



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**SENSIBILIDAD DE LA CIRCULACIÓN OCEÁNICA DE
MESOESCALA A SUBMESOESCALA A LOS VÓRTICES DE VON
KÁRMÁN ATMOSFÉRICOS EN EL ARCHIPIÉLAGO DE JUAN
FERNÁNDEZ**

Tesis para optar al grado de Magíster en Geofísica

Por: Constanza Amaya Cárcamo
Profesor guía: Dra. Carolina Parada Veliz

Agosto, 2024
Concepción, Chile

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**SENSIBILIDAD DE LA CIRCULACIÓN OCEÁNICA (DE MESO Y
SUBMESOESCALA) A LOS VÓRTICES DE VON KÁRMAN
ATMOSFÉRICOS EN EL ARCHIPIÉLAGO DE JUAN FERNÁNDEZ.**

Constanza Amaya Cárcamo

Profesor/a guía:

Dra. Carolina Parada Veliz

Co-guía:

Dr. Boris Dewitte

Comisión evaluadora:

Dr. Martín Jacques Coper, Dra. Camila Fernández



DGEO, 2024

DEDICATORIA

Dedico esta tesis a la memoria de mi amada abuela, Alicia Del Rosario Gallardo Maldonado, quien falleció en 2021, en medio de la confección de ésta. Su amor y apoyo han sido mi fuente de inspiración constante. A pesar de su ausencia física, su influencia perdura en cada logro y esta tesis es un tributo a su legado.

AGRADECIMIENTOS

Son muchas las personas que han contribuido en gran medida a la realización de este trabajo, y me gustaría comenzar expresando mi sincero agradecimiento a mi familia. Quiero agradecer a mi madre, a mi padre, a mi hermano y a Eve, quienes han sido un apoyo invaluable a lo largo de este arduo viaje que ha sido la elaboración de esta investigación. También quiero extender mi agradecimiento a mi pareja, Juan Pablo, quien me ha acompañado y brindado su apoyo constante a lo largo de estos años.

No puedo pasar por alto el agradecimiento a los profesores que han desempeñado un papel fundamental en la realización de esta investigación. Quiero expresar mi especial gratitud a la profesora Cally, quien ha sido una guía constante, brindándome apoyo, palabras de aliento y valiosos consejos de vida que valoro enormemente.

También quiero agradecer al Seba Cornejo, quien desempeñó un papel crucial en la realización de esta tesis, especialmente durante el difícil período de la pandemia. Siempre mostró una disposición excepcional para ayudarme y su contribución fue invaluable

A todos ustedes, mi más sincero agradecimiento por ser parte fundamental de este logro y por compartir este viaje conmigo.

RESUMEN

El propósito principal de esta tesis fue identificar y describir los eventos de Calles de Vórtices de Von Karman (CVK) en la atmósfera que están vinculados al sistema RC-SC en el Archipiélago Juan Fernández (AJF) durante el período de 2000 a 2020. Se analizaron datos de viento y de presión extraídos desde ERA5 y se emplearon índices climáticos para observar las condiciones (sinópticas, estacionales e interanuales) más propicias a la formación de estos vórtices. Además, se exploró cómo estos vórtices podrían afectar la dinámica oceánica. Para esto, se utilizaron datos satelitales de temperatura superficial del mar (TSM), y se realizó una comparación detallada entre datos observacionales recopilados por un glider durante un evento (05/10/2018) de CVK en la isla RC-SC y las simulaciones generadas por un modelo numérico de ultra-alta resolución. Los resultados de esta investigación han revelado patrones estacionales, destacando el predominio de eventos CVK durante las estaciones de primavera y verano, con características atmosféricas distintivas (viento sur, 7.14 m/s), además de una posible respuesta oceánica en la TSM. Por otro lado, se encontró que la simulación lanzada puede no estar representando con precisión las CVK en el sistema RC-SC.

TABLA DE CONTENIDO

1 . INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS	7
3. HIPÓTESIS.....	9
4. CAPÍTULO I.....	10
1 Introduction.....	12
2 Materials and Methods	17
2.1 Databases	17
2.2 VKS in satellite clouds over RC-SC.....	19
2.3 ERA5 reanalysis and wind configuration over RC-SC.....	21
2.4 SST in VKS events.....	22
2.5 Spectral analysis of wind intensity.....	23
2.6 Lower Tropospheric Stability (LTS)	24
2.7 Climate indices and possible relationship with VKS	25
3 Results.....	27
3.1 VKS wind field in RC-SC	27
3.2 Conditions favoring the occurrence of VKSs	33
3.3 Impacts of VKSs on oceanic circulation	39
4 Discussion	42
4.1 VKS Wind Field in RC-SC	42
4.2 Conditions favoring VKS occurrence.....	43
4.3 Island mass effect and VKSs	46
4.4 Future work	47
5 Conclusions.....	48
Acknowledgments	49
Data Availability Statement.....	50
References	51
Supporting Information	58
5. CAPÍTULO II.....	66
5.1 Introducción:	66
5.2 Datos y métodos.....	70
5.2.1 Evento de CVK en nubes de satélite sobre RC-SC	70
5.2.2 Glider.....	72
5.2.3 Modelo de ultra-alta resolución	73
5.3. Resultados.....	76
5.3.1 Comparación glider y modelo.....	76

5.3.2 Impacto de una CVK en la circulación oceánica: Análisis de las simulaciones CASO 1 y CASO 2 utilizando el modelo CROCO.....	80
5.4 Discusiones	84
5.5 Conclusiones	86
5.6 Referencias	88
5.7 Anexos.....	93
6. DISCUSIÓN	94
7. CONCLUSIONES	103
8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	106

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO I:

1. Databases used and their characteristics.....18
2. Climatic indices used in the study.....26
3. Date, direction, and wind range of VKS events identified in front of RC between 2000 and 2020.....58

CAPÍTULO II:

1. Bases de datos utilizadas y sus características71
2. Variables medidas por el glider y sus unidades de medida.....72

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO I:

1. Location of the JFA, which includes the Robinson Crusoe-Santa Clara (RC-SC) complex and the Alejandro Selkirk (AS) island. Isobars exhibit the average position of the Southeast Pacific Anticyclone (SPSA) during spring/summer and autumn/winter (red and blue curves, respectively) for the period 2000-2020 (Source: ERA5). The pink and yellow crosses correspond to the geographical position used for wind analysis from ERA5 and QuikSCAT data, respectively.....13
2. a) Satellite image of a VKS generated downwind of RC-SC. The image corresponds to 06/02/2004. Source: Terra MODIS. b) Composite of anomalies of the meridional wind component (represented by a colorbar) and sea level pressure (SLP, isobars every 0.5 hPa) during days with VKS in front of RC-SC. These anomalies were obtained by subtracting the long-term average from the composite of days with VKS. c) Wind rose showing wind direction and intensity for the 65 VKS events that occurred in the lee of RC-SC during the period from 2000 to 2020. These data are detailed in Table S1. LTS indicates the average lower tropospheric stability (LTS) for the 65 VKS.....28
3. a) Wind intensity and direction in front of RC-SC for the period 2000-2020: climatology (blue bars) and during VKS events (orange bars). The orange boxes show the VKS events occurring per month; the relative frequency of VKS that occurred in each month, with respect to the total number (65 events) is shown as percentage. In addition, the annual average values of both wind intensity (AI) and direction (AD) are shown for each of the cases (Source: ERA5). The maps show sea surface pressure and meridional wind anomalies for VKS events (black contours [hPa] and colors [m/s], respectively), i.e. the differences between the corresponding fields during VKS events and their long-term average between 2000 and 2020. These maps are divided into spring/summer (panel c) and autumn/winter (panel e). In addition, for each group, a wind rose is included showing the wind of VKS events occurring in b) spring/summer and d) autumn/winter and the mean LTS value. The number of events counted per group is indicated as N on each map.....31
4. a) Power wavelet spectrum of the wind intensity wavelets of the series extracted from ERA5. The lower axis is time. The thick contour encloses

regions of confidence greater than 95% and determines the "cone of influence" outside of which edge effects are important. b) Global wavelet spectrum. The dashed line in red represents the 95% confidence level estimated from a red noise (Markov model). c) Scale-averaged wavelet power of the wind intensity in the 2-16 day band. The horizontal red dashed thin line is the 95% confidence level (assuming red noise). d) Climatological Normalized Power wavelet (Morlet) spectrum. Scale is indicated on the right, unit in $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}^2$33

5. Scatterplot of daily LTS at RC-SC and wind intensity at 900 hPa (2000-2020). Red dots indicate days with VKS event at RC-SC. $R = -0.18$ (Not significant; $p\text{-value} > 0.05$). The red solid line indicates the fitted line for VKS events. The large red cross represents the average of the VKS events; the variance for each axis is also indicated. Source: ERA5.....35

6. Composites of days on which atmospheric VKS were generated in RC-SC, separated by climate indices. That is, these days were distinguished according to whether the VKS events occurred in periods with TPI+ or TPI-, SOI+ or SOI-, and iASPS+ or iASPS-. The left panels show the most favorable cases for VKS generation (i.e. the conditions where the most VKS were recorded), while the right panels show the least favorable cases for VKS generation (i.e. the conditions where the least VKS were recorded). Surface pressure anomalies (hPa, negative dashed and positive solid contours) and meridional wind anomalies at 10 m (color) are shown. The number of VKS events (N) are indicated in the upper left of each panel. The difference between composites was significant for all cases (t-student test).38

7. a) SST anomaly for the spring months (September, October and November; SON) of the period 2002-2020. That is, the difference between the composite SST for the VKS (which took place during the SON of all years) minus the climatological SST (SON). The dashed areas in the figure represent a 90% confidence level. A total of 18 VKS in front of RC-SC events were counted for this analysis. b) Difference between the composite SST for 18 days (which occurred during the SON) minus the climatological SST (SON). The choice of these 18 days was based on the wind conditions during that period, characterized by similarity to the typical VKS wind (southerly wind with an approximate wind speed of 7.14 m/s).....41

ANEXOS CAPÍTULO I:

1. a) Time series of wind intensity data from ERA5 (black line) and time series of wind intensity data from quikSCAT (blue line) b) Regression between wind intensity data extracted from ERA5 and wind intensity data from Quikscat (pink and yellow crosses in Figure 1). R indicates the correlation between the two data sets.....61
2. Vertical average profiles of potential temperature (θ) and atmospheric temperature, between 1000 and 700 hPa. The profiles correspond to the average θ and atmospheric temperature of the 65 VKS events that occurred in front of RC in the period 2000-2020. Data is from ERA5.....61
3. Seasonal scatter plot of daily LTS at RC-SC and wind intensity at 900 hPa (2000-2020). Red dots indicate days with VKS events at RC-SC. The solid red line indicates the fitted line for VKS events. The values of the correlations for summer, autumn, winter and spring are: -0.28,-0.55,-0.2 and 0.44, respectively. Only the correlation found in spring was significant (p-value < 0.05). Source: ERA5. N indicates the number of VKS counted per station.....62
4. Average LTS on days with VKS generation downwind of RC-SC during the period 2000-2020, with a total of 65 events counted.....63
5. Monthly time series of three climate indexes are presented: A) TPI, B) SOI and C) iASPS. In the graph, a blue solid line is shown for each of them. In addition, red, green, yellow and light blue dots are used to indicate the number of VKS that occurred in the month indicated on the graph (red=1 VKS, green=2 VKS, yellow=3 VKS and light blue=4 VKS). The dotted red line shows +- the standard deviation. N indicates the number of events counted above or below +- one standard deviation as appropriate.....64
6. Composites of VKS days at RC-SC, under -TPI, +SOI and +iASPS conditions. Surface pressure anomalies (hPa, negative dashed and positive solid contours) and meridional wind anomalies at 10 m (color) are shown. The number of VKS events (N) is indicated at the upper left.....65

CAPÍTULO II:

1. Localización del AJF, que incluye el complejo de islas Robinson Crusoe-Santa Clara (RC-SC) y la isla Alejandro Selkirk (AS).....67
2. Imágenes satelitales de la CVK generada a sotavento de RC-SC durante el día 05/10/2018. A y B corresponden a la imagen del mismo evento, pero tomadas por Terra MODIS y aqua MODIS, respectivamente. La figura C y D muestran la trayectoria completa del glider sobrelapado a las imágenes satelitales de nubes del evento extraídas de Terra/Aqua MODIS, respectivamente.....71
3. A) Trayectoria total del glider discretizada por días. B) Vorticidad superficial obtenida de un modelo de ultra-alta resolución (consultar detalles más adelante en sección 2.3), revelando la presencia de un CVK oceánico a sotavento de RC-SC. La trayectoria del glider fue ajustada para alinearse con el evento observado en el modelo.....72
4. Vorticidad relativa (día 19 de cada caso) en la superficie para el CASO 1 y CASO 2. La línea sólida negra señala la ubicación de la transecta seleccionada para la creación de las secciones verticales.....76
5. Secciones verticales de temperatura (A y B), salinidad (C y D), clorofila (E y F) y oxígeno disuelto (G y H) de los datos recopilados por el glider y lo simulado por el modelo.....78
6. Diagramas de Taylor entre los datos del modelo (M) y del glider (G) para las variables: A) temperatura, B) salinidad, C) clorofila y D) oxígeno disuelto. Los círculos dentro del diagrama corresponden a la desviación media cuadrática (RMSE).....80
7. Secciones verticales de: vorticidad relativa, temperatura, salinidad, clorofila y oxígeno disuelto para el CASO 1 (flujo promedio de la zona de estudio) y CASO 2 (simulación con viento climatológico de octubre). Además en la columna 3 se encuentran las secciones verticales de las anomalías (Anomalía variable = variable C2 - variable C1) de cada variable analizada.....83

ANEXOS CAPÍTULO II:

1. Secciones verticales de temperatura y salinidad, para una transecta cercana a la trayectoria del glider. Los datos utilizados para la confección de éstas figuras corresponden a WOA 2009. Estos datos fueron utilizados para forzar el modelo utilizado en este estudio.....93

2. Secciones verticales estandarizadas de temperatura (A y B), salinidad (C y D), clorofila (E y F) y oxígeno disuelto (G y H) de los datos recopilados por el glider y lo simulado por el modelo.....93

1. INTRODUCCIÓN

El Archipiélago Juan Fernández (AJF) está situado a 700 km de la costa de Chile continental. Es un sistema insular de gran importancia científica por su relevancia biológica y biogeográfica (Ramírez & Osorio, 1999).

El AJF posee el mayor grado de endemismo vegetal en Chile (63.4 %; Danton, 2004). La mayor parte de este archipiélago está resguardada como Parque Nacional desde 1935. Posteriormente, en 1977, el estatus del Parque Nacional fue elevado a Reserva de la Biósfera (Smith-Ramírez *et al.*, 2013). Este archipiélago está formado por tres islas, que han sido reconocidas por su alta biomasa, diversidad y endemismo (Parín, 1991; Pequeño & Sáez, 2000). Estas islas son: Alejandro Selkirk (AS; 85 km²), Robinson Crusoe (RC; 93 km²) y Santa Clara (SC; 5 km²). Debido a su proximidad (1,2 km), RC y SC se consideran generalmente como un único ecosistema marino (RC-SC) (Cuevas *et al.*, 2001; Friedlander *et al.*, 2016).

Debido a su ubicación geográfica, AJF se encuentra bajo el efecto del campo de alta presión impuesto por el Anticiclón del Pacífico Sudeste (APS), que induce vientos del este (oeste) en su parte norte (sur) (Hajer & Espinosa, 1987). Consistentemente, AJF -ubicada al este del anticiclón- está sujeta al predominio de vientos del sur (S) y sureste (SE) (Hajer & Espinosa, 1987). En las estaciones de primavera-verano, la intensidad del viento que caracteriza al archipiélago es mayor que en el resto de las estaciones, debido a la intensificación estacional del APS, favoreciendo así la formación de vórtices

atmosféricos bien definidos, ya que producen condiciones muy estables en la baja troposfera como una inversión térmica de subsidencia (Garreaud & Rutllant, 2006; Horváth *et al.*, 2020).

Las calles de vórtices de Von Kármán (CVK) son procesos caracterizados por una doble hilera de vórtices giratorios opuestos en dirección ciclónica y anticiclónica (Chopra & Hubert, 1965). Estos vórtices se generan cuando un fluido a una velocidad suficientemente alta encuentra un obstáculo en su camino, lo que provoca el desprendimiento de la capa límite y da lugar a una recirculación que se extiende aguas abajo del obstáculo de forma cíclica (Houghton *et al.*, 2013). Cuando un flujo atmosférico encuentra un obstáculo como una isla, esta interacción puede generar, en determinadas condiciones, CVK (Liu *et al.*, 2023). Las condiciones necesarias para la formación de vórtices atmosféricos son la presencia de una inversión térmica, una característica topográfica prominente como una isla con una montaña más alta que la capa de inversión térmica, y debido a que el número de Reynolds (Re) es proporcional al tamaño espacial del obstáculo, puede existir una calle de vórtices estable cuando Re es tan alto como 10^5 (Papailiou & Lykoudis, 1974; Thomson *et al.*, 1977; Etling, 1989; Horváth *et al.*, 2020) como se ha demostrado en experimentos de laboratorio. Sin embargo, se han realizado pocos estudios observacionales a esta escala (Liu *et al.*, 2023). Por otro lado, en las imágenes de satélite, estos vórtices se hacen visibles gracias a los estratocúmulos que actúan como trazadores (Horváth *et al.*, 2020).

En la atmósfera, estructuras tan grandes como las CVK pueden tener implicaciones significativas en otros procesos atmosféricos de meso/microescala, por ejemplo, cizalladura vertical y horizontal del viento, estabilidad térmica, disipación de energía cinética turbulenta y flujos de calor (Nunalee y Basu, 2014). Li *et al.*, (2000, 2008) indican que estos remolinos llegan a abarcar toda la capa límite, como revelan sus rastros en la superficie del mar en las imágenes de radar. La presencia de CVK atmosféricas se ha observado en todo el mundo. Por ejemplo, en la isla Jan Mayen (Mohr, 1971; Scorer, 1986; Etling, 1990), Guadalupe (Chopra, 1973; Horváth *et al.*, 2020), las islas Canarias (Hubert & Krueger, 1962; Chopra, 1973), Cheju (Tsuchiya, 1969; Chopra, 1973; Jensen & Agee 1978; Etling, 1990), las islas Aleutianas (Thomson *et al.*, 1977; Etling, 1990), Madeira (Chopra & Hubert 1965; Moll, 1971; Chopra, 1973; Etling, 1990; Gao *et al.*, 2023), las islas de Cabo Verde (Chopra, 1973), Reunion (Chopra, 1973) y Hawai (Etling, 1990). En la mayoría de estos estudios se simulaban situaciones meteorológicas muy idealizadas en contraste con las situaciones reales (Young & Zawislak, 2006).

En AJF se ha observado la presencia de CVK atmosféricas en imágenes de satélite de nubes. Sin embargo, existe una notable escasez de investigaciones que aborden estas CVK en profundidad. Un trabajo relevante en este contexto es el de Artal *et al.*, 2009, que examinó la física de la interacción entre la atmósfera y ciertas islas chilenas en casos en los que se observaron vórtices atmosféricos. Uno de los focos de este estudio fue la isla AS, donde se analizaron las condiciones físicas necesarias para la formación de CVK atmosféricas, particularmente el número de Reynolds y la inversión térmica.

Cabe destacar que el citado artículo es un artículo de difusión, por lo que esta falta de estudios en la región pone de manifiesto la necesidad de ampliar el conocimiento de este fenómeno en la zona de estudio.

Por otro lado, en el océano los vórtices generalmente se forman por inestabilidades en las corrientes, las cuales pueden ser producidas por efectos de la topografía o por fricción causada por ejemplo por el viento (Cushman and Beckers, 2008; Gómez *et al.*, 2008). De acuerdo al hemisferio en donde se encuentren, estos remolinos poseen características de giro diferente. En el hemisferio sur, los vórtices generados en el océano de tipo anticiclónicos (antihorario) pueden atrapar agua dentro de ellos provocando convergencia del fluido, mientras que los vórtices de tipo ciclónico (horario) provocan una divergencia del fluido y por consecuencia un ascenso en la termoclina, una elevación de la capa sub-superficial, un aumento en nutrientes, donde al llegar a la zona eufótica favorecen la productividad biológica por fotosíntesis (Bakun *et al.*, 2015; Brown *et al.*, 1989; Stewart, 2008; Merino & Monreal 2004). Generalmente, estos remolinos se forman como estructuras circulares pequeñas y crecen incrementando su vorticidad y energía (Gómez *et al.*, 2008). Se ha observado que los peces pueden extraer esta energía desde los remolinos para hacer menos esfuerzos posicionándose detrás de rocas u obstáculos en los ríos (Liao *et al.* 2003), esto muestra así la importancia de éstos en la vida marina. Estos vórtices oceánicos han sido evidenciados superficialmente a través de datos satelitales, sin embargo, también se localizan debajo de la superficie (e.g., Chaigneau *et al.*, 2008; Colas *et al.*, 2012). Observaciones satelitales muestran que la colisión de intensas

corrientes con islas genera remolinos ciclónicos y anticiclónicos de forma alternada y periódica del lado contrario a la colisión, formando CVK oceánicas (Kundu, 1990).

A pesar de la gran cantidad de investigaciones sobre las CVK en diversas regiones del mundo, este patrón de circulación apenas se ha explorado en el contexto del AJF, tanto en la atmósfera como en el océano. Aunque se han detectado indicios de la presencia de CVK oceánicas en la zona a través de la clorofila-a, la exploración de este fenómeno en el AJF ha sido limitada. En un estudio realizado por Andrade *et al.*, (2014) sobre el efecto de masa de isla (EMI) en el AJF, se observó un patrón de remolinos en las estelas de clorofila-a que se asemejaba a las CVK. Este patrón mostró una intensificación significativa durante la primavera, período en el cual los vientos se fortalecen en la región. En cuanto a las CVK atmosféricas en la región, hasta ahora se han realizado análisis limitados, principalmente centrados en la exploración de imágenes satelitales. Además, existe un nulo conocimiento sobre si las CVK atmosféricas pueden desencadenar alguna respuesta en el océano. Por lo tanto, este estudio tuvo como objetivo principal identificar y caracterizar los eventos de CVK atmosféricas asociadas al sistema RC-SC en el AJF (2000-2020), evaluando simultáneamente su posible influencia en el entorno oceánico. Además, se llevó a cabo una comparación exhaustiva entre los datos observacionales recopilados por un glider durante el desarrollo de un evento de una CVK atmosférica en la isla RC-SC ocurrido el 05/10/2018 y las simulaciones generadas por un modelo numérico (CROCO: Coastal and Regional Ocean COmmunity model) de ultra-alta resolución. A través de este

análisis comparativo, se buscó evaluar la capacidad del modelo para representar de manera precisa los fenómenos asociados a las CVK en el sistema RC-SC, al tiempo que se investigaron las respuestas oceanográficas generadas por estos eventos atmosféricos.

2. OBJETIVOS

Objetivo general:

Identificar y caracterizar eventos de CVK atmosféricas asociadas al sistema RC-SC en el AJF durante el periodo 2000-2020 y evaluar el potencial impacto de estos vórtices atmosféricos en la dinámica oceánica.

Objetivos específicos:

1. Caracterizar el viento (intensidad y dirección) de las CVK y el viento climatológico en RC-SC imperante durante el período 2000-2020.
2. Explorar y examinar las condiciones atmosféricas óptimas que favorecen la formación de CVK en el sistema RC-SC.
3. Explorar y analizar la presencia de una eventual respuesta oceánica ante las CVK generadas entre 2000 y 2020, a través de la evaluación de la TSM.
4. Comparar las mediciones de un glider obtenidas después de la formación de una CVK, con los resultados de un modelo de ultra-alta resolución impulsado por vientos favorables para la presencia de CVK en la zona de estudio.
5. Realizar dos casos de estudios mediante el modelo de ultra-alta resolución, uno como línea base y otro con condiciones de viento que favorezcan la formación de un CVK.
6. Comparar las variables físicas (vorticidad relativa, temperatura y salinidad) y las variables biogeoquímicas (clorofila y oxígeno

disuelto) entre los dos casos simulados.

3. HIPÓTESIS

La frecuencia y características de las calles de vórtices de von Kármán (CVK) en el sistema de islas RC-SC están fuertemente influenciadas por los modos de variabilidad climática y las condiciones atmosféricas predominantes en la región. Durante períodos de alta estabilidad atmosférica, las CVK son más propensas a formarse, generando remolinos en el océano que tienen un impacto significativo en la dinámica oceánica. La formación de remolinos ciclónicos (anticiclónicos) se asocia con un afloramiento (hundimiento) de aguas caracterizadas por anomalías positivas (negativas) de nutrientes, lo que conduce a un posterior incremento (disminución) de oxígeno y de clorofila en la capa superficial de la columna de agua.

