



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

VARIABILIDAD INTERANUAL DE LOS VIENTOS DEL OESTE EN PATAGONIA SUR (51°S),
IMPLICANCIAS PARA EL TRANSPORTE EÓLICO DE SEDIMENTOS

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS,
MENCIÓN GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CAROLINA LORETO GÓMEZ FONTEALBA

PROFESORA GUÍA:
VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

PROFESOR CO-GUÍA:
STEPHANE ALFARO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
GABRIEL EASTON VARGAS
NICOLAS HUNEEUS LAGOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto Fondecyt Regular N° 1191942, Núcleo Milenio
Paleoclima y la Beca Magíster Nacional ANID 2020-22210497

SANTIAGO DE CHILE
2022

RESUMEN

Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología

Memoria para optar al título de Geóloga

Por: Carolina Loreto Gómez Fontéalba

Fecha: 2022

Profesora guía: Valentina Flores Aqueveque

VARIABILIDAD INTERANUAL DE LOS VIENTOS DEL OESTE EN PATAGONIA SUR (51°S), IMPLICANCIAS PARA EL TRANSPORTE EÓLICO DE SEDIMENTOS

Los reanálisis y modelos climáticos entregan información importante que permite, entre otros, simular las intensidades del viento en zonas donde hay escasas observaciones meteorológicas. Debido a las diferentes resoluciones temporales y espaciales, estos deben ser evaluados para reproducir con alta precisión la variabilidad climática de la zona de estudio. En particular, en Patagonia Sur, una zona austral con una compleja topografía, existen pocas estaciones meteorológicas y la información climática existente presenta una baja resolución temporal, por lo que el uso de estos datos son claves para comprender la variabilidad climática de la región en las últimas décadas.

En este trabajo, se estudian los vientos del oeste a través de la integración de la información climática, en su zona de máxima intensidad (~51°S), con el objetivo de analizar la variabilidad interanual e interdecadal de los vientos fuertes. Estos vientos son capaces de transportar partículas líticas que luego son depositadas y conservadas, por ejemplo, en sedimentos lacustres, quedando registrada de manera directa los cambios pasados en su intensidad.

Los resultados de este trabajo indican que (1) los vientos del oeste en 51°S, registrados por estaciones meteorológicas, muestran una marcada estacionalidad en magnitud y en dirección. (2) De los tres reanálisis estudiados, ERA5 y MERRA-2 son los reanálisis que mejor se ajustan a las mediciones registradas, simulando bien los datos de la estación a escala diaria, mensual y anual. (3) La frecuencia de vientos fuertes se puede asociar a diferentes eventos atmosféricos que presentan influencia en la zona de estudio. (5) Los modelos regionales analizados se ajustan con alta precisión a las variaciones de la intensidad del viento de los reanálisis ERA5 y MERRA-2. (6) Los modelos climáticos globales no presentan buenas correlaciones a escala diaria con los reanálisis, pero mejoran su comportamientos a escalas anuales y quinquenales en un periodo ~150 años.

Los resultados anteriores sugieren que se podrían utilizar series de ~150 años para representar las variaciones de los vientos fuertes, si se extrapola su buen rendimiento a toda la serie temporal. Al tener mayor cantidad de datos, los resultados de este trabajo podrían calibrar un proxy directo de viento, relacionando el transporte de partículas líticas eólicas con la velocidad del viento en la zona de interés, reconstruyendo cuantitativamente la intensidad de los vientos del oeste en Patagonia Sur. De esta forma, esta reconstrucción sería pionera en la región y permitiría mejorar sustancialmente las reconstrucciones realizadas previamente de los vientos del oeste, ya que se basan en proxies indirectos y no en datos directos como el registro sedimentológico.

Dedicado a mi familia, amigos y seres queridos

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mi profe guía Valentina por todo el apoyo que me ha dado en estos últimos años, por enseñarme el mundo de la sedimentología y por contagiarme esas ganas de investigar y aprender. También quiero agradecer a Stephane por toda la ayuda que me ha dado y me sigue dando desde Francia, por sus consejos y sus rápidas respuestas a mis infinitas dudas.

Agradecer también, a toda mi familia que me apoya desde La Serena desde el minuto que dejé mi casa y me vine a estudiar a Santiago. En especial a mi mamá y a mi papá que apoyan todas las decisiones y locuras que de repente se me ocurren. Gracias por todo el esfuerzo que hacen por mí y mi hermano. Como olvidar también, a mi tío Claudio y mi tía Cecy que siempre me han ayudado desde la distancia.

A mi amiga del alma Maca, por sus consejos y por creer en mi desde siempre, por apoyarme y consolarme en los mejores y peores momentos que he vivido. A mis amigas y amigos de plan común, en especial a la Flo, la Negra y la Kathy por estar siempre conmigo. Sin ustedes no podría haber terminado estos ocho años de carrera. Agradecer también, a la familia de la negra que me acogió como su hija en los primeros cinco años de la universidad, gracias por entregarme ese amor incondicional de familia que me dio alegrías en los momentos más difíciles de la universidad. No me olvido también del tío de la Flo, que nos recibió y nos acogió en España cuando nos fuimos de intercambio.

A mis amigas y amigos de Geología, a la Valecita por ser mi primera amiga de la carrera, por apañarnos en los terrenos, en los carretes y en los últimos años compartir la vida en el depa. A la Pilarcita, por contagiarme su forma de ver la vida y sus locuras, y por darme puras buenas vibras en todo <3. A los Xino's: al Jorge, Choro, Chino, Nico, Baez por apañarnos en los años de la carrera. Gracias por todas esas tardes de chelas, juegos, carretes o simplemente conversaciones que salían de repente y que se volvieron costumbres por mucho tiempo. Agradecer también al Tomito, al Diego y al Nano por siempre apañar. Por último, gracias al Dimi que me ayudó con la programación y a entender más rápido todo el tema de los modelos.

