de Burger del orden de 0,001. Su periodo inercial varia entre 16 y 16,5 horas. Austin (2013) analizó los datos de 3 estaciones en el lago entre los años 2008 y 2011 y a partir de la evolución temporal del perfil de velocidades durante la época de verano, observó que existe un patrón de periodo $T = 16$ horas, con una clara diferenciación entre el epilimnion y el hipolimnion, donde existe un desfase de 180° , lo cual es característico del primer modo baroclínico. Además, luego de realizar un análisis de espectro de potencia rotacional, se confirmó que la onda asociada al periodo de 16 horas tiene un comportamiento anticiclónico, correspondiente a una onda Poincaré. Al analizar la variación temporal de este tipo de ondas, obtuvo que la componente anticiclónica era dominante en verano y otoño. Además observó que cuando la estratificación es máxima, la amplitud de la onda no está en su peak debido a que los vientos son débiles y ésta aumenta cuando la estratificación decae, que es la época donde los vientos aumentan su intensidad.

Por otro lado, Bennington *et al.* (2010) enfocaron su trabajo en la estructura térmica y variación estacional. Utilizaron un modelo de diferencias finitas (MITgcm) y realizaron una simulación entre los años 1989 y 2006. De los resultados obtuvieron que en invierno las corrientes son barotrópicas, y mayormente influenciadas por los vientos (donde la variación

espacial es importante), formándose dos celdas ciclónicas, una en el centro y otra en la parte este del lago, mientras que en verano las corrientes son baroclínicas (lo cual concuerda con el estudio anterior). Además, obtuvieron que en verano los gradientes de temperatura controlan la circulación en las zonas cercanas a la costa. Observaron que la tendencia en estos años fue el aumento de la temperatura promedio del lago, así como también de la temperatura superficial, la temperatura del aire y la velocidad del viento. El aumento de esta última se debe a la disminución del gradiente de temperatura aire-lago, lo cual reduce la estabilidad atmosférica sobre el lago. Por último, a pesar de estos cambios, la termoclina (en la época de verano) se ha mantenido a la misma altura debido a que si bien los vientos hacen que esta se profundice, el aumento de la temperatura superficial hace que esta se ascienda.

2.3.2 Lago Erie

El lago Erie es el cuarto lago más grande de los cinco *Grandes Lagos* y es el que se ubica más al sur. Tiene un número de Burger igual a 0,068 en el periodo de estratificación, y un periodo inercial de 18 horas. En el estudio realizado por Valipour *et al.* (2015) realizaron mediciones de velocidades y temperaturas en el lago, junto con la obtención de datos meteorológicos para los veranos del 2008 y 2009. Además, realizaron simulaciones en ELCOM con vientos ficticios. El resultado fue que la energía cinética asociada a los modos baroclínicos en la época de estratificación, era alrededor del 75% del total y dentro de ésta, el modo dominante fue el primer modo vertical, el cual estaba presente el 70% del tiempo. En cuanto a la estructura horizontal, observaron ondas Poincaré con periodo $T_p = 16,8$ horas en las dos celdas principales del lago, lo cual corresponde a modos horizontales H1 en cada celda. Este modo corresponde al modo radial más bajo, y se caracteriza por un desplazamiento positivo de las isotermas en un extremo del lago y un desplazamiento negativo en el otro, esta configuración se propaga en forma anticiclónica, y las velocidades están en fase y son máximas en el centro (Ahmed *et al.*, 2013). Las trayectorias en el lago corresponden a círculos inerciales girando en sentido anticiclónico, cuyo radio es mayor en el centro de las celdas, y la amplitud es mayor en la zona del epilimnion que en el hipolimnion. Esta estructura es excitada principalmente por vientos de duración $0,25T_p < T < 0,5T_p$, vientos periódicos con periodo T_p y vientos anticiclónicos con duración T_p . Para vientos de mayor duración, los seiches barotrópicos (que no son afectados por la rotación terrestre) son predominantes.

Por otro lado, Bouffard *et al.* (2012) enfocó su estudio más bien a la mezcla inducida por las ondas Poincaré, donde realizó una instalación de estaciones ubicadas en forma radial cerca de la costa y observó que el fenómeno de upwelling intensifica la generación de este tipo de ondas. Además, sus resultados confirman que las inestabilidades provocadas por ondas internas de alta frecuencia, las cuales son responsables de la alta disipación turbulenta en la zona central del lago, son provocadas por las ondas Poincaré. .

2.3.3 Lago Michigan

El Lago Michigan es el tercer lago más grande de los *Grandes Lagos* y es el único que se encuentra ubicado en su totalidad en los Estados Unidos. Tiene 494 km de largo y 190 km de ancho, con un número de Burger del orden de 10^{-2} la mayor parte del año. Choi *et al.* (2012) realizaron un estudio en la zona sur del lago, midiendo datos de una estación ubicada en el centro de la celda sur, donde el periodo inercial es de 17,9 horas. Observaron que las ondas dominantes corresponden a las ondas Poincaré con periodo cercano al inercial, las cuales concentran más del 80% de la energía en el periodo de estratificación. Sin embargo, la intensidad decae con la profundidad, lo cual puede ser explicado mediante la forma del primer modo vertical. Observaron también que el ciclo estacional de las ondas Poincaré se asemeja bastante a la variabilidad estacional de la estratificación, bastando una diferencia de sólo $1^{\circ}C$ o $2^{\circ}C$ para la generación de estas ondas.

Por otro lado, para caracterizar de mejor forma las estructuras lateral y vertical de las ondas Poincaré descritas anteriormente, Ahmed *et al.* (2013) realizaron mediciones en el lago (veranos 2009 y 2010), junto con simulaciones numéricas en SUNTANS. Los resultados confirmaron la presencia de estas ondas mediante el desplazamiento vertical de las isotermas. Además, para el estudio de la estructura vertical, obtuvieron que cuando las ondas Poincaré están presentes, el modo vertical dominante es el primer modo baroclínico, con velocidades opuestas en el epilimnion e hipolimnion y con la transición en la termoclina con velocidades en forma de espiral, todo rotando en forma horaria con periodo inercial. Por otro lado, a partir de los resultados del modelo obtuvieron que se generan 3 celdas principales y se cree que esto se debe a la superposición de dos modos: uno con una celda en el centro del lago y otro con una al norte y otra al sur. La evolución de la fase tiene sentido anticiclónico para todas las celdas, y observaron que la energía cinética se concentra en el centro de las celdas norte y sur.

Por último, debido a que las variaciones bruscas en la temperatura pueden producir daños letales en la biota, Troy *et al.* (2012) realizaron estudios sobre el desplazamiento de la termoclina en la costa sur del lago y obtuvieron que en la época de estratificación, para las ondas Poincaré con $T \sim T_i$, la elevación de la termoclina se desplaza entre 3 y 4 metros, lo cual se traduce en un desplazamiento horizontal de 1,5 a 2 km, debido a que la pendiente es relativamente suave. Además, gracias a la medición de velocidades, distinguieron un modo barotrópico de rotación en sentido horario correspondiente a una onda topográfica de periodo 100 horas.

2.3.4 Lago Geneva

El lago Geneva se ubica al norte de los Alpes, entre Francia y Suiza, es un lago monomítico que se compone de dos celdas: una grande de mayor profundidad ubicada en el centro, y una más pequeña y angosta ubicada en el lado oeste. Tiene un largo de 70,2 km y un ancho de 13,8 km, con un número de Burger igual a 0,47. Debido a que las oscilaciones de la termoclina vienen acompañadas por oscilaciones de la superficie, las cuales están en

desfase y además son de menor escala (1/1000) (Caloi & Pannocchia, 1961), Lemmin *et al.* (2005) utilizaron mediciones de alta precisión de altura de agua para el análisis de las ondas generadas. Además complementaron lo anterior con un modelo numérico de dos capas para obtener los modos normales en el lago.

A partir del análisis espectral de los datos de altura de agua, identificaron tres modos de alta energía, los cuales fueron identificados posteriormente mediante el análisis modal, concluyendo que dos de ellos corresponden a ondas Kelvin y uno de ellos a una onda Poincaré. Uno de los modos Kelvin (llamado L1) corresponde a una celda que cubre todo el lago, propagándose en sentido ciclónico con un periodo de 33,3 horas en verano y 50 horas en invierno. El segundo modo Kelvin (llamado L3) contiene tres celdas, todas giran en sentido ciclónico, sin embargo las mayores amplitudes ocurren en la parte este. Este modo corresponde a un periodo de 81,5 horas en verano y 130 horas en invierno. Por último, el modo Poincaré tiene dos celdas centrales que giran en sentido anticiclónico y tres celdas ubicadas en los bordes girando en sentido ciclónico. El periodo de esta onda corresponde a 10,7 horas en verano y 13,5 horas en invierno. Sin embargo, coexisten en el lago modos de periodos muy similares y con pequeñas variaciones en las celdas.

Finalmente, se realizaron simulaciones con distintas direcciones y duraciones de vientos y obtuvieron que pulsos cortos o variables en cortos periodos favorecen T1 y hacen débiles los modos Kelvin, mientras que vientos mayores a 18 horas favorecen los modos Kelvin.

2.3.5 Lago Kinneret

El lago Kinneret se ubica en el norte de Israel y tiene un tamaño de 22 km (dirección N-S) por 15 km (E-O), un número de Burger igual a 0,55, y se mezcla completamente en diciembre o comienzos de enero. Antenucci *et al.* (2000) realizaron una campaña de terreno entre los años 1997 y 1998, obteniendo datos de velocidades y temperaturas, además de registros de vientos. Los resultados fueron que las ondas dominantes en el lago son, en primer lugar, una onda Poincaré con primer modo vertical y horizontal (H1V1), con periodo de 12 horas. También distinguieron una onda Kelvin H1V1, de periodo 24 horas, la cual comienza a propagarse alrededor del lago con velocidades paralelas a la costa luego del cese del viento, a diferencia de la onda Poincaré cuya intensidad se mantiene relativamente constante a pesar de las variables condiciones de viento. Además, mediante el análisis de las velocidades, distinguieron también la existencia de ondas Poincaré de modo horizontal 1 y modo vertical 2 y 3. La forma del perfil de velocidades del primer modo vertical V1, corresponde a velocidades en sentidos opuestos sobre y bajo la termoclina, mientras que para el modo V2 corresponde a un perfil de velocidades con un peak a media altura, y por otro lado, el modo V3 tiene dos peaks a media altura con velocidades opuestas.

Gómez-Giraldo *et al.* (2006) realizaron otra campaña de terreno en verano del año 2001, además de una simulación numérica en ELCOM. Obtuvieron que la onda Poincaré identificada en el estudio anterior (H1V1), corresponde más bien a un modo azimutal 2,

dado que contiene una celda anticiclónica en el centro del lago (en el epilimnion), mientras que la zona sur hay una celda ciclónica mas pequeña. Por otro lado, identificaron también la onda Kelvin del estudio anterior, la cual tiene grandes amplitudes de la isoterma en las zonas del metalimnion e hipolimnion, sobre todo en las zonas con mayor pendiente. Además, verificaron que para ambas ondas existe un modo vertical 1. Otra observación fue que cuando el tiempo entre dos ceses consecutivos del viento es cercano al periodo de la onda Kelvin, su amplitud aumenta considerablemente.

2.3.6 Lago Biwa

El lago Biwa es el lago más grande de Japón, ubicado al noreste de Kyoto y se compone de una celda de mayor profundidad ubicada en el norte del lago, y una celda mas pequeña y menos profunda en el sur. Su periodo inercial es de 20,7 horas y tiene un número de Burger igual a 0,32. Shimizu *et al.* (2007) realizaron un estudio que cuenta con estaciones meteorológicas alrededor del lago (con lo cual construyeron un campo de velocidades del viento), una estación que mide velocidades y otra temperaturas. A partir de un análisis modal del lago, identificaron los siguientes modos principales para las ondas internas: V1H1 (primer modo Kelvin vertical y horizontal), V1H2, V1H4 y V1H6. A partir de una simulación en ELCOM con una distribución real de vientos con su respectivas curvaturas, observaron que el flujo en el lago concordaba bien con las mediciones realizadas. Además, pudieron distinguir mediante un análisis espectral, los modos normales obtenidos del análisis modal. Sin embargo, al realizar la simulación con vientos homogéneos, no se reprodujo la estructura horizontal con las corrientes inducidas por los giros en el lago.

En cuanto a la estructura geostrófica obtuvieron que ésta solo se puede producir en el epilimnion, ya que es necesario que la altura del agua sea constante. Además, a partir del campo de velocidades de los vientos mas frecuentes, hicieron una distinción entre la mitad norte y sur del lago, obteniendo que el rotor del viento es positivo para la parte norte y negativo para la parte sur, lo cual se correlaciona bien con el sentido de circulación del modo geostrófico. Obtuvieron también que la mayor parte de la energía es contenida por las ondas internas y los giros geostróficos, sin embargo, su disipación es mas lenta en los giros geostróficos, de modo que éstos contribuyen en mayor grado al transporte horizontal a largo plazo.

2.3.7 Lago Tahoe

El lago Tahoe se ubica al oeste de Estados Unidos, en la frontera entre California y Nevada. Tiene 35 km de largo y 19 km de ancho, con un periodo inercial de 19,07 horas y un número de Burger igual a 0,22. Rueda *et al.* (2003) realizaron un estudio en el lago con el fin de conocer la estructura de las ondas internas durante la época de invierno, donde el lago está levemente estratificado (con densidades asociadas a los 4°C en las zonas mas profundas). Utilizaron un modelo hidrodinámico en 3D, y realizaron mediciones de temperaturas y velocidades. Identificaron 4 modos: 3 de ellos corresponden a ondas Kelvin

subinerciales que se propagan en sentido ciclónico alrededor del lago con modo vertical 1, y de periodos 128, 57 y 37 horas, que corresponden a modos horizontales 1, 2 y 3 respectivamente. El otro, corresponde a una onda Poincaré de modo 1 horizontal y vertical de periodo 17 horas. Además, observaron que la diferencia de fase entre el viento y la onda, es capaz de amplificar o destruir la onda.

2.3.8 Lago Llanquihue

Dado que el lago Llanquihue tiene un número de Burger menor a 0,1, uno de los principales resultados esperados de esta tesis, es saber si este lago se comporta como un lago que tiene modos normales definidos, tales como el lago Biwa, Kinneret y Geneva (de números de Burger 0,32, 0,47 y 0,55 respectivamente), o bien como un lago de muy grandes dimensiones, como los lagos Superior, Erie y Michigan (con números de Burger iguales a 0,001, 0,068 y 0,02 respectivamente), los cuales tienen modos Poincaré cuyo periodo converge al inercial. Por otro lado, se espera caracterizar las ondas Kelvin y las ondas topográficas generadas en el lago.

Capítulo 3

Características del modelo

El modelo Delft3D-FLOW realiza simulaciones en tres dimensiones de flujos provocados por forzantes meteorológicas y puede ser utilizado para predecir flujos en zonas costeras, estuarios, ríos y lagos. El hecho de que el modelo sea en 3 dimensiones es de gran importancia en problemas de transporte en donde el flujo horizontal tiene variaciones significativas en la dirección vertical, lo cual puede ser generado por efecto del viento, la fuerza de Coriolis, la forma de la topografía o diferencias de densidades (Deltares, 2014).

El modelo resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes considerando la aproximación de Boussinesq y asume que la escala vertical es mucho menor a la escala horizontal, lo cual se traduce en que la ecuación vertical de momentum utiliza la aproximación hidrostática. Sin embargo, para los casos en que la escala vertical de velocidades es grande, como por ejemplo casos estratificación inestable, o cambios abruptos de topografía, también es posible activar un solver no hidrostático, el cual requiere que la grilla sea de tipo Z (que se explicará en la siguiente sección). Para este estudio, esto no fue necesario dadas las características de las ondas que se quieren analizar, exceptuando el caso en que los vientos sean muy grandes, donde se pueden producir velocidades apreciables en el sentido vertical. Además, en la simulación se utilizó un filtro para las temperaturas llamado *Filtro Forester*, el cual asegura una estratificación estable.

Delft3D ha sido utilizado para modelar la circulación en algunos lagos, tales como el Lago Ontario (McCombs *et al.*, 2014) y lago Geneva (Razmi *et al.*, 2013). Además, la estratificación térmica fue validada para el lago Zegerplas y el lago Grevelingen (Gerritsen *et al.*, 2008).

3.1 Grilla utilizada

Para la resolución de las EDP mediante diferencias finitas, se requiere una grilla que sea bien estructurada y suficientemente ortogonal. La grilla utilizada corresponde al tipo *Arakawa C*, donde la altura de agua se ubica en el centro de la celda y las velocidades se definen en forma perpendicular a las caras.

En cuanto a la estructura vertical, se utilizó la grilla del tipo *Z-grid*, donde en la vertical la grilla es paralela y por lo tanto se mantienen las coordenadas *Z* en todos los puntos. Es por esto que no en todo el espacio se tiene el mismo número de capas, como se muestra en la

Figura 3.1b. Además, esta grilla funciona bien para los flujos estratificados al darle mayor resolución en la zona de la termoclina y el hecho de que las capas sean aproximadamente paralelas a las isotermas en zonas con gran pendiente ayuda a reducir la mezcla artificial de temperatura. Una desventaja es que al tener la grilla forma de escalera, existen pequeños errores en las fuerzas de corte y advección en el fondo de la grilla. Cabe destacar que el grosor de la capa superior varía a medida que cambia la altura de la superficie libre, dado que ésta comprende entre la superficie libre y la base de la primera superficie horizontal.

La grilla tiene 314 celdas en la dirección Este-Oeste y 308 celdas en la dirección Norte-Sur. Estas son cuadrados de lado 130 m, a excepción de las celdas ubicadas en los bordes (Figura 3.2). Por otro lado, tiene 20 capas en sentido vertical, donde existe una mayor resolución en la parte del epilimnion, tal como se muestra en la Figura 3.1b. Además para la batimetría se utilizó una interpolación mediante la triangulación de Delaunay, la cual se muestra en la Figura 3.1a.

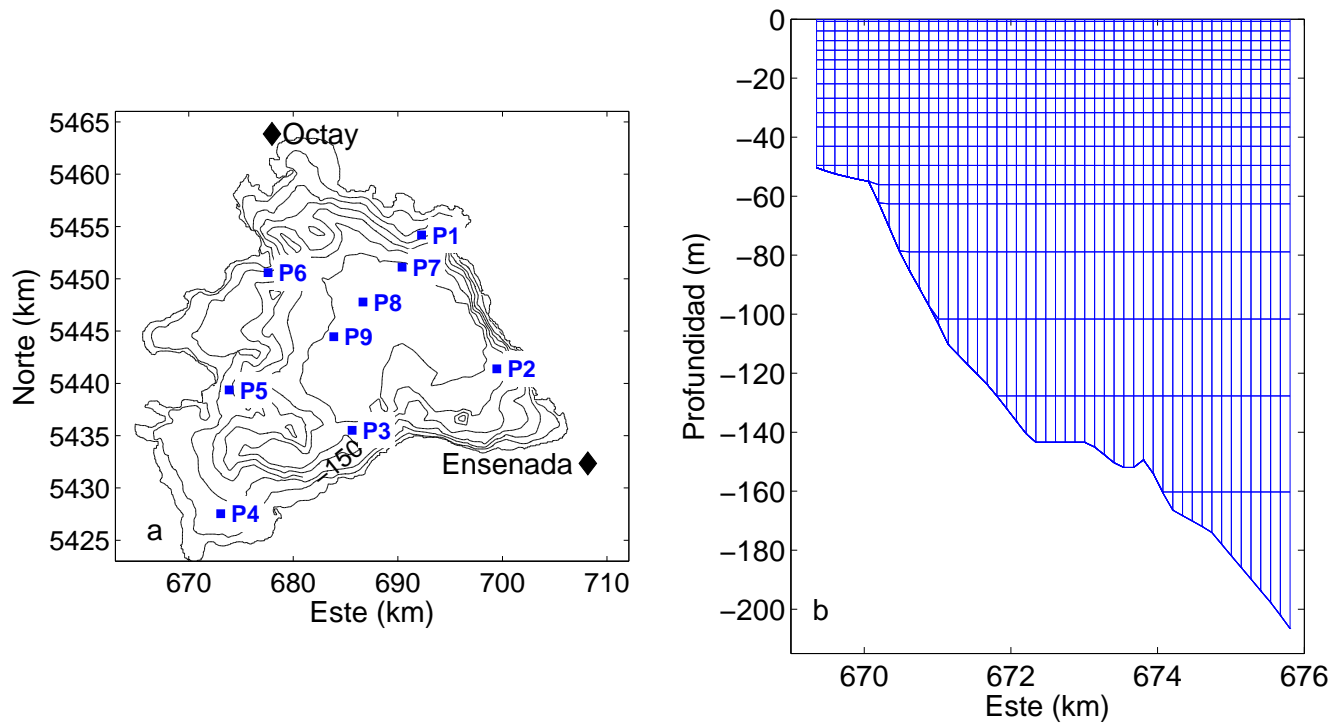


Figura 3.1: a) Batimetría del lago y puntos de control. b) Parte del perfil transversal de la grilla para N=5438664 m.

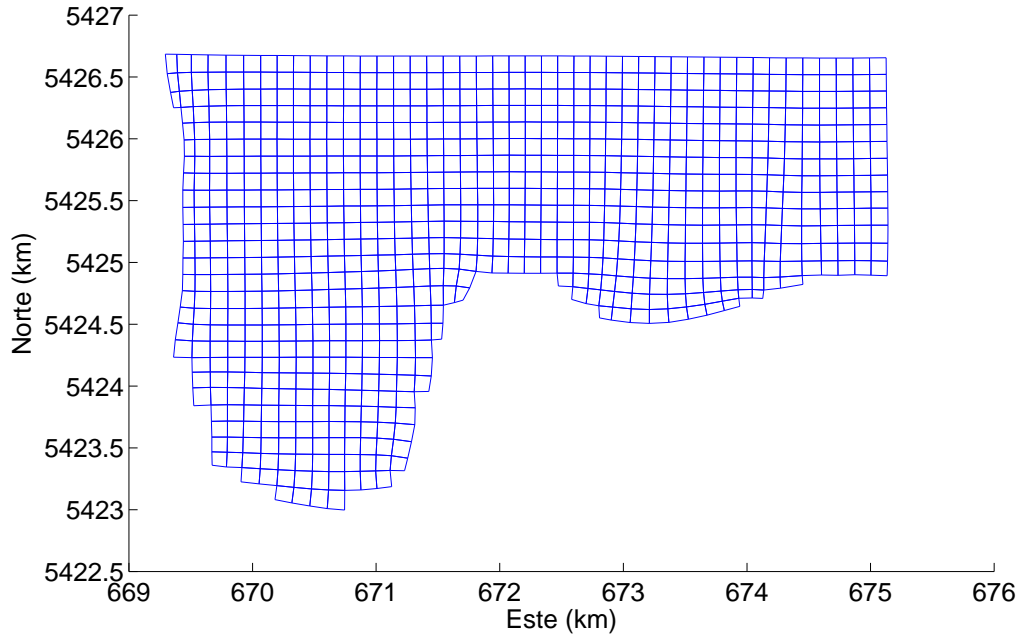


Figura 3.2: Parte de la sección inferior de la grilla.

3.2 Condiciones de Borde

3.2.1 Condición de borde en las orillas del lago

Para la condición de borde en las orillas del lago se utilizó la opción de "bordes cerrados", donde la velocidad normal a los bordes es igual a cero. Además, para simulaciones de grandes escalas la influencia del esfuerzo de corte en las paredes puede ser despreciado, por lo que éste no fue considerado.

3.2.2 Condición de borde en la superficie

Se define la magnitud de la fuerza de corte ocasionada por el viento de la siguiente forma:

$$|\vec{\tau}_s| = \rho_a C_d U_{10}^2 \quad (3.1)$$

Donde:

ρ_a Densidad del aire.

U_{10} Velocidad del viento a 10 metros de la superficie libre.

C_d Coeficiente de arrastre.

El coeficiente de arrastre C_d depende de la velocidad del viento y determina la transferencia de momentum entre el viento y la superficie libre. Se utilizó la formulación

realizada por Large & Pond (1981), indicada en la expresión 3.2.

$$C_d = \begin{cases} 1.2 \times 10^{-3} & u_{10} \leq 11m/s \\ 2.115 \times 10^{-3} & 11 < u_{10} \leq 25m/s \end{cases} \quad (3.2)$$

3.3 Modelo de turbulencia

Se tiene que el coeficiente turbulento de difusión horizontal es mucho mayor al de dirección vertical, y lo mismo ocurre para los coeficientes de viscosidades turbulentas. Para determinar los coeficientes de viscosidad turbulenta y difusión turbulenta en dirección vertical, se utilizó el modelo de segundo orden $k - \epsilon$, el cual resuelve dos ecuaciones de transporte acopladas, una para la energía cinética turbulenta k y otra para la tasa de disipación turbulenta ϵ . A partir de estos dos valores, se obtiene el largo de mezcla L y el coeficiente de viscosidad turbulenta vertical. Luego, a partir de este último, se obtiene el coeficiente de difusión turbulenta mediante el número de Prandtl-Schmidt. Una ventaja de este modelo, es que el efecto de la estratificación (el hecho de que al haber una estratificación estable, se aminoran los efectos de la mezcla turbulenta) está incluido en el largo de mezcla L , dado que los términos boyantes están incorporados en las ecuaciones de transporte de k y ϵ . Los demás modelos se realizan una corrección al largo de mezcla L dependiendo del número de Richardson, el cual cuantifica la estabilidad de la estratificación. Este modelo $k - \epsilon$ fue usado en forma exitosa para flujos estratificados en las aguas de Hong Kong y fue verificado para la evolución estacional de la termoclina (Deltares, 2014). Sin embargo, este modelo no toma en cuenta la mezcla vertical debido a las ondas internas.

Es necesario ingresar un valor mínimo para los coeficientes de viscosidad y difusión turbulenta vertical, esto se debe a que en condiciones fuertemente estratificadas, en casos de oscilaciones pequeñas (debido por ejemplo a vientos), los coeficientes de mezcla obtenidos del modelo $k - \epsilon$ tienden a cero. Por otro lado, los coeficientes de viscosidad y difusión turbulenta horizontal son parámetros a calibrar y dependen del tamaño de la grilla. Estos valores se indican en la Tabla 3.1 y fueron obtenidos de un estudio en el lago Grevelingen (Gerritsen *et al.*, 2008) el cual tiene una grilla con celdas de tamaño similar al modelo del lago Llanquihue.

Tabla 3.1: Parámetros para el modelo de turbulencia.

Parámetro	Unidades	Valor
Valor mínimo de viscosidad turbulenta horizontal	m^2/s	0,5
Valor mínimo de difusión turbulenta horizontal	m^2/s	0,5
Coficiente vertical de viscosidad turbulenta	m^2/s	5×10^{-6}
Coficiente vertical de difusión turbulenta	m^2/s	5×10^{-6}

3.4 Modelo Radiativo

La radiación proveniente del sol llega a la tierra en forma de ondas electromagnéticas con longitudes de onda entre 0,15 y 4 μm . Sin embargo una fracción de esta radiación es absorbida y reflejada por la atmósfera. La parte que es absorbida, posteriormente es emitida nuevamente, pero esta vez las longitudes de onda son mayores (5 a 50 μm) debido a que la temperatura en la atmósfera es menor. Además, los cuerpos de agua irradian calor, actuando como un cuerpo gris, esta radiación depende de la temperatura del cuerpo y la llamaremos “radiación emitida” y al igual que la radiación atmosférica, es de onda larga. Un esquema general de intercambio de energía en la superficie se muestra en la Figura 3.3. La leyenda de la figura se muestra a continuación:

- Q_{sc} Radiación incidente para condiciones de cielo despejado.
- Q_{co} Pérdida de calor por convección (sensible).
- Q_{sr} Radiación solar reflejada.
- Q_s Radiación solar incidente (onda corta).
- Q_{sn} Radiación solar incidente neta (onda corta), $= Q_s - Q_{sr}$.
- Q_a Radiación atmosférica (onda larga).
- Q_{an} Radiación atmosférica incidente neta (onda larga). $= Q_a - Q_{ar}$.
- Q_{ar} Radiación atmosférica reflejada (onda larga).
- Q_{br} Radiación emitida (onda larga).
- Q_{ev} Pérdida de calor por evaporación (latente).

Por lo tanto, se tiene que el balance de calor en la superficie terrestre es de la siguiente manera:

$$Q_{tot} = Q_{sn} + Q_{an} - Q_{br} - Q_{ev} - Q_{co} \quad (3.3)$$

El modelo radiativo utilizado fue el llamado “Ocean Model”, ya que ha sido implementado en forma exitosa en lagos de gran tamaño. Además tiene la ventaja de que el agua absorbe la energía de onda corta en forma exponencial a la distancia a la superficie del lago, a diferencia de otros modelos en donde solo es absorbida en la primera capa.

Para el caso del modelo utilizado, se considera la radiación atmosférica incidente neta y la radiación emitida en un solo término, al cual llamaremos *radiación de onda larga emitida neta* Q_{eb} :

$$Q_{eb} = Q_{br} - Q_{an} \quad (3.4)$$

Por lo que la ecuación 3.3 queda de la siguiente forma:

$$Q_{tot} = Q_{sn} - Q_{ev} - Q_{co} - Q_{eb} \quad (3.5)$$

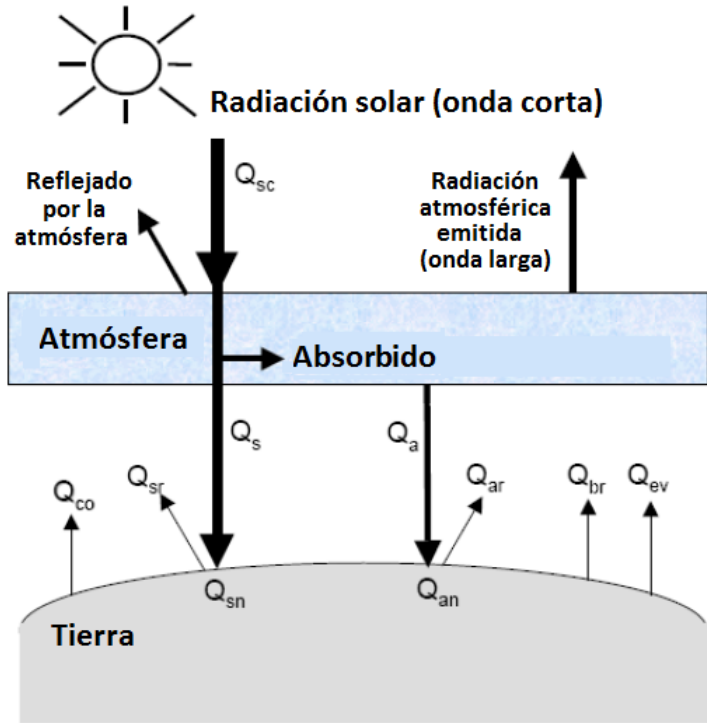


Figura 3.3: Esquema de intercambio de energía en la superficie terrestre. (Fuente: Manual de Delft3D Flow).

Para la radiación neta de onda corta (Q_{sn}), que si bien puede ser calculada por el modelo, se utilizaron los datos de una estación meteorológica ubicada en las cercanías del lago (Estación Octay, Red Agrometeorológica de INIA) cuya ubicación se muestra en la Figura 3.1. El instrumento que utilizan mide radiaciones entre $0,4$ y $1,1\mu\text{m}$, y según el espectro de radiación solar, en esta zona de longitudes de onda se tiene la mayor cantidad de la energía de onda corta. Sin embargo, no toda esa radiación es absorbida por la superficie, sino que una parte (las de longitudes de onda más cortas) es transmitida a aguas más profundas, penetrando a distancias entre 3 y 30 metros, dependiendo de la transparencia del agua. Es por esto que el modelo separa la radiación incidente en dos partes:

1. βQ_{sn} Correspondiente a longitudes de onda más largas, que son absorbidas por la superficie libre.

2. $(1 - \beta)Q_{sn}$ La parte restante, absorbida en zonas más profundas.

La absorción del calor en la columna de agua es modelada como una función exponencial dependiente de la distancia h medida desde la superficie libre:

$$(1 - \beta)Q_{sn} = \int_0^H e^{-\gamma z} dz \Rightarrow Q_{sn}(h) = \frac{\gamma e^{-\gamma h}}{1 - e^{-\gamma H}} (1 - \beta)Q_{sn} \quad (3.6)$$

Donde:

β Parte de la radiación de la onda corta absorbida por la superficie libre. El valor por defecto es 0,06.

γ Coeficiente de extinción (1/m). Está relacionado con la medición de transparencia del disco Secchi de la forma $\gamma = \frac{1,7}{H_{Secchi}}$.

H Profundidad total.

El valor de la altura del disco de Secchi, H_{Secchi} , se consideró igual a 21 metros. Sin embargo, este fue un parámetro a calibrar ya que el valor máximo, según el informe de fiscalización ambiental para normas secundarias del año 2013, fue de 16 metros en el área de vigilancia del sector de Ensenada.

El flujo de calor latente de evaporación Q_{ev} es separado en convección forzada y libre. La convección forzada es proporcional a la diferencia de humedad específica entre el aire saturado y remoto (a 0 y 10 metros respectivamente), al calor latente de vaporización y a la velocidad del viento mediante la llamada *función del viento*, la cual se muestra en la expresión 3.7.

$$f(U_{10}) = c_e * U_{10} \quad (3.7)$$

Donde:

c_e Número de Dalton

U_{10} Velocidad a 10 metros de la superficie libre.

Se utilizó un número de Dalton igual a 0,0015, el cual fue calibrado para el Mar del Norte. Por otro lado la convección libre es producto de fuerzas boyantes debido a la diferencia de densidades (las que pueden ser producidas por temperatura o bien contenido de vapor de agua), creando condiciones inestables en el límite de la capa atmosférica. Es por esto que la convección libre depende de un coeficiente de transferencia, el cual depende de la diferencia de la densidad saturada del aire (a los 0 metros) y la densidad remota del aire (a los 10 metros).

Por otro lado, el flujo convectivo Q_{co} es proporcional al calor específico del aire y a la diferencia entre la temperatura superficial (del agua) y del aire. También es separado en una parte de convección forzada y otra de convección libre. La convección forzada depende del viento mediante una función *velocidad-viento* (expresión 3.8):

$$g(U_{10}) = c_H * U_{10} \quad (3.8)$$

Donde:

c_H Numero de Stanton

Donde se utilizó un número de Stanton igual a 0,00145, calibrado en el Mar del Norte. Mientras que la convección libre depende del mismo coeficiente de transferencia utilizado en el flujo de calor latente de evaporación (Q_{ev}). Es decir, depende de la diferencia de densidad a los 0 y 10 metros.

Por último, la radiación de onda larga emitida neta Q_{eb} depende de la radiación atmosférica neta de onda larga Q_{an} y de radiación emitida Q_{br} . La radiación incidente neta de onda larga depende de la fracción de cielo cubierta con nubes (Fc) y de la presión de vapor (que a su vez depende de la humedad relativa y de a temperatura del aire). Mientras que la radiación emitida depende de la temperatura superficial.