4. CAPÍTULO I

On the relationship between atmospheric events of the Von Kármán Streets in the Robinson Crusoe-Santa Clara island system and South Pacific Climate variability

Amaya C.¹, Parada C.^{1,2*}, Dewitte B.^{2,3,4}, Jacques-Coper M.^{1,5,6}, Cornejo-Guzmán S.^{1,7,8}

¹ Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción (UdeC), Casilla 160-C, Concepción, Chile

² Center for Ecology and Sustainable Management of Oceanic Islands (ESMOI), Departamento de Biología Marina, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad Católica del Norte, Coquimbo, Chile

³ Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA), La Serena, Chile

⁴ CECI, Université de Toulouse, CERFACS/CNRS, Toulouse, France

⁵ Center for Climate and Resilience Research (CR)², University of Concepción, Concepción, Chile

⁶ Center for Oceanographic Research COPAS COASTAL, Universidad de Concepción, Chile

⁷ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO),

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires C1428EGA, Argentina

⁸ Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA), CONICET— Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires C1428EGA, Argentina

Corresponding author: Carolina Parada Véliz

(cparadav@udec.cl; carolina.parada.veliz@gmail.com)

Abstract

The Juan Fernández Archipelago (JFA), located approximately 700 km off the Chilean coast, is of great scientific importance for its unique ecosystem and numerous endemic species. Designated a World Biosphere Reserve by UNESCO in 1977, it comprises three islands: Alejandro Selkirk (AS), Robinson Crusoe (RC) and Santa Clara (SC). Using satellite images of clouds, we identified and examined Von Kármán atmospheric vortex streets (VKS) forming dipolar structures near the islands, a phenomenon rarely studied due to observational limitations. Based on visual inspection of satellite imagery, an average of three atmospheric VKS events are recorded per year in the RC-SC region. Our study aims to characterize VKS events in the RC-SC region through satellite observations and atmospheric reanalysis, while assessing their potential impact on the surrounding ocean dynamics using sea surface temperature (SST) data. We find that low-level wind patterns, particularly prevalent in spring–summer, are key to the formation of VKS, together with wind speeds that do not exceed 15 m/s. These conditions may occur during specific phases of regionally relevant climate modes, such as the Interdecadal

Pacific Oscillation (IPO), El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and variability of the subtropical South Pacific anticyclone which are measured by indices like the Pacific Interdecadal Oscillation Tripole Index (TPI), Southern Oscillation Index (SOI), and South Pacific Subtropical Anticyclone Index (iASPS), suggesting a connection between the occurrence of VKS and large-scale climate variability. We also observed elevated SST in the leeward RC-SC during spring VKS events, potentially independent of the island mass effect. Our findings provide insights into the atmospheric and oceanic interactions shaping this unique island ecosystem.

Keywords: Von Kármán vortex streets, Robinson Crusoe, Juan Fernández Archipelago, IME, LTS, SST.

1 Introduction

Island systems in open-ocean oligotrophic waters are often hotspots of productivity and biodiversity that can sustain upper trophic levels and provide critical resources for organisms (Gove *et al.*, 2016). They can also yield nutrient enrichments in the surrounding waters (Messié *et al.*, 2022) through a process known as the "island mass effect" (IME) that encapsulates biological and physical processes triggered downstream of the islands (De Falco *et al.*, 2022). The IME can operate either in the ocean or the marine boundary layer, or both depending on the location of the island, its topography, size, and environmental conditions. Although the IME has been studied extensively for large populated islands, little is known about its effects on remote small islands

due to difficulties of access and limited observations. This study presents the case of the Juan Fernández Archipelago (JFA), an island system of great scientific importance due to its biological and biogeographic relevance, located approximately 700 km off the coast of continental Chile (Fig. 1) (Ramírez & Osorio, 1999).

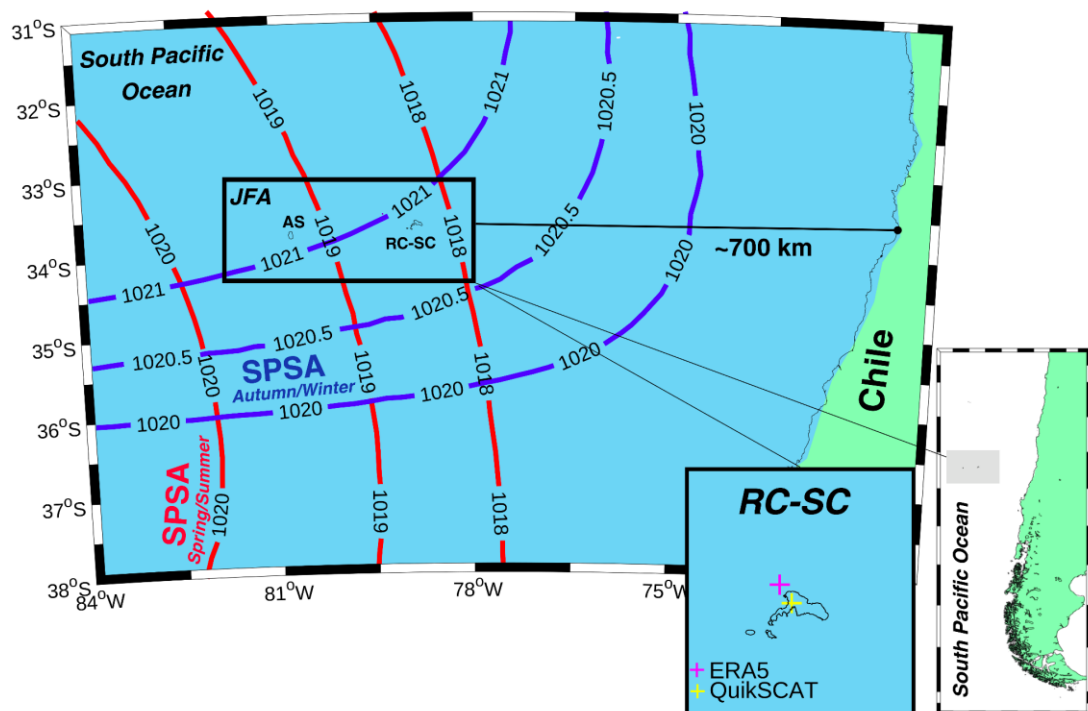


Figure 1: Location of the JFA, which includes the Robinson Crusoe-Santa Clara (RC-SC) complex and the Alejandro Selkirk (AS) island. Isobars exhibit the average position of the Southeast Pacific Anticyclone (SPSA) during spring/summer and autumn/winter (red and blue curves, respectively) for the period 2000-2020 (Source: ERA5). The pink and yellow crosses correspond to the geographical position used for wind analysis from ERA5 and QuikSCAT data, respectively.

The JFA system supports a large number of marine resources with a high degree of endemism (approximately 25%; Grandi-Nagashiro *et al.*, 2010). Due

to the importance of conserving its unique biodiversity, UNESCO recognized the JFA as a world biosphere reserve in 1977 (Marzol *et al.*, 1996). The archipelago is formed by three islands, which have been recognized for their high biomass, diversity, and endemism (Parín, 1991; Pequeño & Sáez, 2000). These islands are Alejandro Selkirk (AS; 85 km²), Robinson Crusoe (RC; 93 km²) and Santa Clara (SC; 5 km²). Due to their proximity (1.2 km), RC and SC are generally considered as a single marine ecosystem (RC-SC) (Cuevas *et al.*, 2001; Friedlander *et al.*, 2016).

As a result of its geographical location, the JFA is influenced by the high pressure field imposed by the Southeast Pacific Anticyclone (SPSA), which induces easterly (westerly) winds in its northern (southern) part (Hajer & Espinosa, 1987). Consistently, the JFA, which is located east of the anticyclone, is subject to a predominance of southerly (S) and southeasterly (SE) winds (Hajer & Espinosa, 1987). During the spring–summer seasons, the wind intensity that characterizes the archipelago is higher than at other times of the year, due to seasonal intensification of the SPSA, which favors the formation of well-defined atmospheric vortices under very stable lower troposphere conditions (subsidence thermal inversion) (Garreaud & Rutllant, 2006; Horváth *et al.*, 2020).

VKS are processes characterized by a double row of opposing rotating vortices (Chopra & Hubert, 1965) in both the cyclonic and anticyclonic directions. Such vortices are generated when a fluid at a sufficiently high velocity encounters an obstacle in its path, resulting in the detachment of the boundary layer; this

induces the development a recirculation that extends downstream of the obstacle in a cyclic fashion (Houghton *et al.*, 2013). When an atmospheric flow encounters an obstacle, such as an island, this interaction can generate, under certain conditions, VKS (Liu *et al.*, 2023). The necessary conditions for atmospheric vortex formation include the presence of a thermal inversion and a prominent topographic feature such as an island with a mountain higher than the thermal inversion layer. Because the Reynolds number (Re) is proportional to the spatial size of the obstacle, a stable vortex street can exist at Re values as high as 10^5 (Papailiou & Lykoudis, 1974; Thomson *et al.*, 1977; Etling, 1989; Horváth *et al.*, 2020); this has been demonstrated in laboratory experiments. However, few observational studies have been performed on this scale (Liu *et al.*, 2023). In satellite images, these vortices are visible due to stratocumulus clouds that act as tracers (Horváth *et al.*, 2020).

In the atmosphere, structures as large as VKSs can have significant implications on other meso/microscale atmospheric processes, e.g., vertical and horizontal wind shear, thermal stability, turbulent kinetic energy dissipation, and heat fluxes (Nunalee & Basu, 2014). Li *et al.*, (2000, 2008) demonstrates that these eddies come to encompass the entirety of the boundary layer, as revealed by their traces on the sea surface in radar images. The presence of atmospheric VKS has been observed around the world, e.g., Jan Mayen Island (Mohr, 1971; Scorer, 1986; Etling, 1990), Guadalupe (Chopra, 1973; Horváth *et al.*, 2020), the Canary Islands (Hubert & Krueger, 1962; Chopra, 1973), Cheju (Tsuchiya, 1969; Chopra, 1973; Jensen & Agee

1978; Etling, 1990), the Aleutian Islands (Thomson *et al.*, 1977; Etling, 1990), Madeira (Chopra & Hubert 1965; Moll, 1971; Chopra, 1973; Etling, 1990; Gao *et al.*, 2023), the Cape Verde Islands (Chopra, 1973), Reunion (Chopra, 1973), and Hawaii (Etling, 1990). Most studies simulate highly idealized meteorological situations, in contrast to real situations (Young & Zawislak, 2006).

The presence of atmospheric VKS has been observed in satellite images of clouds in the JFA region. However, there is a notable paucity of research addressing these VKS in detail. Artal *et al.* (2009) examined the physics of the interactions between the atmosphere and certain Chilean islands in cases where atmospheric vortices were observed. Among the focuses of this study was the AS island, where the physical conditions necessary for the formation of atmospheric VKS, particularly the Reynolds number and thermal inversion, were analyzed. It should be noted that the aforementioned article is a "scientific dissemination article", and the general lack of studies in this region underscores the need to expand our knowledge of such phenomena. Regarding the ocean, Andrade *et al.* (2014) examined the impact on JFA of the IME. In the context of the JFA, a pattern in chlorophyll concentrations showing similarities with the circulation pattern of VKS has been identified, especially during the spring season, indicating its intensification. Despite the large amount of research on VKS in various regions of the world, this circulation pattern has received limited attention in the context of the JFA, both for the atmosphere and ocean. Furthermore, very little is known about whether

atmospheric VKS may result in oceanic responses. Therefore, this study aims to identify and characterize atmospheric VKS events associated with the RC-SC system in the JFA (2000–2020), as well as to assess their possible influence on the ocean.

2 Materials and Methods

In order to achieve the aforementioned objective, this study is structured as follows:

2.1 Databases

Satellite images of clouds (Terra MODIS, Aqua MODIS), wind data (QuikSCAT, ERA5), SST (MUR), temperature (ERA5), and time series of climate indexes (Pacific Interdecadal Oscillation Tripole Index (TPI), Southern Oscillation Index (SOI), South Pacific Subtropical Anticyclone Index (iASPS)) were studied. The choice to use multiple databases is due to the complexity and wide range of factors that influence and are influenced by the development of VKS. Variables, spatial resolution, time period, units, and references used are listed in Table 1.

Table 1: Databases used and their characteristics (variables downloaded and their units, period used, temporal and spatial resolution and references).

Database	Variable	Unit	Time period used	Temporary resolution	Spatial resolution	Source	Reference
Terra MODIS	Satellite images	-	2000-2020	Daily	250 m	https://terra.nasa.gov/	(Xiong, X. <i>et al.</i> , 2009)
Aqua MODIS	Satellite images	-	2000-2020	Daily	250 m	https://aqua.nasa.gov/	(Parkinson, 2003)
QuikSCAT	Wind intensity	m/s	2000-2009	Daily	14 km (0.125°x0.125°)	https://eospsos.nasa.gov/missions/quikscat/scatterometer	(Lungu, 2001)
	Wind direction	°					
ERA5	Wind intensity (10 m)	m/s	2000-2020	Every 6 hours	27 km (0.25°x0.25°)	https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-sis-datasets/era5	Hersbach <i>et al.</i> , (2020)
	Wind direction (10 m)	°					
	Temperature (900 & 1000 hPa)	K			-		

MUR	SST	°C	2002-2020	Daily	1 km (0.01°x0.01°)	https://doi.org/10.5067/GHGM-R-4FJ04	(Chin <i>et al.</i> , 2017)
NOAA	TPI	-	2000-2020	Monthly	-	https://psl.noaa.gov/data/timeseries/IPOTPI/	(Henley <i>et al.</i> , 2015)
	SOI	-				https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/soi	(Ropelewski & Jones, 1987)
Dirección Meteorológica de Chile (DMC)	iASPS	-	2000-2020	Monthly	-	https://cclimatologia.meteoehile.gob.cl/	(Quintana & Aceituno, 2012)

2.2 VKS in satellite clouds over RC-SC

To identify VKS occurring in the vicinity of RC-SC Island, we used satellite cloud images obtained from the Global Imagery Browse Services (GIBS) (<https://www.earthdata.nasa.gov/eosdis/science-system-description/eosdis-components/gibs>), part of the Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS) (<https://www.earthdata.nasa.gov/eosdis>). These data present two daily records, one acquired by the Terra MODIS satellite and another acquired by the Aqua MODIS satellite (Table 1). Thus, 21 years of images were inspected from January 1, 2000, to December 31, 2020 (7670 days in total). The visual assessment method used to categorize an

atmospheric phenomenon as a VKS event in the RC-SC system relies on the approach proposed by Young & Zawislak (2006), together with NASA documents concerning VKS events in the JFA area (<https://earthobservatory.nasa.gov/images/80197/von-karman-vortices-off-chile>). Young & Zawislak (2006) performed an observational analysis focused on a sample consisting of 30 instances of MODIS satellite images representing well-formed VKS events. These images were extracted from multiyear Terra/Aqua MODIS records provided by NASA. Thus, the criterion used in this investigation consisted of identifying the presence of well-defined counter-rotating opposing vortex rows of clouds that detach from the RC-SC side and propagate downwind of the island, with the row on the left deviating to the right (a row of cyclonic vortices in the southern hemisphere) and the row on the right deviating to the left (a row of anticyclonic vortices in the southern hemisphere), thus closing the path and forming circles in a downstream repeating cloud pattern (Fig. 2a; well-developed VKS). For a VKS formation to be considered valid in this investigation, it was required to contain at least four vortices. In addition, persistence of an event in more than one satellite image (~ 3 hours difference between satellites) was required.

During the period from 2000 to mid-2002, only images from the Terra MODIS satellite are available, i.e., only one satellite image is available per day. The selection of VKS from images based on these criteria resulted in the identification of 65 VKS events adjacent to RC-SC during the period analyzed (Table S1 in supporting information).

2.3 ERA5 reanalysis and wind configuration over RC-SC

In order to examine the wind conditions during days when VKS occurred in front of the RC-SC system (Table S1 in supporting information), ERA5 reanalysis data, including information on wind intensity and direction, were used (Table 1). ERA5 is a comprehensive reanalysis developed by the European Center for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF) and is available from 1940 to 5 days behind real time, thereby assimilating as many observations as possible in the upper air and near surface. The ERA5 atmospheric model is coupled with a land surface model and a wave model (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>); therefore, daily wind intensity and direction data from the ERA5 reanalysis for the closest point to the RC-SC system (33.75S, 78.75W; 7.7 km from the island; Fig. 1) were used for this analysis because ERA5 provides the highest performance in terms of surface wind speed and variability relative to ERA-Interim, JRA55, MERRA2, and NCEP/NCAR reanalysis data (Ramon *et al.*, 2019). Wind intensity data were compared and validated using interpolated QuikSCAT data (Table 1 and Fig. S2 supporting information). In agreement with Aguirre *et al.*, (2021), who found that ERA5 performed well in representing surface wind variability for the subtropical west coast of South America, we found a high and significant correlation in intensity ($r=0.84$ and $p\text{-value} < 0.05$) between both data sets. Correlation analyses were also performed between seasonal wind speed anomalies. Significant

correlations were found for the different seasons of the year, specifically 0.89, 0.84, 0.79, and 0.85 for summer, autumn, winter, and spring, respectively. All of these correlations were shown to be statistically significant with a p-value < 0.05.

2.4 SST in VKS events

Multiscale ultrahigh resolution (MUR) sea surface temperature (SST) was used to analyze SST below the atmospheric VKS forming in the RC system. MUR SST analysis forms part of the NASA Making Earth System Data Records for Use in Research Environments (MEaSUREs) Program (<https://podaac.jpl.nasa.gov/>). We focused on the Austral spring season (September, October, and November; SON), which corresponds to the season in which VKS has the highest intensity. In total, 18 events were found for this season over a total of 65 during the whole calendar month (Fig. 3a). Anomalies correspond to the difference between the composite SST for VKS (during SON in each year) minus the climatological SST (SON). The statistical significance of the composite anomalies was evaluated using the bootstrap method i.e., from the SST data of the 18 VKS events considered for this analysis, 13 events were randomly chosen; this was performed 100 times (resampling). Subsequently, the SST anomaly at each resampling was calculated as the average of the resampled data minus the long-term average SST (2000–2020) and analyzed when 0 occurred between the 0% and 10% percentiles

(indicating that the anomalies were significant at 90%) (for more details, see Johnson, 2001).

The different physical processes resulting from the IME are described in De Falco *et al.* (2022), who distinguished two different SST patterns (resulting from the increase of the IME), depending on the altitude, extension and structure of the islands. Around islands with considerable altitude, both warm and cold temperature anomalies arise, whereas smaller islands without major topographic peaks are generally associated only with local anomalies of one sign (i.e., warm or cold). Given that RC-SC is an island with an elevation (Cerro el Yunque; ~915 m) that allows the generation of atmospheric VKS, the RC-SC system may be classified in the former category. Consequently, to evaluate an eventual response in SST downwind of RC-SC during the days in which VKS were recorded in SON months, we proceeded to calculate the anomaly for a period of 18 selected days within the SON station, covering the period from 2002 to 2020. These days were chosen because they presented winds similar to those that characterize VKS in RC-SC (i.e., southerly winds with speeds near 7.15 m/s). The objective of this analysis was to determine whether the possible response in SST (on VKS days) occurs exclusively due to the winds that generate this increase in the IME, or if other processes (such as the presence of VKS) are also involved.

2.5 Spectral analysis of wind intensity

The wavelet transform simultaneously provides a time and frequency representation of a signal (Torrence & Compo, 1998). Herein, this analysis was

applied to determine the wind intensity extracted from ERA5, allowing identification of significant frequencies within the wind intensity series. The Morlet mother wavelet and global wavelet spectrum, i.e., the average over the entire local wavelet spectrum, were used (for more details see Torrence & Compo, 1998, and Poveda, 2004). The Morlet wavelet was used partly because it presents several advantages for time–frequency analysis (see Cohen, 2019, for further details), but mostly because it is more computationally efficient and requires less code than other methods (Cohen, 2019). Additionally, the climatological power spectrum of wind intensity was determined, allowing us to analyze the seasonality of the power spectrum of wind variations in RC-SC based on the method used in Maes *et al.*, 2013. The latter consists of a wavelet decomposition of the time series followed by a calculation of the climatology of the wavelet power coefficient at each frequency. The wavelet power was normalized using equation (14) of Torrence & Compo (1998) in order to compare the magnitude of the wavelet power at different frequencies.

2.6 Lower Tropospheric Stability (LTS)

For VKS to occur in association with an island, the presence of a thermal inversion below the highest mountain on the island is necessary (Etling, 1989). Lower tropospheric stability (LTS) provides a metric of the intensity of the thermal inversion at the top of the boundary layer (Brunke *et al.*, 2019). LTS could therefore be an indicator of the presence of VKS in the absence of

clouds, since the amount of low cloud is not as strongly correlated or sensitive to LTS (Cutler *et al.*, 2022). LTS was calculated using potential temperature data, which daily averages of temperatures were calculated using 6-hourly data extracted from ERA5 for a point near the RC-SC system (Fig. 1). The temperature data were converted to °C. LTS was calculated as follows:

$$LTS = \theta_{900} - \theta_{1000}$$

where θ_{900} and θ_{1000} correspond to the potential temperature (in °C) at 900 and 1000 hPa, respectively. Herein, the potential temperature at 900 hPa was chosen because the highest point of the island in RC-SC does not exceed 1 km in height. Small values of LTS (close to 0 °C) indicate relatively higher instability whereas larger values are associated with strong thermal inversions (Wood & Bretherton, 2006; Wu *et al.*, 2017). LTS calculations for 2000–2020 were performed for events in which VKS are evident in satellite images and for days without VKS.

2.7 Climate indices and possible relationship with VKS

Three climate indices were used to assess a possible influence of their related modes of climate variability on atmospheric VKS events adjacent to the RC-SC system. The following indices were used: the Pacific Interdecadal Oscillation Tripole Index (TPI), the Southern Oscillation Index (SOI), and the South Pacific Subtropical Anticyclone Index (iASPS) (Table 2). These indices were selected because they modulate the intensity of the SPSA.

Table 2: Climatic indices used in the study.

Index	Description	Positive index	Negative index	Reference
Pacific Interdecadal Oscillation Tripole Index (TPI)	Measurement of interdecadal variability in the Pacific. The index is based on the difference between the SSTA averaged over the central equatorial Pacific and the average of the SSTA in the Northwest and Southwest Pacific.	(+TPI) Warm phase	(-TPI) Cold Phase	(Henley <i>et al.</i> , 2015)
Southern Oscillation Index (SOI)	A measure of the large-scale fluctuations in atmospheric pressure that occur between the western and eastern tropical Pacific (i.e., the state of the Southern Oscillation) during El Niño and La Niña episodes.	(+SOI) La Niña	(-SOI) El Niño	(Ropelewski & Jones, 1987)
South Pacific Subtropical Anticyclone Index (iASPS)	Index that measures surface atmospheric pressure at 8 stations within the South Pacific Anticyclone, describing how intensified or weakened the anticyclone is.	(+iASPS) Intensification of the anticyclone	(-iASPS) Weakening of the anticyclone	(Quintana & Aceituno, 2012)

To investigate the factors influencing the occurrence of atmospheric VKS in RC-SC, the days on which VKS occurred in 2000–2020 were categorized according to each climate index, i.e., days were grouped according to whether the value of the climate index was above or below a long-term standard

deviation set as a reference (see supporting information, Figure S6). Values above the standard deviation were considered positive, whereas those below the standard deviation were classified as negative. Intermediate values were not considered, and their corresponding dates were classified as normal conditions. Subsequently, anomalies of sea level pressure anomaly (SLPa) and meridional wind (v) were calculated for each case (Fig. 6). Each anomaly was obtained as the difference between the average for days with VKS (according to each case) and the long-term (2000–2020) average values of SLP and v .

3 Results

3.1 VKS wind field in RC-SC

Figure 2a shows a visual example of a VKS occurring downwind of RC-SC. Figure 2b represents the anomalies of the meridional component of wind v (represented by a color bar) and SLP during days on which VKS were recorded in front of the RC-SC system. On average, these events are characterized by positive anomalies in both sea level pressure (~ 0.5 hPa) and the meridional wind component (~ 2 m/s) compared to long-term average values. In addition, when analyzing the wind rose in Figure 2c for days with Von Kármán vortices, it can be observed that these events, on average, occurred during periods of southerly winds, with speeds ranging between 6 and 10 m/s, and with LTS values close to 11 °C.