Quiero agradecer también al Nicolito, por esta a mi lado en estos últimos meses, por todo el cariño y amor que me entregas, y por recibirme con las puertas abiertas en tu casa. Gracias también a los Toninos por compartir experiencias de vida en los últimos meses que he estado en Rancagua.

Por último, gracias a la vida por darme la opción de estudiar y hacer lo que realmente me gusta...

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1. Zona de estudio	3
1.2. Contexto geomorfológico y climático	4
1.3. Reconstrucción de la intensidad de los vientos a partir de partículas eólicas en sedimentos lacustres	6
1.4. Objetivos	7
Objetivo general:	7
Objetivos específicos:	7
1.5. Hipótesis	7
CAPÍTULO II:	8
METODOLOGÍA	8
2.1. Datos meteorológicos y reanálisis	8
2.2. Modelos climáticos	8
CAPÍTULO III:	9
VARIABILIDAD DE LOS VIENTOS EN PATAGONIA SUROESTE (51°S) EN EL PERIODO RECIENTE (1980-2020): IMPLICANCIAS PARA LA RECONSTRUCCIÓN DE VIENTOS PASADOS	9
A-1. Introduction	10
A-2. Materials and Methods	11
A-2.1 Present Day SWW over Southern Patagonia	11
A-2.2 Available Data	13
A-2.2.1. Direct Observations	13
A-2.2.2. Reanalysis Data	13
A-2.3. Analysis of Wind Time Series	14
A-3. Results	15
A-3.1. Local Wind Variability	15
A-3.2. Reanalysis Validation	16

El prefijo A- antes del número de la tabla corresponden a los apartados dentro del artículo principal de investigación.

A-3.2.1. MERRA-2 vs. Cerro Castillo	17
A-3.2.2. ERA5 vs. Cerro Castillo	17
A-3.3. Ability of the Reanalyses to Simulate the Frequency of Strong Hourly Winds.....	19
A-3.4. Comparison of 'Calm' and 'Strong Winds' Years.....	21
A-4. Concluding Remarks	22
A. Supplementary Material	27
2.1. Resultados y análisis complementarios	28
CAPÍTULO IV:.....	30
VARIABILIDAD DE LOS SWW PARA LOS ÚLTIMOS 150 AÑOS SEGÚN MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALES Y GLOBALES	30
4.1. Introducción.....	30
4.2. Materiales y Métodos.....	31
4.2.1. Datos disponibles	31
4.2.1.1. Reanálisis	31
4.2.1.2. Modelos Climáticos Regionales.....	31
4.2.1.3. Modelos Climáticos Globales	32
4.2.2. Análisis de datos.....	33
4.3. Resultados	34
4.3.1. Modelos Climáticos Regionales.....	34
4.3.1.1. Evaluación de modelos a partir de reanálisis	34
4.3.1.2. Validación de RCMs a resolución anual.	37
4.3.1.3. Habilidad de los modelos regionales para simular vientos fuertes.....	38
4.3.2. Modelos Climáticos Globales	42
4.3.2.1. GCMs vs Reanálisis	42
4.3.2.2. Habilidad de los modelos globales para simular vientos fuertes diarios	46
4.4. Discusión	52
4.5. Conclusiones	54
CAPÍTULO V.....	55
CONCLUSIONES GENERALES	55
BIBLIOGRAFÍA.....	56
ANEXO	64

El prefijo A- antes del número de la tabla corresponden a los apartados dentro del artículo principal de investigación.

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla A-1. Information and details of the meteorological station datasets.....	13
Tabla A-2. Summary of the reanalysis datasets used in this work.....	14
Tabla A-3. Results of the comparison of the MERRA-2 and ERA5 daily winds with the measurements performed for 5 years (2016-2020) at the Cerro Castillo meteorological station.....	17
Tabla A-4. Same as Table 3, but for the comparison of GLDAS with MERRA-2 and ERA5 and the 1980-2014 period	17
Tabla A-5. Values of V90 for the Cerro Castillo station and three reanalyses studied.....	19
Tabla 1. Resumen de las características de los modelos regionales utilizados en este estudio.....	32
Tabla 2. Resumen de las características de los modelos CMIP6 utilizados en este estudio.....	33
Tabla 3. Percentil 90 de los modelos regionales analizados.	39
Tabla 4. Percentil 90 de los modelos climáticos globales analizados.	47

El prefijo A- antes del número de la tabla corresponden a las tablas dentro del artículo principal de investigación.