Luego, el cambio de temperatura en la capa superficial está dado por:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{Q_{tot}}{\rho_w c_p \Delta Z_s} \quad (3.9)$$

Donde Q_{tot} (J/m^2s) es el flujo de calor total entre la interfaz aire-agua, c_p (J/kgK) el calor específico, ρ_w (kg/m^3) la densidad del agua y ΔZ el grosor de la primera capa. Sin embargo, cabe recordar que para el calor total Q_{tot} , la radiación neta de onda corta viene dada por la expresión 3.6, la cual depende de la distancia a la superficie libre, por lo tanto, esta ecuación también se aplica a las capas inferiores.

3.5 Aspectos generales

- **Variación de la frecuencia inercial.** La frecuencia inercial se consideró variable en el espacio, ya que es función de la latitud (2.1), variando desde $9,534 \times 10^{-5}$ en el extremo norte hasta 9.604×10^{-5} en el sur del lago.
- **Rango de tiempo simulado.** La simulación se realizó desde el 1 de agosto del 2014 hasta el 31 de marzo del 2016.
- **Paso del tiempo.** Se considero un $\Delta t = 1,5$ min.
- **Condiciones iniciales.** Para la condiciones iniciales se consideró una temperatura homogénea de $10,3^\circ C$ para todo el lago (Campos *et al.*, 1988), dado que en agosto el lago se encuentra en un periodo de mezcla completa.
- **Almacenamiento de datos de salida.** La resolución temporal para los datos almacenados fue de 2 horas, para cada punto de la grilla. El tamaño de este archivo fue de 740 GB.
- **Consideraciones computacionales.** Las simulación se realizó en paralelo en 7 procesadores lógicos y tardó un tiempo de 5 días. El computador tiene 32 GB de memoria RAM y un procesador de 4 núcleos y 3,4 GHz (con 8 procesadores lógicos).

Capítulo 4

Datos de entrada y validación modelo radiativo

En cuanto a las variables ingresadas como inputs al modelo radiativo, éstas corresponden a la humedad relativa, temperatura del aire, cobertura de nubes, radiación solar y vientos. Todas las variables, a excepción de la cobertura de nubes, se obtuvieron las estaciones de la Red Agrometeorológica de INIA, las cuales tienen datos cada una hora. En la zona cercana al lago, se encuentran 3 de estas estaciones, como se muestra en la Figura 4.1. Sin embargo, para la humedad relativa y la temperatura del aire se utilizó el promedio de las estaciones meteorológicas Octay y Ensenada (Figura 3.1), ya que son las estaciones mas cercanas al lago.

Por otro lado, para la radiación y los vientos se utilizó la estación Octay, debido a que es la estación más cercana al lago y ambas variables varían bastante con respecto a la estación Ensenada, como se muestra mas adelante. La radiación y temperatura del aire ingresada al modelo se muestran en la Figura 4.6b-c.

4.1 Fracción cubierta por nubes

Para la fracción cubierta por nubes se utilizaron los datos de una página web (Freemeteo) donde se adoptó la descripción a partir de observaciones humanas para informes de aeropuertos. Para la transformación de descripción del cielo a porcentaje de cielo cubierto, se utilizó el criterio de las Octas (que también es adoptado por los METAR: informes meteorológicos realizado por los aeropuertos), el cual esta descrito en la Tabla 4.1. Por lo tanto, para la transformación de descripción realizada por la página web a porcentaje, se utilizó la conversión de la Tabla 4.2. La resolución temporal es también de una hora. En cuanto a los vientos, serán explicados con mayor detalle en la siguiente sección.

Tabla 4.1: Criterio de octas adoptado por los informes meteorológicos de los aeropuertos.

Octas	Descripción del cielo
1 a 2	Cielo en mayor parte azul
3 a 4	Nubes dispersas
5 a 7	Cielo nuboso
8	Cielo cubierto

Tabla 4.2: Descripción del cielo a porcentaje del cielo cubierto.

Condición del cielo	Octas	Porcentaje de cielo cubierto [%]
Lluvia	8	100
Truenos	8	100
Cubierto	8	100
Parcialmente cubierto	6	75
Pocas nubes	3.5	43.75
Despejado	0	0

4.2 Vientos

En primer lugar, para tener una idea de la distribución de velocidades del viento sobre el lago, se compararon los datos de las tres estaciones: Octay, Ensenada y Quilanto, las cuales se muestran en la Figura 4.1. Además, las rosas de los vientos para cada estación (tomando en cuenta los datos desde el invierno del 2013 hasta el otoño del 2016), se muestran en la Figura 4.2.

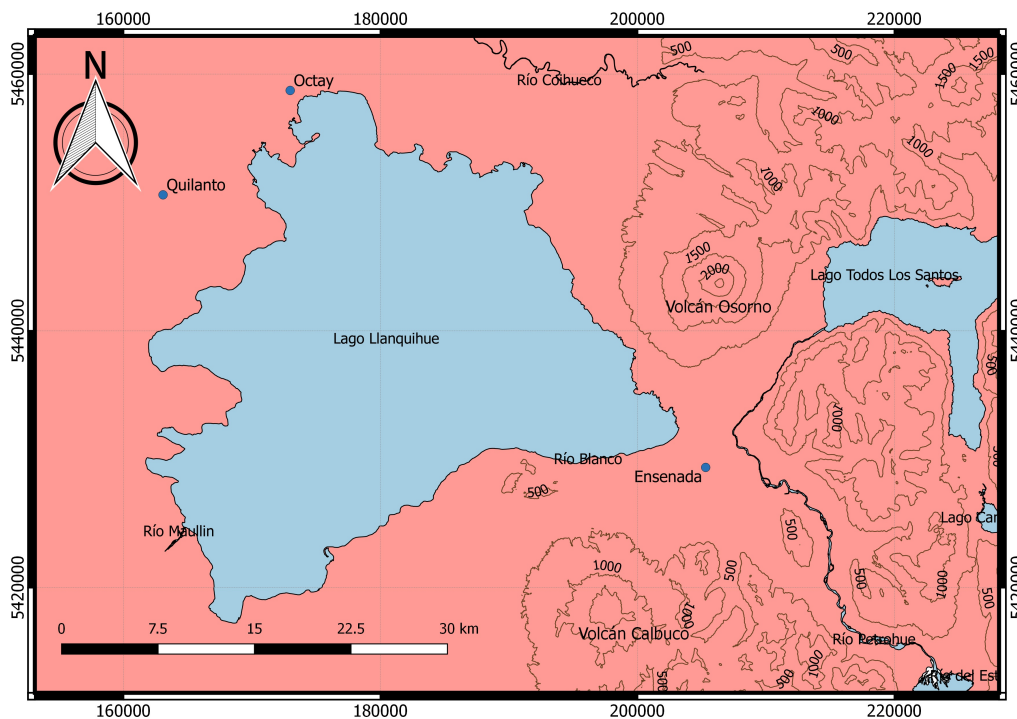


Figura 4.1: Mapa y topografía de los alrededores del lago Llanquihue, con curvas de nivel separadas cada 500 metros. Se muestran también las estaciones meteorológicas del INIA: Octay, Quilanto y Ensenada.

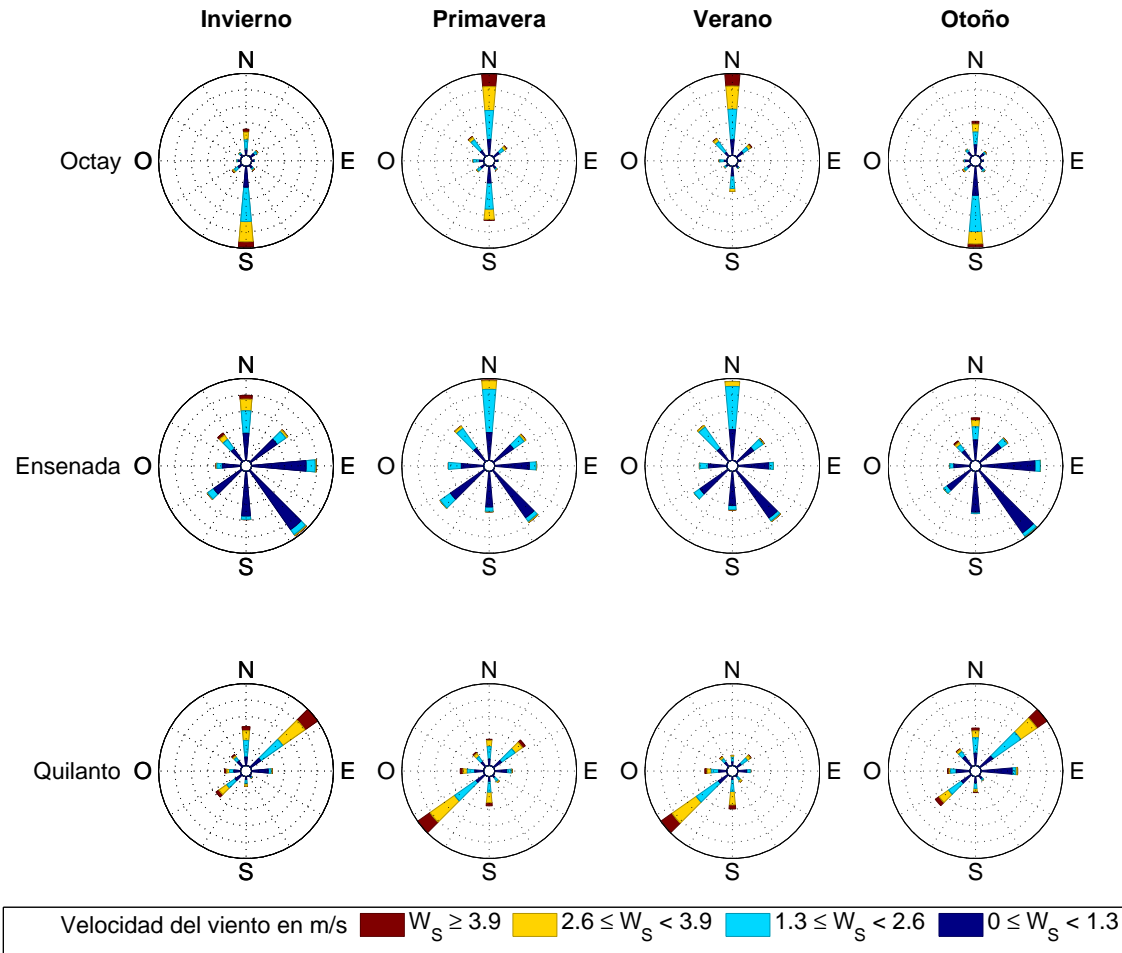


Figura 4.2: Rosas de los vientos para cada estación del año, y para cada estación meteorológica, considerando datos desde invierno del 2013 hasta otoño del 2016.

Se obtuvo, que a pesar de que las estaciones Octay y Quilanto se encuentran a menos de 12 km de distancia, la dirección del viento es totalmente distinta, ya que hay un desfase de 135 grados (en verano, cuando en Octay el viento viene preferentemente del norte, en Quilanto viene del suroeste, y algo similar ocurre en invierno). Por otro lado, la estación de Ensenada tiene un viento predominante proveniente del norte y del sureste, lo cual se explica por la forma de la topografía de la zona, dado que el río Petrohué se extiende en esta dirección, como se observa en la Figura 4.1. Luego de este análisis, se optó por realizar las simulaciones tomando en cuenta sólo los vientos de la estación Octay, debido a que se encuentra a menos de 2 km del lago, y además, los vientos provenientes del sureste en la estación Ensenada tienen velocidades muy bajas.

Los registros obtenidos de la estación meteorológica Octay miden velocidades y dirección del viento cada una hora a una altura de 2 metros. Se observó que durante la época de primavera los vientos tienen dirección tanto norte como sur, como se muestra en la Figura

4.3, mientras que en verano los vientos provienen principalmente del norte. En ambos casos los vientos de mayor intensidad tienen dirección norte. En otoño e invierno, en cambio, la dirección predominante es del sur. Otro aspecto importante a considerar es que los vientos mas intensos ocurren en primavera y verano.

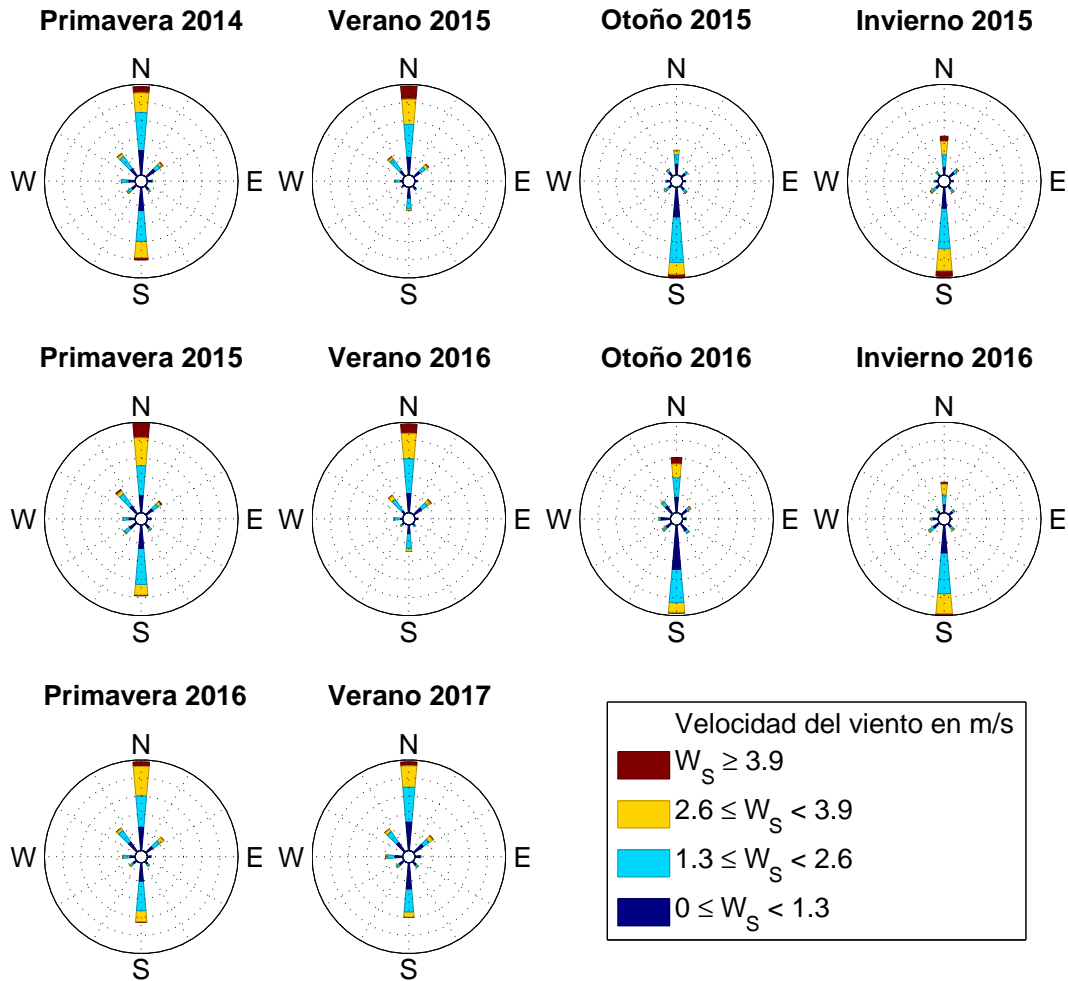


Figura 4.3: Rosas de los vientos para la estación meteorológica Octay, donde el largo de las barras muestra la frecuencia y los colores la velocidad.

En cuanto a la fluctuación diaria, los vientos comienzan a actuar a partir de las 7 a.m aproximadamente, y luego disminuyen a partir de las 11 p.m llegando muchas veces a cesar completamente, como se muestra en la Figura 4.4. Sin embargo, principalmente en verano, existen eventos de viento que se pueden extender durante varios días. Un ejemplo de esto ocurre para el 2, 6 y 14 de enero del 2015.

El modelo requiere introducir los datos de viento para una altura de 10 metros, por lo tanto, para hacer la transformación se asumió una distribución vertical logarítmica (Meruane,

2005):

$$U_{10} = U_{sup} \frac{\ln(10) - \ln(0.000115)}{\ln(z_{sup}) - \ln(0.000115)} \quad (4.1)$$

Dado que la velocidad en el centro del lago es mayor a la de la costa, se hizo una conversión utilizando los datos del explorador eólico, obtenidos del modelo Weather Research Forecasting (Departamento de Geofísica, 2012), el cual muestra datos para el año 2010. Esta conversión consistió en multiplicar los datos de la estación Octay (llevados a 10 metros de altura) por un factor F tal que se cumpla la relación 4.2, obteniendo finalmente $F = 2,645$.

$$\frac{\sum_{i=1}^N (V_{GE,C_i} - V_{GE,O_i})}{N} = \frac{\sum_{j=1}^M (F \cdot V_{O_j} - V_{O_j})}{M} \quad (4.2)$$

Donde:

- $V_{GE,C}$ Velocidad del viento a 10 metros de altura obtenida del explorador eólico en el centro del lago.
- $V_{GE,O}$ Velocidad del viento a 10 metros de altura obtenida del explorador eólico en la ubicación de la estación meteorológica Octay.
- V_O Velocidad del viento a 10 metros de altura en la estación meteorológica Octay.
- F Factor de conversión.
- N Cantidad de datos obtenidos del explorador eólico (datos horarios durante el 2010).
- M Cantidad de datos en el tiempo de simulación (datos horarios desde el 1 de Agosto del 2014 al 31 de Marzo del 2016).

Sin embargo, para mantener el efecto de la fluctuación diaria descrito anteriormente, la multiplicación por el factor F fue aplicada solo para los eventos de viento mayores a 1,1 m/s, mientras que para el caso contrario se mantuvo el valor de la estación. En la Figura 4.4 se muestra en azul los valores obtenidos directamente de la estación Octay (llevados a una altura de 10 metros mediante la expresión 4.1) y en rojo el resultado final, introducido al modelo. En la Figura 4.6d se muestran los vientos finales para toda la simulación.

Por último, se realizó un análisis de espectro de frecuencias para ver si existe algún otro patrón (además de la fluctuación diaria), que pudiera generar resonancia en el lago. Este resultado se muestra en la Figura 4.5, y se se obtuvo que, como es de esperar, el peak mas pronunciado es de 24 horas, y luego, en menor medida, de 12 y 36 horas.

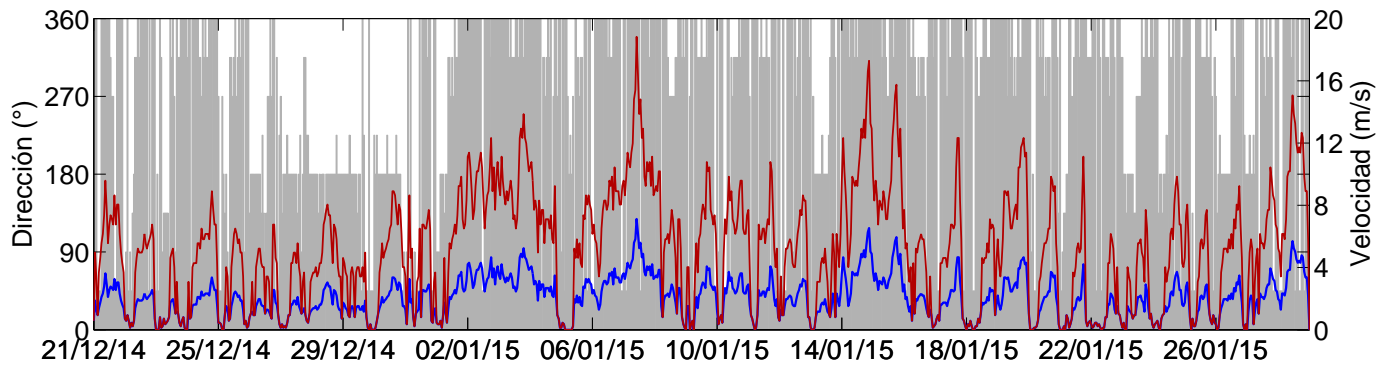


Figura 4.4: Variación diaria del viento en la estación Octay. Línea azul: datos de la estación, línea roja: conversión para el centro del lago. Ambas para vientos a 10 metros del suelo.

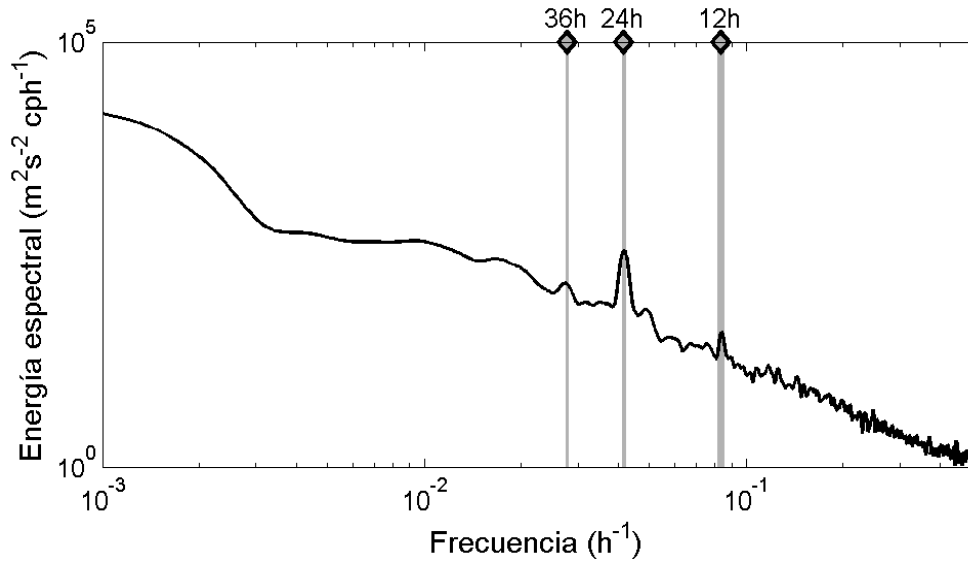


Figura 4.5: Espectro de frecuencias de la velocidad del viento (serie de tiempo ingresada al modelo).

4.3 Validación modelo radiativo

Luego de realizar la simulación que comprende el periodo de tiempo desde agosto del 2104 a marzo del 2016, se obtuvo que la variación estacional de la temperatura, para un punto ubicado en el centro del lago (P9 de la Figura 3.1a), es igual al perfil de temperaturas de la Figura 4.6a. Se observa que la estratificación térmica comienza en octubre y se vuelve más notoria en febrero, donde se alcanzan las temperaturas más altas en la superficie del lago y la termoclina se encuentra en su punto más alto (alrededor de los 35 y 40 metros de profundidad). La temperatura en el fondo del lago se mantiene constante a una temperatura

de $10,5^{\circ}\text{C}$.

A partir de febrero, la profundidad de la termoclina comienza a aumentar lentamente hasta agosto, donde se alcanzan las condiciones de mezcla completa. En verano del año 2014 la temperatura máxima fue de $17,4^{\circ}\text{C}$ y para ese entonces la termoclina se encontraba a los 38 metros, a diferencia de año 2015 donde la temperatura máxima fue de $17,9^{\circ}\text{C}$ y la posición de la termoclina se ubicaba a los 34 metros de profundidad. Además, se observó que en el año 2015 la estratificación comenzó un poco mas tarde que en el año anterior.

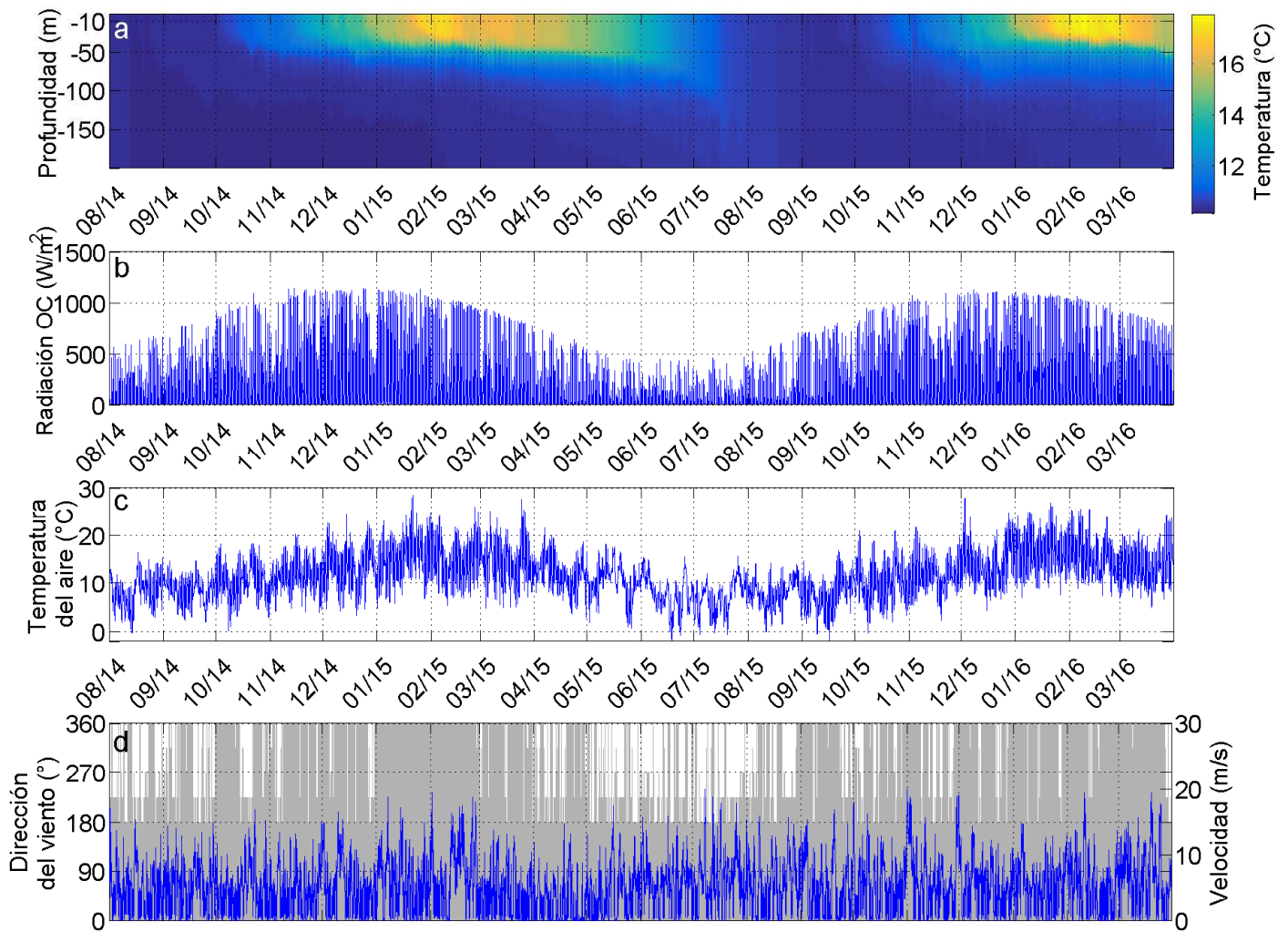


Figura 4.6: (a) Perfil de temperaturas en función del tiempo para el punto P9 de la Figura 3.1. (b) Radiación de onda corta para la estación Octay. (c) Temperatura del aire (promedio entre estación Octay y Ensenada). (d) Dirección y velocidad del viento ingresada al modelo.

Las únicas mediciones de temperatura en el lago fueron realizadas por Campos *et al.* (1988) y corresponden a perfiles mensuales, los cuales se muestran en la Figura 4.7. En

esta figura también se muestra el perfil correspondiente al promedio mensual obtenido de la simulación, ambos perfiles del mismo punto del lago. Se observa que ambos perfiles son bastante similares y que la simulación modela de forma correcta la posición de la termoclina, a excepción del mes de enero, donde la temperatura modelada en la zona del epilimnion es un grado menor a las mediciones de Campos *et al.* (1988). Sin embargo, los resultados del modelo muestran que la temperatura de la capa superficial para enero varía en 2°C (entre 15° y 17° para enero del 2015 y entre 15,5° y 17,5° para enero del 2016), por lo tanto si se hubiese conocido la fecha exacta (y condiciones meteorológicas) de la toma de datos, la comparación de los perfiles pudo haber mejorado. Sin embargo, a grandes rasgos se tiene una buena caracterización del modelo radiativo.

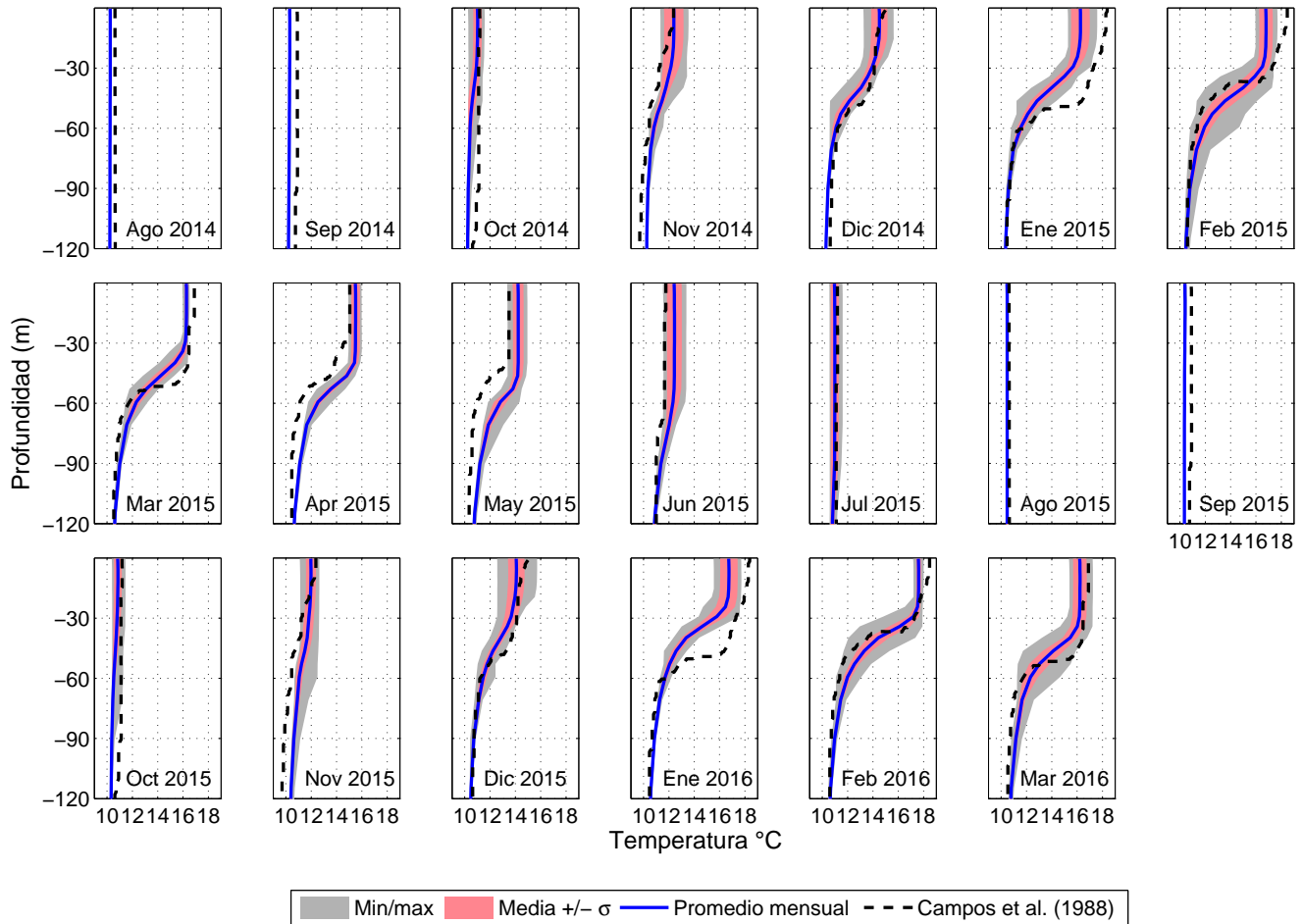


Figura 4.7: Comparación de perfiles de temperatura obtenidos por Campos *et al.* (1988) y media mensual del modelo.

Capítulo 5

Resultados

5.1 Ondas Poincaré

Según la sección 2.1.1, en el hemisferio sur las ondas Poincaré tienen comportamiento anticiclónico, es por esto que, en primer lugar, se utilizó la herramienta de análisis de datos llamada espectro de potencia rotacional. El objetivo fue observar la distribución espacial del espectro rotacional en sentido antihorario, para los periodos asociados a las frecuencias dominantes.

Para esto, se analizaron seis periodos con duración de 21 días en distintas épocas del año. Sin embargo, se tuvo especial cuidado de que la elevación de la termoclina durante estos periodos permaneciera relativamente constante, dado que al cambiar la profundidad de ésta, varía también el número de Burger, por lo que podría cambiar también la estructura modal. La posición de la termoclina fue determinada mediante el máximo de la frecuencia de Brunt-Väisälä (o frecuencia Boyante), definida por la expresión 5.1:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz} \quad (5.1)$$

Los periodos de estudio se muestran en la Tabla 5.1 y en el área sombreada de la Figura 5.1, junto con la posición de la termoclina.

Tabla 5.1: Periodos de análisis para espectro de potencia rotacional.

Periodo	Fecha inicio	Fecha fin
1	19-Sep-2014	10-Oct-2014
2	24-Oct-2014	14-Nov-2014
3	2-Ene-2015	23-Ene-2015
4	13-Feb-2015	6-Mar-2015
5	17-Jul-2015	17-Ago-2015
6	25-Sep-2015	16-Oct-2015
7	13-Nov-2015	4-Dic-2015
8	22-Ene-2016	12-Feb-2016
9	4-Mar-2016	25-Mar-2016

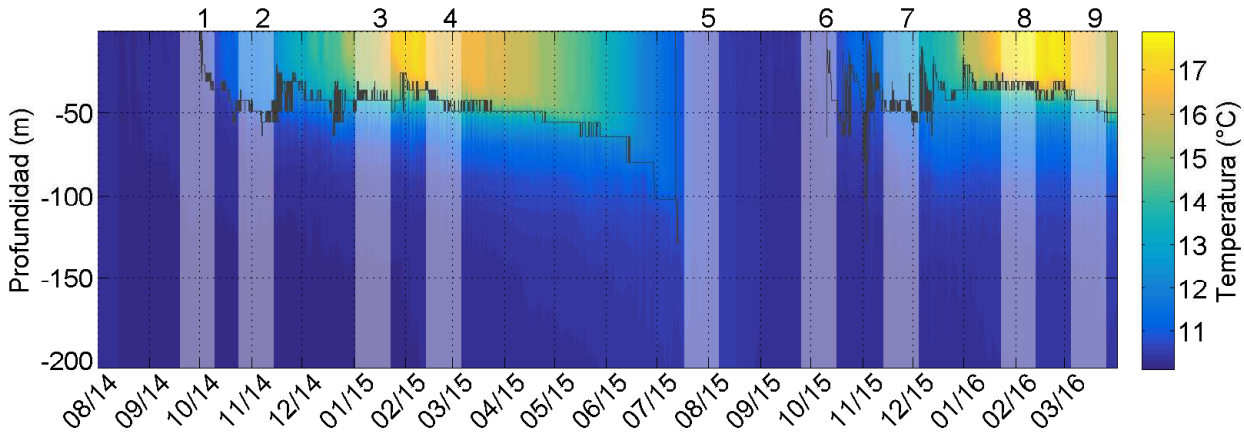


Figura 5.1: Perfil de temperaturas para un punto ubicado en el centro del lago (P9) y periodos de análisis para el espectro de potencia rotacional (zonas sombreadas), junto con la elevación de la termoclina (línea negra).