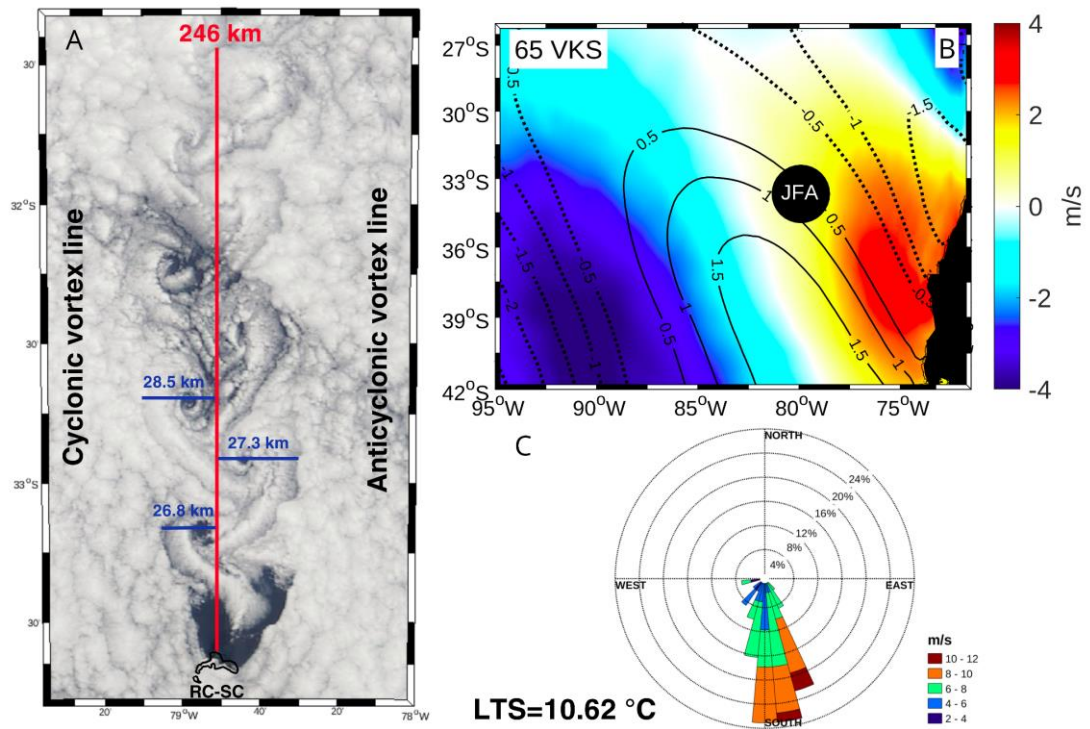


Figure 2: a) Satellite image of a VKS generated downwind of RC-SC. The image corresponds to 06/02/2004. Source: Terra MODIS. b) Composite of anomalies of the meridional wind component (colorbar) and sea level pressure (SLP, isobars every 0.5 hPa) during days with VKS in front of RC-SC. These anomalies were obtained by subtracting the long-term average from the composite of days with VKS. c) Wind rose showing wind direction and intensity for the 65 VKS events that occurred in the lee of RC-SC during the period from 2000 to 2020. These data are detailed in Table S1. LTS indicates the average lower tropospheric stability (LTS) for the 65 VKS.

Wind data (intensity and direction) during VKS events between 2000 and 2020 (orange bars, Fig. 3a) are contrasted with climatology calculated from ERA5 (blue bars, Fig. 3a). The average intensity for VKS events was slightly higher than climatology on the island (7.14 m/s and 6.88 m/s respectively). However, we did not find significant evidence to claim that there is a statistically significant difference between the means of the two sets (t-student test). The mean annual direction was southwest, while for the VKS events it was south.

Additionally, for the spring–summer period (September–February) a higher intensity for VKS events was reached relative to the respective monthly climatology. The wind intensity of VKS events was highest in October, reaching 7.79 m/s. February was found to have the largest number of VKS events (11, 19% of the total 65 events) between 2000 and 2020. April was the only month in which no VKSs were recorded (Fig. 3a). Figures 3c and 3e present the sea surface pressure and meridional wind anomalies during VKS events occurring in spring/summer (Fig. 3c) and autumn/winter (Fig. 3e). Importantly, most VKSs were recorded during spring/summer, for a total of 42 events (65% of the total VKS), whereas 23 events (35%) occurred during autumn/winter. Throughout spring/summer (Fig. 3c), VKSs were generated with a surface pressure anomaly close to zero, whereas in autumn/winter, such events occurred in the presence of positive surface pressure anomalies (~2 hPa). In both groups (spring/summer and autumn/winter), similar anomalies of the meridional wind component, approximately 2 m/s, were found. The wind speed at which VKSs occurred was found to be similar in both groups, ranging from 6 to 12 m/s (Fig. 3b and 3d); however, differences in wind direction were observed. During spring/summer, the wind generating VKS had a more meridional component, whereas that in autumn/winter exhibited a more zonal component relative to spring/summer. During both periods, VKSs were characterized by southerly winds (Fig. 3a). By analyzing LTS for both scenarios, VKSs generated in autumn/winter exhibited a higher average LTS value (11.11 °C), whereas those generated during spring/summer showed a lower average value (10.35 °C). We did not identify any significant evidence to

support a statistically significant difference between the two sets (t-student test).

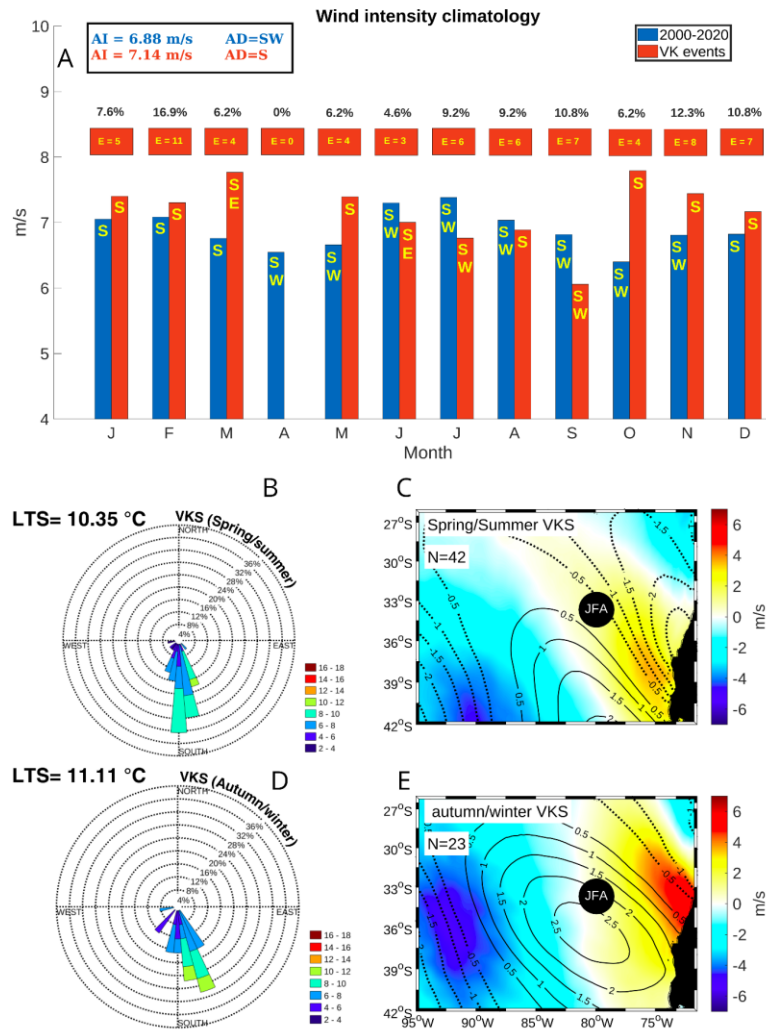


Figure 3: a) Wind intensity and direction in front of RC-SC for the period 2000-2020: climatology (blue bars) and VKS events (orange bars). The orange shows the VKS events occurring per month; the relative frequency of VKS that occurred in each month with respect to the total number (65 events) is shown as a percentage. In addition, the annual average values of both wind intensity (AI) and direction (AD) are shown for each of the cases (Source: ERA5). The maps show sea surface pressure and meridional wind anomalies for VKS events (black contours [hPa] and colors [m/s], respectively), i.e. the differences between the corresponding fields during VKS events and their long-term average between 2000 and 2020. These maps are divided into spring/summer (panel c) and autumn/winter (panel e). In addition, for each group, a wind rose is included showing the mean wind of VKS events occurring in b) spring/summer and d) autumn/winter and the mean LTS value. The number of events per group is indicated as N on each map.

The wavelet power spectrum of the wind intensity wavelets of the series extracted from ERA5 was calculated (Fig. 4a). Most of the significant power was concentrated in the 2–16 day band (thick black lines in Fig. 4a; blue line above red dashed line in Fig. 4b), although appreciable and significant power was also found over longer time periods (152–215 day band), corresponding to a semiannual frequency. The scale-averaged power in the frequency band between 2 and 16 days (Fig. 4c) exhibits interannual fluctuations indicative of a relationship between high-frequency winds at RC-SC and climate variability. High-frequency wind activity was found to be particularly energetic during the Austral winters of 2015 and 2016. The climatological wavelet power spectrum (Fig. 4d) indicates that the peak energy of the winds in the RC-SC system occurs during the 2 to 16 day frequency band all year round. The maximum power was recorded in the Austral winter.

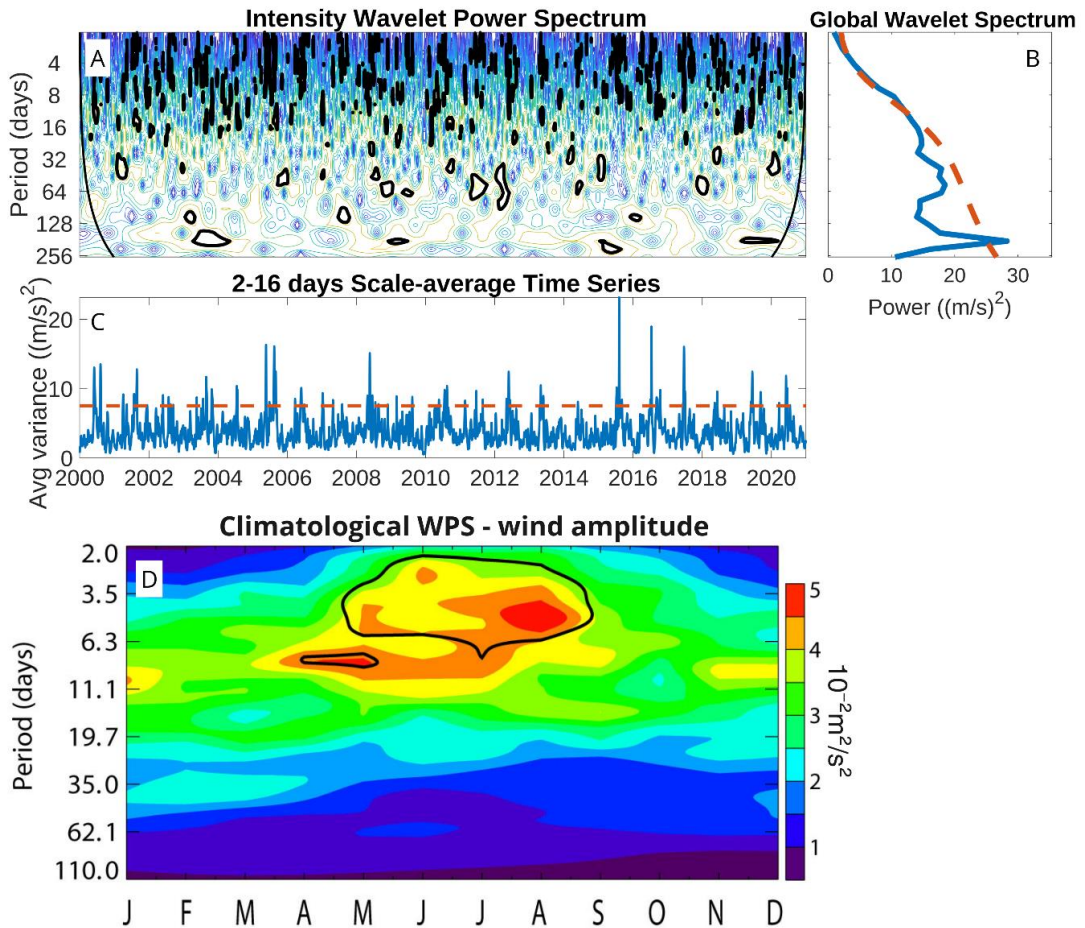


Figure 4: a) Power wavelet spectrum of the wind intensity wavelets of the series extracted from ERA5. The lower axis is time. The thick contour encloses regions of confidence greater than 95% and determines the "cone of influence" outside of which edge effects are important. b) Global wavelet spectrum. The dashed line in red represents the 95% confidence level estimated from a red noise (Markov model). c) Scale-averaged wavelet power of the wind intensity in the 2-16 day band. The horizontal red dashed thin line is the 95% confidence level (assuming red noise). d) Climatological Normalized Power wavelet (Morlet) spectrum. Scale is indicated on the right, unit in $10^{-2} \frac{m^2}{s^2}$.

3.2 Conditions favoring the occurrence of VKSs

A scatterplot between daily LTS values and wind intensity at RC-SC at 900 hPa is shown in Figure 5. The red dots in the figure indicate VKS events off the RC-SC system. On average (large red cross in Figure 5), VKSs occurred

with an LTS of approximately 11 °C and wind speeds of approximately 7 m/s. Most days without VKS events in RC-SC system occurred under LTS values less than 4 °C (5435 days, 70.9% of days without VKSs). The line fitted to VKS events shows a negative relationship: the higher the wind intensity values in the RC-SC system, the lower the LTS. This negative relationship can be observed when analyzing the data for season of the year, with the exception of spring (Fig. S4 in the supporting information). Contrary to the other seasons, during spring, a positive trend in the relationship between wind intensity and LTS was identified for days on which a VKS was present in RC-SC, i.e., the higher the wind intensity values in RC-SC, the higher the LTS.

In addition, the average LTS was calculated for the days on which a VKS occurred downwind of RC-SC (65 events, see supporting information Figure S5). A marked latitudinal gradient was observed, reaching LTS values of up to 10.8 °C in the RC-SC system. However, a longitudinal gradient was not detected, potentially due to the low spatial resolution of the data (27 km) and the limited extent of the longitudinal domain used, which makes it difficult to observe such a gradient (if indeed it exists).

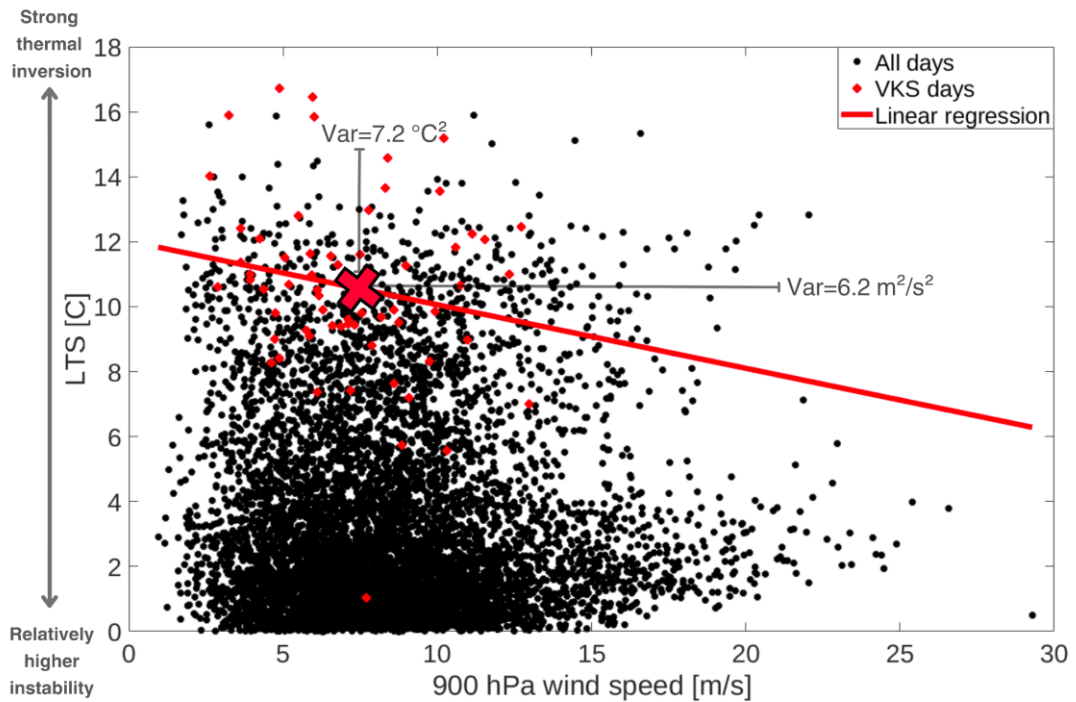


Figure 5: Scatterplot of daily LTS at RC-SC and wind intensity at 900 hPa (2000-2020). Red dots indicate days with VKS event at RC-SC. $R = -0.18$ (Not significant; $p\text{-value} > 0.05$). The red solid line indicates the fitted line for VKS events. The large red cross represents the average of the VKS events; the standard deviation for each axis is also indicated. Source: ERA5.

The relationship between climate variability and VKS events was also assessed. Figure 6 shows the SLP anomalies and the meridional wind component (v) anomalies for each case. This implies that days on which VKS events were recorded in front of the RC-SC system between 2000 and 2020 were considered. These days were grouped according to whether the climate indices used (TPI, SOI, and iASPS) were positive or negative on that day, as shown in supplementary material Figure S6. Days sharing the same sign in the climatic indices (e.g., all days with VKS and TPI+) were averaged in both SLP and v . Subsequently, anomalies in SLP and v (subtracting the long-term

average for 2000–2020) were calculated in each case (TPI+, TPI-, SOI+, SOI-, iASPS+, and iASPS-). The conditions that favor more frequent VKS events in front of the RC-SC system include negative TPI (N=22), positive SOI (N=17), and positive iASPS (N=29), whereas fewer VKSs were counted under conditions of positive TPI (N=3), negative SOI (N=7), and negative iASPS (N=2).

During the more favorable conditions for VKS events, positive atmospheric pressure anomalies were recorded around the JFA (indicated with a black dot in the figures), such that values reach up to 2 hPa. As for variations in wind speed in the north–south direction (v), positive anomalies of approximately 2 m/s were observed around the JFA. The exception is the case of positive iASPS, when negative anomalies were observed in the meridional component of the wind on the western side of JFA; in contrast, on its eastern side, closer to the coast, positive anomalies close to 2 m/s were observed. During these less favorable conditions, negative atmospheric pressure anomalies were observed around the JFA, with values reaching -2.5 hPa. Regarding meridional wind speed anomalies, increases close to 2 m/s were recorded around the JFA as observed under more favorable conditions. However, in the case of the positive TPI index, increases in wind speed (~ 2 m/s) were observed on the eastern side of the JFA, whereas on the western side, the anomalies were close to 0 m/s. Analyzing the wind roses for each configuration (not shown) indicates that, under more favorable conditions ($-TPI$, $+SOI$, and $+iASPS$), the wind tends to be more meridional (southerly wind) than that

during the less favorable conditions (+TPI, -SOI and -iASPS). An LTS analysis was also performed for each configuration (not shown), revealing that under more favorable conditions, the LTS was lower than during the less favorable cases. The iASPS index is again an exception, such that its LTS was found to be higher during positive iASPS (LTS=10.62 °C) than during negative iASPS (LTS=9.95 °C).

Additionally, five VKS events coincided with the concomitant conditions of a negative TPI, a positive SOI, and a positive iASPS (supporting information Figure S7). On these days, the JFA experienced a positive sea level pressure anomaly of approximately 0.6 hPa. Moreover, on the eastern side of the archipelago, the meridional wind speed anomalies remained close to 0 m/s, whereas on the western side, the wind "v" component anomalies were negative and were close to 1 m/s.

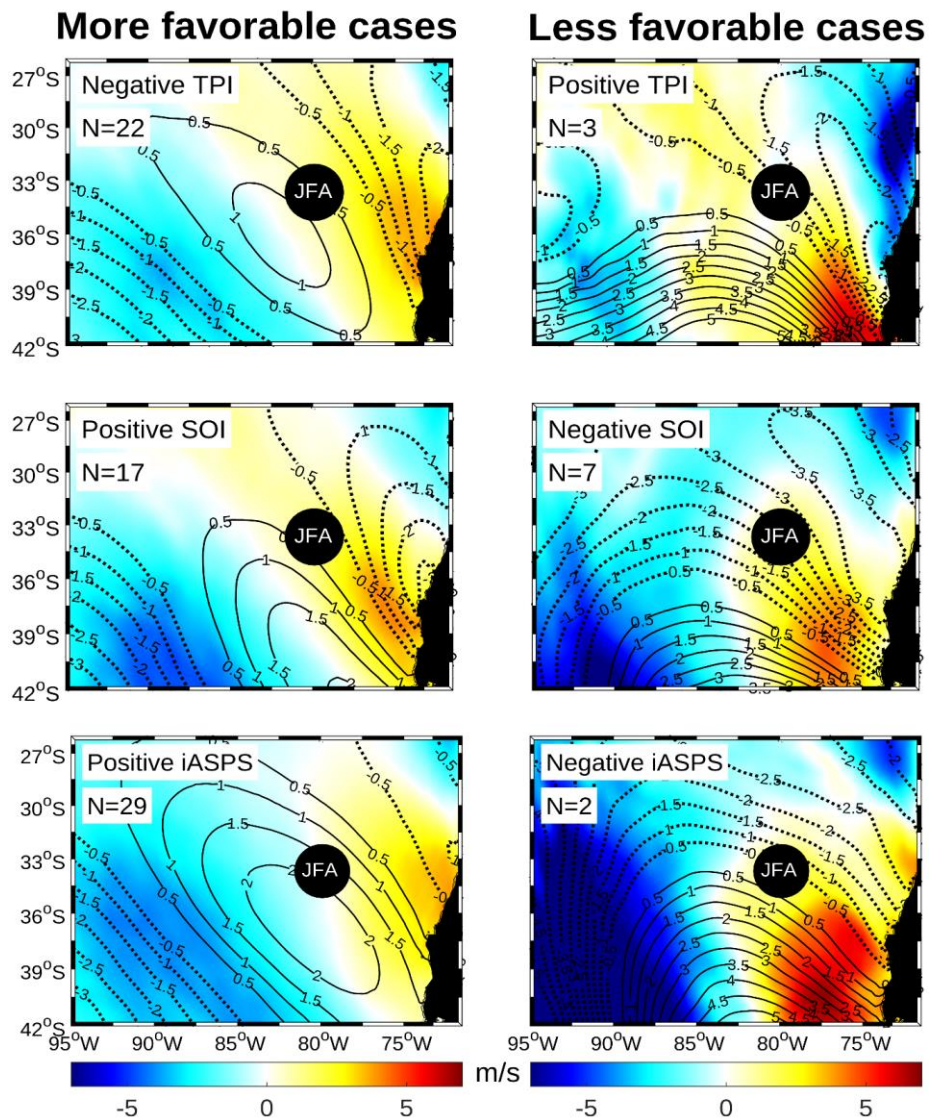


Figure 6: Composites of days on which atmospheric VKS were observed in RC-SC, separated by climate indices. That is, these days were distinguished according to whether the VKS events occurred in periods with TPI+ or TPI-, SOI+ or SOI-, and iASPS+ or iASPS-. The left panels show the most favorable cases for VKS generation (i.e. the conditions where the most VKS were recorded), while the right panels show the least favorable cases for VKS generation (i.e. the conditions where the least VKS were recorded). Surface pressure anomalies (hPa, negative dashed and positive solid contours) and meridional wind anomalies at 10 m (color) are shown. The number of VKS events (N) are indicated in the upper left of each panel. The difference between composites was significant for all variables considered, including surface pressure anomalies and meridional wind anomalies at 10 m (Student's t-test).

3.3 Impacts of VKSs on oceanic circulation

In the lee side of the island, winds tend to be weaker and associated with a shallower mixed-layer depth than along the windward side. Warming is thus expected due to reduced cooling by latent heat flux; the heat fluxes are also distributed over a thinner surface layer, thereby enhancing SST. When stratocumulus clouds are present, clearing within the vortex on the windward and lee sides of the mountains may also favor local anomalous warming by short-wave radiation. Thus, SST warming in the lee of the island is expected from only air–sea coupling between the boundary layers (both oceanic and atmospheric), i.e., without the involvement of ocean dynamics (i.e. IME). To investigate a possible SST response to VKS occurrence, we estimated the composite SST anomalies for the VKS events during SON; 18 such events were considered.

Figure 7a shows sea surface temperature (SST) anomalies for days on which VKSs were generated downwind of the RC-SC system; data are shown for the spring months (SON) in the period from 2002 to 2020. Downwind of RC-SC, anomalies ranging from 0.4 to 0.5 °C were observed, a 90% confidence level. To test whether such anomalous SST patterns may arise from wind conditions resembling those during VKS events, we estimated the SST composite anomalies for 18 events exhibiting wind conditions similar to those of VKS events (i.e. south winds with speeds close to 7.15 m/s). The 18 VKS events were excluded from this selection. Figure 7b shows the results of this analysis,

indicating that no statistically significant SST anomalies occurred in the lee of the island.

In summary, VKS events are associated with significant SST warming on the lee side of the island with spatial scale of a few tenths of a kilometer.