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 1. Mapa de la zona de estudio con la ubicación de las estaciones meteorológicas (triángulos). Se muestra como referencia el núcleo de mayor intensidad (banda azul) de los SWW según Browne <i>et al.</i> , 2017.....	3
Figura 2. Variaciones de precipitación y temperatura en Patagonia. a) Precipitación media anual en escala logarítmica. b) Precipitación promedio del verano (DJF) menos el invierno austral (JJA). c) Temperatura media anual del aire cerca de la superficie. d) Temperatura media del aire cerca de la superficie de verano (DJF) menos el invierno austral (JJA). Fuente: Garreaud <i>et al.</i> , (2013).	5
Figura A-1. Location of the meteorological stations and reanalyses for this work. Black stars represent the meteorological stations, blue grid corresponds to ERA5 analyzed coordinates, gray grid represents data of MERRA-2, and green data of GLDAS (Base map from Esri).....	12
Figura A-2. Periods of measurements at different meteorological stations. The data obtained from DMC is presented in green, the data obtained from DGA in blue, and the data facilitated by INIA in red	13
Figura A-3. a) Consistency of the temporal variability of the daily averages of the 10m wind recorded at Cerro Castillo and Teniente Gallardo stations. b) Correlation between Cerro Castillo and Teniente Gallardo. c) Wind direction and speed distribution at Cerro Castillo (1) and Teniente Gallardo (2) stations for the 2016-2020 period.....	15
Figura A-4. Seasonal variability of wind direction for the period 2016-2020. a) Austral summer. b) Austral fall. c) Austral Winter. d) Austral spring.....	16
Figura A-5. a) Statistical distribution of the hourly winds measured between 2016 and 2020 at the Cerro Castillo station. b) Hourly variation of the monthly averaged (daily cycle) of the wind speed at the Cerro Castillo station in 2016. Blue lines represent summer months (DJF), red lines correspond to fall months (MAM), green lines indicate winter months (JJA), and black lines are spring months (SON)	16
Figura A-6. a) Example of hourly covariation of wind speed between MERRA-2 and the Cerro Castillo station in January 2016. b) Example of the covariation of the daily average wind speed between MERRA-2 and the Cerro Castillo station in January 2016.....	18
Figura A-7. a) Correlation between the MERRA-2 reanalyzed wind speed for the period 2016-2020 and the measurements of the Cerro Castillo station at a) hourly, and b) daily temporal resolutions. The dashed lines represent the linear trend of the data.....	18
Figura A-8. Daily average covariations of the wind speed measured at the Cerro Castillo station and the ERA5 data series for year 2016. The blue and black lines correspond to in-situ measurements and the reanalyzed products, respectively.....	19
Figura A-9. Daily correlation of wind speed between the Cerro Castillo station and the ERA5 reanalysis for the period 2016-2020. The dash line represents the linear trend of the data.....	19
Figura A-10. a) Monthly number of strong hourly winds at the Cerro Castillo station and MERRA-2 between 2016 and 2020. b) Correlation between the monthly number of strong winds of MERRA-2 and those observed in the period 2016-2020. c) Monthly number of strong winds at hourly resolution for the Cerro Castillo station and the ERA5 between 2016 and 2020. d) Correlation between the monthly numbers of strong winds at hourly resolution of ERA5 with those observed in the period 2016-2020	20

El prefijo A- antes del número de sección corresponden a las figuras dentro del artículo principal de investigación.

Figura A-11. Yearly number of strong hourly winds from the ERA5, MERRA-2 and Cerro Castillo station for the period 1979-2020.....	21
Figura A-12. Evolution of the 95th percentile (V95) of the distribution of the hourly wind speeds in a year with the proportion of winds (%V90) exceeding the threshold (V90) used for defining ‘strong winds’, V95 was normalized by V90 to facilitate the comparison of the two reanalyses (ERA5 and MERRA-2) with the observation made at the Cerro Castillo station. The dashed lines represent the linear trend of the data.....	21
Figura A-13. Wavelet power spectrum applied to MERRA-2 daily time series between 1980 and 2020. The fine black contour lines enclose regions of > 95% confidence levels, and the parabola marks the cone of influence outside of which edge effects may distort results. The color bar relates the colors in the power of the spectrum.....	23
Figura A-S1. a) Covariation of the wind speed of MERRA-2 and the cloud cover of the MODIS satellite. b) Linear correlation of the wind speed of MERRA-2 and the cloud cover of the MODIS satellite.....	27
Figura 3. Covariación mensual entre los eventos atmosféricos y la anomalía de vientos fuertes en MERRA-2. a) ENSO y MERRA-2. b) SAM y MERRA-2. c) PDO y MERRA-2.....	28
Figura 4. Dominio de América del Sur utilizado en el proyecto CORDEX (Fuente: WCRP CORDEX). 32	
Figura 5. a) Covariación del viento diario entre modelos REMO y el reanálisis ERA5 para el año 2005. b) Covariación del viento diario entre modelos RegCM y el reanálisis ERA5 para el año 2005. c) Correlación lineal de la velocidad del viento diario entre modelos REMO, RegCM y el reanálisis ERA5 para el periodo 1980-2005.	35
Figura 6. a) Covariación del viento diario entre modelos REMO y el reanálisis MERRA-2 para el año 2005. b) Covariación del viento diario entre modelos RegCM y el reanálisis MERRA-2 para el año 2005. c) Correlación lineal del viento diario entre modelos REMO, RegCM y el reanálisis MERRA-2 para el periodo 1980-2005.	36
Figura 7. Variación del promedio anual de la velocidad del viento diario entre modelos RegCM y REMO para el periodo 1980-2005. Se muestran también los comportamientos de los reanálisis MERRA-2 y ERA5.	37
Figura 8. Correlación lineal del promedio anual de la velocidad del viento diario entre modelos y reanálisis para el periodo 1980-2005. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor para modelos REMO, RegCM y el reanálisis ERA5. b) Diagrama de Taylor para modelos REMO, RegCM y el reanálisis MERRA-2.....	38
Figura 9. Covariación del número de vientos fuertes mensuales entre modelos RegCM4-7, REMO2015, y los reanálisis ERA5 y MERRA-2 para el periodo 2000-2005.	39
Figura 10. Correlación lineal del número de vientos fuertes mensuales entre modelos regionales (RegCM4-7 y REMO2015) y los reanálisis para el periodo 1980-2005. a) Diagrama de Taylor entre RCMs y MERRA-2. b) Diagrama de Taylor entre RCMs y ERA5.....	40
Figura 11. Covariación del número de vientos fuertes anuales entre modelos RegCM4-7, REMO2015, y los reanálisis ERA5 y MERRA-2 para el periodo 1980-2005.	41
Figura 12. Correlación lineal del número de vientos fuertes anuales entre modelos regionales (RegCM4-7 y REMO2015) y reanálisis para el periodo 1980-2005. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor entre RCMs y MERRA-2 b) Diagrama de Taylor entre RCMs y ERA5.....	42

El prefijo A- antes del número de sección corresponden a las figuras dentro del artículo principal de investigación.