El procedimiento para obtener los periodos dominantes fue aislar la serie de tiempo de velocidades en las direcciones E-O y N-S (u y v), para un periodo de tiempo dado (Figura 5.1). Luego, se realizó el procedimiento descrito en la sección 2.2.1 para obtener el espectro rotacional horario $S(f_k^-)$ y antihorario $S(f_k^+)$, el cual es función de la frecuencia f . Una vez obtenido el espectro se almacenaron las frecuencias asociadas a los 7 peaks más pronunciados del espectro. Lo anterior se realizó para cada celda (a una profundidad determinada). Luego se juntaron todas las frecuencias dominantes y se eliminaron los datos repetidos. De esta forma se obtuvieron alrededor de 80 frecuencias dominantes para un periodo de tiempo, y a una profundidad determinada.

Una vez obtenidas las frecuencias dominantes, se volvió a realizar el procedimiento de la sección 2.2.1 para obtener el espectro de potencia, y para cada frecuencia dominante, se asoció la potencia espectral antihoraria y horaria correspondiente S^+ y S^- . De esta forma, para cada frecuencia dominante y para una profundidad dada, se tiene una distribución espacial de S^+ y S^- .

Se observó que para el caso anticiclónico, en las frecuencias cercanas a la frecuencia inercial, la energía es significativamente mayor al resto de las frecuencias, concentrándose en el centro del lago, por lo que se deduce que corresponden a ondas Poincaré. En la Figura 5.2 se muestra el espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos cercanos al periodo inercial (igual a 18,3 h), en distintas profundidades y en distintos periodos de análisis. Se observó también que para la época en que comienza a formarse la estratificación (septiembre y octubre), la energía es mayor en la parte superior del lago, y disminuye con la profundidad. En cambio, en los meses de máxima estratificación (enero y febrero), la energía se concentra principalmente en la zona del metalimnion (alrededor de los 40 y 50 m). Para el periodo en que existe mezcla completa (julio y agosto) este tipo de ondas es

muy similar para todas las profundidades, sin embargo de una intensidad bastante menor. Lo anterior se observó solamente para el espectro anticiclónico, ya que para el ciclónico, la densidad espectral es muy baja para todas las frecuencias mayores y cercanas a la inercial. La distribución espacial del espectro anticiclónico para todos los periodos dominantes en estudio, se muestran en el Anexo A.

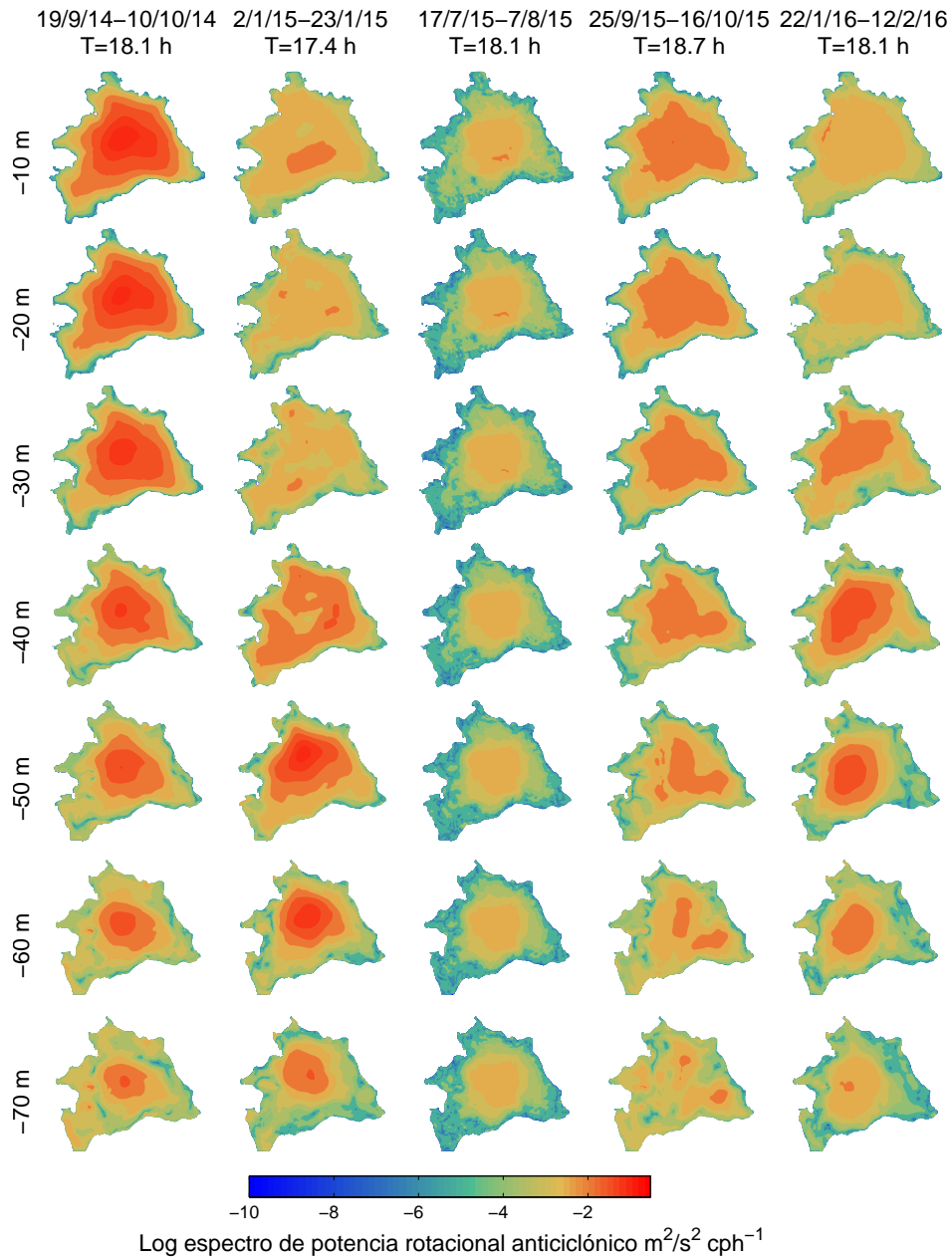


Figura 5.2: Espectro de potencia rotacional anticiclónico para algunos periodos de tiempo y para distintas profundidades.

Para observar de mejor manera la variación estacional de las ondas Poincaré, se aplicó a la serie de velocidades un filtro pasa banda de tipo Butterworth de orden 4. Los límites de la ventana del filtro corresponden a las frecuencias asociadas a los periodos $16h < T < 19h$, es decir, los periodos cercanos al inercial.

En la Figura 5.3(c-i) se muestra para distintas profundidades, la serie de tiempo de la velocidad en dirección este-oeste, u , luego de aplicar el filtro pasa banda para el punto P9, ubicado en el centro del lago (se utilizó este punto dado que es en el centro del lago donde dominan las ondas Poincaré). Cabe destacar que este filtro mantiene la fase de la señal original, y que algunos valores ubicados en los extremos de la serie deben ser ignorados, dado que existe una distorsión propia debido a que se trata de un filtro recursivo.

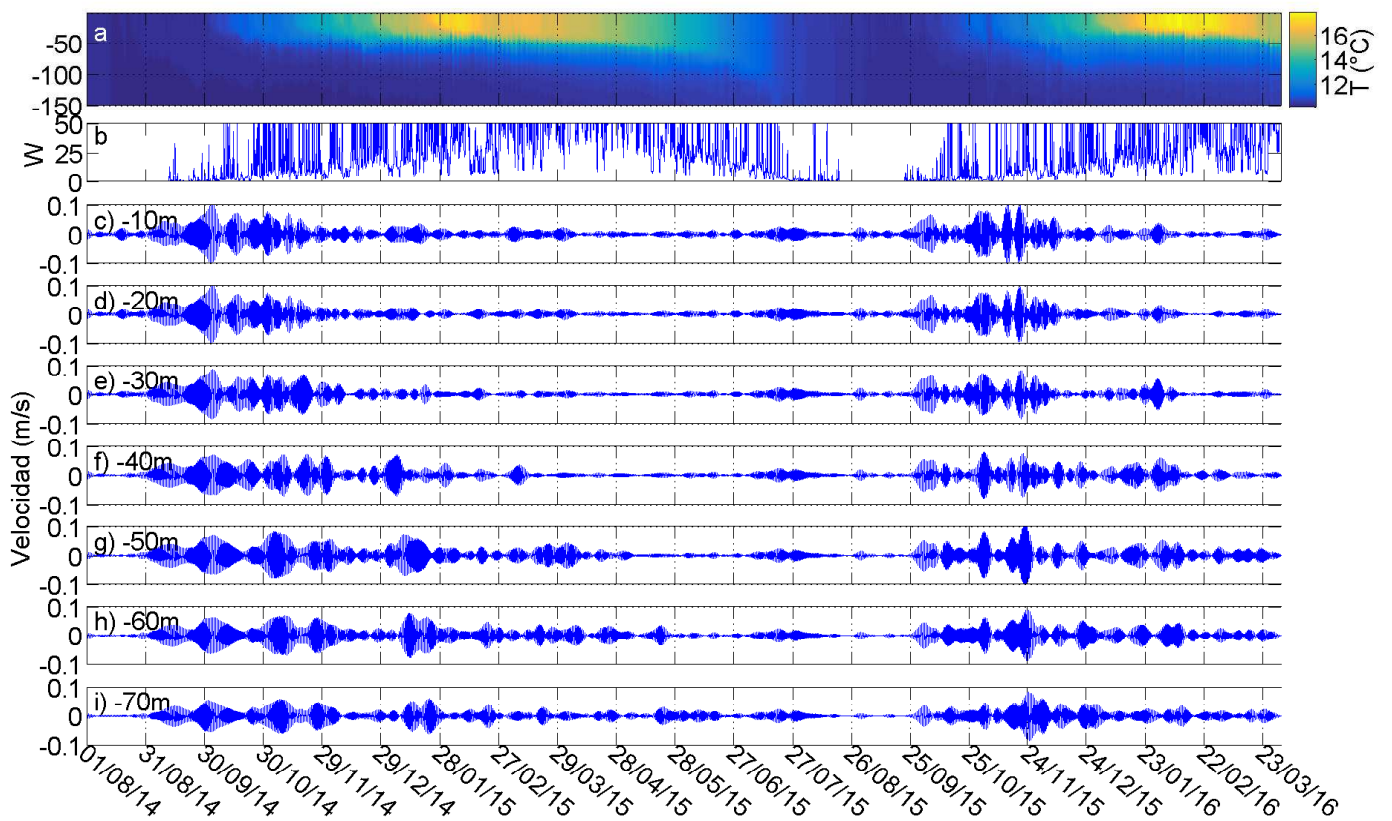


Figura 5.3: (a) Perfil de temperaturas en el tiempo para el punto P9. (b) Número de Wedderburn. (c-i) Series de tiempo para la velocidad en dirección este-oeste a distintas profundidades luego de aplicar un filtro pasa banda para frecuencias cercanas a la inercial.

En la parte (a) de la Figura 5.3 se muestra el perfil de temperaturas en el mismo punto con el fin de comparar la variación estacional de las ondas Poincaré con el grado de estratificación. Además, en la parte (b) se muestra el número de Wedderburn, el cual es un adimensional

que cuantifica la inclinación de la termoclina producto del esfuerzo de corte producido por el viento (u_*), y por tanto también la acumulación energía potencial. Este número se define de la siguiente manera (Imberger, 1998):

$$W = \frac{g'h_1^2}{u_*^2 L} \quad (5.2)$$

donde $g' = g(\rho_2 - \rho_1)\rho_1^{-1}$ es la gravedad reducida, y ρ_1 y ρ_2 las densidades de la capa superior e inferior respectivamente, h_1 es el alto de la capa superficial y L el largo del lago. Este último valor se consideró igual a 34 km, que es igual al promedio de la longitud máxima en las 4 direcciones posibles del viento. Además, h_1 se calculó como el promedio espacial de la altura de la termoclina.

De la figura, se puede reafirmar el resultado mencionado anteriormente, dado que se observa que al comienzo de la estratificación la amplitud de las velocidades para el periodo cercano al inercial es grande, y decrece levemente con la profundidad. Por otro lado, para el periodo de máxima estratificación (enero y febrero), el número de Wedderburn aumenta (salvo para ciertos eventos de viento de gran magnitud) y la amplitud de las oscilaciones es menor, predominando en la zona del metalimnion e hipolimnion. Para los meses de mayo, junio y julio las amplitudes de estas ondas son considerablemente menores.

En la Figura 5.4a se muestran los vectores progresivos a 10 m de profundidad para un periodo de tiempo igual a dos periodos inerciales a partir del 2 de octubre, donde según la Figura 5.3, existe una gran energía anticiclónica para las frecuencias cercanas a la inercial. Estos vectores fueron graficados luego de aplicar el filtro pasa banda descrito anteriormente. Se observó que las trayectorias (incluso sin el filtro pasa banda) son circulares, lo cual concuerda con la teoría ya que las ondas Poincaré forman trayectorias elípticas donde la razón de sus ejes es igual a ω/f , donde ω es la frecuencia de la onda ($\omega = 2\pi/T$, con T el periodo de la onda) y f la frecuencia inercial (Antenucci, 2009). Por lo tanto, dado que el periodo de estas ondas es muy cercano al inercial, $\omega/f \sim 1$, se tienen órbitas circulares.

En la parte c) de la misma figura, se muestran las velocidades en ambas direcciones sin el filtro pasa banda para un punto ubicado en el centro del lago (P9). La trayectoria de este punto se muestra en la Figura 5.4b (también sin filtrar) donde cada vector corresponde al desplazamiento de la partícula luego de un paso de tiempo Δt , equivalente a 2 h.

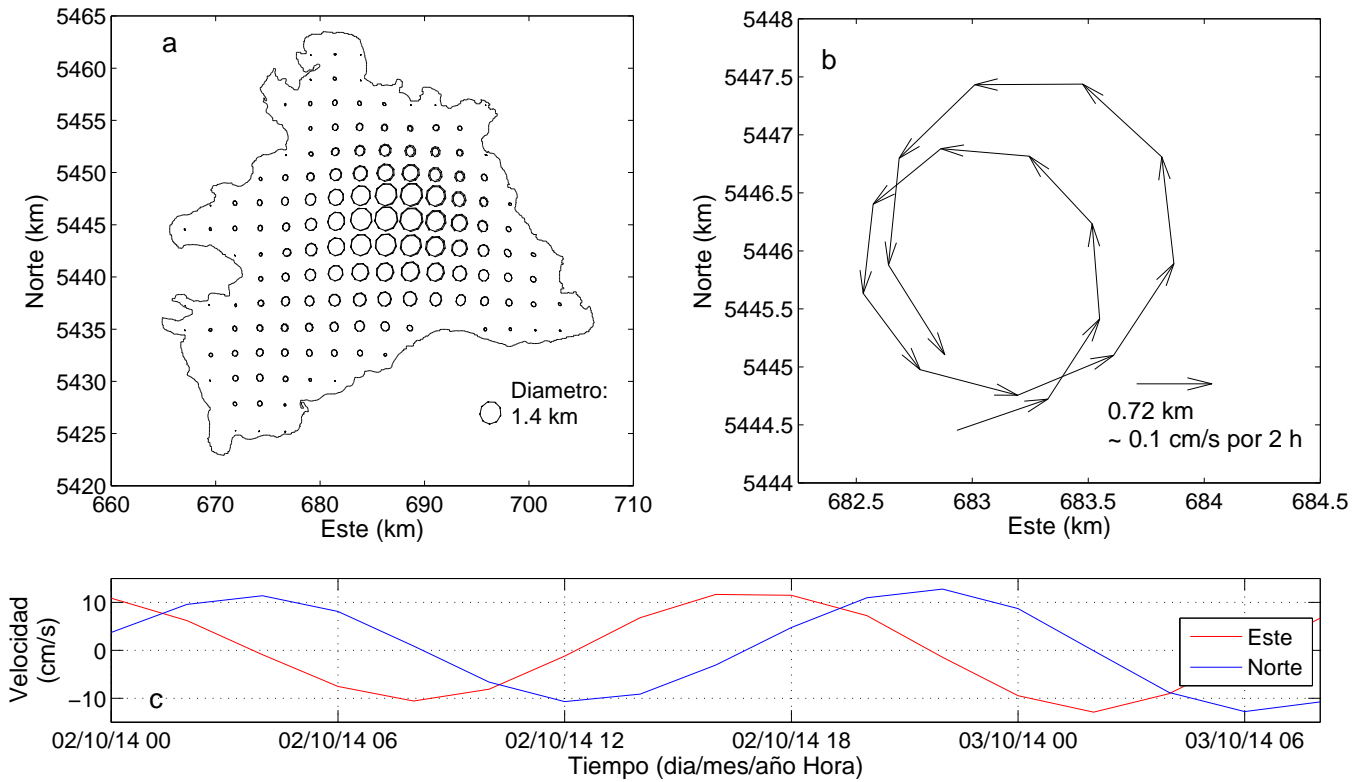


Figura 5.4: (a) Vectores progresivos a 10 m de profundidad luego de aplicar un filtro pasa banda con frecuencias cercanas a la inercial ($16h < T < 19h$), para el tiempo mostrado en c). (b) Trayectoria de una partícula ubicada en el punto P9 para dos periodos inerciales, sin filtrar. (c) Serie de tiempo de las velocidades en ambas direcciones para el punto P9 y mismo periodo de tiempo que en a) y b).

Para saber si en el periodo de modelación hubieron otras frecuencias dominantes que pueden corresponder a ondas Poincaré, se utilizó la descomposición del espectro wavelet en componentes ciclónicas y anticlónicas, para lo cual se aplicó la metodología de la sección 2.2.2. Para esto, se consideraron las series de tiempo de velocidades en los puntos P1, P7, P8 y P9, los cuales se encuentran ubicados en forma radial, con P1 cerca del borde y P9 en el centro, como se muestra en la Figura 3.1. En las Figuras 5.5 y 5.6 se muestra el espectro anticiclónico para una profundidad de 10 y 60 m respectivamente para todo el tiempo de simulación, en el eje y el periodo se encuentra adimensionalizado por el periodo inercial T_i , de modo que si $T/T_i < 1$, la frecuencia es superinercial y las ondas pueden corresponder a ondas Poincaré. Dado que los datos del modelo fueron guardados cada 2 horas, la frecuencia mínima observable es de $1/4$ (cph).

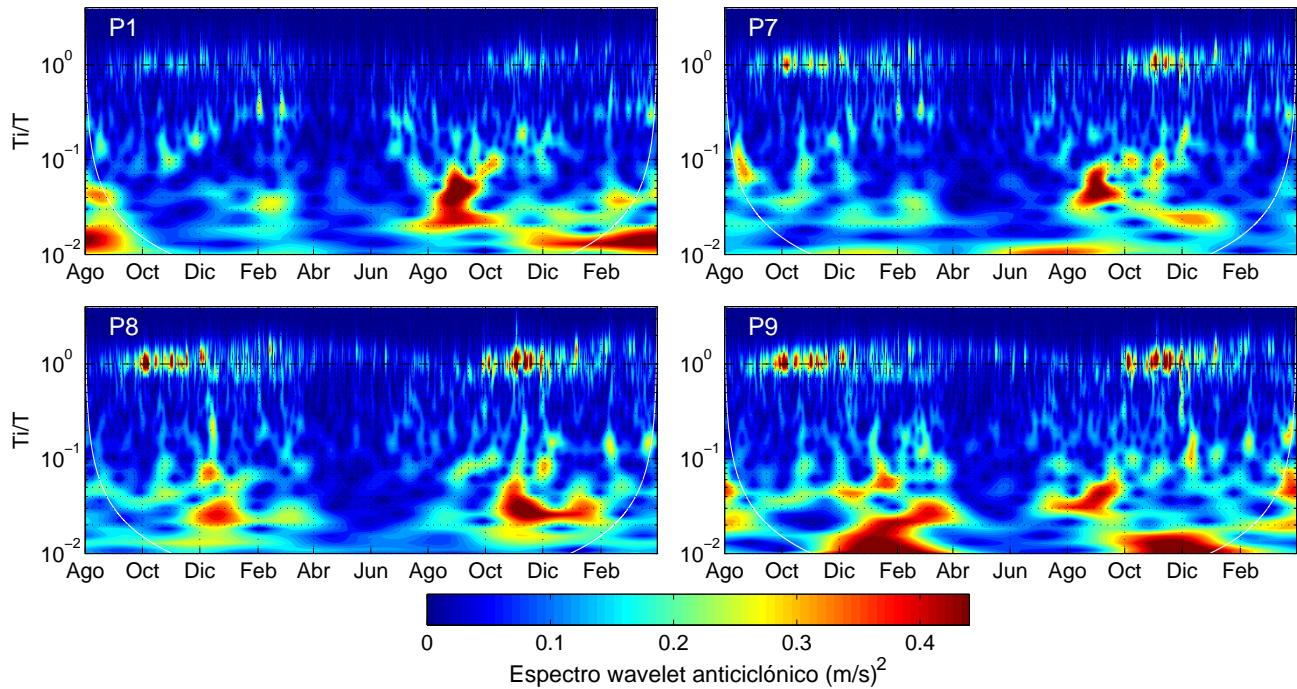


Figura 5.5: Componente anticiclónica del espectro wavelet para el periodo de simulación (agosto del 2014 a marzo del 2016) a una profundidad de 10 m en los puntos P1, P7, P8 y P9 ubicados en forma radial.

Tanto para los 10 m como para los 60 m de profundidad, se observa que para el periodo cercano al inercial ($T/T_i \sim 1$) existe una gran energía anticiclónica, la cual se muestra con la línea negra punteada, y va aumentando desde el punto P1 hasta el P9. Además, una diferencia entre ambas profundidades es que para los 10 m la energía se concentra en octubre y noviembre, mientras que para los 60 m la energía predomina en enero (para el primer verano) y diciembre (para el segundo verano), reafirmando lo concluido anteriormente. Se observó también que no existen ondas superinerciales de mayor importancia energética en comparación a las ondas Poincaré descritas, con $T \sim T_i$.

Para observar de mejor forma la variación de las ondas Poincaré en el sentido vertical, en la Figura 5.7 se muestra la variación del espectro wavelet anticiclónico para la frecuencia inercial en función de la profundidad, en el punto P9 (centro del lago). Además, en la Figura 5.8, se muestra la evolución de la diferencia de la fase con respecto a la superficie, en distintos periodos de tiempo, los cuales se muestran sombreados en la Figura 5.7, con el objetivo de identificar los modos verticales.

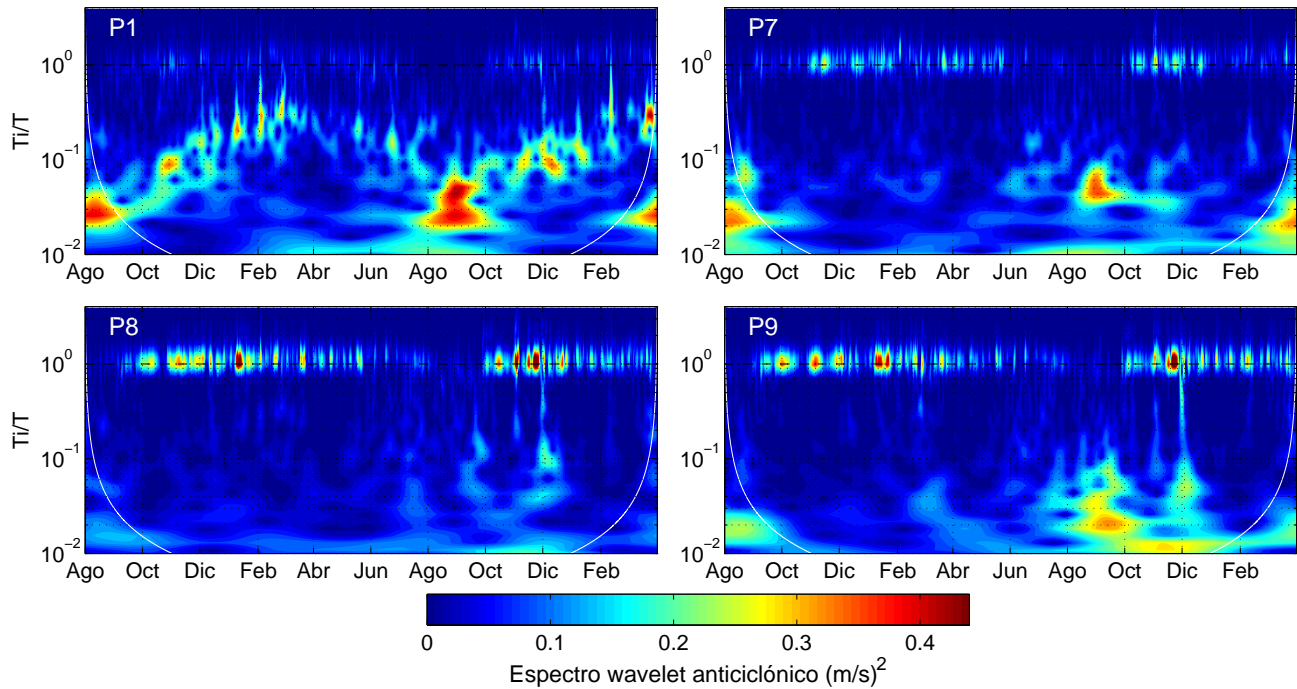


Figura 5.6: Componente anticiclónica del espectro wavelet para el periodo de simulación (agosto del 2014 a marzo del 2016) a una profundidad de 60 m en puntos P1, P7, P8 y P9 ubicados en forma radial.

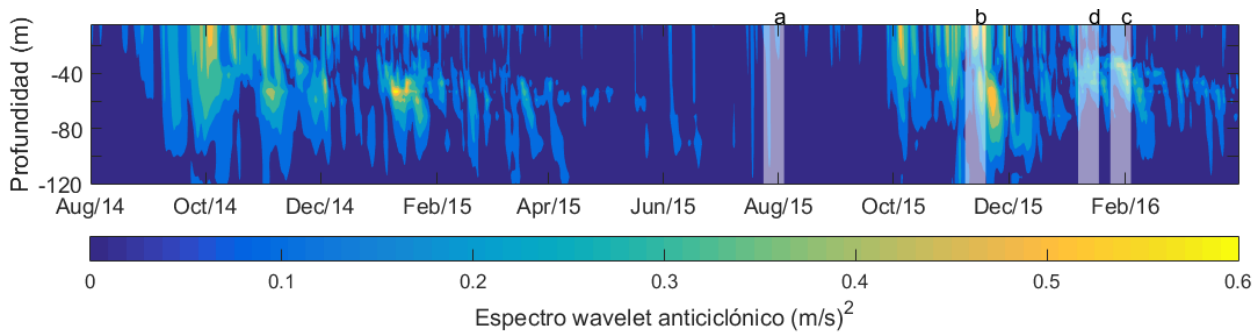


Figura 5.7: Variación temporal del espectro wavelet anticiclónico para la frecuencia inercial a distintas profundidades en el punto P9.

Como resultado, se obtuvo que el modo vertical es variable en el año, sin embargo, se identificó que los modos más altos (V3 y V4, correspondiente a la parte d) y e) de Figura 5.8, respectivamente) son observados solamente en la época de máxima estratificación, mientras que el primer modo vertical (5.8b) puede estar presente en cualquier época, exceptuando los meses en donde existe mezcla completa en el lago, donde la fase es homogénea en la vertical (V0), como se observa en la 5.8a. Además, también coincide el hecho de que cuando la onda Poincaré domina en las zonas más profundas (cercasas al metalimnion), los modos

verticales que dominan corresponden a los modos más altos, mientras que cuando la onda es más intensa en la parte superior, domina el primer modo vertical (o bien, la fase es homogénea en la vertical).

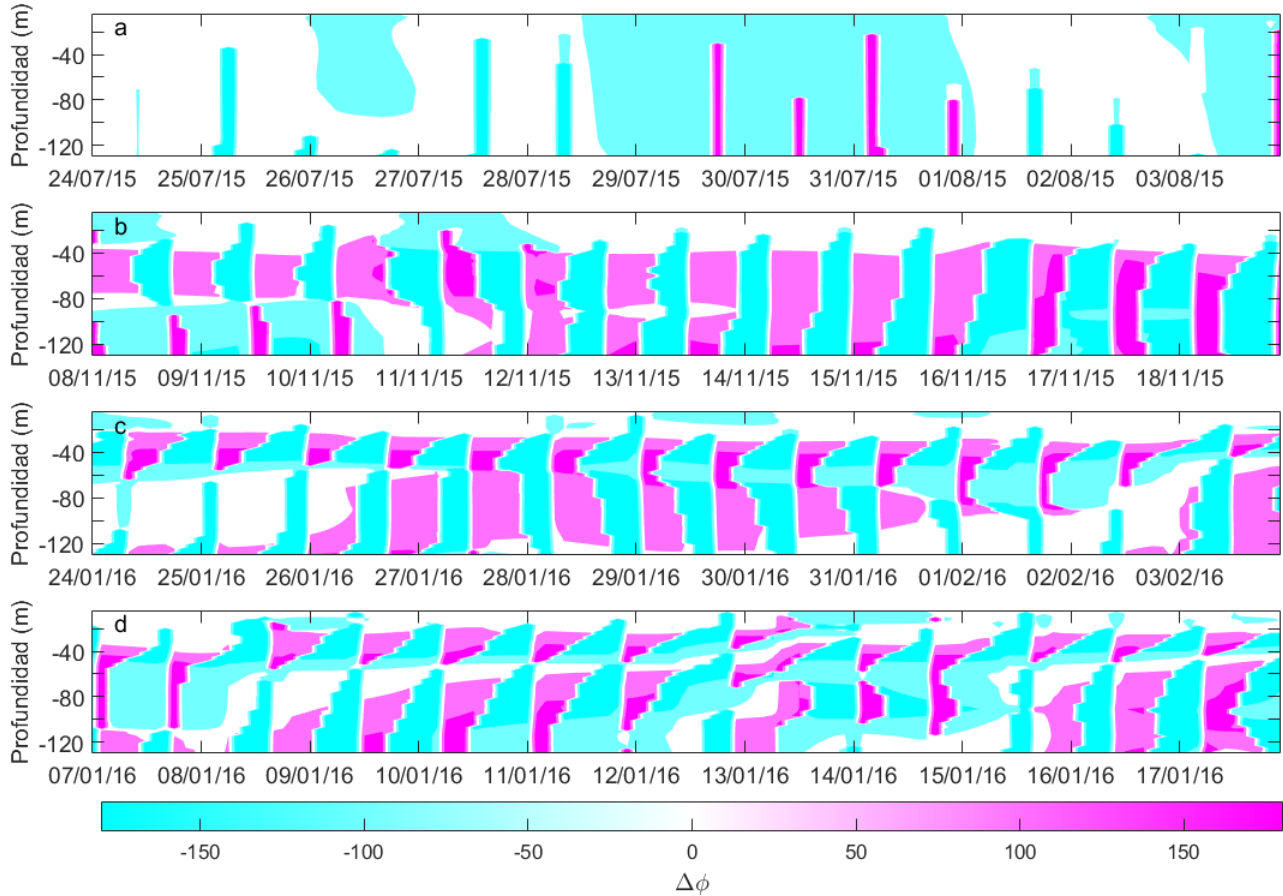


Figura 5.8: Fases del espectro wavelet anticiclónico en distintos periodos (sombreados en la imagen anterior), representando los modos V0 (a), V1(b), V2(c) y V3(d), para el punto P9.

Como se observa en la Figura 5.8b (a partir del 13 de noviembre), el modo V1 se caracteriza por un cambio de fase en 180° entre la zona del epilimnion y la del hipolimnion. Además, la magnitud de la velocidad en la parte superior es significativamente mayor a la inferior, lo cual se puede confirmar en el Anexo B, donde se muestra el perfil de velocidades. Estas características han sido observadas en varios lagos, tales como el lago Superior (Austin, 2013), Erie (Valipour *et al.*, 2015) y Beznar (Vidal *et al.*, 2007). Por otro lado, el modo V2 se caracteriza por un doble cambio de fase en el perfil vertical, tal como se observa entre el 24 y 26 de enero del 2016 (5.8c). Posterior a esta fecha, predomina el primer modo vertical V1, para luego volver a V2 (entre 1 y 3 de febrero). Sin embargo, este modo se presentó muy pocas veces en la simulación. Por último, en la parte *d* de la figura,

se observa el modo V3 para el periodo del 9 al 12 de enero, donde hay un triple cambio de fase en la vertical, de 180° . Este modo sólo es posible observarlo en los meses de verano, donde se alcanza la estratificación más intensa.

Por último, cabe destacar que para los modos V2 y V3, las velocidades más intensas ocurren cerca de la termoclina (Anexo B), y para el caso V0, las velocidades son significativamente menores que en los otros modos, pero manteniendo de todas formas las oscilaciones inerciales (las cuales están presente durante gran parte del año en el centro del lago).

5.2 Ondas Kelvin

Como se mencionó en la sección 2.1.2, las ondas Kelvin tienen mayor influencia en los bordes del lago, donde se propagan en sentido ciclónico, y la amplitud decrece en forma exponencial a la distancia con el borde. Además, las velocidades en este tipo de ondas son paralelas a la costa, oscilando en ambos sentidos (Hodges *et al.*, 2000). Es por esto que es posible estudiar esta onda mediante el espectro de potencia rotacional ciclónico o anticiclónico, sin embargo, éste se observó de forma levemente más clara en la forma ciclónica, cuya metodología se describe en la sección 2.2.1.

Los periodos de tiempo estudiados fueron los mismos que en la sección anterior (Figura 5.1) y la metodología para encontrar las frecuencias dominantes también fue la misma. Los resultados mostraron en general, una baja energía ciclónica para las frecuencias superinerciales. Sin embargo, para frecuencias menores, se observó un alza de la energía en los bordes del lago, lo cual corresponde a una onda Kelvin. En la Figura 5.9 se muestra la energía ciclónica a distintas profundidades, para las frecuencias en que existe una mayor energía ciclónica en los bordes del lago. Se puede observar cómo va disminuyendo el periodo dominante T , a medida que aumenta el grado de estratificación en el lago. Por ejemplo, para el mes de septiembre del 2014 el periodo dominante para este tipo de ondas es de 126,5 h, y a medida que se intensifica la estratificación, el periodo dominante se vuelve menor, llegando a 56,2 h en febrero del 2015. Para el periodo del mes de julio (número 5 en la Figura 5.1), donde existe mezcla completa del lago, no se observó un alza en la potencia espectral en los bordes del lago, sin embargo al comenzar el periodo de estratificación del año siguiente se observa la misma tendencia descrita anteriormente. En el Anexo C se muestran los espectros de potencia para una mayor cantidad de frecuencias dominantes, y para los 9 periodos en estudio.