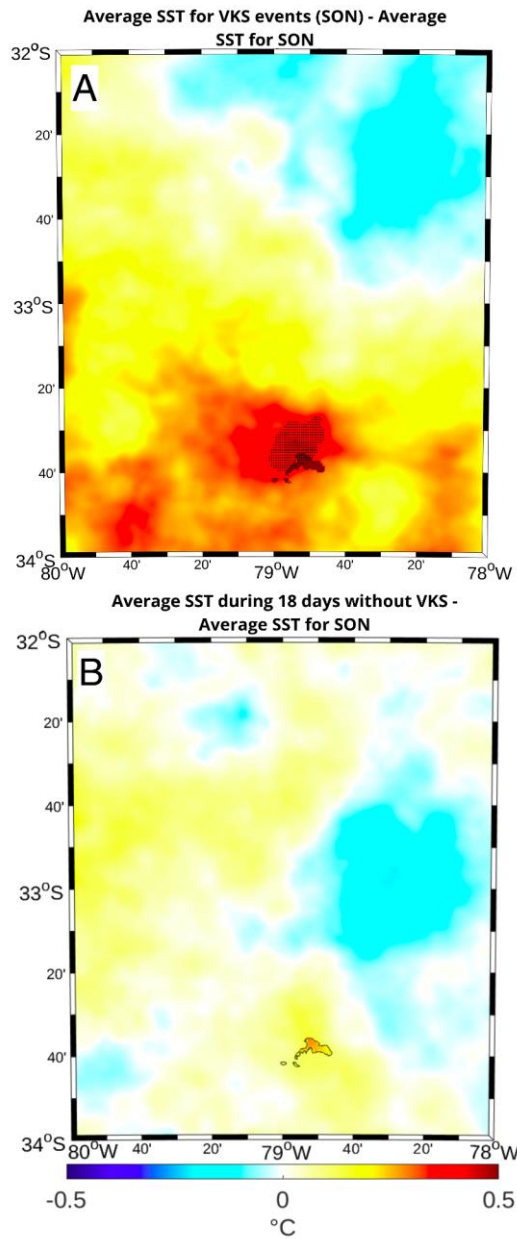


Figure 7: a) SST anomaly for the spring months (September, October and November; SON) of the period 2002-2020. That is, the difference between the composite SST for the VKS (which took place during the SON of all years) minus the climatological SST (SON). The dashed areas in the figure represent a 90% confidence level. A total of 18 VKS in front of RC-SC events were counted for this analysis. b) Difference between the composite SST for 18 days (which occurred during the SON) minus the climatological SST (SON). The choice of these 18 days was based on the wind conditions during that period, characterized by similarity to the typical VKS wind (southerly wind with an approximate wind speed of 7.14 m/s).

4 Discussion

4.1 VKS Wind Field in RC-SC

The identification of VKS events based on visual inspection of satellite cloud images revealed 65 previously unidentified events in front of the RC-SC system. It should be noted that visual inspection of clouds may lead to an underestimation of VKS incidence, since the identification of these vortices requires the presence of stratocumulus clouds as tracers. Our results suggest that VKSs tend to occur mostly during spring–summer (42 events, 64.6 % of the total) with approximately half as many occurrences in autumn–winter (23 events, 35.4 % of the total). During spring–summer, southerly winds are commonly observed during days exhibits VKSs, which could be attributed to SPSA variability (Fig. 1). On a seasonal scale, during the Austral spring and summer, the SPSA is located further south which creates favorable conditions for upwelling (southerly winds) (Aguirre *et al.*, 2012; Strub *et al.*, 2019). Thus, during spring–summer, when the SPSA intensifies west of the RC-SC system, highly stable atmospheric conditions are generated in the lower troposphere to the west, with prevailing southerly winds (Garreaud & Rutllant, 2006). This favors the formation of a thermal inversion and the generation of atmospheric VKS vortices. Moreover, it was observed that most atmospheric VKSs formed in front of RC-SC were generated under southerly wind conditions in the area (Fig. 3A), which is related to the location of the JFA east of the ASPs, and thus to the predominance of S and SE winds in the region throughout the year (Hajer & Espinosa, 1987).

Wavelet analysis of the wind intensity series extracted from ERA5 showed a high power associated with synoptic and intraseasonal variability with characteristic periods ranging from 2 to 16 days (Garreaud & Aceituno, 2007) and a high power associated with semiannual frequency, with characteristic periods from 152 to 215 days (Fig. 4). VKSs can contribute to wind variability in the 2–16 day band. Such vortices, when formed, alter the wind speed and direction in cycles that may coincide with these frequencies, especially if the vortices form and disappear regularly in response to atmospheric and geographic conditions. Visual observation of VKS events through clouds revealed that their duration can reach up to three days. In addition, it is important to note that under conditions of relatively mild winds and high stability, winds are highly variable in the RC-SC system. Thus, in addition to the contribution of VKS to wind variability (in the 2–16 day band), highly variable winds (unrelated to VKS) may act as noise in mid-season conditions not favorable to the occurrence of VKSs (such as in autumn–winter), which increases the chances of such vortices developing in the RC-SC system.

4.2 Conditions favoring VKS occurrence

LTS for days featuring VKS in the RC-SC system (Fig. 5) revealed that most events (87.7 %) occurred during period of high LTS (greater than 8 °C), i.e., under strong thermal inversion conditions. Here, daily averages of 6-hourly potential temperature values were used. It is possible that these averages do not adequately represent the atmospheric condition during VKS events, since

events with a persistence of less than one day may not be represented in the calculation. Hourly LTS values could shed light on this. Additionally, there is a tendency for higher LTS values to occur in combination with intermediate speeds (5–15 m/s), whereas at higher wind intensities (> 15 m/s), LTS values were lower and no VKS events occurred. There is, however, a relatively weak linear relationship between LTS and low-level winds during VKS events ($r=-0.18$). This can be interpreted as resulting from significant variance in winds in the high-frequency band (2–16 days). The latter may yield increased mixing within the marine boundary layer, which would oppose the mean stable conditions (high LTS), reduce LTS, and increase mean winds through momentum entrainment from the free atmosphere (e.g., Hayes *et al.*, 1989; Wallace *et al.*, 1989). This explains why stronger winds ($\mathbf{v} > \sim 15$ m/s) are generally associated with lower values of LTS and are thus not associated with the occurrence of VKS.

The 65 VKS events identified occurred on days characterized by positive atmospheric pressure anomalies averaging approximately 0.5 hPa, as well as positive anomalies in the meridional component of the wind of around 2 m/s (Fig. 2b). These observations suggest a strengthening of the SPSA at these times.

Furthermore, VKS events occurring in front of the RC-SC system can be grouped into two categories: those generated in spring/summer (65%) and those generated in autumn/winter (35%) (Fig. 3c and 3e respectively). VKSs in the latter group (autumn/winter) tend to occur with a more pronounced

pressure anomaly, approximately ~ 2.5 hPa vs ~ -0.5 hPa in spring/summer. The higher frequency in spring/summer could be explained by the predominant wind direction in that period, since the wind tends to have a more meridional character, blowing from the south, in contrast to autumn/winter (Fig. 3b and 3d, respectively). Additionally, the average LTS is lower (10.35 °C) than in autumn/winter (11.11 °C), suggesting that neither LTS nor sea level atmospheric pressure alone are the primary factors controlling VKS formation in the RC-SC system. Instead, wind direction (horizontal pressure gradient) and intensity seem to play a key role in this process. This aligns with previous conclusions based on observations and analysis of climate indices (Fig. 6). In the more (less) favorable cases for the formation of a VKS in front of the RC-SC system, positive (negative) anomalies in both atmospheric pressure and meridional wind speed are observed. Moreover, in the more (less) favorable cases, the wind tends to be more meridional (zonal, not shown), indicating that wind direction, particularly its meridional component, is a key factor for vortex formation in RC-SC.

Since 2016, 23 VKS events occurred, corresponding to 35.4% of the total, revealing an apparent increase in their frequency of occurrence (on average five events occurred per year, with the exception of 2017; Table S1). This may be due to the persistence of cold conditions in the equatorial Pacific associated with persistent cold conditions between 120°W and 170°W that intensified the SPSA, likely due to a three-year long La Niña event between 2020 and 2022 (Hasan *et al.*, 2022).

4.3 Island mass effect and VKSs

It was observed that days with atmospheric VKSs in front of the RC-SC system generated an increase in SST during spring (SON) (Fig.7a). As shown in Figure 7b, this increase in SST is not solely attributable to wind patterns, since the 18 days selected in Fig. 7b presented windy conditions similar to the days with VKS during spring. Therefore, it is inferred that this increase in temperature is not generated as a result of an increase in the IME, assuming that the selected wind conditions are favorable for such a phenomenon (IME). Rather, SST warming on the lee side of the island could be primarily explained by interactions between the atmosphere and the ocean, specifically the coupling between the boundary layers of both media. The lower wind intensity in this region (downwind of the RC-SC system) results in a shallower mixed layer, which reduces the cooling by latent heat flux and facilitates an increase in SST. In addition, the presence of clearings in stratocumulus clouds may contribute to anomalous local heating due to shortwave radiation.

4.4 Future work

To complement this study of atmospheric VKSs with an analysis of the effects on the water column generated by an oceanic VKS, it would be useful to obtain information downwind of the RC-SC system; this would provide a better understanding of the changes and effects that these vortices have on the water column in the vicinity of the island, where little information is available on this phenomenon (both atmospheric and oceanic). This could be achieved using a coupled ocean–atmosphere biogeochemical model. Furthermore, such studies could have practical applications in the management and conservation of marine resources, as well as in the development of more accurate ocean models and predictions.

On the other hand, the topography and shape of the islands could play a key role in the formation of VKSs, which could explain why VKSs tend to be primarily generated by winds with more southerly components. An idea of this is given by De Falco (2022), where the circulation and cloud patterns induced by the presence of the RC-SC system are shown to be similar to those observed in Figure 7b, i.e. under conditions of large Froude numbers (~ 1) and a large Reynolds number. It would therefore be interesting to explore these concepts and dimensionless numbers in more detail. However, at this time, further analysis would be beneficial to understand how the configuration and topography of the RC-SC islands influence VKS generation. This could be accomplished by performing various experiments using the CROCO model (Debreu *et al.*, (2016)), in which the shape of the island is modified and the

results further evaluated. This would facilitate a deeper knowledge of the subject and a more complete understanding of its relation to the genesis of these vortices.

5 Conclusions

In this study, atmospheric VKSs associated with the RC-SC island system and their potential oceanic response were identified and analyzed. The results reveal that VKS events in the RC-SC system occur predominantly during spring and summer, constituting approximately 65% of the total events. Regarding the wind during VKSs, the prevailing wind during spring and summer comes from the south, and pressure anomalies tend to be less intense relative to those in autumn and winter. Furthermore, autumn–winter VKSs were recorded with southerly winds, and feature a more zonal component than in spring and summer. During spring/summer, the mean LTS was lower (10.35 °C) than that reached during autumn/winter (11.11 °C). With respect to atmospheric conditions, during the days on which VKSs occurred in the RC-SC system, most such events (87.7%) occurred with an LTS greater than 8 °C (strong thermal inversion) and velocities between 5 and 15 m/s. Furthermore, VKSs occurred on average with a positive pressure anomaly (~0.5 hPa) and a positive southerly wind anomaly (~2 m/s). In terms of climatic indices, VKSs tend to form more frequently under -TPI (cold phase), +SOI (La Niña) and +iASPS conditions, i.e. during an intensification of the SPSA. The RC-SC system is characterized by a remarkable wind variability at both the synoptic

and intraseasonal level, as well as semiannually. In addition, a high variability of winds in the region during the Austral winter, especially in the frequency range of 2–10 days, was identified. VKSs occurring in front of the RC-SC system tend to originate mainly with winds coming from the south, with an average speed of approximately 7.14 m/s. These vortices tend to form when the wind direction has a more meridional component. The formation of these vortices is highly unlikely when the wind comes from other directions. It is essential to note that, in the study area, wind speeds above 15 m/s do not generate VKSs. Consequently, wind direction and speed are crucial elements influencing the formation of vortices. In terms of the possible oceanic response of these vortices, the analyses performed and data collected indicate that the increase in temperature downwind of the RC-SC system is not due to an increase in IME. Instead, SST warming could be primarily explained by interactions between the atmosphere and ocean. However, more detailed analyses are required to obtain a conclusive answer regarding the potential influence of the VKS on SST.

Acknowledgments

This study was developed under the FONDECYT 1191606 (C. Parada, C. Amaya) focused on the development of a high resolution model for the Juan Fernandez Archipelago, and on the understanding of submesoscale features on the Robinson Crusoe island. B. Dewitte acknowledges support from ANID (Concurso de Fortalecimiento al Desarrollo Científico de Centros Regionales

2020-R20F0008-CEAZA and COPAS COASTAL FB210021) and the EU H2020 FutureMares project (Theme LC-CLA-06-2019, Grant agreement No 869300). C. Amaya & M. Jacques thanks René Garreaud for his suggestion to include the LTS analysis in relation to wind speed during VKS days.

Data Availability Statement

For this study, Aqua and Terra MODIS satellite image data were collected and obtained from <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>. Also, interpolated wind data from quikSCAT and SST data from MUR were obtained from <https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/griddap/index.html?page=1&itemsPerPage=1000>. Wind and atmospheric temperature data from ERA5 were downloaded from <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>. In addition, TPI data were extracted from the NOAA website (<https://psl.noaa.gov/data/timeseries/IPOTPI/>), along with SOI data (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/soi/>), while iASPS data were requested from the Chilean Meteorological Directorate (<https://climatologia.meteochile.gob.cl/>).

References

- Aguirre, C., Flores Aqueveque, V., Vilches, P., Vásquez, A., Rutllant, J. A., & Garreaud, R. (2021). Recent Changes in the Low-Level Jet along the Subtropical West Coast of South America. *Atmosphere*, 12, 465. <https://doi.org/10.3390/atmos12040465>
- Aguirre, C., Pizarro, O., Strub, P. T., Garreaud, R., & Barth, J. A. (2012). Seasonal Dynamics of the Near-Surface Alongshore Flow off Central Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117. <https://doi.org/10.1029/2011JC007379>
- Andrade, I., Sangrà, P., Hormazabal, S., & Correa-Ramirez, M. (2014). Island mass effect in the Juan Fernández Archipelago (33°S), Southeastern Pacific. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 84, 86–99. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2013.10.009>
- Artal, O., Almonacid, N., & Sepúlveda, A. (2009). Vórtices atmosféricos en islas chilenas. *Ciencia Ahora*, 23, 37-42. https://www.researchgate.net/publication/236657623_VORTICES_ATMOSFERICOS_EN_ISLAS_CHILENAS
- Brunke, M. A., Ma, P.-L., Reeves Eyre, J. E. J., Rasch, P. J., Sorooshian, A., & Zeng, X. (2019). Subtropical marine low stratiform cloud deck spatial errors in the E3SMv1 Atmosphere Model. *Geophysical Research Letters*, 46, 12,598–12,607. <https://doi.org/10.1029/2019GL084747>
- Chin, T. M., Vazquez-Cuervo, J., & Armstrong, E. M. (2017). A multi-scale high-resolution analysis of global sea surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 200. Pages 154-169 <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.029>
- Chopra, K. P. (1973). Atmospheric and oceanic flow problems introduced by islands. *Advances in Geophysics* (Vol. 16, pp. 297-421). Academic Press 297–421.

Chopra, K., & Hubert, L. (1965). Mesoscale eddies in wakes of islands. *Journal of the Atmospheric Sciences* vol. 22, Issue 6, pp.652-657. DOI: [10.1175/1520-0469\(1965\)022<0652:MEIWOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1965)022<0652:MEIWOI>2.0.CO;2)

Cohen, M. X. (2019). A better way to define and describe Morlet wavelets for time-frequency analysis. *NeuroImage* vol. 199 pp. 81-86. <https://doi.org/10.1016/j.neuroimage.2019.05.048>

Cuevas, J. G., & Van Leersum, G. (2001). Project "Conservation, Restoration, and Development of the Juan Fernández islands, Chile". *Revista Chilena de Historia Natural*, 74(4), 899-910. <https://dx.doi.org/10.4067/S0716-078X2001000400016>

Cutler, L., Brunke, M. A., & Zeng, X. (2022). Re-evaluation of low cloud amount relationships with lower-tropospheric stability and estimated inversion strength. *Geophysical Research Letters*, 49, e2022GL098137. <https://doi.org/10.1029/2022GL098137>

Debreu, L., Auclair, F., Benshila, R., Capet, X., Dumas, F., Julien, S., and Marchesiello, P. (2016). Multiresolution in CROCO (Coastal and Regional Ocean Community model), in: EGU General Assembly Conference Abstracts, EGU2016-15272-1, 2016. a

De Falco, C., Desbiolles, F., Bracco, A., & Pasquero, C. (2022). Island Mass Effect: A Review of Oceanic Physical Processes. *Frontiers in Marine Science*, vol. 9, 894860. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.894860>

Etling, D. (1989). On atmospheric vortex streets in the wake of large islands. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 41(2-4), 157–164. doi:10.1007/BF01043134

Etling, D. (1990). Mesoscale vortex shedding from large islands: A comparison with laboratory experiments of rotating stratified flows. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 43(1-4), 145–151. doi:10.1007/bf01028117

Friedlander, A. M., Ballesteros, E., Caselle, J. E., Gaymer, C. F., Palma, A. T., Petit, I., Varas, E., Muñoz, A., Salas, E. (2016). Marine Biodiversity in Juan Fernández and Desventuradas Islands, Chile: Global Endemism Hotspots. *PLoS ONE*, 11(1), e0145059. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0145059>

Gao, Q., Zeman, C., Vergara-Temprado, J., Lima, D. C. A., Molnar, P., & Schär, C. (2023). Vortex streets to the lee of Madeira in a kilometer-resolution regional climate model. *Weather and Climate Dynamics*, 4, 189–211. <https://doi.org/10.5194/wcd-4-189-2023>

Garreaud, R., & Rutland, J. (2006). Variabilidad atmosférica de alta frecuencia en el borde oriental del anticiclón del Pacífico sureste. *Ciencia y Tecnología*, 29(1), 5-13. https://www.researchgate.net/publication/26493832_Variabilidad_atmosferica_de_alta_frecuencia_en_el_borde_oriental_del_ant ciclon_del_pacifico_sureste

Garreaud, R & Aceituno, P. (2007). Atmospheric circulation and climatic variability. *The Physical Geography of South America*. 45-59. https://www.researchgate.net/publication/286803133_Atmospheric_circulation_and_climatic_variability

Gove, J. M., McManus, M. A., Neuheimer, A. B., Polovina, J. J., Drazen, J. C., Smith, C. R., et al. (2016). Near-island biological hotspots in barren ocean basins. *Nature Communications*, 7(1), 10581. <https://doi.org/10.1038/ncomms10581>

Grandi-Nagashiro, M. C., González, C., & Fernández, M. (2010). Biodiversidad Marina del Archipiélago de Juan Fernández: desafíos de conservación e Investigación. Libro de resúmenes IV Reunión Binacional de Ecología Chile-Argentina, Buenos Aires.

Hajer, E., & Espinoza, G. (1987). Islas Oceánicas Chilenas: Conocimiento Científico y Necesidades de Investigaciones. *Ediciones Universidad Católica de Chile*, 55-83.

Hasan, N. A., Chikamoto, Y., & McPhaden, M. J. (2022). The Influence of Tropical Basin Interactions on the 2020–2022 Double-Dip La Niña. *Frontiers in Climate*, 4, 1001174. doi: 10.3389/fclim.2022.1001174

Hayes, S. P., McPhaden, M. J., & Wallace, J. (1989). The Influence of Sea Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific: Weekly to Monthly Variability. *Journal of Climate*, 2, 1500–1506.

Henley, B. J., Gergis, J., Karoly, D. J., Power, S. B., Kennedy, J., & Folland, C. K. (2015). A Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation. *Climate Dynamics*, 45(11–12), 3077–3090. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-015-2525-1>.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., & Thépaut, J. (2020). The ERA5 Global Reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. doi:10.1002/qj.3803

Horváth, Á., Bresky, W., Daniels, J., Vogelzang, J., Stoffelen, A., Carr, J. L., et al. (2020). Evolution of an Atmospheric Kármán Vortex Street from High-Resolution Satellite Winds: Guadalupe Island Case Study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2019JD032121. <https://doi.org/10.1029/2019JD032121>

Houghton, E. L., Carpenter, P. W., Collicott, S. H., & Valentine, D. T. (2013). *Aerodynamics for Engineering Students* (6th ed.). *Elsevier*.

Hubert, L. F., & Krueger, A. F. (1962). Satellite Pictures of Mesoscale Eddies. *Monthly Weather Review*, 90, 457–463.

Jensen, N. O., & Agee, E. M. (1978). Vortex Cloud Street During AMTEX 75. *Tellus*, 30, 517–523. DOI:[10.1111/j.2153-3490.1978.tb00868.x](https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1978.tb00868.x)

Johnson, R. W. (2001). An Introduction to the Bootstrap. *Teaching Statistics*, 23(2), 49-54.

Li, X., Clemente-Colón, P., & Pichel, W. G. (2000). Atmospheric Vortex Streets on a RADARSAT SAR Image. *Geophysical Research Letters*, 27(11), 1655–1658. <https://doi.org/10.1029/1999GL011212>

Li, X., Zheng, W., Zou, C.-Z., & Pichel, W. G. (2008). A SAR Observation and Numerical Study on Ocean Surface Imprints of Atmospheric Vortex Streets. *Sensors*, 8(5), 3321–3334. <https://doi.org/10.3390/s8053321>

Liu, Q., Wu, Z., Tan, Z.-M., Yang, F., & Fu, C. (2023). The Atmospheric Vortex Streets and Their Impact on Precipitation in the Wake of the Tibetan Plateau. *Atmosphere*, 14, 1096. <https://doi.org/10.3390/atmos14071096>

Lungu, T. (Ed.). (2001). QuikSCAT Science Data Product User's Manual: Overview and Geophysical Data Products. JPL D-18053, Version 2.2, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, 95 pp.

Maes, C., B. Dewitte, J. Sudre, V. Garc, on, and D. Varillon (2013), Small-scale features of temperature and salinity surface fields in the Coral Sea, *Journal of Geophysical Research: oceans*, 118, 5426–5438, <https://doi.org/10.1002/jgrc.20344op>

Marzol M. V., Cereceda, P., Schemenauer, R., & Castro, C. (1996). Caracterización de la pluviosidad de Bahía Cumberland (Isla de Robinson Crusoe, Chile). Cuadernos de Investigación Geográfica: *Geographical Research Letters*, 22, 97-114. <https://doi.org/10.18172/cig.1045>

Messié, M., Petrenko, A., Doglioli, A.M. et al. Basin-scale biogeochemical and ecological impacts of islands in the tropical Pacific Ocean. *Nature Geoscience*. 15, 469–474 (2022). <https://doi.org/10.1038/s41561-022-00957-8>

Mohr, T. (1971). Karman-Wirbel im Lee von Jan Mayern. *Meteorologische Rundschau*, 24, 30–32.

Moll, H. G. (1971). Die atmosphärische Umströmung Madeiras. *Contributions to Atmospheric Physics*, 44, 227–244.

Nunalee, C., & Basu, S. (2014). On the Periodicity of Atmospheric Von Kármán Vortex Streets. *Environmental Fluid Mechanics*, 1-21. <https://doi.org/10.1007/s10652-014-9340-9>

Papailiou, D. D., & Lykoudis, P. S. (1974). Turbulent Vortex Streets and the Entrainment Mechanism of the Turbulent Wake. *Journal of Fluid Mechanics*, 62, 11–31.

Parín, N. V. (1991). Fish fauna of the Nazca and Sala y Gómez submarine ridges, the easternmost outpost of the Indo-West Pacific zoogeographic region. *Bull. Mar. Sci.* 49 (3), 671–683.

Parkinson, C. L. (2003). Aqua: An Earth-observing satellite mission to examine water and other climate variables. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41 (2), 173–183.

Pequeño, G., & Sáez, S. (2000). Los peces litorales del archipiélago de Juan Fernández (Chile): endemismo y relaciones ictiogeográficas. *Invest. Mar., Valparaíso*, 28, 27–37.

Poveda, G. (2004). La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 28 (107), 201-222. ISSN: 0370-3908.

Quintana, J. M., & Aceituno, P. (2012). Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30-43° S. *Atmósfera*, 25(1), 1-22.

Ramírez, M. E., & Osorio, C. (1999). Patrones de distribución de macroalgas y macroinvertebrados intermareales de la isla Robinson Crusoe, archipiélago

de Juan Fernández, Chile. *Investigaciones marinas* v.28 1-13.
<http://dx.doi.org/10.4067/S0717-71782000002800002>

Ramon, J., Lledó, L., Torralba, V., Soret, A., & Doblas-Reyes, F. J. (2019). What global reanalysis best represents near-surface winds? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* vol. 145, 3236–3251.
<https://doi.org/10.1002/qj.3616>

Ropelewski, C. F., & Jones, P. D. (1987). An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*, 115, 2161-2165.

Scorer, R. (1986). *Cloud Investigations by Satellite*. Ellis Horwood, 300 pp.

Strub, P. T., James, C., Montecino, V., Rutllant, J. A., & Blanco, J. L. (2019). Ocean circulation along the southern Chile transition region (38–46° S): Mean, seasonal and interannual variability, with a focus on 2014–2016. *Progress in oceanography*. vol. 172. pp 159-198 DOI: [10.1016/j.pocean.2019.01.004](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.01.004)

Thomson, R. E., Gower, J., & Bowker, N. W. (1977). Vortex Streets in the Wake of the Aleutian Islands. *Monthly weather review* vol. 105, 873–884.

Torrence, C., & Compo, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bull. American Meteorological Society.*, 79(1), 61-78.

Tsuchiya, K. (1969). The clouds with the shape of Kármán vortex street in the wake of Cheju Island, Korea. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 47, 457–465.