Figura 13. Covariación del viento diario entre GCMs y ERA5 para el periodo 2000-2005.....	43
Figura 14. Correlación lineal de la velocidad del viento diario entre GCMs y reanálisis para el periodo 1980-2014. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor entre GCMs y ERA5. b) Diagrama de Taylor entre GCMs y MERRA-2.....	44
Figura 15. Variación del promedio anual de la velocidad del viento diario entre GCMs y los reanálisis ERA5 y MERRA-2 para el periodo 1980-2014.	45
Figura 16. Correlación lineal del promedio anual de vientos diarios entre modelos globales y reanálisis para el periodo 1980-2014. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor entre GCMs y ERA5. b) Diagrama de Taylor entre GCMs y MERRA-2.	46
Figura 17. Covariación del número de vientos fuertes mensuales entre modelos globales y los reanálisis ERA5 y MERRA-2 para el periodo 1980-2014.	47
Figura 18. Correlación lineal del número de vientos fuertes mensuales entre modelos globales y reanálisis para el periodo 1980-2014. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor entre GCMs y ERA5. b) Diagrama de Taylor entre GCMs y MERRA-2.	48
Figura 19. Covariación del número de vientos fuertes anuales entre modelos globales y los reanálisis ERA5 y MERRA-2 para el periodo 1980-2014.	49
Figura 20. Correlación lineal del número de vientos fuertes anuales entre modelos globales y reanálisis para el periodo 1980-2014. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor entre GCMs y ERA5. b) Diagrama de Taylor entre GCMs y MERRA-2.	50
Figura 21. Correlación lineal del número de vientos fuertes cada cinco años entre modelos globales y reanálisis para el periodo 1980-2014. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor entre GCMs y ERA5. b) Diagrama de Taylor entre GCMs y MERRA-2.	51
Figura 22. Covariación del promedio de vientos fuertes cada 5 años en el modelo climático MIROC6 y el promedio de los reanálisis ERA5 y MERRA-2.....	52

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Los vientos del oeste son un cinturón de vientos que se mueven de oeste a este entre los 30° y 70° (Varma *et al.*, 2012) de latitud N y S, producto de la circulación atmosférica, que a su vez es generada por el calentamiento diferencial de la atmósfera entre latitudes bajas y altas, y la rotación de la Tierra (Wallace y Hobbs, 2006). Estos vientos son más intensos en el Hemisferio Sur en comparación con el Hemisferio Norte debido a la ausencia importante de masas de tierra al sur de los 35°S (Garreaud *et al.*, 2009), y gracias a su fuerte intensidad juegan un rol fundamental en el ciclo global del carbono debido a que aportan al intercambio de gas entre la atmósfera y el océano austral (Le Quéré *et al.*, 2007).

En particular, los vientos del oeste del Hemisferio Sur (SWW, Southern Westerly Winds, en inglés) prevalecen todo el año al sur de los 40°S (Garreaud *et al.*, 2009) y poseen un núcleo de mayor intensidad alrededor de los 51°S (Browne *et al.*, 2017). Hoy en día, el clima de Patagonia Sur está fuertemente influenciado por esos vientos, ya que controlan la cantidad y distribución latitudinal de las precipitaciones (Garreaud *et al.*, 2009).

En los últimos años los SWW han sido investigados para entender la circulación atmosférica del Hemisferio Sur, sin embargo, aún existen ciertas controversias de su comportamiento en el pasado, como por ejemplo, los cambios de posición e intensidad durante el Holoceno tardío (p. ej. Lamy *et al.*, 2010; Kilian and Lamy, 2012). Para entender su comportamiento a gran escala es necesario realizar estudios paleoclimáticos, ya que poseen una perspectiva más amplia de la variabilidad climática basándose en fenómenos naturales que dependen directamente del clima. Es decir, no se puede entender las variaciones climáticas de cientos de años solo con registros instrumentales, ya que abarcan solo una fracción de la historia climática de la Tierra (Bradley, 2015). En este sentido, Patagonia es una excelente zona para el estudio de la variabilidad de los SWW en el pasado, debido a que es la única franja de tierra que intercepta este cinturón de vientos y, además, posee abundantes registros paleoambientales como testigos de hielo, glaciares, lagos, sedimentos marinos y anillos de árboles, que permiten estudiar el clima del pasado (Moreno, 2004; Lamy *et al.*, 2010; Blisniuk *et al.*, 2005, citados por Garreaud *et al.*, 2013).

Lo anterior, sumado al pobre registro instrumental tanto espacial como temporalmente existentes en Patagonia Sur y a la gran influencia del SWW en el clima, motiva a contribuir con la ciencia proporcionando más antecedentes del comportamiento de este cinturón de vientos a través de reanálisis y modelos climáticos que permiten amplificar la resolución temporal de las estaciones meteorológicas, y por otro lado, reconstrucciones paleoclimáticas que permitan comprender el comportamiento de los vientos en el pasado.

En primer lugar, los reanálisis climáticos son un tipo especial de análisis que reproducen a gran escala la circulación atmosférica global (Dee *et al.* 2011), ajustándose físicamente a la geografía local (topografía detallada, uso de suelo, costas, etc.) (Garreaud *et al.* 2013). Los reanálisis combinan observaciones pasadas con modelos para generar series de tiempo consistentes

de múltiples variables climáticas (IPCC, 2014). Es un campo relativamente joven, que con el tiempo han mejorado su calidad utilizando modelos más avanzados, mejores datos de entrada y mejores métodos de asimilación, generando una creciente variedad de datos útiles que abarcan periodos de tiempos más largos al aumentar la resolución espacial y temporal de los datos (Dee *et al.* 2011).

