



UNIVERSIDAD PERUANA
CAYETANO HEREDIA

“VARIABILIDAD DE ALTA
FRECUENCIA DEL VIENTO EN EL
SISTEMA DE AFLORAMIENTO
PERUANO BAJO ESCENARIOS DE
CAMBIO CLIMÁTICO (CMIP6)”

TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DEL MAR

VICTOR DANIEL CAMARENA PEREZ

LIMA – PERÚ

2022

ASESOR

Dr. Adolfo Vicente Chamorro Gomez

CO ASESOR

Dr. Jorge Larry Tam Malaga

JURADO DE TESIS

Dr. Francois Colas

PRESIDENTE

Dr. Matthieu Carré

VOCAL

Dr. Dimitri Gutierrez

SECRETARIO

DEDICATORIA.

A mis hermanas Janet y Kerly, quienes aún tienen esperanza en la educación a pesar de conocer su complejidad e infinitas dificultades, están dispuestas a persistir e ir pagando el precio.

AGRADECIMIENTOS.

A IMARPE por el financiamiento de la presente tesis y a la Universidad Peruana Cayetano Heredia por la subvención del programa Maestría en Ciencias del Mar de la Universidad Peruana Cayetano Heredia, mediante el concurso Becas Cobián para programas de Maestría 2019.

A mi asesor el Dr. Adolfo Chamorro y mi coasesor el Dr. Jorge Tam por orientarme durante el desarrollo de la presente tesis.

Al Laboratorio de Modelado Oceanográfico, Ecosistémico y Cambio Climático (LMOECC) del IMARPE, sus integrantes y sus investigadores asociados con quienes pude compartir algunas reuniones que ayudaron en el desarrollo de la presente tesis.

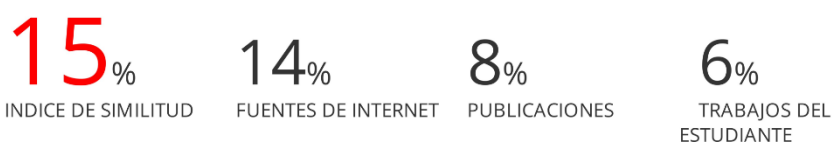
A mi familia por brindarme su apoyo incondicional mientras transcurrió el proceso de elaboración de tesis.

FUENTES DE FINANCIAMIENTO.

Financiada por el proyecto “Adaptación a los impactos del Cambio Climático en el ecosistema marino costero del Perú y sus pesquerías”, con el apoyo financiero del Proyecto Concytec - Banco Mundial “Caracterización y pronóstico de eventos extremos en el mar peruano usando un sistema operacional de información oceánica”, a través de su unidad ejecutora el Fondo Nacional de Desarrollo Científico, Tecnológico y de Innovación Tecnológica (Fondecyt), y desarrollada en el Laboratorio de Modelado Oceanográfico, Ecosistémico y Cambio Climático (LMOECC) del Instituto del Mar del Perú (IMARPE).

VARIABILIDAD DE ALTA FRECUENCIA DEL VIENTO EN EL SISTEMA DE AFLORAMIENTO PERUANO BAJO ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO (CMIP6)

INFORME DE ORIGINALIDAD



FUENTES PRIMARIAS

1	hdl.handle.net Fuente de Internet	1%
2	tel.archives-ouvertes.fr Fuente de Internet	1%
3	creativecommons.org Fuente de Internet	1%
4	repository.tudelft.nl Fuente de Internet	1%
5	fr.scribd.com Fuente de Internet	<1%
6	Adolfo Chamorro, Vincent Echevin, Cyril Dutheil, Jorge Tam, Dimitri Gutiérrez, François Colas. "Projection of upwelling-favorable winds in the Peruvian upwelling system under the RCP8.5 scenario using a high-resolution regional model", <i>Climate Dynamics</i> , 2021 Publicación	<1%

TABLA DE CONTENIDOS

RESUMEN.....	
ABSTRACT.....	
I. INTRODUCCIÓN.....	1
1. Marco teórico.....	2
1.1. El sistema de afloramiento peruano.....	2
1.2. Escenarios de cambio climático.....	3
1.3. Sistemas de afloramiento bajo cambio climático.....	6
1.4. Variabilidad de alta frecuencia del viento.....	12
2. Planteamiento del problema.....	16
3. Justificación.....	16
II. HIPÓTESIS.....	19
III. OBJETIVOS.....	20
IV. METODOLOGÍA.....	21
1. Diseño experimental.....	21
2. Población de estudio.....	21
3. Datos.....	24
4. Procedimientos y métodos.....	25
4.1. Metodología para la validación de datos de modelos CMIP6.....	25
4.2. Caracterización del viento superficial en condiciones actuales.....	32
4.3. Caracterización del viento superficial en condiciones futuras.....	34
4.4. Identificación y caracterización de eventos de viento débil y eventos de viento fuerte.....	36
5. Supuestos del diseño.....	38
6. Plan de análisis.....	41
V. RESULTADOS.....	42
1. Validación de datos atmosféricos de modelos climáticos CMIP6.....	42
1.1. Diagrama de Taylor multivariado.....	42
1.2. Índice de habilidad climática.....	45
1.3. Índice de variabilidad.....	46
2. Caracterización del viento a lo largo de la costa en el periodo histórico.....	48
3. Variabilidad interdiaria del viento para fines de siglo bajo condiciones de cambio climático.....	54
3.1. Cambios proyectados en verano.....	58
3.2. Cambios proyectados en otoño.....	60

3.3.	Cambios proyectados en invierno	62
3.4.	Cambios proyectados en primavera	64
4.	Eventos de viento débil y fuerte en el periodo histórico y futuro	70
4.1.	Eventos de viento fuerte.....	70
4.2.	Eventos de viento débil	77
VI.	DISCUSIÓN	86
1.	Sensibilidad de los análisis de variabilidad interdiaria a los indicadores de definición de viento fuerte/débil (percentiles 10 y 90)	86
2.	Variabilidad interdiaria del viento en el Sistema de Corrientes de Humboldt usando modelos CMIP6.....	89
3.	Sobre la implicancia del uso de un umbral fijo versus un umbral climatológico en la identificación de eventos de viento débil y fuerte.....	91
4.	Mecanismos que controlan el cambio en la variabilidad interdiaria el viento para fines de siglo	92
VII.	CONCLUSIONES	100
VIII.	RECOMENDACIONES	103
IX.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	104

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Sistemas de afloramiento de borde oriental	4
Figura 1.2	Concentración de CO ₂ bajo escenarios de cambio climático	5
Figura 1.3	Cambios en los sistemas de presión atmosférica bajo cambio climático en el hemisferio norte	7
Figura 1.4	Cambio en el estrés de viento bajo cambio climático en los sistemas de afloramiento de borde oriental	8
Figura 1.5	Esquema de la hipótesis de Bakun	8
Figura 1.6	Cambios en el viento en el sistema de afloramiento peruano bajo cambio climático desde un modelo regional	10
Figura 1.7	Ciclo diurno del viento en el Sistema de Corrientes de Humboldt	13
Figura 1.8	Variabilidad intraestacional del viento en el Sistema de Corrientes de Humboldt	14
Figura 1.9	Esquema del gradiente norte-sur de la temperatura superficial del mar	15
Figura 1.10	Relación entre el debilitamiento del viento y el incremento de la temperatura bajo el evento El Niño Costero 2017	17
Figura 1.11	Relación entre el esfuerzo de viento y la concentración de oxígeno superficial disuelto en el sistema de afloramiento de Oregon (EE. UU.)	18

Figura 4.1	Sistema de afloramiento peruano	23
Figura 4.2	Sistema de Corrientes de Humboldt	26
Figura 4.3	Distribución estadística normal del viento	33
Figura 4.4	Esquema de indicador de viento débil	34
Figura 4.5	Cambio en la distribución del viento bajo cambio climático	36
Figura 4.6	Esquema de la definición de eventos de viento débil/fuerte	40
Figura 5.1	Diagrama de Taylor multivariado de los modelos CMIP6 con referencia reanálisis CFSR	43
Figura 5.2	Índice de habilidad climática de los modelos CMIP6	44
Figura 5.3	Índice de habilidad climática de los modelos CMIP6, desagregado por variables	45
Figura 5.4	Índice de variabilidad del modelo para los modelos CMIP6	47
Figura 5.5	Índice variabilidad del modelo versus índice de habilidad climática para los modelos CMIP6	48
Figura 5.6	Variabilidad latitudinal del viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en verano, 1990-2010	49
Figura 5.7	Variabilidad latitudinal del viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en otoño, 1990-2010	50

Figura 5.8	Variabilidad latitudinal del viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en invierno, 1990-2010	51
Figura 5.9	Variabilidad latitudinal del viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en primavera, 1990-2010	52
Figura 5.10	Variabilidad latitudinal del viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en Máncora, 1990-2010	53
Figura 5.11	Variabilidad latitudinal del viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en Huacho, 1990-2010	53
Figura 5.12	Cambios proyectados bajo cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) en el viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en verano y otoño	55
Figura 5.13	Cambios proyectados bajo cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) en el viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en invierno y primavera	56
Figura 5.14	Cambios proyectados bajo cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) en indicadores asociados al viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en verano	59

Figura 5.15	Cambios proyectados bajo cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) en indicadores asociados al viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en otoño	61
Figura 5.16	Cambios proyectados bajo cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) en indicadores asociados al viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en invierno	63
Figura 5.17	Cambios proyectados bajo cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) en indicadores asociados al viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en primavera	65
Figura 5.18	Cambios proyectados bajo cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) en indicadores asociados al viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en Máncora	67
Figura 5.19	Cambios proyectados bajo cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) en indicadores asociados al viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en Huacho	68
Figura 5.20	Esquema de cambios proyectados bajo cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) en la distribución del viento desde los modelos CMIP6	69

Figura 5.21	Eventos de viento fuerte en el periodo histórica 1990-2010 y en periodo futuro 2080-2100 bajo cambio climático desde modelos CMIP6 en verano	73
Figura 5.22	Eventos de viento fuerte en el periodo histórica 1990-2010 y en periodo futuro 2080-2100 bajo cambio climático desde modelos CMIP6 en otoño	74
Figura 5.23	Eventos de viento fuerte en el periodo histórica 1990-2010 y en periodo futuro 2080-2100 bajo cambio climático desde modelos CMIP6 en invierno	75
Figura 5.24	Eventos de viento fuerte en el periodo histórica 1990-2010 y en periodo futuro 2080-2100 bajo cambio climático desde modelos CMIP6 en primavera	76
Figura 5.25	Eventos de viento débil en el periodo histórica 1990-2010 y en periodo futuro 2080-2100 bajo cambio climático desde modelos CMIP6 en verano	80
Figura 5.26	Eventos de viento débil en el periodo histórica 1990-2010 y en periodo futuro 2080-2100 bajo cambio climático desde modelos CMIP6 en otoño	81
Figura 5.27	Eventos de viento débil en el periodo histórica 1990-2010 y en periodo futuro 2080-2100 bajo cambio climático desde modelos CMIP6 en invierno	82
Figura 5.28	Eventos de viento débil en el periodo histórica 1990-2010 y en periodo futuro 2080-2100 bajo cambio climático desde modelos CMIP6 en primavera	83

Figura 6.1	Cambios proyectados bajo cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) en el viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en verano y otoño, con nuevos indicadores de viento débil y fuerte	87
Figura 6.2	Cambios proyectados bajo cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) en el viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en invierno y primavera, con nuevos indicadores de viento débil y fuerte	88
Figura 6.3	Cambios proyectados bajo cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) en el viento medio, débil y fuerte desde los modelos CMIP6 en la zona sur del Sistema de Corrientes de Humboldt	90
Figura 6.4	Covariabilidad del gradiente de presión superficial paralelo a la línea de costa y el viento paralelo a la línea de costa desde modelos CMIP6 y reanálisis CFSR en verano, 1990-2010	93
Figura 6.5	Covariabilidad del gradiente de temperatura superficial paralelo a la línea de costa y el viento paralelo a la línea de costa desde modelos CMIP6 y reanálisis CFSR en verano, 1990-2010	95
Figura 6.6	Covariabilidad del gradiente de temperatura tierra-mar y el viento paralelo a la línea de costa desde	96

modelos CMIP6 y reanálisis CFSR en verano, 1990-2010

- Figura 6.7** Cambios proyectados bajo un escenario pesimista de cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) del gradiente de temperatura superficial norte-sur y el viento paralelo a la línea de costa desde modelos CMIP6 en verano 98
- Figura 6.8** Cambios proyectados bajo un escenario pesimista de cambio climático (2080-2100 menos 1990-2010) del gradiente de temperatura superficial norte-sur y el viento paralelo a la línea de costa desde modelos CMIP6 en primavera 99

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.1	Cambios proyectados en el viento costero peruano desde modelos CMIP	11
Tabla 4.1	Características de las fuentes de datos del estudio	25
Tabla 4.2	Lista de fuentes de datos de modelos climáticos	30
Tabla 4.3	Cronograma de plan de análisis	41

RESUMEN

La variabilidad de alta frecuencia del viento tiene mucha importancia en el sistema de afloramiento peruano, dado que eventos cortos pero intensos del viento pueden provocar la ocurrencia de eventos oceanográficos extremos como olas de calor o eventos de hipoxia. En el presente trabajo se seleccionaron 12 de 16 modelos globales CMIP6 para evaluar los cambios en la variabilidad interdiaria del viento en el sistema de afloramiento peruano bajo dos escenarios futuros: SSP5-8.5 (pesimista) y SSP1-2.6 (optimista) en el periodo 2080-2100, comparado con el periodo histórico 1990-2010. No se encontraron cambios significativos en la distribución del viento bajo el escenario optimista, mientras que bajo el escenario pesimista los modelos proyectan un ligero desplazamiento de la distribución del viento diario hacia vientos de menor intensidad frente a la costa norte. Este cambio implica que: se incrementa la ocurrencia de días de viento débil (menor al percentil 25) entre 5-20% en verano y entre 5-21% en invierno, y disminuye la ocurrencia de días de viento fuerte (mayor al percentil 75) entre 10-15% en verano y entre 5-10% en invierno. Asimismo, se encontró que en el periodo histórico: i) los eventos de viento fuerte (días seguidos de viento fuerte) ocurren con una frecuencia entre 12 y 28 eventos por año, con mayor frecuencia frente la costa norte, con una duración entre 2 y 7 días, y una intensidad máxima entre 7 y 10 m/s, ii) los eventos de viento débil (días seguidos de viento débil) ocurren con una frecuencia entre 12 y 28 eventos por año, también con mayor frecuencia frente la costa norte, con una

duración entre 2 y 7 días, y una intensidad mínima entre 1 y 3 m/s. Bajo los escenarios futuros, no se proyectan cambios robustos en las características de los eventos de viento débil o fuerte, excepto en la ligera disminución de la intensidad de ambos eventos frente a la costa norte en el escenario pesimista. Además, se encontró que existe una probabilidad entre 30 y 40% que un día de viento débil (o fuerte) ocurra forzado por la disminución (o incremento) del gradiente norte-sur de temperatura superficial del mar (TSM) a lo largo de la costa. En el escenario pesimista, este mecanismo (gradiente norte-sur de la TSM) podría ser más activo y forzar los cambios proyectados en la distribución del viento frente a la costa norte.

Palabras clave: Cambio climático, Viento costero, Variabilidad interdiaria, Sistema de afloramiento peruano, Modelos CMIP6.

ABSTRACT

High wind frequency variability is very important in the Peruvian upwelling system, since short but intense wind events can cause the occurrence of extreme oceanographic events such as heat waves or hypoxia events. In the present work, 12 of 16 global CMIP6 models were selected to evaluate changes in interday wind variability in the Peruvian outcrop system under two future scenarios: SSP5-8.5 (pessimistic) and SSP1-2.6 (optimistic) in the period 2080-2100, compared to the historical period 1990-2010. No significant changes in wind distribution were found under the optimistic scenario, while under the pessimistic scenario the models project a slight shift in the daily wind distribution towards lower intensity winds off the north coast. This change implies that: the occurrence of weak wind days (less than the 25th percentile) increases between 5-20% in summer and between 5-21% in winter, and decreases the occurrence of days of strong wind (greater than the 75th percentile) between 10-15% in summer and between 5-10% in winter. Likewise, it was found that in the historical period: i) strong wind events (consecutive days of strong wind) occur with a frequency between 12 and 28 events per year, most often off the north coast, with a duration between 2 and 7 days, and a maximum intensity between 7 and 10 m/s, ii) weak wind events (consecutive days of weak wind) occur with a frequency between 12 and 28 events per year, also most frequently off the north coast, with a duration between 2 and 7 days, and a minimum

intensity between 1 and 3 m/s. Under future scenarios, no robust changes in the characteristics of weak or strong wind events are projected, except in the slight decrease in intensity of both events off the north coast in the pessimistic scenario. In addition, it was found that there is a 30 to 40% chance that a day of weak (or strong) wind will occur forced by the decrease (or increase) of the north-south gradient of sea surface temperature (SST) along the coast. In the pessimistic scenario, this mechanism (north-south gradient of the SST) could be more active and force the projected changes in wind distribution off the north coast.

Keywords: Climate change, Coastal wind, Interdaily variability, Peruvian upwelling system, CMIP6 models.

I. INTRODUCCIÓN

¿Cuál será el impacto del cambio climático sobre el mar peruano y sus recursos pesqueros? ¿Cómo diseñar un plan de adaptación al cambio climático? Todo intento de responder a estas preguntas requiere previamente contestar cuál será el panorama futuro del viento frente a la costa peruana, lo cual es objeto del presente proyecto. Esto se debe a que el viento es el principal motor del afloramiento de aguas frías y ricas en nutrientes de las profundidades del mar hacia la superficie en el sistema de afloramiento peruano que es la parte norte del Sistema de Corrientes de Humboldt (Montecino and Lange, 2009).

Desde que el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC) trabaja constantemente para proveer informes acerca de la situación actual del cambio climático, así como proyecciones futuras; asimismo provee herramientas para estas investigaciones como son una familia de modelos climáticos globales CMIP. El presente trabajo aprovecha la disponibilidad de los modelos climáticos CMIP6 para estudiar el cambio climático a largo plazo bajo distintos escenarios futuros como el pesimista y optimista. Específicamente, aquí se presenta un estudio acerca de la variabilidad de alta frecuencia del viento en el sistema de afloramiento peruano, que ha sido poco estudiada en el periodo histórico (últimas décadas) como en el período futuro (fines de siglo).

1. Marco teórico

La pesca mundial se agrupa en tres zonas principales entre las cuales la pesca en zonas de afloramiento representa una parte importante de la pesca mundial (FAO, 2010). Las zonas de afloramiento son sistemas caracterizados por el desarrollo de un proceso físico dirigido por el viento superficial sobre el océano que inducen un ascenso hacia la superficie de aguas profundas que son frías y ricas en nutrientes, en un fenómeno denominado surgencia o afloramiento costero. Esto da lugar a su elevada productividad primaria de modo que sustentan una buena parte de la captura global (Chavez and Messié, 2009). Si bien para estos sistemas se ha observado una variabilidad interdecadal con una tendencia de intensificación del afloramiento (Narayan et al., 2010), se tiene que en los últimos 20 años la pesca en las zonas de afloramiento ha ido disminuyendo (FAO, 2018). Es por ello que hay cierta preocupación por realizar estudios sobre estos sistemas.

1.1. El sistema de afloramiento peruano

El sistema de afloramiento peruano es la zona de mayor actividad de surgencia del Sistema de Corrientes de Humboldt (Chavez and Messié, 2009), ubicada aproximadamente entre los 3.5°S y 18.5°S. Esta zona se caracteriza por un afloramiento costero permanente durante todo el año, dirigido por el viento que fluye hacia el Ecuador durante todo el año, y por tener aguas costeras superficiales frías en promedio anual, como consecuencia del afloramiento (Figura 1.1.a). La intensidad del afloramiento es modulada por la estación del año (estacionalidad), siendo más intenso en invierno y menos activo en verano (Montecino and Lange, 2009).

Estas características físicas promueven altos niveles de clorofila-a (Figura 1.1.b) y alta productividad primaria para el sistema de afloramiento peruano. Se ha reportado que, durante las últimas décadas, la parte centro-sur del sistema de afloramiento peruano exhibe un incremento de la productividad primaria en fase con el enfriamiento de la superficial del mar (Gutiérrez et al., 2011), acompañada de una tendencia en el estrés de viento en las observaciones que es positiva para los periodos 1952-1988 (Bakun, 1990). Sin embargo, Belmadani et al. (2014) mostraron que esta tendencia no es significativa, y se debe a cambios en el protocolo observacional (Tokinaga and Xie, 2011). Además, Narayan et al. (2010) encontraron que las tendencias en el viento obtenidas de diferentes bases de datos difieren entre sí.

1.2. Escenarios de cambio climático

Por otro lado, la actividad humana está ocasionando un cambio en el estado medio del clima en un proceso que se denomina cambio climático, asociado principalmente al efecto de los gases de efecto invernadero. Para estudiar los efectos del cambio climático, el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC) ha estandarizado un protocolo experimental para las proyecciones de cambio climático agrupando diferentes Modelos de Circulación General Acoplado Atmósfera-Océano (AOGCMs) en el Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP). Actualmente, se está mudando de la fase cinco (CMIP5) de este proyecto de modelos climáticos globales a la fase seis (CMIP6).

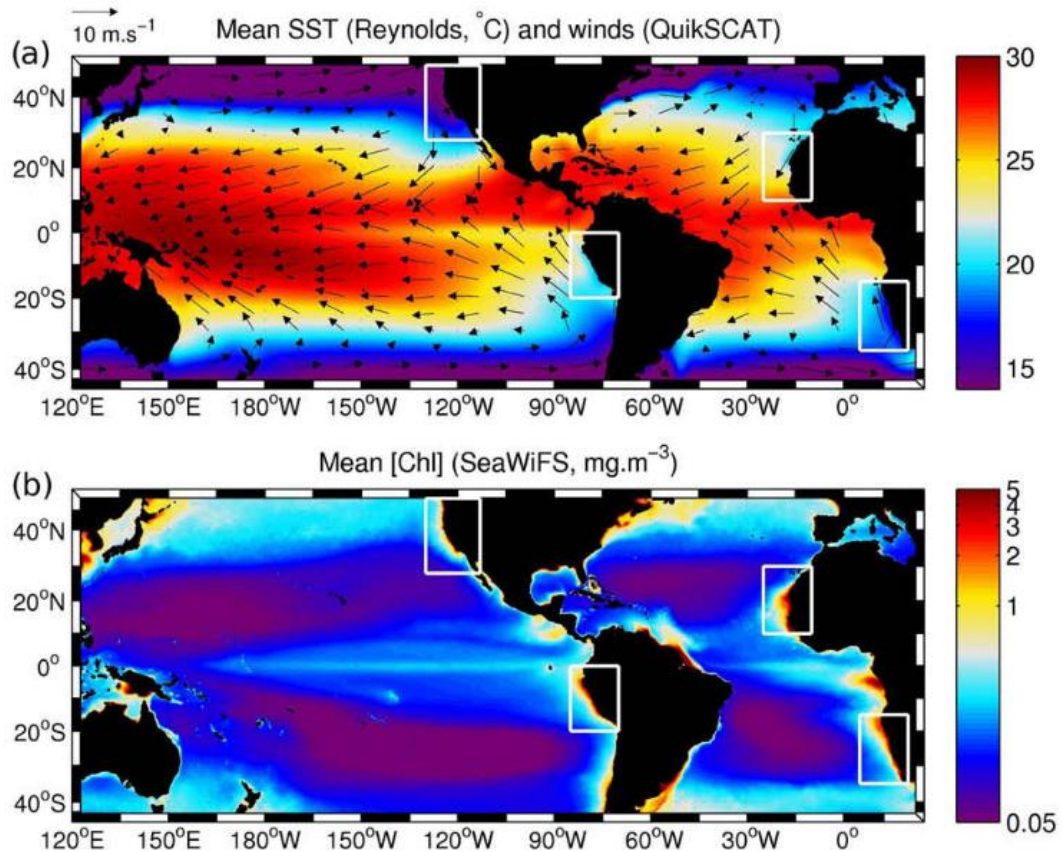


Figura 1.1. Mapa a escala de cuenca oceánica de (a) temperatura superficial del mar y viento a 10 metros sobre el mar, (b) clorofila-a, mostrando las locaciones de los principales sistemas de afloramiento de borde oriental. El sistema de afloramiento peruano en el recuadro izquierdo inferior. (Chavez and Messié, 2009).

El proyecto CMIP6 permite realizar una investigación con intercomparación de modelos a largo plazo (escala temporal del siglo) por medio del subproyecto ScenarioMIP (Eyring et al., 2016). Para ello, se define cada escenario de cambio climático en función a un Camino de Concentración Representativa (RCP) y un Camino Socioeconómico Compartido (SSP). Un RCP se determina por un nivel de forzante radiactivo en W/m^2 dominado por la emisión CO₂, y va desde 1.9 hasta 8.5. Un SSP se caracteriza por una tendencia de desarrollo sostenible etiquetada por

1 a una de desarrollo basado en combustibles fósiles etiquetada por 5 (Eyring et al., 2016). Un escenario pesimista es basado en un RCP8.5 y un SSP5, y se denota por SSP5-8.5. Un escenario optimista es basado en un RCP2.6 y un SSP1, y se denota por SSP1-2.6. Estas definiciones de escenarios optimista y pesimista permiten hacer comparaciones con los respectivos escenarios RCP del CMIP5, y además ofrecen una mejor acotación de las asunciones bajo las cuales se proyectan (Figura 1.2). Todas estas características de los modelos CMIP6 permiten el estudio de la más importante cuestión para la sociedad: el impacto del cambio climático en la pesca en las zonas de afloramiento. Las proyecciones de los modelos CMIP5 muestran que la temperatura superficial se incrementa entre 1 y 4°C para el periodo 2046-2065 bajo el escenario RCP8.5 en la región del Pacífico sur oriental, en mayor medida en la tierra que en el océano.

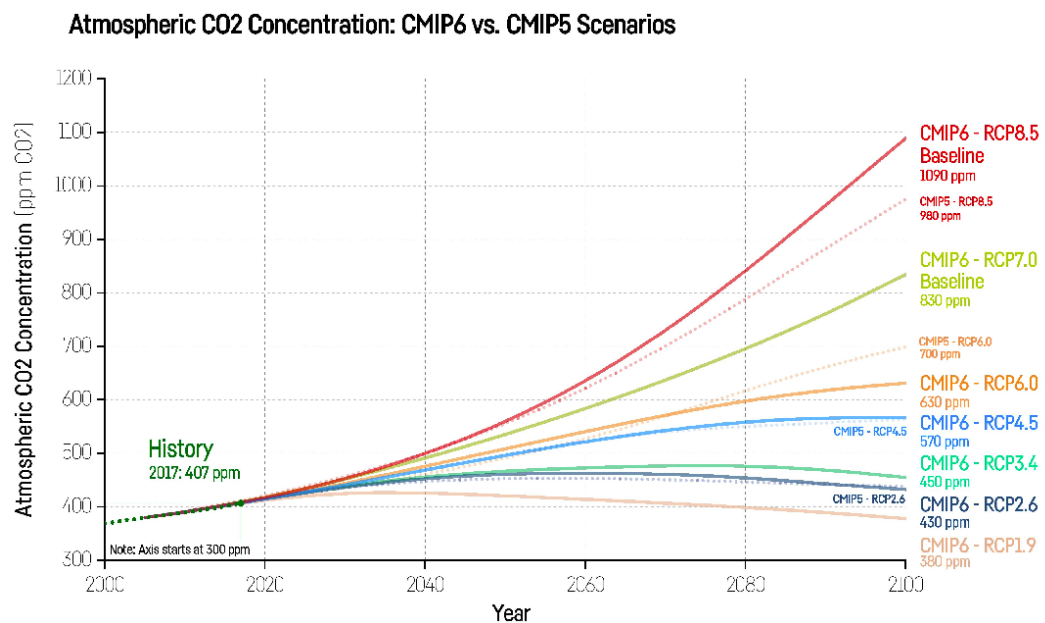


Figura 1.2. Concentración de CO2. Comparación entre los escenarios de cambio climático basados en los RCP's del proyecto CMIP5 y en los SSP's del proyecto CMIP6 (Ritchie, J. (2018); <https://twitter.com/jritch/status/1086290720976101377>).

1.3. Sistemas de afloramiento bajo cambio climático

Aquí se presentan los estudios previos sobre el impacto del cambio climático sobre el viento en el sistema de afloramiento peruano y algunos estudios sobre la variabilidad de alta frecuencia para el Sistema de Corrientes de Humboldt.

Efectos del cambio climático sobre el viento en los sistemas de afloramiento

Análisis de las simulaciones de un conjunto de modelos climáticos globales del CMIP5-IPCC muestran que para fines del siglo XXI el viento se intensificará en latitudes altas pero se debilitará en latitudes bajas en las regiones de afloramiento (Rykaczewski et al., 2015; Wang et al., 2015). Estos cambios están asociados con la migración hacia el polo de las principales celdas atmosféricas de alta presión (Rykaczewski et al., 2015), cuya variabilidad histórica ha sido asociada a la variabilidad de los vientos favorables al afloramiento (Figura 1.3; García-Reyes et al. (2015)). Para la región del SCH, como se observa en la Figura 1.4, la intensificación proyectada del viento corresponde mayormente a la zona frente de Chile; mientras que, la débil intensificación proyectada para la zona frente al sur de Perú no es robusta.

Adicionalmente, Bakun (1990) propone que los vientos en los sistemas de afloramiento pueden incrementarse en el futuro debido al incremento del contraste de temperatura tierra-mar que debilitaría el sistema terrestre de baja presión, dado que la temperatura de la tierra se elevaría más rápido que la temperatura del océano, asociado a su menor capacidad calorífica (Figura 1.5).

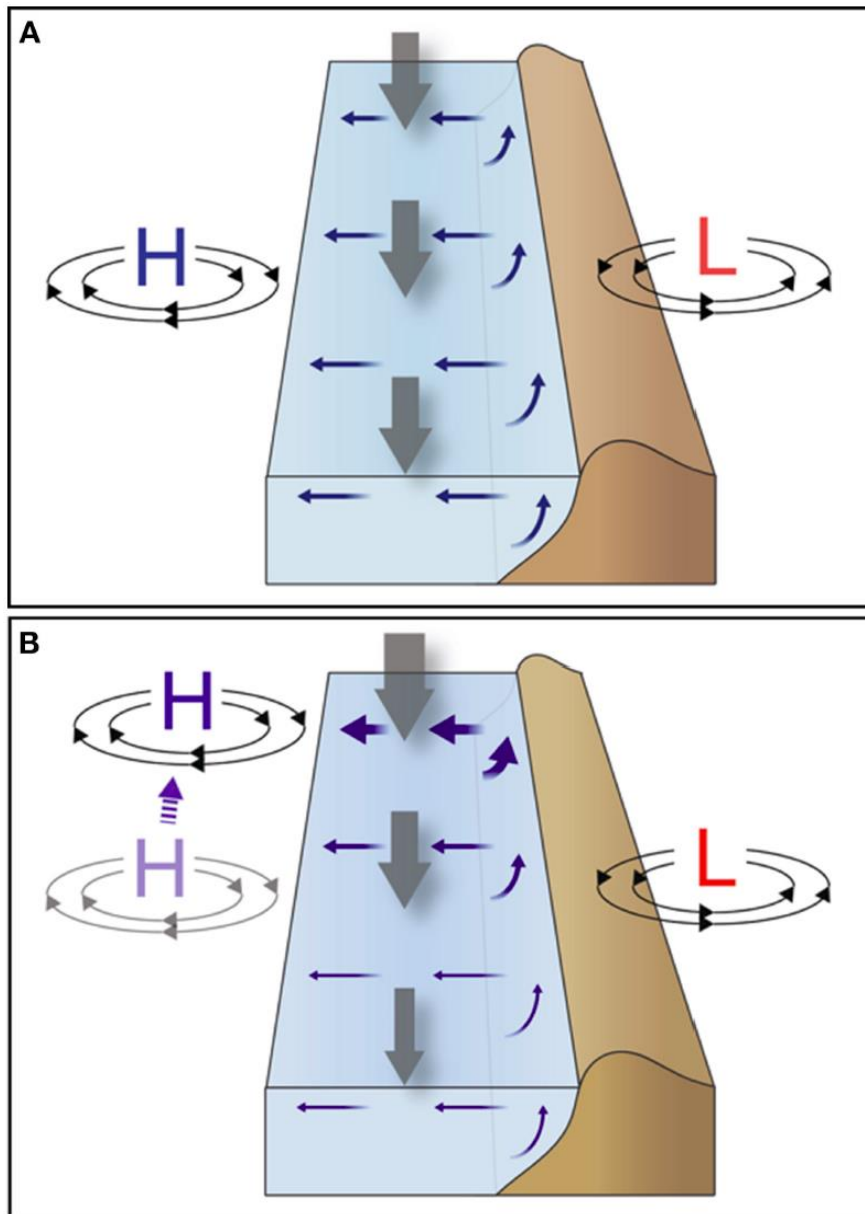


Figura 1.3. Cambios esperados bajo cambio climático, en el hemisferio norte. (A) Presente: La presión entre los sistemas de alta presión oceánica y terrestre baja impulsa vientos favorables al afloramiento (flechas grises) y, por lo tanto, afloramientos (flechas azules). (B) Futuro: migración hacia los polos de los sistemas oceánicos de alta presión, que conduce a vientos intensificados (debilitados) y afloramientos en las regiones hacia los polos (hacia el ecuador) de los sistemas de afloramientos del límite oriental. (García-Reyes et al., 2015).

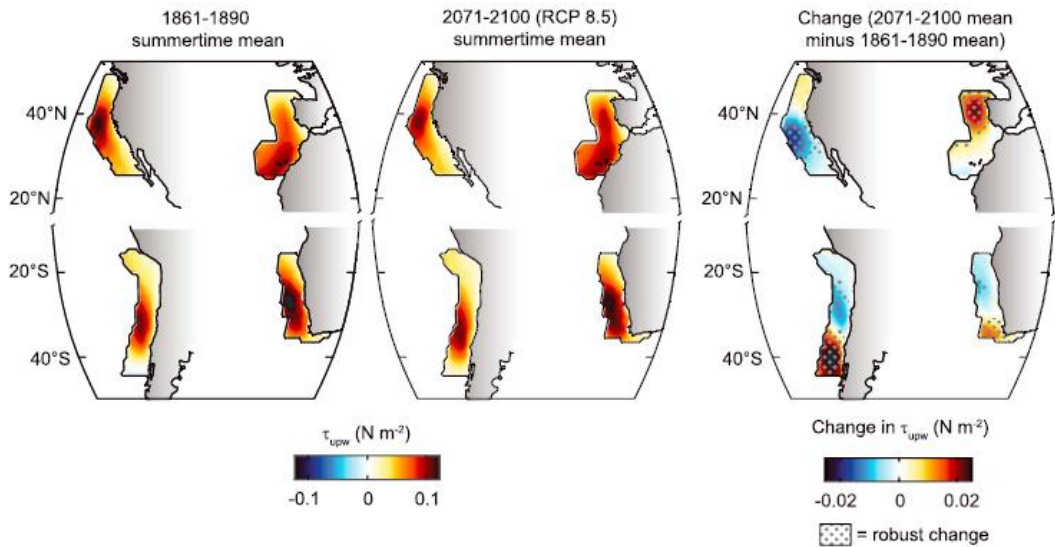


Figura 1.4. Distribución media multimodelo del viento favorable al surgimiento medio en los cuatro principales sistemas de afloramiento del mundo durante el horario de verano para el (izquierda) período 1861–1890, (centro) período 2071–2100, (derecha) cambio entre los dos períodos. El punteado indica las áreas de cambio robusto en los modelos. La región considerada para el SCH abarca las latitudes 16°S–44°S. (Rykaczewski et al., 2015).