Wallace, J. M., T. P. Mitchell, and C. Deser. (1989). The Influence of Sea-Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific:

Seasonal and Interannual Variability. *J. Climate*, **2**, 1492–1499, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002<1492:TIOSST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<1492:TIOSST>2.0.CO;2).

Wood, R., and C. S. Bretherton. (2006). On the Relationship between Stratiform Low Cloud Cover and Lower-Tropospheric Stability. *J. Climate*, **19**, 6425–6432, <https://doi.org/10.1175/JCLI3988.1>.

Wu, P., X. Dong, B. Xi, Y. Liu, M. Thieman, and P. Minnis (2017), Effects of environment forcing on marine boundary layer cloud-drizzle processes, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere.*, **122**, 4463–4478, doi:[10.1002/2016JD026326](https://doi.org/10.1002/2016JD026326).

Xiong, X., Chiang, K., Sun, J., Barnes, W. L., Guenther, B., & Salomonson, V. (2009). NASA EOS Terra and aqua MODIS on-orbit performance. *Advances in Space Research* ., **43**, 413–422. DOI:[10.1016/j.asr.2008.04.008](https://doi.org/10.1016/j.asr.2008.04.008)

Young, G. S., and J. Zawislak. (2006). An Observational Study of Vortex Spacing in Island Wake Vortex Streets. *Monthly Weather Review* **134**, 2285–2294, <https://doi.org/10.1175/MWR3186.1>.

Supporting Information

Table S1: Date, direction, and wind range of VKS events identified in front of RC between 2000 and 2020.

Year	Date (Day month)	Direction	Mean daily wind speed (m/s)	Event
2000	26 September	S	6.7	1
2001	16 March	S	8.4	2
2002	13 July	S	5.6	3
	21 June, 23 June, 08 July	SE	6.9-7.9	4-6

	11 July	SW	5.7	7
2004	06 February	S	7.4	8
	06 May	SE	8.0	9
2005	09 February	SE	8.2	10
2006	19 August	SE	7.2	11
2007	07 January, 29 July, 20 November	S	5.4-8.0	12-14
2008	17 October	S	9.0	15
2009	14 February, 11 March, 12 September	S	5.9-8.8	16-18
	19 March	SE	9.2	19
2010	10 May, 21 - 22 December,	S	5.6-7.5	20-22
	16 February	SW	5.5	23
2011	10 January, 19 February, 04 May, 28 December	S	7.4-10.9	24-27
	01 December	SW	5.0	28
	14 September	W	3.5	29
2012	01 September	S	5.3	30
	13 July	SE	8.4	31
	31 August	SW	4.5	32
2013	13 January, 17 August, 06 June, 14 August	S	4.7-8.7	33-36
	15 December	SE	9.1	37
2014	12 January, 17 November	S	7.7-8.5	38-39

	13 October, 14 November	SE	6.2-10.5	40-41
2015	06 November	S	7.3	42
2016	23 September, 04 November, 30 November	S	6.7-9.2	43-45
	12 March, 22 August, 23 November	SE	4.8-10.0	46-48
	25 September, 05 November	SW	3.8-5.3	49-50
2017	15 December	SW	6.6	51
2018	07 January, 05 February, 26 August, 05 October	S	5.8-8.6	52-55
	03 February	S	6.9	56
2019	02 February, 26 September	SE	8.6	57-58
	04 February	SW	4.9	59
2020	08 February, 24 May, 31 October, 06 December	S	5.1-8.0	60-63
	22 February	SW	7.5	64
	09 July	W	7.0	65

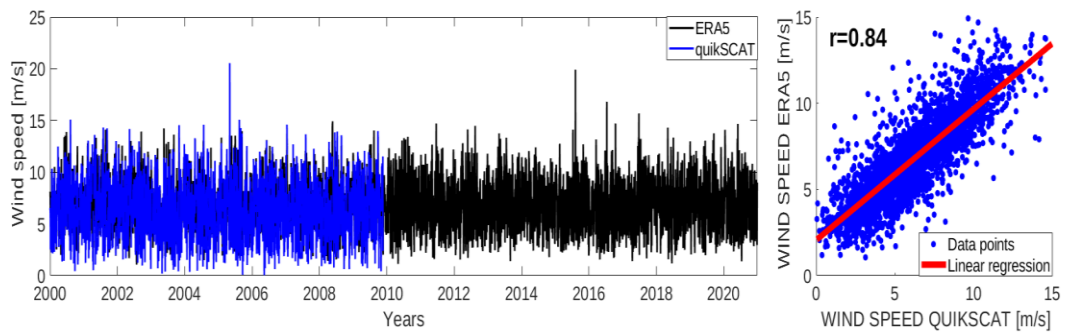


Figure S2: a) Time series of wind intensity data from ERA5 (black line) and time series of wind intensity data from quikSCAT (blue line) b) Regression between wind intensity data extracted from ERA5 and wind intensity data from Quikscat (pink and yellow crosses in Figure 1). R indicates the correlation between the two data sets.

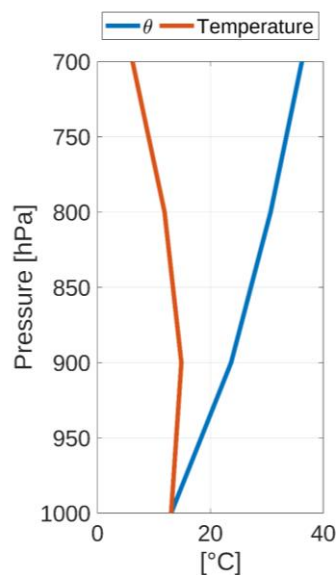


Figure S3: Vertical average profiles of potential temperature (θ) and atmospheric temperature, between 1000 and 700 hPa. The profiles correspond to the average θ and atmospheric temperature of the 65 VKS events that occurred in front of RC in the period 2000-2020. Data is from ERA5.

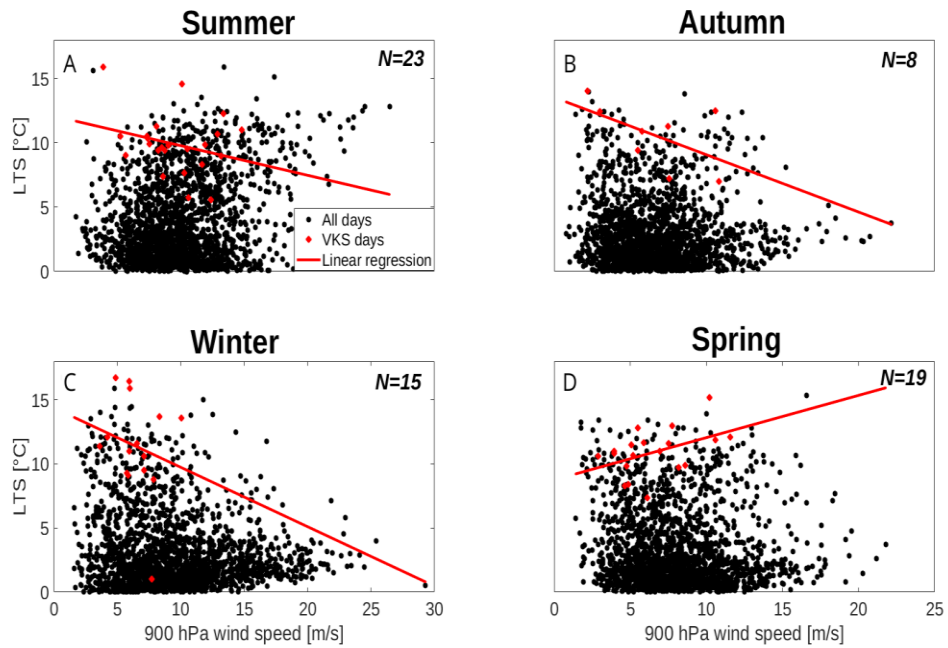


Figure S4: Seasonal scatter plot of daily LTS at RC-SC and wind intensity at 900 hPa (2000-2020). Red dots indicate days with VKS events at RC-SC. The solid red line indicates the fitted line for VKS events. The values of the correlations for summer, autumn, winter and spring are: -0.28, -0.55, -0.2 and 0.44, respectively. Only the correlation found in spring was significant (p -value < 0.05). Source: ERA5. N indicates the number of VKS counted per station.

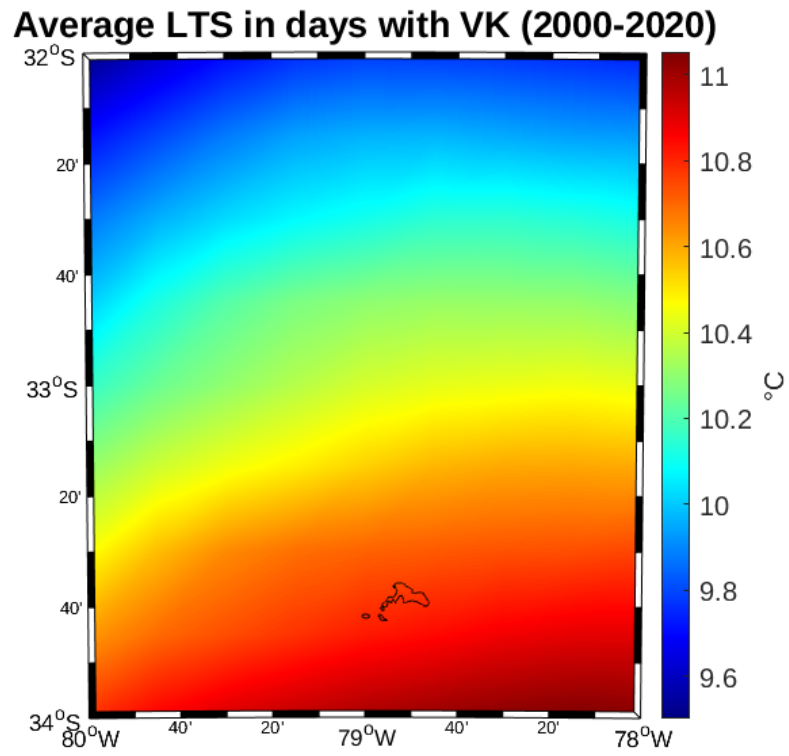


Figure S5: Average LTS on days with VKS generation downwind of RC-SC during the period 2000-2020, with a total of 65 events counted.

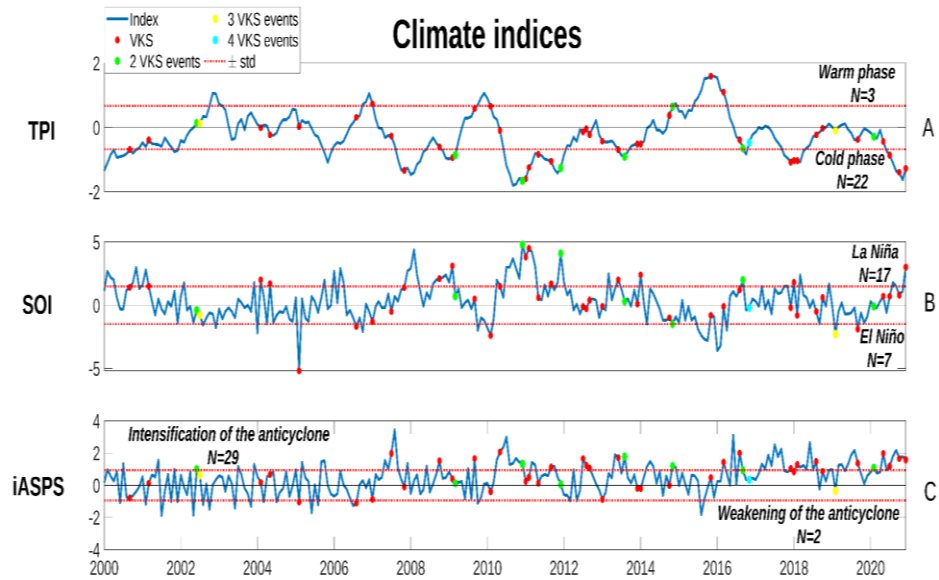


Figure S6: Monthly time series of three climate indexes are presented: A) TPI, B) SOI and C) iASPS. In the graph, a blue solid line is shown for each of them. In addition, red, green, yellow and light blue dots are used to indicate the number of VKS that occurred in the month indicated on the graph (red=1 VKS, green=2 VKS, yellow=3 VKS and light blue=4 VKS). The dotted red line shows \pm the standard deviation. N indicates the number of events counted above or below \pm one standard deviation as appropriate.

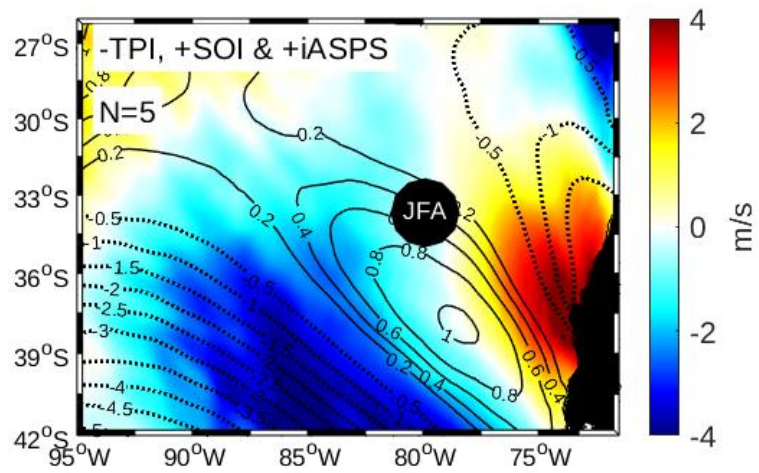


Figure S7: Composites of VKS days at RC-SC, under -TPI, +SOI and +iASPS conditions. Surface pressure anomalies (hPa, negative dashed and positive solid contours) and meridional wind anomalies at 10 m (color) are shown. The number of VKS events (N) is indicated at the upper left.

5. CAPÍTULO II

Comparación de Respuestas Oceánicas ante el Desarrollo de Vórtices de Von Kármán en isla Robinson Crusoe: Análisis de Datos Observacionales y Simulaciones.

5.1 Introducción

El archipiélago de Juan Fernández (AJF) se encuentra a una distancia de 700 km de las costas de Chile, frente a Valparaíso ($33^{\circ} 40' S$ y $78^{\circ} 40' W$; Fig. 1). Este archipiélago está formado por tres islas de origen volcánico oceánico, las cuales datan del período plio-pleistoceno (González-Ferrán, 1987). Estas islas son: Alejandro Selkirk (AS; 85 km²), Robinson Crusoe (RC; 93 km²) y Santa Clara (SC; 5 km²) (Andrade *et al.*, 2014), siendo estas últimas dos consideradas un solo ecosistema (RC-SC) debido a la cercanía entre ellas (~1.2 km) (Cuevas *et al.*, 2001; Friedlander *et al.*, 2016). El AJF posee el mayor grado de endemismo vegetal en Chile (63.4 %; Danton, 2004). La mayor parte de este archipiélago está resguardada como Parque Nacional desde 1935. Posteriormente, en 1977, el estatus del Parque Nacional fue elevado a Reserva de la Biósfera (Smith-Ramírez *et al.*, 2013). La ubicación geográfica de este sistema, localizado al este del Anticiclón del Pacífico Sur (APS), condiciona la predominancia de vientos S y SE en la zona durante casi todo el año (Hajer & Espinosa, 1987). Una intensificación de estos vientos en la zona se ha observado durante el período primavera-verano, lo cual genera

una situación propicia para la creación de vórtices atmosféricos bien definidos (Artal *et al.*, 2009), como las calles de vórtices de Von Kármán (CVK).

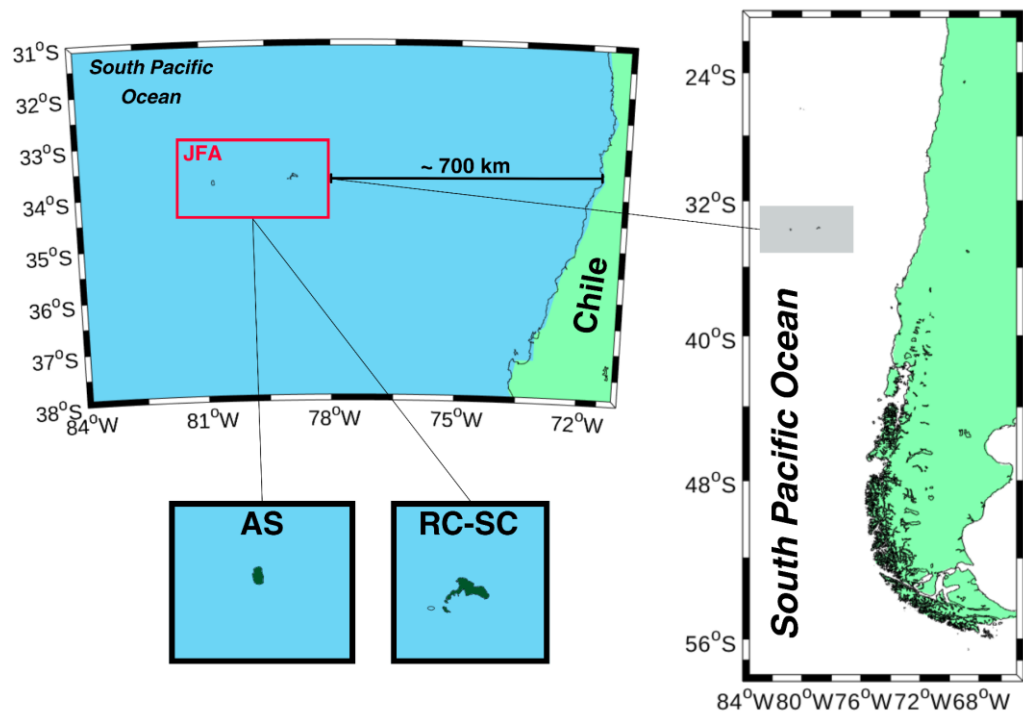


Figura 1: Localización del AJF, que incluye el complejo de islas Robinson Crusoe-Santa Clara (RC-SC) y la isla Alejandro Selkirk (AS).

Los CVK se generan cuando un fluido a una velocidad suficientemente alta encuentra un obstáculo en su camino, lo que provoca el desprendimiento de la capa límite y da lugar a una recirculación que se extiende aguas abajo del obstáculo de forma cíclica (Houghton *et al.*, 2013), donde se produce una doble fila de vórtices rotativos opuestos (Chopra & Hubert, 1965) en sentido ciclónico y anticiclónico. En la atmósfera, estructuras tan grandes como las CVK pueden tener implicaciones significativas en otros procesos atmosféricos

de meso/microescala (Nunalee & Basu, 2014). Los vórtices producidos por estas CVK atmosféricas abarcan toda la profundidad de la capa límite, incluso llegando a tener contacto con la superficie oceánica (Young & Zawislak, 2006). Observaciones de radar de apertura sintética revelan los patrones de tensión de estos vórtices en la superficie del océano (Li *et al.*, 2000).

En el océano, los vórtices generalmente se forman por inestabilidades en las corrientes, las cuales pueden ser producidas por efectos de la topografía o por fricción causada por ejemplo por el viento (Cushman & Beckers, 2008; Gómez *et al.*, 2008). De acuerdo al hemisferio donde se encuentren, estos remolinos poseen características de giro diferente. En el hemisferio sur, los vórtices generados en el océano de tipo anticiclónicos (antihorario) pueden atrapar agua dentro de ellos provocando convergencia del fluido, mientras que los vórtices de tipo ciclónico (horario) provocan una divergencia del fluido y por consecuencia un ascenso en la termoclina, una elevación de la capa sub-superficial, un aumento en nutrientes, donde al llegar a la zona eufótica favorecen la productividad biológica por fotosíntesis (Bakun *et al.*, 2015; Brown *et al.*, 1989; Stewart, 2008; Merino & Monreal 2004). Generalmente, estos remolinos se forman como estructuras circulares pequeñas y crecen incrementando su vorticidad y energía (Gómez *et al.*, 2008). Se ha observado que los peces pueden extraer esta energía desde los remolinos para hacer menos esfuerzos posicionándose detrás de rocas u obstáculos en los ríos (Liao *et al.* 2003), así la importancia de éstos en la vida marina. Estos vórtices oceánicos han sido evidenciados superficialmente a través de datos

satelitales; sin embargo, también se localizan debajo de la superficie (e.g., Chaigneau *et al.*, 2008; Colas *et al.*, 2012). Observaciones satelitales muestran que la colisión de intensas corrientes con islas genera remolinos ciclónicos y anticiclónicos de forma alternada y periódica del lado contrario a la colisión, formando CVK oceánicas (Kundu, 1990).

En el AJF, el estudio de generación de las CVK oceánicas no se ha desarrollado más allá de la observación de este fenómeno en imágenes satelitales. Se han observado indicios de la presencia de CVK oceánicas en la zona a través de la clorofila-a. Andrade *et al.*, (2014) estudiaron el efecto de masa de isla (EMI) en el AJF; encontraron en las estelas de chl-a un patrón de remolinos similar a las CVK, siendo este patrón más intenso durante la primavera, período en el cual se intensifican los vientos en esta zona. Considerando estos antecedentes, el objetivo principal de este estudio es realizar una comparación exhaustiva entre los datos observacionales recopilados por un glider durante el desarrollo de un evento de una CVK atmosférica en la isla RC-SC (ocurrido el 05/10/18) y las simulaciones modeladas por un modelo numérico de ultra-alta resolución forzado con datos de viento favorables a la generación de una CVK. A través de este análisis comparativo, se busca evaluar la capacidad de la simulación lanzada en CROCO para representar de manera precisa los fenómenos asociados a las CVK en el sistema RC-SC. Además, se pretende investigar las respuestas oceanográficas generadas por estos eventos atmosféricos, particularmente en términos de vorticidad, temperatura, salinidad, clorofila y oxígeno disuelto,

para obtener una comprensión más profunda de la influencia de las CVK en la circulación oceánica local.

5.2 Datos y métodos

Para alcanzar el objetivo mencionado, la metodología de este estudio se estructuró en los siguientes apartados: 5.2.1 Evento de CVK en nubes de satélite sobre RC-SC, 5.2.2 Glider y 5.2.3 Modelo de ultra-alta resolución

5.2.1 Evento de CVK en nubes de satélite sobre RC-SC

Para observar la CVK que se produjo a sotavento de RC-SC el día 05 de octubre del 2018 (Fig. 2), se utilizaron imágenes de nubes obtenidas por el satélite del Global Imagery Browse Services (GIBS) (<https://www.earthdata.nasa.gov/eosdis/science-system-description/eosdis-components/gibs>), que forma parte del Sistema de Datos e Información del Sistema de Observación de la Tierra (EOSDIS) (<https://www.earthdata.nasa.gov/eosdis>). Estos datos presentan dos registros diarios, uno tomado por el satélite Terra MODIS y otro por el satélite Aqua MODIS (Tabla 1). En consecuencia, con el fin de observar el desarrollo de esta CVK durante el día 05/10/18, se adquirieron dos imágenes satelitales asociadas a los satélites.

Tabla 1: Bases de datos utilizadas y sus características (variables descargadas y sus unidades, período utilizado, resolución temporal y espacial y referencias).

Base de Datos	Variable	Unidad	Periodo de tiempo	Resolución temporal	Resolución espacial	Fuente	Referencia
Terra MODIS	Imágenes satelitales	-	05/10/18	-	250 m	https://terra.nasa.gov/	(Xiong, X. et al., 2009)
Aqua MODIS	Imágenes satelitales	-	05/10/18	-	250 m	https://aqua.nasa.gov/	(Parkinson, 2003)

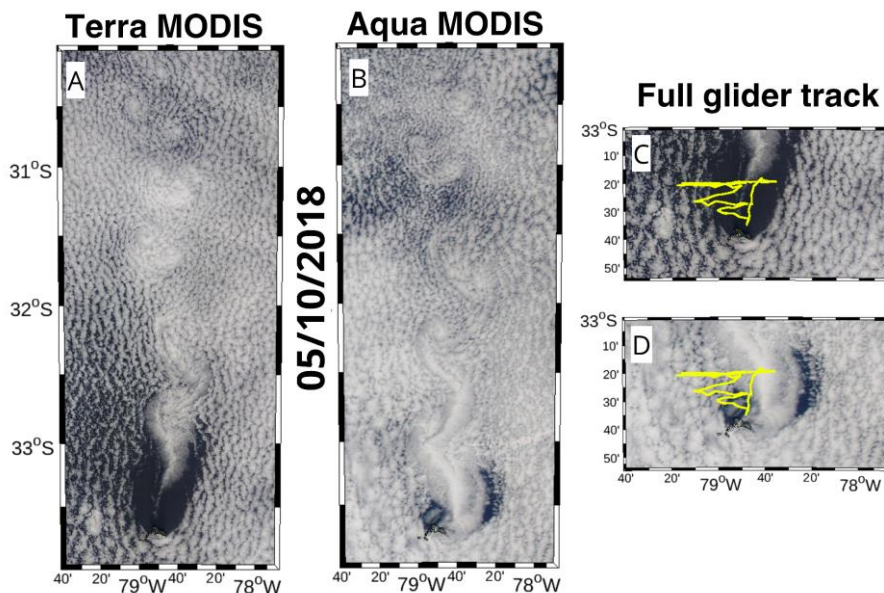


Figura 2: Imágenes satelitales de la CVK generada a sotavento de RC-SC durante el día 05/10/2018. A y B corresponden a la imagen del mismo evento, pero tomadas por Terra y Aqua MODIS, respectivamente. Las figuras C y D muestran la trayectoria completa del glider sobrelapado a las imágenes satelitales de nubes del evento extraídas de Terra/Aqua MODIS, respectivamente.