En segundo lugar, los modelos climáticos son una representación numérica del sistema climático basada en las propiedades físicas, químicas y biológicas de sus componentes, en sus interacciones y en sus procesos de retroalimentación, y que recoge todas o algunas de sus propiedades conocidas. Los modelos climáticos se utilizan como herramienta de investigación para estudiar y simular el clima y para fines operativos, en particular predicciones climáticas mensuales, estaciones e interanuales (IPCC, 2014).

Por otro lado, y según Bradley (2015), las reconstrucciones paleoclimáticas son una técnica utilizada en la paleoclimatología que permiten comprender la historia climática de la Tierra. Se puede considerar que las reconstrucciones paleoclimáticas requieren de una serie de etapas o niveles de análisis. La primera etapa es la recopilación de datos, que generalmente involucra trabajo de campo, análisis y mediciones de laboratorio. En la segunda etapa los datos recopilados son calibrados y convertidos a estimaciones del paleoclima. Esta calibración puede ser totalmente cualitativa, que implica una evaluación subjetiva de los datos (por ejemplo, condiciones “más cálidas”, “más húmedas”, “más frías”, etc.) o también puede involucrar estimaciones cuantitativas del paleoclima como, por ejemplo, a través de las características sedimentológicas, como el tamaño de grano y la abundancia de partículas eólicas que permiten cuantificar los cambios de intensidad de los vientos (por ej. Flores-Aqueveque *et al.*, 2015). Los datos derivados de la segunda etapa proporcionan un registro de la variación climática a través del tiempo en un lugar particular (Bradley, 2015). Esta señal puede contener información climática de gran escala, así como variaciones locales de la circulación atmosférica global.

Por lo tanto, en esta investigación se realizó un estudio paleoclimático en el cual se evalúa la variabilidad interanual e interdecadal de los vientos del oeste en Patagonia Sur (~51°S) a través de la integración de información climática de observaciones, reanálisis y modelos climáticos, para en un futuro validar un proxy de viento junto a los datos sedimentológicos (granulometría y abundancia de partículas eólicas) en testigos lacustres. Para lo anterior, se analizaron datos de tres estaciones meteorológicas ubicadas en el área de estudio. Luego se compararon las estaciones con tres sets de datos de reanálisis: GLDAS, MERRA-2 y ERA5, a fin de evaluar cuál reanálisis representaba mejor la información registrada en las estaciones meteorológicas. También se analizaron un conjunto de modelos del proyecto CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) en el periodo histórico, entre 1850 y 2014, para representar la variabilidad del viento en la zona y extender las series temporales de las mediciones atmosféricas. Por último, se evaluaron las implicancias paleambientales de los resultados obtenidos.

La estructura de este documento está organizada de la siguiente forma. En el Capítulo I, se presentan los antecedentes teóricos sobre los vientos en Patagonia, la información climática y geomorfológica de la zona de estudio, y los objetivos e hipótesis de este trabajo. En el Capítulo II se detalla la metodología utilizada. En el Capítulo III se presenta el análisis de los SWW en

Patagonia Sur en un artículo central de investigación. En el Capítulo IV se exponen los resultados de los modelos climáticos. En el Capítulo V se presentan las conclusiones generales de este trabajo.

1.1. Zona de estudio

La zona de estudio está ubicada en la Región de Magallanes y de la Antártica Chilena (Figura 1), en la provincia de Última Esperanza al noroeste de la ciudad de Puerto Natales y en las cercanías del Parque Nacional Torres del Paine. En el sitio de interés se encuentran tres estaciones meteorológicas: Teniente Gallardo, Cerro Castillo y Torres del Paine (Figura 1). La primera estación es automática, mientras que las otras dos son convencionales. Estas estaciones son elegidas estratégicamente para observar el comportamiento de los SWW en los últimos años cerca del núcleo de mayor intensidad del cinturón de viento ($\sim 51^\circ\text{S}$).

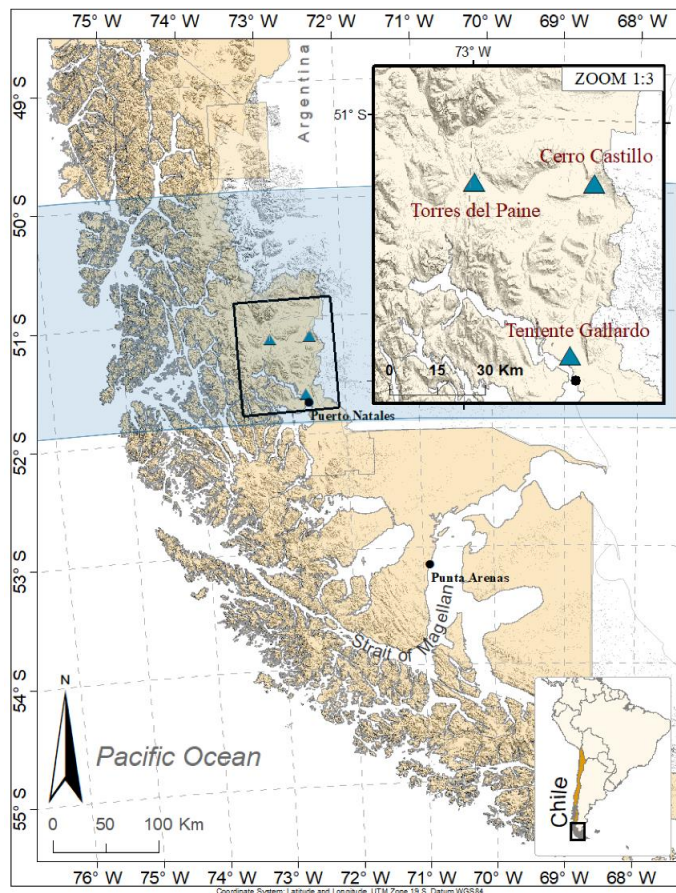


Figura 1. Mapa de la zona de estudio con la ubicación de las estaciones meteorológicas (triángulos). Se muestra como referencia el núcleo de mayor intensidad (banda azul) de los SWW según Browne *et al.*, 2017.