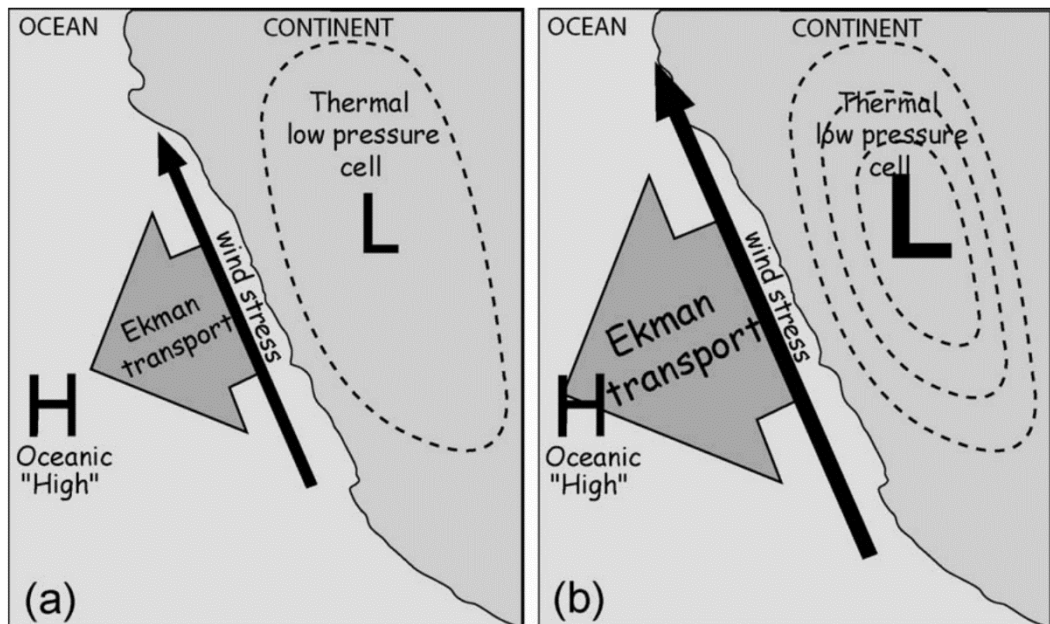


Figura 1.5. Diagrama del mecanismo de intensificación de la surgencia: (a) una celda “térmica” de baja presión se acumula sobre la masa terrestre costera debido al

calentamiento de la superficie continental en relación con el océano que se calienta más lentamente, ejerciendo una tensión geostrofica del viento hacia el ecuador sobre la superficie del mar que, a su vez, impulsa el transporte Ekman de aguas superficiales oceánicas dirigido hacia el mar y el correspondiente afloramiento de aguas más profundas necesarias para reemplazar las aguas superficiales transportadas mar adentro; (b) la acumulación de gases de efecto invernadero en la atmósfera inhibe el enfriamiento nocturno de las zonas costeras calentadas, aumentando la intensidad promedio de la celda costera de baja presión y el viento asociado favorable a la surgencia, que en términos impulsa aumentos cuadráticos (o mayores) en el transporte de superficie en alta mar y resultante surgencia. (Bakun and Weeks, 2008).

Estudios regionales de cambio climático

Existen pocos estudios regionales sobre el impacto del cambio climático sobre el viento para el sistema de afloramiento peruano. Estos trabajos se basan en un desarrollo de reducción de escala espacial para ganar mayor resolución al analizar el viento anual y su ciclo estacional en un futuro principalmente bajo escenarios pesimistas de cambio climático.

Goubanova et al. (2011) usaron un método de reducción de escala espacial estadístico que establece regresiones lineales múltiples entre variables regionales (predecibles) y características globales (predictores) en condiciones actuales. Bajo la hipótesis de preservación de estas regresiones, aplicó este método a las condiciones globales futuras para predecir las variables regionales. Los resultados obtenidos muestran que, bajo un escenario de cambio climático CMIP3 4xCO₂, un debilitamiento del viento en verano de un ~ 10% frente a la costa peruana.

Belmadani et al. (2014) utilizaron un modelo de circulación global con capacidad de reducción de escala espacial dinámico mediante un refinamiento progresivo de una configuración inicial dada, que tiene la ventaja de permitir analizar los forzantes físicos de los cambios en el viento. Los resultados muestran, bajos escenarios de cambio climático CMIP3 4xCO₂, un debilitamiento del viento asociado con un decrecimiento del gradiente de presión a lo largo de la costa. Además, el incremento de la diferencia de temperatura tierra-mar no aparece como conductor de cambios del gradiente de presión perpendicular a la costa.

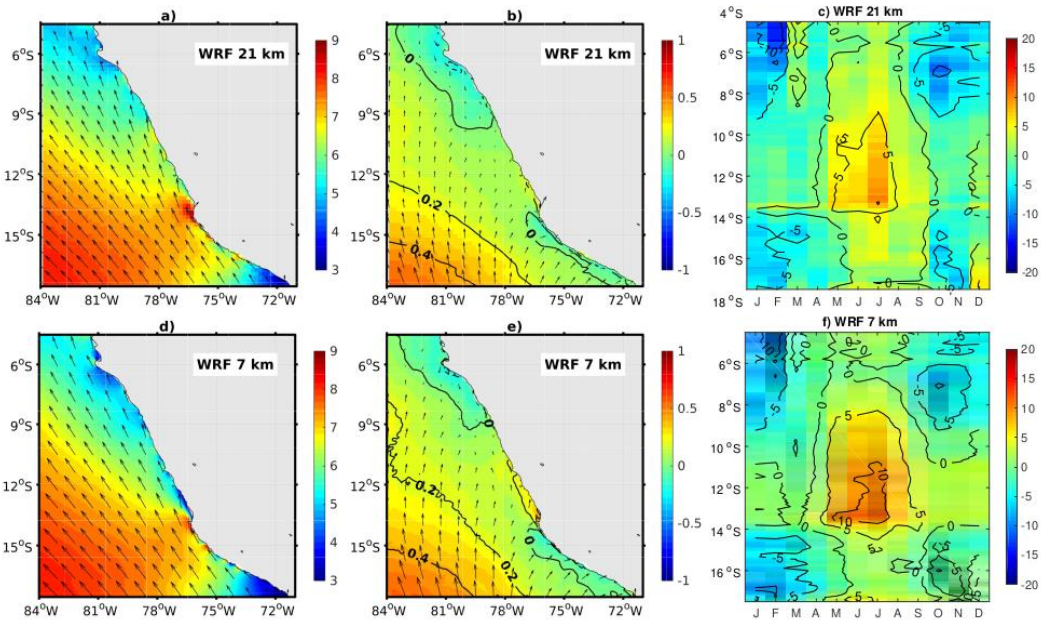


Figura 1.6. Viento superficial medio en el período 2086-2095 bajo el escenario RCP8.5 (pesimista) a una resolución espacial de a) 21 km y d) 7 km. Cambio en el viento superficial medio (promedio 2086-2095 menos promedio 1994-2003) a una resolución espacial de b) 21 km y e) 7 km. Cambio relativo (en %) en el ciclo estacional medio de los vientos costeros (en una banda costera de 100 km) para el período 2086-2095 en relación con el período 1994-2003 a una resolución espacial de c) 21 km y f) 7 km. (Chamorro Gómez, 2021).

En un estudio más actual, Chamorro Gómez (2021) realizó una reducción de escala de los datos promedio de 31 modelos CMIP5 usando un modelo regional atmosférico (WRF) a alta resolución (7 km), y encontró que el viento costero se debilita en verano (entre 0-5%) y se intensifica en invierno (entre 0-10%) para el periodo 2086-2095 bajo un escenario RCP8.5, asociados principalmente con cambios en la posición e intensidad del Anticiclón del Pacífico Sur (APS).

La Tabla 1.1 resume los estudios regionales realizados sobre el impacto del cambio climático sobre el viento frente a la costa peruana. Estos muestran un acuerdo para la disminución de la intensidad del viento en verano para fines de siglo bajo un escenario pesimista, mientras que para la estación de invierno no hay un consenso sobre lo que ocurriría en un escenario futuro.

Tabla 1.1. Cambios proyectados en el viento costero peruano desde modelos CMIP.

Referencia	Modelos (escenarios)	Resolución	Periodo		Cambios proyectados		
			Histórico	Futuro	Media anual	Verano	Invierno
Goubanova et al., 2011	CMIP3 (2xCO ₂ , 4xCO ₂)	50 km	1970- 1999	2120- 2149	-(5-10%)	-(5-10%)	--
Belmadani et al., 2014	CMIP3 (2xCO ₂ , 4xCO ₂)	50 km	1970- 1999	2079- 2099	-(10-20%)	-(20-30%)	-(5-10%)
Chamorro Gómez, 2021	CMIP5 (RCP8.5)	7 km	1994- 2003	2086- 2095	--	-(0-5%)	+(5-10%)

1.4. Variabilidad de alta frecuencia del viento

Los estudios previos, no han analizado los cambios proyectados para la variabilidad de más alta frecuencia del viento, como la variabilidad intraestacional y diaria, que tienen importancia en la circulación local, transporte de masas, profundidad de la capa de mezcla, y otros procesos físicos asociados al afloramiento.

Se entiende por variabilidad del ciclo diurno del viento como aquella variación del viento que ocurre en intervalos de tiempo de 12 horas. Se ha observado que el viento diurno o brisa marina puede forzar corrientes baroclínicas complejas cerca de la costa sudamericana, particularmente próximas a latitudes críticas $\pm 30^\circ\text{S}$ (Lerczack et al., 2001) y por lo tanto modifica las condiciones físicas del ecosistema marino subyacente. Enfield (1981) señala que el mecanismo físico que controla la variabilidad diaria es el gradiente térmico tierra-mar, que experimenta un cambio al pasar de las horas de luz a las de oscuridad. Rahn and Garreaud (2014) mostraron que la mayor diferencia de la intensidad de los vientos noche-día a lo largo de la costa se ubica entre los 20°S - 30°S y frente a la costa Norte de Perú. La diferencia diurna en la intensidad del viento en el Norte-Centro de Chile es en gran parte causada por el aumento diurno del flujo del sur paralelo a la costa; en contraste, la variación diurna a lo largo de la costa sur-centro del Perú es débil, y alcanza su mínimo durante la estación de vientos fuertes (junio a setiembre, Figura 1.7). Por otro lado, en el trabajo de Takahashi (2012) se muestra, mediante experimentos con un modelo atmosférico regional, que el ciclo diurno del viento frente a la costa se asocia con las mareas atmosféricas migratorias forzadas por la absorción de

radiación solar por el vapor de agua, así como con la brisa marina forzada por el calentamiento diurno de la tierra.

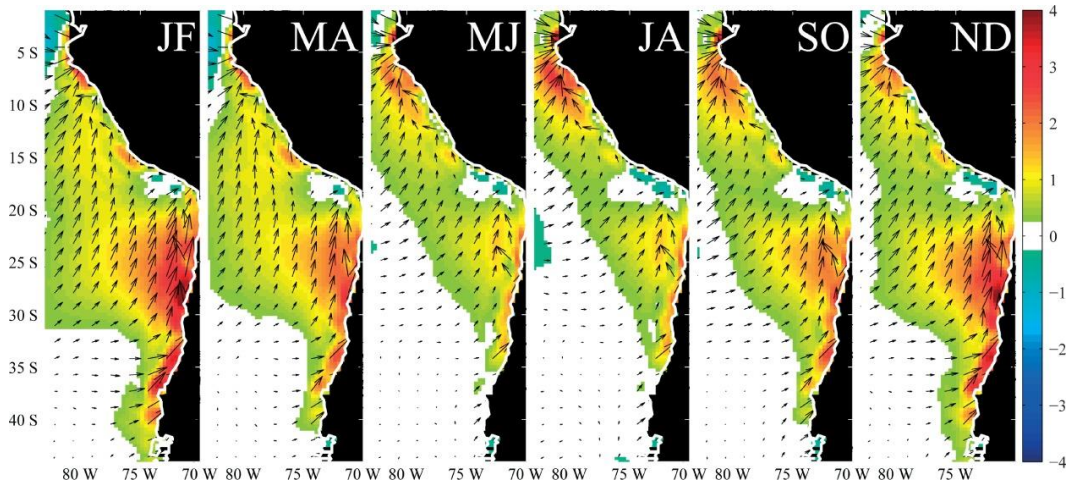


Figura 1.7. Vector diferencia de velocidad (flechas) y variación de rapidez (m/s, color) 00-12 UTC medio bimensual (1970-2010) del viento a 10 m sobre el nivel del mar desde el modelo CFSR. (Rahn and Garreaud, 2014).

Se entiende por variabilidad intraestacional del viento como aquella fluctuación del viento que se superpone a la variabilidad estacional del viento en períodos más cortos de 10-25 días y 35-60 días. Estas fluctuaciones se intensifican en algunas regiones costeras, alrededor de 5°S y alrededor de 15°S (Figura 1.8). Estudios en condiciones actuales (Dewitte et al., 2011), señalan que las variaciones en periodos de 10-25 días son remotamente forzadas por las perturbaciones atmosféricas migratorias a través del APS y las variaciones en periodos de 35-60 días, están asociadas con el forzamiento combinado de las ondas Kelvin ecuatoriales oceánicas y las perturbaciones atmosféricas migratorias en las latitudes medias.

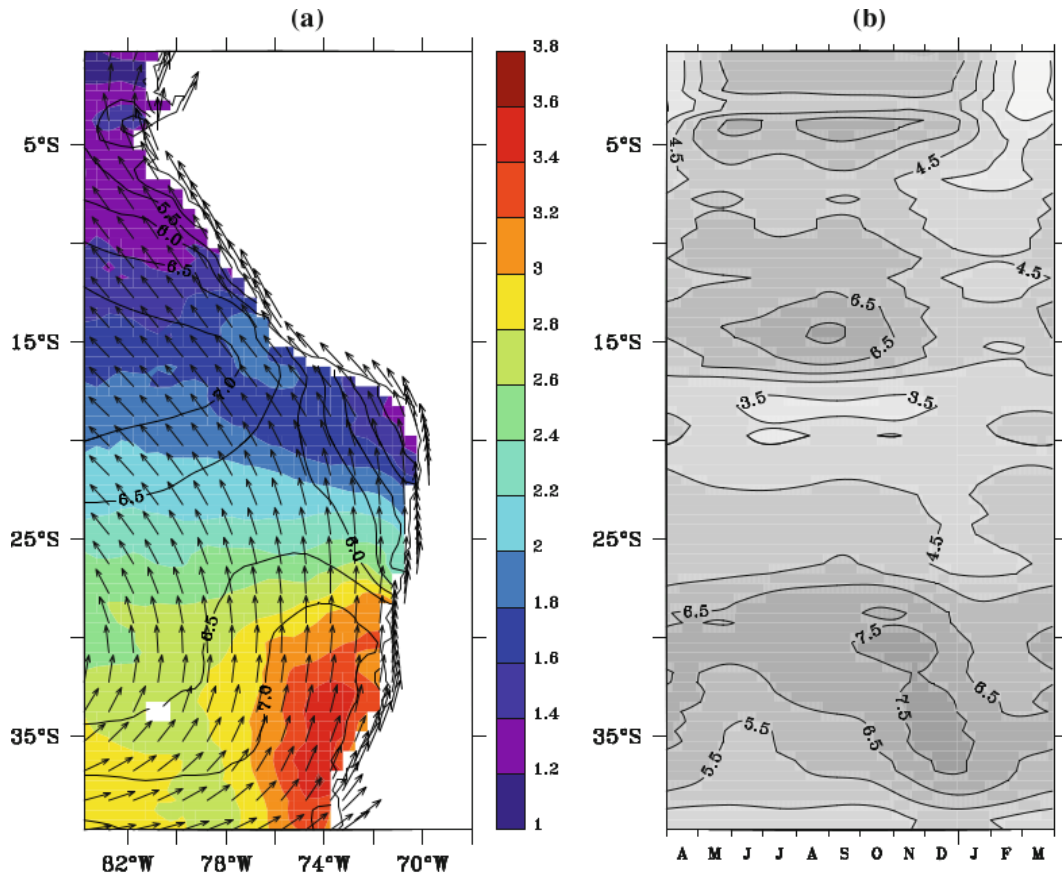


Figura 1.8. Viento de superficie frente a Perú-Chile desde el satélite QuikSCAT durante el periodo 2000-2008. (a) Velocidad media del viento (contornos, en m/s), variabilidad intraestacional de la velocidad del viento (colores) y dirección de la velocidad del viento (flechas) frente al Perú-Chile. La variabilidad intraestacional se calcula como la varianza climatológica 15 días-móvil de la anomalía de la velocidad del viento. Las flechas gruesas sobre la tierra indican la dirección media del viento en el primer punto de la grilla que limita con la costa. (b) Ciclo estacional medio de la velocidad del viento a lo largo de la costa oeste de América del Sur calculado por la proyección en la dirección cercana a lo largo de la costa indicada por flechas gruesas en (a). Se muestra el promedio de los tres puntos de la cuadrícula cerca de la costa. La figura indica dos regiones de eventos de chorros costeros: a $\sim 15^\circ\text{S}$ y entre 30 y 37°S . (Goubanova et al., 2011).

Los valores extremos en la variabilidad intraestacional del viento, que ocurre en escala de días y semanas, son importante pues pueden tener una fuerte repercusión en la probabilidad de ocurrencia de eventos oceanográficos extremos, como por ejemplo olas de calor y eventos de hipoxia/anoxia. En un reciente estudio, Aguirre et al. (2019) mostraron que estos eventos extremos serían más frecuentes a altas latitudes y menos frecuentes a bajas latitudes para fines de siglo bajo un escenario pesimista RCP8.5, sin embargo, en este trabajo no se estudió la variabilidad intraestacional en el SCH Perú al norte de 15°S.

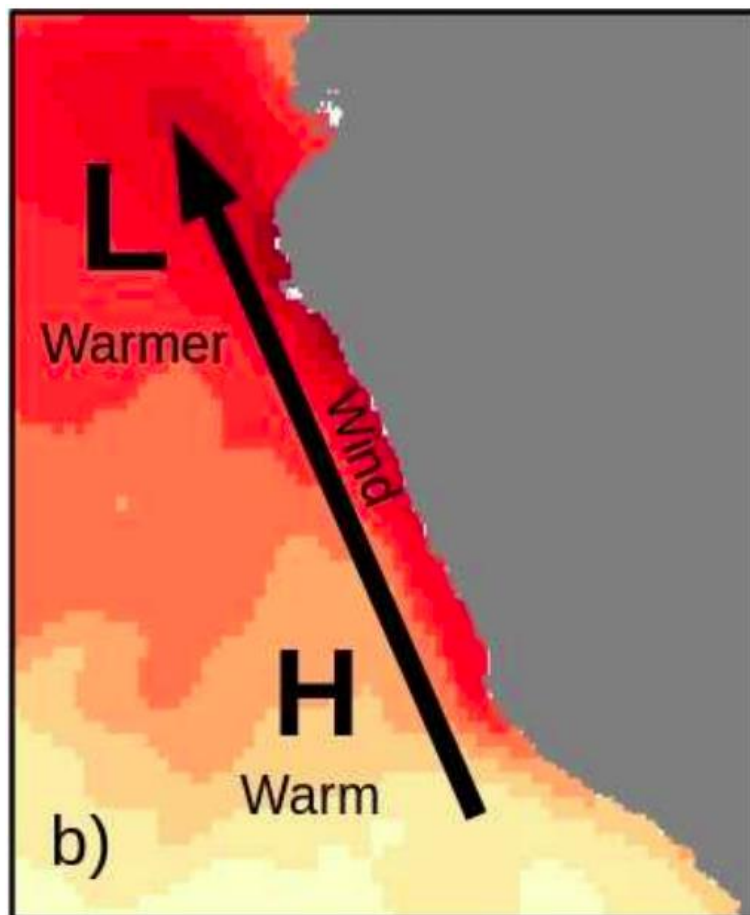


Figura 1.9. Esquema del gradiente norte-sur de la temperatura superficial del mar. (Chamorro et al., 2018).

Respecto de los mecanismos físicos que controlan el viento en superficie, se tienen ya varios de ellos conocidos. El principal mecanismo que modula el viento paralelo a la línea de costa frente a Perú es el gradiente de presión a lo largo de la línea de costa (Belmadani et al., 2014). De hecho, se pueden considerar los mecanismos asociados al gradiente de presión: el gradiente térmico tierra-mar, el gradiente zonal de la temperatura superficial del mar (Chamorro et al., 2021), el gradiente norte-sur de la temperatura superficial del mar (Figura 1.9; Chamorro et al., 2018), la actividad de anticiclones migratorios (Dewitte et al., 2011).

2. Planteamiento del problema

La pregunta de investigación consiste en determinar qué características se proyectan para la variabilidad interdiaria del viento frente a la costa peruana bajo los escenarios pesimista y optimista de cambio climático para fines de siglo XXI, desde modelos climáticos de última generación, y cuáles son los roles de los mecanismos forzantes.

3. Justificación

Un entendimiento completo de los panoramas que muestran los modelos climáticos sobre el factor atmosférico crítico de los sistemas de surgencia bajo escenarios de cambio climático para fines de siglo es importante por su conexión con los procesos físicos, bioquímicos y biológicos que ocurren en estos sistemas. De este modo, el presente trabajo permitirá investigar la componente atmosférica del SCH Perú en escenarios de cambio climático. Especialmente, la variabilidad de alta frecuencia del viento tiene importancia en la circulación local, transporte de masas,

profundidad de la capa de mezcla, y otros procesos físicos asociados al afloramiento (Renault et al., 2012; Aguirre et al., 2014; Bonicelli et al., 2014), y además puede tener una fuerte repercusión en la probabilidad de ocurrencia de eventos oceanográficos extremos como por ejemplo olas de calor (Figura 1.10; Garreaud, 2018) y eventos de hipoxia/anoxia (Figura 1.11; Adams et al., 2013).

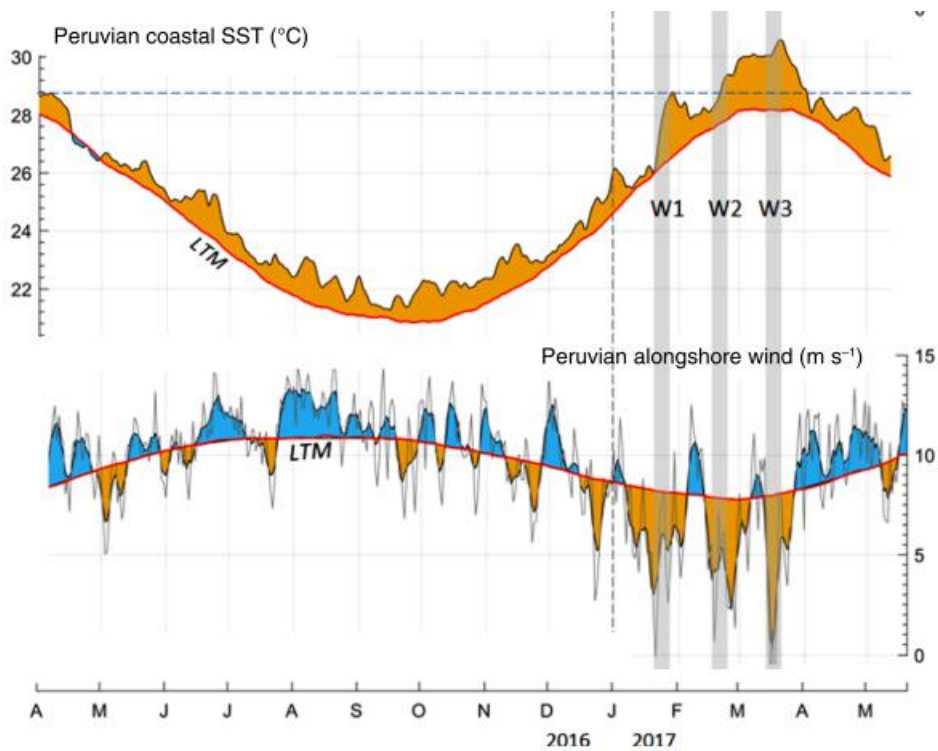


Figura 1.10. Relación entre el debilitamiento de viento y el incremento de temperatura durante el verano del 2017 bajo el evento El Niño Costero 2017 (bandas grises; Garreaud, 2018).

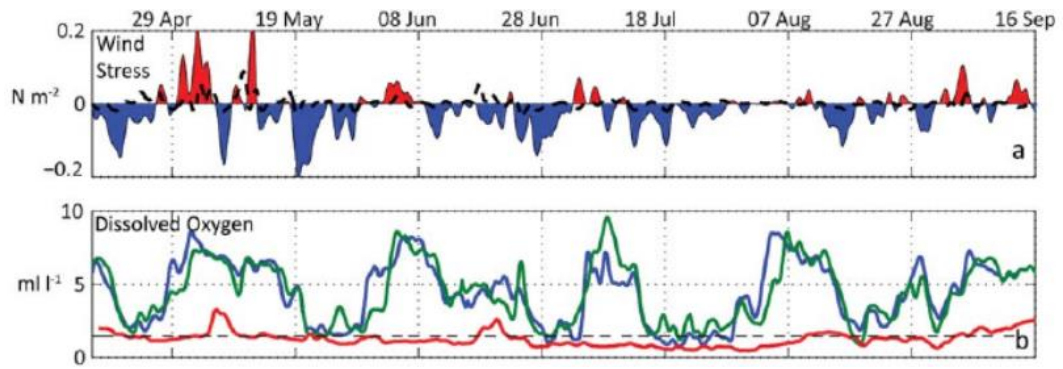


Figura 1.11. Relación entre el esfuerzo de viento y la concentración de oxígeno superficial disuelto en el sistema de afloramiento de Oregon (EEUU). (Adams et al., 2013).

La información atmosférica generada se utilizará en simulaciones oceanográficas de escala local, y posteriores modelos bioquímicos y biológicos. Por tanto, el conocimiento adquirido en este proyecto contribuirá en el diseño de políticas adaptación a los impactos del cambio climático en el manejo y gestión de los ecosistemas marinos costeros del Perú (Banco Interamericano de Desarrollo, 2019).

II. HIPÓTESIS

Si, bajo un escenario pesimista de cambio climático, se debilitan los gradientes norte-sur de presión atmosférica y de temperatura superficial del mar a lo largo de la costa peruana, entonces, la distribución de frecuencia del viento favorable al afloramiento presentará un desplazamiento hacia vientos de menor intensidad, aumentando (disminuyendo) los días de viento débil (fuerte).

III. OBJETIVOS

Objetivo general

Analizar la variabilidad interdiaria del viento superficial frente a la costa peruana, bajo escenarios de cambio climático pesimista/optimista para fines de siglo XXI, usando datos recientes de modelos climáticos CMIP6, e investigar sus mecanismos forzantes.

Objetivos específicos

Esta meta se desglosa en los siguientes objetivos específicos:

- Evaluar y seleccionar los modelos IPCC-CMIP6 según su habilidad climática respecto al SCH Perú-Chile.
- Caracterizar la variabilidad interdiaria del viento superficial frente a la costa peruana en condiciones actuales usando datos observados y de modelos IPCC-CMIP6.
- Caracterizar y evaluar el cambio, en condiciones futuras, de la variabilidad interdiaria del viento superficial frente a la costa peruana usando datos de modelos IPCC-CMIP6.
- Identificar y caracterizar los eventos de viento débil y fuerte frente a la costa peruana, tanto en el periodo histórico como en el periodo futuro, usando datos de reanálisis CFSR y de modelos IPCC-CMIP6.
- Determinar la relación entre el cambio en las características de la variabilidad interdiaria del viento superficial frente a la costa peruana y el cambio en las características de posibles agentes forzantes.

IV. METODOLOGÍA

En este capítulo se enuncian los lineamientos seguidos para el problema abordado.

1. Diseño experimental

El trabajo de investigación es de naturaleza descriptivo-analítico basado en modelos numéricos y datos observados. Aquí se describe las características del viento frente a la costa peruana en una escala temporal diaria e intraestacional, tanto en condiciones actuales como bajo escenarios de cambio climático.

Primeramente, se realizó la recolección de los datos de modelos numéricos del proyecto CMIP6 y de datos observados (reanálisis CFSR). Luego, se hizo una caracterización del viento superficial en el sistema de afloramiento peruano en condiciones actuales o históricas. En seguida, se pasó un proceso de validación y selección de modelos en función a las características atmosféricas del sistema de afloramiento peruano. Entonces, se realizó una caracterización del viento en condiciones futuras bajo escenarios de cambio climático optimista y pesimista. Finalmente, se analizaron los posibles mecanismos forzantes que controlan los cambios en el viento.

2. Población de estudio

La región de estudio corresponde al Sistema de afloramiento peruano, zona norte del Sistema de Corrientes de Humboldt (SCH), abarcando el rango latitudinal 5°N-

25°S y el rango longitudinal 100°O-65°O (Figura 4.1). Además, también se tuvo en cuenta la región del SCH Perú-Chile (5°N-50°S, 160°O-60°O) para la validación de los datos de modelos pues es donde se encuentra el principal mecanismo forzante de la variabilidad del viento, el Anticiclón del Pacífico Sur. El viento costero será estudiado en una zona limitada por la línea de costa, formando una banda de aproximadamente 100-200 km mar adentro. El sistema de afloramiento peruano se divide en las zonas sur, centro y norte, las cuales se caracterizan por tener un alto grado de variabilidad espacial y temporal en la intensidad del viento. Particularmente, se analizaron las zonas puntuales de Huacho (~ 11.1°S) y Máncora (~ 4.1°S) que se consideran zonas representativas del centro y norte del sistema de afloramiento peruano.

El periodo de estudio corresponde a fines de siglo XXI, en comparación con un periodo histórico que abarca las últimas décadas pasadas. Específicamente, como la principal fuente de datos proviene de los modelos climáticos CMIP6, el periodo futuro abarca desde el 2015 al 2100, centrándose en el periodo 2080-2100, y el periodo histórico desde 1850 hasta el 2014, centrándose en el periodo 1990-2010. Además, como la región de estudio se encuentra en el hemisferio sur, se considera la estación verano como el trimestre Enero-Febrero-Marzo, la estación de otoño como el trimestre Abril-Mayo-Junio, la estación invierno como el trimestre Julio-Agosto-Septiembre y la estación primavera como el trimestre Octubre-Noviembre-Diciembre.

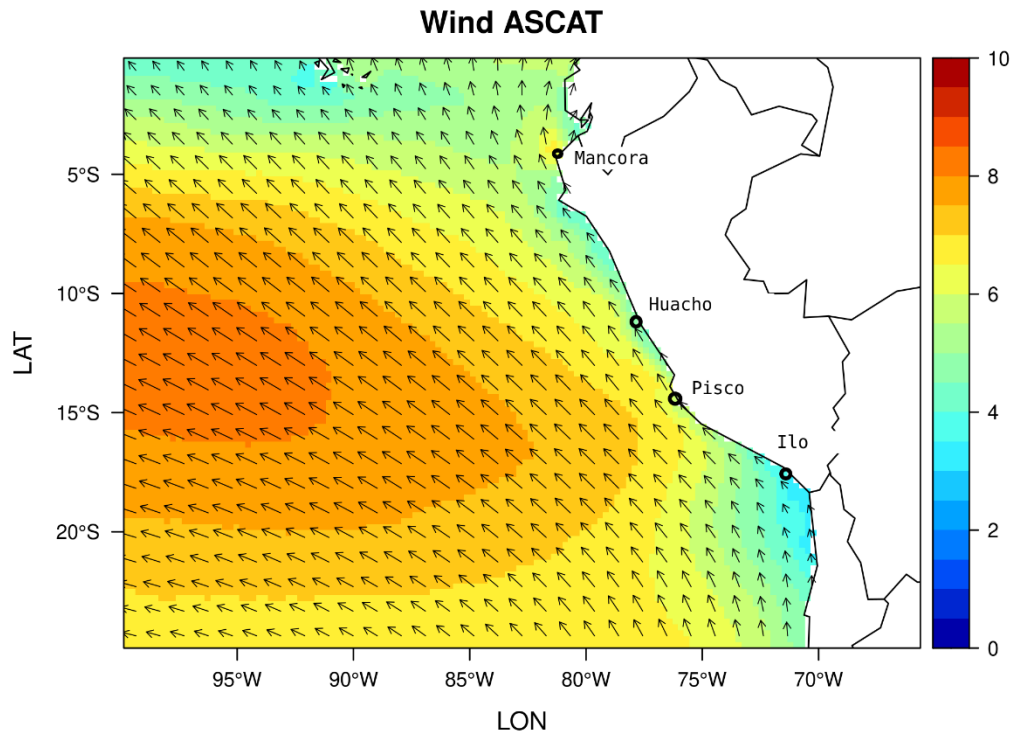


Figura 4.1. Sistema de afloramiento peruano. Campo del viento a 10 metros sobre el mar promedio anual en m/s (intensidad en colores y dirección en flechas) desde el satélite ASCAT durante el periodo 03/2007-12/2014. En círculos se señalan las zonas representativas de la costa peruana.

Variables de estudio

La variable objeto de estudio es el viento a lo largo de la línea de costa (viento costero en una expresión corta). Además, se consideran las variables nivel de presión superficial (hPa), temperatura superficial (°C). De la hipótesis sobre el problema, las últimas dos variables son las independientes y la primera variable es la variable respuesta o dependiente. La frecuencia en los datos a considerarse es diaria para evaluar la variabilidad interdiaria.

Para la variable temperatura superficial se considera la variable temperatura superficial atmosférica denotada por *ts* en modelos CMIP6 y por *TMP_L1* en reanálisis CFSR. Adicionalmente, se consideró la temperatura superficial del aire *tas* en los modelos CMIP6 también es referencial para medir la temperatura superficial (por ejemplo, para el cálculo del gradiente térmico tierra-mar; Belmadani et al., 2014) ante la poca disponibilidad de la variable *ts* en algunos modelos CMIP6. Para la variable presión superficial se considera la variable presión atmosférica al nivel del mar denotada por *psl* en modelos CMIP6 y por *PRES_L1* en el reanálisis CFSR.