5.2.2 Glider

Para analizar la evolución del evento de CVK generado el día 05/10/18, se obtuvieron datos de un glider provenientes de una campaña llevada a cabo en octubre del 2018 frente al sistema RC-SC. El glider midió en total 12 días desde el 06/10/18 al 17/10/18 (Fig 3A). Las variables medidas por el glider se muestran en la tabla 2:

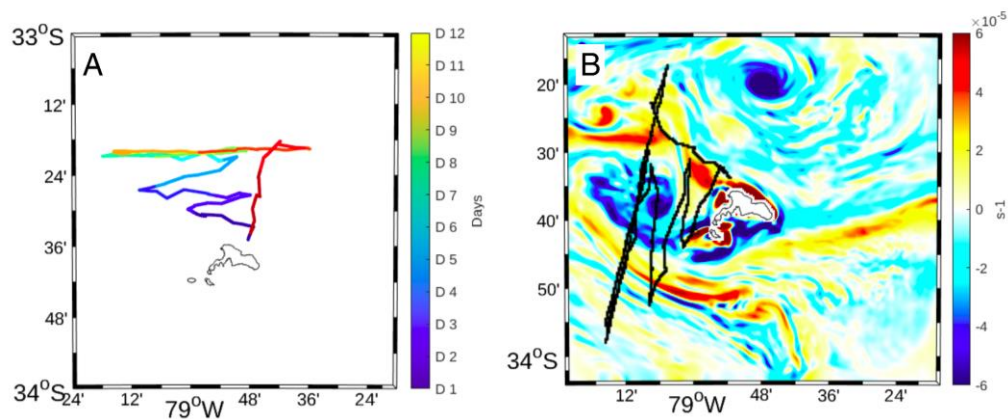


Figura 3: A) Trayectoria total del glider discretizada por días. B) Vorticidad superficial obtenida de un modelo de ultra-alta resolución (detalles en sección 2.3), revelando la presencia de un CVK oceánico a sotavento de RC-SC. La trayectoria del glider fue ajustada para alinearse con el evento observado en el modelo.

Tabla 2: Variables medidas por el glider y sus unidades de medida.

Variable	Unidades de medida
Temperatura	°C
Salinidad	psu
Oxígeno	ml/L
Clorofila	mg/m ³

En cuanto al oxígeno disuelto, la unidad de medida se modificó de mililitros por litro (ml/L) a milimoles por metro cúbico (mmol/m³) para facilitar la comparación con los datos obtenidos del modelo.

5.2.3 Modelo de ultra-alta resolución

Se utilizó el modelo Coastal and Regional Ocean Community (CROCO), el cual es un modelo de coordenadas de superficie libre y seguimiento del terreno con escalonamiento temporal explícito dividido y con aproximaciones hidrostáticas y de Boussinesq (Shchepkin y McWilliams (2005)). El modelo cubre el dominio [-34,07, -33,2084] [-79,38, -78,27]. La topografía del fondo se deriva del conjunto de datos batimétricos de alta resolución de 1/15 segundos de arco GEBCO (<https://www.gebco.net/>) combinado con mediciones *in situ* que permiten una representación realista. Estas mediciones *in situ* fueron otorgadas por una campaña realizada en 2015 y 2016 mediante muestreo hidroacústico alrededor de RC-SC. Se aplica una capa de esponja para mejorar la viscosidad y la difusividad y evitar corrientes de borde espurias cerca de los límites (Marchesiello *et al.*, 2001). La configuración tiene 20 niveles σ verticales y la malla vertical se estira para aumentar la resolución en la superficie ($h_{cline} = 300$) y en las capas límite del fondo utilizando parámetros de estiramiento de $\theta_s=7$, $\theta_b=2$ respectivamente. El modelo está acoplado *on-line* a un modelo biogeoquímico simple (NPZD, Powell *et al.*, 2006). Los límites y las condiciones iniciales para los trazadores físicos y

biogeoquímicos, la SSH y la velocidad horizontal se derivan de los datos de WOA2009 (Fig.1 en Anexos). Los flujos de calor y los forzamientos de agua dulce proceden de COADS05.

Se realizaron 2 casos de estudio para documentar el efecto de un CVK oceánico sobre la circulación oceánica en el sotavento de la isla. Una simulación sirve como “baseline” (CASO 1), en la cual los datos de viento se obtuvieron a partir de la climatología QuikSCAT que cubre el periodo de 1999 a 2009, y una simulación (CASO 2) impone un forzamiento atmosférico que permite la generación de una CVK. Cada simulación fue hecha con una resolución de 100 m, con salidas diarias y un *spin up* de 2 años. Los dos casos simulados fueron los siguientes:

- 1) CASO 1: Se promediaron las salidas diarias de 12 meses, obteniendo el flujo promedio en la zona de estudio.
- 2) CASO 2: Se realizó una simulación con el viento climatológico de octubre (intensidad=5 m/s, dirección=viento sur). Se obtuvieron los datos hidrodinámicos y biogeoquímicos desde un glider desplegado en la campaña llevada a cabo en octubre del 2018.

Para el análisis, se eligió el día 19 del CASO 2, debido a que se observó la generación de una CVK oceánico. Luego, se seleccionó una transecta común para ambos casos (Fig. 4). A lo largo de esta transecta, se llevó a cabo un análisis vertical de las variables, incluyendo vorticidad, temperatura, salinidad, clorofila y oxígeno disuelto. Además, se procedió a calcular la anomalía para

cada una de estas variables basada en la diferencia entre la variable del CASO 2 y del CASO 1.

Por otro lado, se seleccionó el día 19 del CASO 2 para contrastar las mediciones del glider con las simulaciones del modelo. La elección se fundamentó en el siguiente criterio: se examinaron visualmente las salidas del CASO 2, centrándose en la vorticidad superficial, y se seleccionó un día en el que fuera evidente, la presencia de un notable dipolo de vorticidad (Fig. 4). Luego a sotavento de RC-SC, para lograr contrastar las mediciones del glider con el día 19 del CASO 2, se trazó la misma ruta realizada por el glider a la CVK observada en las salidas del modelo (Fig. 3B). Luego, se extrajeron los puntos correspondientes de la trayectoria proyectada del glider en la salida del modelo, permitiendo así la comparación directa entre ambos conjuntos de datos.

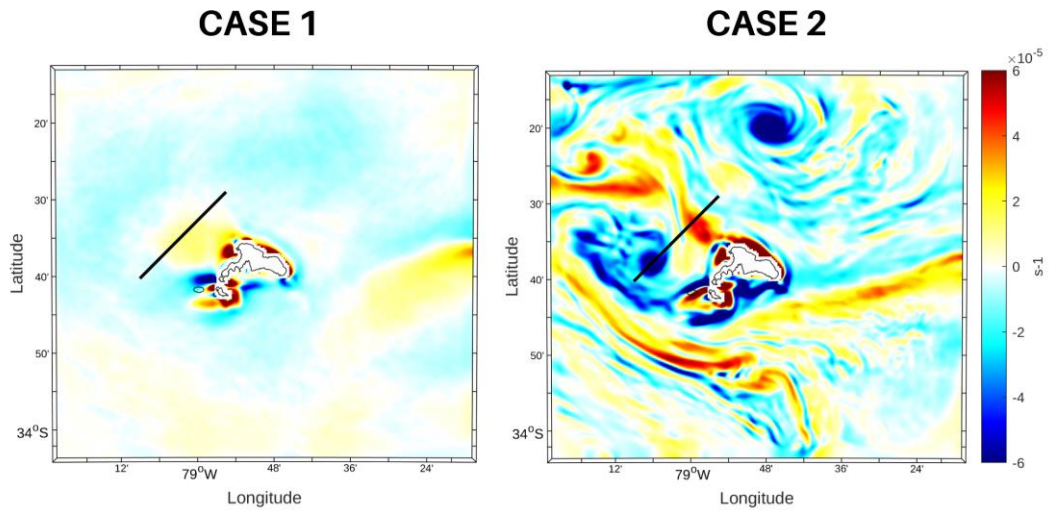


Figura 4: Vorticidad relativa (día 19 de cada caso) en la superficie para el CASO 1 y CASO 2. La línea sólida negra señala la ubicación de la transecta seleccionada para la creación de las secciones verticales.

5.3. Resultados

5.3.1 Comparación glider y modelo

Se llevó a cabo una comparación entre los datos recopilados por el glider durante los 12 días de la campaña y los datos generados por el modelo en las rutas representadas en las figuras 3A y 3B, abordando variables como temperatura, salinidad, clorofila y oxígeno disuelto. Las figuras 5A y 5B ilustran la distribución vertical de la temperatura. En el glider, la temperatura alcanzó los 15 °C hasta una profundidad de aproximadamente 150 m, descendiendo a 12 °C a los 200 m. En contraste, el modelo exhibió una temperatura máxima en la superficie de 15 °C, la cual disminuyó alcanzando los 13 °C a los 200 m de profundidad. La salinidad registrada por el glider y simulada por el modelo

se observan en las figuras 5C y 5D respectivamente. Se aprecia una marcada diferencia entre ambos conjuntos de datos; el modelo indica una menor salinidad en los primeros 200 m, con un valor promedio de 34 psu. En cambio, el glider presenta una salinidad de 34.5 psu en los primeros 100 m y, entre los 100 y 200 m, muestra una capa con valores de 34 psu. La concentración de clorofila medida por el glider y la simulada por el modelo se observa respectivamente en las figuras 5E y 5F. Al igual que en el caso de la salinidad, se aprecia una clara disparidad entre ambas series de datos. El glider revela un incremento en la clorofila de aproximadamente 2 mg/m^3 en los primeros 100 m, mientras que, por debajo de esta profundidad, los valores registrados se acercaron a 0.5 mg/m^3 . En contraste, el modelo refleja un aumento de clorofila de hasta 1 mg/m^3 en los primeros 50 m, descendiendo a aproximadamente 0.5 mg/m^3 por debajo de esta profundidad. Las secciones verticales del oxígeno disuelto son mostradas en las figuras 5G y 5H. Al igual que en la salinidad y en la clorofila, en esta variable se observa una clara diferencia entre ambos conjuntos de datos. Por un lado, el glider revela que la concentración de oxígeno disuelto presentó valores promedio cercanos a los 200 mmol/m^3 en los primeros 200 metros de profundidad. Se observa un peak máximo de hasta 240 mmol/m^3 en la superficie, y los valores mínimos, registrados a una profundidad de 200 metros, se acercan a los 180 mmol/m^3 . En cambio, el modelo muestra que los valores máximos de oxígeno disuelto se alcanzan en la superficie, llegando hasta 100 mmol/m^3 , mientras que, por debajo de los 50 metros, la concentración de oxígeno registrado es prácticamente nula.

Si bien se observan varias discrepancias entre ambos conjuntos de datos, al observar las secciones verticales estandarizadas de estas variables (Fig.2 en anexos), se puede apreciar que existen patrones generales y tendencias que son consistentes entre las observaciones del glider y las predicciones del modelo. Aunque hay diferencias en la magnitud y en la precisión de las anomalías, especialmente en la distribución vertical de la temperatura y la salinidad, el modelo logra capturar de manera general la estructura estratificada del océano, que no es muy evidente en la figura 5, donde por ejemplo para la salinidad la columna vertical se ve más bien homogénea.

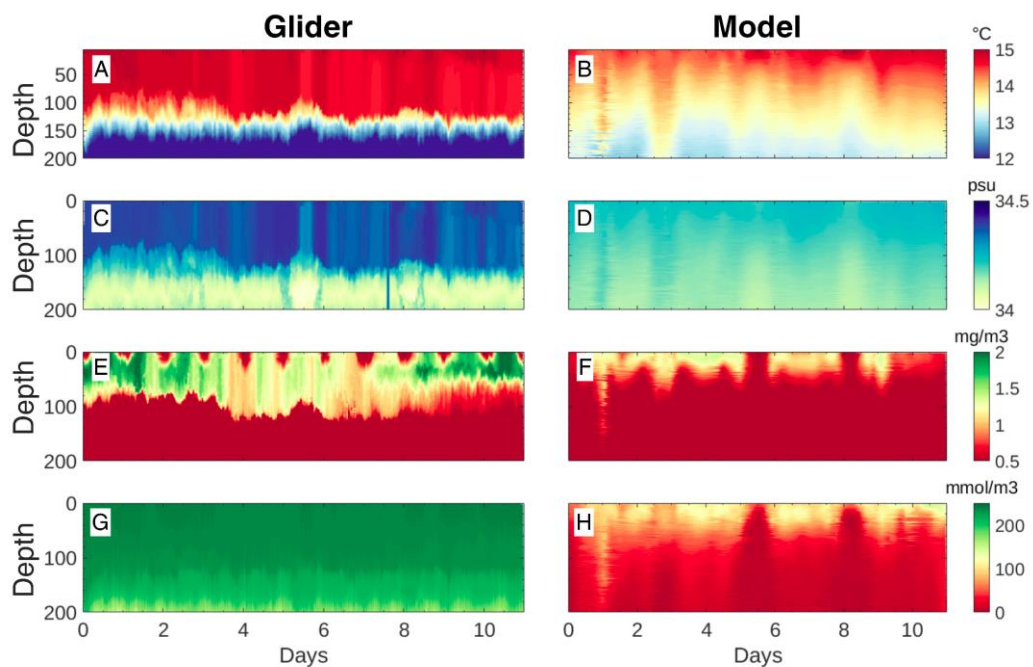


Figura 5: Secciones verticales de (A y B) temperatura, (C y D) salinidad, (E y F) clorofila y (G y H) oxígeno disuelto de los datos recopilados por el glider y lo simulado por el modelo.

Diagramas de Taylor permitieron comparar los datos modelados con los del glider en relación con la temperatura, salinidad, clorofila y oxígeno disuelto (Figuras 6A, 6B, 6C y 6D, respectivamente). En la Figura 6A, que representa la temperatura, se observó una correlación de 0.9 y una desviación estándar de 0.5 °C para el modelo, con una desviación media cuadrática (RMSD) cercana a 2 °C. En cuanto a la salinidad (Figura 6B), se evidenció una correlación nula entre los datos del glider y los simulados por el modelo. El modelo exhibió una RMSD próxima a 0.1 psu. La Figura 6C ilustra el diagrama de Taylor para la clorofila, revelando una correlación de 0.8 y una desviación estándar cercana a 0.3 mg/m³ para el modelo, con una RMSD cercana a 0.4 mg/m³. Por último, en relación con el oxígeno disuelto (Fig. 6D), se encontró una correlación de 0.6, una desviación estándar de aproximadamente 30 mmol/m³ para el modelo y una RMSD cercana a 65 mmol/m³.

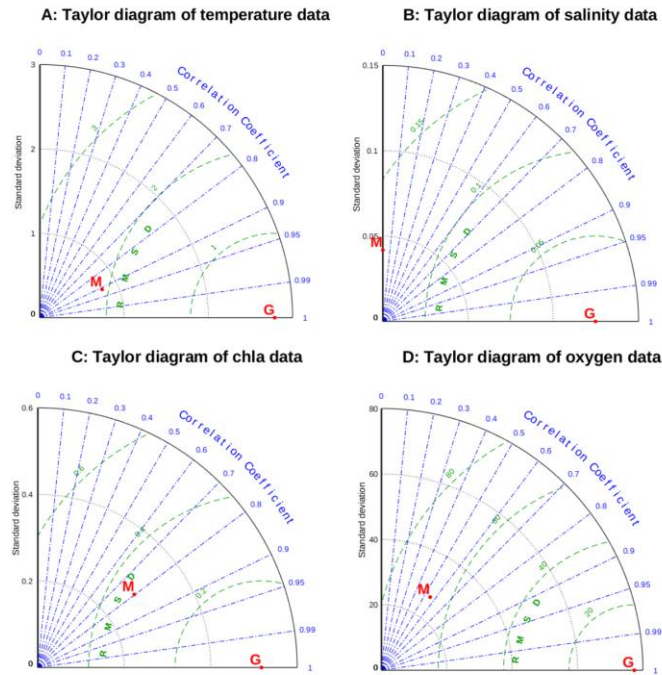


Figura 6: Diagramas de Taylor entre los datos del modelo (M) y del glider (G) para las variables: A) temperatura, B) salinidad, C) clorofila y D) oxígeno disuelto. Los círculos dentro del diagrama corresponden a la desviación media cuadrática (RMSD).

5.3.2 Impacto de una CVK en la circulación oceánica: Análisis de las simulaciones CASO 1 y CASO 2 utilizando el modelo CROCO.

En la figura 7 se observan las secciones verticales de la simulación del flujo promedio en la zona de estudio (CASO 1) y el caso simulado con la climatología de los vientos de octubre (CASO 2). Para el CASO 1, no se observa en la figura 7A la presencia de algún dipolo de vorticidad tanto superficialmente como en profundidad. Se aprecia la predominancia de vorticidad cercana a 0 s^{-1} en la columna de agua. Mientras, en el CASO 2 se observó la generación de un dipolo de vorticidad superficial, que se extendió hasta los $\sim 700 \text{ m}$ (Fig. 7B). La temperatura y la salinidad (Fig. 7D, 7E, 7G y

7H) tuvieron un comportamiento bastante similar en ambos casos. Para ambas variables se observó una profundización de las isolíneas en el lado más oriental de la transecta, mientras que en el lado occidental se observó una leve superficialización de éstas. En el lado este de la transecta se apreció que las isolíneas de clorofila se profundizaron para el CASO 1 (Fig. 7J). Además, se encontró un máximo de clorofila superficial de $\sim 0.7 \text{ mg Chla m}^{-3}$ a lo largo de la transecta. Este mismo comportamiento se observó en el CASO 2 (Fig. 7K), pero el máximo de clorofila superficial se limitó a la parte oeste de la transecta (de -79.15 a -79) y el valor alcanzado fue de $\sim 1 \text{ mg Chla m}^{-3}$. Mientras, la parte más oriental presentó una disminución de la clorofila tanto superficial como en profundidad, alcanzando valores de hasta $\sim 0.4 \text{ mg Chla m}^{-3}$. Por otro lado, el oxígeno disuelto encontrado a lo largo de la columna de agua fue mayormente bajo en el CASO 1 (cercano a $0 \text{ mMol o}_2 \text{ m}^{-3}$), con un máximo de oxígeno en la parte superficial de la transecta, alcanzando valores de hasta $\sim 60\text{-}70 \text{ mMol o}_2 \text{ m}^{-3}$ (Fig. 7M). Mientras que en el caso 2 (Fig. 7N) se observó al oeste de la transecta una superficialización de las isolíneas de oxígeno seguidas de un aumento superficial de éste ($\sim 70 \text{ mMol o}_2 \text{ m}^{-3}$) y una profundización de las isolíneas de O_2 al lado este de la transecta analizada, seguidas de una disminución de O_2 en esta zona, alcanzando valores de hasta $\sim 40 \text{ mMol o}_2 \text{ m}^{-3}$.

En las anomalías de vorticidad relativa (Fig. 7C), se observó una anomalía negativa y una positiva en la parte este y oeste de la transecta, respectivamente. Los valores alcanzados fueron de $\pm 6 \text{ s}^{-1}$ en cada lado. En

las anomalías de temperatura (Fig. 7F) se observó una disminución de la temperatura superficial de hasta $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, esta disminución se profundizó en el lado este de la transecta, alcanzando valores de $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ a los 1000 m. Mientras, en el lado occidental, de 200 a 1000 m, los valores encontrados fueron de $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$. En cuanto a la salinidad (Fig. 7I), se observaron anomalías de hasta 0.08 psu . Las mayores diferencias de salinidad están en la parte oeste de la transecta, entre los 200 y 600 m. Las anomalías de clorofila (Fig. 7L), mostraron valores de hasta $0.6\text{ mg Chla m}^{-3}$ en la parte superficial oeste de la transecta analizada. En la parte este, se observaron valores negativos, alcanzando los $-0.2\text{ mg Chla m}^{-3}$, que se profundizaron hasta los 1000 m. Por otro lado, en las anomalías de oxígeno (Fig. 7O), se observaron anomalías positivas y negativas en la parte este y oeste de la transecta, respectivamente. Los valores alcanzados en la parte oeste llegaron hasta los $30\text{ mMol o}_2\text{ m}^{-3}$, mientras que la parte este los valores encontrados fueron de $-20\text{ mMol o}_2\text{ m}^{-3}$.

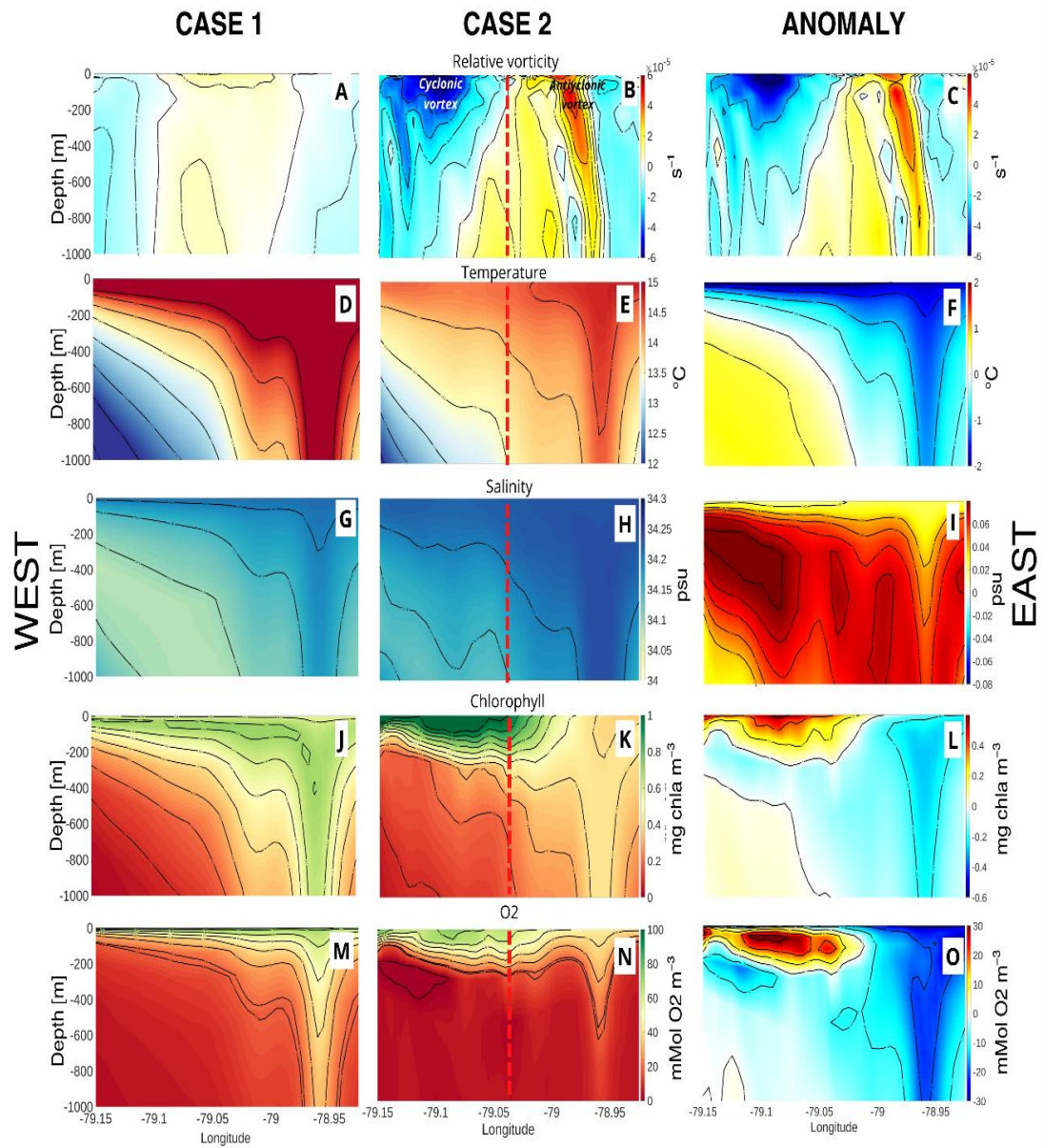


Figura 7: Secciones verticales de: vorticidad relativa, temperatura, salinidad, clorofila y oxígeno disuelto para el CASO 1 (flujo promedio de la zona de estudio) y CASO 2 (simulación con viento climatológico de octubre). Además, en la columna 3 se encuentran las secciones verticales de las anomalías (Anomalía variable = variable C2 - variable C1) de cada variable analizada.