Por otro lado, se observa en forma clara cómo aumenta la influencia de la onda Kelvin en los bordes del lago, a medida que aumenta el grado de estratificación. Esto se debe a que al aumentar el grado de estratificación, aumenta el número de Burger y lo mismo ocurre con el radio interno de Rossby. Por lo tanto el decaimiento de las velocidades y amplitud

de las oscilaciones verticales, disminuyen a una menor tasa.

Para observar de mejor manera la variación estacional de las ondas Kelvin, se analizó la componente ciclónica del espectro wavelet para una profundidad de 10 m, ya que, según la Figura 5.9, éstas ocurren con mayor intensidad en la superficie del lago. Los resultados para los puntos de control ubicados en los bordes del lago se muestran en la Figura 5.10. Se observa de forma muy clara cómo varía la frecuencia de la onda Kelvin a medida que cambia el grado de estratificación. Para el punto P4, la intensidad del espectro wavelet para este tipo de ondas es más leve, lo cual se deba probablemente a que la profundidad del lago es significativamente menor que en los otros puntos (Figura 3.1).

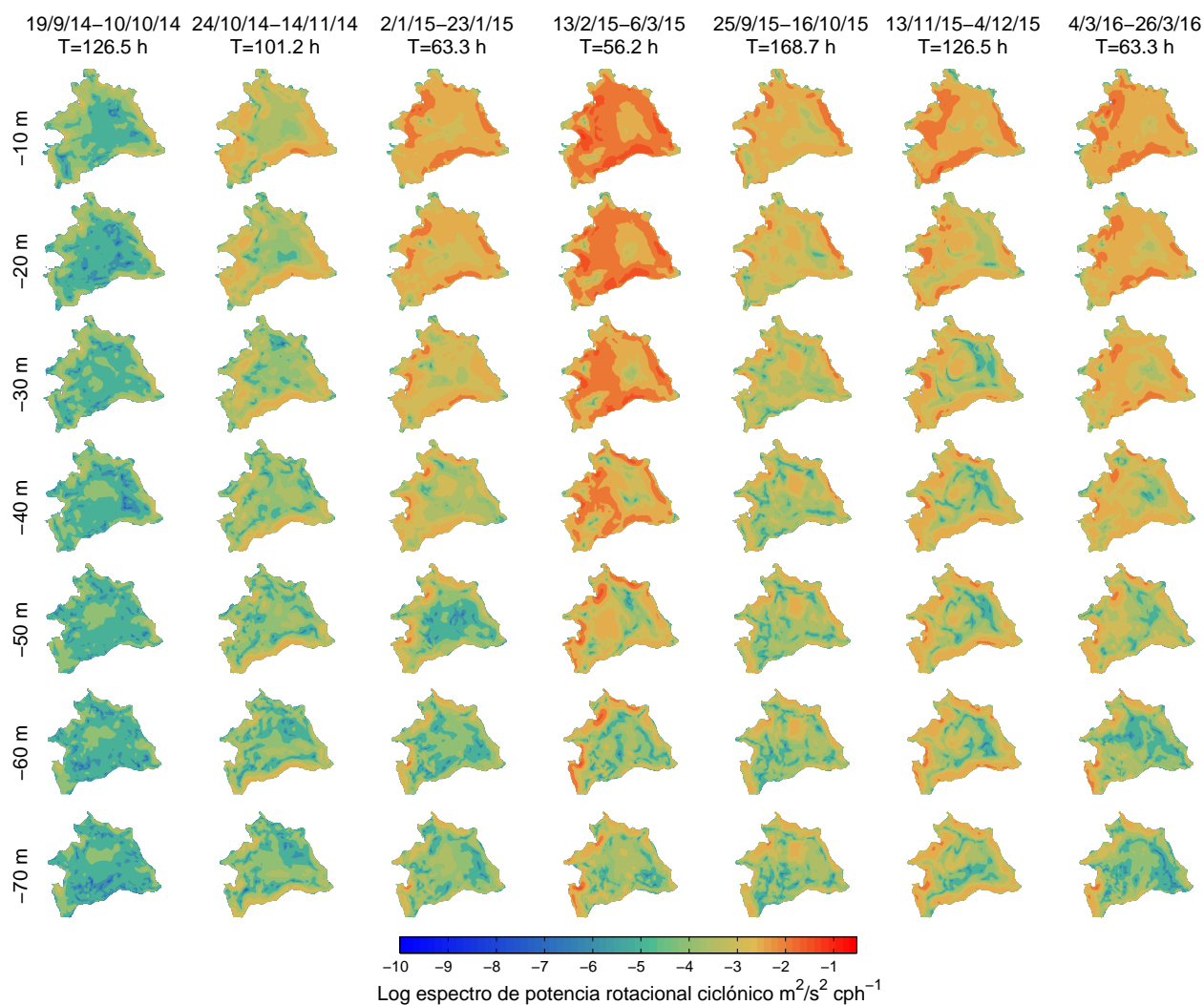


Figura 5.9: Espectro de potencia rotacional ciclónico para algunos periodos de tiempo y para distintas profundidades.

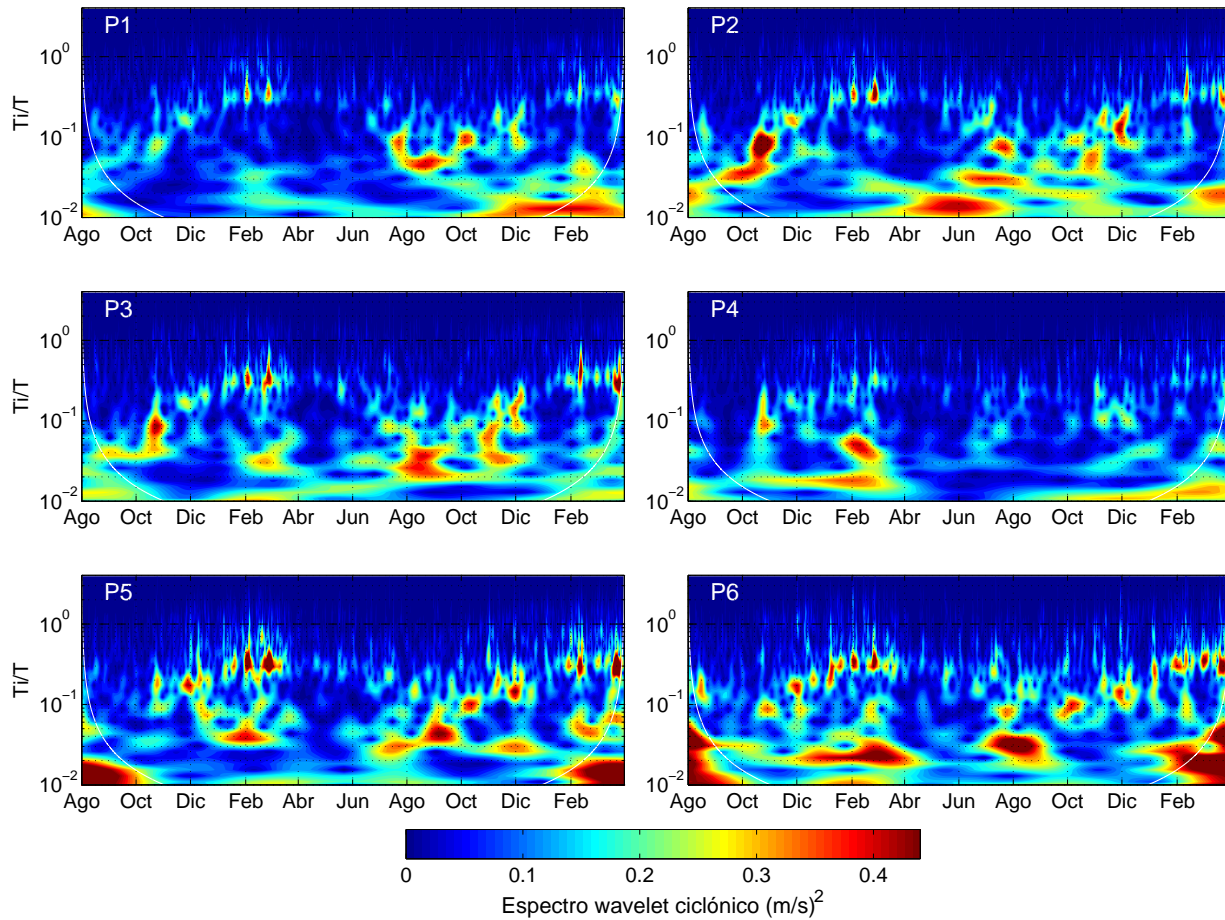


Figura 5.10: Componente ciclónica del espectro wavelet a una profundidad de 10 m en los puntos P1, P2, P3, P4, P5 y P6, ubicados en forma azimutal.

En la Figura 5.11, se muestra la componente ciclónica del espectro wavelet para una profundidad de 60 m, donde si bien se ve disminuida la intensidad del espectro para la onda Kelvin, se intensifica la energía espectral para el mes de agosto del 2015, para un periodo adimensional de $T_i/T \sim 4 \cdot 10^{-2}$, equivalente a $T \sim 18,7$ días, lo cual podría significar una onda topográfica. Además, esta onda es también apreciable para el espectro wavelet anticiclónico, como se observa en la Figura 5.10. Sin embargo, si bien es posible distinguirlo en los puntos de control ubicados en los bordes del lago, en el punto P4 es casi imperceptible.

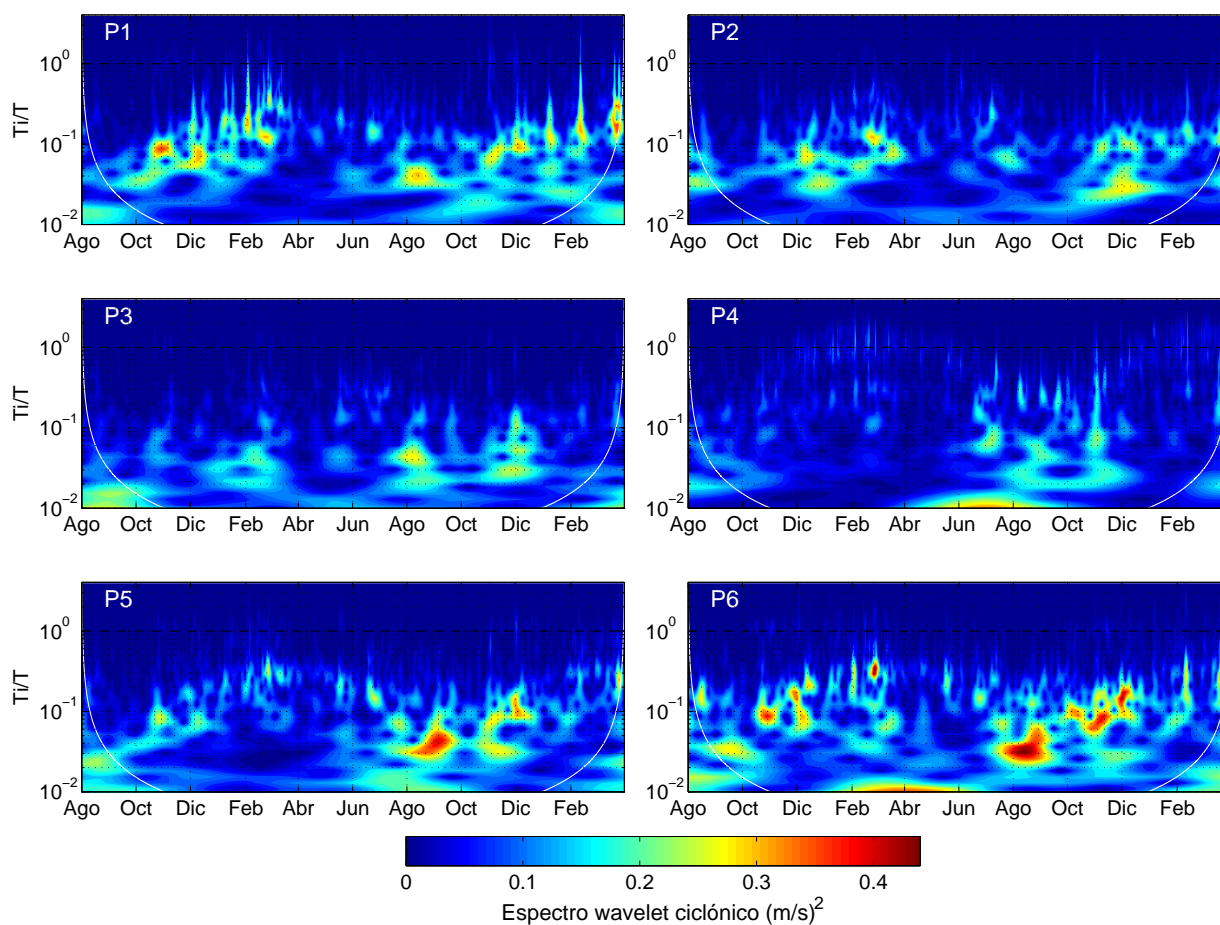


Figura 5.11: Componente ciclónica del espectro wavelet a una profundidad de 60 m en los puntos P1, P2, P3, P4, P5 y P6, ubicados en forma azimutal.

Para observar de mejor manera la propagación de la onda Kelvin en el lago, se analizó la variación de las alturas de las isotermas en el tiempo. Esto se muestra en la Figura 5.12, donde se graficó las alturas asociadas a las isotermas de 12°C , 13°C y 14°C , para los puntos ubicados en los bordes del lago. Se puede ver que para el pulso de viento norte ocurrido el 2 de febrero (Figura 5.12b), que se muestra con una línea roja punteada, las isotermas de los puntos P2, P3 y P4, ubicados en el sur del lago, se profundizan, mientras que en los puntos P5, P6 y P1, se elevan. Luego del cese del viento, comienza a propagarse la onda Kelvin en sentido horario, a partir del punto P1 hasta el punto P6. Algo muy similar ocurre para los eventos de vientos mostrados en las líneas punteadas negra y azul. Además, en la parte (a) de la figura, se muestra el número de Wedderburn (expresión 5.2) y se observa que cada vez que este número disminuye en forma abrupta, se genera una clara propagación de la onda Kelvin. Sin embargo, para periodos en que este número se mantiene bajo por más tiempo (por ejemplo el periodo cercano al 13 de febrero), se observan oscilaciones inerciales correspondientes a la onda Poincaré.

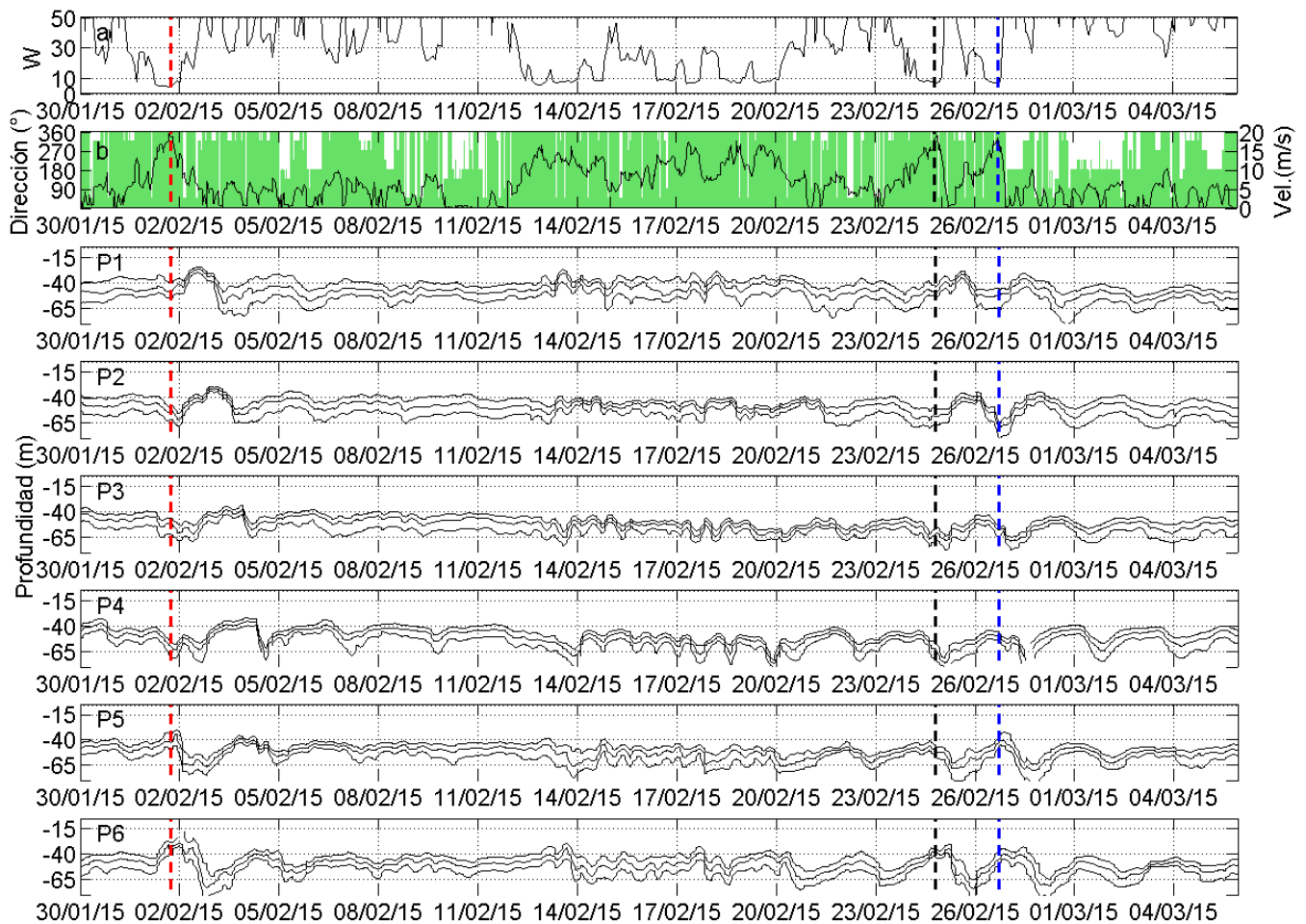


Figura 5.12: (a) Número de Wedderburn (b) Velocidad (línea negra) y dirección (verde) del viento ingresada al modelo. Abajo: Altura de las isotermas 12°C, 13°C y 14°C para el 30 de enero al 4 de marzo del 2015, en los puntos del P1 al P6.

5.3 Resonancia de 24 horas

Luego del análisis espacial del espectro de potencia rotacional, se observó que existe un aumento en la energía anticiclónica para el periodo correspondiente a las 24 h, como se muestra en la Figura 5.13c-f, lo cual coincide con el periodo dominante de la forzante del viento (Figura 4.5). Este aumento de energía en el espectro, ocurre de forma más notoria para los meses de máxima estratificación y en la parte central del lago, por lo tanto, se realizó un filtro pasa banda de tipo Butterworth tanto a la velocidad del viento como a las velocidades en el centro del lago, como se muestra en la Figura 5.14. Como resultado, se obtuvo que la amplitud de estas oscilaciones aumentan cuando la forzante asociada a las 24 h es considerable. Además esto ocurre en mayor medida en la parte superficial del lago (hasta los 20 m aproximadamente).

Para observar de una manera gráfica las trayectorias de las partículas, en la Figura 5.13a se muestra la trayectoria por 2 días (luego de aplicar el filtro) para un periodo de gran intensidad (21 al 23 de enero del 2015), a 10 m de profundidad, sin embargo, al no aplicar el filtro pasa banda, se observa que los desplazamientos reales son muy grandes (Figura 5.13b) llegando a desplazamientos de 15 km en 2 días, pero manteniendo de todas formas la componente anticiclónica. Lo anterior, sumado al hecho de que las amplitudes más grandes ocurren en el centro del lago, nos dice que este comportamiento se puede tratar de una resonancia leve de la onda Poincaré.

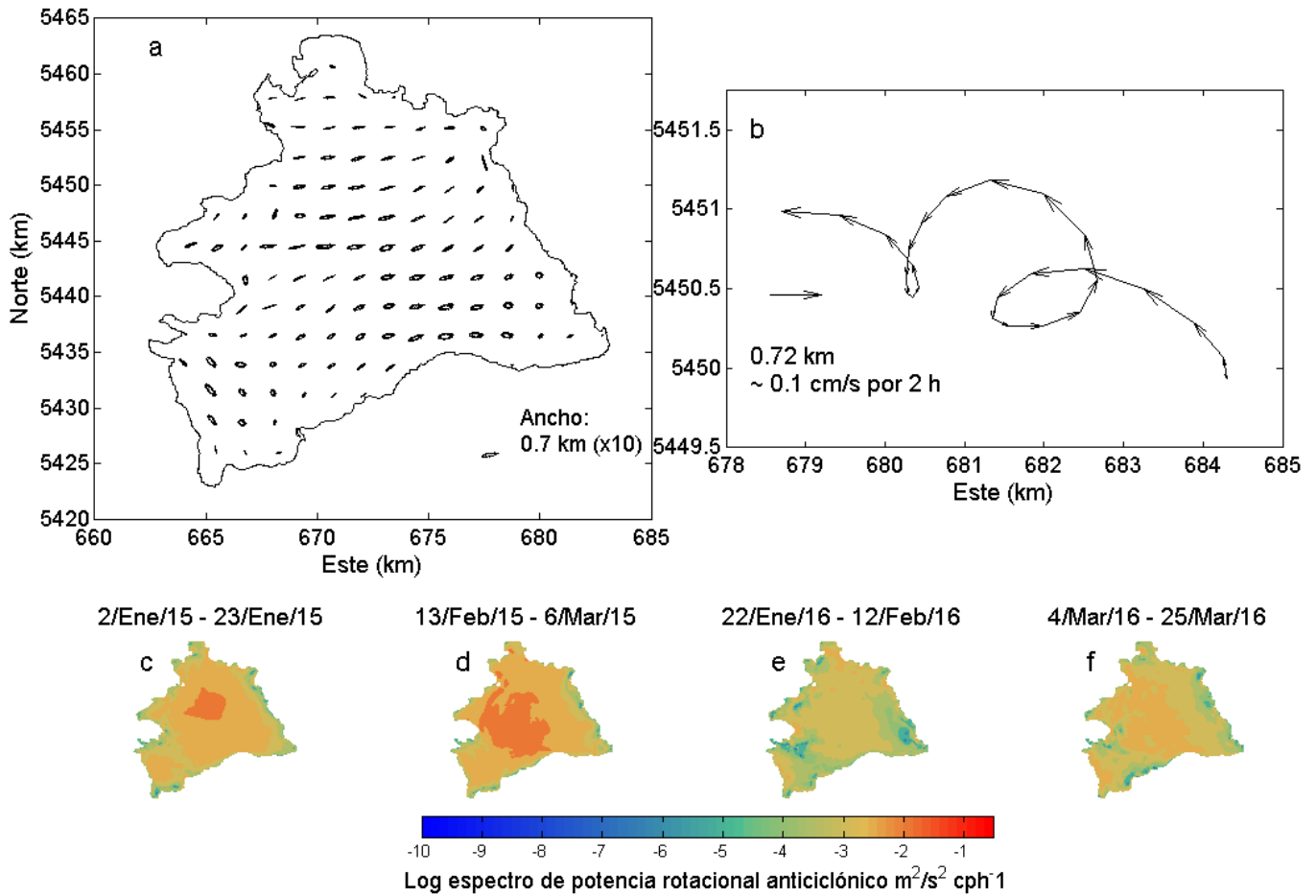


Figura 5.13: (a) Trayectorias luego de aplicar un filtro pasa banda de 24 h, entre el 21 al 23 de enero del 2015, a 10 m de profundidad. (b) Trayectoria para un punto en el centro del lago, sin el filtro pasa banda, para el mismo periodo de tiempo y profundidad. (c-f) Espectro de potencia rotacional anticiclónico para un periodo de $T = 24, 1$ h en distintos periodos de la simulación, a 10 m de profundidad.

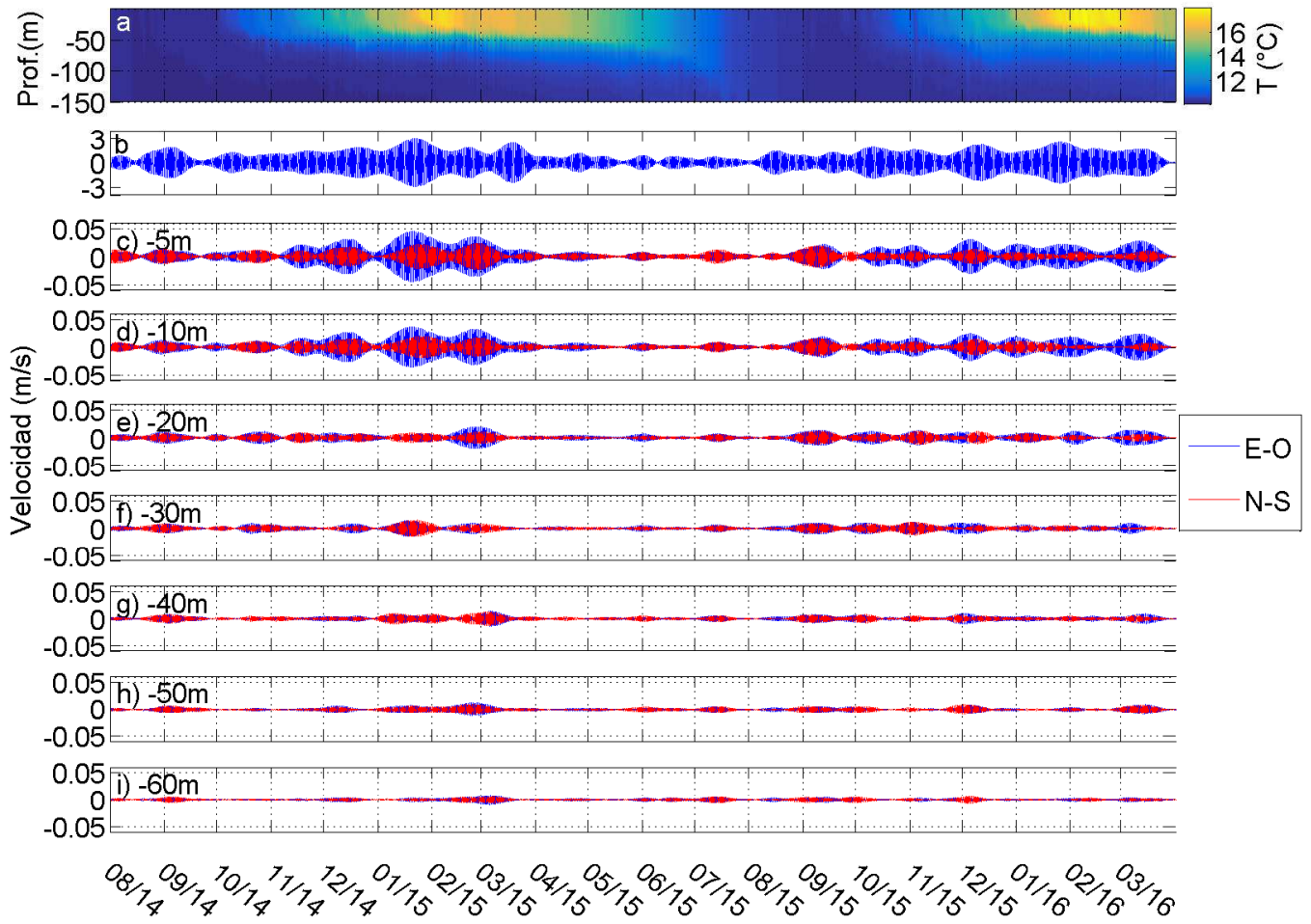


Figura 5.14: (a) Perfil de temperaturas para el punto P9 (centro del lago). (b) Velocidad del viento luego de aplicar un filtro pasa banda de 24 horas. (c-i) Velocidades en ambas direcciones luego de aplicar el filtro pasa banda para el punto P9, para distintas profundidades.

De acuerdo al montaje experimental realizado por Rozas *et al.* (2013), en el cual estudian la respuesta de una forzante intermitente en la superficie de un fluido rotacional estratificado en dos capas, denotan ω_K a la frecuencia teórica de la onda y ω_F a la frecuencia de la forzante. Si consideramos la onda Poincaré descrita en la sección 5.1, se tiene que $\omega_K/\omega_F = 24/18,3 \sim 1,3$. De acuerdo a Rozas *et al.* (2013), esto implicaría una cuasi resonancia de la onda Poincaré, con periodo de 22,1 h, el cual se acerca a la onda encontrada de periodo 24,1 h. Sin embargo, esta resonancia es de carácter leve, ya que como se demuestra en el mismo estudio, al aumentar diferencia entre ω_K y ω_F , disminuye tanto la amplitud de los desplazamientos de la interfaz como la densidad espectral ocasionada por la onda.

5.4 Análisis modal

Para conocer la estructura espacial y el periodo de las ondas que se pueden producir en el lago, se implementó un modelo numérico realizado por Rozas *et al.* (2013), el cual considera un modelo estratificado en dos capas y resuelve el problema de valores propios planteado por Shimizu *et al.* (2007), que se genera a partir de las ecuaciones de Navier-Stokes promediadas en la vertical, utilizando la aproximación de Boussinesq e hidrostática. Estos modos normales consideran sólo una perturbación inicial y luego oscilan libremente.

Debido a que los modos normales generados en el lago varían según la estratificación, se calculó el número de Burger, las densidades, y la profundidad de la termoclina para cada uno de los periodos de estudio que se muestran sombreados en la Figura 5.1, lo cual se muestra en la Figura 5.15.

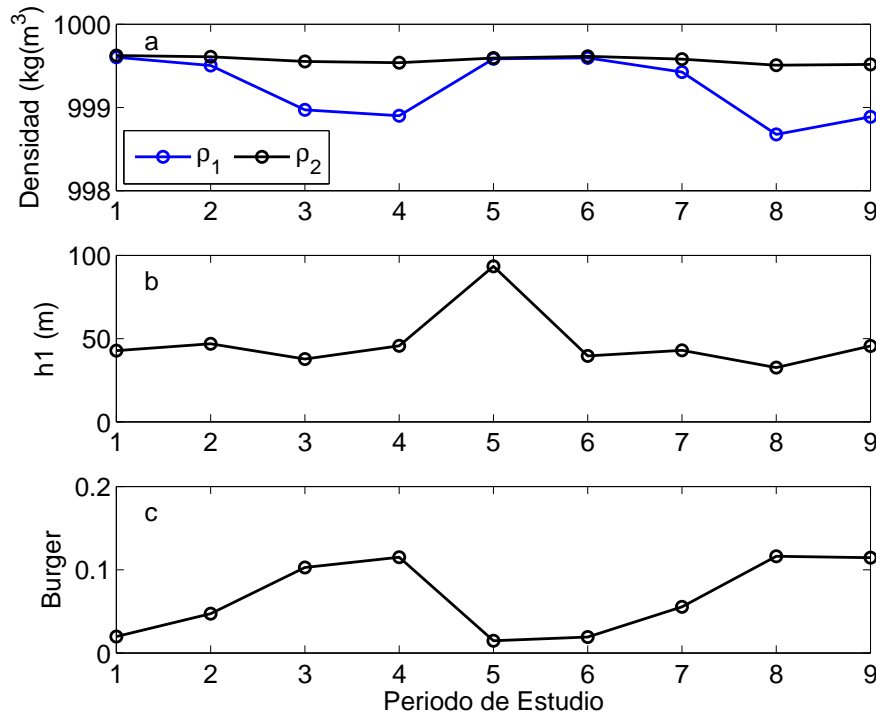


Figura 5.15: (a) Densidades del epilimnion (ρ_1) e hipolimnion (ρ_2), (b) profundidad de la termoclina, y (c) número de Burger para cada uno de los periodos de estudio de la Figura 5.1.

5.4.1 Onda Poincaré

Los resultados del análisis modal para los modos con periodo cercano al inercial, y para los periodos de estudio de máxima estratificación (números 3, 4, 8 y 9 de la Figura 5.1) se muestran en la Figura 5.16. Considerando que la onda Poincaré observada se

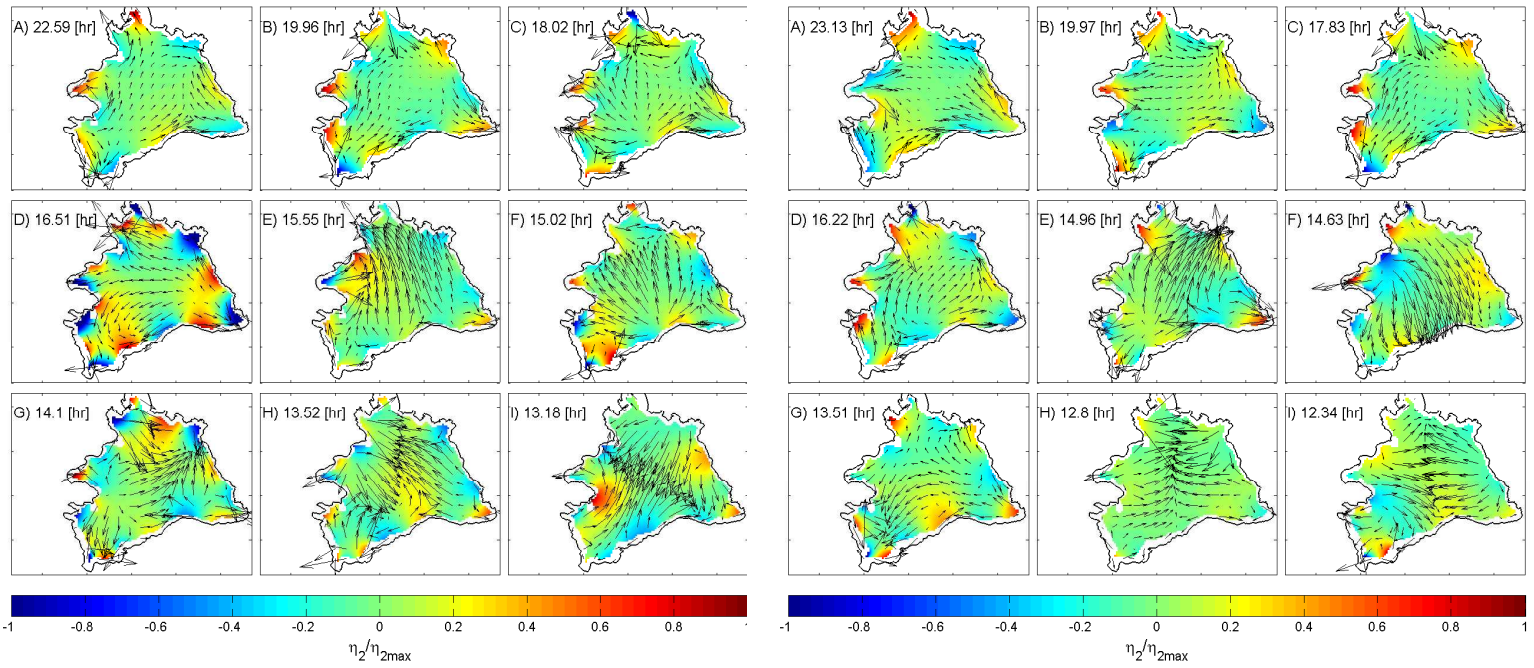
caracteriza por tener una celda principal en el centro del lago, con una rotación en fase de las velocidades y la amplitud máxima en la zona central, se concluyó que el modo más parecido al descrito anteriormente corresponde a la letra E) para los periodos 3 y 8, y la letra F) para los periodos 4 y 9. El periodo de este modo se encuentra entre 14,6 y 15,6 horas, lo cual es levemente menor que el periodo encontrado en la simulación (cercano al periodo inercial T_i). Además, la evolución temporal de dicho modo para el periodo 8 se muestra en la Figura 5.18e, donde se observan las características mencionadas anteriormente.