1.2. Contexto geomorfológico y climático

Patagonia occidental es una franja angosta de tierra (~50-150 km) que se extiende desde la costa del Pacífico hasta la cima de los Andes Australes que alcanza ~1500 m.s.n.m. Posee un relieve complejo dominado por montañas empinadas y valles de origen glaciar. Al este de la Cordillera de los Andes, se encuentra la Patagonia oriental que presenta llanuras en forma de estepas que no superan los 200 m.s.n.m. y se extiende por varios cientos de kilómetros hasta el Océano Atlántico (Garreaud *et al.*, 2013).

La presencia de los Andes australes en la zona es de gran relevancia ya que influye en el clima de Patagonia Sur. El cordón montañoso perturba las ondas baroclínicas, provocando uno de los gradientes de precipitación más grandes en la Tierra (Figura 2) (Smith y Evans, 2007; Carrasco *et al.* 2002; citados en Garreaud *et al.*, 2013). Los Andes generan en el lado del barlovento, un clima templado hiper húmedo a lo largo de la costa del Pacífico con una precipitación media anual en el rango de 5.000 a 10.000 mm. En contraste, en el lado oriental de la cordillera, las condiciones son áridas (Garreaud *et al.* 2013) y con tasas de evaporación entre 550 a 750 mm/año (Fernandez & Busso, 1997).

Por otro lado, los SWW también juegan un rol fundamental en el clima. Los SWW, que circulan durante todo el año en Patagonia Sur, dominan en gran medida la cantidad y distribución latitudinal de las precipitaciones en la región (Garreaud *et al.*, 2009; Garreaud *et al.*, 2013), controlan la Corriente Circumpolar Antártica (ACC) e influyen, además, en el ciclo global del carbono (Le Quéré *et al.*, 2007). En la actualidad, los SWW presentan una marcada estacionalidad impulsada por cambios en la temperatura superficial del mar y gradientes atmosféricos de temperatura (Sime *et al.*, 2013). Estacionalmente, los SWW son más intensos durante el verano austral, con un máximo entre los 45° y 55°S, mientras que para el invierno austral se debilitan en su núcleo y se desplazan hacia el ecuador (Garreaud *et al.*, 2009).

En las últimas décadas se ha observado que en general los SWW se han desplazado latitudinalmente hacia el sur, han aumentado en magnitud y se ha expandido su zona de mayor intensidad (por ej, Thompson *et al.*, 2011; Garreaud *et al.*, 2013; Browne *et al.*, 2017). Lo anterior ha causado disminución en la precipitación anual en el centro sur de Chile, retirada de los glaciares en Patagonia, aumento de la desertificación en el norte y reducción de la cantidad de agua dulce disponible para riego y consumo (Warren, 1993; Masiokas *et al.*, 2008; Salinas and Mendieta, 2013; Minnetti *et al.*, 2003; Meza, 2013 citados por Bertrand *et al.*, 2014). De esta manera, los SWW son responsables en gran medida de los cambios climáticos que se observan hoy en día en gran parte del sur de Sudamérica.