5.4 Discusiones

El estudio se centró en analizar la presencia de CVK en el sistema RC-SC, un fenómeno atmosférico y oceánico poco explorado en la región. La comparación entre los datos recopilados por el glider y las simulaciones del modelo reveló notables discrepancias, destacándose principalmente que los valores simulados por el modelo tienden a ser inferiores a los registrados por el glider. La generación de vórtices atmosféricos conocidos como CVK está sujeta a múltiples factores, y su formación requiere la presencia de condiciones específicas. Estas condiciones incluyen la existencia de una inversión térmica y la presencia de una característica topográfica prominente, como una isla con una montaña que sobresale por encima de la capa de inversión térmica. Además, es esencial considerar que el número de Reynolds (Re) está vinculado al tamaño espacial del obstáculo, lo que podría propiciar la existencia de una calle de vórtices estable cuando Re alcanza valores tan elevados como 10^5 (Papailiou & Lykoudis, 1974; Thomson *et al.*, 1977; Etling, 1989; Horváth *et al.*, 2020). La complejidad de estas condiciones específicas plantea la posibilidad de que la simulación, al enfocarse en un forzamiento atmosférico propicio para la generación de una CVK (CASO 2), posiblemente no esté capturando de manera precisa la esencia de una CVK. La disparidad observada en las salidas del modelo podría, por ende, atribuirse a que lo representado no sea una CVK en sí misma, sino más bien el reflejo del efecto de masa de isla generado por el viento favorable a la formación de una CVK.

La presencia del dipolo de vorticidad en las salidas podría ser un producto derivado de este fenómeno (Fig. 4, capítulo 1).

Las diversas manifestaciones de procesos físicos asociados al EMI se detallan en el estudio de De Falco *et al.*, 2022. Ellos identificaron dos patrones distintos de anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM), derivadas del incremento del EMI, según la altitud, extensión y estructura de las islas. Alrededor de islas con elevaciones considerables, se observan anomalías térmicas tanto cálidas como frías. Por otro lado, en islas más pequeñas sin prominentes elevaciones, generalmente solo se encuentran anomalías locales de un signo específico (ya sea cálidas o frías). Dado que RC-SC es una isla con una elevación destacada (Cerro el Yunque; ~915 m), propicia para la generación de CVK atmosféricas, se podría inferir que RC-SC podría ser clasificada en la primera categoría descrita. Además, teniendo en cuenta que, como consecuencia del ajuste geostrófico, los remolinos ciclónicos/anticiclónicos son estructuras de núcleo frío/cálido con elevación/depresión central de las isothermas (Sangrà *et al.*, 2007), lo observado en la salida del modelo se alinea con la influencia del IME en la TSM para una isla como RC-SC.

Para evaluar el impacto de las CVK oceánicas sobre la circulación, se desarrollaron simulaciones hidrodinámicas del proceso con dos casos de estudio (CASO 1 y CASO 2). En la Fig 7 (capítulo 2) se puede observar una clara diferencia entre ambos casos simulados para las variables vorticidad, clorofila y oxígeno disuelto. Para el CASO 2 se observó la formación de un

dipolo de vorticidad a sotavento de RC, el cual trajo consigo una respuesta tanto en el oxígeno disuelto como en la clorofila. Un aumento de la concentración en estas variables ($\sim 70 \text{ mMol o}_2 \text{ m}^{-3}$ y $\sim 1 \text{ mg Chla m}^{-3}$, respectivamente) y una superficialización de las isolíneas bajo el vórtice ciclónico. Mientras, se observó una profundización de las isolíneas bajo el vórtice anticiclónico, seguida de una disminución de la concentración de estas variables ($\sim 40 \text{ mMol o}_2 \text{ m}^{-3}$ y $\sim 0.4 \text{ mg Chla m}^{-3}$, respectivamente). En la teoría de los giros oceánicos para el hemisferio sur, un remolino ciclónico produce surgencia y un anticiclónico hundimiento (Bakun *et al.*, 2015; Brown *et al.*, 1989; Stewart, 2008; Merino & Monreal 2004). Lo anteriormente mencionado no se observó en el CASO 1, donde no se formó ningún dipolo de vorticidad, predominando una vorticidad cercana a 0 en casi toda la columna de agua.

5.5 Conclusiones

Este estudio revela discrepancias entre los datos observados y simulados, sugiriendo que el modelo, puede no representar con precisión las CVK en el sistema RC-SC. Se sugiere que en el CASO 2, lo observado podría no ser simplemente el efecto directo de una CVK en el océano, sino más bien la respuesta oceánica al EMI generado por vientos propicios para la formación de una CVK. Por lo tanto, lo simulado parece reflejar más un fenómeno oceánico que atmosférico. Además, las simulaciones hidrodinámicas (CASO

1 y CASO 2) destacan diferencias significativas, evidenciando la formación de un dipolo de vorticidad y sus consecuencias en variables como oxígeno disuelto y clorofila. Este fenómeno se alinea con la teoría de giros oceánicos, donde un remolino ciclónico induce surgencia y un anticiclónico provoca hundimiento, corroborando la importancia de las CVK oceánicas en la circulación oceánica local. Estos resultados subrayan la complejidad de las interacciones entre las CVK atmosféricas y las dinámicas oceánicas en la región. Es evidente que se requiere una mejora sustancial en las simulaciones realizadas para obtener una comprensión más precisa de cómo estas interacciones afectan el océano. Esto resalta la necesidad de investigaciones futuras que profundicen en la representación de las CVK en los modelos y su impacto en la circulación oceánica.

5.6 Referencias

Andrade, I., Sangrà, P., Hormazabal, S. & Correa-Ramírez M. (2014). Island mass effect in the Juan Fernández Archipelago (33°S), Southeastern Pacific. *Deep Sea Res. Part 1 Oceanogr. Res. Pap.* 84, 86–99.

Artal O, Almonacid N, Sepúlveda A. (2009). Vórtices atmosféricos en islas chilenas. *Ciencia Ahora* 23:37-42.

Bakun, A., Black, B.A., Bograd, S.J. et al. Anticipated Effects of Climate Change on Coastal Upwelling Ecosystems. *Curr Clim Change Rep* 1, 85–93 (2015). <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0008-4>

Brown J, Colling A, Park D, Phillips J, Rothery D, Wright J. (1989). *Ocean Circulation*. (G. Bearman, Editor). In Open University Course Team. G. Bearman (Ed.) Pergamon Press. Oxford, RU. 238 pp.

Chaigneau, A., Gizolme, A., and Grados, C. (2008). Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progress in Oceanography*, 79(2–4), 106–119. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.013>

Chopra. K, Hubert. L. (1965). Mesoscale eddies in wakes of islands. *Journal of the atmospheric sciences*

Colas, F., McWilliams, J. C., Capet, X., and Kurian, J. (2012). Heat balance and eddies in the Peru-Chile current system, 39, 509–529.

Cuevas JG., & Van Leersum, G. (2001). Project "Conservation, Restoration, and Development of the Juan Fernández islands, Chile". *Revista chilena de historia natural*, 74(4), 899-910. <https://dx.doi.org/10.4067/S0716-078X2001000400016>

Cushman, B., and Beckers, J. marie. (2008). Introduction to Geophysical Fluid Dynamics Physical and Numerical Aspects INTRODUCTION TO Physical and Numerical Aspects. Analysis.

Danton PH. (2004). Plantas silvestres de la isla Robinson Crusoe. Guía de reconocimiento. Corporación Nacional Forestal, Valparaíso, Chile.

De Falco, C., Desbiolles, F., Bracco, A., & Pasquero, C. (2022). Island mass effect: A review of oceanic physical processes. *Frontiers in Marine Science*, 9, 894860.

Etling, D. (1989). *On atmospheric vortex streets in the wake of large islands*, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 41, 157–164, <https://doi.org/10.1007/BF01043134>

Friedlander AM, Ballesteros E, Caselle JE, Gaymer CF, Palma AT, Petit I, et al. (2016) Marine Biodiversity in Juan Fernández and Desventuradas Islands, Chile: Global Endemism Hotspots. *PLoS ONE* 11(1): e0145059. doi:10.1371/journal.pone.0145059

Gómez, R. C. C., Gómez, M. A. M., and Bulgakov, S. N. (2008). Efectos de los vórtices en sistemas acuáticos y su relación con la química, biología y geología. *Interciencia*, 33(10), 741–746

González-Ferrán, O. (1987). Evolución geológica de las islas Chilenas en el Océano Pacífico. En: J. C. Castilla (ed.) *Islas Oceánicas Chilenas: Conocimiento científico y necesidades de investigaciones*: 37-54. Ediciones Universidad Católica de Chile.

Hajer. E y Espinoza. G (1987). *Islas Oceánicas Chilenas: Conocimiento Científico y Necesidades de Investigaciones*. Ediciones Universidad Católica de Chile, pp. 55-83

Horváth, Á., Bresky, W., Daniels, J., Vogelzang, J., Stoffelen, A., Carr, J. L., et al. (2020). Evolution of an atmospheric Kármán vortex street from high-resolution satellite winds: Guadalupe Island case study. *Journal of*

Geophysical Research: Atmospheres, 125, e2019JD032121.
<https://doi.org/10.1029/2019JD032121>

Houghton E. L., Carpenter P. W., Collicott S. H., Valentine D. T. (2013).
Aerodynamics for engineering students. Sexta edición. Elsevier

Kundu PK. (1990). Fluid Mechanics. Academic Press. San Diego California,
EEUU. 730 pp.

Liao, J., Beal, D., Lauder, G., and Triantafyllou, M. (2003). The Kármán gait:
novel body kinematics of rainbow trout swimming in a vortex street. J. Exp.
Biol. 206, 6 (2003), 1059–1073

Li, X., Clemente-Colón, P., & Pichel, W. G. (2000). Atmospheric vortex
streets on a RADARSAT SAR image. Geophysical Research Letters, 27(11),
1655–1658. <https://doi.org/10.1029/1999GL011212>

Marchesiello, P. McWilliams, J & Shchepetkin, A. (2001). Open boundary
conditions for long-term integration of regional oceanic models. Ocean
Modelling. 3. 1-20. 10.1016/S1463-5003(00)00013-5.

Merino M, Monreal A. (2004) .Ocean currents and their impact on marine life:
nutrient circulation and productivity of oceans. En Duarte CM (Ed.) Marine
Ecology. Encyclopedia of Life Support Systems. EOLSS/UNESCO. Oxford,
RU. <http://www.eolss.net>.

Nunalee, C & Basu, S. (2014). On the periodicity of atmospheric von Kármán
vortex streets. Environmental Fluid Mechanics, 1-21.
<https://doi.org/10.1007/s10652-014-9340-9>

Papailiou, D.D.; Lykoudis, P.S. (1974). Turbulent vortex streets and the
entrainment mechanism of the turbulent wake. J. Fluid Mech. 1974, 62, 11–31

Parkinson, C. L., (2003). Aqua: An Earth-observing satellite mission to examine water and other climate variables. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41 (2), 173–183.

Powell, T. P., C. V. W. Lewis, E. N. Curchitser, D. B. Haidvogel, A. J. Hermann, and E. L. Dobbins (2006), Results from a three-dimensional, nested biological-physical model of the California Current System and comparisons with statistics from satellite imagery, *J. Geophys. Res.*, 111, C07018, doi:10.1029/2004JC002506

Sangrà, P., Auladell, M., Marrero-Díaz, A., Pelegrí, J. L., Fraile-Nuez, E., Rodríguez-Santana, A., ... Hernández-Guerra, A. (2007). On the nature of oceanic eddies shed by the Island of Gran Canaria. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 54(5), 687–709. doi: 10.1016/j.dsr.2007.02.004

Shchepetkin, A. F., & McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4), 347–404. doi: 10.1016/j.ocemod.2004.08.002

Smith-Ramírez, Cecilia, Arellano, Gisella, Hagen, Erin, Vargas, Rodrigo, Castillo, Jessica, & Miranda, Alejandro. (2013). El rol de *Turdus Falcklandii* (Aves: Passeriforme) como dispersor de plantas invasoras en el archipiélago de Juan Fernández. *Revista chilena de historia natural*, 86(1), 33-48. <https://dx.doi.org/10.4067/S0716-078X2013000100004>

Stewart, R. H. (2008a). Introduction To Physical Oceanography. *American Journal of Physics* (Vol. 65). <https://doi.org/10.1119/1.18716>

Stewart, R. H. (2008b). Physical Oceanography. *Physical Oceanography*.

Thomson, R.E.; Gower, J.; Bowker, N.W. (1977). Vortex Streets in the Wake of the Aleutian Islands. *Mon. Weather Rev.* 1977, 105, 873–884.

Xiong X., Chiang K., Sun J., Barnes W.-L., Guenther B., Salomonson V. (2009). NASA EOS Terra and aqua MODIS on-orbit performance. *Adv. Space Res.* 43, 413–422

Young, G.S., J. Zawislak. (2006). An observational study of vortex spacing in island wake vortex streets. – *Mon. Wea. Rev.* 8, 2285–2294.

5.7 Anexos

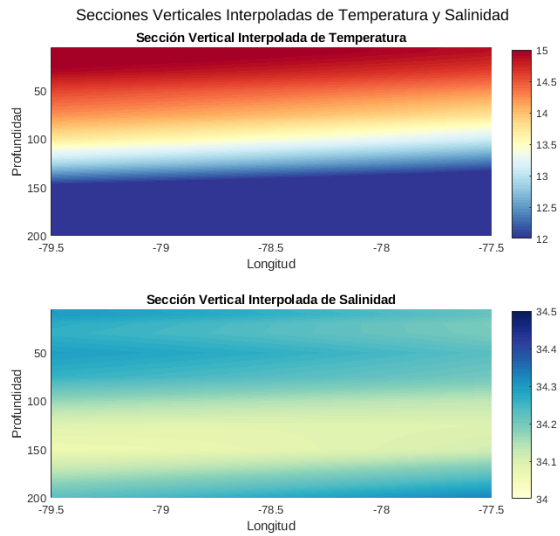


Figura 1: Secciones verticales de temperatura y salinidad, para una transecta cercana a la trayectoria del glider. Los datos utilizados para la confección de estas figuras corresponden a WOA 2009. Estos datos fueron utilizados para forzar el modelo utilizado en este estudio.

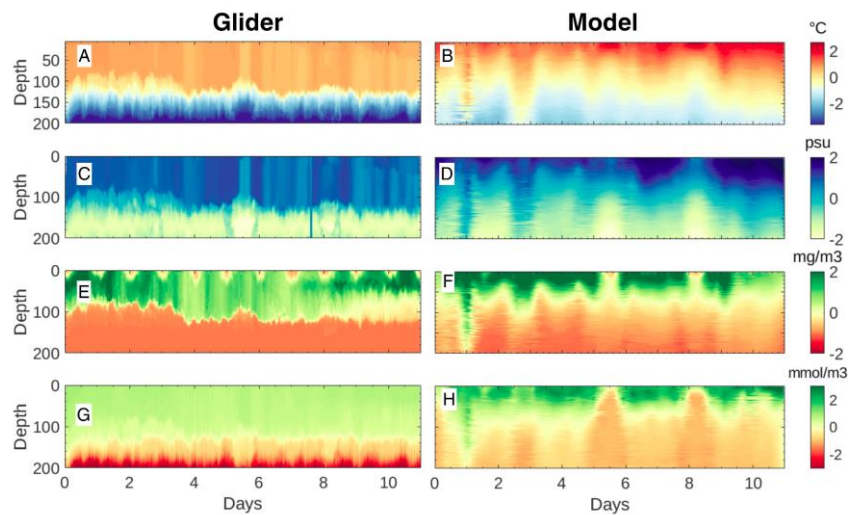


Figura 2: Secciones verticales estandarizadas de temperatura (A y B), salinidad (C y D), clorofila (E y F) y oxígeno disuelto (G y H) de los datos recopilados por el glider y lo simulado por el modelo.

6. DISCUSIÓN

Campo de viento de las CVK en RC-SC

La identificación de eventos CVK basada en la inspección visual de imágenes de nubes de satélite reveló 65 eventos no identificados previamente frente al sistema RC-SC. Cabe señalar que la inspección visual de las nubes puede conducir a una subestimación de la incidencia de CVK, ya que la identificación de estos vórtices requiere la presencia de nubes estratocúmulos como trazadores. Nuestros resultados sugieren que los CVK tienden a producirse principalmente durante la primavera-verano (42 eventos, 64,6 % del total) con aproximadamente la mitad de ocurrencias en otoño-invierno (23 eventos, 35,4 % del total). Durante la primavera-verano, los vientos del sur se observan comúnmente durante los días en los que hay CVK, lo que podría atribuirse a la variabilidad del APS (Fig. 1, capítulo 1). A escala estacional, durante la primavera y el verano austral, el APS se localiza más al sur, lo que crea condiciones favorables para el afloramiento (vientos del sur) (Aguirre *et al.*, 2012; Strub *et al.*, 2019). Así, durante la primavera-verano, cuando el APS se intensifica al oeste del sistema RC-SC, se generan condiciones atmosféricas altamente estables en la baja troposfera hacia el oeste, con vientos predominantes del sur (Garreaud & Rutllant, 2006). Esto favorece la formación de una inversión térmica y la generación de vórtices de VK atmosféricos. Además, se observó que la mayoría de los CVK atmosféricos formados frente a RC-SC se generaron bajo condiciones de vientos del sur en

la zona (Fig. 3A, capítulo 1), lo que está relacionado con la ubicación del AJF al este del APS, y por tanto con el predominio de vientos del S y SE en la región a lo largo del año (Hajer & Espinosa, 1987).

El análisis Wavelet de las series de intensidad de viento extraídas de ERA5 mostró una alta potencia asociada a la variabilidad sinóptica e intraestacional con periodos característicos que van de 2 a 16 días (Garreaud & Aceituno, 2007) y una alta potencia asociada a la frecuencia semestral, con periodos característicos de 152 a 215 días (Fig. 4, capítulo 1). Las CVK pueden contribuir a la variabilidad del viento en la banda de 2 a 16 días. Estos vórtices, cuando se forman, alteran la velocidad y dirección del viento en ciclos que pueden coincidir con estas frecuencias de pocos días, especialmente si los vórtices se forman y desaparecen regularmente en respuesta a las condiciones atmosféricas y geográficas. La observación visual de los eventos de CVK a través de las nubes reveló que su duración puede alcanzar hasta tres días. Además, es importante señalar que, en condiciones de vientos relativamente suaves y alta estabilidad, los vientos son muy variables en el sistema RC-SC. Así, además de la contribución de las CVK a la variabilidad de los vientos (en la banda de 2-16 días), los vientos muy variables (no relacionados con las CVK) pueden actuar como ruido en condiciones de tiempo no favorables a la aparición de CVK (como en otoño-invierno), lo que aumenta las posibilidades de que se desarrollen tales vórtices en el sistema RC-SC.

Condiciones que favorecen la aparición de CVK

La LTS de los días con CVK en el sistema RC-SC (Fig. 5, capítulo 1) reveló que la mayoría de los eventos (87,7 %) se produjeron durante periodos de alta LTS (superior a 8 °C), es decir, en condiciones de fuerte inversión térmica. En este caso, se utilizaron promedios diarios de valores de temperatura potencial de 6 horas. Es posible que estos promedios no representen adecuadamente las condiciones atmosféricas durante los eventos de CVK, ya que los eventos con una persistencia inferior a un día pueden no estar representados en el cálculo. Los valores de LTS por hora podrían arrojar luz al respecto. Además, hay una tendencia a que los valores de LTS más altos se dan en combinación con velocidades intermedias (5-15 m/s), mientras que con intensidades de viento más altas (> 15 m/s), los valores de LTS fueron más bajos y no se produjeron eventos de CVK. Sin embargo, existe una relación lineal relativamente débil entre el LTS y los vientos de bajo nivel durante los eventos de CVK ($r=-0,18$). Esto puede interpretarse como el resultado de una variación significativa de los vientos en la banda de alta frecuencia (2-16 días). Esto último puede producir un aumento de la mezcla dentro de la capa límite marina, que se opondría a las condiciones medias estables (LTS alta), reduciría la LTS y aumentaría los vientos medios a través del arrastre de momento desde la atmósfera libre (por ejemplo, Hayes *et al.*, 1989; Wallace *et al.*, 1989). Esto explica por qué los vientos más fuertes ($v > \sim 15$ m/s) se asocian generalmente con valores más bajos de LTS y, por tanto, no se asocian con la aparición de CVK.

Los 65 eventos de CVK identificados se produjeron en días caracterizados por anomalías positivas de la presión atmosférica de aproximadamente 0,5 hPa de media, con gradientes de presión, así como anomalías positivas en la componente meridional del viento de unos 2 m/s (Fig. 2b, capítulo 1). Estas observaciones sugieren un fortalecimiento del SPSA en esos momentos.

Además, los eventos de CVK que se producen frente al sistema RC-SC pueden agruparse en dos categorías: los generados en primavera/verano (65%) y los generados en otoño/invierno (35%) (Fig. 3c y 3e respectivamente, capítulo 1). Las CVK de este último grupo (otoño/invierno) tienden a producirse con una anomalía de presión más pronunciada, aproximadamente $\sim 2,5$ hPa frente a $\sim -0,5$ hPa en primavera/verano. La mayor frecuencia en primavera/verano podría explicarse por la dirección del viento predominante en ese periodo, ya que el viento tiende a tener un carácter más meridional, soplando desde el sur, en contraste con otoño/invierno (Fig. 3b y 3d, respectivamente (capítulo 1)). Además, la LTS media es menor ($10,35$ °C) que en otoño/invierno ($11,11$ °C), lo que sugiere que ni la LTS ni la presión atmosférica a nivel del mar son por sí solas los factores principales que controlan la formación de CVK en el sistema RC-SC. En su lugar, la dirección del viento (gradiente de presión horizontal) y la intensidad parecen desempeñar un papel clave en este proceso. Esto concuerda con conclusiones previas basadas en observaciones y análisis de índices climáticos (Fig. 6, capítulo 1). En los casos más (menos) favorables para la formación de un VKS frente al sistema RC-SC, se observan anomalías

positivas (negativas) tanto en la presión atmosférica como en la velocidad del viento meridional. Además, en los casos más (menos) favorables, el viento tiende a ser más meridional (zonal, no mostrado), lo que indica que la dirección del viento, particularmente su componente meridional, es un factor clave para la formación de vórtices en RC-SC.

Desde 2016, se produjeron 23 eventos VKS, correspondientes al 35,4 % del total, lo que revela un aparente aumento en su frecuencia de ocurrencia (en promedio se produjeron cinco eventos por año, con la excepción de 2017; Tabla S1, capítulo 1). Esto puede deberse a la persistencia de condiciones frías en el Pacífico ecuatorial asociadas con condiciones frías persistentes entre 120°O y 170°O que intensificaron el SPSA, probablemente debido a un evento de La Niña de tres años de duración entre 2020 y 2022 (Hasan *et al.*, 2022).

Efecto de la masa de la isla y CVK

Se observó que los días con CVK atmosféricas frente al sistema RC-SC generaron un aumento de la TSM durante la primavera (SON) (Fig.7a, capítulo 1). Como se muestra en la Figura 7b (capítulo 1), este aumento de la TSM no es atribuible únicamente a los patrones de viento, ya que los 18 días seleccionados en la Fig. 7b (capítulo 1) presentaron condiciones ventosas similares a los días con CVK durante la primavera. Por lo tanto, se infiere que este aumento de la temperatura no se genera como resultado de un aumento

del EMI. Más bien, el calentamiento de la TSM a sotavento de la isla podría explicarse principalmente por las interacciones entre la atmósfera y el océano, concretamente por el acoplamiento entre las capas límite de ambos medios. La menor intensidad del viento en esta región (a sotavento del sistema RC-SC) da lugar a una capa mixta menos profunda, lo que reduce el enfriamiento por flujo de calor latente y facilita un aumento de la TSM. Además, la presencia de claros en las nubes estratocúmulos puede contribuir a un calentamiento local anómalo debido a la radiación de onda corta.

Por otro lado, en el análisis de los datos medidos por el glider y de lo simulado por el modelo, se encontraron notables discrepancias entre ellos, destacando que los valores simulados (temperatura, salinidad, clorofila y oxígeno disuelto) suelen ser más bajos que los registrados por el glider. Como se mencionó anteriormente, la generación de vórtices atmosféricos conocidos como CVK está sujeta a múltiples factores, y su formación requiere la presencia de condiciones específicas. La complejidad de estas condiciones específicas plantea la posibilidad de que la simulación lanzada, al enfocarse en un forzamiento atmosférico propicio para la generación de una CVK (CASO 2 de capítulo 2), posiblemente no esté capturando de manera precisa la esencia de una CVK. La disparidad observada en las salidas del modelo podría, por ende, atribuirse a que lo representado no sea una CVK en sí misma, sino más bien el reflejo del efecto de masa de isla generado por el viento favorable a la formación de una CVK. La presencia del dipolo de vorticidad en las salidas podría ser un producto derivado de este fenómeno (Fig. 4 en capítulo 2).