En cuanto a los periodos 2 y 7, en los cuales existe una diferencia de densidades mucho menor, se realizó de igual forma el análisis modal y el resultado se muestra en la Figura 5.17. El modo que más se asemeja a la onda Poincaré observada en las simulaciones corresponde a la letra F), tanto para el periodo 2 como para el 7 y el periodo asociado a dichos modos corresponde a 17,4 y 17,3 h respectivamente, lo cual se asemeja bastante más al periodo obtenido de las simulaciones que para los casos de mayor estratificación, donde se obtuvo un periodo menor.

El hecho de que el periodo de la onda Poincaré obtenida del análisis modal sea mayor en el caso de la estratificación más leve que para el caso de estratificación intensa, se explica mediante la disminución del número de Burger, dado que como se explicó en la sección 2.1.1, mientras menor es el número de Burger, el periodo del modo fundamental más se acerca al periodo inercial T_i . En la Tabla 5.2 se muestra un resumen de los periodos obtenidos.

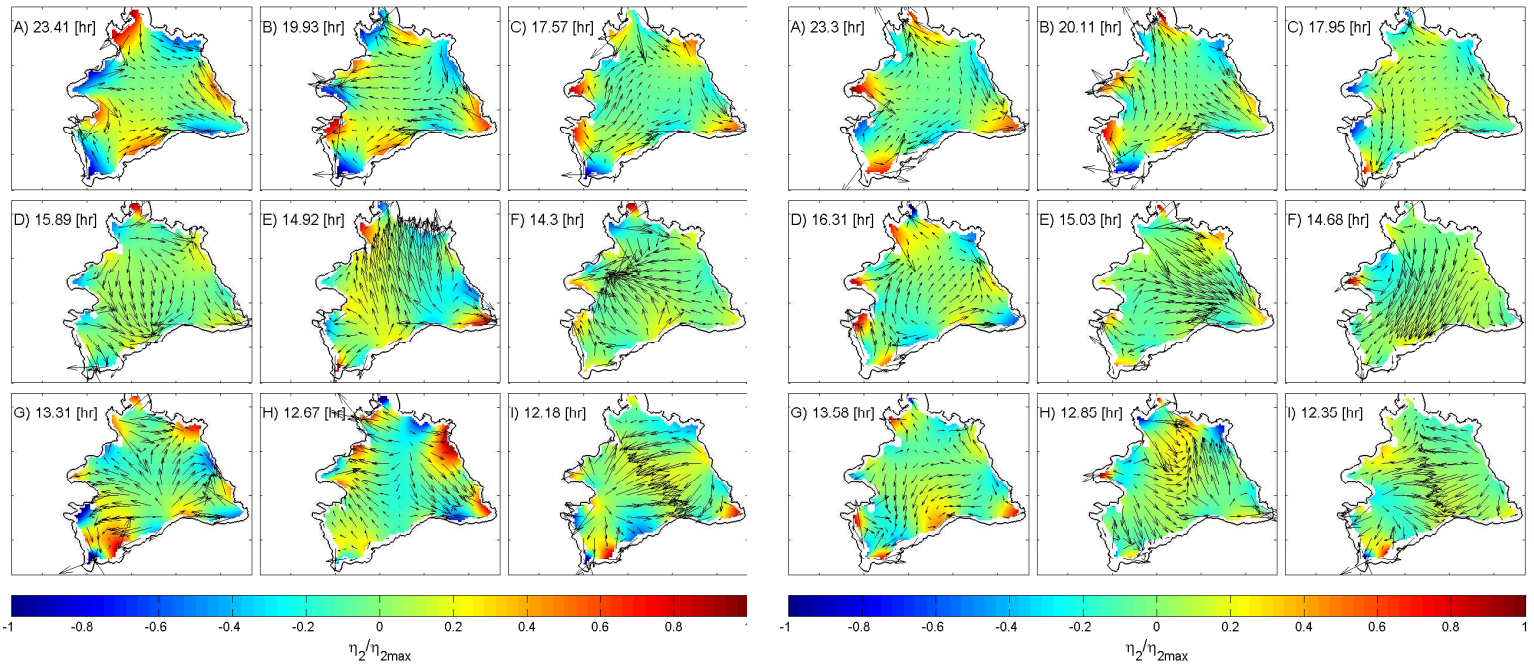
Tabla 5.2: Comparación de los periodos de los modos fundamentales Kelvin y Poincare obtenidos del análisis modal con los de la simulación en Delft3D.

Periodo de Estudio	T_{Kelvin} (h) Simulación	T_{Kelvin} (h) A. Modal	$T_{Poincare}$ (h) A. Modal	$T_{Poincare}$ (h) Simulación
3	63,3	81,7	15,6	17,45
4	56,2	75,4	14,6	18,1
8	63,3	76,7	14,9	18,1
9	63,3	75,6	14,7	18,1
2	101,2/126,5/168,7	184 – 217	17,4	18,1
7	126,5/168,7	163,8 – 175,3	17,3	16,3



(a) Periodo 3

(b) Periodo 4



(c) Periodo 8

(d) Periodo 9

Figura 5.16: Modos con frecuencia cercana a la inercial para periodos de estratificación intensa.

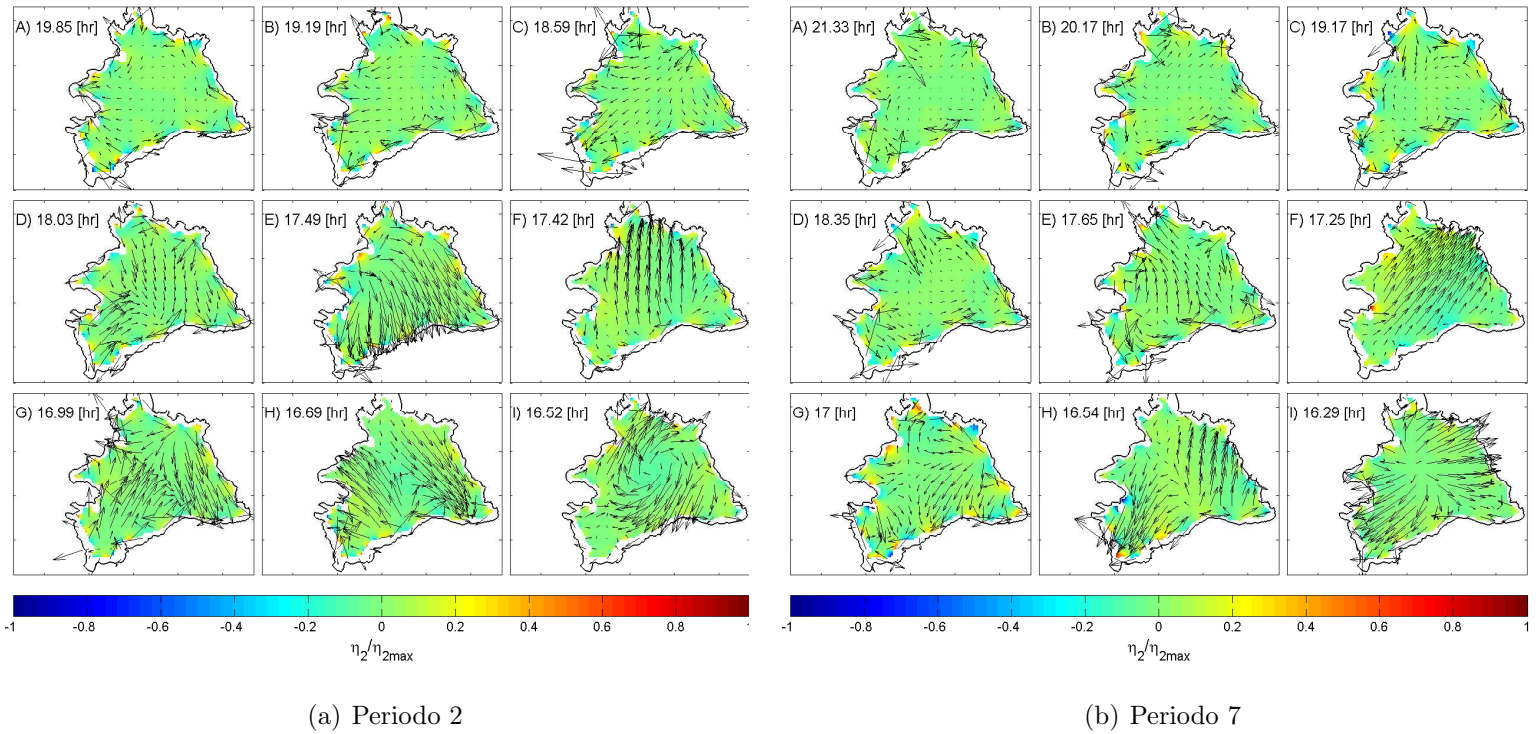


Figura 5.17: Modos con frecuencia cercana a la inercial para periodos de estratificación leve.

5.4.2 Onda Kelvin

El modo de la onda Kelvin observada en la simulación corresponde al modo fundamental, dado que se produce un valle y una cresta en el contorno del lago, lo cual se vio reflejado mediante el desplazamiento de las isotermas. Además, este desplazamiento vertical viene acompañado, también, por un aumento de las velocidades en los bordes del lago.

Los resultados del análisis modal para la onda Kelvin fundamental, en los periodos de estratificación intensa (periodos 3, 4, 8 y 9), se muestran en la Figura 5.18a-d, donde se observa un valle y una cresta en el contorno del lago, girando en forma ciclónica. Los periodos de estos modos corresponden a 81,7 h para el periodo de estudio 3, y un periodo entre 75,3 y 76,65 horas para los periodos 4, 8 y 9. Sin embargo, como se muestra en la Tabla 5.2, los modos Kelvin obtenidos de la simulación son bastante menores a los obtenidos del análisis modal.

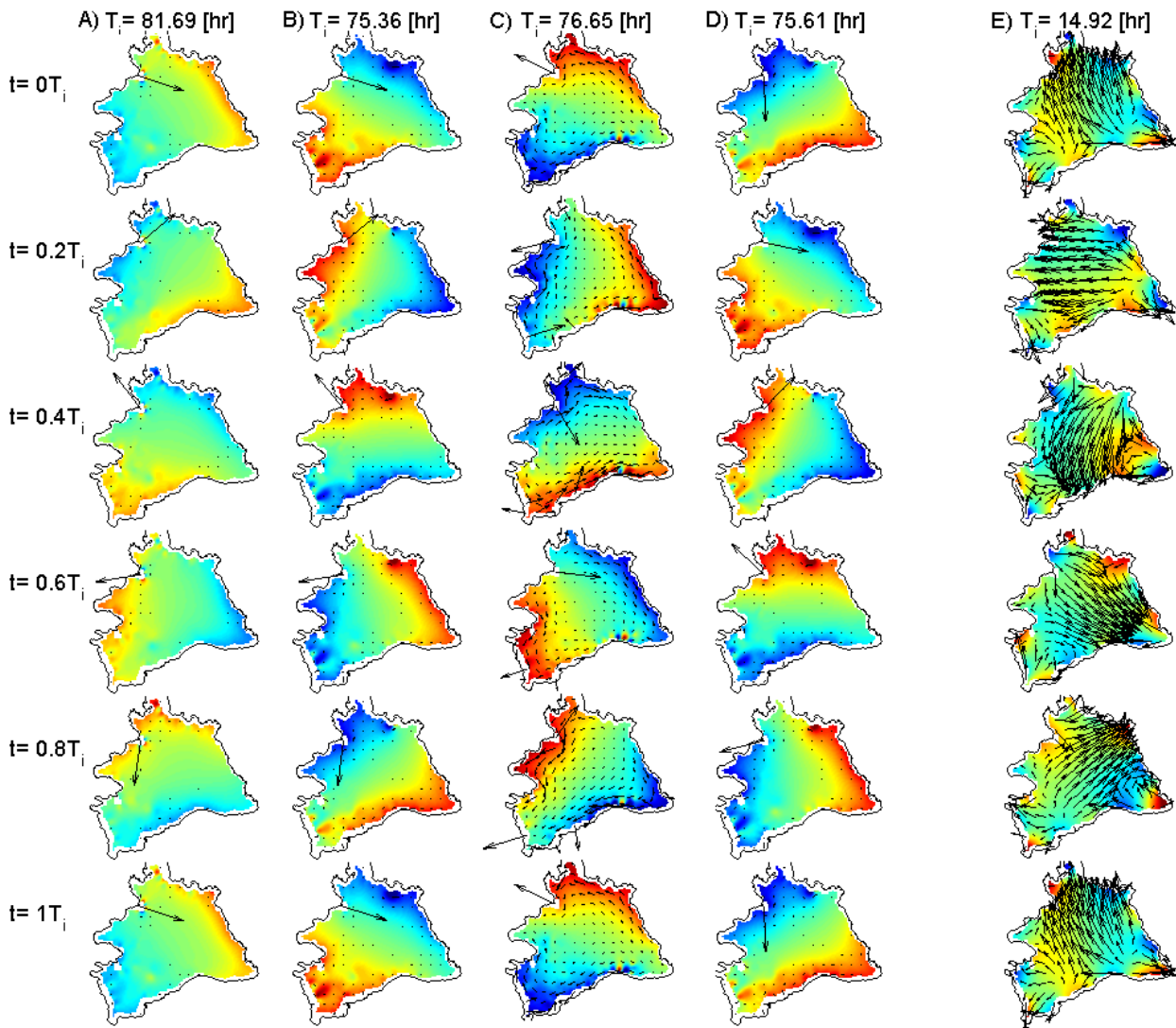


Figura 5.18: Evolución onda Kelvin para los periodos de estudio 3(A), 4(B), 8(C) y 9(D). En la parte (E) se muestra la evolución de la onda Poincaré para el periodo 8.

Para los periodos 2 y 7, de menor estratificación, se observaron varios modos Kelvin muy similares, pero con una estructura menos definida. Los periodos de los modos varían entre 184 y 217 horas para el periodo de estudio 2, y entre 163 y 175 horas para el periodo 7, lo cual es levemente mayor que lo observado en la simulación. Además, el hecho de que los periodos de los modos Kelvin en la época de menor intensidad en la estratificación sean mayores a los periodos en épocas de gran estratificación, se debe a la variación del número de Burger. Por lo tanto, a mayor estratificación, mayor Burger y mayor rapidez en la propagación de la onda ($Bu = c/(Lf)$).

5.5 Circulación general en el lago

Durante los meses de febrero, marzo y abril, se observó en el lago el patrón de doble giro comentado en la sección 2.1.4, y se muestra en la Figura 5.19a, donde se observan velocidades y temperaturas para una profundidad de 10 m. Luego de un viento norte, en las partes más someras del lago hay un flujo en dirección del viento, mientras que en la parte central hay un retorno. Además, se observa que la celda ubicada en la parte este del lago tiene temperaturas más altas, lo cual se debe a que existe una elevación de la superficie libre en esta zona. Sin embargo, a los 50 m de profundidad (Figura 5.19b) las temperaturas más altas se encuentran en la celda oeste. Esto se debe a que como el lago está estratificado, existe también una inclinación de la termoclina.

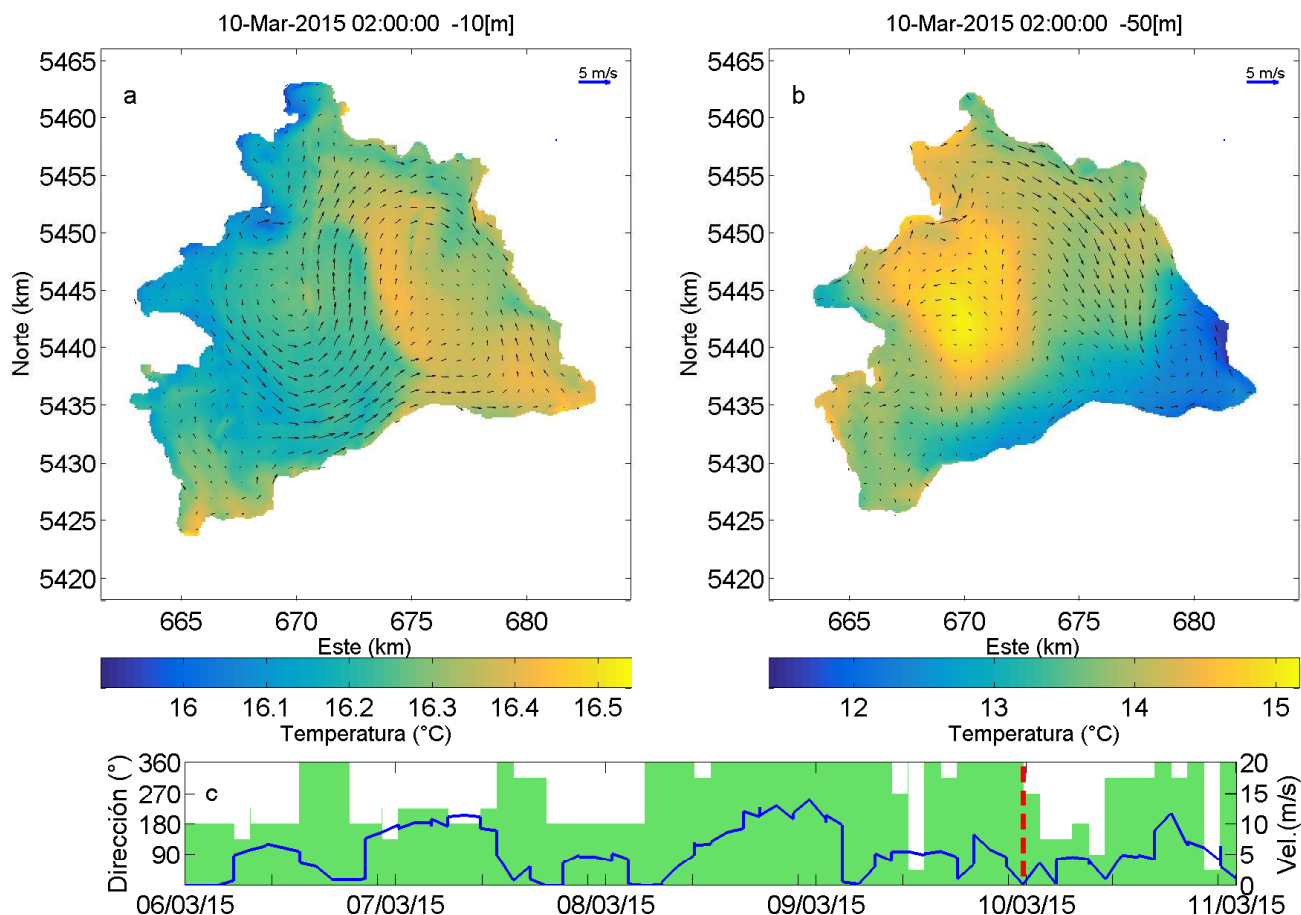


Figura 5.19: Velocidad y temperatura a (a) 10 m y (b) 50 metros de profundidad para el 10 de marzo del 2015 a las 2:00 a.m. (línea roja parte (c)). (c) Dirección (verde) y velocidad (azul) del viento para el periodo cercano al 10 de marzo del 2015.

En el mes de mayo el número de celdas aumenta a 3, ya que se adiciona otra celda anticiclónica en el extremo sureste del lago, como se observa en la Figura 5.20. Una

diferencia con respecto al escenario anterior es la estratificación, ya que la termoclina está más profunda y la diferencia de densidades entre ambos estratos es menor. Esto conlleva a que la circulación y temperaturas en el lago sean muy similares a los 10 y 50 m de profundidad. Además, se tiene que en esta fecha los vientos son preferentemente sur y con velocidades menores.

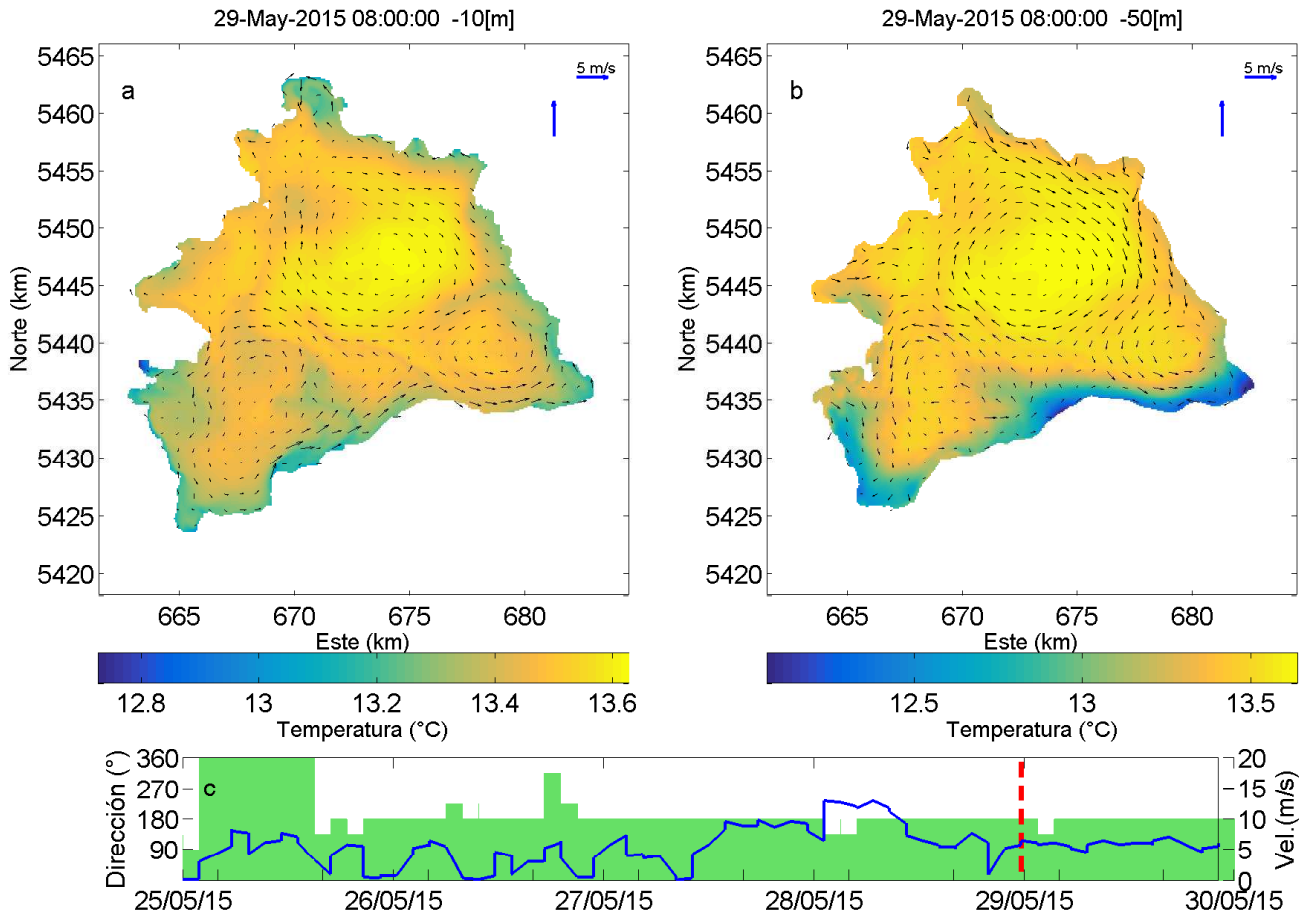


Figura 5.20: Velocidad y temperatura a 10 (a) y 50 (b) metros de profundidad para el 29 de mayo del 2015 a las 8:00 a.m. (línea roja parte (c)). (c) Dirección (verde) y velocidad (azul) del viento para el periodo cercano al 29 de mayo del 2015.

A partir del mes de junio la cantidad de giros comienza a aumentar, y para el mes de agosto, cuando el lago se encuentra completamente mezclado, la circulación en el lago se caracteriza por varios giros anticiclónicos ubicados en las orillas del lago, como se muestra en la Figura 5.21. En cuanto a los vientos, estos son de menor intensidad y en su mayoría de dirección sur. Al final del mes de septiembre, esta estructura se desarma para generar giros anticiclónicos del vector de velocidad, correspondiente a la onda Poincaré.

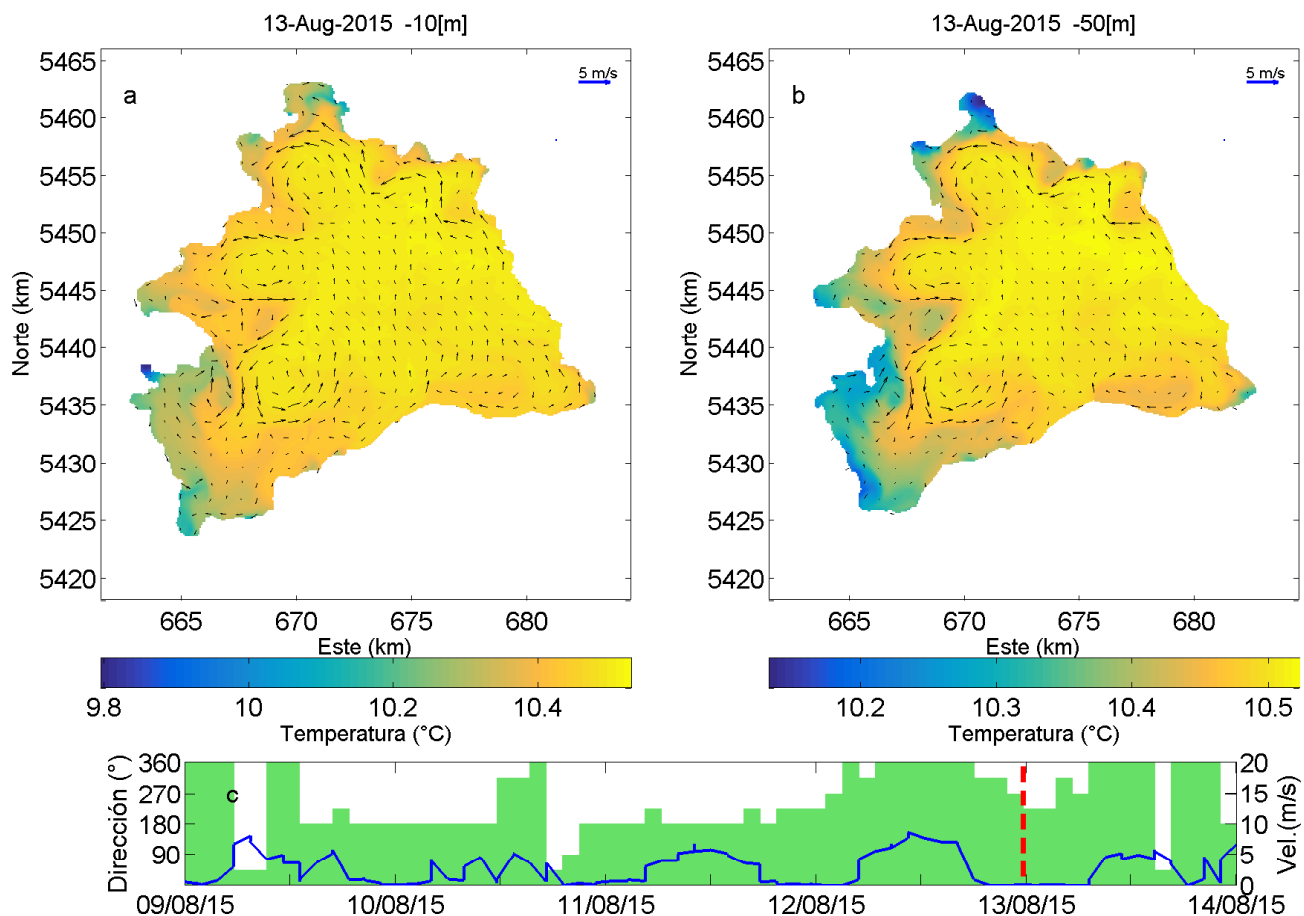


Figura 5.21: Velocidad y temperatura a (a) 10 y (b) 50 m de profundidad, para el 13 de agosto del 2015 a las 00:00 a.m. (línea roja parte (c)). (c) Dirección (verde) y velocidad (azul) del viento para el periodo cercano al 13 de agosto del 2015.

5.6 Trazador conservativo

Las principales fuentes de contaminación en el lago corresponden a los asentamientos humanos y actividades económicas, dentro de las cuales se destacan principalmente la piscicultura y vertimiento de aguas servidas, además de actividades industriales tales como la fabricación de lacteos y harina de papa (Centro Nacional del Medio Ambiente, 2007). Para la identificación de los centros de piscicultura se solicitó información al SERNAPESCA sobre los centros que tienen autorización para la descarga de efluentes al lago. El número total de centros reportados por el SERNAPESCA corresponde a 20, de los cuales 14 son centros ubicados en el mismo lago (por lo general centros engorda, con jaulas en el lago) y 6 son piscicultoras (correspondientes a centros en tierra), de las cuales 3 de ellas descargan efluentes directamente al lago y las 3 restantes lo hacen en el río Pescado, afluente del lago Llanquihue.

Para la estimación del caudal emitido por los centros ubicados en el lago, se utilizó información acerca del volumen diario descargado por piscicultoras ubicadas en los ríos Copihue y Pescado, obtenida del informe realizado por el Centro Nacional del Medio Ambiente (2007), en el marco de la elaboración de las normas secundarias del lago Llanquihue. Estos centros, en promedio, emiten un caudal de $0,11 \text{ m}^3/\text{s}$, al cual llamaremos Q_p . Por lo tanto, a cada centro ubicado en el lago se le asignó un ponderador según la superficie utilizada por las jaulas, de tal forma de que el promedio del caudal vertido entre todos los centros fuera igual a Q_p . En cuanto a las piscicultoras en tierra, se le asignó a cada una un caudal de Q_p .

Las fuentes mencionadas anteriormente se muestran en la Figura 5.22, sin embargo, a modo de simplificar la simulación, se sumaron los caudales de los centros que se encuentran muy cercanos. Los caudales ingresados al modelo se muestran en la Tabla 5.3, y corresponden a los puntos de emisión mostrados en la Figura 5.23.

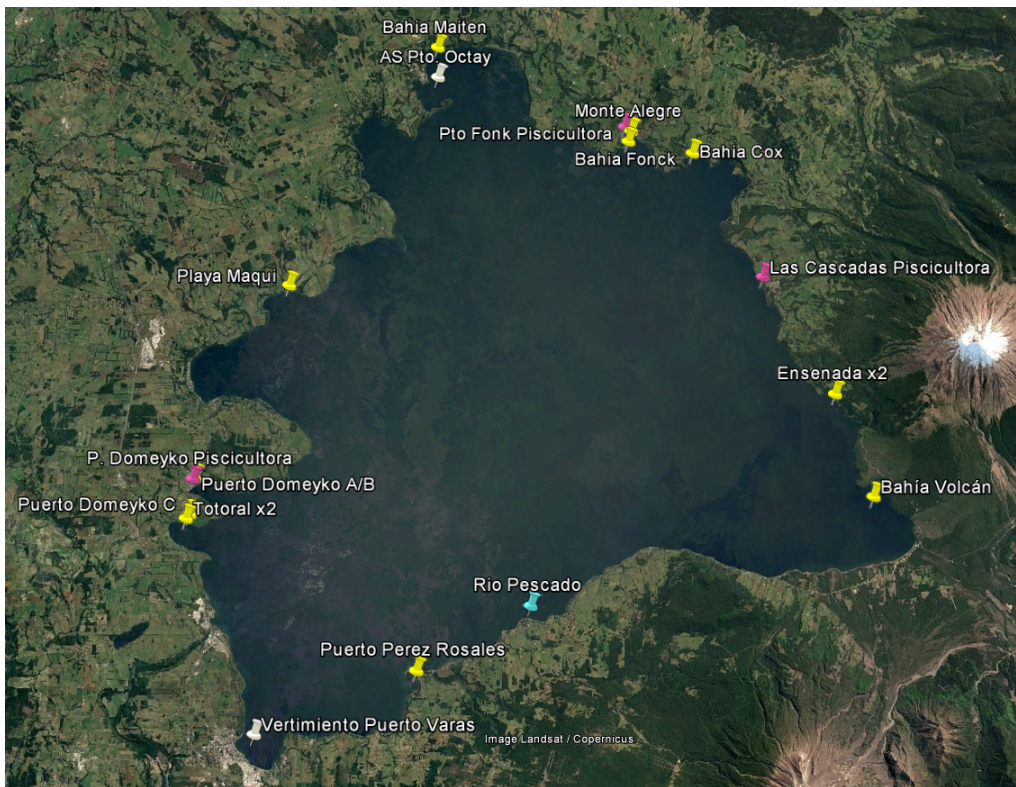


Figura 5.22: Ubicación de los puntos de descarga, considerando piscicultoras en tierra (en rosado), centros de engorda (amarillo), vertimiento de aguas servidas (blanco) y efluente río Pescado (azul). Fuente: Google Earth.

Tabla 5.3: Caudales vertidos por los centros de piscicultura, considerando las uniones mencionadas.

Centro(s)	Caudal vertido (m^3/s)
Total + Domeyko C	0,50
Domeyko A y B + Piscicultura	0,33
Playa Maqui	0,15
Bahía Maiten	0,12
Bahía Fonck + Monte Alegre + Piscicultura	0,27
Bahía Cox	0,04
Las Cascadas Piscicultura	0,11
Ensenada I y II	0,15
Bahía Volcán	0,08
Rio Pescado	0,33
Puerto Perez Rosales	0,10

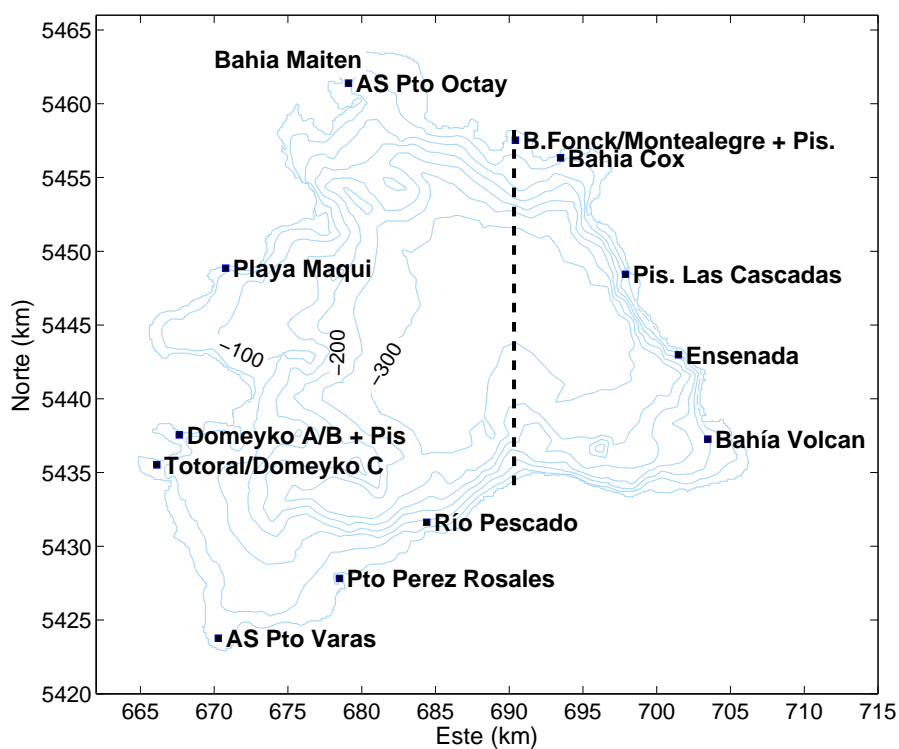


Figura 5.23: Puntos de emisión utilizados en la modelación, junto con la batimetría del lago y el corte transversal en el punto de emisión de Puerto Fonck.