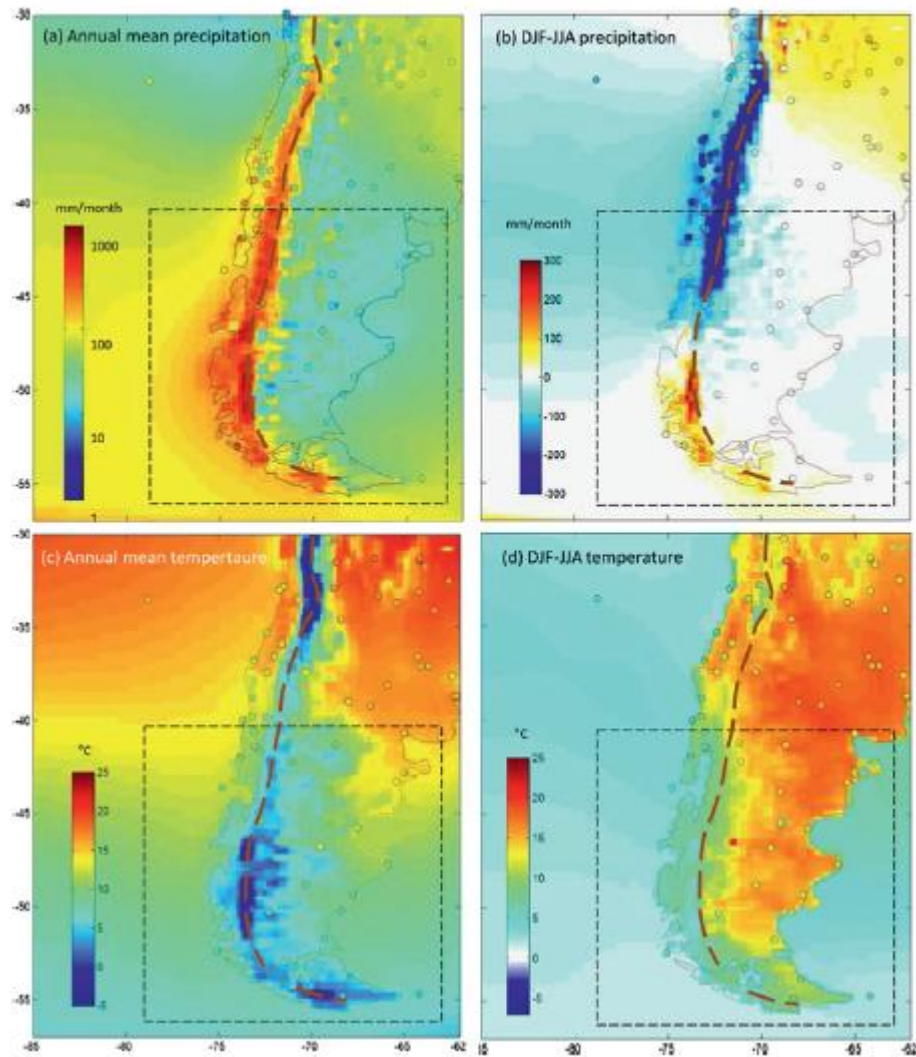


Figura 2. Variaciones de precipitación y temperatura en Patagonia. a) Precipitación media anual en escala logarítmica. b) Precipitación promedio del verano (DJF) menos el invierno austral (JJA). c) Temperatura media anual del aire cerca de la superficie. d) Temperatura media del aire cerca de la superficie de verano (DJF) menos el invierno austral (JJA). Fuente: Garreaud *et al.*, (2013).

En cuanto a la geomorfología, Patagonia occidental está fuertemente influenciada por procesos glaciares ocurridos desde el Plioceno, es decir, glaciaciones incluso más antiguas que el Último Máximo Glacial ocurrido hace 20.000 años (Feruglio, 1944; citado en Rabassa, 2005). Numerosos depósitos glaciares dan origen a una amplia gama de geoformas en la zona, entre las que destacan morrenas (frontales, laterales y basales), terrazas glaciolacustres, esker y planicies de outwash, además de la presencia de estrías y bloques erráticos (Piel, 2018).

1.3. Reconstrucción de la intensidad de los vientos a partir de partículas eólicas en sedimentos lacustres

Los sedimentos lacustres proporcionan registros climáticos continuos que abarcan escalas de tiempo que van desde anuales a miles de años. Sin embargo, requieren condiciones ambientales muy especiales para su formación y preservación, por ello su ocurrencia no es muy común y generalmente cubren periodos de tiempo relativamente cortos (Flores-Aqueveque *et al.*, 2015). La mayoría de los registros de sedimentos se han utilizado para analizar cambios en las precipitaciones y en la temperatura atmosférica. Sin embargo, también se pueden utilizar para el estudio de otras variables climáticas como, por ejemplo, la variabilidad de la intensidad de los vientos (Flores-Aqueveque *et al.*, 2015).

En general, las reconstrucciones de los vientos son muy escasas y la mayoría han sido de una perspectiva cualitativa (p.ej., Stuut *et al.*, 2002; Dietrich y Seelos, 2010). Desde un punto de vista cuantitativo, se tiene el trabajo realizado por Flores-Aqueveque *et al.*, (2015), el cual dejó en evidencia que la intensidad de los vientos también se pueden reconstruir de forma directa y con una alta resolución, a partir de la abundancia y distribución de partículas líticas eólicas en testigos de sedimentos, demostrando que las partículas eólicas son el mejor proxy para la reconstrucción directa de la intensidad de los vientos y la circulación atmosférica en el pasado.

En Patagonia existen muy pocos estudios que intenten reconstruir la intensidad de los vientos a partir de partículas líticas eólicas, un ejemplo de ello es el trabajo realizado por Lamy *et al.* (2010), el cual analiza illita y arcillas ricas en clorita de un testigo de sedimento del sistema de fiordos Skyring (53°S) e interpreta las variaciones en abundancia de estos minerales como cambios en la intensidad de los SWW. Otra investigación es la realizada por Saunder *et al.* (2018), en la cual reconstruye la intensidad de los SWW de los últimos 12.300 años a partir de aerosoles y partículas minerogénicas que se acumulan en sedimentos lacustres de la Isla Subantártica Macquarie (54°S). Si bien, estas investigaciones utilizan las partículas eólicas como proxies paleoclimáticos y aportan al entendimiento de la dinámica atmosférica del Hemisferio Sur, siguen siendo de forma cualitativa. Por ende, aún faltan reconstrucciones cuantitativas de la intensidad de los SWW que permitan representar de forma directa la circulación atmosférica del pasado y su variabilidad.

1.4. Objetivos

Objetivo general:

- Comprender la variabilidad interanual e interdecadal de los vientos del oeste cerca del núcleo moderno (~51°S) a través de reanálisis y modelos climáticos, y evaluar las implicancias paleoclimáticas para la validación de un nuevo proxy de viento en Patagonia Sur.

Objetivos específicos:

- Analizar el comportamiento del viento reciente en la zona de estudio a través de estaciones meteorológicas.
- Evaluar el comportamiento del viento en tres reanálisis para las últimas décadas.
- Evaluar el comportamiento del viento en modelos climáticos regionales y globales para el último siglo.
- Determinar las implicancias paleoclimáticas de los resultados obtenidos a través de la integración de la información climática de estaciones meteorológicas, reanálisis y modelos climáticos.

1.5. Hipótesis

Se propone que los SWW varían en intensidad de forma estacional, interanual y decadalmente en su núcleo, y que las variaciones y frecuencias de estos vientos pueden ser representadas por reanálisis y modelos climáticos de última generación. Asimismo, se propone que las periodicidades se pueden asociar a ciertos eventos atmosféricos como, por ejemplo, el Modo Anular del Sur, El Niño-Oscilación del Sur o la Oscilación Decadal del Pacífico.

Por su parte, también se plantea que la determinación de la frecuencia de vientos fuertes presenta importantes implicancias paleoambientales las cuales permitirían la reconstrucción de los SWW en la zona de estudio para los últimos cientos o miles de años.