Las diversas manifestaciones de procesos físicos asociados al EMI se detallan en el estudio de De Falco *et al.*, 2022. Ellos identificaron dos patrones distintos de anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM), derivadas del incremento del EMI, según la altitud, extensión y estructura de las islas. Alrededor de islas con elevaciones considerables, se observan anomalías térmicas tanto cálidas como frías. Por otro lado, en islas más pequeñas sin prominentes elevaciones, generalmente solo se encuentran anomalías locales de un signo específico (ya sea cálidas o frías). Dado que RC-SC es una isla con una elevación destacada (Cerro el Yunque; ~915 m), propicia para la generación de CVK atmosféricas se podría inferir que RC-SC podría ser clasificada en la primera categoría descrita. Además, teniendo en cuenta que, como consecuencia del ajuste geostrófico, los remolinos ciclónicos/anticiclónicos son estructuras de núcleo frío/cálido con elevación/depresión central de las isothermas (Sangrà *et al.*, 2007), lo observado en la salida del modelo se alinea con la influencia del EMI en la TSM para una isla como RC-SC.

Para evaluar el impacto de las CVK oceánicas sobre la circulación, se desarrollaron simulaciones hidrodinámicas del proceso con dos casos de estudio (CASO 1 y CASO 2 en capítulo 2). En la Fig 7 del capítulo 2 se puede observar una clara diferencia entre ambos casos simulados para las variables vorticidad, clorofila y oxígeno disuelto, donde en el CASO 2 se observó la formación de un dipolo de vorticidad a sotavento de RC, el cual trajo consigo una respuesta tanto en el oxígeno disuelto como en la clorofila. Se mostró un aumento de la concentración en estas variables ($\sim 70 \text{ mMol O}_2 \text{ m}^{-3}$ y $\sim 1 \text{ mg}$

Chla m^{-3} , respectivamente) y una superficialización de las isolíneas bajo el vórtice ciclónico. Mientras, se observó una profundización de las isolíneas bajo el vórtice anticiclónico, seguida de una disminución de la concentración de estas variables ($\sim 40 \text{ mMol o}_2 \text{ m}^{-3}$ y $\sim 0.4 \text{ mg Chla m}^{-3}$, respectivamente), concordando con la teoría de los giros oceánicos para el hemisferio sur, donde un remolino ciclónico produce surgencia y un anticiclónico, hundimiento (Bakun *et al.*, 2015; Brown *et al.*, 1989; Stewart, 2008; Merino & Monreal 2004). Lo anteriormente mencionado no se observó en el CASO 1. Donde no se formó ningún dipolo de vorticidad, predominando una vorticidad cercana a 0 en casi toda la columna de agua.

Trabajos futuros

Para complementar este estudio de las CVK atmosféricas con un análisis de los efectos sobre la columna de agua generados por una CVK oceánica, sería útil obtener información a sotavento del sistema RC-SC; esto permitiría comprender mejor los cambios y efectos que estos vórtices tienen sobre la columna de agua en las proximidades de la isla, donde se dispone de poca información sobre este fenómeno (tanto atmosférico como oceánico). Para ello se podría utilizar un modelo biogeoquímico acoplado océano-atmósfera. Además, estos estudios podrían tener aplicaciones prácticas en la gestión y conservación de los recursos marinos, así como en el desarrollo de modelos y predicciones oceánicas más precisas.

Por otro lado, la topografía y la forma de las islas podrían jugar un papel clave en la formación de CVK, lo que podría explicar por qué las CVK tienden a ser generadas principalmente por vientos con componentes más meridionales. Una idea de esto la da De Falco (2022), donde se demuestra que los patrones de circulación y nubosidad inducidos por la presencia del sistema RC-SC son similares a los observados en la Figura 7b, es decir, en condiciones de números de Froude grandes (~ 1) y un número de Reynolds grande. Por lo tanto, sería interesante explorar estos conceptos y números adimensionales con más detalle. Sin embargo, en este momento, sería beneficioso realizar más análisis para comprender cómo influyen la configuración y la topografía de las islas RC-SC en la generación de VKS. Esto podría lograrse realizando varios experimentos con el modelo CROCO (Debreu *et al.*, (2016)), en los que se modifique la forma de la isla y se evalúen más a fondo los resultados. Esto facilitaría un conocimiento más profundo del tema y una comprensión más completa de su relación con la génesis de estos vórtices.

7. CONCLUSIONES

En este estudio se identificaron y analizaron las CVK atmosféricas asociadas al sistema insular RC-SC y su posible respuesta oceánica. Los resultados revelan que los eventos de CVK en el sistema RC-SC ocurren predominantemente durante la primavera y el verano, constituyendo aproximadamente el 65% del total de eventos. En cuanto al viento predominante asociado a las CVK, durante la primavera y el verano procede del sur, y las anomalías de presión tienden a ser menos intensas en relación con las de otoño e invierno. Además, las CVK de otoño-invierno se registraron con vientos del sur, y presentan una componente más zonal que en primavera y verano.

Durante la primavera/verano, la LTS media fue inferior (10,35 °C) a la alcanzada durante el otoño/invierno (11,11 °C). En cuanto a las condiciones atmosféricas, durante los días en los que se produjeron CVK en el sistema RC-SC, la mayoría de estos eventos (87,7%) se produjeron con una LTS superior a 8 °C (fuerte inversión térmica) y velocidades entre 5 y 15 m/s. Además, las CVK se produjeron por término medio con una anomalía positiva de la presión (~0,5 hPa) y una anomalía positiva del viento del sur (~2 m/s). En cuanto a los índices climáticos, las CVK tienden a formarse con mayor frecuencia en condiciones de -TPI (fase fría), +SOI (La Niña) y +IASPS, es decir, durante una intensificación de la APS. El sistema RC-SC se caracteriza por una notable variabilidad del viento tanto a nivel sinóptico como

intraestacional y semestral. Además, se identificó una alta variabilidad de los vientos en la región durante el invierno austral, especialmente en el rango de frecuencia de 2-10 días. Las CVK que se producen frente al sistema RC-SC tienden a originarse principalmente con vientos procedentes del sur, con una velocidad media aproximada de 7,14 m/s. Estos vórtices tienden a formarse cuando la dirección del viento tiene una componente más meridional. La formación de estos vórtices es muy improbable cuando el viento procede de otras direcciones. Es esencial señalar que, en la zona de estudio, las velocidades del viento superiores a 15 m/s no generan CVK. Por consiguiente, la dirección y la velocidad del viento son elementos cruciales que influyen en la formación de vórtices. En cuanto a la posible respuesta oceánica de estos vórtices, los análisis realizados y los datos recogidos indican que el aumento de la temperatura a sotavento del sistema RC-SC no se debe a un aumento del EMI. En su lugar, el calentamiento de la TSM podría explicarse principalmente por las interacciones entre la atmósfera y el océano. Sin embargo, se requieren análisis más detallados para obtener una respuesta concluyente sobre la posible influencia de las CVK en la TSM.

En cuanto al modelo, se revelaron discrepancias entre los datos observados y simulados, sugiriendo que la simulación, puede no representar con precisión las CVK en el sistema RC-SC. Se sugiere que en el CASO 2 del capítulo 2, lo observado podría no ser simplemente el efecto directo de una CVK en el océano, sino más bien la respuesta oceánica al EMI generado por vientos propicios para la formación de una CVK. Además, las simulaciones

hidrodinámicas (CASO 1 y CASO 2) destacan diferencias significativas, evidenciando la formación de un dipolo de vorticidad y sus consecuencias en variables como oxígeno disuelto y clorofila. Este fenómeno se alinea con la teoría de giros oceánicos, donde un remolino ciclónico induce surgencia y un anticiclónico provoca hundimiento, corroborando la importancia de las CVK oceánicas en la circulación oceánica local. Estos resultados subrayan la complejidad de las interacciones atmosféricas y oceánicas en la región, destacando la necesidad de investigaciones futuras para comprender mejor la representación de las CVK en modelos y su impacto en la circulación oceánica.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre, C., Flores Aqueveque, V., Vilches, P., Vásquez, A., Rutllant, J. A., & Garreaud, R. (2021). Recent Changes in the Low-Level Jet along the Subtropical West Coast of South America. *Atmosphere*, 12, 465. <https://doi.org/10.3390/atmos12040465>
- Aguirre, C., Pizarro, O., Strub, P. T., Garreaud, R., & Barth, J. A. (2012). Seasonal Dynamics of the Near-Surface Alongshore Flow off Central Chile. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117. <https://doi.org/10.1029/2011JC007379>
- Andrade, I., Sangrà, P., Hormazabal, S., & Correa-Ramirez, M. (2014). Island mass effect in the Juan Fernández Archipelago (33°S), Southeastern Pacific. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 84, 86–99. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2013.10.009>
- Artal, O., Almonacid, N., & Sepúlveda, A. (2009). Vórtices atmosféricos en islas chilenas. *Ciencia Ahora*, 23, 37-42. https://www.researchgate.net/publication/236657623_VORTICES_ATMOSFERICOS_EN_ISLAS_CHILENAS
- Bakun, A., Black, B.A., Bograd, S.J. et al. Anticipated Effects of Climate Change on Coastal Upwelling Ecosystems. *Curr Clim Change Rep* 1, 85–93 (2015). <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0008-4>
- Brown J, Colling A, Park D, Phillips J, Rothery D, Wright J. (1989). Ocean Circulation. (G. Bearman, Editor). In Open University Course Team. G. Bearman (Ed.) Pergamon Press. Oxford, RU. 238 pp.
- Brunke, M. A., Ma, P.-L., Reeves Eyre, J. E. J., Rasch, P. J., Sorooshian, A., & Zeng, X. (2019). Subtropical marine low stratiform cloud deck spatial errors in the E3SMv1 Atmosphere Model.

- Geophysical Research Letters*, 46, 12,598–12,607.
<https://doi.org/10.1029/2019GL084747>
- Chaigneau, A., Gizolme, A., and Grados, C. (2008). Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progress in Oceanography*, 79(2–4), 106–119.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.013>

 - Chin, T. M., Vazquez-Cuervo, J., & Armstrong, E. M. (2017). A multi-scale high-resolution analysis of global sea surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 200. Pages 154-169
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.029>

 - Chopra, K. P. (1973). Atmospheric and oceanic flow problems introduced by islands. *Advances in Geophysics* (Vol. 16, pp. 297-421). Academic Press 297–421.

 - Chopra, K., & Hubert, L. (1965). Mesoscale eddies in wakes of islands. *Journal of the Atmospheric Sciences* vol. 22, Issue 6, pp.652-657. DOI: [10.1175/1520-0469\(1965\)022<0652:MEIWOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1965)022<0652:MEIWOI>2.0.CO;2)

 - Cohen, M. X. (2019). A better way to define and describe Morlet wavelets for time-frequency analysis. *NeuroImage* vol. 199 pp. 81-86.
<https://doi.org/10.1016/j.neuroimage.2019.05.048>

 - Colas, F., McWilliams, J. C., Capet, X., and Kurian, J. (2012). Heat balance and eddies in the Peru-Chile current system, 39, 509–529.

 - Cuevas, J. G., & Van Leersum, G. (2001). Project "Conservation, Restoration, and Development of the Juan Fernández islands, Chile". *Revista Chilena de Historia Natural*, 74(4), 899-910.
<https://dx.doi.org/10.4067/S0716-078X2001000400016>

- Cushman, B., and Beckers, J. marie. (2008). Introduction to Geophysical Fluid Dynamics Physical and Numerical Aspects INTRODUCTION TO Physical and Numerical Aspects. Analysis.

- Cutler, L., Brunke, M. A., & Zeng, X. (2022). Re-evaluation of low cloud amount relationships with lower-tropospheric stability and estimated inversion strength. *Geophysical Research Letters*, 49, e2022GL098137. <https://doi.org/10.1029/2022GL098137>

- Danton PH. (2004). Plantas silvestres de la isla Robinson Crusoe. Guía de reconocimiento. Corporación Nacional Forestal, Valparaíso, Chile.

- Debreu, L., Auclair, F., Benshila, R., Capet, X., Dumas, F., Julien, S., and Marchesiello, P. (2016). Multiresolution in CROCO (Coastal and Regional Ocean Community model), in: EGU General Assembly Conference Abstracts, EGU2016-15272-1, 2016. a

- De Falco, C., Desbiolles, F., Bracco, A., & Pasquero, C. (2022). Island Mass Effect: A Review of Oceanic Physical Processes. *Frontiers in Marine Science*, vol. 9, 894860. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.894860>

- Etling, D. (1989). On atmospheric vortex streets in the wake of large islands. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 41(2-4), 157–164. doi:10.1007/BF01043134

- Etling, D. (1990). Mesoscale vortex shedding from large islands: A comparison with laboratory experiments of rotating stratified flows. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 43(1-4), 145–151. doi:10.1007/bf01028117

- Friedlander, A. M., Ballesteros, E., Caselle, J. E., Gaymer, C. F., Palma, A. T., Petit, I., Varas, E., Muñoz, A, Salas, E. (2016). Marine Biodiversity

in Juan Fernández and Desventuradas Islands, Chile: Global Endemism Hotspots. *PLoS ONE*, 11(1), e0145059. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0145059>

- Gao, Q., Zeman, C., Vergara-Temprado, J., Lima, D. C. A., Molnar, P., & Schär, C. (2023). Vortex streets to the lee of Madeira in a kilometer-resolution regional climate model. *Weather and Climate Dynamics*, 4, 189–211. <https://doi.org/10.5194/wcd-4-189-2023>

- Garreaud, R., & Rutland, J. (2006). Variabilidad atmosférica de alta frecuencia en el borde oriental del anticiclón del Pacífico sureste. *Ciencia y Tecnología*, 29(1), 5-13. https://www.researchgate.net/publication/26493832_Variabilidad_atmosferica_de_alta_frecuencia_en_el_borde_oriental_del_ant ciclon_del_pacifico_sureste

- Garreaud, R & Aceituno, P. (2007). Atmospheric circulation and climatic variability. *The Physical Geography of South America*. 45-59. https://www.researchgate.net/publication/286803133_Atmospheric_circulation_and_climatic_variability

- Gómez, R. C. C., Gómez, M. A. M., and Bulgakov, S. N. (2008). Efectos de los vórtices en sistemas acuáticos y su relación con la química, biología y geología. *Interciencia*, 33(10), 741–746

- González-Ferrán, O. (1987). Evolución geológica de las islas chilenas en el Océano Pacífico. En: J. C. Castilla (ed.) *islas Oceánicas Chilenas: Conocimiento científico y necesidades de investigaciones*: 37-54. Ediciones Universidad Católica de Chile.

- Gove, J. M., McManus, M. A., Neuheimer, A. B., Polovina, J. J., Drazen, J. C., Smith, C. R., et al. (2016). Near-island biological hotspots in barren ocean basins. *Nature Communications*, 7(1), 10581. <https://doi.org/10.1038/ncomms10581>

- Grandi-Nagashiro, M. C., González, C., & Fernández, M. (2010). Biodiversidad Marina del Archipiélago de Juan Fernández: desafíos de conservación e Investigación. Libro de resúmenes IV Reunión Binacional de Ecología Chile-Argentina, Buenos Aires.

- Hajer, E., & Espinoza, G. (1987). Islas Oceánicas Chilenas: Conocimiento Científico y Necesidades de Investigaciones. *Ediciones Universidad Católica de Chile*, 55-83.

- Hasan, N. A., Chikamoto, Y., & McPhaden, M. J. (2022). The Influence of Tropical Basin Interactions on the 2020–2022 Double-Dip La Niña. *Frontiers in Climate*, 4, 1001174. doi: 10.3389/fclim.2022.1001174

- Hayes, S. P., McPhaden, M. J., & Wallace, J. (1989). The Influence of Sea Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific: Weekly to Monthly Variability. *Journal of Climate*, 2, 1500–1506.

- Henley, B. J., Gergis, J., Karoly, D. J., Power, S. B., Kennedy, J., & Folland, C. K. (2015). A Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation. *Climate Dynamics*, 45(11–12), 3077–3090. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-015-2525-1>.

- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., & Thépaut, J. (2020). The ERA5 Global Reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. doi:10.1002/qj.3803

- Horváth, Á., Bresky, W., Daniels, J., Vogelzang, J., Stoffelen, A., Carr, J. L., et al. (2020). Evolution of an Atmospheric Kármán Vortex Street from High-Resolution Satellite Winds: Guadalupe Island Case Study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2019JD032121. <https://doi.org/10.1029/2019JD032121>

- Houghton, E. L., Carpenter, P. W., Collicott, S. H., & Valentine, D. T. (2013). *Aerodynamics for Engineering Students* (6th ed.). *Elsevier*.

- Hubert, L. F., & Krueger, A. F. (1962). Satellite Pictures of Mesoscale Eddies. *Monthly Weather Review*, 90, 457–463.

- Jensen, N. O., & Agee, E. M. (1978). Vortex Cloud Street During AMTEX 75. *Tellus*, 30, 517–523. DOI:[10.1111/j.2153-3490.1978.tb00868.x](https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1978.tb00868.x)

- Johnson, R. W. (2001). An Introduction to the Bootstrap. *Teaching Statistics*, 23(2), 49-54.

- Kundu PK. (1990). *Fluid Mechanics*. Academic Press. San Diego California, EEUU. 730 pp.

- Liao, J., Beal, D., Lauder, G., and Triantafyllou, M. (2003). The Kármán gait: novel body kinematics of rainbow trout swimming in a vortex street. *J. Exp. Biol.* 206, 6 (2003), 1059–1073

- Li, X., Clemente-Colón, P., & Pichel, W. G. (2000). Atmospheric Vortex Streets on a RADARSAT SAR Image. *Geophysical Research Letters*, 27(11), 1655–1658. <https://doi.org/10.1029/1999GL011212>

- Li, X., Zheng, W., Zou, C.-Z., & Pichel, W. G. (2008). A SAR Observation and Numerical Study on Ocean Surface Imprints of Atmospheric Vortex Streets. *Sensors*, 8(5), 3321–3334. <https://doi.org/10.3390/s8053321>

- Liu, Q., Wu, Z., Tan, Z.-M., Yang, F., & Fu, C. (2023). The Atmospheric Vortex Streets and Their Impact on Precipitation in the Wake of the

Tibetan Plateau. *Atmosphere*, 14, 1096.
<https://doi.org/10.3390/atmos14071096>

- Lungu, T. (Ed.). (2001). QuikSCAT Science Data Product User's Manual: Overview and Geophysical Data Products. JPL D-18053, Version 2.2, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, 95 pp.
- Maes, C., B. Dewitte, J. Sudre, V. Garc on, and D. Varillon (2013), Small-scale features of temperature and salinity surface fields in the Coral Sea, *Journal of Geophysical Research: oceans*, 118, 5426–5438, <https://doi.org/10.1002/jgrc.20344op>
- Marchesiello, P. McWilliams, J & Shchepetkin, A. (2001). Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*. 3. 1-20. 10.1016/S1463-5003(00)00013-5.
- Marzol M. V., Cereceda, P., Schemenauer, R., & Castro, C. (1996). Caracterización de la pluviosidad de Bahía Cumberland (Isla de Robinson Crusoe, Chile). Cuadernos de Investigación Geográfica: *Geographical Research Letters*, 22, 97-114. <https://doi.org/10.18172/cig.1045>
- Merino M, Monreal A. (2004) .Ocean currents and their impact on marine life: nutrient circulation and productivity of oceans. En Duarte CM (Ed.) *Marine Ecology. Encyclopedia of Life Support Systems*. EOLSS/UNESCO. Oxford, RU. <http://www.eolss.net>.
- Messié, M., Petrenko, A., Doglioli, A.M. et al. Basin-scale biogeochemical and ecological impacts of islands in the tropical Pacific Ocean. *Nature Geoscience*. 15, 469–474 (2022). <https://doi.org/10.1038/s41561-022-00957-8>
- Mohr, T. (1971). Karman-Wirbel im Lee von Jan Mayern. *Meteorologische Rundschau*, 24, 30–32.

- Moll, H. G. (1971). Die atmosphärische Umströmung Madeiras. *Contributions to Atmospheric Physics*, 44, 227–244.

- Nunalee, C., & Basu, S. (2014). On the Periodicity of Atmospheric Von Kármán Vortex Streets. *Environmental Fluid Mechanics*, 1-21. <https://doi.org/10.1007/s10652-014-9340-9>

- Papailiou, D. D., & Lykoudis, P. S. (1974). Turbulent Vortex Streets and the Entrainment Mechanism of the Turbulent Wake. *Journal of Fluid Mechanics*, 62, 11–31.

- Parín, N. V. (1991). Fish fauna of the Nazca and Sala y Gómez submarine ridges, the easternmost outpost of the Indo-West Pacific zoogeographic region. *Bull. Mar. Sci.* 49 (3), 671–683.

- Parkinson, C. L. (2003). Aqua: An Earth-observing satellite mission to examine water and other climate variables. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41 (2), 173–183.

- Pequeño, G., & Sáez, S. (2000). Los peces litorales del archipiélago de Juan Fernández (Chile): endemismo y relaciones ictiogeográficas. *Invest. Mar., Valparaíso*, 28, 27–37.

- Poveda, G. (2004). La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 28 (107), 201-222. ISSN: 0370-3908.

- Powell, T. P., C. V. W. Lewis, E. N. Curchitser, D. B. Haidvogel, A. J. Hermann, and E. L. Dobbins (2006), Results from a three-dimensional, nested biological-physical model of the California Current System and comparisons with statistics from satellite imagery, *J. Geophys. Res.*, 111, C07018, doi:10.1029/2004JC002506

- Quintana, J. M., & Aceituno, P. (2012). Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30-43° S. *Atmósfera*, 25(1), 1-22.

- Ramírez, M. E., & Osorio, C. (1999). Patrones de distribución de macroalgas y macroinvertebrados intermareales de la isla Robinson Crusoe, archipiélago de Juan Fernández, Chile. *Investigaciones marinas* v.28 1-13 . <http://dx.doi.org/10.4067/S0717-71782000002800002>
- Ramon, J., Lledó, L., Torralba, V., Soret, A., & Doblas-Reyes, F. J. (2019). What global reanalysis best represents near-surface winds? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* vol. 145, 3236–3251. <https://doi.org/10.1002/qj.3616>

- Ropelewski, C. F., & Jones, P. D. (1987). An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*, 115, 2161-2165.

- Sangrà, P., Auladell, M., Marrero-Díaz, A., Pelegrí, J. L., Fraile-Nuez, E., Rodríguez-Santana, A., ... Hernández-Guerra, A. (2007). On the nature of oceanic eddies shed by the Island of Gran Canaria. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 54(5), 687–709. doi:10.1016/j.dsr.2007.02.004

- Scorer, R. (1986). *Cloud Investigations by Satellite*. Ellis Horwood, 300 pp.

- Shchepetkin, A. F., & McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4), 347–404. doi:10.1016/j.ocemod.2004.08.002

- Smith-Ramírez, Cecilia, Arellano, Gisella, Hagen, Erin, Vargas, Rodrigo, Castillo, Jessica, & Miranda, Alejandro. (2013). El rol de *Turdus Falcklandii* (Aves: Passeriforme) como dispersor de plantas invasoras en el archipiélago de Juan Fernández. *Revista chilena de*

historia natural, 86(1), 33-48. <https://dx.doi.org/10.4067/S0716-078X2013000100004>

- Stewart, R. H. (2008a). Introduction To Physical Oceanography. American Journal of Physics (Vol. 65). <https://doi.org/10.1119/1.18716>
- Stewart, R. H. (2008b). Physical Oceanography. Physical Oceanography.
- Strub, P. T., James, C., Montecino, V., Rutllant, J. A., & Blanco, J. L. (2019). Ocean circulation along the southern Chile transition region (38–46° S): Mean, seasonal and interannual variability, with a focus on 2014–2016. *Progress in oceanography*. vol. 172. pp 159-198 DOI: [10.1016/j.pocean.2019.01.004](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.01.004)
- Thomson, R. E., Gower, J., & Bowker, N. W. (1977). Vortex Streets in the Wake of the Aleutian Islands. *Monthly weather review* vol. 105, 873–884.
- Torrence, C., & Compo, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bull. American Meteorological Society.*, 79(1), 61-78.
- Tsuchiya, K. (1969). The clouds with the shape of Kármán vortex street in the wake of Cheju Island, Korea. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 47, 457–465.
- Wallace, J. M., T. P. Mitchell, and C. Deser. (1989). The Influence of Sea-Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific: Seasonal and Interannual Variability. *J. Climate*, 2, 1492–1499, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002<1492:TIOSST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<1492:TIOSST>2.0.CO;2).
- Wood, R., and C. S. Bretherton. (2006). On the Relationship between Stratiform Low Cloud Cover and Lower-Tropospheric Stability. *J. Climate*, 19, 6425–6432, <https://doi.org/10.1175/JCLI3988.1>.

- Wu, P., X. Dong, B. Xi, Y. Liu, M. Thieman, and P. Minnis (2017), Effects of environment forcing on marine boundary layer cloud-drizzle processes, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere.*, 122, 4463–4478, doi:[10.1002/2016JD026326](https://doi.org/10.1002/2016JD026326).

- Xiong, X., Chiang, K., Sun, J., Barnes, W. L., Guenther, B., & Salomonson, V. (2009). NASA EOS Terra and aqua MODIS on-orbit performance. *Advances in Space Research.*, 43, 413–422. DOI:[10.1016/j.asr.2008.04.008](https://doi.org/10.1016/j.asr.2008.04.008)

- Young, G. S., and J. Zawislak. (2006). An Observational Study of Vortex Spacing in Island Wake Vortex Streets. *Monthly Weather Review* **134**, 2285–2294, <https://doi.org/10.1175/MWR3186.1>.