La variable viento a lo largo de la línea de costa (también viento paralelo a la línea de costa) se calcula como la proyección del viento superficial a 10 metros sobre el nivel del mar (m/s), considerando sus componentes zonal (*uas*) y meridional (*vas*), en la dirección de la línea de costa. Esta variable viento a lo largo de la línea de costa sigue siendo dependiente de las otras variables temperatura y presión superficial.

3. Datos

Los conjuntos de datos (Tabla 4.1) son de dos tipos: modelos CMIP6 (Eyring et al., 2016; descargados desde <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/>) y reanálisis (Saha et al, 2010; descargados desde <https://rda.ucar.edu/datasets/ds093.0/>).

Tabla 4.1. Características de las fuentes de datos del presente trabajo de tesis.

Nombre (tipo)	Nombre (características)	Resolución		Periodo		Propósitos
		espacial	temporal	histórico	futuro	
CFRSR (reanálisis)	NCEP Climate Forecast System Reanalysis	50 km	6-horas	1990- 2010	--	Variabilidad y validación
CMIP6 (AOGM)	Simulaciones globales ScenarioMIP	100 km	diaria	1990- 2010	2080- 2100	Variabilidad, validación y proyección
	Escenario: historical			1990- 2010		Validación
	Escenario: ssp126 (optimista), ssp585 (pesimista)				2080- 2100	Proyección

4. Procedimientos y métodos

A continuación, se detallan los principales métodos según objetivo específico.

4.1. Metodología para la validación de datos de modelos CMIP6

La validación de los datos de modelos CMIP6 se hace en función a las variables atmosféricas relevantes para el estudio del viento durante el periodo histórico. Los datos para el análisis son el resultado de las interpolaciones de los datos mensuales durante el período 1979-2010 (32 años) de los modelos CMIP6 de la Tabla 4.2 y el producto de reanálisis CFRSR usando una grilla regular de $\sim 1^\circ \times 1^\circ$. Se definió un área de estudio que abarque la región del Pacífico sudeste (Figura 4.2).

Las variables de estudio son:

- Nivel de presión atmosférica a nivel de mar (PSL, psl)
- Temperatura superficial del mar (TS, ts)
- Componente zonal del viento (UAS, uas)
- Componente meridional del viento (VAS, vas)

Los métodos de análisis a usarse son:

- Diagrama de Taylor multivariado (Taylor, 2001; Gleckler et al., 2008)
- Índice de habilidad climática (Gleckler et al., 2008)
- Índice de variabilidad del modelo (Gleckler et al., 2008)

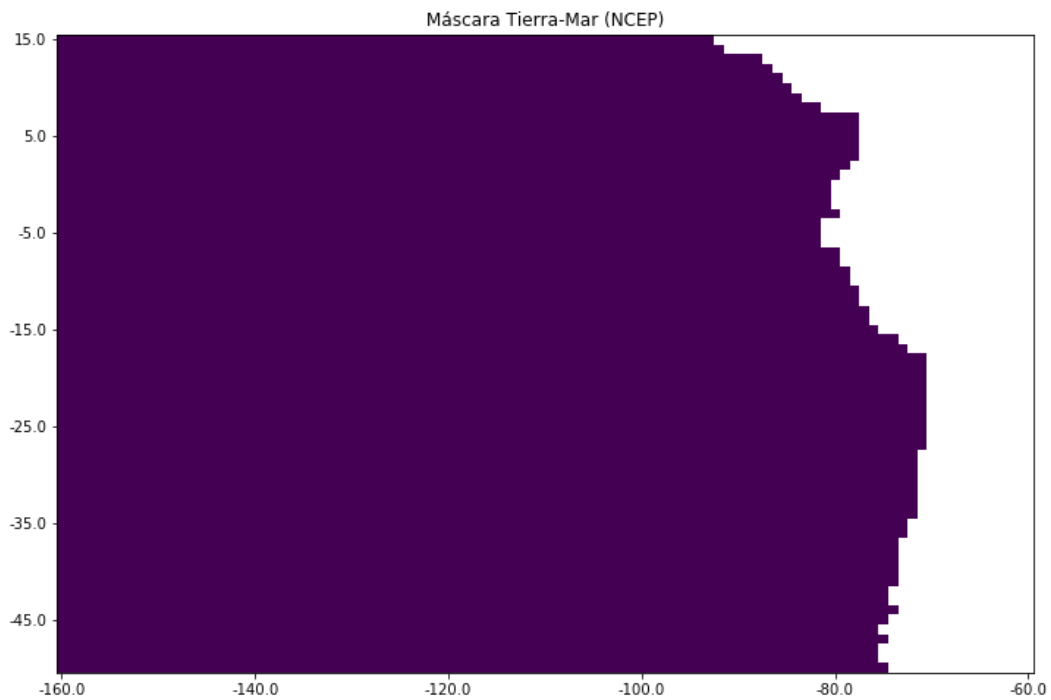


Figura 4.2. Sistema de Corrientes de Humboldt (HCS) desde el reanálisis NCEP.

Diagrama de Taylor multivariado: El diagrama de Taylor (Taylor, 2001)

resume la información de tres estadísticos:

- Error centrado (insesgado):

$$EC_{f,m} = \sqrt{\frac{1}{n_x n_y T} \sum_{i,j,t} \left((f_{i,j,t}^m - \overline{f_{i,j,t}^m}) - (f_{i,j,t}^0 - \overline{f_{i,j,t}^0}) \right)^2}$$

- Desviación estándar relativa:

$$\sigma_{f,m} = \frac{\sqrt{\frac{1}{n_x n_y T} \sum_{i,j,t} (f_{i,j,t}^m - \overline{f_{i,j,t}^m})^2}}{\sqrt{\frac{1}{n_x n_y T} \sum_{i,j,t} (f_{i,j,t}^0 - \overline{f_{i,j,t}^0})^2}}$$

- Correlación:

$$\rho_{f,m} = \frac{\frac{1}{n_x n_y T} \sum_{i,j,t} (f_{i,j,t}^m - \overline{f_{i,j,t}^m})(f_{i,j,t}^0 - \overline{f_{i,j,t}^0})}{\sqrt{\frac{1}{n_x n_y T} \sum_{i,j,t} (f_{i,j,t}^m - \overline{f_{i,j,t}^m})^2} \sqrt{\frac{1}{n_x n_y T} \sum_{i,j,t} (f_{i,j,t}^0 - \overline{f_{i,j,t}^0})^2}}$$

donde

- El tamaño de la grilla es $n_x \times n_y$
- El tamaño del periodo temporal es T
- El modelo es etiquetado por $m \geq 1$ (0 se usa para la referencia)
- La variable es etiquetada por f
- La media de la variable

$$\overline{f_{i,j,t}^m} = \frac{1}{n_x n_y T} \sum_{i,j,t} f_{i,j,t}^m$$

Es conocido que para toda variable f y todo modelo $m \geq 1$ se satisface la relación

$$\frac{EC_{f,m}^2}{1 + \sigma_{f,m}^2 - 2\sigma_{f,m}\rho_{f,m}} = cte$$

Usando las coordenadas polares de los puntos $(\sigma_{f,m}; \rho_{f,m})$ para todos los modelos m y todas las variables f (como en Gleckler et al., 2008) se construye un diagrama de Taylor que muestra múltiples campos físicos al mismo tiempo.

Rendimiento del modelo: Para evaluar modelos climáticos Gleckler et al. (2008) plantean el uso de dos índices: el índice de habilidad climática y el índice de variabilidad del modelo.

El rendimiento relativo del modelo se mide a través de un índice de habilidad climática.

- Índice de habilidad climática del modelo m en la variable f :

$$e_{f,m} = \frac{E_{f,m} - \bar{E}_f}{\bar{E}_f}$$

- Índice de habilidad climática del modelo m :

$$e_m = \frac{1}{n_f} \sum_f e_{f,m}$$

donde

- n_f es el número de variables
- $E_{f,m} = \sqrt{\frac{1}{n_x n_y T} \sum_{i,j,t} (f_{i,j,t}^m - f_{i,j,t}^0)^2}$

- La mediana de los errores

$$\bar{E}_f = \text{median}(E_{f,m}: m \geq 1)$$

Con los índices $e_m, m \geq 1$ se puede generar un ranking de habilidad climática.

Además, se pueden integrar esta información en los índices $e_{f,m}$.

El rendimiento de la variabilidad del modelo se mide a través de un índice de variabilidad.

- Coeficiente de variabilidad del modelo m en la variable f :

$$v_{f,m} = \frac{\frac{1}{n_x n_y T} \sum_{i,j,t} (f_{i,j,t}^m - \bar{f}_{i,j,t}^m)^2}{\frac{1}{n_x n_y T} \sum_{i,j,t} (f_{i,j,t}^0 - \bar{f}_{i,j,t}^0)^2}$$

- Índice de variabilidad del modelo m :

$$v_m = \sum_f \left(\sqrt{v_{f,m}} - \frac{1}{\sqrt{v_{f,m}}} \right)^2$$

donde

- El tamaño de la grilla es $n_x \times n_y$
- El tamaño del periodo temporal es T
- El modelo es etiquetado por $m \geq 1$ (0 se usa para la referencia)
- La variable es etiquetada por f
- La media de la variable

$$\overline{f_{i,j,t}^m} = \frac{1}{n_x n_y T} \sum_{i,j,t} f_{i,j,t}^m$$

Con los índices $v_m, m \geq 1$ se puede generar un ranking de variabilidad. Juntado los índices $e_m, m \geq 1$ y $v_m, m \geq 1$ se puede realizar una comparación entre el índice de habilidad climática y el índice de variabilidad del modelo.

Tabla 4.2 Lista de fuentes de datos mensuales para la validación de modelos climáticos CMIP6.

ID	Modelo CMIP6	Resolución (km)	Centro de Modelamiento
0	CFRS (reanálisis)	35	National Centers for Environmental Prediction
1	AVG-MODEL	100	Promedio de los 19 modelos 2 al 20
2	ACCESS-CM2	250	CSIRO Climate Science Centre - Australian Research Council Centre of Excellence for Climate System Science
3	ACCESS-ESMI-5	250	CSIRO Climate Science Centre
4	AWI-CM-1-1-MR	100	Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research
5	BCC-CSM2-MR	100	Beijing Climate Center
6	CanESM5	500	Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis

7	EC-Earth3	100	The European EC-Earth consortium
8	EC-Earth3-Veg	100	The European EC-Earth consortium
9	EC-Earth3-Veg-LR	250	The European EC-Earth consortium
10	FGOALS-f3-L	100	Chinese Academy of Sciences
11	GFDL-ESM4	100	National Oceanic and Atmospheric Administration, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
12	INM-CM4-8	100	Institute for Numerical Mathematics, Russian Academy of Science
13	INM-CM5-0	100	Institute for Numerical Mathematics, Russian Academy of Science
14	IPSL-CM6A-LR	250	Institut Pierre Simon Laplace
15	IPSL-CM6A-LR-INCA	250	Institut Pierre Simon Laplace
16	MIROC6	250	MIROC
17	MPI-ESM1-2-HR	100	Max Planck Institute for Meteorology
18	MPI-ESM1-2-LR	250	Max Planck Institute for Meteorology
19	MRI-ESM2-0	100	Meteorological Research Institute
20	NESM3	250	Nanjing University of Information Science and Technology

4.2. Caracterización del viento superficial en condiciones actuales.

Se consideran los datos de las variables atmosféricas durante el periodo 1990-2010 desde las simulaciones históricas de los modelos CMIP6 y el reanálisis CFSR. Se sigue una metodología similar a la de Aguirre et al., (2019), a continuación, se listan las estadísticas consideradas para evaluar el estado del viento.

- Función de distribución de probabilidad acumulada (CDF):

$F_n^{-1}(z) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 1_{\{x_i \leq z\}}$, $z \in R$. Como indicador de la distribución del viento, alternativamente se puede considerar un histograma (Figura [4.3](#)).

- Viento percentil 25:

$w_{25} = F_n^{-1}(0.25)$ como indicador de viento débil (Figura 4.4).

- Viento mediano:

$w_{50} = F_n^{-1}(0.50)$ como indicador de viento medio (similar al indicador de viento débil).

- Viento percentil 75:

$w_{75} = F_n^{-1}(0.75)$ como indicador de viento fuerte (similar al indicador de viento débil).

Este conjunto de estadísticas se tomó a cada modelo, luego se elaboró un análisis de variabilidad latitudinal y estacional construyendo diagramas de cajas para observar el acuerdo del conjunto de modelos.

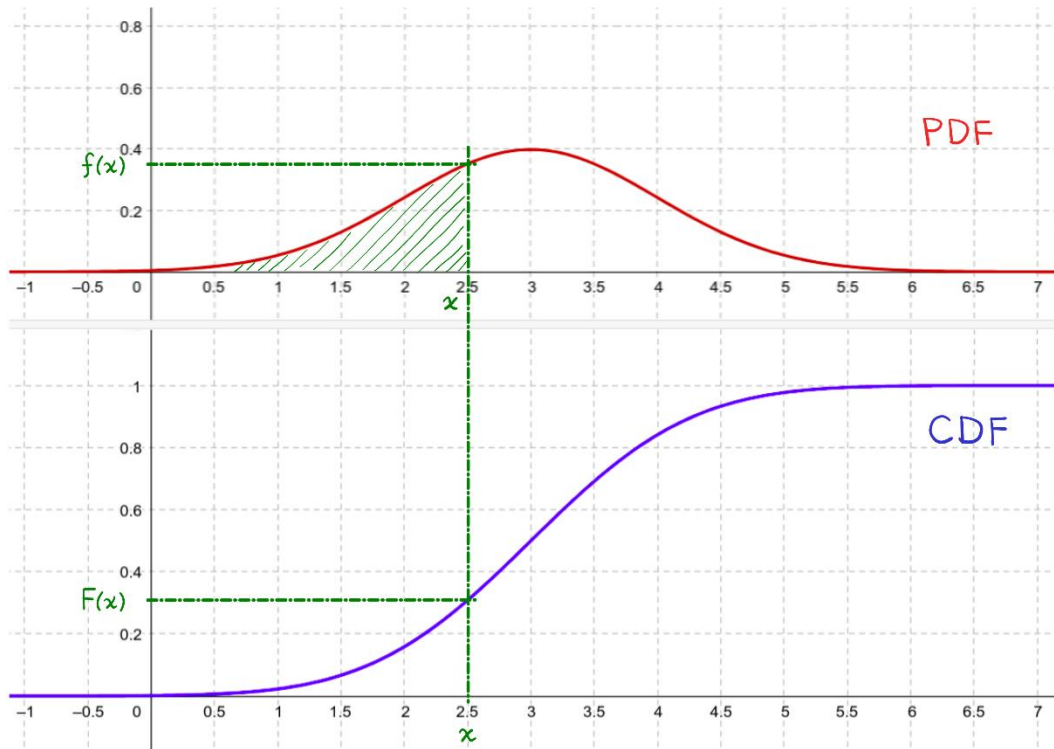


Figura 4.3. Distribución estadística normal del viento. Comparativa entre una CDF (F) y una PDF (f) para describir una distribución normal del viento paralelo a la línea de costa (basado en Wikipedia).

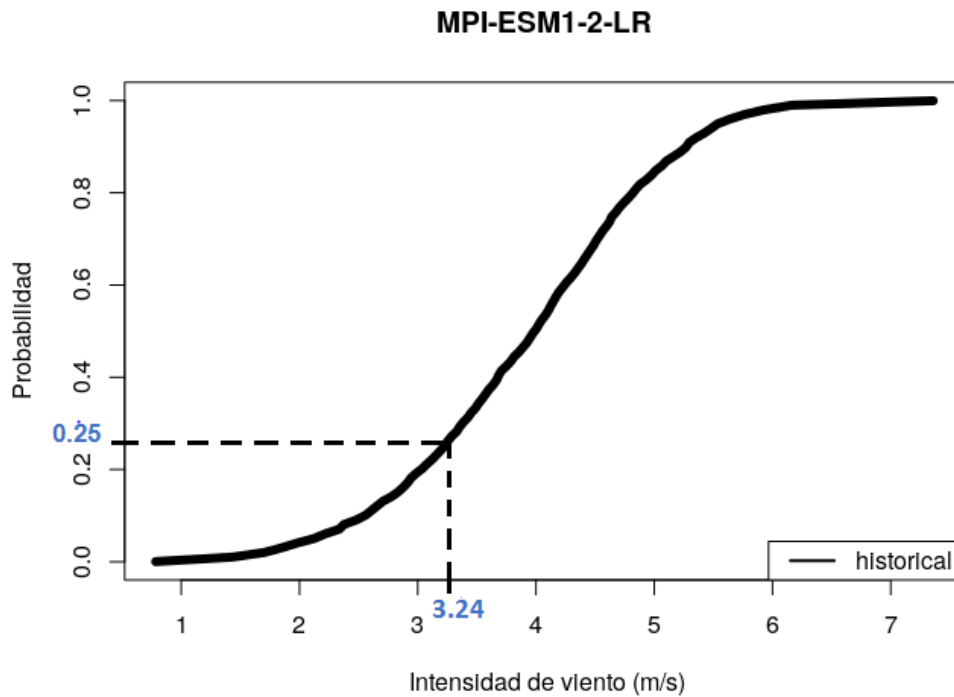


Figura 4.4. Indicador de viento débil, el percentil $w_{25} = F_n^{-1}(0.25)$ de la intensidad de viento paralelo a la línea de costa (el valor 3.24 es referencial para el modelo MPI-ESM1-2-LR en el periodo histórico).

4.3. Caracterización del viento superficial en condiciones futuras.

Se consideran las proyecciones de las variables atmosféricas de los modelos climáticos para fines de siglo (2080-2100) y bajo diferentes escenarios de cambio climático (optimista SSP1-2.6 y pesimista SSP5-8.5). Se realizan los mismos procedimientos que para la caracterización del viento superficial en condiciones históricas, se consideraron las siguientes estadísticas sobre el estado del viento:

- Función de distribución de probabilidad acumulada (CDF):

$$F_n^*(z) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 1_{\{x_i \leq z\}}$$

como indicador de la distribución del viento,

alternativamente se puede considerar un histograma. Además, se puede evaluar desplazamientos en toda la distribución del viento (Figura 4.5). Aquí \star hace referencia a cualquiera de los escenarios de cambio climático optimista (ssp126) y pesimista (ssp585).

- Viento percentil 25:

$$w_{25}^* = F_n^{*-1}(0.25)$$

$$\Delta w_{25} = w_{25}^* - w_{25}$$

- Viento mediano:

$$w_{50}^* = F_n^{*-1}(0.50)$$

$$\Delta w_{50} = w_{50}^* - w_{50}$$

- Viento percentil 75:

$$w_{75}^* = F_n^{*-1}(0.75)$$

$$\Delta w_{75} = w_{75}^* - w_{75}$$

- Cambio en la probabilidad de ocurrencia:

$$\Delta Prob_{25} = F_n^*(w_{25}) - 0.25$$

$$\Delta Prob_{50} = F_n^*(w_{50}) - 0.50$$

$$\Delta Prob_{75} = F_n^*(w_{75}) - 0.75$$

donde las estadísticas se comparan respecto al periodo histórico y indica cálculos en los escenarios de cambio climático ssp126 y ssp585.

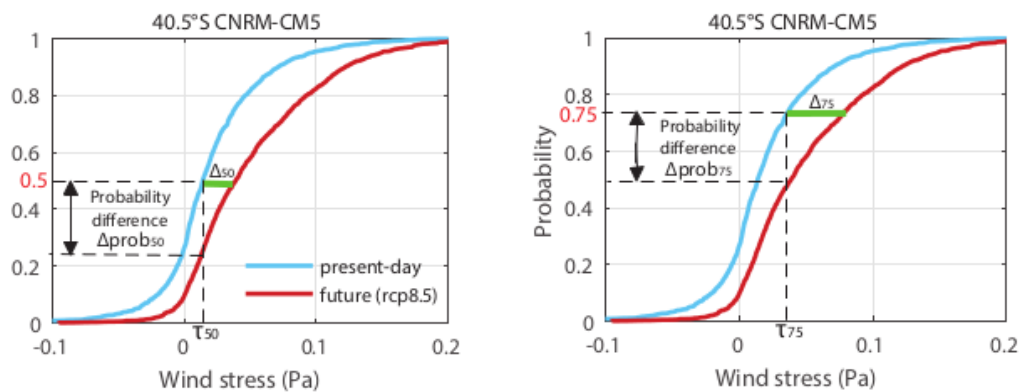


Figura 4.5. Distribución acumulada del esfuerzo del viento durante el periodo presente (1970-1990, línea azul) y la proyección bajo el escenario RCP8.5 (2080-20100, línea roja) para el modelo CRNM-CM5 a 40.5°S. (Aguirre et al., 2019).

4.4. Identificación y caracterización de eventos de viento débil y eventos de viento fuerte

Aquí se distinguen dos tipos de eventos, eventos de intensificación de viento en los cuales se manifiestan días de viento fuerte (eventos de viento fuerte) y eventos de debilitamiento de viento en los cuales ocurre una caída en la magnitud de la velocidad del viento (eventos de viento débil). La metodología propuesta para la identificación de estos también llamados eventos de viento extremo consiste en dos partes: primero definir dos umbrales (uno para identificar días de viento fuerte y otro para días de viento débil) que no sea fijo para todos los días, sino que considere la estacionalidad del viento, y segundo definir los eventos de viento siguiendo el esquema de la Figura 4.6. Inicialmente, se obtiene una climatología diaria por interpolación desde los percentiles 25 y 75 calculados para cada mes del año, esto conducirá a dos umbrales diarios mínimo y máximo para cada uno de los 365 días

del año, que permitirán definir días de viento débil cuando la intensidad de la velocidad del viento está por debajo del umbral mínimo y días de viento máximo cuando se está por encima del umbral máximo (Figura 4.6). Con esto se tienen conjuntos de días consecutivos de viento fuerte/débil, que bajo un criterio de agrupamiento (si dos conjuntos de días consecutivos de viento fuerte/débil están a una distancia menor a 4 días se juntan) se obtienen los eventos de viento fuerte/débil. Ahora, si bien se puede usar un umbral único para todo el ciclo anual en la determinación de un día de viento fuerte/débil se optó por elegir un umbral estacional que permitiera conocer episodios de intensificación y debilitamiento localizados a lo largo del tiempo.

El límite usado para el agrupamiento fue fijado en 4 días (mediana de separación entre conjuntos de días consecutivos de viento débil/fuerte) a lo largo de toda la costa peruana tanto para los eventos de viento fuerte como para los eventos de viento débil porque este valor consigue un balance entre una separación mínima y un máximo de agrupaciones. Esto quiere decir que si se elige un límite menor a 4 esta separación entre eventos propiciaría contabilizar muchos eventos, y si se elige un límite mayor a 4 el proceso de agrupación de eventos propiciaría contabilizar pocos eventos.

Además, estos métodos descritos se aplicaron tanto en el periodo histórico como en el futuro, esto pues cabe la posibilidad de que al considerar umbrales estacionales estos cambien debido al impacto del cambio climático.

Finalmente, se caracteriza las estadísticas de los eventos de viento fuerte/débil, por estaciones y por periodos temporales.

- Número de eventos por año:

$$n = \frac{\# \text{ events}}{\# \text{ years}}$$

$$\Delta n = n^* - n$$

- Duración de eventos (días):

$$\bar{D} = \frac{\sum_i \text{duration}_i}{\# \text{ events}}$$

$$\Delta \bar{D} = \bar{D}^* - \bar{D}$$

- Intensidad de eventos (m/s):

$$\bar{I} = \frac{\sum_i \text{intensity}_i}{\# \text{ events}}$$

$$\Delta \bar{I} = \bar{I}^* - \bar{I}$$

Aquí las estadísticas para cada evento se calculan como promedios y las fórmulas mostradas son para estadísticas resumen sobre el conjunto de todos los eventos. Además, * indica a los escenarios climáticos optimista (ssp126) y pesimista (ssp585), para el periodo histórico se omite el uso de un símbolo.

5. Supuestos del diseño

Las principales asunciones del diseño metodológico son las siguientes:

- Relación entre variables de estudio. Se considera que las variables presión y temperatura superficiales son independientes, y que la variable viento superficial es función de las variables independientes.
- Cambios futuros en los mecanismos físicos de estudio. Se asume que habrá un incremento continuo del gradiente térmico tierra-mar debido al

calentamiento global que será más intenso en el hemisferio sur (Bakun et al, 2010; Ma and Xie, 2013). También, se cree que habrá un debilitamiento y expansión hacia el polo sur de la Celda de Hadley debido al calentamiento global que redistribuirán los sistemas de presión que controlarán el SCH (Hu et al., 2018; Bakun et al., 2015).

- Rendimiento de los modelos climáticos. Se confía que los modelos climáticos pueden representar la física atmosférica de la región SCH.

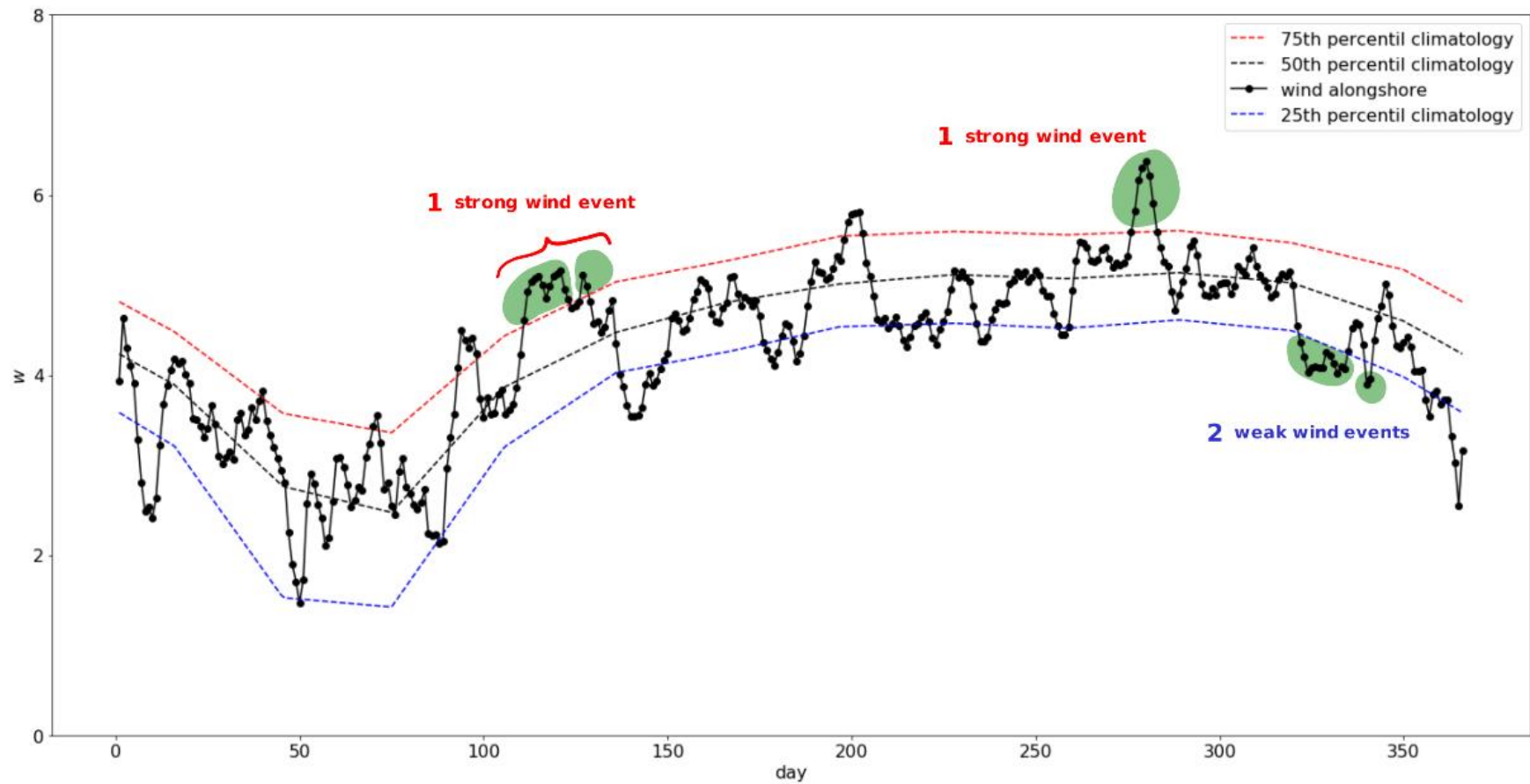


Figura 4.6. Esquema para la definición de días de viento fuerte y días de viento débil. El sombreado verde ilustra la identificación de conjuntos de días consecutivos de viento fuerte (débil). Con el conteo de eventos se ilustra el criterio de agrupación de estos conjuntos de días de viento fuerte (débil).

6. Plan de análisis

El plan de análisis obedece al diseño metodológico. Previamente, está una revisión del estado del arte sobre el viento superficial en el sistema de afloramiento peruano y la recolección de los conjuntos de datos listados en la Tabla 4.2. El desglose en actividades realizadas se lista en el diagrama Gantt de la Tabla [4.3](#).

Tabla 4.3. Cronograma del plan de análisis.

Actividad vs Semana	1-6	7-12	13-18	19-24	25-32	33-38
Análisis del viento en condiciones actuales	xxxxx	xxxxx	xxxxx			
Variabilidad interdiaria (CFSR)	xxxxx					
Variabilidad interdiaria (CMIP6)		xxxxx	xxxxx			
Validación de modelos	xxxxx	xxxxx				
Análisis del viento en condiciones futuras			xxxxx	xxxxx	xxxxx	
Modelos CMIP6			xxxxx	xxxxx		
Análisis de eventos extremos de viento				xxxxx	xxxxx	
Discusión					xxxxx	xxxxx

V. RESULTADOS

En este capítulo se enuncian los resultados obtenidos concernientes a la validación de datos de modelos CMIP6, caracterización de la variabilidad interdiaria del viento en el periodo histórico y futuro y la identificación y caracterización de los eventos de viento débil y fuerte.

1. Validación de datos atmosféricos de modelos climáticos CMIP6

Se presentan los análisis realizados para evaluar las simulaciones históricas de los modelos CMIP6 en la región de estudio (15°N - 50°S, 160°W - 60°W), los datos de los modelos fueron comparados con datos del reanálisis CFSR. Se calcularon el error centrado, la desviación estándar relativa y la correlación (representados en un diagrama de Taylor), y dos indicadores del rendimiento de los modelos: el índice de habilidad climática y el índice de variabilidad del modelo (ver sección IV.4.1). Estos análisis permitieron seleccionar los modelos CMIP6 que reproducen mejor las observaciones (CFSR).

1.1. Diagrama de Taylor multivariado

El primer análisis es el diagrama de Taylor multivariado de las siguientes variables: presión atmosférica a nivel del mar (psl), temperatura superficial del mar (ts), componentes zonal y meridional del viento a 10 metros sobre el nivel del mar (uas, vas) (Figura 5.1). En dicha figura, se muestra que los modelos tienden a tener una representación parecida de los datos observados (reanálisis CFSR). Las variables mejor representadas son la temperatura superficial (ts) y la componente zonal del viento a 10 metros sobre el nivel del mar (uas) (correlación mayor o igual a 0.8).

La variabilidad de los modelos es similar a la variabilidad observada siendo subestimada ligeramente en el caso de la variable nivel de presión atmosférica a nivel de mar (psl, desviación estándar relativa menor a 1). El promedio multimodelo (AVG-MODEL) es más representativo, pero también es el de menor variabilidad.

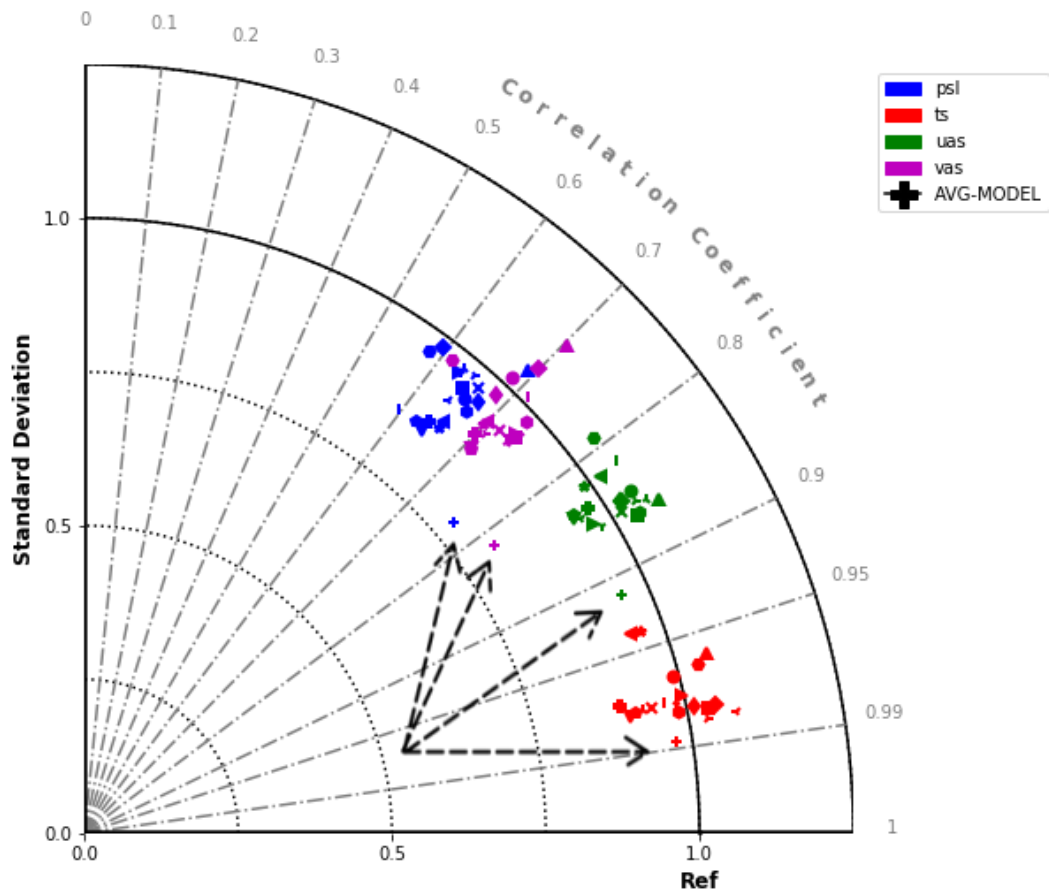


Figura 5.1. Diagrama de Taylor multivariado de los modelos CMIP6 versus la referencia reanálisis CFSR. Se consideran datos mensuales de las variables presión atmosférica a nivel del mar (psl), temperatura superficial del mar (ts), componentes zonal y meridional del viento a 10 metros sobre el nivel del mar (uas, vas) durante el periodo 1979-2010. Cada símbolo en el diagrama corresponde a un modelo en particular y el símbolo + corresponde al promedio multimodelo.