Por otro lado, la única comuna que descarga sus aguas residuales al lago, luego de un tratamiento primario, es Puerto Octay y para la estimación de su caudal se utilizó el mismo informe mencionado anteriormente, el cual considera una descarga de aguas servidas de 160 litros diarios por persona, y una población de 10236 habitantes (INE), obteniendo un caudal de $0,02 \text{ m}^3/s$. En cuanto al caudal emitido por la fábrica de harina de papa, corresponde a $0,0022 \text{ m}^3/s$, mientras que el de los lácteos es de $0,0029 \text{ m}^3/s$, según informes del SEA. Por lo tanto, debido a que estos dos últimos caudales son un orden de magnitud más bajos, no fueron considerados en la simulación.

En marzo del año 2017 se hicieron conocidos vertimientos de agua servida en la costa de Puerto Varas debido a conexiones ilegales, por lo que se añadió otro punto de emisión en la costa de esta ciudad, con un caudal arbitrario de $0,01 \text{ m}^3/s$. Cabe destacar, que para la modelación, cada punto de descarga tiene un trazador distinto, por lo que es posible el estudio de cada trazador en forma independiente. Además, se consideró que para todos los puntos de emisión, la profundidad de descarga es en la segunda capa más cercana a la superficie, correspondiente a los 3,4 m de profundidad, y con una temperatura de $16^\circ C$. Además, se consideró una emisión permanente de las fuentes con una concentración de 5 kg/m^3 . Sin embargo, la densidad del trazador viene dada solamente por la salinidad y temperatura (Deltares, 2014).

El principal resultado, fue que en la época en que el lago está estratificado, el trazador se concentra en la zona del epilimnion, como se observa en la Figura 5.24, donde se muestra la concentración en el corte transversal de la Figura 5.23. Posteriormente, a medida que la termoclina comienza a profundizarse también lo hace la zona de mezcla del trazado. Una vez que se alcanza la mezcla completa del lago (mes de agosto), el trazador se distribuye de forma homogénea en el espacio (Figura 5.24d). Cabe destacar que en esta figura se consideró solamente el punto emisor de Puerto Fonck/Montealegre, que es el punto del corte transversal. Por otro lado, como se muestra en la Figura 5.24, al graficar la concentración en el punto P9 (centro del lago), se ve que ésta aumenta alcanzando su peak en el mes de mayo, y luego comienza a disminuir hasta el mes de agosto, para luego aumentar nuevamente.

Por otro lado, en cuanto a la distribución horizontal del trazador, se observó que a los 3 m de profundidad, en los meses entre marzo a mayo, existe una mayor dispersión del trazador en el lago debido a que se generan flujos geostróficos, los cuales generan una mayor advección del trazador (Stocker & Imberger, 2003). Esto se muestra en la Figura 5.26, donde se graficó la suma de las concentraciones producidas por todas las fuentes emisoras. En los meses posteriores (junio a septiembre) también ocurre este tipo de flujo en la zona superficial, pero la concentración es baja debido a la mezcla completa del lago.

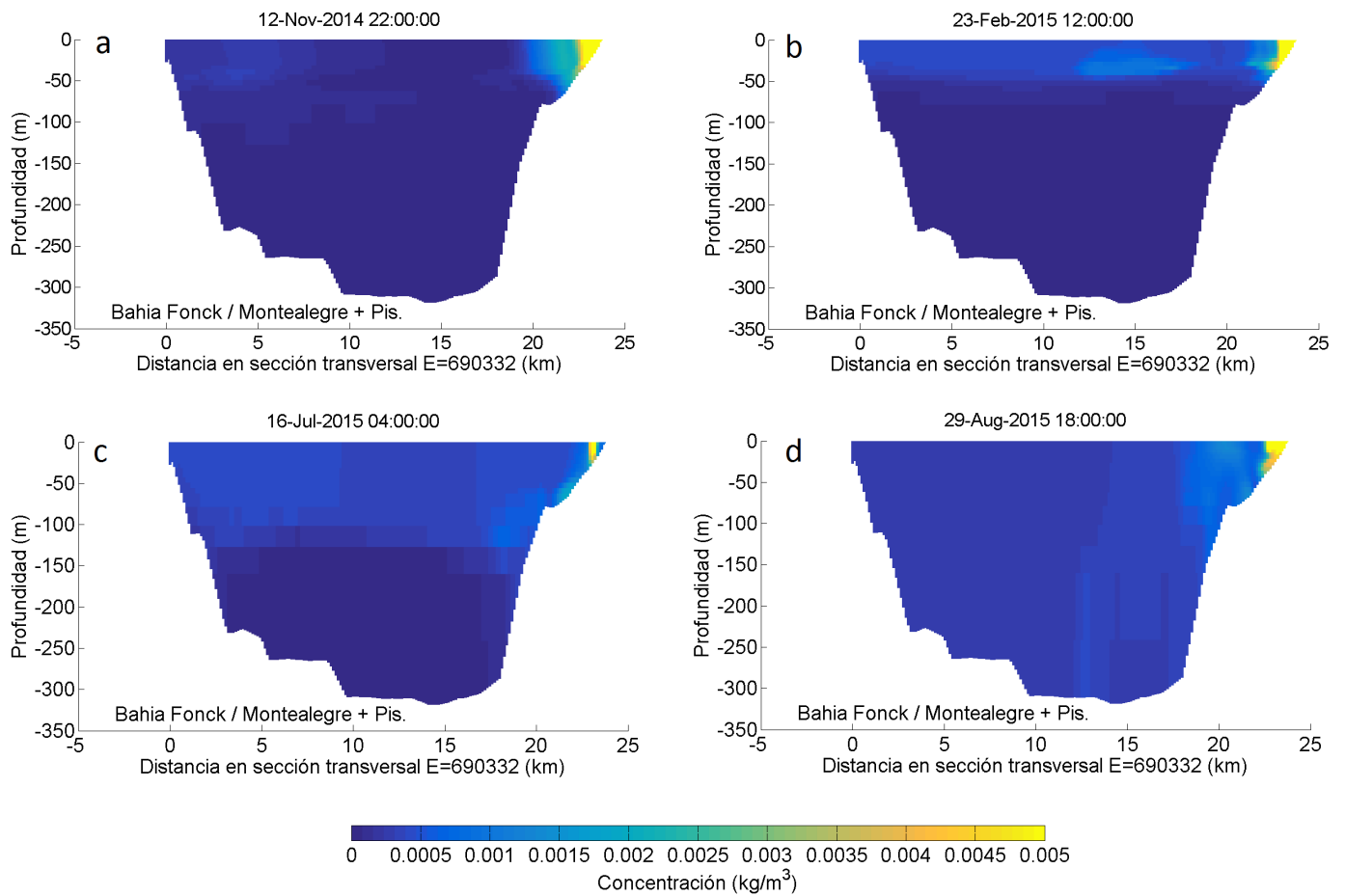


Figura 5.24: Concentración del trazador en el perfil transversal en dirección norte-sur ubicado en el punto emisor de Puerto Fonck/Montealegre + piscicultura, en distintas épocas del año, y considerando sólo la descarga en dicho punto.

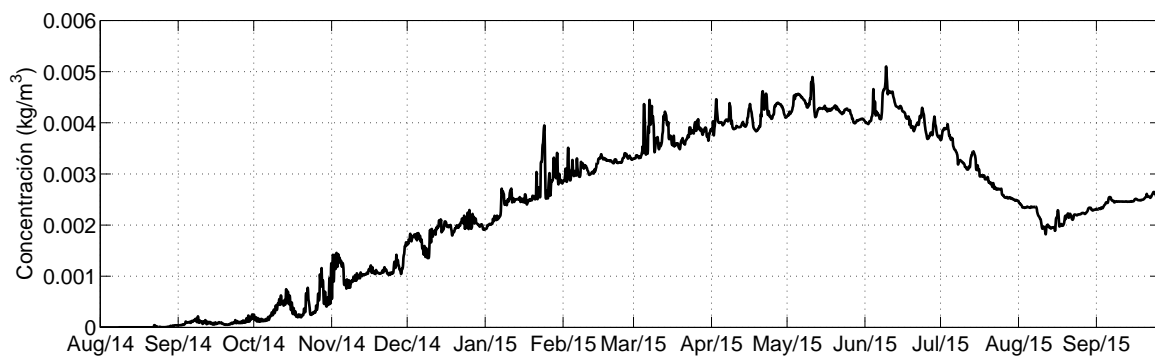


Figura 5.25: Concentración para el punto P9, considerando la suma de todos los puntos de emisión, a una profundidad de 3 m.

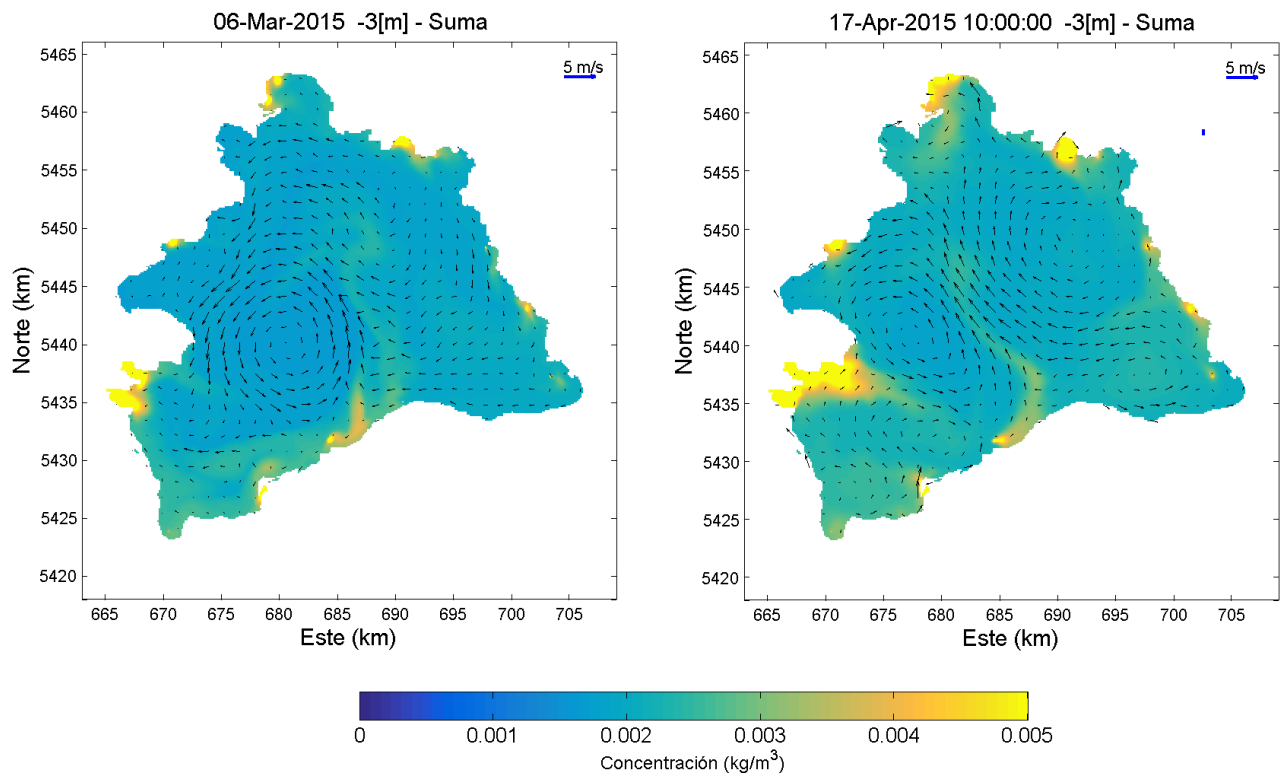


Figura 5.26: Concentración del trazador en el lago, junto con la velocidad y dirección del viento, a una profundidad de 3 m.

Capítulo 6

Conclusiones

Se realizó una simulación numérica del lago Llanquihue mediante el software Delft3D, correspondiente al periodo de agosto del 2014 a marzo del 2016, obteniendo resultados adecuados en cuanto al modelo radiativo, ya que se modeló de forma correcta la evolución temporal de las temperaturas y altura de la termoclina, en relación a los resultados obtenidos por Campos *et al.* (1988). Los vientos en las cercanías del lago muestran una variación diaria que se caracteriza por el cese del viento durante la noche y parte de la madrugada (entre 21:00 y 4:00 aproximadamente), esta tendencia se presenta especialmente entre los meses de diciembre a marzo. Sin embargo, existen eventos de viento que se extienden por varios días.

Se obtuvo que la onda Poincaré dominante tiene un periodo muy cercano al inercial ($T_i = 18,3$ h), y fue posible observar en forma clara las trayectorias anticiclónicas en forma de círculo, cuyo radio aumenta a medida disminuye la distancia hacia el centro de lago, característico de una onda Poincaré con $T \sim T_i$. En cuanto a la variación estacional, esta onda se desarrolla en forma mas intensa en los meses de octubre a marzo, donde existe una estratificación significativa. Sin embargo, a comienzos del periodo estratificado, estas ondas predominan en la parte del epilimnion, mientras que en los meses de máxima estratificación, lo hacen en la zona del metalimnion. Esto se debe a la forma de los modos verticales que tiene esta onda, donde los modos mas altos (V2 y V3), tienen velocidades mayores en la zona cercana a la termoclina y se producen en los meses de máxima estratificación, mientras que en las otras épocas del año dominan los modos V1 y V0 (éste último se presenta especialmente en la época de mezcla completa). El hecho de que en los meses de máxima estratificación se produzcan los modos verticales mas altos ocurre también en el lago Beznar (Vidal *et al.*, 2007) (sin embargo la onda excitada en ese caso se debe la resonancia con el viento y tiene un periodo de 24 h) y esto es producto de que en general, los modos verticales mas altos tienen periodos de onda mayores a los modos verticales bajos, y por lo tanto, al aumentar el grado de estratificación, disminuye el periodo de todos los modos, por lo que la onda excitada va aumentando el modo en la estructura vertical, de forma tal de excitar el modo en que $T \sim T_i$.

Además de lo descrito anteriormente, no fue posible identificar otros modos Poincaré. Esto se debe a que cuando el número de Burger es muy bajo (< 0.1 para el caso del lago Llanquihue), los periodos de los modos convergen al periodo inercial T_i , por lo que la distinción de los modos basada en el análisis espectral no siempre es posible, considerando además que la variación estacional conlleva a la variación en los modos (Choi *et al.*, 2012). Es por esto, que al igual que otros lagos de gran tamaño, tales como el lago Ontario,

Michigan (Mortimer, 2006), Erie (Valipour *et al.*, 2015) y Superior (Austin, 2013), no es posible enfocarse en los modos normales del campo de ondas, sino que más bien se deben estudiar las ondas como un *clima de ondas*.

Por otro lado, los resultados del análisis modal arrojaron modos muy similares a la onda descrita, sin embargo, el periodo de la onda obtenida fue levemente menor a la de la simulación, acentuándose esta diferencia en la época de máxima estratificación, donde el número de Burger es mayor. Esto se debe en gran parte a la simplificación del modelo en dos capas, siendo que se demostró que existen modos verticales más altos.

En cuanto a la onda Kelvin, se identificó mediante el espectro de potencia rotacional, que el periodo de esta onda varía en el año según la estratificación, alcanzando el mínimo en la época de verano (~ 56 h), cuando el número de Burger es mayor, mientras que a comienzos de la estratificación, el periodo es de ~ 160 h. Una consecuencia de esto, es que en la época de máxima estratificación, la onda Kelvin tiene una mayor influencia en los bordes del lago, debido a que el radio de Rossby es mayor. Por otro lado, los resultados del análisis modal muestran que los periodos son considerablemente mayores, pero conservando de todas formas la disminución de éste en la época de máxima estratificación. En cuanto a la variación de las profundidades de las isotermas, se observó que luego de un evento de viento intenso, se produce una inclinación en la termoclina y, luego del cese del viento, la onda Kelvin se propaga en sentido horario. Sin embargo, no es posible observar una señal periódica y constante en el tiempo para este tipo de ondas, ya que sólo son formadas por eventos puntuales de vientos, lo cual ocurre de igual forma para grandes lagos, tales como el Michigan (Choi *et al.*, 2012), donde el periodo de esta onda es muy grande en comparación a la variabilidad meteorológica. Es importante destacar que la fluctuación vertical de las isotermas producto de las ondas Kelvin alcanzan los 30 m en época de máxima estratificación (febrero), lo cual produce grandes fluctuaciones térmicas en los bordes del lago, cuya área de impacto depende de la pendiente del fondo. Estos cambios bruscos de temperatura tienen impacto en el intercambio vertical, condiciones que afectan a la biota, resuspensión de sedimentos y calidad del agua en los bordes del lago (Troy *et al.*, 2012).

Por otro lado, la forzante del viento tiene un periodo dominante de 24 h, correspondiente a la fluctuación diaria comentada anteriormente, la cual se presenta en forma mas notoria en los meses de máxima estratificación (diciembre a marzo). Luego del análisis de la serie de tiempo de velocidades en el lago, se observó que existe una resonancia leve entre el viento y la onda Poincaré, la cual se caracteriza por tener mayores amplitudes en la zona central del lago, con giros anticiclónicos, y que domina en los primeros 20 m. Además, se observó que la época en que domina esta onda, está comprendida en el periodo en que la intensidad de la onda Poincaré con periodo inercial se ve disminuida (en la zona del epilimnion), dado que predominan los modos verticales más altos.

En cuanto a la circulación general en el lago, se observó que en los meses de febrero a abril se genera la estructura conocida como *doble-giro*, en donde se generan corrientes a

favor del viento en las orillas del lago y un retorno en el centro. Esta estructura se produce, en general, luego del cese de un viento norte intenso. Posterior a esta fecha, la cantidad de giros en el lago comienza a aumentar hasta el mes de septiembre, donde nuevamente comienzan a dominar las ondas Poincaré.

A partir de las simulaciones realizadas con el contaminante ficticio, se observó que, en primer lugar, cuando el lago está estratificado el contaminante se concentra en la zona del epilimnion y a medida que se profundiza la termoclina lo hace también la zona de mezcla del contaminante. Sin embargo, en el mes de agosto, cuando existe mezcla completa en el lago, el contaminante se distribuye de forma homogénea en la vertical. En el lago Geneva, ocurre algo muy similar ya que Goldscheider *et al.* (2007) observaron que luego de inyectar un trazador en la zona del hipolimnion en el periodo de estratificación, este no fue detectado en la superficie, mientras que la situación se revierte luego de repetir el experimento en la época de mezcla.

Por otro lado, en cuanto a la distribución horizontal del contaminante, se observó que el movimiento horizontal a grandes escalas se produce principalmente por los giros que predominan en los meses de otoño, los cuales son el principal responsable de la advección del contaminante. Sin embargo, las ondas internas también tienen el rol de aumentar la dispersión horizontal, lo cual produce que el contaminante pase de un celda rotatoria a otra, además de modificar la distribución espacial del grado de dispersión (Stocker & Imberger, 2003). Este mecanismo puede ser dominante a la dispersión turbulenta en plumas de contaminante de gran tamaño y grandes escalas de tiempo.

Por último, una posible mejora a la simulación hubiese sido crear un campo de velocidades del viento sobre el lago, ya que Shimizu *et al.* (2007) observaron que la distribución espacial de los giros en el lago Biwa imitan la curvatura del viento. Además, otra consecuencia de una variación espacial en el viento, podría ser el cambio de frecuencias en las ondas topográficas (Shilo *et al.*, 2007). Es por esto, que considerando la topografía de la zona, la cual involucra dos volcanes cercanos al lago (Osorno y Calbuco), hubiese sido de utilidad tener una mayor cantidad de estaciones meteorológicas en el lago.

Bibliografía

- AHMED, S., TROY, C. D. & HAWLEY, N. (2013). Spatial structure of internal Poincaré waves in Lake Michigan. *Environmental Fluid Mechanics* **14**(5), 1229–1249.
- ANTENUCCI, J. P. (2009). Currents in Stratified Water Bodies 3 : Effects of Rotation. In: *Encyclopedia of Inland Waters* (LIKENS, G. F., ed.). Elsevier BV, pp. 559–567.
- ANTENUCCI, J. P., IMBERGER, J. & SAGGIO, A. (2000). Seasonal evolution of the basin-scale internal wave field in a large stratified lake. *Limnology and Oceanography* **45**(7), 1621–1638.
- AUSTIN, J. (2013). Observations of near-inertial energy in Lake Superior. *Limnology and Oceanography* **58**(2), 715–728.
- BENNETT, J. R. (1974). On the Dynamics of Wind-Driven Lake Currents. *Journal of Physical Oceanography* **4**, 400–412.
- BENNINGTON, V., MCKINLEY, G. A., KIMURA, N. & WU, C. H. (2010). General circulation of Lake Superior: Mean, variability, and trends from 1979 to 2006. *Journal of Geophysical Research: Oceans* **115**(12), 1–14.
- BOUFFARD, D., BOEGMAN, L. & RAO, Y. R. (2012). Poincaré wave-induced mixing in a large lake. *Limnology and Oceanography* **57**(4), 1201–1216.
- CALOI, P. & PANNOCCHIA, G. (1961). Ancora sulle onde interne del lago di Bracciano e sui fenomeni ad esse col- legati. *Ann. Geofisica* **14**, 345–455.
- CAMPOS, H., STEFEN, W., AGUERO, G., PARRA, O. & ZÚÑIGA, L. (1988). Limnological study of Lake Llanquihue (Chile). Morphometry, physics, chemistry, plankton and primary productivity. *Arch. Hydrobiol./ Suppl* **81**, 37–67.
- CENTRO NACIONAL DEL MEDIO AMBIENTE, U. D. C. (2007). Estudio para la implementación de medidas para el control de la contaminación hídrica: antecedentes de apoyo a la elaboración de la "Norma secundaria de calidad ambiental para la protección de las aguas del lago Llanquihue". Tech. rep., Comisión Nacional del Medio Ambiente X Region, Santiago.

- CHOI, J., TROY, C. D., HSIEH, T. C., HAWLEY, N. & MCCORMICK, M. J. (2012). A year of internal Poincaré waves in southern Lake Michigan. *Journal of Geophysical Research: Oceans* **117**(7), 1–12.
- CSANADY, G. T. (1973a). Transverse Internal Seiches in Large Oblong Lakes and Marginal Seas. *Journal of Physical Oceanography* **3**(4), 439–447.
- CSANADY, G. T. (1973b). Wind-Induced Barotropic Motions in Long Lakes. *Journal of Physical Oceanography* **3**, 429–438.
- CSANADY, G. T. (1975). Hydrodynamics of large lakes. *Annu. Rev. Fluid Mech* **7**, 357–386.
- CSANADY, G. T. (1976). Topographic Waves in Lake Ontario. *Journal of Physical Oceanography* **6**, 93–103.
- CUSHMAN-ROISIN, B. & BECKERS, J.-M. (2008). *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects*, vol. 28. Academic Press.
- DAUBECHIES, I. (1990). The wavelet transform, time-frequency localization and signal analysis. *Information Theory, IEEE Transactions on* **36**(5), 961–1005.
- DECRETO 122 (2010). Establece normas secundarias de calidad ambiental para la protección de las aguas del lago Llanquihue. Biblioteca del Congreso Nacional de Chile. Santiago, 17 de noviembre del 2009.
- DELTARES (2014). Delft3D-FLOW, User Manual.
- DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA, U. D. C. (2012). Explorador de Energía Eólica. URL <http://walker.dgf.uchile.cl/Explorador/Eolico2/>.
- EMERY, W. J. & THOMSON, R. E. (2001). Data analysis methods in physical oceanography. chap. 5. Elsevier, 3 ed., pp. 371–567.
- FREEMETEO (). El Tiempo. Pronósticos del Tiempo. URL <http://freemeteo.cl/eltiempo/?language=spanishar{&}country=chile>.
- GERRITSEN, H., GOEDE, E., PLATZEK, F. W., VAN KESTER, J., GENSEBERGER, M. & UITTENBOGAARD, R. E. (2008). Validation Document Delft3D-FLOW.
- GLOOR, M., WÜEST, A. & MÜNNICH, M. (1994). Benthic boundary mixing and resuspension induced by internal seiches. *Hydrobiologia* **284**(1), 59–68.
- GOLDSCHIEDER, N., HALLER, L., POTÉ, J., WILDI, W. & ZOPFI, J. (2007). Characterizing water circulation and contaminant transport in Lake Geneva using bacteriophage tracer experiments and limnological methods. *Environmental Science and Technology* **41**(15), 5252–5258.

- GÓMEZ-GIRALDO, A., IMBERGER, J. & ANTENUCCI, J. P. (2006). Spatial structure of the dominant basin-scale internal waves in Lake Kinneret. *Limnology and Oceanography* **51**(1), 229–246.
- HODGES, B. R., SAGGIO, A., WINTERS, K. B., IMBERGER, J., SAGGIO, A. & WINTERS, K. B. (2000). Modeling basin-scale internal waves in a stratified lake. *Limnology and Oceanography* **45**(7), 1603–1620.
- IMBERGER, J. (1998). Flux paths in a stratified lake : A review. In: *Physical Processes in lakes and oceans*, vol. 54. pp. 1–17.
- KUNDU, P. K. & COHEN, I. M. (2004). Fluid Mechanics. chap. 14. Elsevier, third ed., pp. 579–651.
- LARGE, W. G. & POND, S. (1981). Open Ocean Momentum Flux Measurements in Moderate to Strong Winds. *Journal of Physical Oceanography* **11**(3), 324–336.
- LEMMIN, U., MORTIMER, C. H. & BÄUERLE, E. (2005). Internal seiche dynamics in Lake Geneva. *Limnology and Oceanography* **50**(1), 207–216.
- MCCOMBS, M. P., MULLIGAN, R. P., BOEGMAN, L. & RAO, Y. R. (2014). Modeling surface waves and wind-driven circulation in eastern Lake Ontario during winter storms. *Journal of Great Lakes Research* **40**(S3), 130–142.
- MERUANE, C. (2005). "El efecto del viento puelche sobre la hidrodinámica y calidad de aguas del lago Villarica". Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- MORTIMER, C. H. (2006). Inertial oscillations and related internal beat pulsations and surges in Lakes Michigan and Ontario. *Limnology and Oceanography* **51**(5), 1941–1955.
- PAUL, L. & MILLER, G. (1996). Wavelet transforms and ocean current data analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **13**, 1090–1099.
- RAZMI, A. M., BARRY, D. A., BAKHTYAR, R., LE DANTEC, N., DASTGHEIB, A., LEMMIN, U. & WÜEST, A. (2013). Current variability in a wide and open lacustrine embayment in Lake Geneva (Switzerland). *Journal of Great Lakes Research* **39**(3), 455–465.
- ROZAS, C., DE LA FUENTE, A., ULLOA, H., DAVIES, P. & NIÑO, Y. (2013). Quantifying the effect of wind on internal wave resonance in Lake Villarica, Chile. *Environmental Fluid Mechanics* **14**(4), 849–871.
- RUEDA, F. J., SCHLADOW, S. G. & PÁLMARSSON, S. Ó. (2003). Basin-scale internal wave dynamics during a winter cooling period in a large lake. *Journal of Geophysical Research* **108**(C3), 1–16.

- SHILO, E., ASHKENAZY, Y., RIMMER, A., ASSOULINE, S., KATSAFADOS, P. & MAHRER, Y. (2007). Effect of wind variability on topographic waves: Lake Kinneret case. *Journal of Geophysical Research: Oceans* **112**(12), 1–14.
- SHIMIZU, K., IMBERGER, J. & KUMAGAI, M. (2007). Horizontal structure and excitation of primary motions in a strongly stratified lake. *Limnology and Oceanography* **52**(6), 2641–2655.
- STOCKER, R. & IMBERGER, J. (2003). Energy Partitioning and Horizontal Dispersion in a Stratified Rotating Lake*. *Journal of Physical Oceanography* **33**(3), 512–529.
- TROY, C. D., AHMED, S., HAWLEY, N. & GOODWELL, A. (2012). Cross-shelf thermal variability in southern Lake Michigan during the stratified periods. *Journal of Geophysical Research: Oceans* **117**(2), 1–16.
- VALIPOUR, R., BOUFFARD, D., BOEGMAN, L. & RAO, Y. R. (2015). Near-inertial waves in Lake Erie. *Limnology and Oceanography* **60**, 1522–1535. URL <http://dx.doi.org/10.1002/lno.10114>.
- VIDAL, J., RUEDA, F. J. & CASAMITJANA, X. (2007). The seasonal evolution of high vertical-mode internal waves in a deep reservoir. *Limnology and Oceanography* **52**(6), 2656–2667.

Anexos

Anexo A

Espectro de potencia rotacional anticiclónico

19/Sep/14 – 10/Oct/14

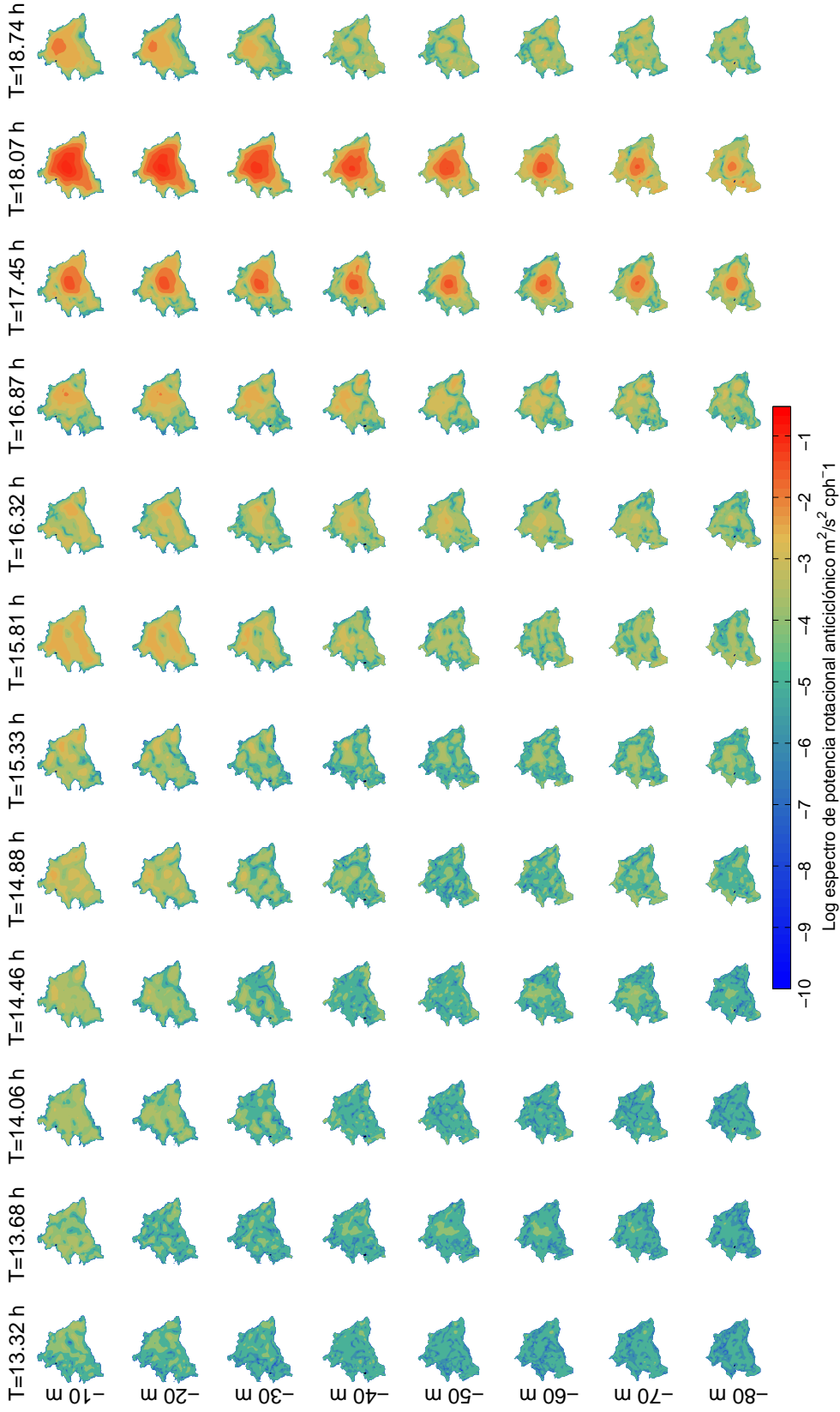


Figura A.1: Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 19 de septiembre y el 10 de octubre del 2014.