Además, los campos simulados tienen correlaciones con los datos de referencia (CFSR) mayores que 0.6 (psl entre 0.6 y 0.7, vas entre 0.7 y 0.8, uas entre 0.8 y 0.9, y ts mayor que 0.9) casi independientemente del modelo considerado. De hecho, la dispersión entre modelos es similar para cada variable. Por último, la precisión de un modelo (medida en el error centrado) varía según la variable considerada y, en general, los modelos cuentan con mayor precisión en ts y menor en psl.

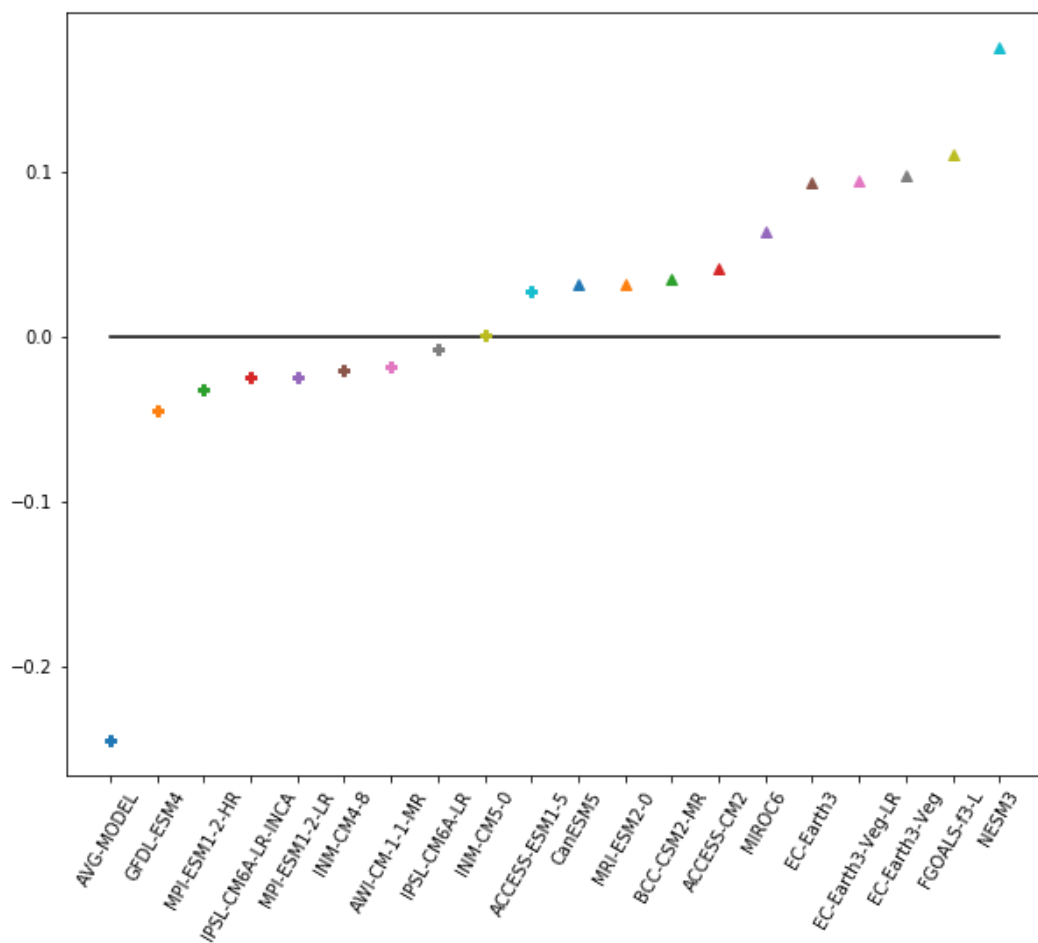


Figura 5.2. Índice de habilidad climática de los modelos CMIP6. Se consideran datos mensuales de las variables psl, ts, uas, vas durante el periodo 1979-2010. La línea cero indica el resultado medio en todos los modelos.

1.2. Índice de habilidad climática

El segundo análisis es evaluar el índice de habilidad climática (Figura 5.2) en el cual se muestra que más de la mitad de modelos tienen una habilidad climática menor a la habilidad media. Se debe recordar que el índice de habilidad climática es un índice de error relativo a la medida del error de los modelos (ver sección 3.3.1), luego se tiene solo 7 modelos con mayor habilidad que la habilidad promedio (índice de habilidad climática negativa) más el modelo promedio que mejora mucho la habilidad media (en más de un 20%).

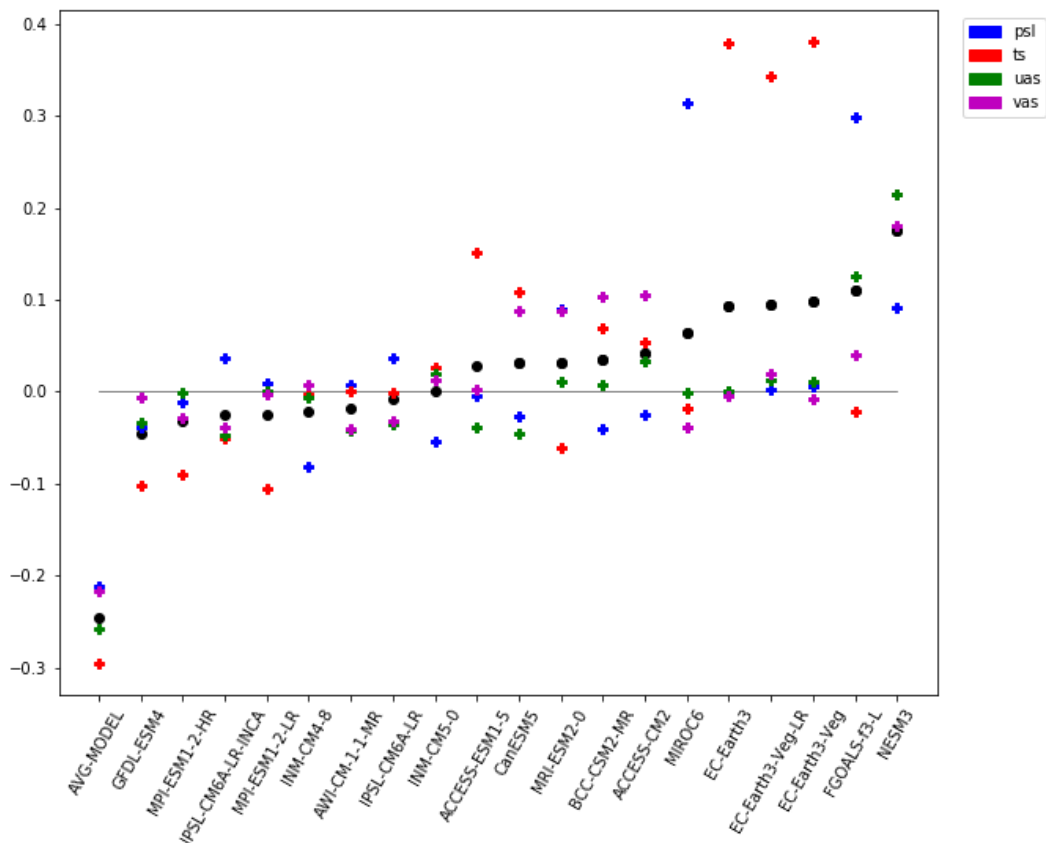


Figura 5.3. Índice de habilidad climática de los modelos CMIP6 desagregado por variables. Se consideran datos mensuales de las variables psl, ts, uas, vas durante el periodo 1979-2010.

Cuando se desagrega estos índices de habilidad climática por variables (Figura 5.3) se tiene que para cada modelo los índices por variable están cerca al índice del modelo. Esta discrepancia entre los índices de las variables y el índice del modelo son importantes para el nivel de presión atmosférica a nivel de mar y la temperatura superficial en los modelos ACCESS-ESM1-5, MIROC6, EC-Earth3, EC-Earth3-Veg-LR, EC-Earth3-Veg.

1.3. Índice de variabilidad

El tercer análisis es evaluar el índice de variabilidad del modelo (Figura 5.4) en el que se muestra que la mayoría de los modelos tienen una variabilidad en concordancia aproximada con los datos observados (valores cercanos a 0). Algo a anotar es que este índice integra la variabilidad asociada a las cuatro variables atmosféricas consideradas (psl, ts, uas, vas). Además, como también se muestra en el diagrama de Taylor multivariado el promedio multimodelo (AVG-MODEL) es el que tiene una variabilidad menos concordante con las observaciones.

Los índices de habilidad climática por variable del promedio multimodelo son más bajos que los índices de los modelos individuales, lo cual es un resultado esperado (Gleckler et al. 2008). En general, los mejores modelos (AVG-MODEL, GFDL-ESM, ..., INM-CM5) tienen una dispersión menor en su rendimiento variable por variable que los modelos menos hábiles (MIROC6, EC-Earth3, ..., FGOALS-f3-L).

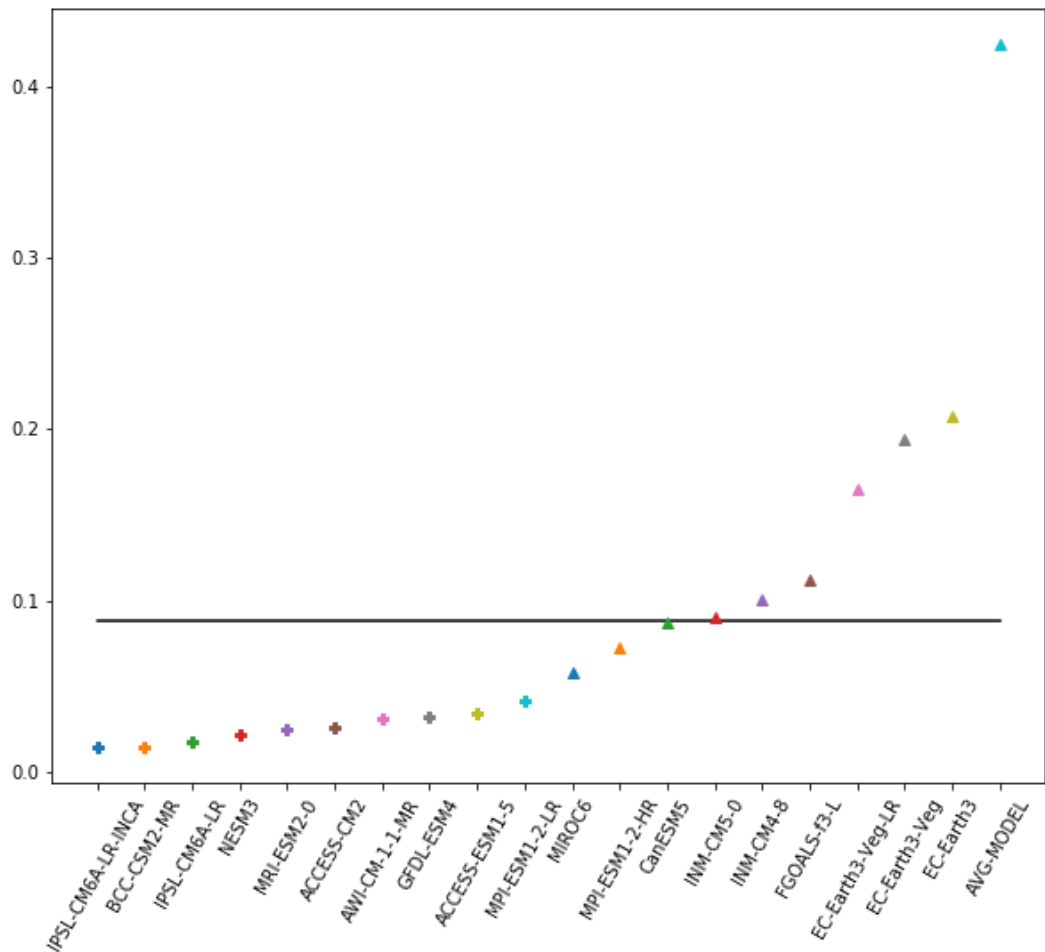


Figura 5.4. Índice de variabilidad del modelo para los modelos CMIP6. Se consideran datos mensuales de las variables psl, ts, uas, vas durante el periodo 1979-2010.

En conjunto se pueden combinar ambos índices, de habilidad climática y de variabilidad del modelo, para tentar una clasificación en grupos (Figura 5.5). Entonces, los modelos clasificados como malos (alto índice de variabilidad del modelo o alto índice de habilidad climática) serían EC-Earth3, EC-Earth3-Veg, EC-Earth3-Veg-LR, FGOALS-f3-L, NESM3 y el promedio multimodelo (AVG-MODEL). El resto de los modelos pueden ser clasificados como modelos regulares a buenos.

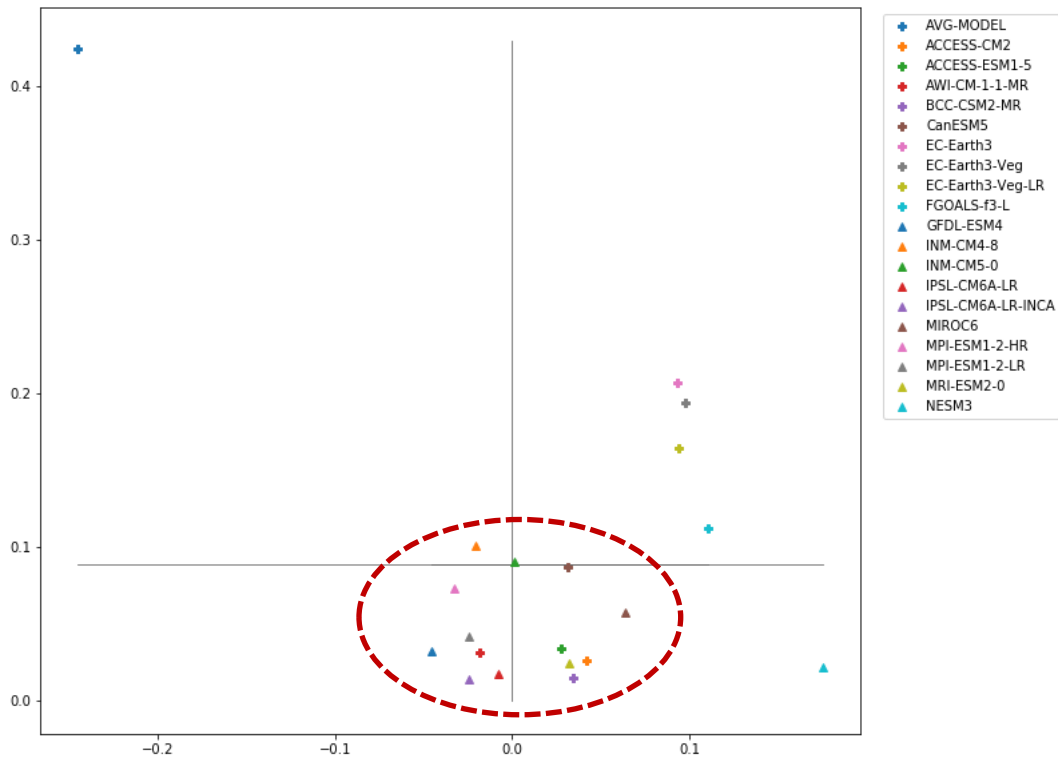


Figura 5.5. Índice de variabilidad del modelo (eje Y) versus índice de habilidad climática (eje X) para los modelos CMIP6. Se consideran datos mensuales de las variables psl, ts, uas, vas durante el periodo 1979-2010. La línea negra horizontal representa el índice de variabilidad promedio.

2. Caracterización del viento a lo largo de la costa en el periodo histórico

Aquí se estudia el perfil costero del viento a lo largo de la costa peruana desde los modelos climáticos CMIP6 muestra la variabilidad latitudinal del viento comparado con las observaciones (modelos 1, 2, 3, 4, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15 de la Tabla 4.2). Durante la estación de verano, el viento medio paralelo a línea de costa tiene una variabilidad marcada con máximos locales principalmente en los jets costeros norte ($\sim 6^\circ \text{ S}$) y centro-sur ($\sim 14^\circ \text{ S}$) (Figura 5.6). También hay mínimos locales en 7° S , 18° S y hacia el norte de 3° S . El jet costero norte tiene una amplitud de 3° (4° a 6° S) con una intensidad de viento paralelo a la línea de costa cercana a 2 m/s

(bajo respecto de los datos observados que indican una intensidad cercana a 3 m/s). El jet costero centro-sur tiene una amplitud de 2° (14° a 15° S) con una intensidad de viento paralelo a la línea de costa cercana a 3 m/s (bajo respecto de los datos observados que indican una intensidad cercana a 4 m/s). Otra localidad de viento máximo es a 19° S y existen localidades con intensidad de viento superior a la intensidad en el jet costero norte. De los mínimos locales el más importante parece estar a 3° S con una intensidad menor a 0.5 m/s. Respecto de la representatividad los modelos CMIP6 la gran mayoría de modelos subestiman la intensidad del viento a lo largo de la costa y donde menos de acuerdo es en los jets costeros.

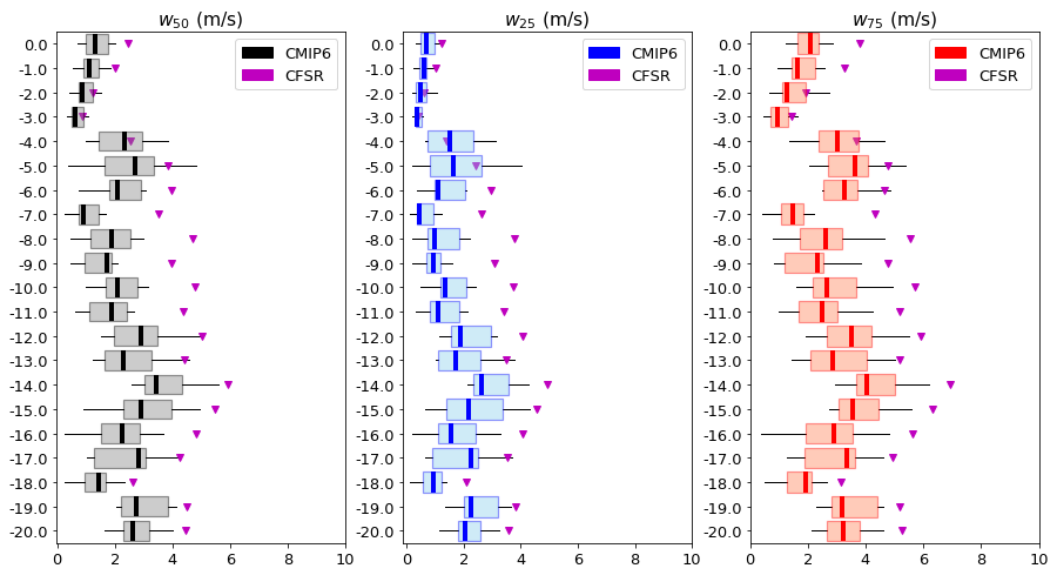


Figura 5.6. Variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50}), 25 (w_{25}) y 75 (w_{75}) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) y reanálisis CFSR (triángulos magenta) durante el verano en el periodo 1990-2010.

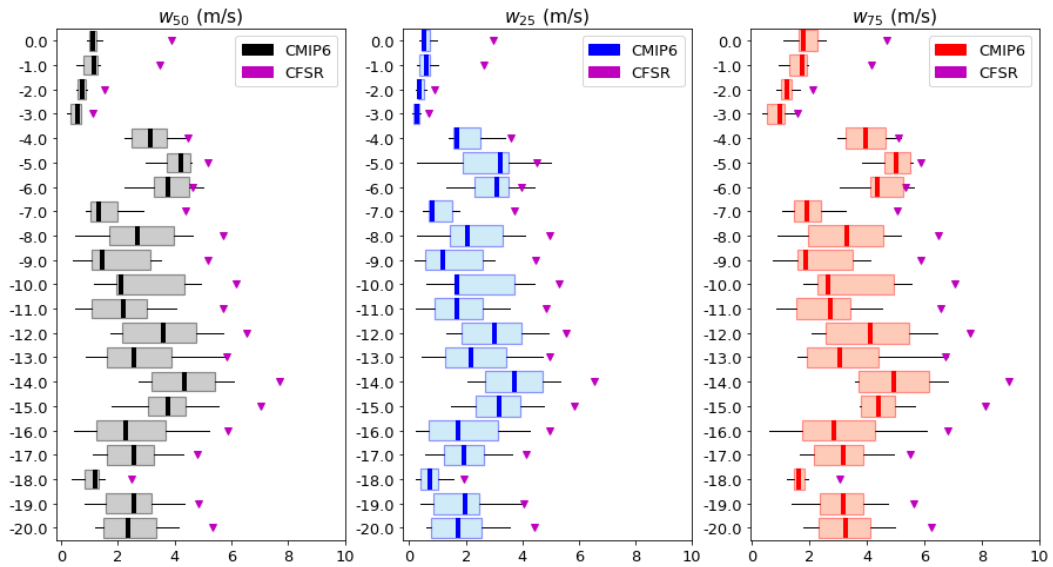


Figura 5.7. Variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50}), 25 (w_{25}) y 75 (w_{75}) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) y reanálisis CFSR (triángulos magenta) durante el otoño en el periodo 1990-2010.

Para la estación de verano también se analizó el viento débil/fuerte así como la asimetría de la distribución del viento. El viento débil y fuerte siguen el mismo patrón de variabilidad latitudinal del viento medio paralelo a línea de costa (Figura 5.6). El viento débil es crítico en los mínimos locales especialmente a 3° S, sin embargo, a 7° S los datos observados indican una intensidad del viento débil mayor a 1 m/s (mayor incluso que el viento fuerte reportado por los modelos CMIP6). El viento fuerte es crítico en los jets costeros donde se muestra una intensidad cercana a 3 m/s (a 6° S) o mayor (a 14° S), lo cual sigue siendo una subestimación de los valores observados cercanos a 5 m/s. El viento débil en el jet costero centro-sur es cercano a 2 m/s, valor superior al viento fuerte en otras localidades.

En general, los patrones de variabilidad del viento paralelo a la línea de costa son similares para todas las estaciones (Figuras 5.6, 5.7, 5.8, 5.9); por lo tanto, es similar

a lo descrito previamente. El viento medio paralelo a línea de costa tiene la estacionalidad usual con mínimo en verano-otoño y máximo en invierno-primavera. El viento débil es mínimo en las localidades 3° S y 18° S durante todo el año con una intensidad menor a 0.5 m/s. El viento fuerte es máximo en los jets costeros en invierno con una intensidad mayor a 4 m/s en el jet centro-sur y cercana a 5 m/s en el jet norte. La asimetría de la distribución del viento es baja, mostrando más simetría en otoño y primavera. Por último, en general los modelos representan los patrones con datos observados, pero subestiman la intensidad siendo menor la subestimación en el jet costero norte durante los meses de mayor actividad.

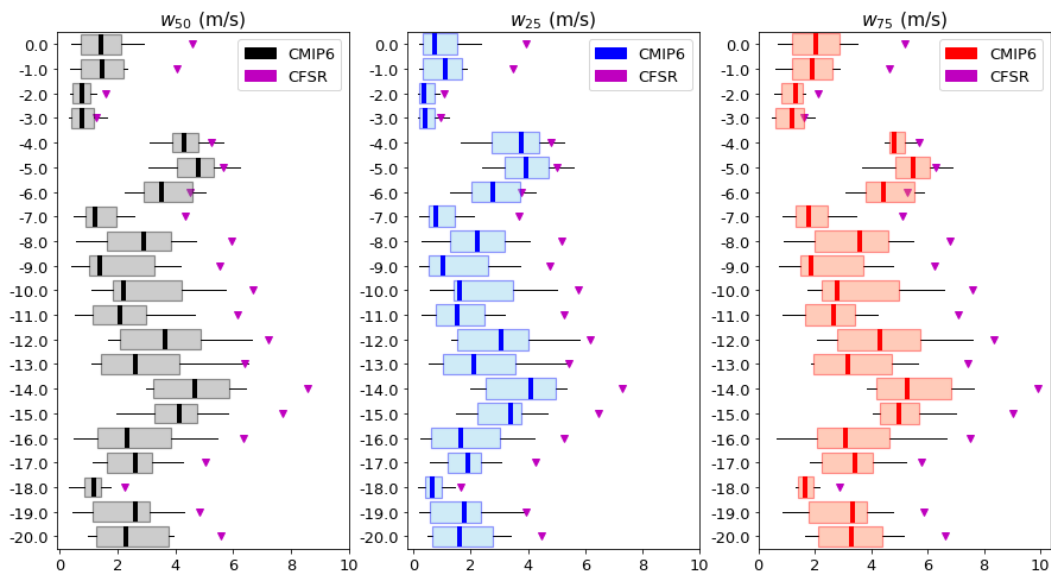


Figura 5.8. Variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50}), 25 (w_{25}) y 75 (w_{75}) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) y reanálisis CFSR (triángulos magenta) durante el invierno en el periodo 1990-2010.

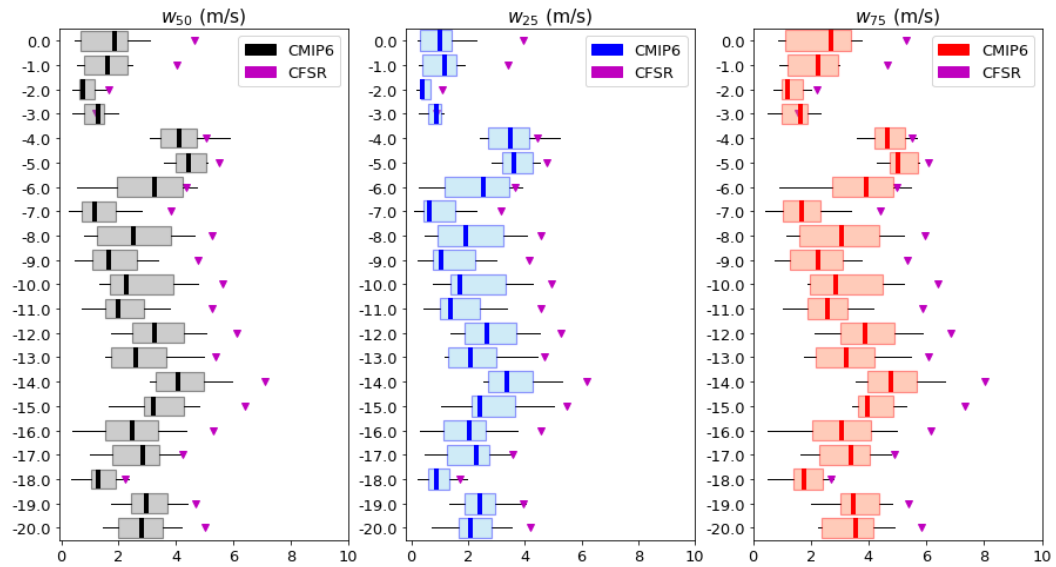


Figura 5.9. Variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50}), 25 (w_{25}) y 75 (w_{75}) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) y reanálisis CFSR (triángulos magenta) durante la primavera en el periodo 1990-2010.

Sobre las zonas de Máncora y Huacho el viento medio paralelo a la línea de costa cumple un ciclo estacional débil con viento mínimo en otoño-invierno (intensidad cerca de 2 m/s, Figuras 5.10 y 5.11). Esto es contrario al ciclo descrito por los datos observados, además se tiene una subestimación de la intensidad del viento (diferencia mayor a 0.5 m/s) que es crítica en otoño-invierno (diferencia cerca de 1.5 m/s). Hay una diferencia marcada entre el viento fuerte y débil en Máncora, lo contrario ocurre en Huacho. En resumen, hay limitaciones para replicar el ciclo estacional del viento y se subestima su intensidad.

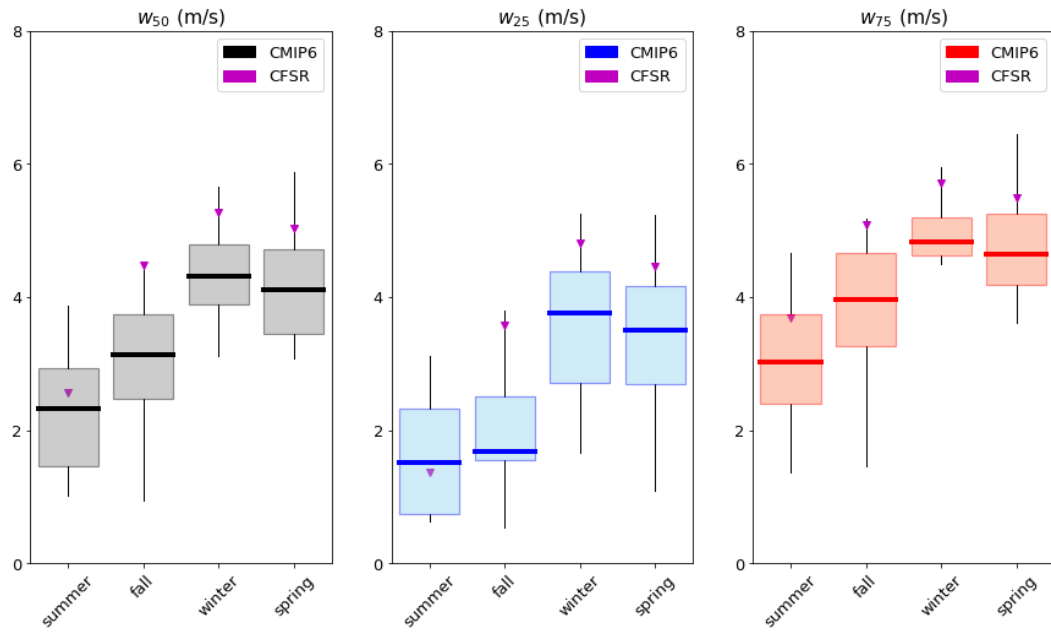


Figura 5.10. Ciclo estacional de la variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50}), 25 (w_{25}) y 75 (w_{75}) del viento paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) y reanálisis CFSR (triángulos magenta) con datos diarios en Máncora durante el periodo 1990-2010.

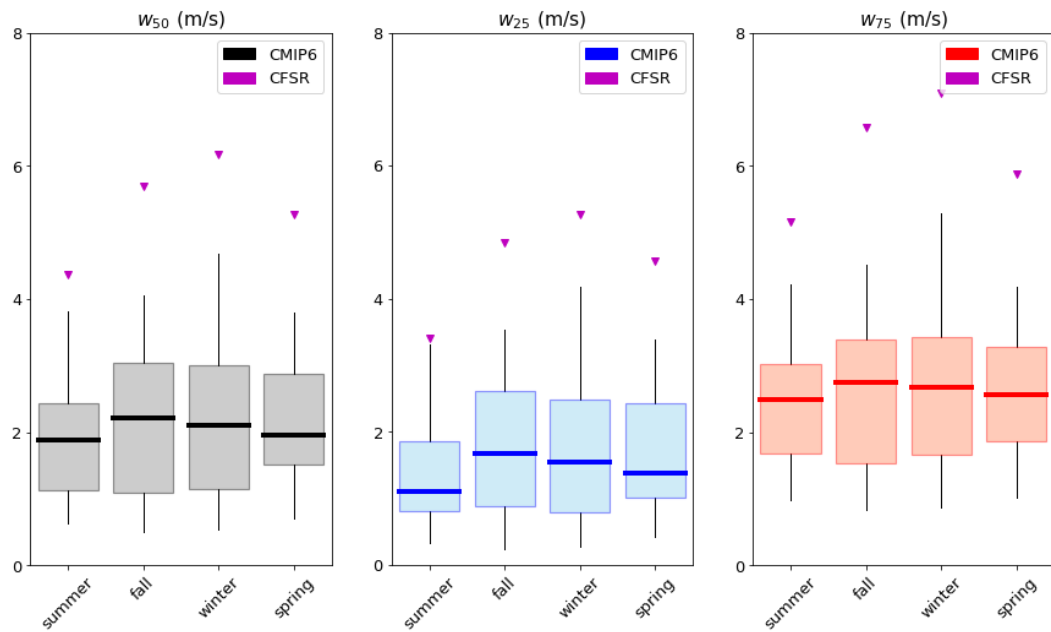


Figura 5.11. Ciclo estacional de la variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50}), 25 (w_{25}) y 75 (w_{75}) del viento paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de

cajas) y reanálisis CFSR (triángulos magenta) con datos diarios en Huacho durante el periodo 1990-2010.

3. Variabilidad interdiaria del viento para fines de siglo bajo condiciones de cambio climático

Se describen los cambios proyectados para la distribución del viento diario paralelo a la línea de costa peruana para fines de siglo XXI (2080-2100) para los dos escenarios de cambio climático ssp126 (optimista) y ssp585 (pesimista), comparado con el periodo histórico 1990-2010, desde un conjunto de modelos CMIP6 (modelos 1, 2, 3, 4, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15 de la Tabla 4.2), para cada estación del año.

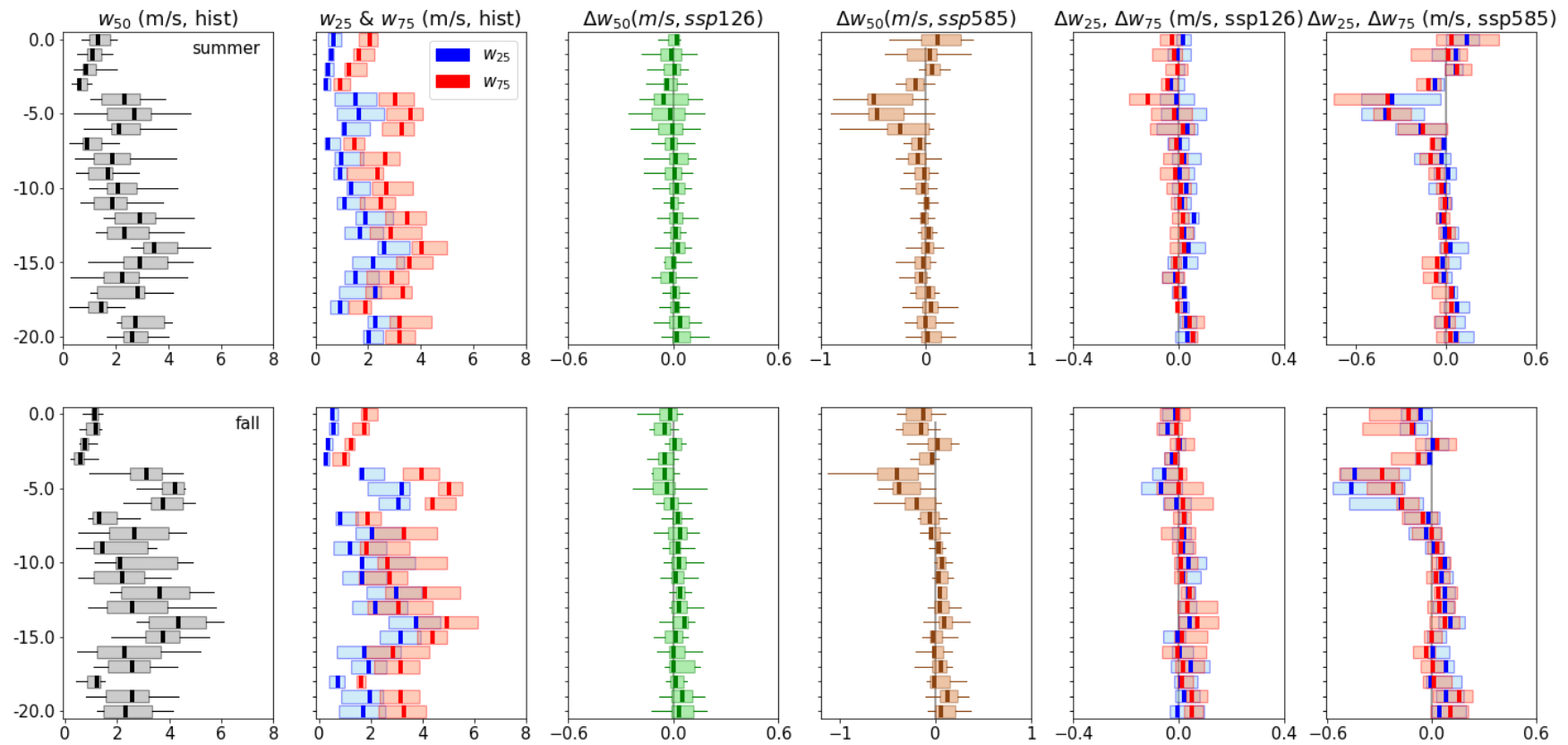


Figura 5.12. Cambios proyectados (2080-2100 menos 1990-2010) en la variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50} , Δw_{50}), 25 (w_{25} , Δw_{25}) y 75 (w_{75} , Δw_{75}) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) para el verano y otoño bajo los escenarios optimista (ssp126) y pesimista (ssp585).

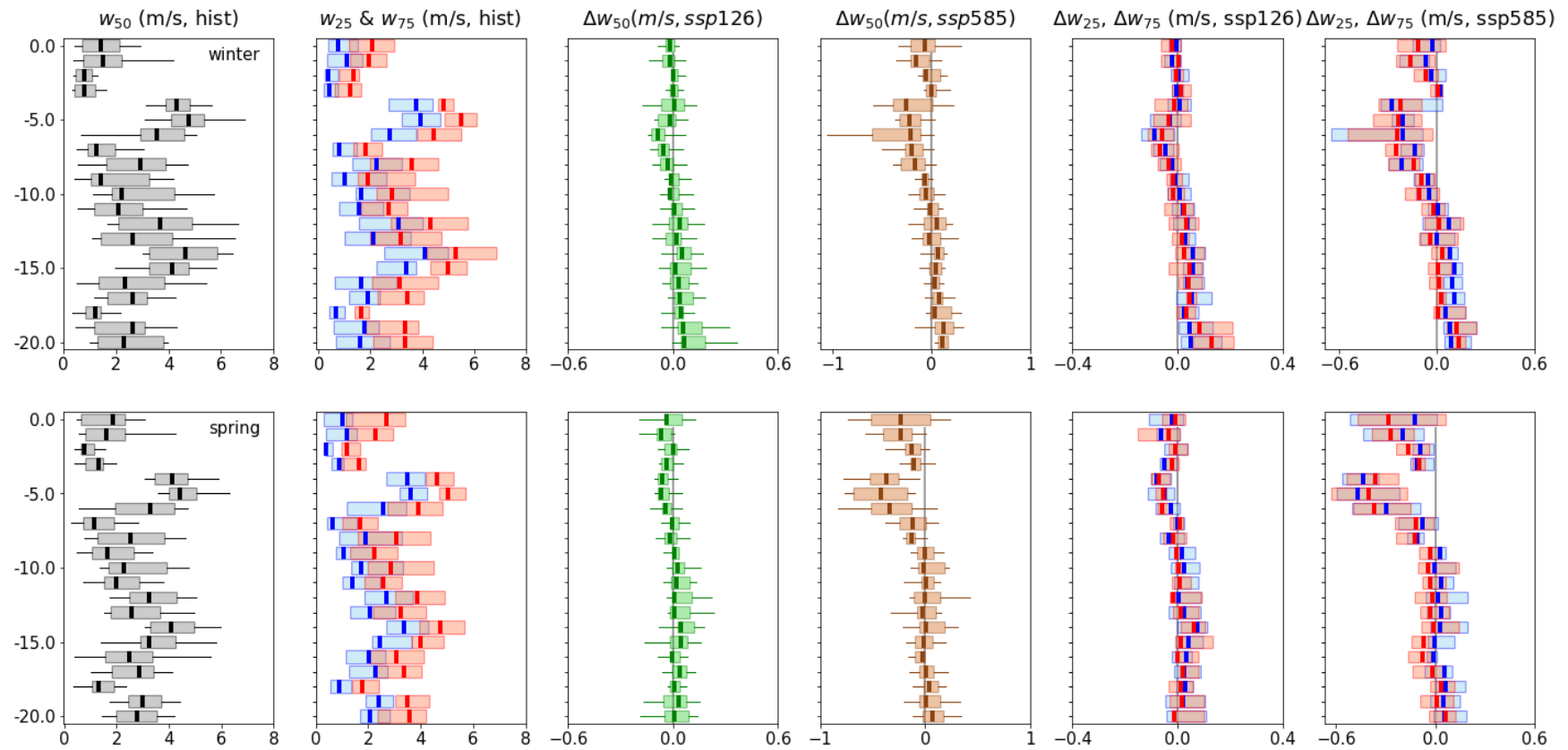


Figura 5.13. Cambios proyectados (2080-2100 menos 1990-2010) en la variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50} , Δw_{50}), 25 (w_{25} , Δw_{25}) y 75 (w_{75} , Δw_{75}) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) para el invierno y primavera bajo los escenarios optimista (ssp126) y pesimista (ssp585).

Para el viento paralelo a línea de costa sigue, bajo un escenario optimista, los cambios esperados en el viento medio (w_{50}) son un ligero debilitamiento en la intensidad del viento en el norte y una ligera intensificación en la intensidad del viento en el sur (menor a 0.2 m/s) durante las estaciones de otoño e invierno (Figuras 5.12 y 5.13). Bajo un escenario pesimista, los cambios esperados en el viento medio son un moderado debilitamiento en la intensidad del viento en el norte y una ligera intensificación en la intensidad del viento en el sur (menor a 0.2 m/s) durante las estaciones de otoño e invierno; de hecho, se observa un máximo debilitamiento (cerca de -0.5 m/s) en el jet costero norte ($\sim 4-5^{\circ}\text{S}$) durante la estación de primavera (Figura 5.13). Respecto de los cambios esperados en el viento percentil 25 (w_{25}) y el viento percentil 75 (w_{75}), ambos siguen el patrón marcado por los cambios en el viento medio en ambos escenarios de cambio climático, optimista y pesimista. De hecho, en el jet costero norte, hay mayor debilitamiento en la intensidad del viento percentil 25 durante las estaciones de verano y primavera mientras el mayor debilitamiento en la intensidad del viento percentil 75 sería en primavera ($\sim 4-6^{\circ}\text{S}$). Por otro lado, en la zona sur hay una ligera intensificación menor a 0.2 m/s durante todas las estaciones.

3.1. Cambios proyectados en verano

En verano, si bien la intensidad media del viento se debilita bajo un escenario pesimista (ssp585) al mirar la probabilidad de ocurrencia ($\Delta Prob_{50}$) se tiene que el patrón de incremento en la ocurrencia de estos vientos cerca al jet costero norte ($\sim 3-5^{\circ}S$) y una disminución hacia los $0^{\circ}S$ y $20^{\circ}S$ (Figura 5.14). Mientras que bajo un escenario optimista no se reportan cambios en la intensidad media del viento consistentes con el conjunto de modelos, pero sí un ligero incremento en la probabilidad de ocurrencia de vientos medios cerca al jet costero norte. Asimismo, la probabilidad de ocurrencia de eventos de viento débil no cambia ($\Delta Prob_{25}$) bajo un escenario optimista, pero bajo un escenario pesimista sigue el patrón del viento medio; mientras que la probabilidad de ocurrencia de eventos de viento fuerte se incrementa ($\Delta Prob_{75}$) cerca al jet costero norte, ligeramente en el escenario optimista y regularmente en el escenario pesimista. No se reportan incrementos o disminuciones de eventos extremos ($\Delta w_{25} - \Delta w_{50}$, $\Delta w_{75} - \Delta w_{50}$) respecto de la variación en las condiciones medias (Δw_{50}) en el escenario optimista salvo una disminución puntual a $4^{\circ}S$. Mientras que en el escenario pesimista se esperan ligeros incrementos de los eventos de viento débil y tenues disminuciones de los eventos de viento fuerte con una mayor disminución en $4^{\circ}S$. No se reportan cambios de la asimetría (skewness) de la distribución del viento en el grueso de modelos, incluso para ambos escenarios.

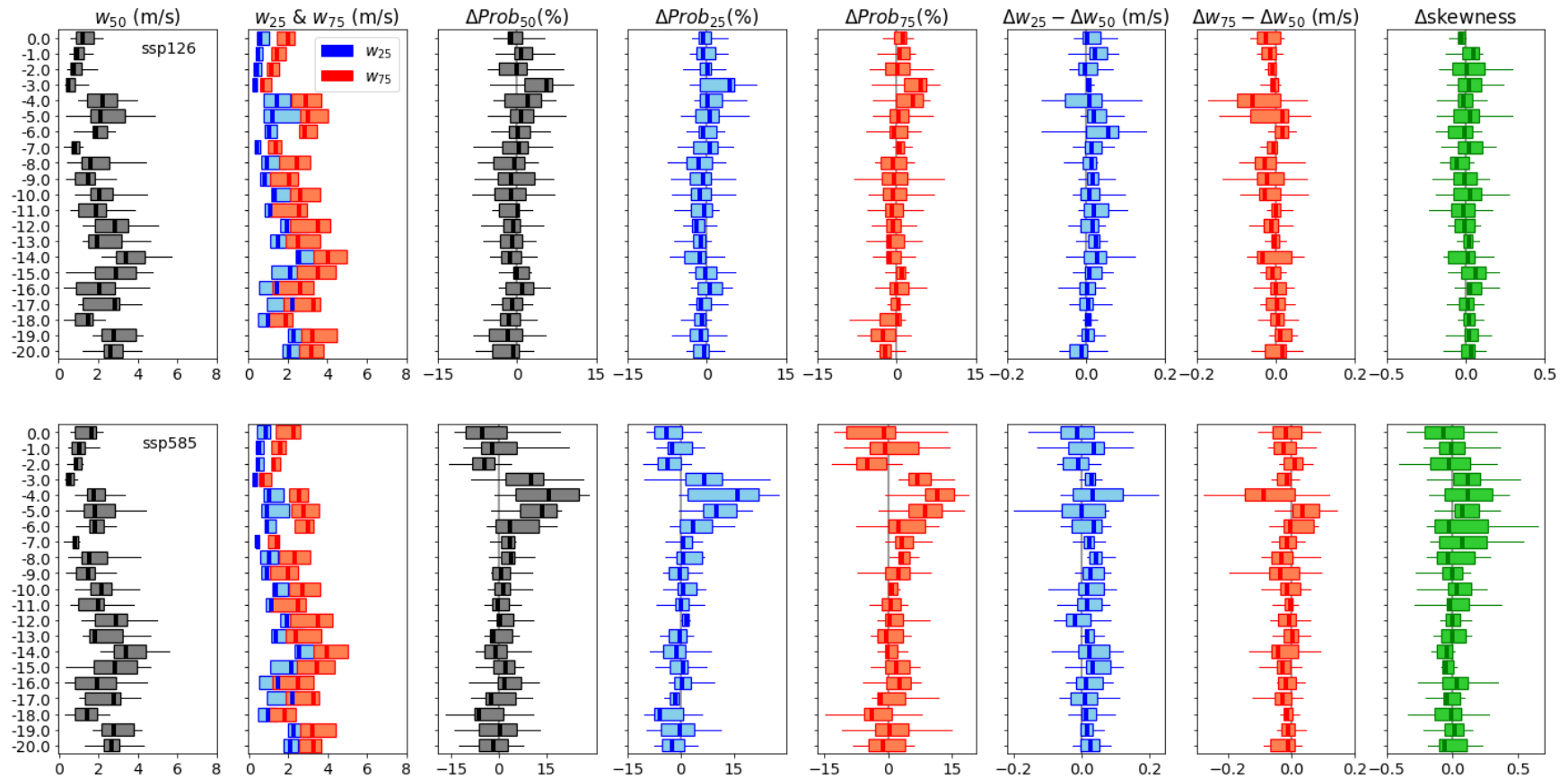


Figura 5.14. Cambios proyectados (2080-2100 menos 1990-2010) en la variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50} , Δw_{50} , $\Delta Prob_{50}$), 25 (w_{25} , Δw_{25} , $\Delta Prob_{25}$), 75 (w_{75} , Δw_{75} , $\Delta Prob_{75}$) y asimetría ($\Delta skewness$) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) para verano bajo los escenarios optimista (ssp126) y pesimista (ssp585).

3.2. Cambios proyectados en otoño

En otoño, si bien la intensidad media del viento se debilita bajo un escenario pesimista (ssp585) al mirar la probabilidad de ocurrencia se tiene que el patrón de incremento en la ocurrencia de estos vientos cerca al jet costero norte ($\sim 3\text{-}5^\circ\text{S}$, también $0\text{-}1^\circ\text{S}$) con una disminución hacia los 20°S (Figura 5.15). Mientras que bajo un escenario optimista no se reportan cambios en la intensidad media del viento ni cambios en la probabilidad de ocurrencia de vientos medios salvo un ligero incremento puntual a 3°S . Asimismo, la probabilidad de ocurrencia de eventos de viento débil no cambia bajo un escenario optimista pero bajo un escenario pesimista tiene una disminución desde 10°S hasta 20°S ; mientras que la probabilidad de ocurrencia de eventos de viento fuerte se incrementa ligeramente cerca al jet costero norte en el escenario pesimista. No se reportan incrementos o disminuciones de eventos extremos respecto de la variación en las condiciones medias tanto en el escenario optimista como en el escenario pesimista. Se reporta una ligera disminución de la asimetría de la distribución del viento asociado al ligero incremento del viento mediano, solo para el escenario pesimista.

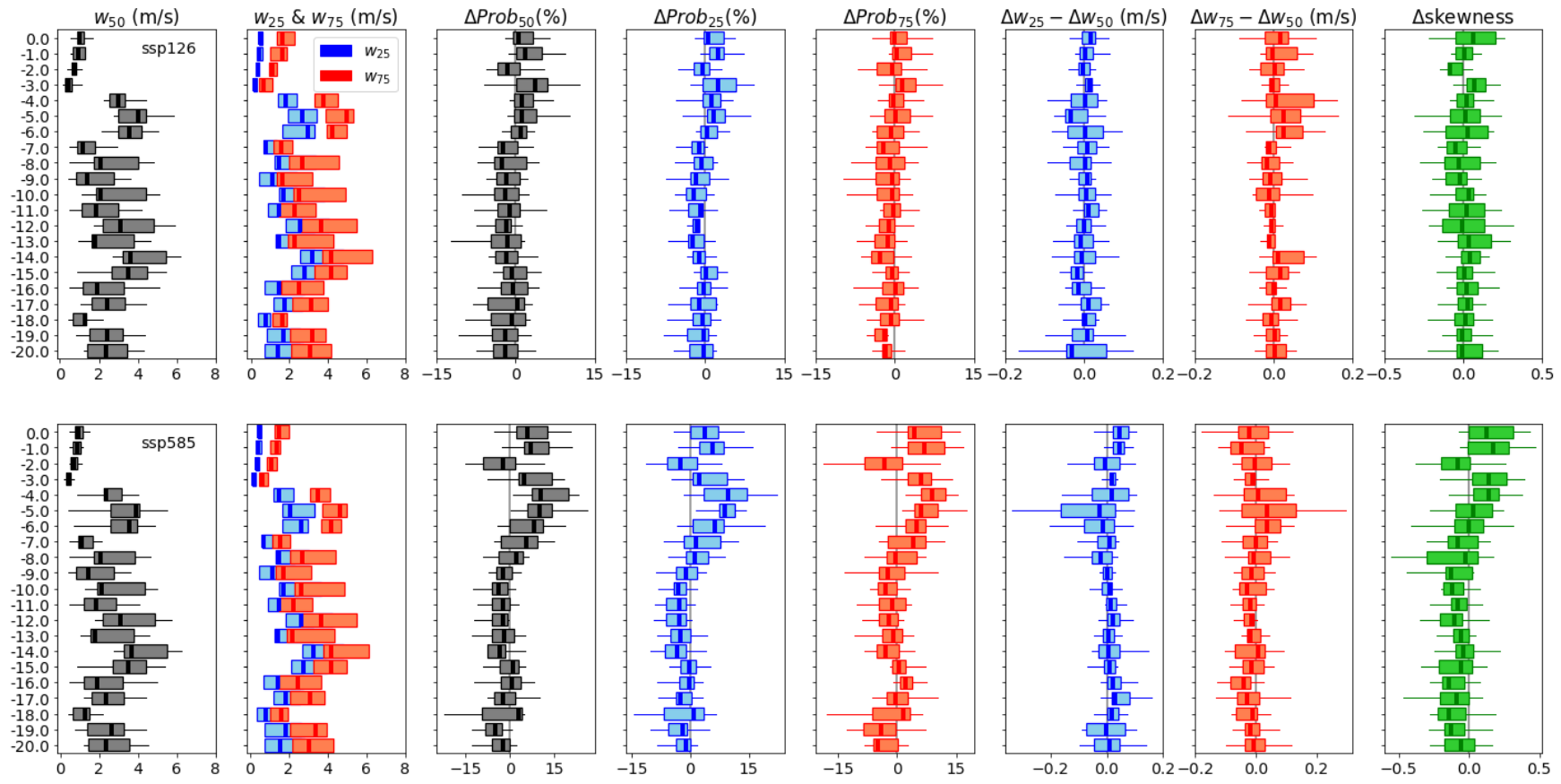


Figura 5.15. Cambios proyectados (2080-2100 menos 1990-2010) en la variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50} , Δw_{50} , $\Delta Prob_{50}$), 25 (w_{25} , Δw_{25} , $\Delta Prob_{25}$), 75 (w_{75} , Δw_{75} , $\Delta Prob_{75}$) y asimetría ($\Delta skewness$) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) para otoño bajo los escenarios optimista (ssp126) y pesimista (ssp585).

3.3. Cambios proyectados en invierno

En invierno, ocurriría el menor debilitamiento de la intensidad media del viento junto con un ligero incremento de la probabilidad de ocurrencia de los vientos medios bajo un escenario pesimista cerca al jet costero norte ($\sim 4-8^{\circ}\text{S}$), a la vez que hay un ligero incremento en la intensidad media del viento acompañada de una disminución de probabilidad de los vientos medios hacia 20°S (Figura 5.16). Mientras que bajo un escenario optimista no se reportan cambios interesantes en magnitud, aunque se respeta el patrón de cambios del escenario pesimista. Asimismo, la probabilidad de ocurrencia de eventos de viento débil/fuerte no cambia bajo un escenario optimista, pero bajo un escenario pesimista sigue el patrón del viento medio, hay un incremento de eventos de viento débil y disminución de eventos de viento fuerte cerca al jet costero norte ($\sim 4-8^{\circ}\text{S}$) y un incremento de eventos de viento fuerte ($\sim 4-8^{\circ}\text{S}$) y una disminución de eventos de viento débil hacia 20°S . Esto iría de acuerdo con cambio a la par de los eventos de viento débil respecto de la ligera disminución en las condiciones medias del viento cerca al jet costero norte, incluso para ambos escenarios. No se reportan cambios de la asimetría de la distribución del viento salvo una leve disminución hacia 20°S que se debería a los cambios descritos previamente, incluso para ambos escenarios.

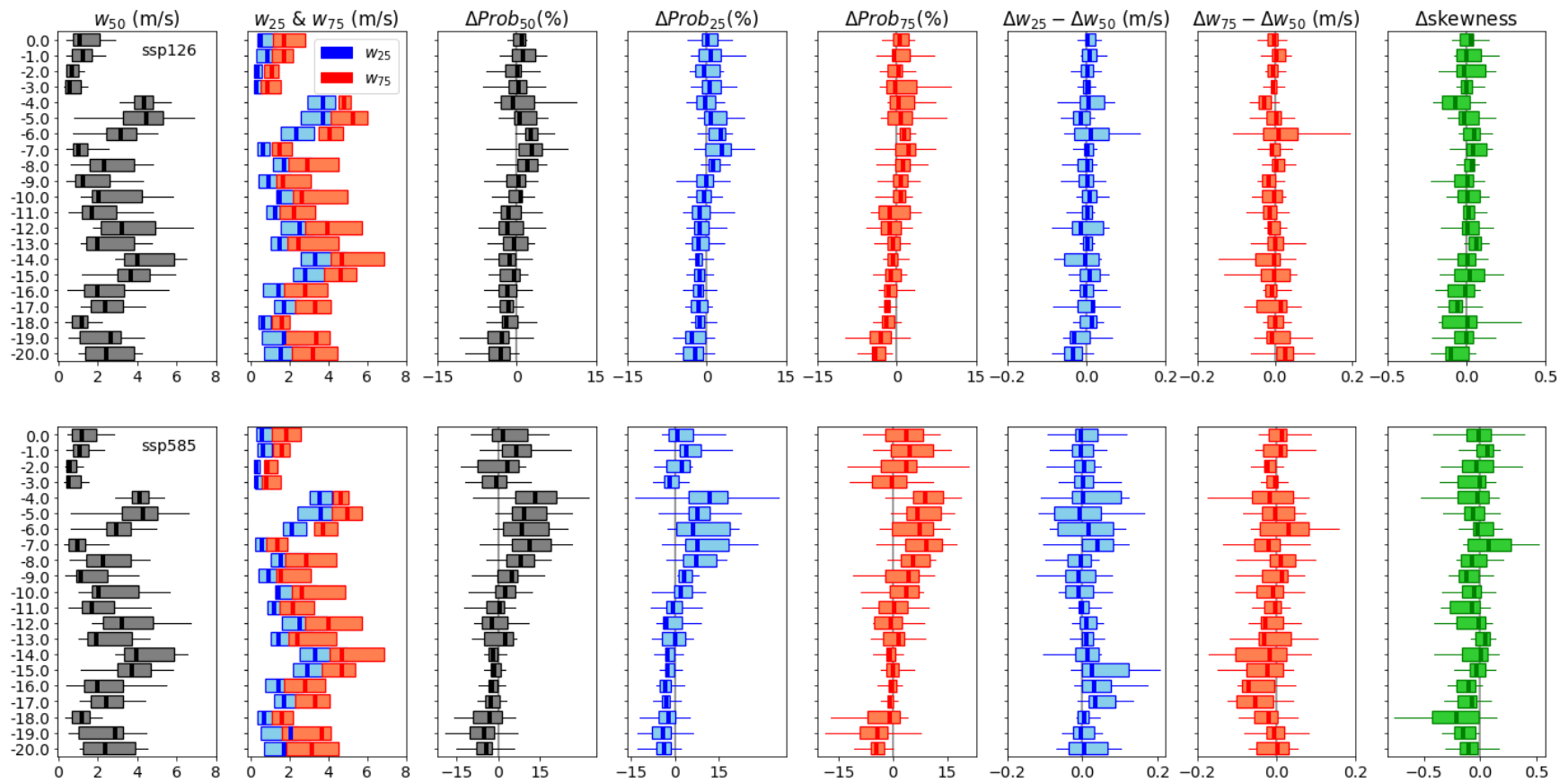


Figura 5.16. Cambios proyectados (2080-2100 menos 1990-2010) en la variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50} , Δw_{50} , $\Delta Prob_{50}$), 25 (w_{25} , Δw_{25} , $\Delta Prob_{25}$), 75 (w_{75} , Δw_{75} , $\Delta Prob_{75}$) y asimetría ($\Delta skewness$) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) para invierno bajo los escenarios optimista (ssp126) y pesimista (ssp585).

3.4. Cambios proyectados en primavera

En primavera, ocurriría el mayor incremento de la intensidad media del viento junto con el mayor incremento de la probabilidad de ocurrencia de los vientos medios bajo un escenario pesimista/optimista cerca al jet costero norte ($\sim 1-8$ °S para el escenario optimista, $4-5$ °S para el escenario pesimista) (Figura 5.17). Asimismo, la probabilidad de ocurrencia de eventos de viento débil/fuerte no cambia bajo un escenario optimista, pero bajo un escenario pesimista sigue el patrón del viento medio, hay un incremento (mayor a 15%) en la frecuencia de ocurrencia de eventos de viento débil y una disminución (menor a 15%) en la frecuencia de ocurrencia de eventos de viento fuerte cerca al jet costero norte. Esto iría de acuerdo con cambio a la par de los eventos de viento débil/fuerte respecto de la disminución en las condiciones medias del viento cerca al jet costero norte, incluso para ambos escenarios. No se reportan cambios de la asimetría de la distribución del viento, incluso para ambos escenarios.

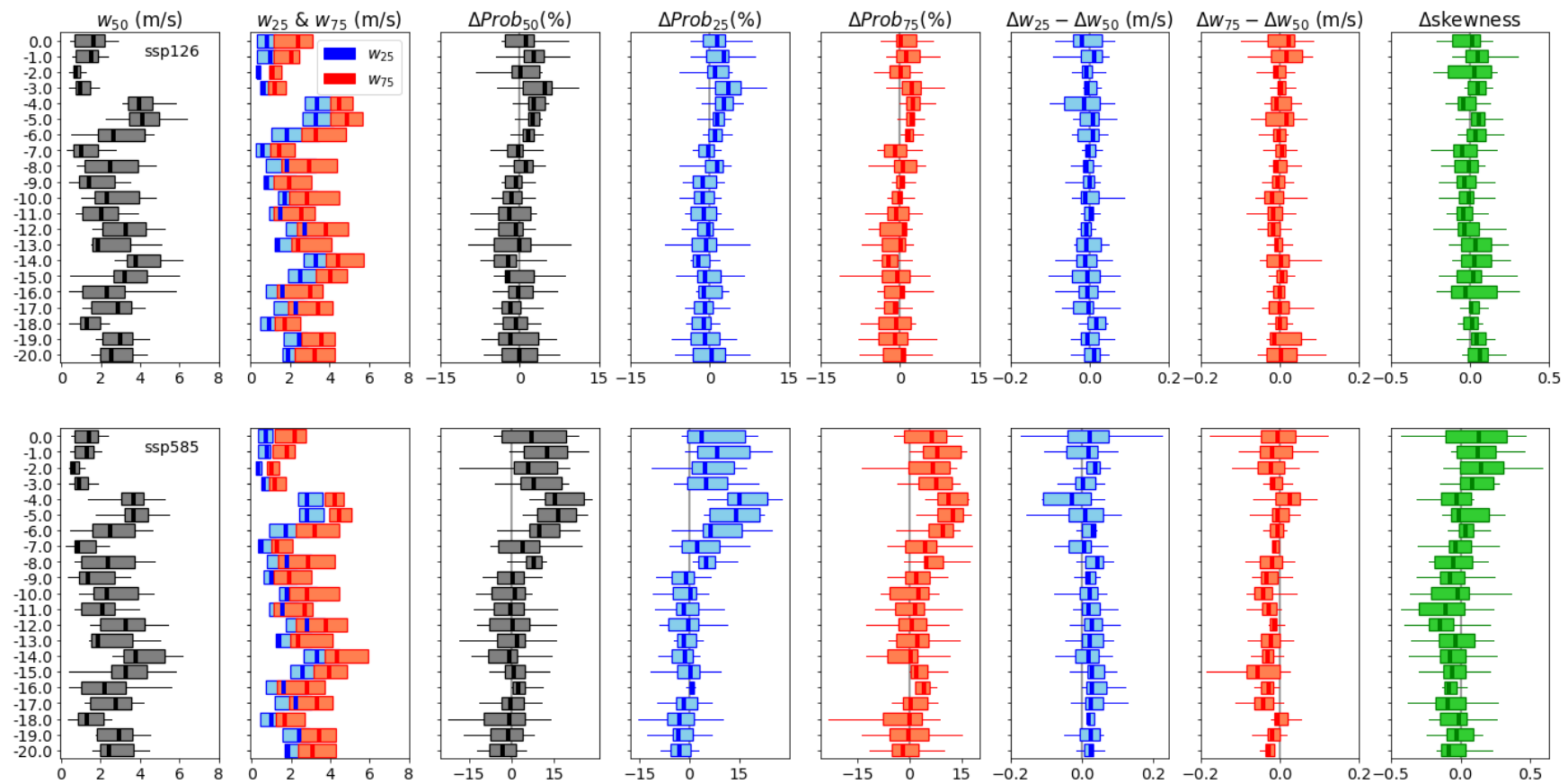


Figura 5.17. Cambios proyectados (2080-2100 menos 1990-2010) en la variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50} , Δw_{50} , $\Delta Prob_{50}$), 25 (w_{25} , Δw_{25} , $\Delta Prob_{25}$), 75 (w_{75} , Δw_{75} , $\Delta Prob_{75}$) y asimetría ($\Delta skewness$) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) para primavera bajo los escenarios optimista (ssp126) y pesimista (ssp585).

Sobre las zonas puntuales de Máncora (4 °S) y Huacho (11 °S) se estudió el ciclo estacional del viento medio paralelo a la línea de costa revelando un marcado ciclo estacional en Máncora y una no estacionalidad en Huacho (Figuras 5.18 y 5.19). En Máncora, los eventos de viento débil, bajo un escenario optimista, se harían ligeramente más frecuentes especialmente en primavera mientras que bajo un escenario pesimista esto ocurriría en todo el año con mayor frecuencia en primavera y verano (incremento mayor al 15%). Esto sería acompañado de una ligera disminución de eventos de viento fuerte durante primavera bajo un escenario optimista mientras que bajo un escenario pesimista se daría durante todo el año con mayor frecuencia en primavera y verano (incremento mayor al 10%). Los cambios en los eventos de viento débil y fuerte en general van de acorde con los cambios en las condiciones medias, en ambos escenarios; y de igual manera la asimetría de la distribución del viento no se mueve casi para ambos escenarios.

En Huacho, los eventos de viento débil y los eventos de viento fuerte, bajo un escenario optimista, se parecen bastante a las condiciones medias del viento diario paralelo a la línea de costa. Lo cierto es que los cambios en la frecuencia de ocurrencia de estos eventos o son débiles o no son reportados por el grueso de modelos (cambio menor en probabilidad al 5% o menor en intensidad al 0.2 m/s), para ambos escenarios. De igual manera la asimetría de la distribución del viento apenas cambia dependiendo de los escenarios, marcando un mayor rango en el escenario optimista respecto del pesimista. De hecho, la distribución del viento se sabe que la distribución del viento en Huacho es normal y con baja varianza (Rahn and Garreaud, 2014).

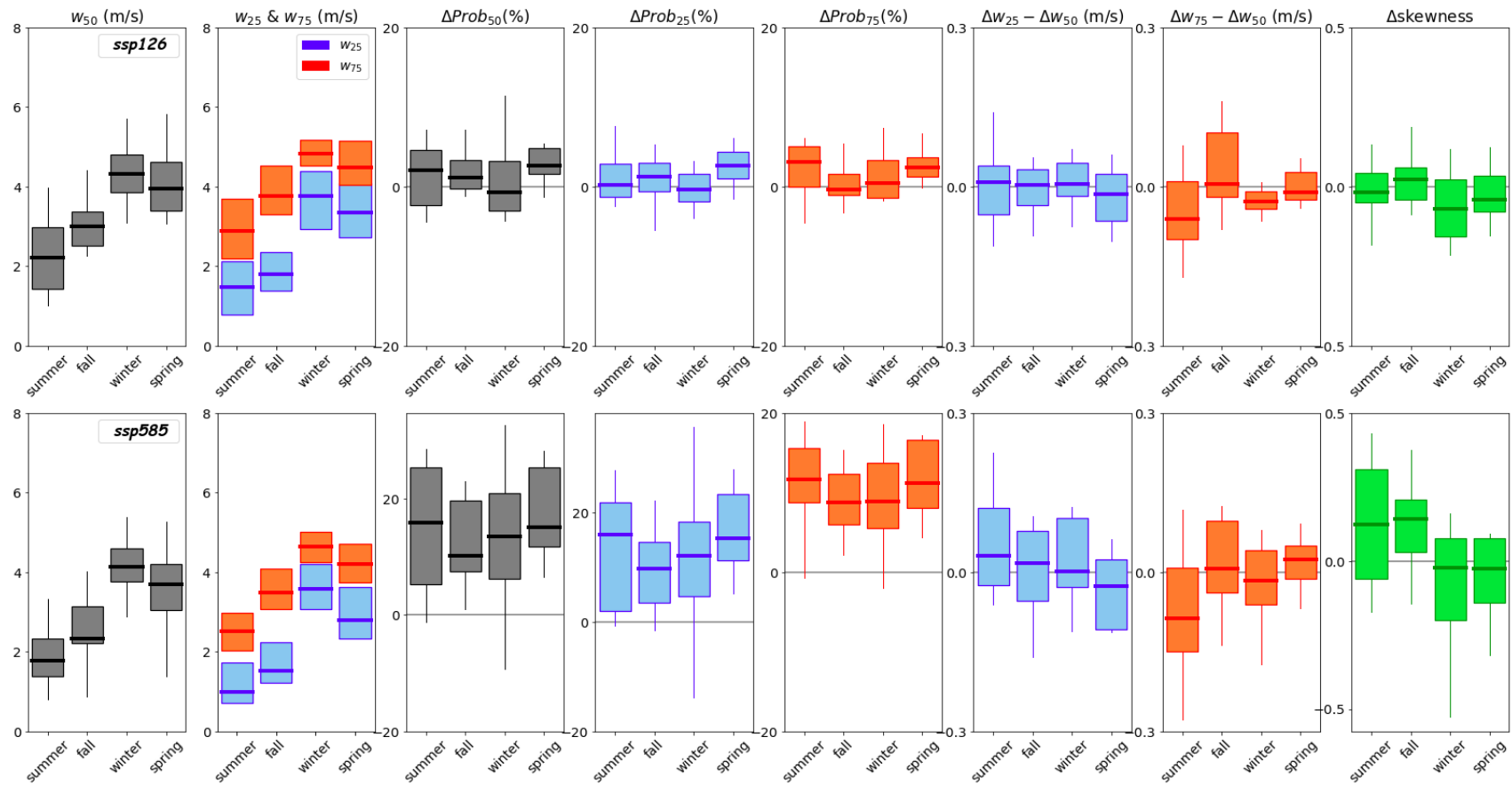


Figura 5.18. Ciclo estacional de los cambios proyectados (2080-2100 menos 1990-2010) en la variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50} , Δw_{50} , $\Delta Prob_{50}$), 25 (w_{25} , Δw_{25} , $\Delta Prob_{25}$), 75 (w_{75} , Δw_{75} , $\Delta Prob_{75}$) y asimetría ($\Delta skewness$) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) en Mánкора bajo los escenarios optimista (ssp126) y pesimista (ssp585).