24/Oct/14 - 14/Nov/14

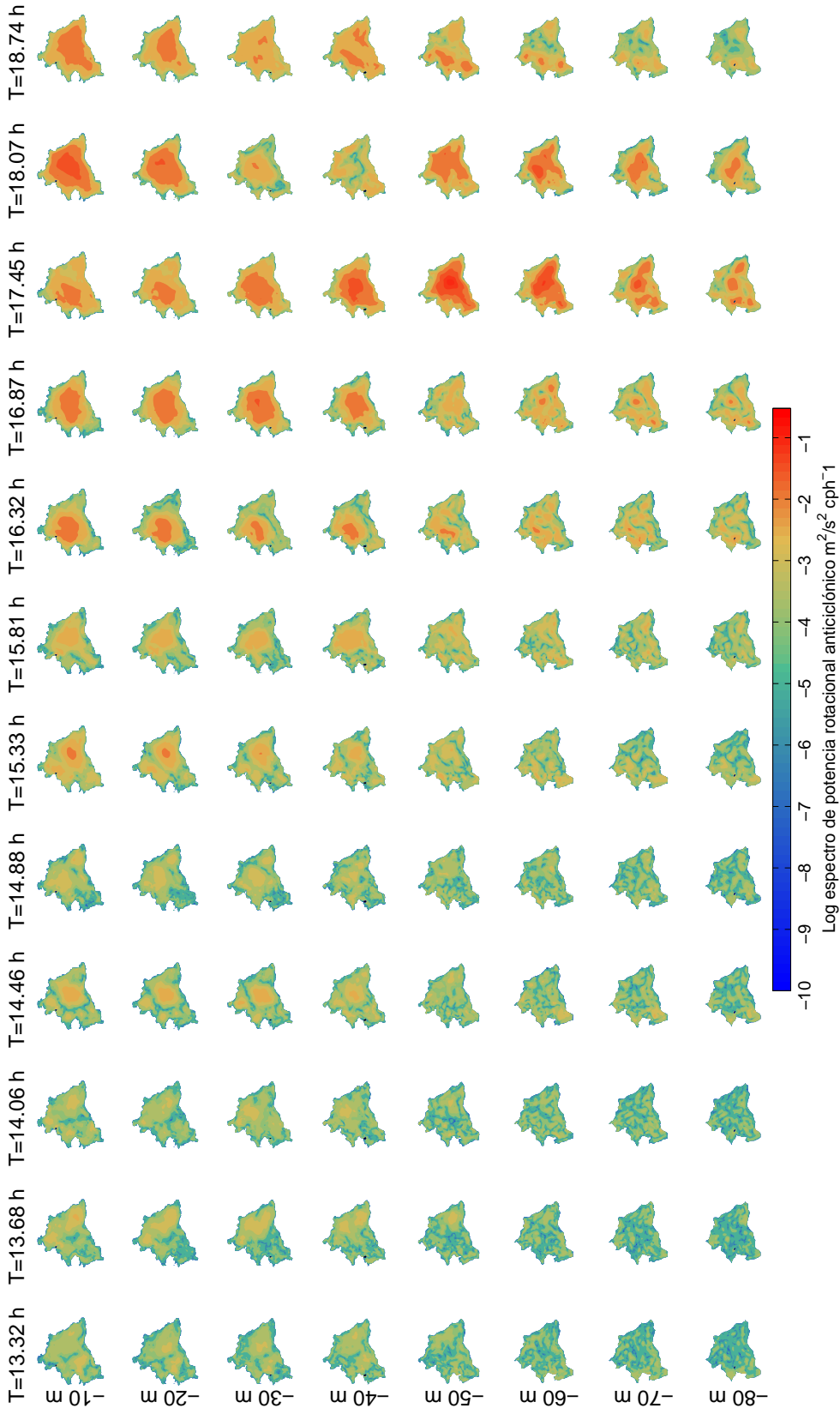


Figura A.2: Espectro de potencia rotacional anticiclónica para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 24 de octubre y el 14 de noviembre del 2014.

2/Ene/15 - 23/Ene/15

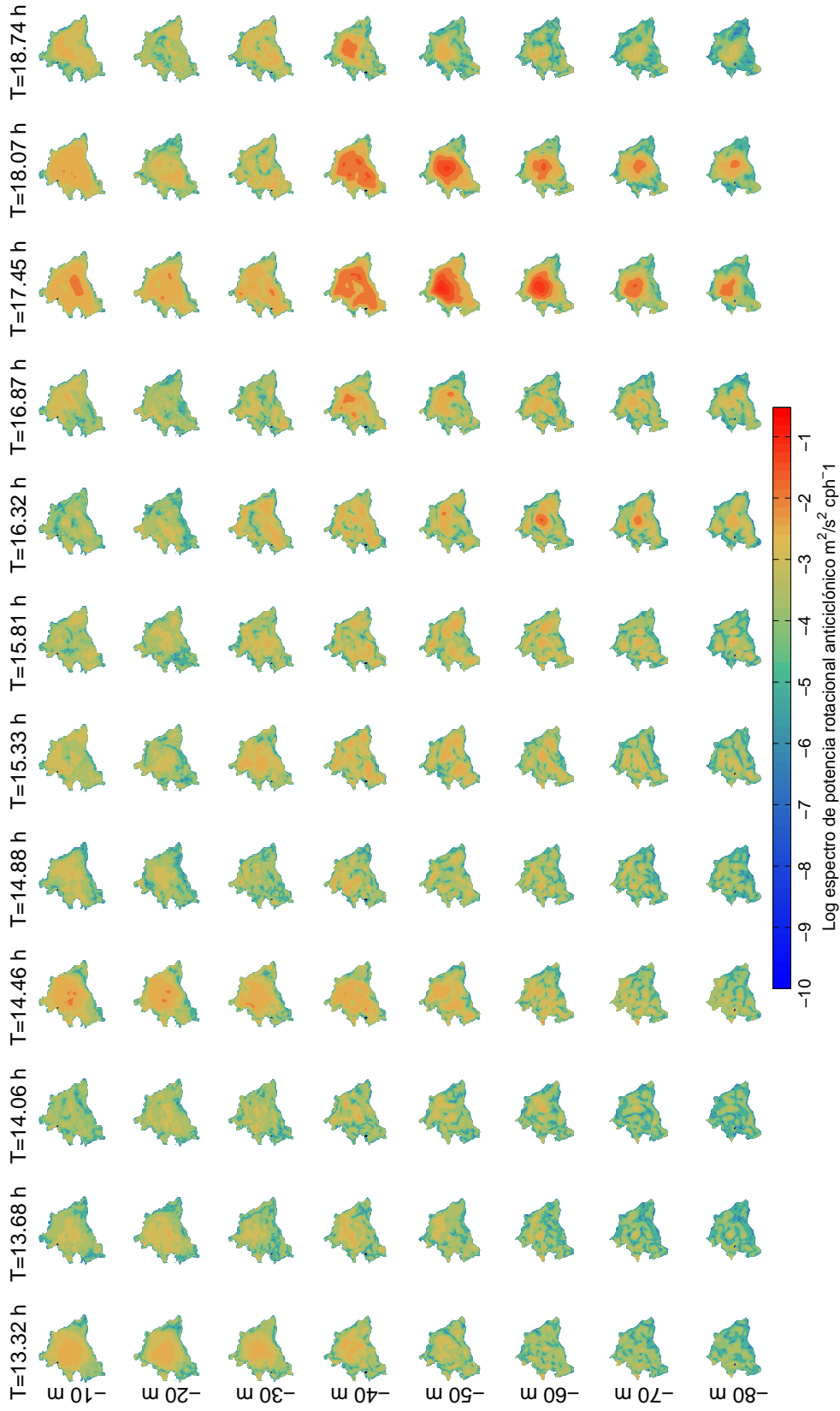


Figura A.3: Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 2 y 23 de enero del 2015.

13/Feb/15 – 6/Mar/15

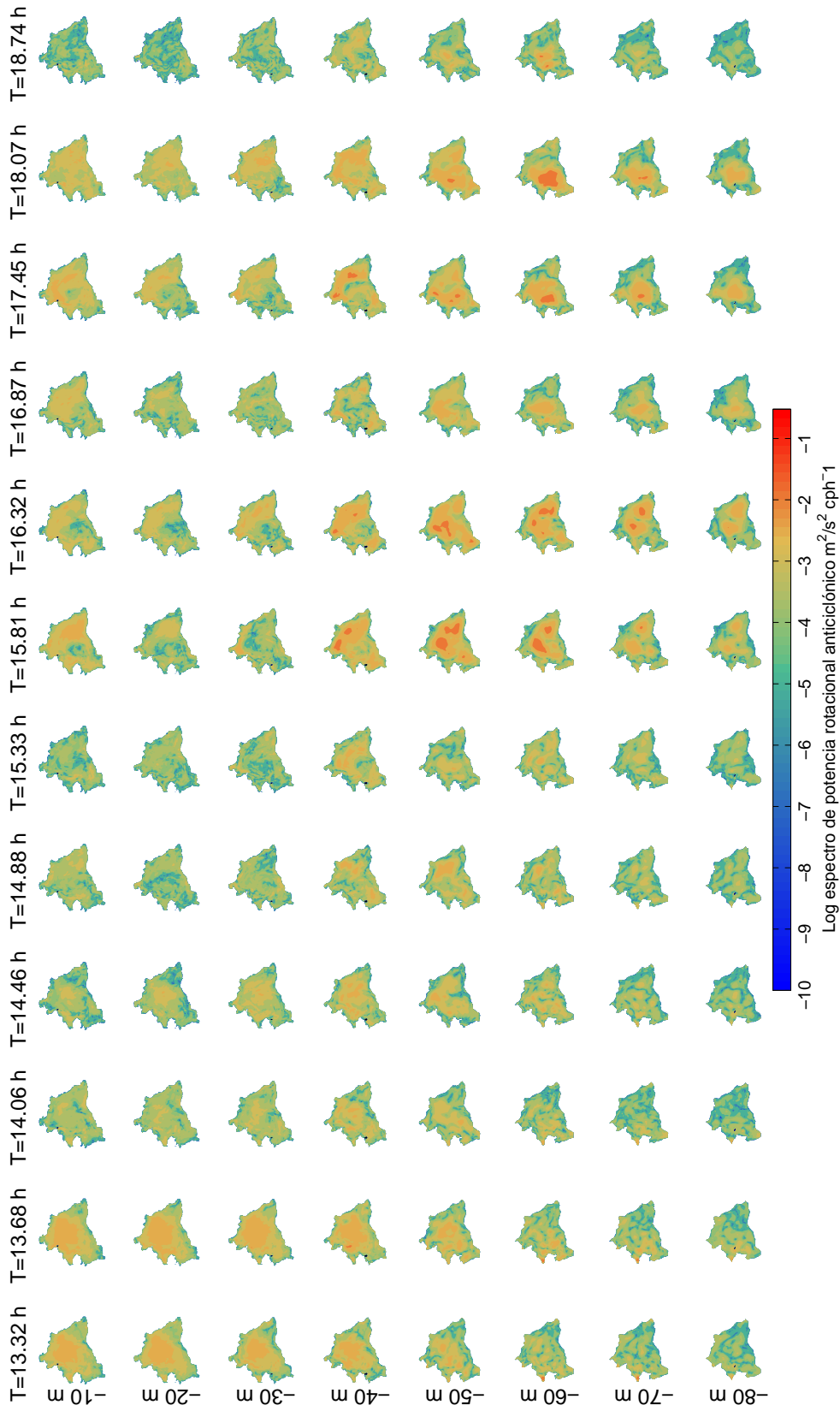


Figura A.4: Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 13 de febrero y el 6 de marzo del 2015.

17/Jul/15 – 7/Ago/15

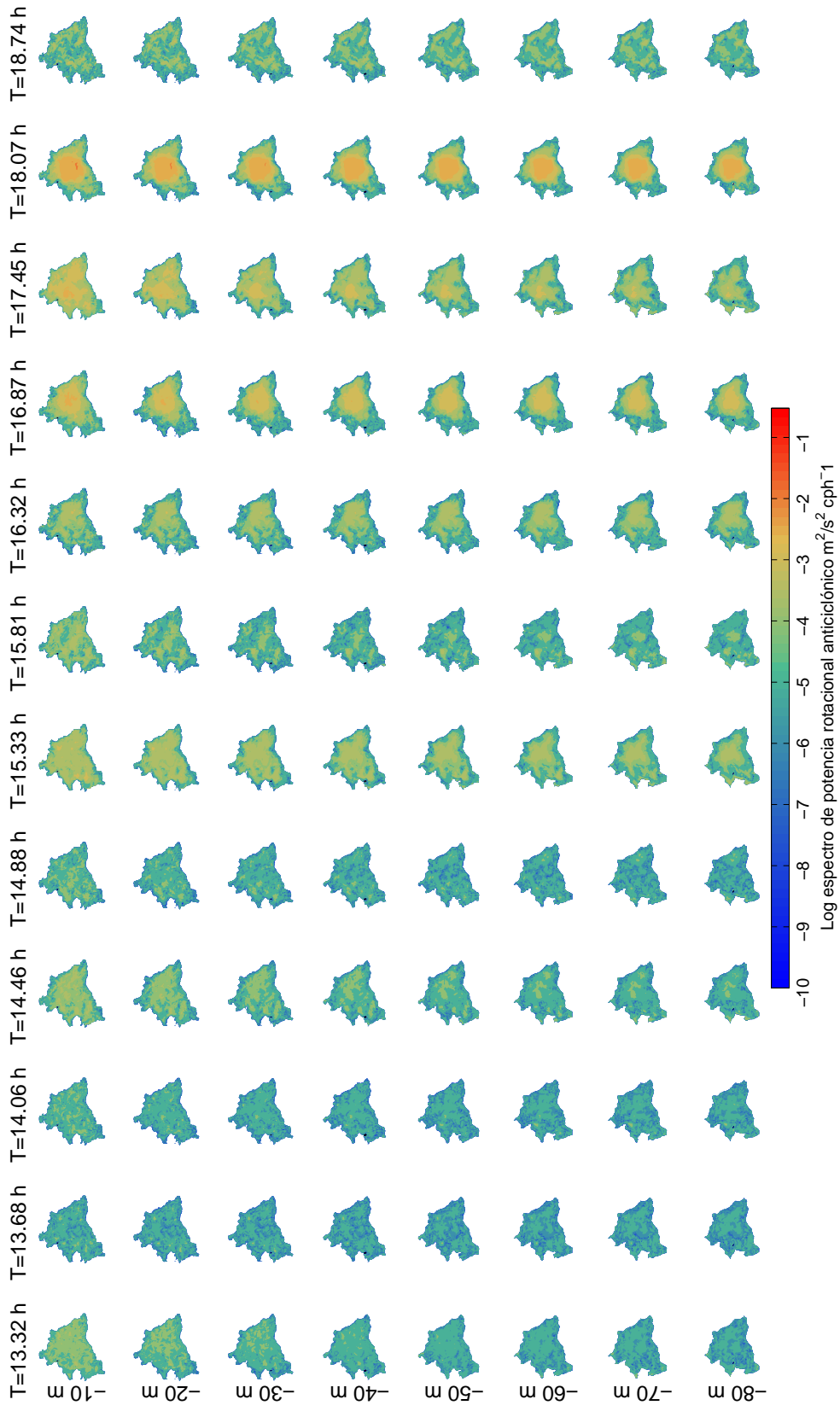


Figura A.5: Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 17 de julio y el 7 de agosto del 2015.

25/Sep/15 – 16/Oct/15

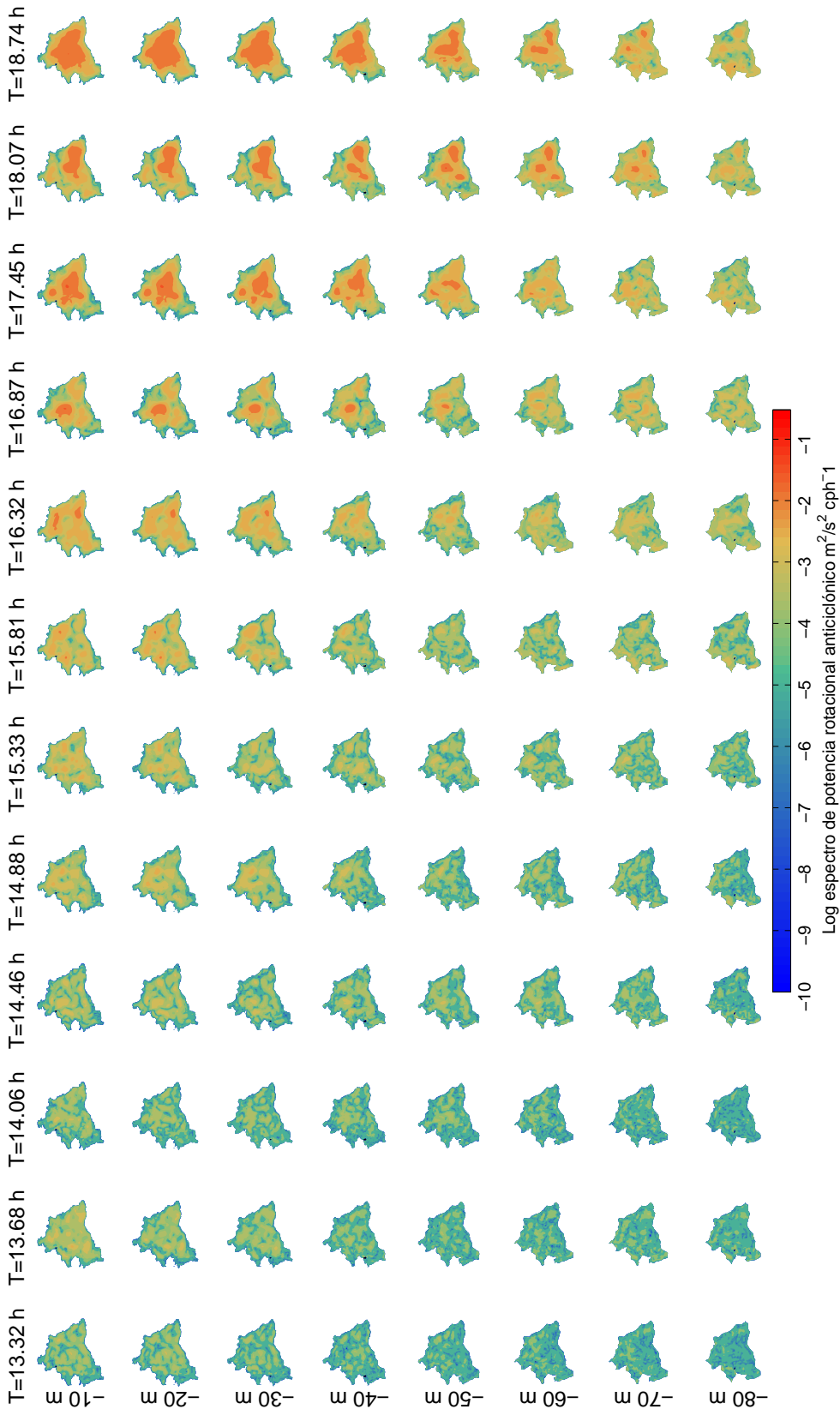


Figura A.6: Espectro de potencia rotacional anticiclónica para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 25 de septiembre y el 16 de octubre del 2015.

13/Nov/15 - 4/Dic/15

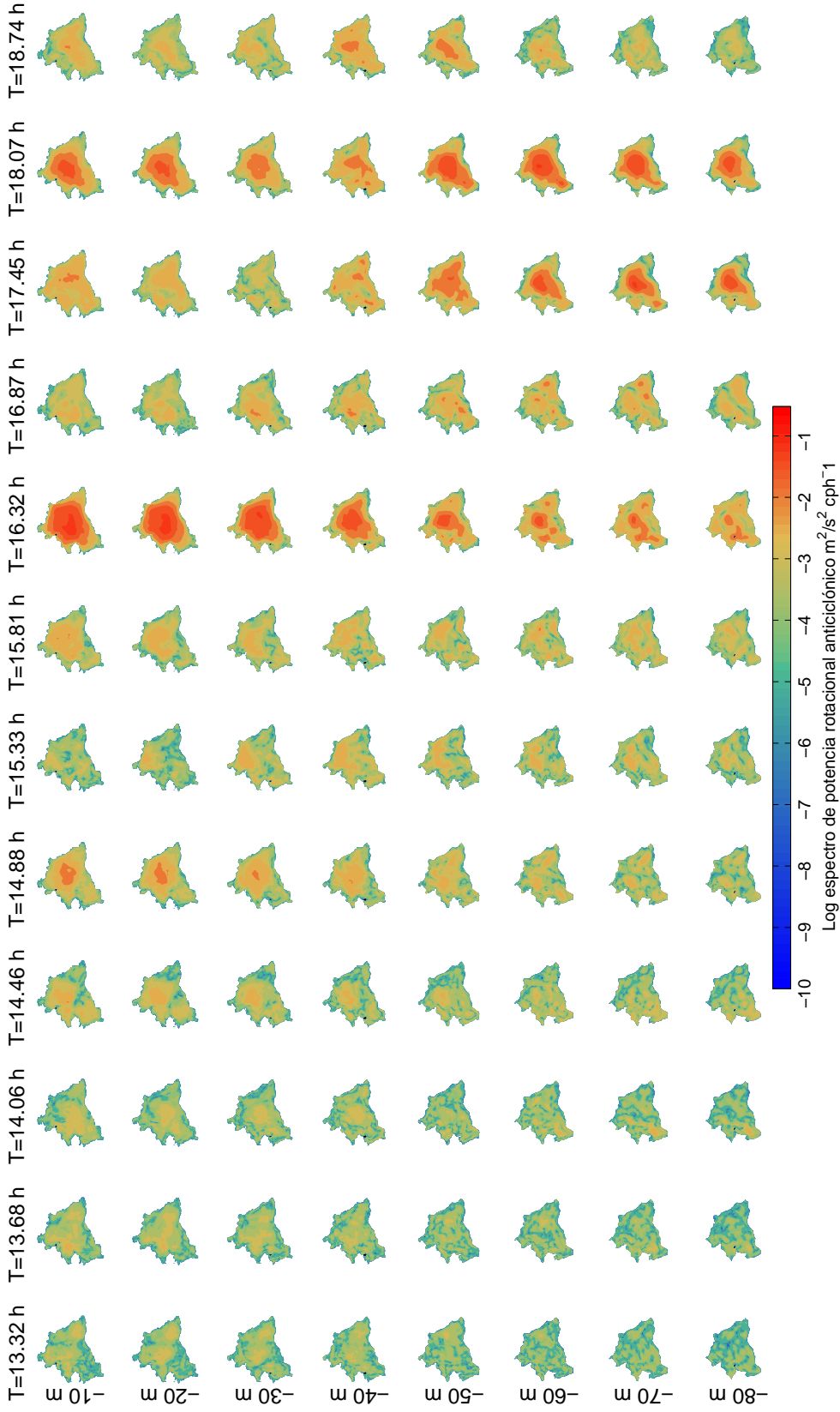


Figura A.7: Espectro de potencia rotacional anticiclónica para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 13 de noviembre y el 4 de diciembre del 2015.

22/Ene/16 – 12/Feb/16

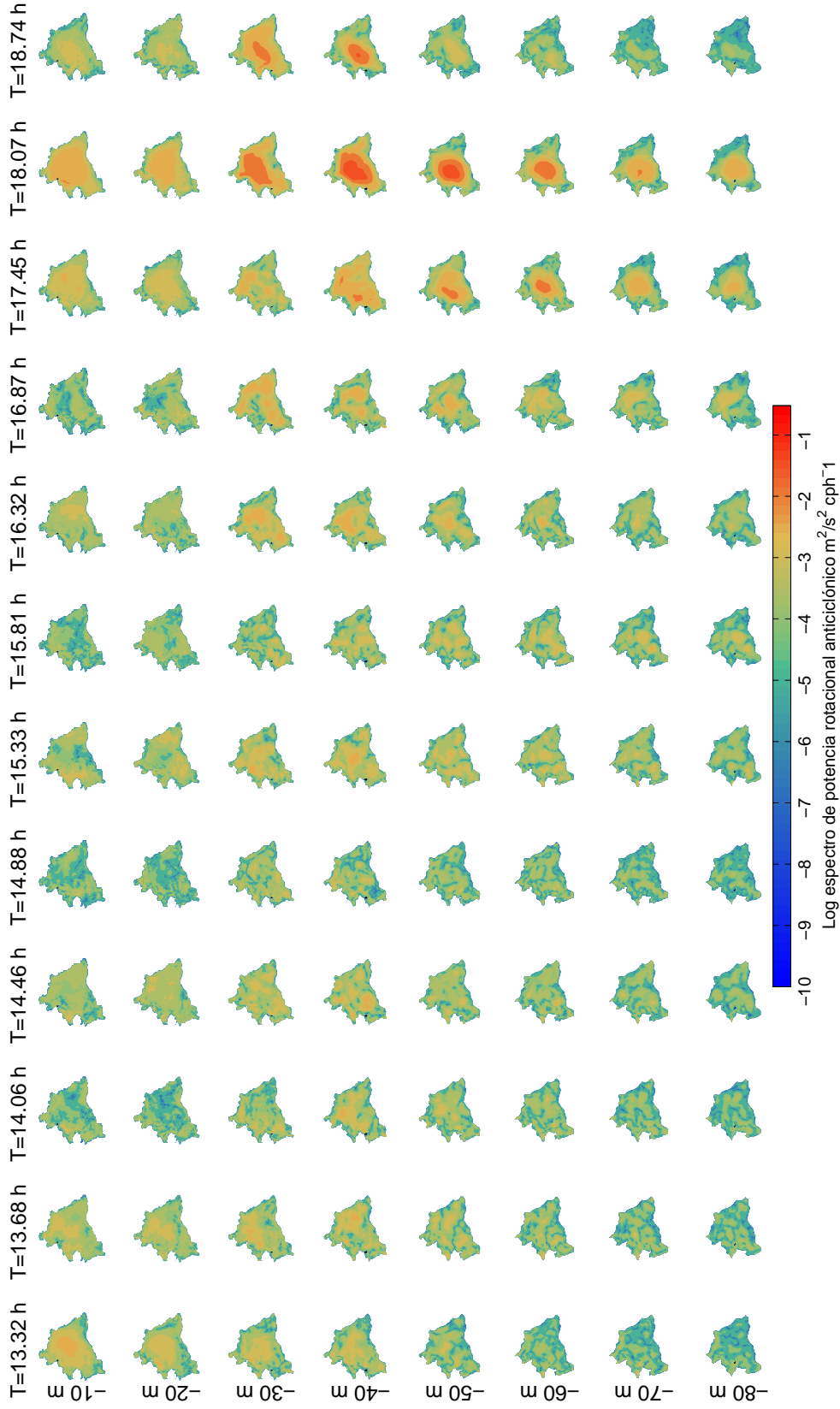


Figura A.8: Espectro de potencia rotacional anticiclónica para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 22 de enero y el 12 de febrero del 2016.

4/Mar/16 – 26/Mar/16

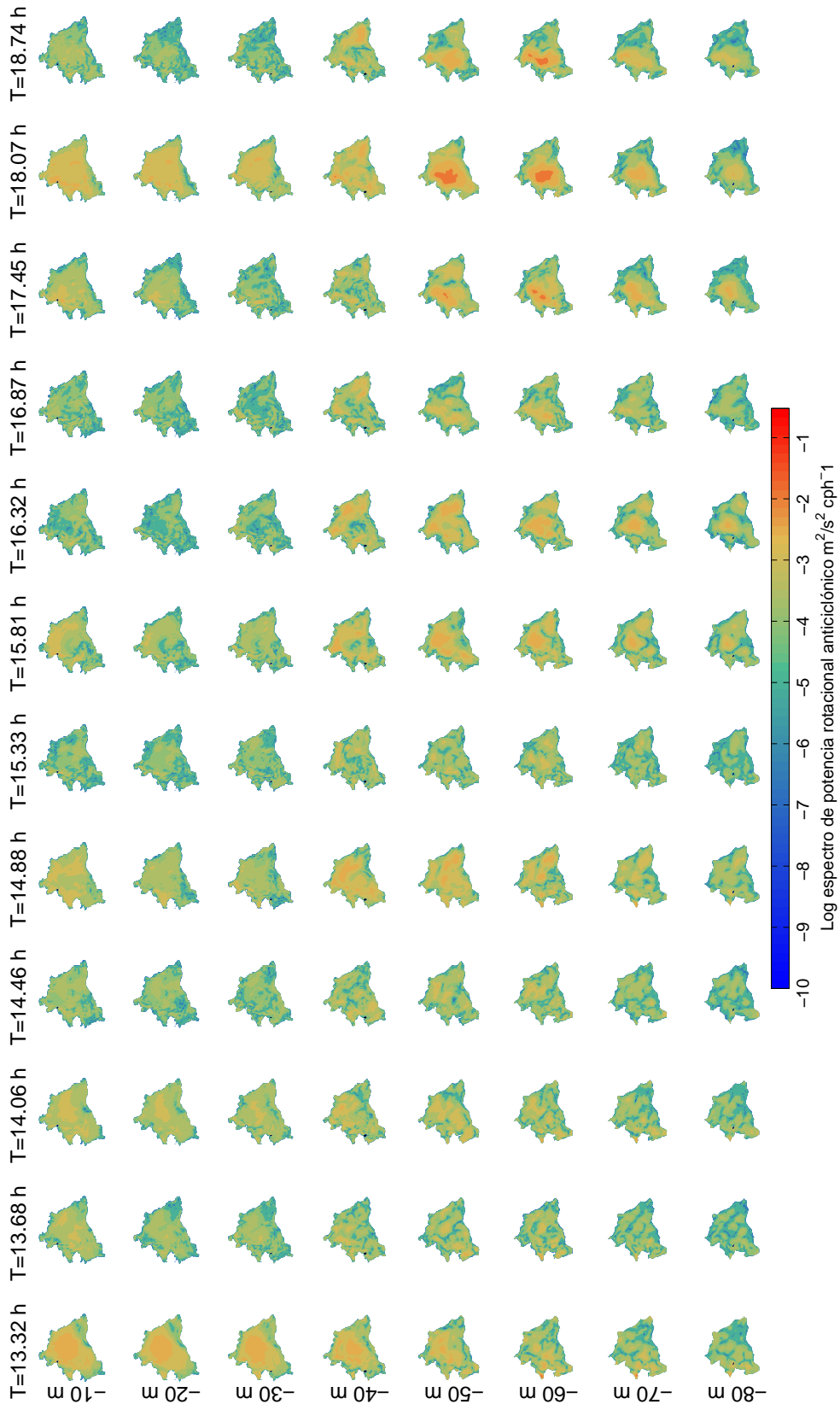


Figura A.9: Espectro de potencia rotacional anticiclónico para periodos dominantes entre 13 y 19 horas, entre el 4 y el 25 de marzo del 2016.

Anexo B

Perfil de velocidades P9

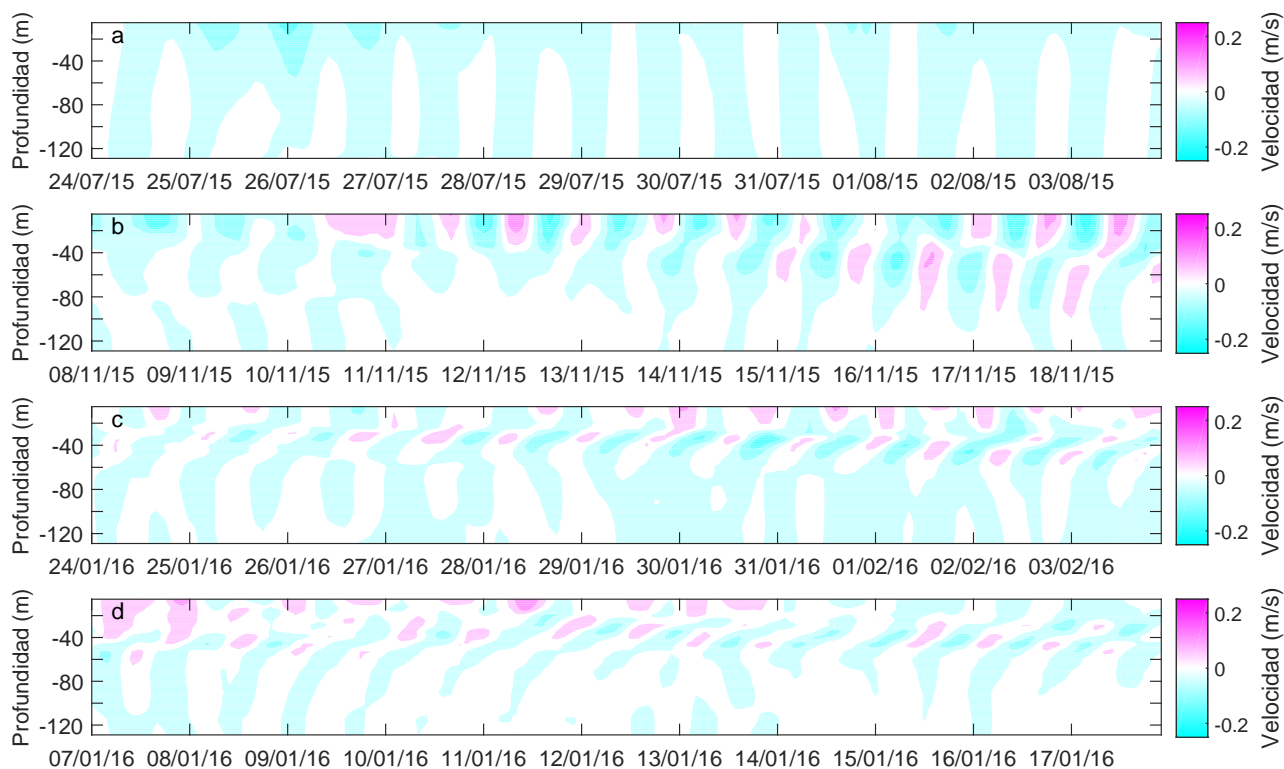


Figura B.1: Perfil de velocidades dirección este-oeste en el punto P9 en distintos periodos, representando los modos V0 (a), V1(b), V2(c) y V3(d).

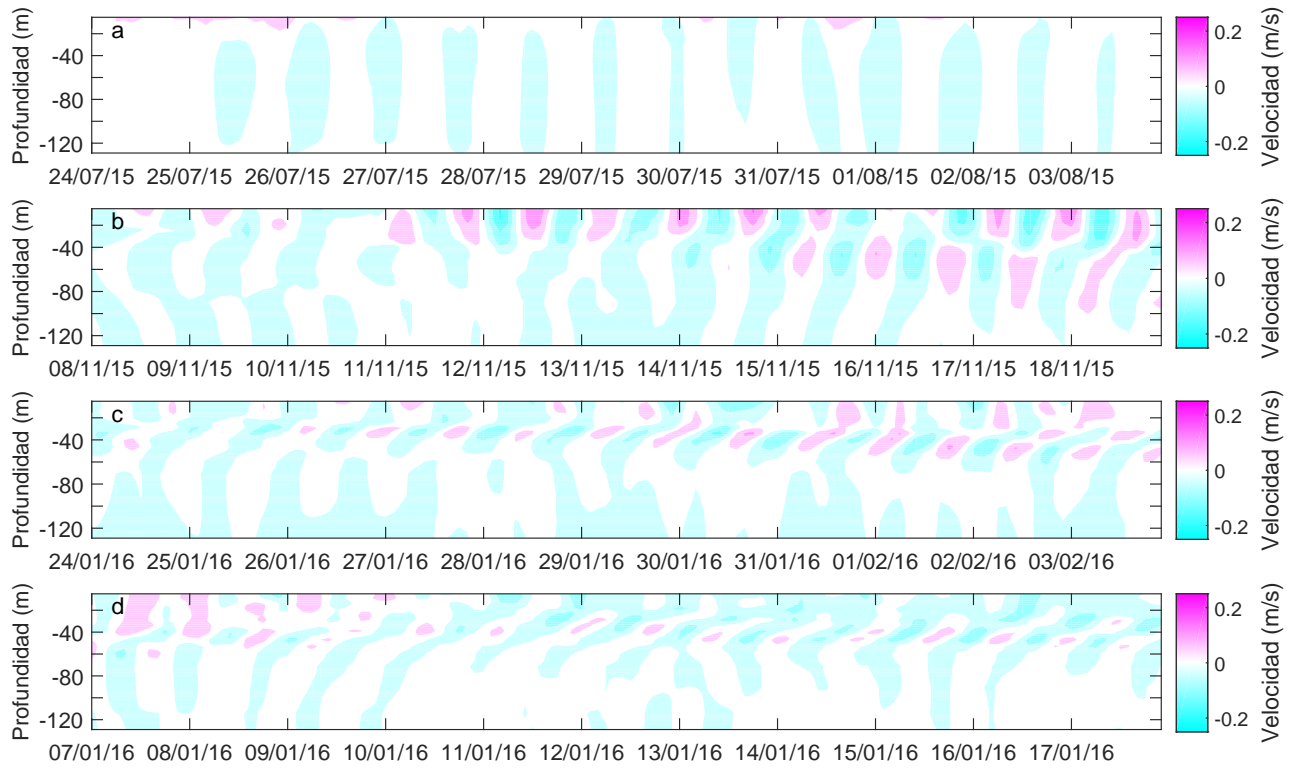


Figura B.2: Perfil de velocidades dirección norte-sur en el punto P9 en distintos periodos, representando los modos V0 (a), V1(b), V2(c) y V3(d).