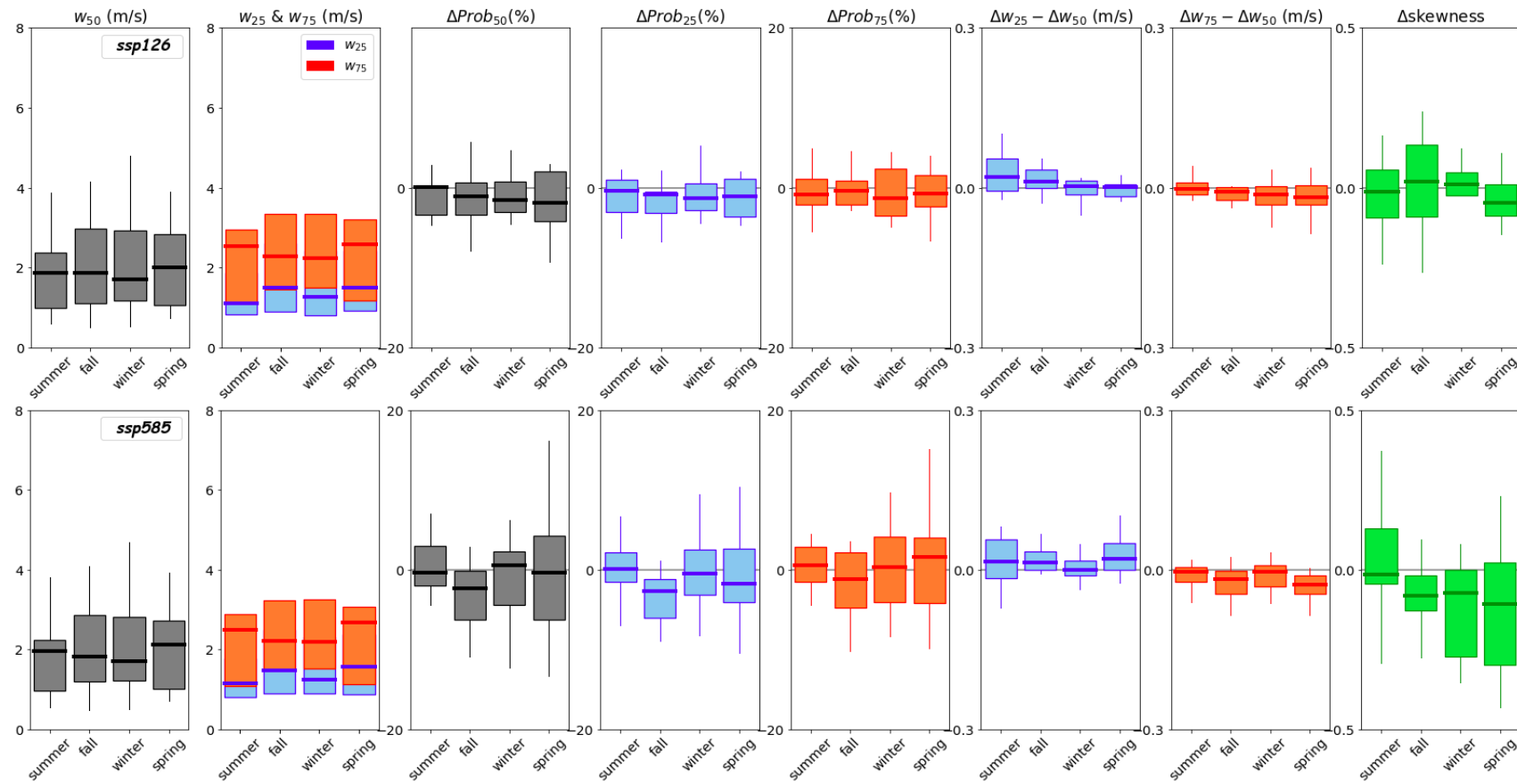


Figura 5.19. Ciclo estacional de los cambios proyectados (2080-2100 menos 1990-2010) en la variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50} , Δw_{50} , $\Delta Prob_{50}$), 25 (w_{25} , Δw_{25} , $\Delta Prob_{25}$), 75 (w_{75} , Δw_{75} , $\Delta Prob_{75}$) y asimetría ($\Delta skewness$) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) en Huacho bajo los escenarios optimista (ssp126) y pesimista (ssp585).

En resumen, los análisis descriptivos muestran que los cambios esperados en el viento paralelo a la línea de costa peruana para el periodo futuro 2080 - 2100, respecto del periodo histórico 1990 - 2010, ocurrirían principalmente en el jet costero norte bajo un escenario pesimista ssp585 (Figura 5.20). En particular, se espera una pequeña disminución en la intensidad del viento medio (Chamorro et al., 2021), frente a Máncora ($\sim 3-6^\circ\text{S}$), asociado a un ligero incremento en la probabilidad de ocurrencia de días de viento débil y a una ligera disminución en la probabilidad de ocurrencia de días de viento fuerte, todo en coherencia con un leve desplazamiento hacia vientos débiles de la distribución (normal) de la intensidad del viento paralelo a la línea de costa.

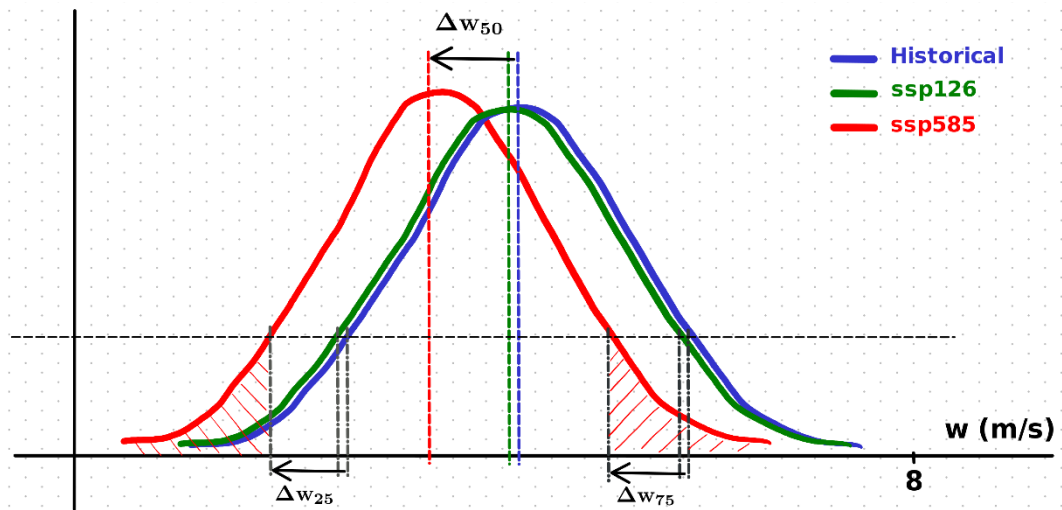


Figura 5.20. Esquema conceptual de los cambios proyectados en la distribución del viento diario paralelo a la línea de costa frente a Máncora desde los modelos CMIP6 en el periodo futuro 2080-2100 respecto del periodo histórico 1990-2010, bajo los escenarios ssp126 (optimista) y ssp585 (pesimista).

4. Eventos de viento débil y fuerte en el periodo histórico y futuro

Se realizó la identificación y caracterización (número, intensidad y duración) de eventos de viento débil/fuerte en el periodo histórico 1990-2010 y futuro 2080-2100 bajo condiciones de cambio climático a lo largo de la costa peruana.

4.1. Eventos de viento fuerte

En verano, durante el periodo histórico la cantidad de eventos de viento fuerte por año varía entre 3 a 7, con una duración de 3 a 7 días y una intensidad de 1 a 7 m/s (Figura 5.21). Hay mayor cantidad de eventos por año en el norte, de hecho, entre 4 a 8 °S varía entre 3 a 6 eventos por año pero de 8°S a más se tienen una cantidad menor o igual a 5. Los modelos replican basta bien la cantidad de eventos por año, pero sobreestiman ligeramente la duración de los eventos en la zona centro y sur. Además, los modelos subestiman la intensidad de estos eventos a lo largo de toda la costa peruana. Ya para el periodo futuro se proyectan cambios muy leves en la cantidad de eventos por año tanto para el escenario optimista (ligero aumento) como para el escenario pesimista (ligero decremento). También se proyectan ligeros cambios en la duración de los eventos mayormente bajo un escenario optimista, un ligero aumento en 2 y 9 °S y un ligero decremento en la zona centro-sur. Además, se proyecta una moderada disminución alrededor de 0.5 m/s en la intensidad de los eventos bajo un escenario pesimista en la zona norte entre 4 a 7 °S, para un escenario optimista no se proyectan cambios.

En otoño, durante el periodo histórico la cantidad de eventos de viento fuerte por año varía entre 4 a 7, con una duración de 2 a 6 días y una intensidad de 1 a 9 m/s (Figura 5.22). Hay mayor cantidad de eventos por año en el norte, pero de 4 a más

grados Sur se tienen una cantidad aproximada de 5. Los modelos replican bastante bien la cantidad de eventos por año, la duración de los eventos en la zona centro y sur. Además, los modelos subestiman la intensidad de estos eventos a lo largo de toda la costa peruana excepto en el rango 4 a 6 °S. Ya para el periodo futuro se proyectan un ligero incremento en la cantidad de eventos por año bajo ambos escenarios optimista y pesimista en la costa norte entre 3 a 5 °S. También se proyectan ligeros cambios en la duración de los eventos. Además, se proyecta una moderada disminución alrededor de 0.5 m/s en la intensidad de los eventos bajo un escenario pesimista en la zona norte entre 4 a 7 °S, para un escenario optimista no se proyectan cambios.

En invierno, durante el periodo histórico la cantidad de eventos de viento fuerte por año varía entre 4 a 7, con una duración de 3 a 6 días y una intensidad de 1 a 10 m/s (Figura 5.23). Hay mayor cantidad de eventos por año en el norte entre 0 a 3 °S y en el sur entre 18 a 20 °S, pero en el resto de las latitudes se tienen una cantidad aproximada de 5. Los modelos replican bastante bien la cantidad de eventos por año, pero no la poca duración de los eventos a lo largo de toda la costa salvo en la zona centro entre 11 y 13 °S donde la subestiman. Además, los modelos subestiman la intensidad de estos eventos a lo largo de toda la costa peruana excepto en el rango 3 a 6 °S. Ya para el periodo futuro se proyectan un ligero incremento en la cantidad de eventos por año bajo ambos escenarios optimista y pesimista a lo largo de toda la costa peruana. También se proyecta ligera disminución en la duración de los eventos en la zona norte 3 a 5 °S y en la zona sur entre 16 y 18 °S. Además, se proyecta un ligero decremento en la intensidad de los eventos en la zona norte bajo

un escenario pesimista y un leve incremento en la intensidad de los eventos en la zona centro y sur bajo ambos escenarios.

En primavera, durante el periodo histórico la cantidad de eventos de viento fuerte por año varía entre 4 a 7, con una duración de 3 a 7 días y una intensidad de 1 a 8 m/s (Figura 5.24). Hay mayor cantidad de eventos por año en el norte o sur, y menor cantidad de eventos por año en la zona centro. Los modelos replican basta bien la cantidad de eventos por año, pero no la poca duración de los eventos en la zona norte entre 3 y 7 °S salvo en la zona centro entre 9 y 11 °S donde la subestiman. Además, los modelos subestiman la intensidad de estos eventos a lo largo de toda la costa peruana excepto en el rango 3 a 6 °S. Ya para el periodo futuro se proyectan incrementos ligeros en la cantidad de eventos por año bajo un escenario optimista a lo largo de toda la costa peruana, un ligero incremento entre 6 a 7 °S y ligero decremento entre 8 y 11 °S bajo un escenario pesimista. También se proyectan una ligera disminución en la duración de los eventos entre 10 a 13 y 16 a 18 °S, y un ligero incremento en la duración entre 6 a 9 °S, bajo el escenario optimista; los cambios en el escenario pesimista son más leves aún. Además, se proyecta una moderada disminución alrededor de 0.5 m/s en la intensidad de los eventos bajo un escenario pesimista en la zona norte entre 4 a 7 °S, para el escenario optimista no se proyectan cambios.

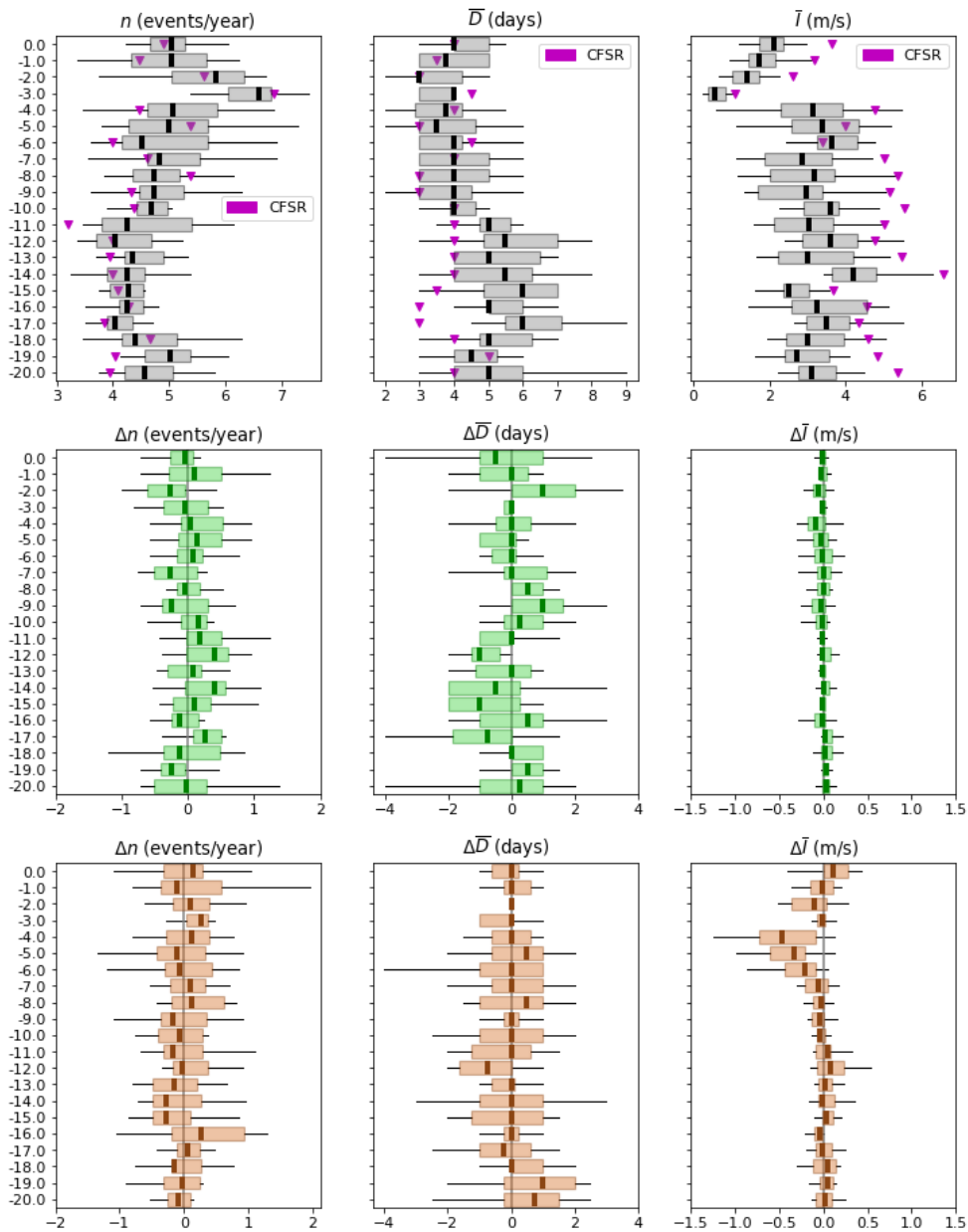


Figura 5.21. Eventos de viento fuerte en verano durante el periodo histórico (1990-2010) y el periodo futuro (2080-2100) usando datos de viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de caja) y reanálisis CFSR (triángulos magenta). De izquierda a derecha se muestra la frecuencia por año (n), la duración en los eventos (D) y la intensidad (I). De arriba hacia abajo se muestran las estadísticas históricas, el cambio bajo un escenario optimista (barras color verde) y el cambio bajo un escenario pesimista (barras color naranja).

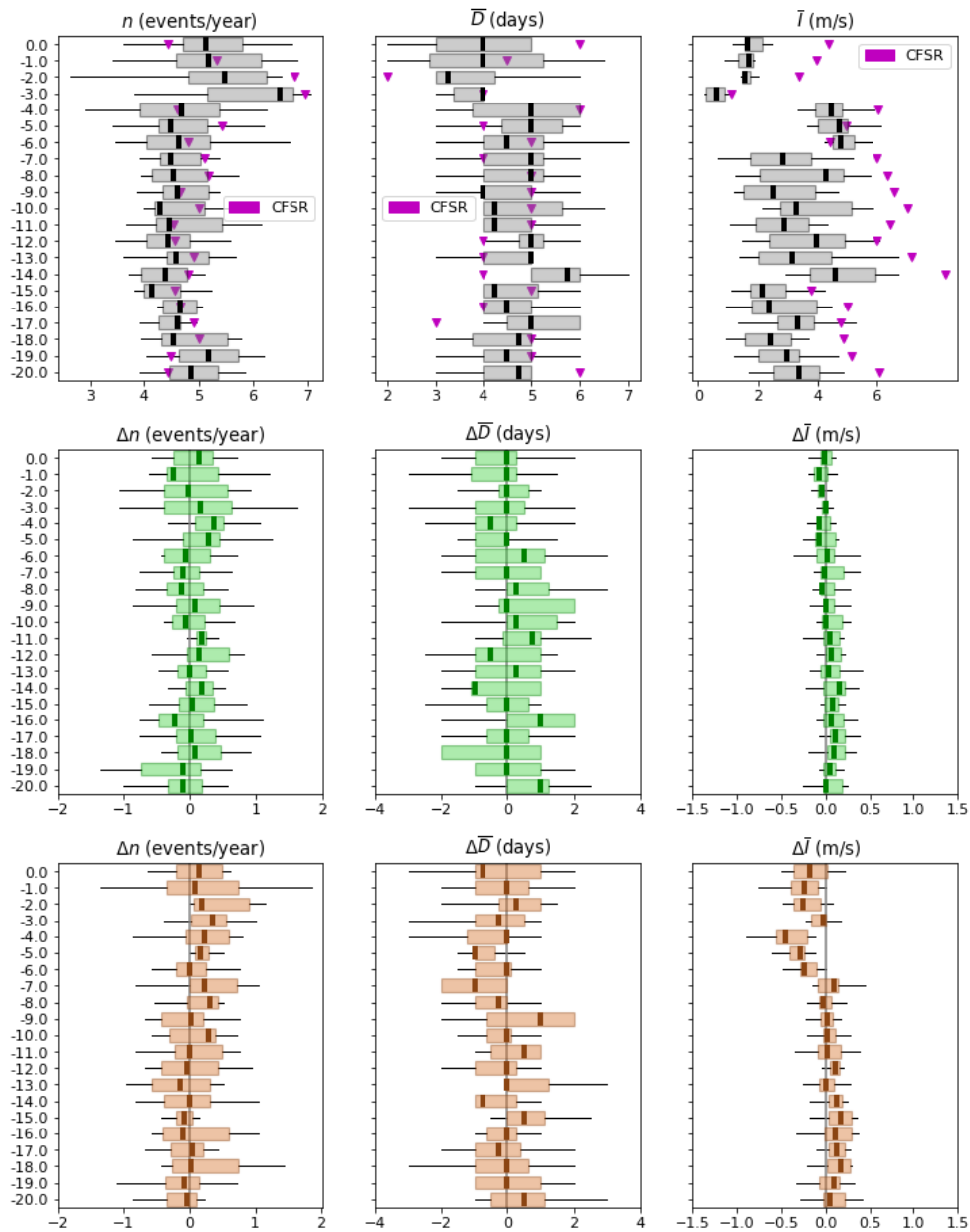


Figura 5.22. Eventos de viento fuerte en otoño durante el periodo histórico (1990-2010) y el periodo futuro (2080-2100) usando datos de viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de caja) y reanálisis CFSR (triángulos magenta). De izquierda a derecha se muestra la frecuencia por año (n), la duración en los eventos (D) y la intensidad (I). De arriba hacia abajo se muestran las estadísticas históricas, el cambio bajo un escenario optimista (barras color verde) y el cambio bajo un escenario pesimista (barras color naranja).

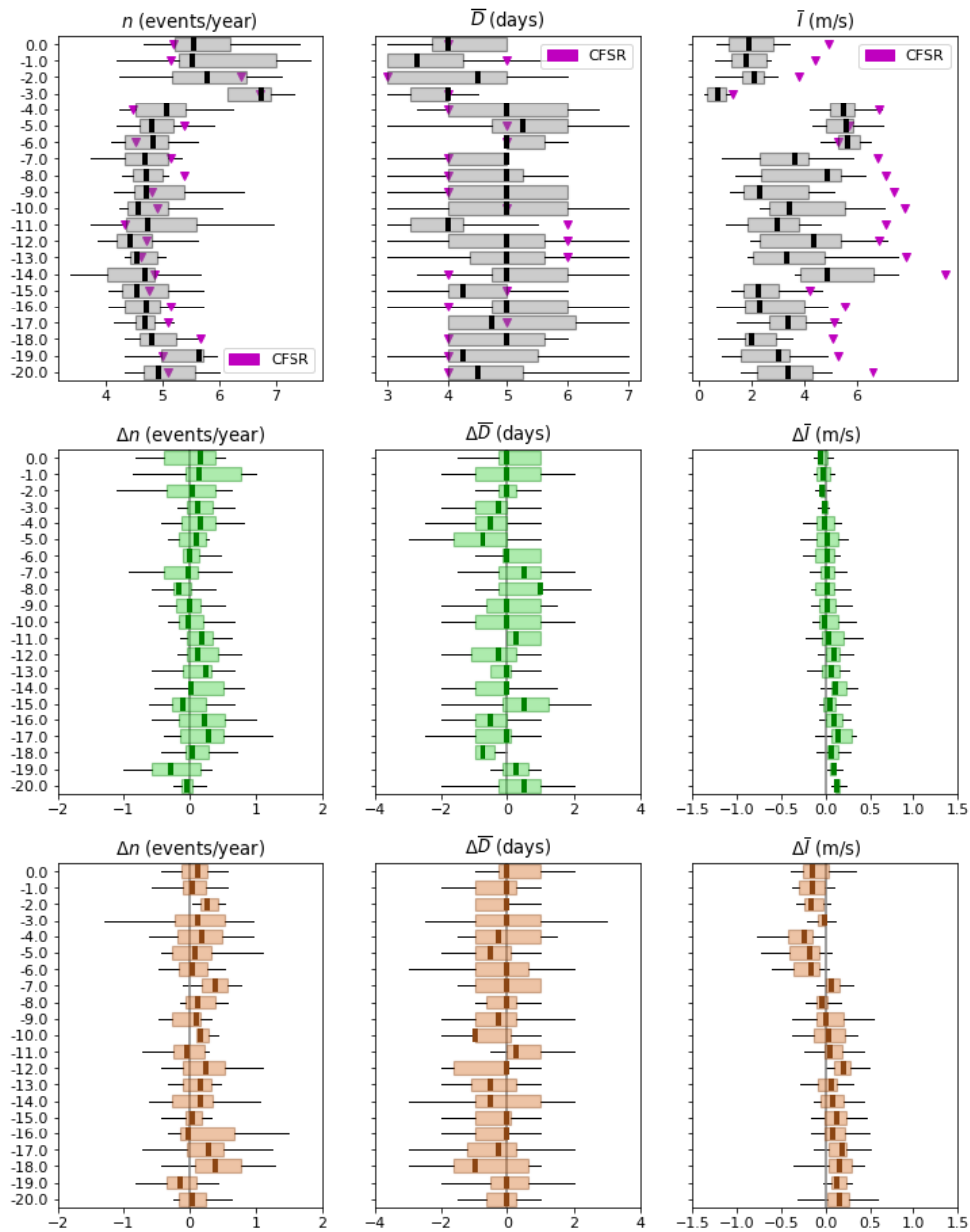


Figura 5.23. Eventos de viento fuerte en invierno durante el periodo histórico (1990-2010) y el periodo futuro (2080-2100) usando datos de viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de caja) y reanálisis CFSR (triángulos magenta). De izquierda a derecha se muestra la frecuencia por año (n), la duración en los eventos (D) y la intensidad (I). De arriba hacia abajo se muestran las estadísticas históricas, el cambio bajo un escenario optimista (barras color verde) y el cambio bajo un escenario pesimista (barras color naranja).

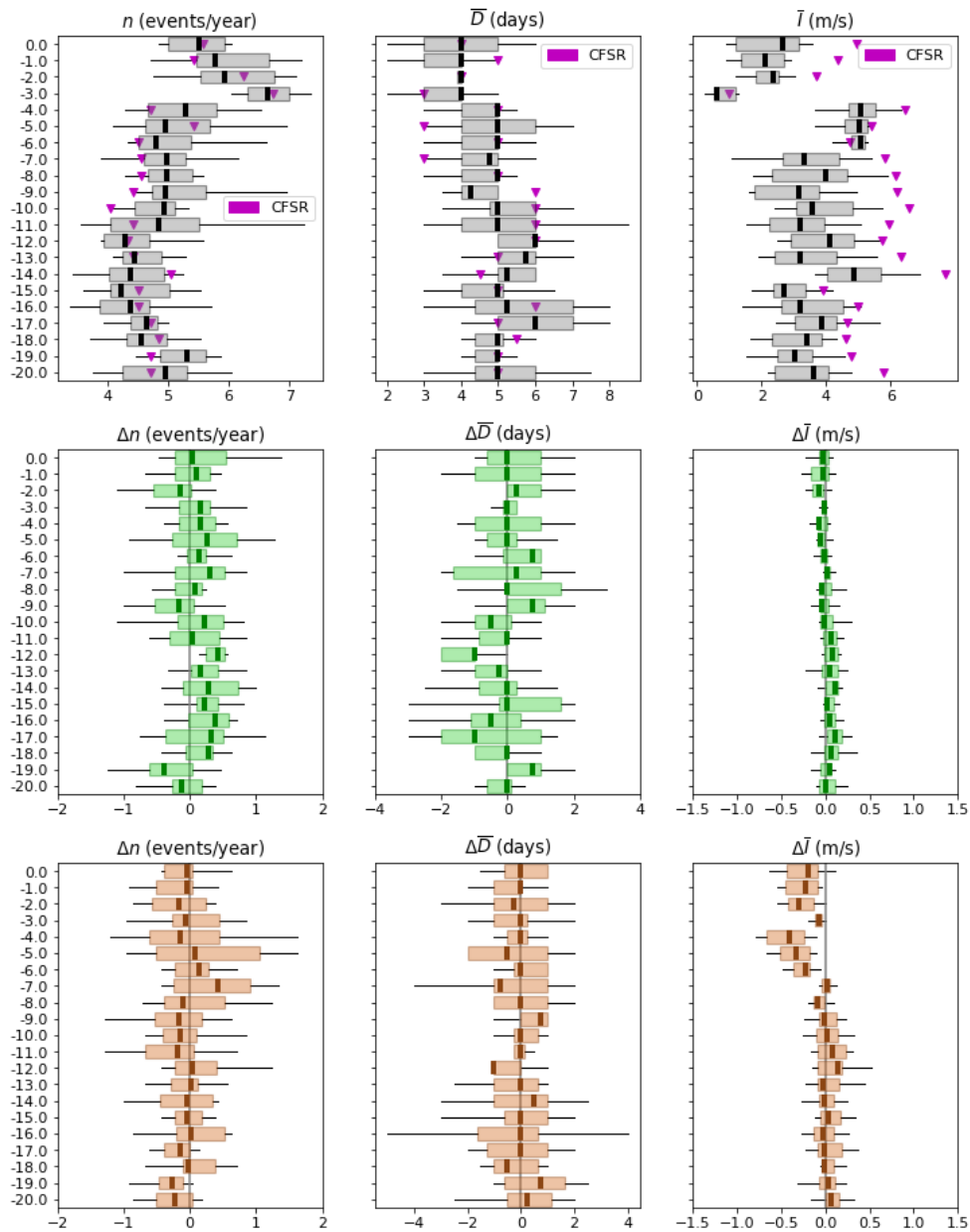


Figura 5.24. Eventos de viento fuerte en primavera durante el periodo histórico (1990-2010) y el periodo futuro (2080-2100) usando datos de viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de caja) y reanálisis CFSR (triángulos magenta). De izquierda a derecha se muestra la frecuencia por año (n), la duración en los eventos (D) y la intensidad (I). De arriba hacia abajo se muestran las estadísticas históricas, el cambio bajo un escenario optimista (barras color verde) y el cambio bajo un escenario pesimista (barras color naranja).

4.2. Eventos de viento débil

En verano, durante el periodo histórico la cantidad de eventos de viento débil por año varía entre 3 a 7, con una duración de 3 a 7 días y una intensidad de 1 a 5 m/s (Figura 5.25). Hay mayor cantidad de eventos por año en el norte en 2 y 3 °S, en el resto de las latitudes se tienen una cantidad menor o igual a 5. Los modelos replican bastante bien la cantidad de eventos por año pero subestiman la duración de los eventos en la zona centro especialmente a 10 °S. Además, los modelos subestiman la intensidad de estos eventos a lo largo de toda la costa peruana, excepto entre 3 a 6 °S. Ya para el periodo futuro se proyectan cambios muy leves en la cantidad de eventos por año para ambos escenarios, especialmente se proyecta una ligera disminución de eventos a 10 °S bajo un escenario optimista. También se proyectan cambios mínimos en la duración de los eventos bajo ambos escenarios. Además, se proyecta una moderada disminución alrededor de 0.5 m/s en la intensidad de los eventos bajo un escenario pesimista en la zona norte entre 4 a 6 °S, mientras que bajo un escenario optimista no se proyectan cambios.

En otoño, durante el periodo histórico la cantidad de eventos de viento fuerte por año varía entre 4 a 7, con una duración de 2 a 6 días y una intensidad de 1 a 6 m/s (Figura 5.26). Hay mayor cantidad de eventos por año en el norte en 2 a 3 °S, con máximos locales de 6 eventos por año en 8 °S y 17 °S. Hay un máximo local en la duración de eventos a 5 °S y un mínimo a 2 °S. Los modelos replican basta bien la cantidad de eventos por año, pero sobreestiman la duración de los eventos. Además, los modelos subestiman la intensidad de estos eventos prácticamente a lo largo de toda la costa peruana. Ya para el periodo futuro se proyectan un ligero incremento en la cantidad de eventos por año en el norte y un ligero decremento en el sur bajo

ambos escenarios. También se proyecta una ligera disminución en alrededor de 1 día en la duración de los eventos para ambos escenarios. Además, se proyecta una moderada disminución alrededor de 0.5 m/s en la intensidad de los eventos bajo un escenario pesimista en la zona norte entre 4 a 6 °S y un ligero aumento de intensidad de los eventos en la zona sur, para un escenario optimista no se proyectan cambios. En invierno, durante el periodo histórico la cantidad de eventos de viento débil por año varía entre 4 a 8, con una duración de 3 a 7 días y una intensidad de 1 a 7 m/s (Figura 5.27). Justo la mayor cantidad de eventos por año ocurre en el norte en 2 y 3 °S. Hay una duración máxima de los eventos a 15 °S, en el norte y sur la duración de los eventos está por debajo de 5 días. Los modelos replican bastante bien la cantidad de eventos por año y la duración de los eventos. Además, los modelos subestiman la intensidad de estos eventos a lo largo de toda la costa peruana, excepto entre 3 a 6 °S. Ya para el periodo futuro se proyectan cambios muy leves en la cantidad de eventos por año para ambos escenarios, especialmente se proyecta un ligero aumento de eventos en el norte y una ligera disminución de eventos en el sur. También se proyecta una ligera disminución en la duración de los eventos bajo un escenario pesimista. Además, bajo un escenario pesimista se proyecta una ligera disminución menor de 0.5 m/s en la intensidad de los eventos en la zona norte entre 4 a 6 °S y un ligero aumento también menor a 0.5 m/s en la intensidad de los eventos a 7 °S, mientras que bajo un escenario optimista no se proyectan cambios.

En primavera, durante el periodo histórico la cantidad de eventos de viento débil por año varía entre 4 a 7, con una duración de 2 a 7 días y una intensidad de 1 a 6 m/s (Figura 5.28). Hay mayor cantidad de eventos por año en el norte en 2 a 3 °S y una menor cantidad de eventos por año en la costa centro. Hay un máximo local en

la duración de eventos a 11 °S y mínimos locales a 2 y 18 °S. Los modelos replican basta bien la cantidad de eventos por año, pero subestiman la duración de los eventos en la zona centro y sobreestiman la duración de los eventos en las zonas norte y sur. Además, los modelos subestiman la intensidad de estos eventos prácticamente a lo largo de toda la costa peruana. Ya para el periodo futuro solo se proyecta una ligera disminución local a 15 °S bajo un escenario pesimista. No se proyectan cambios en la duración de los eventos para ambos escenarios. Además, se proyecta una moderada disminución alrededor de 0.5 m/s en la intensidad de los eventos bajo un escenario pesimista en la zona norte entre 4 a 6 °S, para un escenario optimista no se proyectan los mismos cambios, pero en menor magnitud.

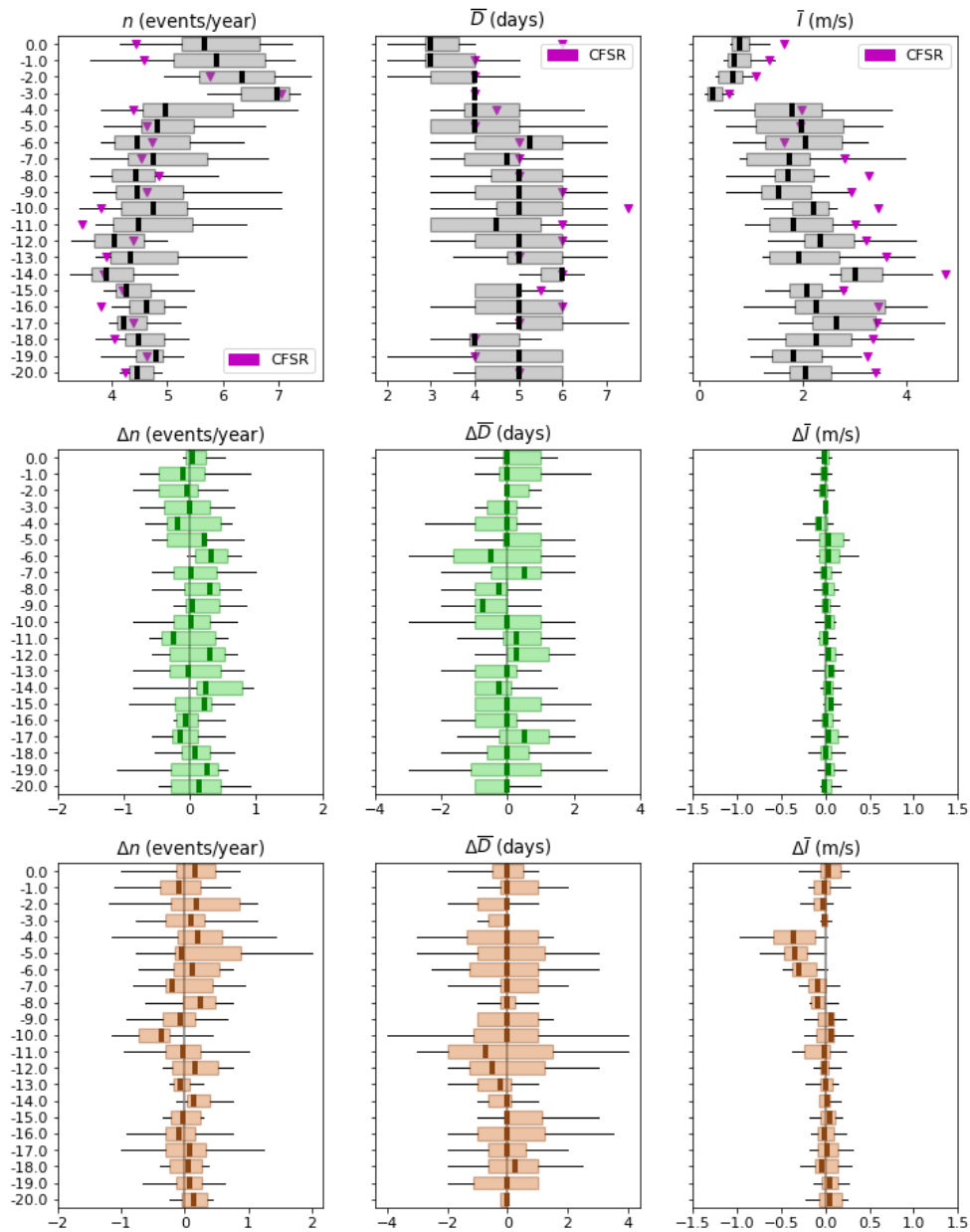


Figura 5.25. Eventos de viento débil en verano durante el periodo histórico (1990-2010) y el periodo futuro (2080-2100) usando datos de viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de caja) y reanálisis CFSR (triángulos magenta). De izquierda a derecha se muestra la frecuencia por año (n), la duración en los eventos (D) y la intensidad (I). De arriba hacia abajo se muestran las estadísticas históricas, el cambio bajo un escenario optimista (barras color verde) y el cambio bajo un escenario pesimista (barras color naranja).

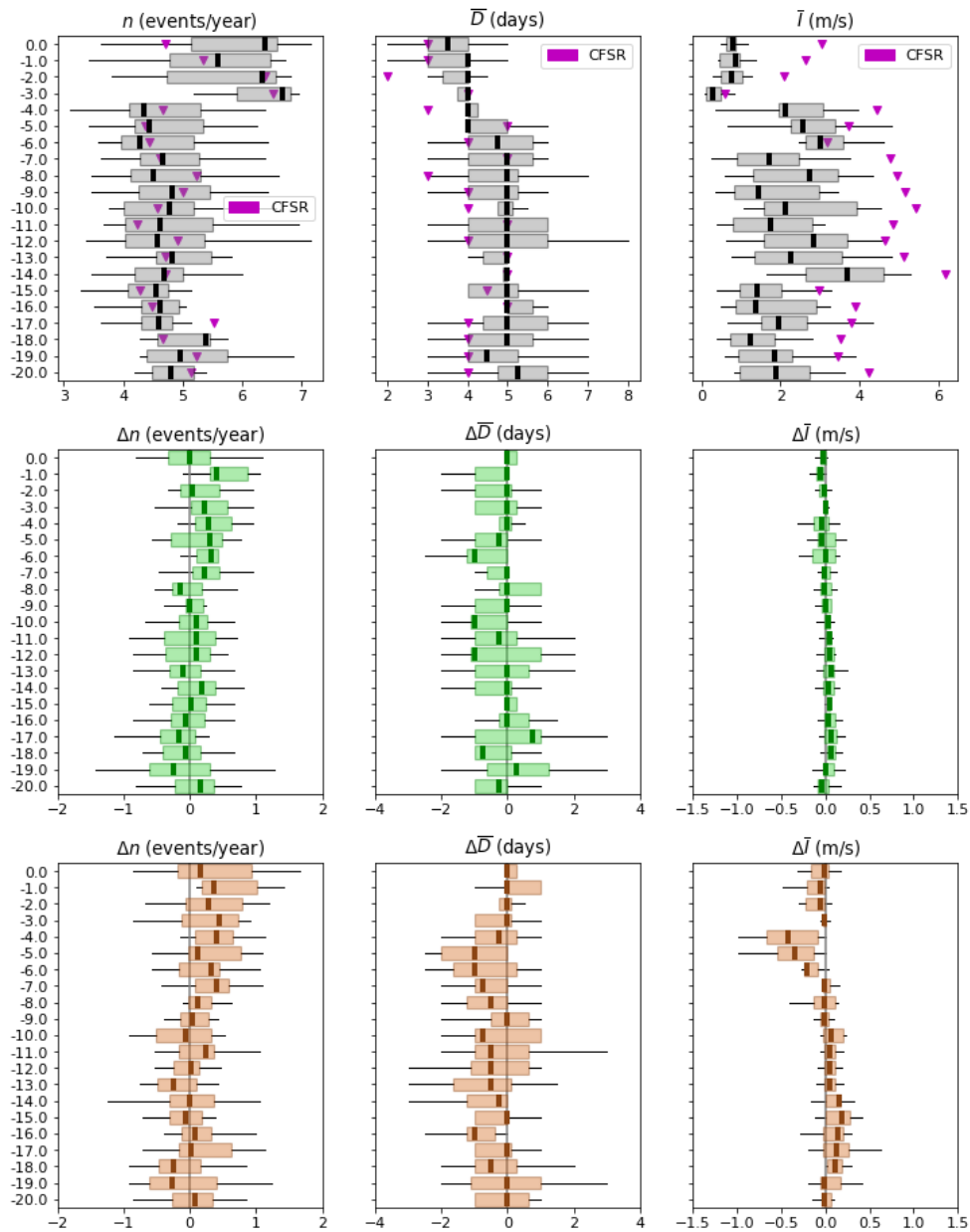


Figura 5.26. Eventos de viento débil en otoño durante el periodo histórico (1990-2010) y el periodo futuro (2080-2100) usando datos de viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de caja) y reanálisis CFSR (triángulos magenta). De izquierda a derecha se muestra la frecuencia por año (n), la duración en los eventos (D) y la intensidad (I). De arriba hacia abajo se muestran las estadísticas históricas, el cambio bajo un escenario optimista (barras color verde) y el cambio bajo un escenario pesimista (barras color naranja).

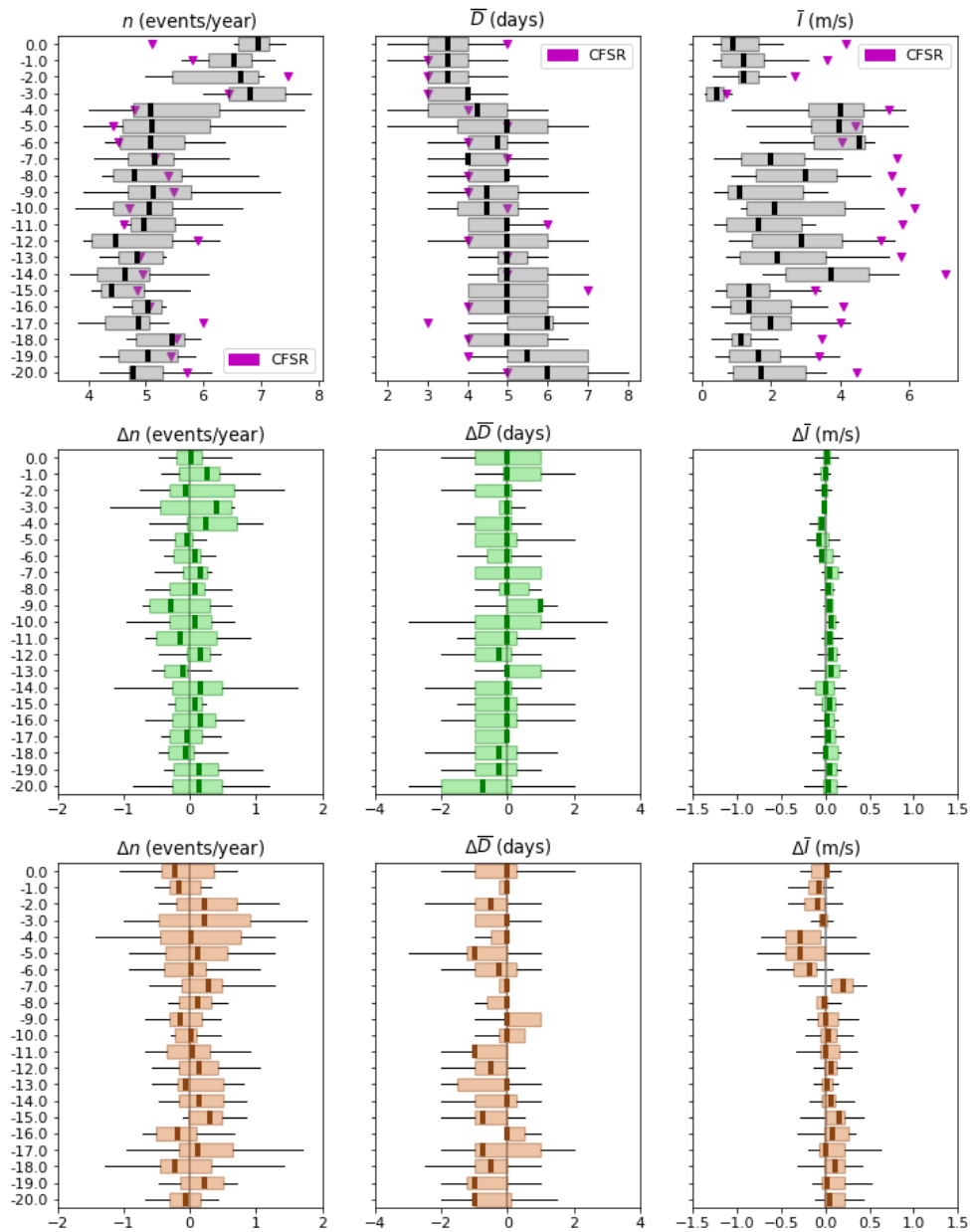


Figura 5.27. Eventos de viento débil en invierno durante el periodo histórico (1990-2010) y el periodo futuro (2080-2100) usando datos de viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de caja) y reanálisis CFSR (triángulos magenta). De izquierda a derecha se muestra la frecuencia por año (n), la duración en los eventos (D) y la intensidad (I). De arriba hacia abajo se muestran las estadísticas históricas, el cambio bajo un escenario optimista (barras color verde) y el cambio bajo un escenario pesimista (barras color naranja).

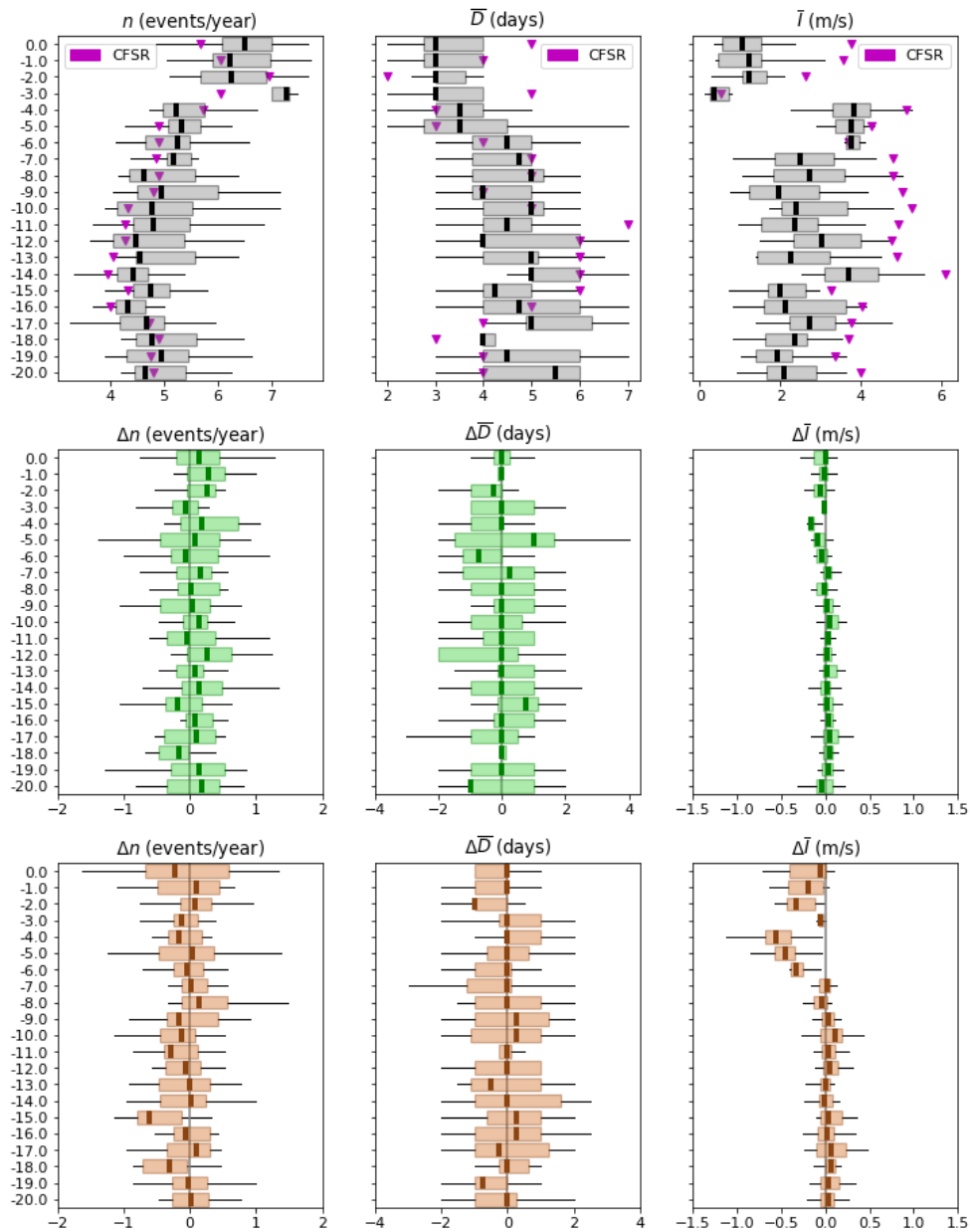


Figura 5.28. Eventos de viento débil en primavera durante el periodo histórico (1990-2010) y el periodo futuro (2080-2100) usando datos de viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de caja) y reanálisis CFSR (triángulos magenta). De izquierda a derecha se muestra la frecuencia por año (n), la duración en los eventos (D) y la intensidad (I). De arriba hacia abajo se muestran las estadísticas históricas, el cambio bajo un escenario optimista (barras color verde) y el cambio bajo un escenario pesimista (barras color naranja).

Los eventos de viento fuerte ocurren con una frecuencia promedio de 5 eventos por estación, con mayor frecuencia en otoño y en la costa norte (2 a 3 °S), con duración de 5 días y una mayor duración en otoño y primavera. La intensidad de los eventos sigue el patrón de variabilidad latitudinal, esta es subestimada en los modelos excepto en Máncora (4 a 6 °S). Para fines de siglo se proyecta una ligera disminución en la frecuencia de ocurrencia de eventos por año bajo un escenario pesimista y un ligero incremento bajo un escenario optimista. No se proyectan cambios en la duración de los eventos. También se proyecta una disminución de la intensidad en alrededor de 0.5 m/s en Máncora (4 a 6 °S) que es disminución máxima en verano bajo un escenario pesimista, mientras que no se proyectan cambios en la intensidad bajo un escenario optimista. Estos cambios en la intensidad van en línea con la disminución proyectada en el viento paralelo a la línea de costa (Figura 5.20) e implicarían una moderación de los eventos de viento fuerte.

Los eventos de viento débil ocurren con una frecuencia de 5 eventos por estación, con mayor frecuencia en invierno y en la costa norte (2 a 4 °S), con duración de 4 días y una menor duración en verano. La intensidad de los eventos sigue el patrón de variabilidad latitudinal, es menor en verano y es mínima a 3 °S. Para fines de siglo se proyecta una ligera disminución en la frecuencia de ocurrencia de eventos por año en la zona sur en primavera bajo un escenario pesimista. Se proyecta una ligera disminución en la duración de los eventos en otoño e invierno. También se proyecta una disminución de la intensidad en alrededor de 0.5 m/s en Máncora (4 a 6 °S) que es una disminución máxima en primavera bajo un escenario pesimista, mientras bajo un escenario optimista apenas se proyecta una disminución en la

intensidad en Máncora (4 a 6 °S) en primavera. Estos cambios en la intensidad van en línea con la disminución proyectada en el viento paralelo a la línea de costa (Figura 5.20) y serían más críticos en el norte en verano.

VI. DISCUSIÓN

En este capítulo se evalúa la posible sensibilidad de los análisis de variabilidad interdiaria del viento a los umbrales de referencia para determinar días de viento fuerte y débil, se presentan resultados preparados para la zona sur del Sistema de Corrientes de Humboldt, y se dan unas primeras investigaciones sobre los posibles mecanismos forzantes de los cambios proyectados en el viento que se muestran en nuestros resultados.

1. Sensibilidad de los análisis de variabilidad interdiaria a los indicadores de definición de viento fuerte/débil (percentiles 10 y 90)

En el siguiente apartado se evaluó qué ocurre cuando se cambia la determinación de un viento débil y un viento fuerte. Específicamente se cambió de usar percentiles 25 y 75 por percentiles 10 y 90 como indicadores de viento débil y fuerte, respectivamente. Los cambios hallados para el periodo futuro, respecto del periodo histórico, con estos nuevos umbrales no experimentaron un cambio significativo respecto de lo hallado con los indicadores previos (Figuras 6.1 y 6.2). Lo cual estaría asociado al hecho de que la distribución del viento paralelo a la línea de costa es normal y hay un ligero desplazamiento hacia vientos débiles para el periodo futuro bajo un escenario pesimista (ssp585).

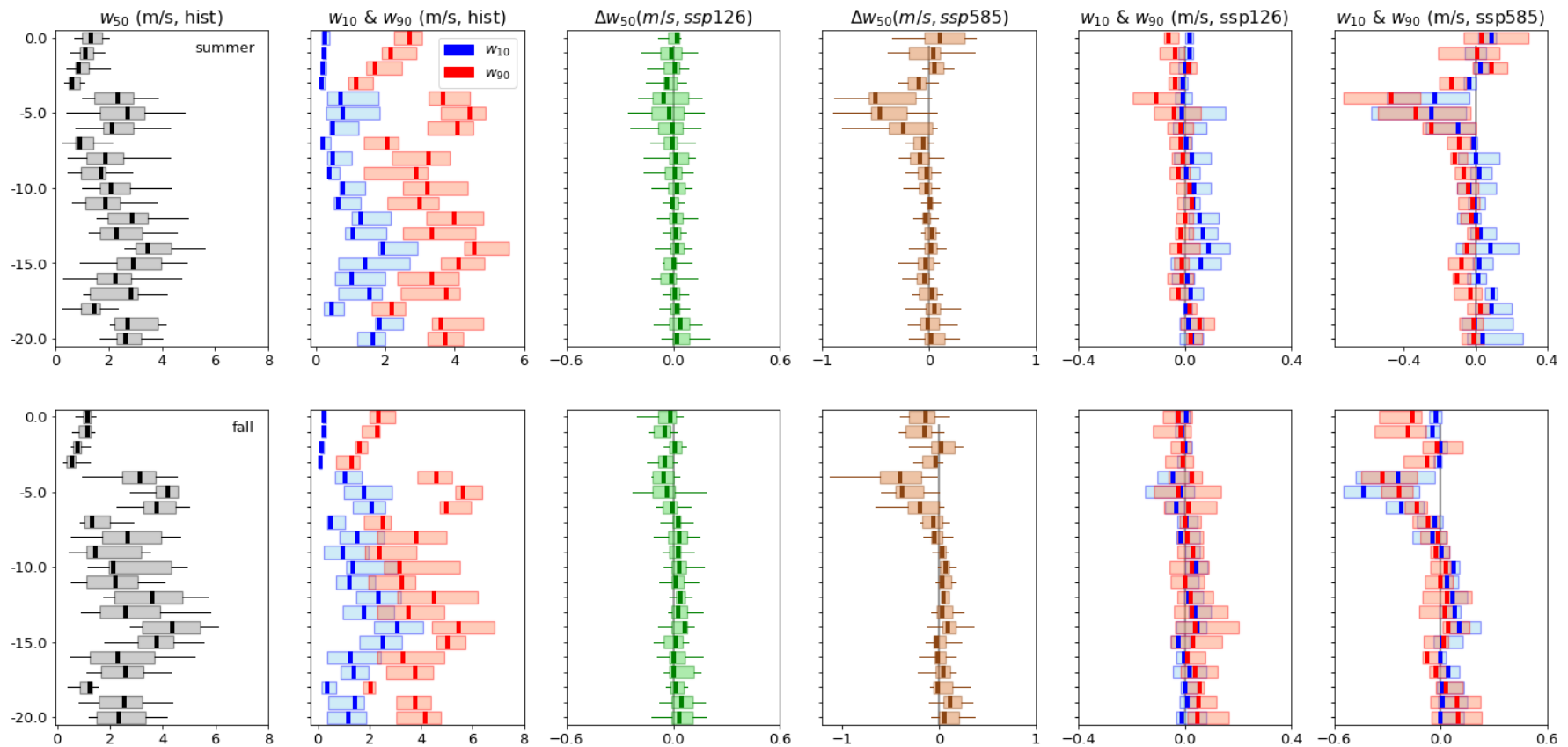


Figura 6.1. Cambios proyectados (2080-2100 menos 1990-2010) en la variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50} , Δw_{50}), 10 (w_{10} , Δw_{10}) y 90 (w_{90} , Δw_{90}) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) para verano y otoño bajo los escenarios optimista (ssp126) y pesimista (ssp585). (comparar con Figura 5.12).

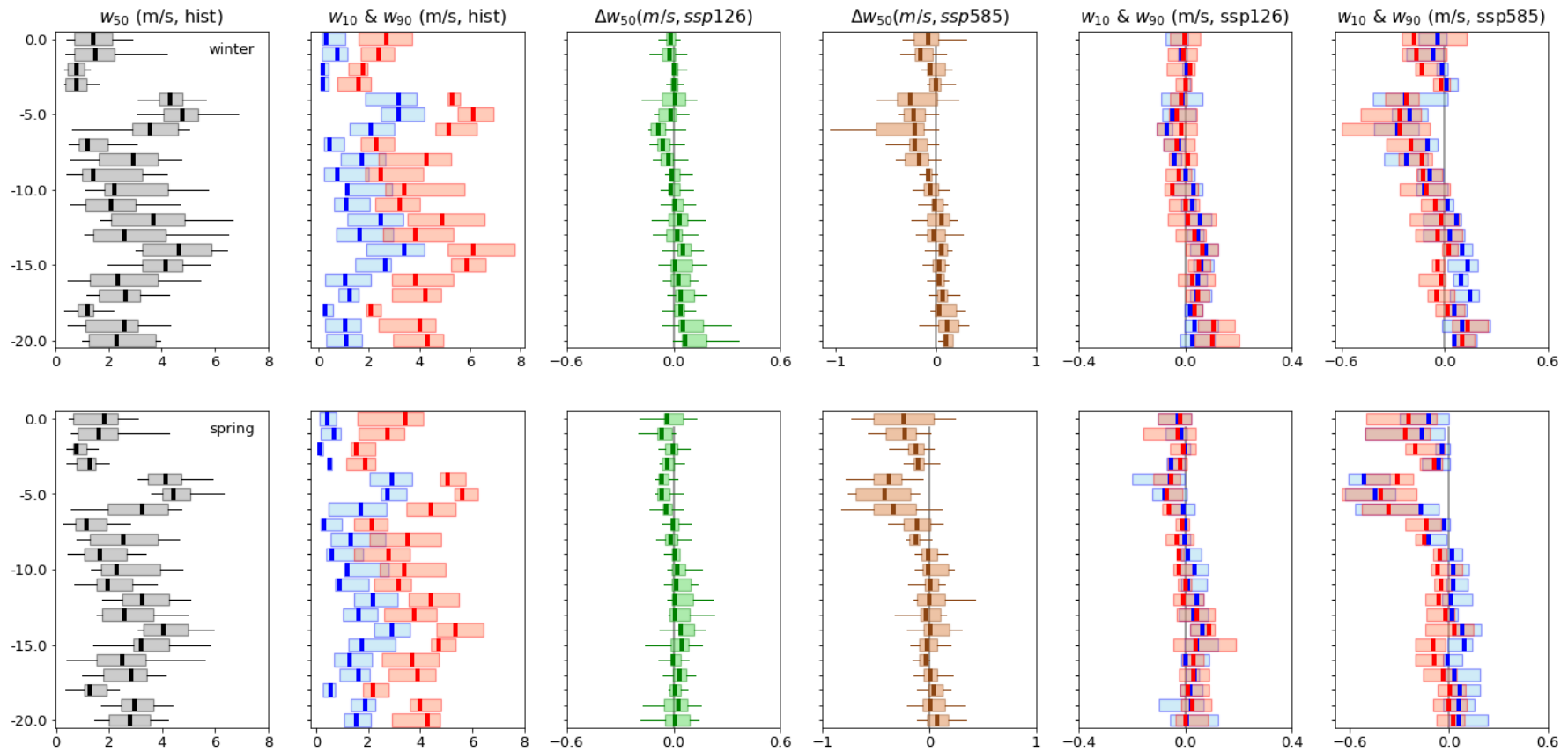


Figura 6.2. Cambios proyectados (2080-2100 menos 1990-2010) en la variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50} , Δw_{50}), 10 (w_{10} , Δw_{10}) y 90 (w_{90} , Δw_{90}) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) para invierno y primavera bajo los escenarios optimista (ssp126) y pesimista (ssp585). (comparar con Figura 5.13).

2. Variabilidad interdiaria del viento en el Sistema de Corrientes de Humboldt usando modelos CMIP6

En el siguiente apartado se evaluó los cambios proyectados en la ocurrencia de días de viento débil y días de viento fuerte frente a la costa Perú-Chile durante el verano 2080-2100 desde modelos CMIP6. Específicamente se consideraron los escenarios pesimista (ssp585) y optimista (ssp126) entre las latitudes 15 a 50 °S. Para el escenario optimista se espera que no haya cambios significativos o sean muy leves, se preservarían las estadísticas de viento medio, viento débil y viento fuerte del periodo histórico (Figura 6.3). En cambio, para el escenario pesimista se obtienen dos tipos ligeros cambios en el viento medio, el viento débil y viento fuerte. Un primer comportamiento esperado es que el viento se mude hacia vientos de menor intensidad (indicadores $\Delta Skew$, $\Delta Prob_{50}$) en aproximadamente la región 28-35 °S y 45-50 °S, con una mayor probabilidad de ocurrencia de días de viento débil ($\Delta Prob_{25}$, $\Delta w_{25} - \Delta w_{50}$), una menor probabilidad de ocurrencia del viento medio y un cambio muy leve en la probabilidad de ocurrencia de días de viento fuerte ($\Delta Prob_{75}$, $\Delta w_{75} - \Delta w_{50}$). Un segundo comportamiento esperado es que el viento se mude hacia vientos de mayor intensidad ($\Delta Skew$, $\Delta Prob_{50}$) en aproximadamente la región 37-44 °S, con una mayor probabilidad de ocurrencia de días de viento fuerte ($\Delta Prob_{75}$, $\Delta w_{75} - \Delta w_{50}$), una menor probabilidad de ocurrencia del viento medio y de días de viento débil ($\Delta Prob_{25}$, $\Delta w_{25} - \Delta w_{50}$). Esto último se corresponde hasta cierto punto con un trabajo previo con modelos CMIP5 (Aguirre et al., 2019).

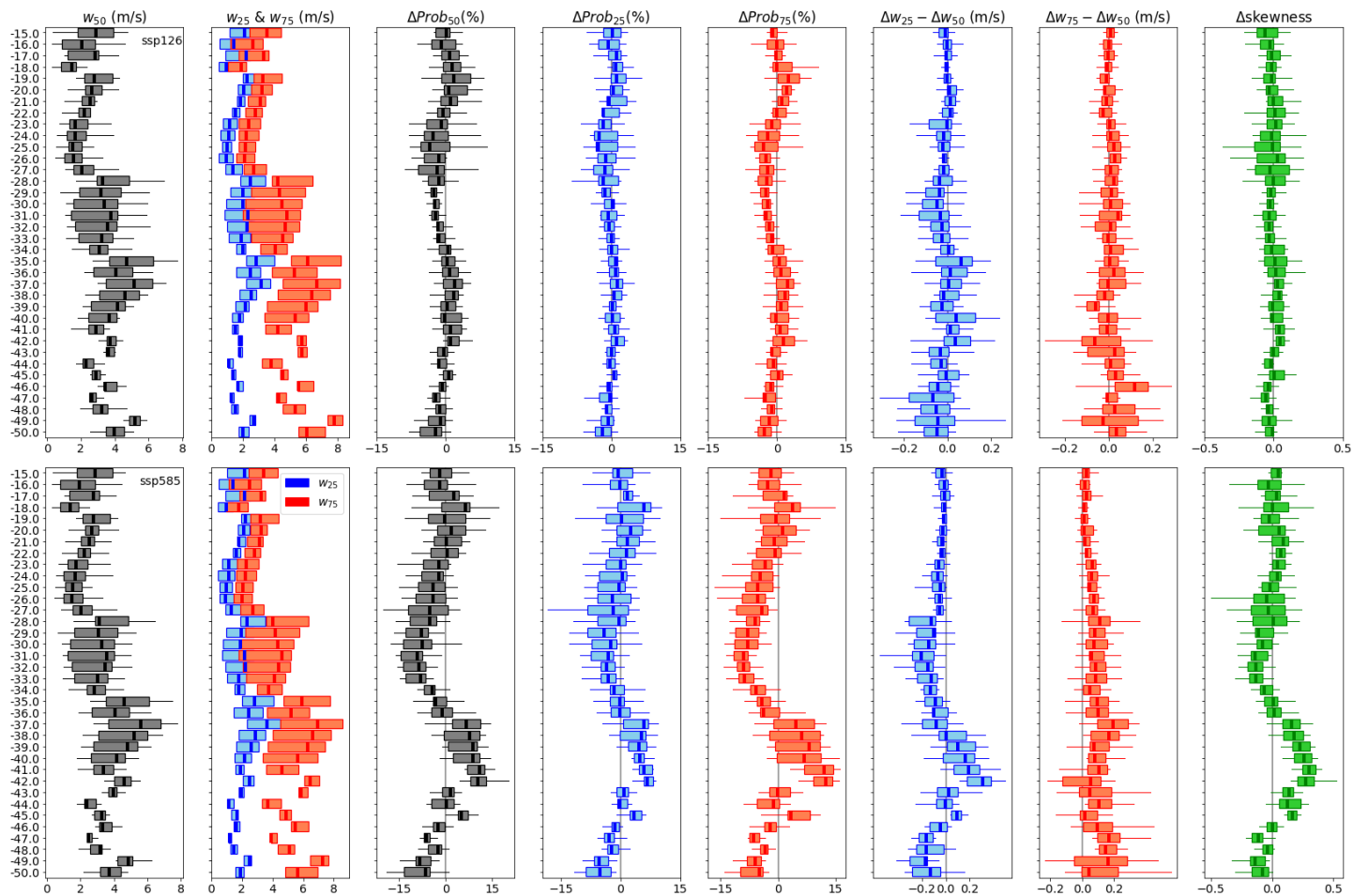


Figura 6.3. Cambios proyectados (2080-2100 menos 1990-2010) en la variabilidad latitudinal del percentil 50 (w_{50} , $\Delta Prob_{50}$, Δw_{50}), 25 (w_{25} , $\Delta Prob_{25}$, Δw_{25}) y 75 (w_{75} , $\Delta Prob_{75}$, Δw_{75}) del viento diario paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 (diagramas de cajas) frente a Perú-Chile en verano bajo los escenarios optimista (ssp126, paneles superiores) y pesimista (ssp585, paneles inferiores).

3. Sobre la implicancia del uso de un umbral fijo versus un umbral climatológico en la identificación de eventos de viento débil y fuerte.

Es notorio que definición de un evento de viento débil/fuerte es dependiente de la elección de los umbrales de definición de un día de viento débil y un día de viento fuerte. Se pueden considerar dos tipos de umbrales: un umbral fijo (Rahn and Garreud, 2014) y un umbral climatológico (Correa et al., 2020; el presente trabajo). En el caso del umbral fijo, se tiene el ejemplo de Rahn and Garreud (2014) que considerando un umbral fijo de 10 m/s permite identificar eventos de viento fuerte en Pisco, eventos caracterizados por una corta duración (duración media de 2.2 días) y alta intensidad. Una potencial desventaja es que tal umbral subestimaría la identificación de eventos de viento fuerte en la costa norte del Perú. Asimismo, otra desventaja es que tal umbral fijo, al no tomar en cuenta la variación estacional del viento, subestimaría la identificación de eventos de viento fuerte en el verano. Desventajas similares podrían surgir en el caso de umbral fijo para identificación de eventos de viento débil.

Por otra parte, en el caso del umbral climatológico, como los usados en el presente trabajo, se tienen umbrales de viento débil y fuerte que por su fórmula de cálculo varían latitudinal y estacionalmente. Los resultados obtenidos muestran una identificación de los eventos de viento débil y fuerte en todas las estaciones y con mayor frecuencia de ocurrencia de eventos en la costa norte así como una duración media mayor o igual a 3 días a lo largo de toda la costa peruana. Más aún, la intensidad de los eventos de viento débil y fuerte identificados varía estacional y latitudinalmente. Respecto a la asociación de los eventos extremos de viento con eventos oceanográficos, según Pietri et al. (2021), las olas de calor marinas

manifiestan una asociación con una anomalía negativa del viento exhibiendo una variación latitudinal y estacional. De hecho, no hay un umbral fijo para definir viento débil que se asocie a una ola de calor marina, por lo que considerar un umbral climatológico puede resultar en una ventaja para asociar los eventos de viento débil y las olas de calor marinas.