Anexo C

Espectro de potencia rotacional ciclónico

19/Sep/14 – 10/Oct/14

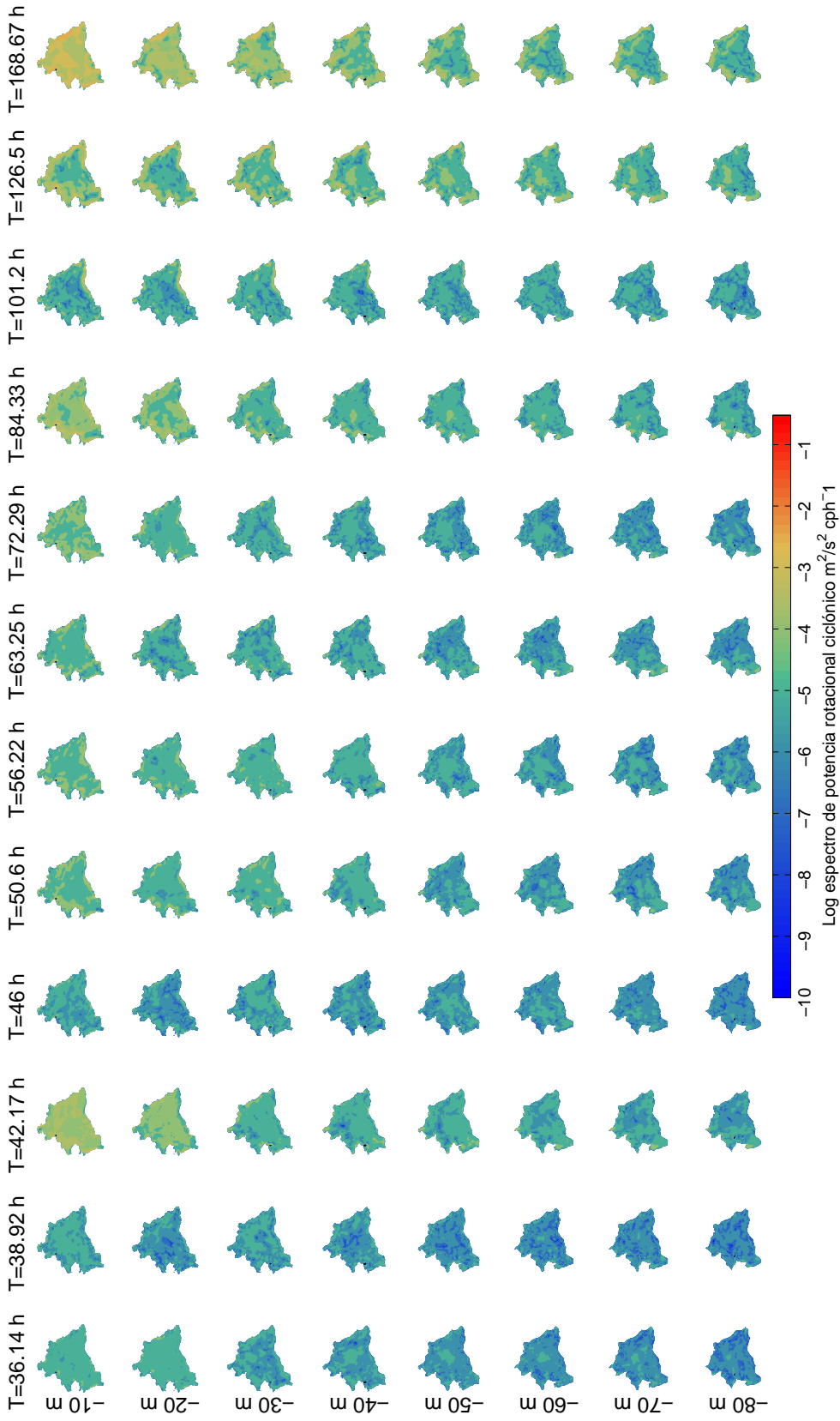


Figura C.1: Espectro de potencia rotacional ciclónica para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 19 de septiembre y el 10 de octubre del 2014.

24/Oct/14 - 14/Nov/14

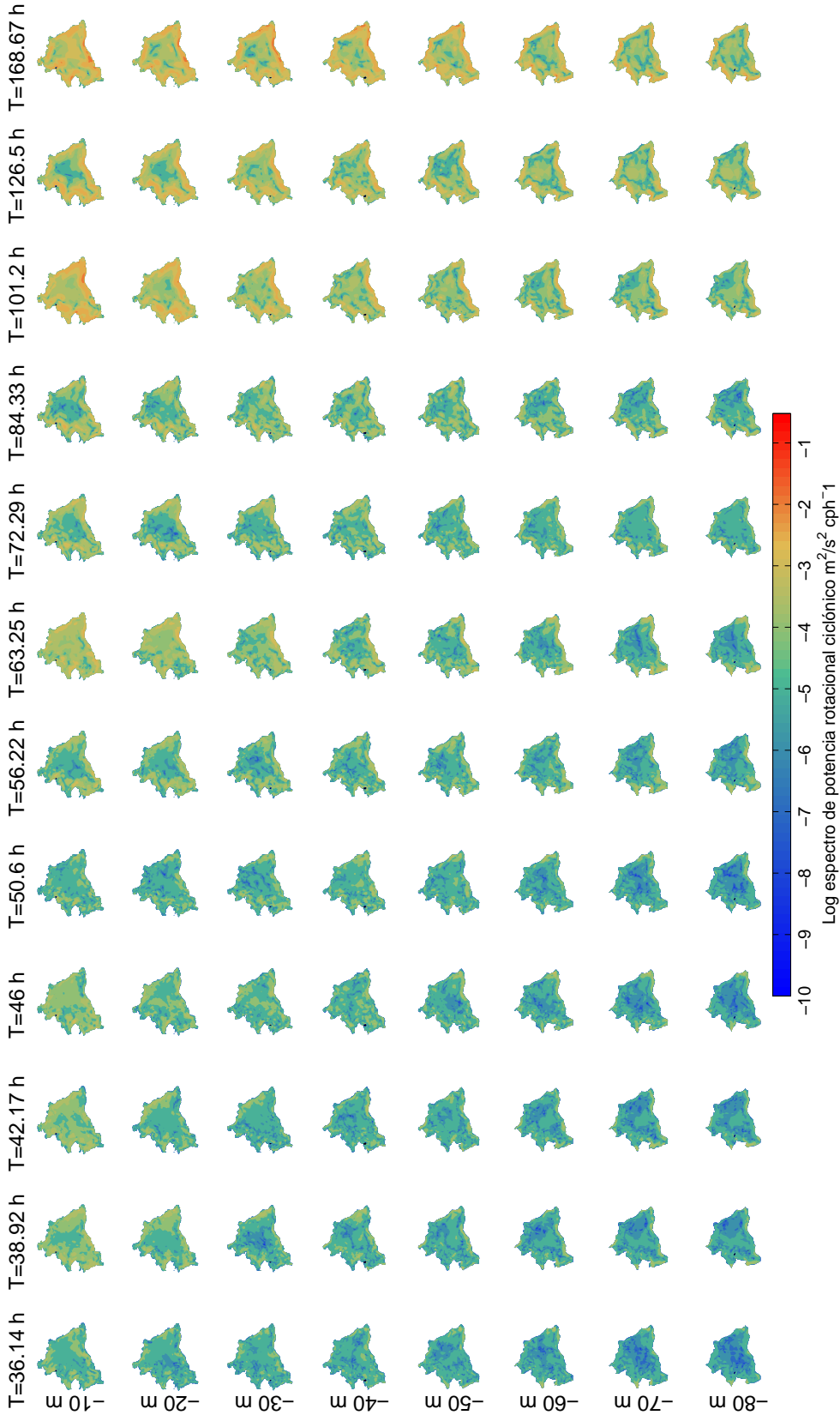


Figura C.2: Espectro de potencia rotacional ciclónica para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 24 de octubre y el 14 de noviembre del 2014.

2/Ene/15 - 23/Ene/15

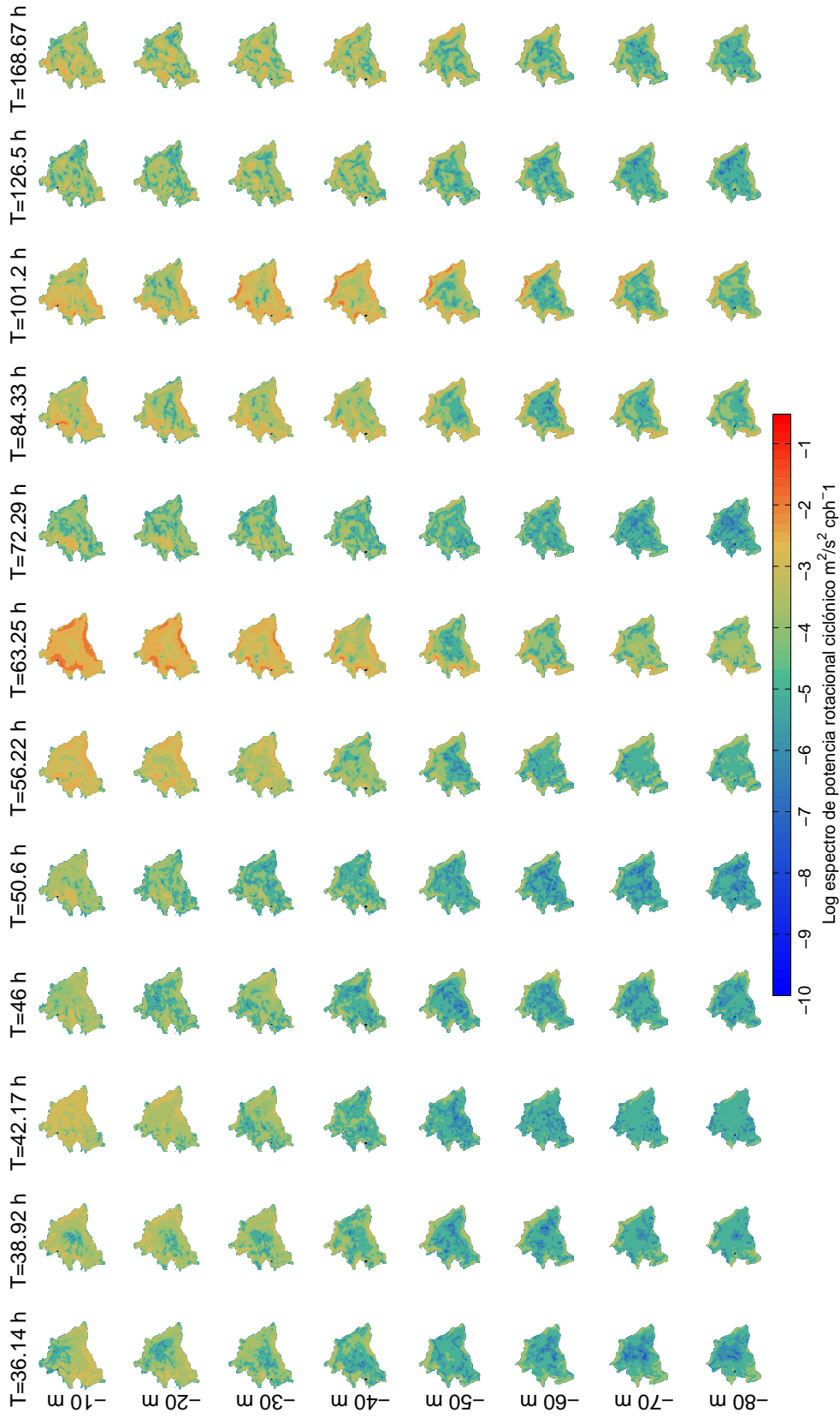


Figura C.3: Espectro de potencia rotacional ciclónica para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 2 y 23 de enero del 2015.

13/Feb/15 – 6/Mar/15

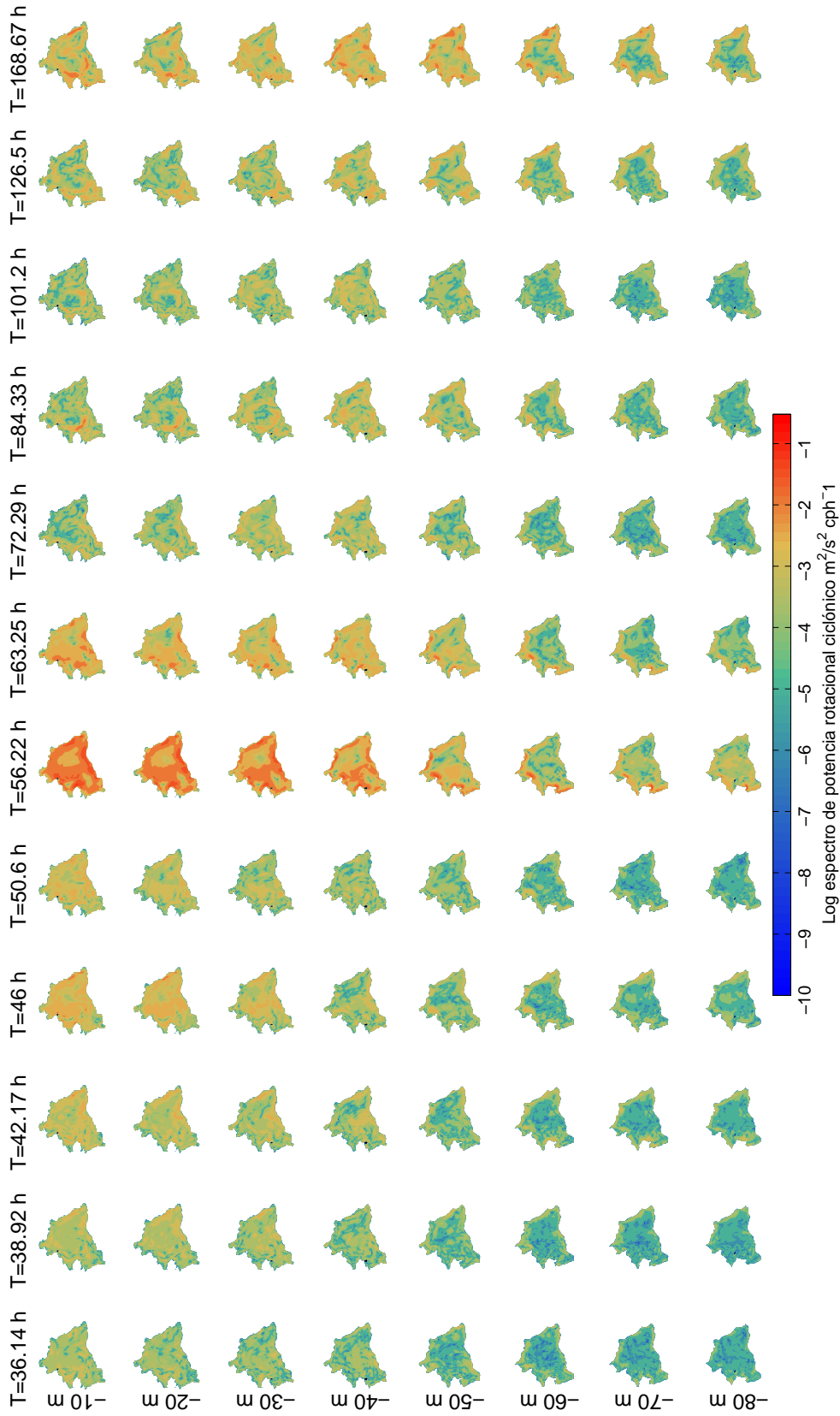


Figura C.4: Espectro de potencia rotacional ciclónica para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 13 de febrero y el 6 de marzo del 2015.

17/Jul/15 - 7/Ago/15

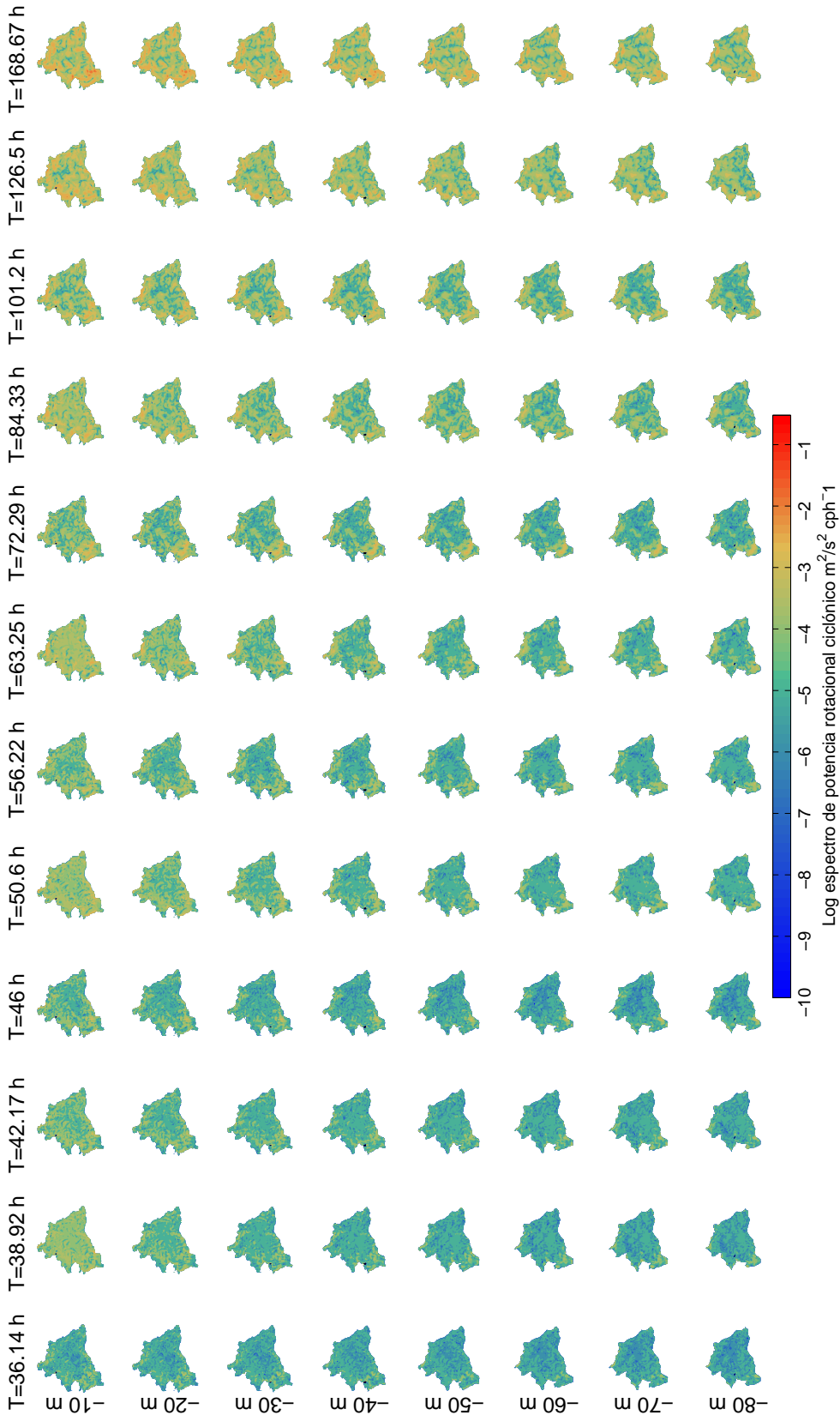


Figura C.5: Espectro de potencia rotacional ciclónica para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 17 de julio y el 7 de agosto del 2015.

25/Sep/15 – 16/Oct/15

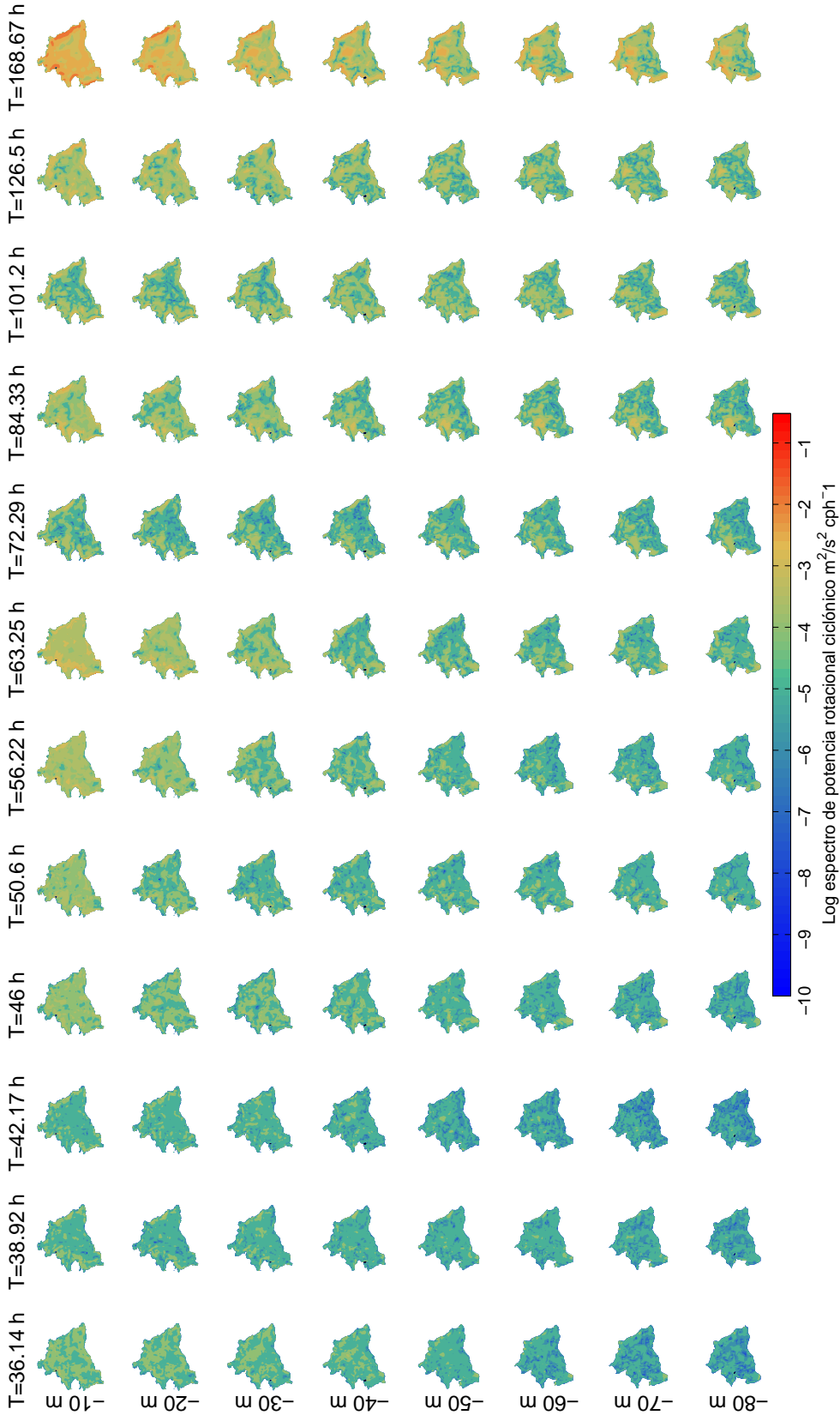


Figura C.6: Espectro de potencia rotacional ciclónica para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 25 de septiembre y el 16 de octubre del 2015.

13/Nov/15 - 4/Dic/15

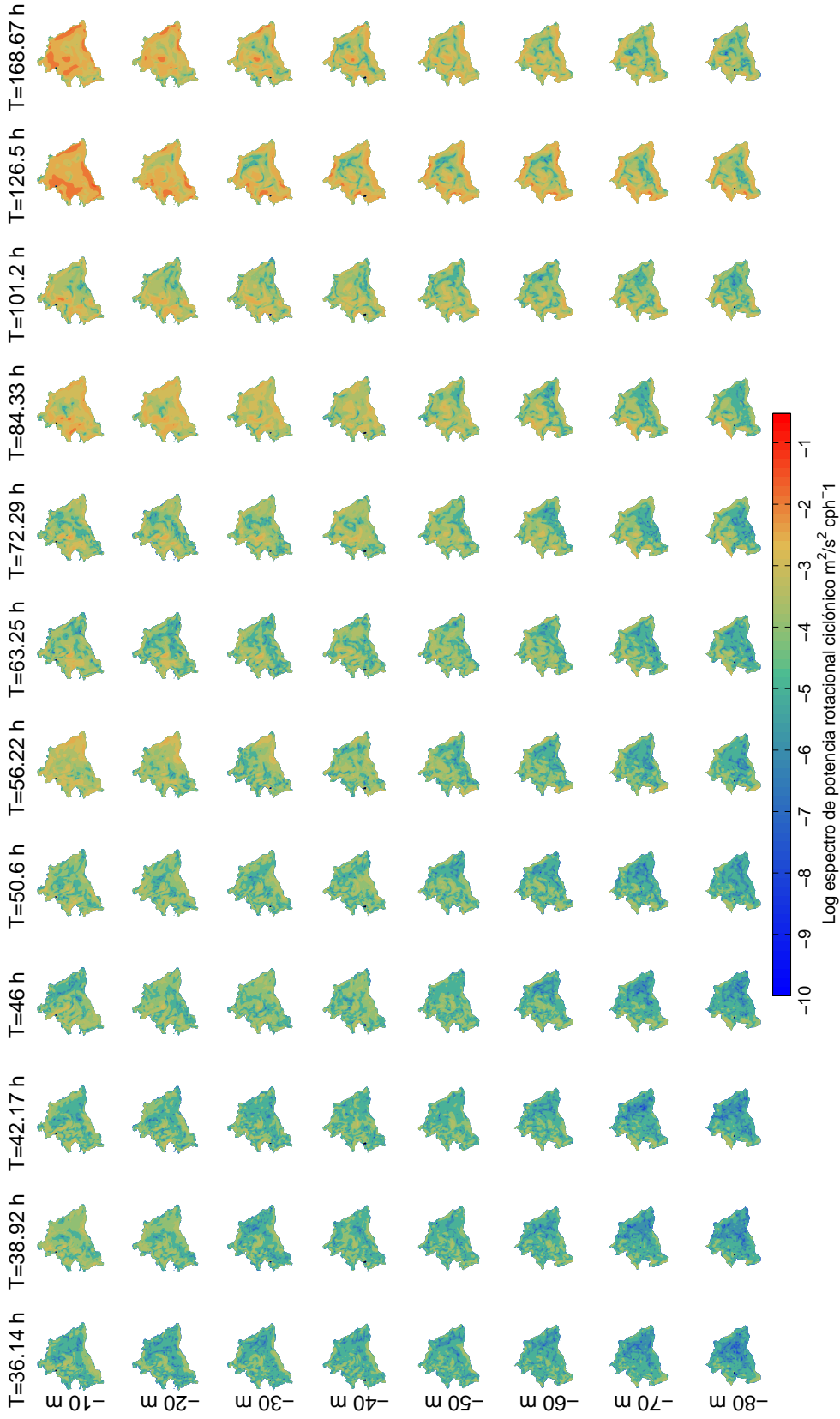


Figura C.7: Espectro de potencia rotacional ciclónica para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 13 de noviembre y el 4 de diciembre del 2015.

22/Ene/16 – 12/Feb/16

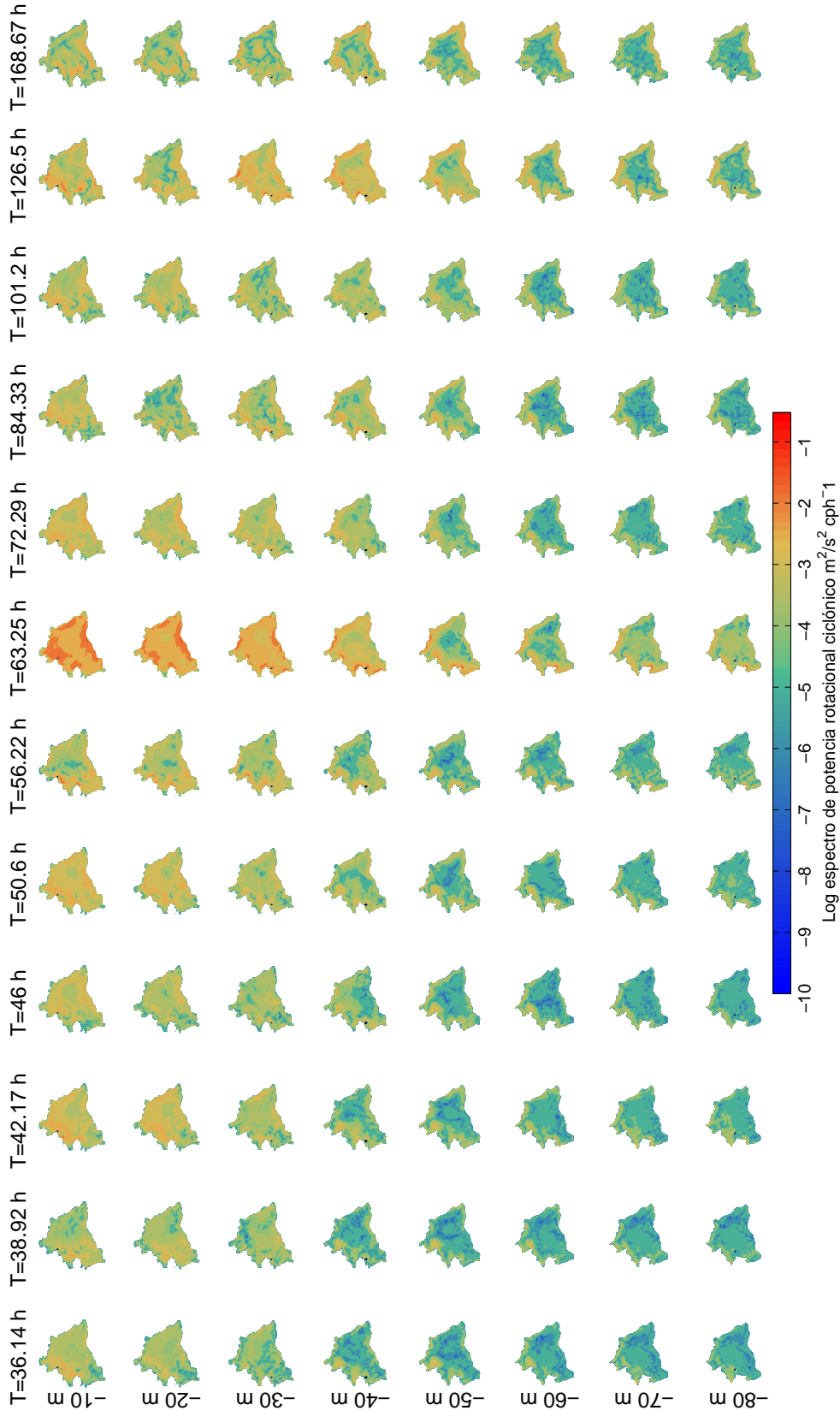


Figura C.8: Espectro de potencia rotacional ciclónica para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 22 de enero y el 12 de febrero del 2016.

4/Mar/16 – 26/Mar/16

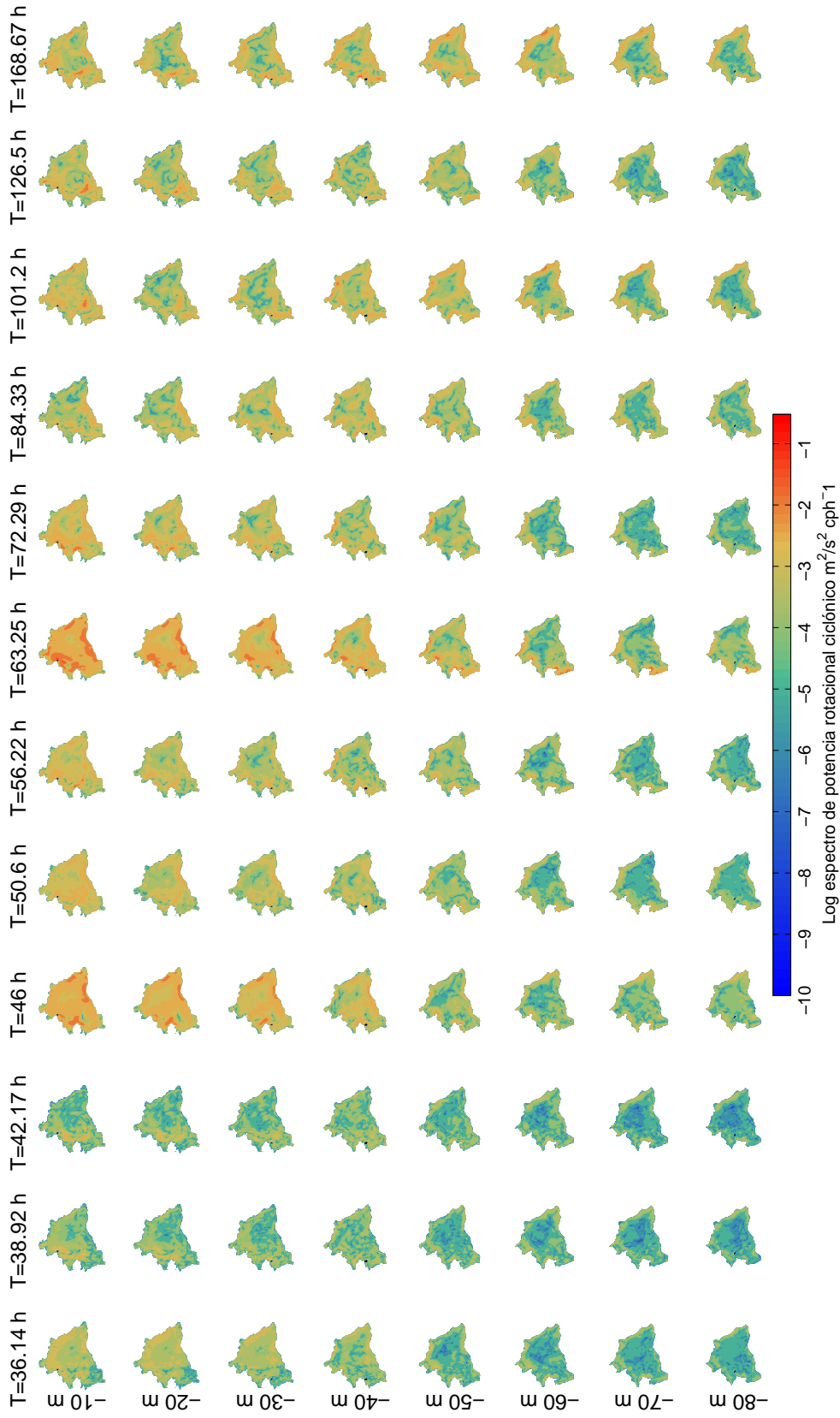


Figura C.9: Espectro de potencia rotacional ciclónica para periodos dominantes entre 35 y 200 horas, entre el 4 y el 25 de marzo del 2016.