4. Mecanismos que controlan el cambio en la variabilidad interdiaria el viento para fines de siglo

Para investigar los posibles mecanismos que controlan los cambios en el viento se analizaron los siguientes mecanismos:

- Gradiente norte-sur de la temperatura superficial del mar (Chamorro et al., 2018; Chamorro et al., 2021): la diferencia norte-sur de la temperatura superficial del mar incrementa (o disminuye) el gradiente norte-sur de la presión atmosférica, acelerando (o desacelerando el viento).
- Gradiente tierra-mar de la temperatura superficial (Bakun, 1990): el contraste térmico tierra-mar y la fuerza de Coriolis aumentan (o disminuyen) el viento (geostrófico) paralelo a la costa.

Para cada gradiente se calculó una correlación con la intensidad de viento paralelo a línea de costa frente a la costa peruana, asimismo se analizaron porcentajes de coincidencias entre la ocurrencia de un día de viento débil/fuerte y un día de gradiente débil/fuerte (entendido en el mismo sentido que los días de viento débil/fuerte) relativo a la ocurrencia de un día de viento débil/fuerte. El cálculo de este porcentaje de ocurrencia relativo permite decir cuántos días de viento débil/fuerte se deben a tal valor del gradiente considerado, y esto se hace

recorriendo la serie de tiempo día a día. Además, se considera la estacionalidad al momento de realizar estos análisis y se analizan los cambios en el periodo futuro bajo escenarios de cambio climático. El cambio calculado en el gradiente medio es solo referencial, lo interesante de ver es que los porcentajes de ocurrencia relativo se mantengan o muestren un mayor favorecimiento en la actividad de estos mecanismos.

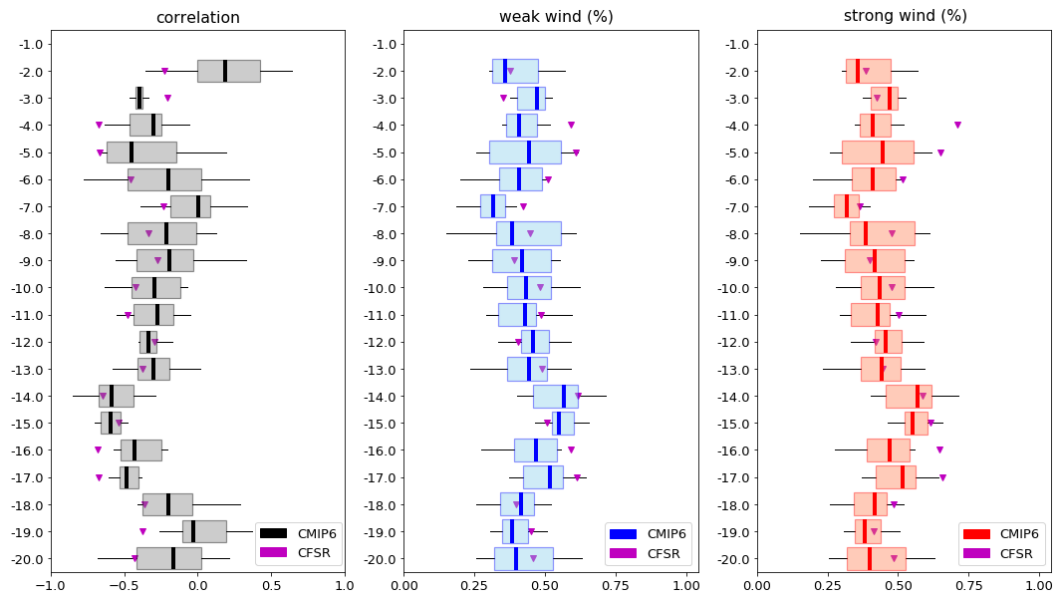


Figura 6.4. Covariabilidad latitudinal del gradiente de presión superficial paralelo a la línea de costa (meridional, $\partial_y P$) y el viento paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 y reanálisis CFSR con datos diarios en el verano 1990-2010. Panel izquierdo para la correlación predominantemente negativa, al centro el porcentaje relativo de ocurrencias entre un día de gradiente de presión meridional débil y un día de viento débil, a la derecha similar al panel central, pero con viento fuerte.

Existe una relación lineal negativa entre el gradiente a lo largo de la línea de costa (meridional, $\partial_y P$) de la presión superficial y el viento paralelo a la línea de costa, durante el periodo histórico 2080-2100 (Figura 6.4, solo se muestra figura para la

estación de verano), consistente con los resultados de estudios previos (Muñoz and Garreaud, 2005; Belmadani et al., 2014):

$$\partial_y P \approx -C\rho W,$$

donde P es el nivel de presión superficial, W es el viento superficial paralelo a la línea de costa, $\rho > 0$ es la densidad del aire y $c > 0$ es el coeficiente de fricción. Se encontró que cuando ocurre un día de viento paralelo a la línea de costa débil o fuerte este se asocia con la disminución o incremento del gradiente de la presión atmosférica a lo largo de la costa (meridional) en una proporción entre 35 y 60 % de veces, tanto en los modelos como en el reanálisis (Figura 6.4).

También en el periodo histórico se encontró que los gradientes térmicos, gradiente tierra-mar de la temperatura superficial y gradiente a lo largo de la línea de costa de la temperatura, se asocian en cierto porcentaje con la ocurrencia de días de viento débil y días de viento fuerte (Figuras 6.5 y 6.6). De hecho, existe una probabilidad entre 30 y 40 % que un día de viento débil o fuerte ocurra forzado por la disminución o incremento del gradiente de temperatura superficial a lo largo de la costa (norte-sur), y una probabilidad entre 25 y 35 % que ocurra forzado por la disminución o incremento del gradiente de temperatura superficial tierra-mar.

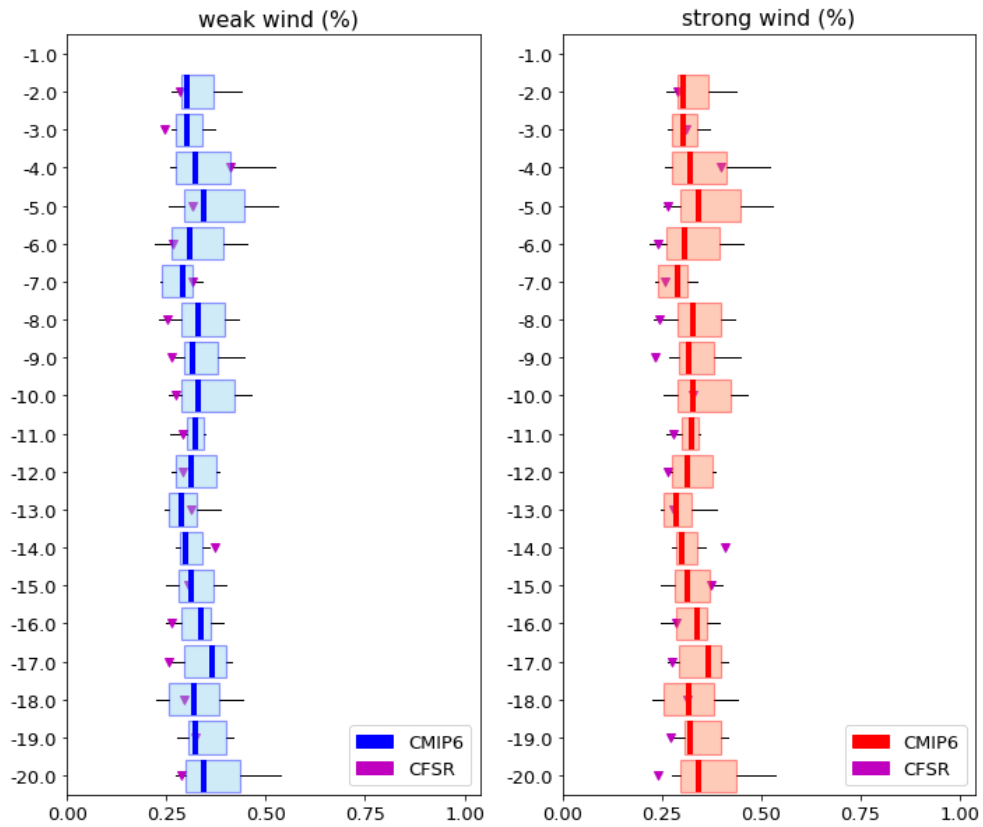


Figura 6.5. Covariabilidad latitudinal del gradiente de temperatura superficial paralelo a la línea de costa (norte-sur, $\partial_y T$) y el viento paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 y reanálisis CFSR con datos diarios en el verano 1990-2010. Panel izquierdo para el porcentaje relativo de ocurrencias entre un día de gradiente de temperatura norte-sur débil y un día de viento débil, a la derecha similar al panel central, pero con viento fuerte.

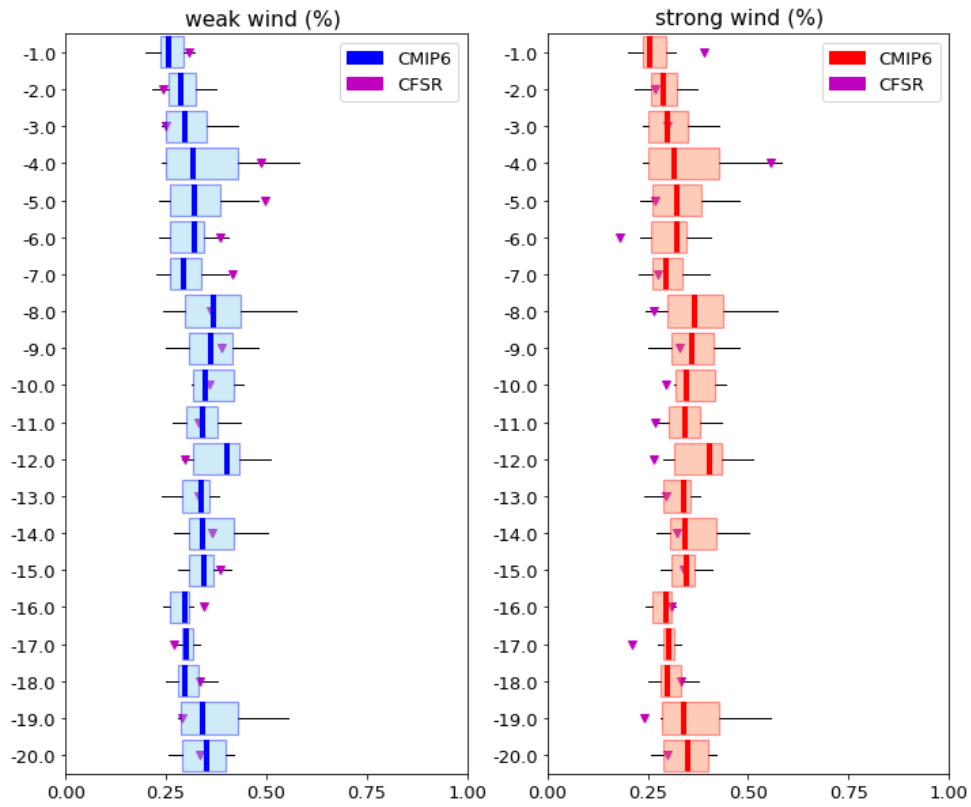


Figura 6.6. Covariabilidad latitudinal del gradiente de temperatura superficial tierra-mar (zonal, $\partial_x T$) y el viento paralelo a la línea de costa desde los modelos CMIP6 y reanálisis CFSR con datos diarios en el verano 1990-2010. Panel izquierdo para el porcentaje relativo de ocurrencias entre un día de gradiente de temperatura tierra-mar débil y un día de viento débil, a la derecha similar al panel central, pero con viento fuerte.

En el periodo futuro 2080-2100 bajo el escenario pesimista, se encontró que se incrementa ligeramente (menor a 5%) el porcentaje de coincidencias de la ocurrencia de un gradiente de temperatura superficial norte-sur débil o fuerte y la ocurrencia de un día de viento débil o fuerte. Además, se proyecta una ligera disminución del gradiente de temperatura superficial norte-sur en la zona norte (4-5°S en verano y 2-5°S en primavera) en correspondencia con lo proyectado para los percentiles 25 y 75 del viento (Figuras 6.7 y 6.8). Estos resultados señalan que el incremento (disminución) de eventos de viento débiles (fuertes) en la costa norte en un escenario pesimista estaría forzado principalmente por el mecanismo del gradiente norte-sur de temperatura superficial del mar. Teniendo en cuenta que el gradiente tierra-mar de la temperatura superficial no presenta cambios significativos para fines de siglo XXI (figuras no mostradas), se mantendría como el segundo mecanismo forzante del viento.

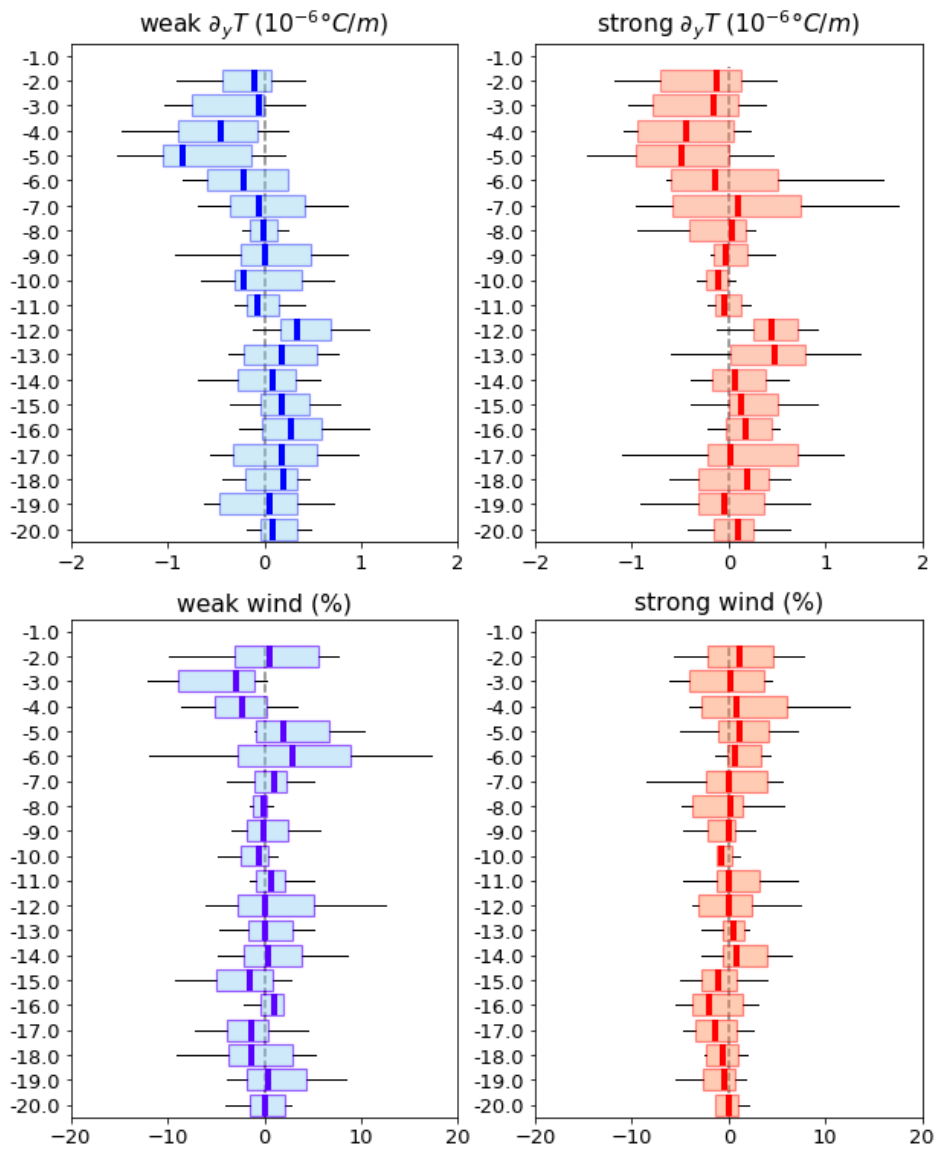


Figura 6.7. Cambios proyectados bajo el escenario pesimista ssp585 (2080-2100) respecto de la simulación histórica (1990-2010) del gradiente de temperatura superficial norte-sur ($\partial_y T$) y el viento paralelo a la línea de costa con datos diarios en verano desde los modelos CMIP6. Se muestra el cambio en el percentil 25 (75) del gradiente de la temperatura superficial norte sur en el panel superior izquierdo (derecho) y el cambio en el porcentaje relativo de ocurrencias de un día de gradiente de temperatura norte-sur débil (fuerte) y un día de viento débil (fuerte) en el panel inferior izquierdo (derecho).

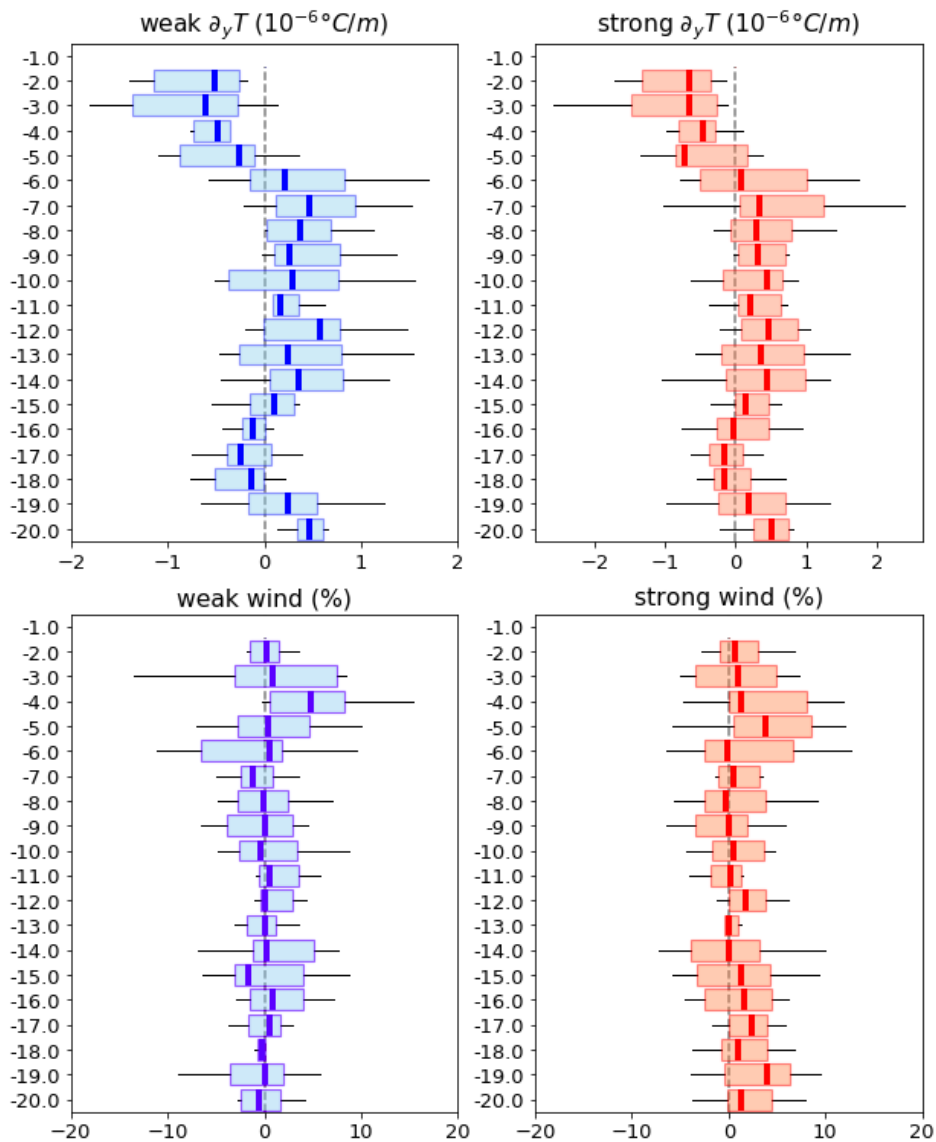


Figura 6.8. Cambios proyectados bajo el escenario pesimista ssp585 (2080-2100) respecto de la simulación histórica (1990-2010) del gradiente de temperatura superficial norte-sur ($\partial_y T$) y el viento paralelo a la línea de costa con datos diarios en primavera desde los modelos CMIP6. Se muestra el cambio en el percentil 25 (75) del gradiente de la temperatura superficial norte sur en el panel superior izquierdo (derecho) y el cambio en el porcentaje relativo de ocurrencias de un día de gradiente de temperatura norte-sur débil (fuerte) y un día de viento débil (fuerte) en el panel inferior izquierdo (derecho).

VII. CONCLUSIONES

A continuación, se resumen las conclusiones del presente trabajo.

- Se llegó a evaluar y seleccionar los modelos IPCC-CMIP6 según su rendimiento climático respecto al SCH Perú-Chile. Los modelos del IPCC-CMIP6 fueron evaluados a través de 2 índices multivariados: el índice de habilidad climática y el índice de variabilidad. Se seleccionaron la mayoría de los modelos climáticos CMIP6 pues resultaron ser representativos de la condición media del viento en el Sistema de Corriente de Humboldt. Por lo tanto, los modelos son representativos del viento en el sistema de afloramiento peruano con las respectivas limitaciones en la resolución espacial y temporal. Esto puede validar un estudio de variabilidad a alta frecuencia temporal como el que se realizó en el presente trabajo.
- El viento paralelo a la costa peruana durante el periodo histórico es en general subestimado por los modelos CMIP6 (respecto del reanálisis CFSR). Más en el jet costero norte (Máncora, $\sim 4^{\circ}\text{S}$) esta subestimación se minimiza, mientras que en jet costero centro-sur (Pisco, $\sim 14^{\circ}\text{S}$) y en la costa central (por ejemplo, en Huacho $\sim 11^{\circ}\text{S}$) se maximiza. Otra característica importante que los modelos replican es la estacionalidad del viento costero.
- Los modelos indican que para fines de siglo (2080-2100) bajo un escenario de cambio climático optimista (ssp126), respecto al periodo histórico (1990-2010), no habría cambios significativos en la distribución del viento diario a lo largo de la costa peruana, mientras que bajo un escenario pesimista

(ssp585) habría un ligero desplazamiento de la distribución del viento diario hacia vientos de menor intensidad a lo largo de la costa norte ($\sim 3-7^{\circ}\text{S}$). Este cambio bajo el escenario pesimista implica que a lo largo de la costa norte: se incrementa la ocurrencia de días de viento débil entre 5-20% en verano/primavera y entre 5-21% en invierno/otoño, y disminuye la ocurrencia de días de viento fuerte entre 10-15% en verano/primavera y entre 5-10% en invierno/otoño.

- Se identificaron y caracterizaron los eventos de viento débil y fuerte a través de la definición de un umbral diario y un criterio de agrupamiento de días de viento débil o fuerte. En el periodo histórico, los eventos de viento fuerte ocurren con una frecuencia entre 12 y 28 eventos por año (entre 3 y 7 eventos por estación), con mayor frecuencia frente la costa norte. Estos ocurren con una duración entre 2 y 7 días, y una intensidad máxima entre 7 y 10 m/s. Asimismo, los eventos de viento débil ocurren con una frecuencia entre 12 y 28 eventos por año (entre 3 y 7 eventos por estación), también con mayor frecuencia frente la costa norte. Estos ocurren con una duración entre 2 y 7 días, y una intensidad mínima entre 1 y 3 m/s. Para fines de siglo, bajo ambos escenarios climáticos de estudio, no se proyectan cambios robustos en las características de los eventos de viento débil o fuerte, excepto en la ligera disminución de la intensidad de los eventos de viento débil y fuerte frente a la costa norte en el escenario pesimista.
- Se encontró que el gradiente de la presión atmosférica a lo largo de la costa disminuye (o se incrementa) con una probabilidad entre 35 y 60 % cada vez que ocurre un día de viento débil (o fuerte) en la costa. Existe una

probabilidad entre 30 y 40 % que el evento de viento débil (o fuerte) ocurra forzado por la disminución (o incremento) del gradiente de temperatura superficial a lo largo de la costa (norte-sur), y una probabilidad entre 25 y 35 % que ocurra forzado por la disminución (o incremento) del gradiente de temperatura superficial tierra-mar. En el escenario ssp585, la probabilidad de la ocurrencia de un evento débil (o fuerte) con una disminución (o incremento) de los gradientes de temperatura (norte-sur y tierra-mar) presentan ligeros cambios menores a 5%, además se proyecta una ligera disminución del gradiente norte-sur de la temperatura superficial en la costa norte (3-5°S) en correspondencia con la disminución del viento débil y fuerte en la misma zona. Esto estaría señalando que este mecanismo (gradiente norte-sur de la temperatura superficial) podría ser más activo y forzar los cambios proyectados en los eventos del viento en la costa norte: aumento de eventos débiles y disminución de eventos fuertes.

VIII. RECOMENDACIONES

Cabe mencionar que hay muchos puntos aún por estudiar, se recomienda para trabajos futuros los listados a continuación.

- Dado que los modelos globales utilizados en el presente estudio presentan limitaciones para representar el viento frente a la costa, se recomienda contrastar los resultados del presente estudio sobre el cambio en la distribución del viento diario con los resultados de modelos regionales con mejor representatividad de la variabilidad de alta resolución espacial y temporal del viento costero.
- Es conveniente abordar el estudio de los mecanismos forzantes de la variabilidad interdiaria del viento, que caracteriza la ocurrencia de días de viento débil/fuerte, a través de experimentos con un modelo regional que permitan investigar los roles respectivos de los diferentes forzantes de la variabilidad del viento diario.
- La variabilidad de alta frecuencia del viento tiene importancia en procesos físicos asociados al afloramiento, y además puede tener una fuerte repercusión en la probabilidad de ocurrencia de eventos oceanográficos extremos como por ejemplo olas de calor marinas y eventos de hipoxia/anoxia. Por lo tanto, se recomienda analizar el impacto que tendrían los cambios proyectados para el viento diario frente a la costa en el presente estudio sobre los diferentes procesos oceanográficos mencionados. Específicamente, se propone relacionar lo eventos de viento débil o fuerte y la ocurrencia de eventos de olas de calor marinas o eventos de hipoxia.

IX. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, K. A., Barth, J. A., and Chan, F. (2013). Temporal variability of near-bottom dissolved oxygen during upwelling off central oregon. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(10):4839–4854.
- Aguirre, C., Garreaud, R. D., and Rutllant, J. A. (2014). Surface ocean response to synoptic-scale variability in wind stress and heat fluxes off south-central chile. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 65:64–85.
- Aguirre, C., Rojas, M., Garreaud, R. D., and Rahn, D. A. (2019). Role of synoptic activity on projected changes in upwelling-favourable winds at the ocean's eastern boundaries. *npj Climate and Atmospheric Science*, 2(1):44.
- Bakun, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean up-welling. *Science*, 247(4939):198–201.
- Bakun, A., Black, B. A., Bograd, S. J., García-Reyes, M., Miller, A. J., Rykaczewski, R. R., and Sydeman, W. J. (2015). Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems. *Current Climate Change Reports*, 1(2):85–93.
- Bakun, A., Field, D. B., Redondo-Rodriguez, A., and Weeks, S. J. (2010). Greenhouse gas, upwelling-favorable winds, and the future of coastal ocean up-welling ecosystems. *Global Change Biology*, 16(4):1213–1228.

- Bakun, A. and Weeks, S. J. (2008). The marine ecosystem off peru: What are the secrets of its fishery productivity and what might its future hold? *Progress in Oceanography*, 79(2):290–299. The Northern Humboldt Current System: Ocean Dynamics, Ecosystem Processes, and Fisheries.
- Banco Interamericano de Desarrollo (2019). Avances del Perú en la adaptación al cambio climático del sector pesquero y del ecosistema marino-costero, volumen 679. Inter-American Development Bank.
- Belmadani, A., Echevin, V., Codron, F., Takahashi, K., and Junquas, C. (2014). What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off peru and chile? *Climate Dynamics*, 43(7):1893–1914.
- Bonicelli, J., Moffat, C., Navarrete, S. A., Largier, J. L., and Tapia, F. J. (2014). Spatial differences in thermal structure and variability within a small bay: Interplay of diurnal winds and tides. *Continental Shelf Research*, 88:72–80.
- Chamorro, A., Echevin, V., Colas, F., Oerder, V., Tam, J., and Quispe-Ccalluari, C. (2018). Mechanisms of the intensification of the upwelling-favorable winds during el niño 1997–1998 in the peruvian upwelling system. *Climate Dynamics*, 51(9):3717–3733.
- Chamorro, A., Echevin, V., Dutheil, C., Tam, J., Gutiérrez, D., and Colas, F. (2021). Projection of upwelling-favorable winds in the peruvian upwelling system under the rcp8.5 scenario using a high-resolution regional model. *Climate Dynamics*, 57(1):1–16.

Chamorro Gómez, A. (2018). Dynamique des vents côtiers dans le système d'upwelling du Pérou dans des conditions de réchauffement : impacts d'El Niño et du changement climatique régional. PhD thesis. Thèse de doctorat dirigée par Echevin, Vincent et Colas, François Sciences du climat, de l'atmosphère et des océans Sorbonne université 2018.

Chavez, F. P. and Messié, M. (2009). A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems. *Progress in Oceanography*, 83(1):80–96. Eastern Boundary Upwelling Ecosystems: Integrative and Comparative Approaches.

Colas, F., Capet, X., McWilliams, J.C., Shchepetkin, A. (2008). 1997–1998 El Niño off Peru: a numerical study. *Prog. Oceanogr.* 79, 138–155. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.015>.

Correa, D., Chamorro, A., & Tam, J. (2020). Clasificación pentadal de vientos frente a la costa peruana. *Revista de Investigación de Física*, 23(3), 61-65.

Dewitte, B., Illig, S., Renault, L., Goubanova, K., Takahashi, K., Gushchina, D., Mosquera, K., and Purca, S. (2011). Modes of covariability between sea surface temperature and wind stress intraseasonal anomalies along the coast of peru from satellite observations (2000–2008). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C4).

- Enfield, D. B. (1981). Thermally driven wind variability in the planetary boundary layer above lima, peru. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 86(C3):2005–2016.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the coupled model intercomparison Project phase 6 (cmip6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5):1937–1958.
- FAO (2010). *The State of World Fisheries and Aquaculture 2010*. FAO Rome, Italy.
- FAO (2018). *The State of World Fisheries and Aquaculture 2018-Meeting the sustainable development goals*. FAO Rome, Italy.
- García-Reyes, M., Sydeman, W. J., Schoeman, D. S., Rykaczewski, R. R., Black, B. A., Smit, A. J., and Bograd, S. J. (2015). Under pressure: Climate change, upwelling, and eastern boundary upwelling ecosystems. *Frontiers in Marine Science*, 2:109.
- Garreaud, R. D. (2018). A plausible atmospheric trigger for the 2017 coastal el niño. *International Journal of Climatology*, 38(S1):e1296–e1302.
- Gleckler, P. J., Taylor, K. E., and Doutriaux, C. (2008). Performance metrics for climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D6).

- Goubanova, K., Echevin, V., Dewitte, B., Codron, F., Takahashi, K., Terray, P., and Vrac, M. (2011). Statistical downscaling of sea-surface wind over the peru–chile upwelling region: diagnosing the impact of climate change from the ipsl-cm4 model. *Climate Dynamics*, 36(7):1365–1378.
- Gutiérrez, D., Bouloubassi, I., Sifeddine, A., Purca, S., Goubanova, K., Graco, M., Field, D., Méjanelle, L., Velazco, F., Lorre, A., Salvattecí, R., Quispe, D., Var- gas, G., Dewitte, B., and Ortlieb, L. (2011). Coastal cooling and increased productivity in the main upwelling zone off peru since the mid-twentieth century. *Geophysical Research Letters*, 38(7).
- Hobday, A. J., Alexander, L. V., Perkins, S. E., Smale, D. A., Straub, S. C., Oliver, E. C., ... & Wernberg, T. (2016). A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Progress in Oceanography*, 141, 227-238.
- Hu, Y., Huang, H., and Zhou, C. (2018). Widening and weakening of the hadley circulation under global warming. *Science Bulletin*, 63(10):640–644.
- Huyer, A., Smith, R. L., and Paluszkievicz, T. (1987), Coastal upwelling off Peru during normal and El Niño times, 1981–1984, *J. Geophys. Res.*, 92(C13), 14297– 14307, doi:10.1029/JC092iC13p14297.
- Lerczak, J. A., Hendershott, M. C., and Winant, C. D. (2001). Observations and modeling of coastal internal waves driven by a diurnal sea breeze. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C9):19715–19729.

- Ma, J. and Xie, S.-P. (2013). Regional patterns of sea surface temperature change: A source of uncertainty in future projections of precipitation and atmospheric circulation. *Journal of Climate*, 26(8):2482–2501.
- Montecino, V. and Lange, C. B. (2009). The Humboldt current system: Ecosystem components and processes, fisheries, and sediment studies. *Progress in Oceanography*, 83(1):65–79. Eastern Boundary Upwelling Ecosystems: Integrative and Comparative Approaches.
- Muñoz, R. C. and Garreaud, R. (2005). Dynamics of the low-level jet off the west coast of subtropical South America. *Monthly Weather Review*, 133(12):3661–3677.
- Narayan, N., Paul, A., Mulitza, S., and Schulz, M. (2010). Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century. *Ocean Science*, 6(3):815–823.
- Rahn, D. A. and Garreaud, R. D. (2014). A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of South America. *International Journal of Climatology*, 34(3):780–792.
- Renault, L., Dewitte, B., Marchesiello, P., Illig, S., Echevin, V., Cambon, G., Ramos, M., Astudillo, O., Minnis, P., and Ayers, J. K. (2012). Upwelling response to atmospheric coastal jets off central Chile: A modeling study of the October 2000 event. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C2).

Rykaczewski, R. R., Dunne, J. P., Sydeman, W. J., García-Reyes, M., Black, B. A., and Bograd, S. J. (2015). Poleward displacement of coastal upwelling-favorable winds in the ocean's eastern boundary currents through the 21st century. *Geophysical Research Letters*, 42(15):6424–6431.

Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grubine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., ya Chuang, H., Juang, H.-M. H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Delst, P. V., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., van den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.-K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.-Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R. W., Rutledge, G., and Goldberg, M. (2010). The ncep climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8):1015 – 1058.

Takahashi, K. (2012). Thermotidal and land-heating forcing of the diurnal cycle of oceanic surface winds in the eastern tropical pacific. *Geophysical Research Letters*, 39(4).

Tokinaga, H. and Xie, S.-P. (2011). Wave- and anemometer-based sea Surface wind (waswind) for climate change analysis. *Journal of Climate*, 24(1):267–285.

Wang, D., Gouhier, T. C., Menge, B. A., and Ganguly, A. R. (2015).
Intensification and spatial homogenization of coastal upwelling under
climate change. *Nature*, 518:390 EP–.