CAPÍTULO II:

METODOLOGÍA

2.1. Datos meteorológicos y reanálisis

En primer lugar, se adquirieron datos de vientos de estaciones meteorológicas cerca de la zona de estudio. Para esto, se buscaron estaciones ubicadas cerca de los 51°S en instituciones tales como, la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) (<http://www.meteochile.gob.cl/>), el Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA) (<https://agrometeorologia.cl/>) y la Dirección General de Aguas (DGA) (<https://dga.mop.gob.cl/>). En total se eligieron tres estaciones meteorológicas: Cerro Castillo (INIA), Teniente Gallardo (DMC) y Torres del Paine (DGA).

Luego de la elección de las estaciones, se buscaron reanálisis de última generación para comparar los datos con las observaciones. De esta búsqueda, se eligieron tres reanálisis de interés: ERA5, MERRA-2 y GLDAS. Las especificaciones de las estaciones y de los reanálisis se encuentran en Gómez-Fontalba *et al.*, 2022 ubicado en el Capítulo III.

En cuanto al análisis y tratamiento de datos, se analizó la variabilidad de la intensidad y dirección del viento en las estaciones meteorológicas. Luego se compararon las series temporales de las estaciones meteorológicas con los reanálisis a escala horaria y diaria. Por último, para los reanálisis que tenían buen comportamiento, se analizó la capacidad de los reanálisis para simular los vientos fuertes a escala mensual y anual. Los detalles y especificaciones de los análisis utilizados se encuentran el artículo central de investigación ubicado en el Capítulo III.

2.2. Modelos climáticos

Para la simulación de la intensidad del viento, se investigaron diferentes modelos climáticos. Se eligieron nueve modelos climáticos de la familia CMIP6 y dos modelos regionales del proyecto CORDEX del conjunto CMIP5.

Para el análisis de los modelos climáticos se realizó la misma metodología que la sección anterior, pero esta vez comparándolos con las series temporales de los reanálisis ERA5 y MERRA-2. Luego, se seleccionaron los modelos climáticos que presentaron mejor rendimiento para posteriormente tener las series temporales de viento como referencia al compararlas con las señales de granulometría y abundancia de partículas líticas eólicas en testigos lacustres. Las especificaciones de los modelos climáticos utilizados y los análisis llevados a cabo se encuentran en la metodología del Capítulo IV.

CAPÍTULO III:

VARIABILIDAD DE LOS VIENTOS EN PATAGONIA SUROESTE (51°S) EN EL PERIODO RECIENTE (1980-2020): IMPLICANCIAS PARA LA RECONSTRUCCIÓN DE VIENTOS PASADOS

Carolina Gómez-Fontecalba^{1,2,3,*}, Valentina Flores-Aqueveque^{1,2,3} and Stéphane C. Alfaro⁴

1. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago 8320000, Chile; vfloresa@uchile.cl (V.F.-A.).
2. South American Dust Initiative (SANDI), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago 8320000, Chile.
3. Millennium Nucleus Paleoclimate, Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo (ANID) Millennium Science Initiative, Ñuñoa 7750000, Chile
4. Univ de Paris Est Creteil and Université de Paris, CNRS, LISA, F-94010 Créteil, France; stephane.alfaro@lisa.ipsl.fr (S.A)

RESUMEN

Los Vientos del Oeste del Hemisferio Sur (SWW, em inglés) controlan la cantidad y distribución latitudinal de las precipitaciones en Patagonia suroeste. Estudios recientes han demostrado que los SWW se han intensificado en las últimas décadas, pero su comportamiento en el pasado aún no se comprende bien. Para entender este comportamiento, es necesario analizar datos climáticos de estaciones meteorológicas y reconstruir su variabilidad a través de evidencias paleoclimáticas como, por ejemplo, testigos lacustres. Sin embargo, Patagonia es una región austral caracterizada por tener una compleja topografía y una probe red de estaciones meteorológicas. En este artículo, tres reanálisis son estudiados (MERRA-2, ERA5 y GLDAS) y comparados con las estaciones Cerro Castillo y Teniente Gallardo (~51°S), con el objetivo de simular los vientos en el pasado. Los resultados indican que ERA5 y MERRA-2 simulan bien la variabilidad de los vientos en la región de estudio, mientras que GLDAS es menos confiable. Por lo tanto, los primeros dos reanálisis podrían ser usados para extender la serie temporal de las estaciones meteorológicas y calibrar n nuevo proxy basado en la abundancia y tamaño de las partículas eólicas, reconstruyendo de manera directa la intensidad de los SWW en el pasado en Patagonia suroeste.

Publicado en:

Atmosphere, 2022, 13, 206

Article

Variability of the Southwestern Patagonia (51°S) Winds in the Recent (1980–2020) Period: Implications for Past Wind Reconstructions

Carolina Gómez-Fontalba ^{1,2,3,*}, Valentina Flores-Aqueveque ^{1,2,3}  and Stéphane Christophe Alfaro ⁴

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago 8320000, Chile; vfloresa@uchile.cl

² South American Dust Initiative (SANDI), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago 8320000, Chile

³ Millennium Nucleus Paleoclimate, Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo (ANID) Millennium Science Initiative, Ñuñoa 7750000, Chile

⁴ Université de Paris Est Créteil and Université de Paris, CNRS, LISA, F-94010 Créteil, France; stephane.alfaro@lisa.ipsl.fr

* Correspondence: carolina.gomez.f@ug.uchile.cl; Tel.: +56-942-688-310



Citation: Gómez-Fontalba, C.; Flores-Aqueveque, V.; Alfaro, S.C. Variability of the Southwestern Patagonia (51°S) Winds in the Recent (1980–2020) Period: Implications for Past Wind Reconstructions. *Atmosphere* **2022**, *13*, 206. <https://doi.org/10.3390/atmos13020206>

Academic Editors: Rui Salgado, Maria José Monteiro, Mariana Bernardino, David Carvalho, Flavio T. Couto, Rita M. Cardoso, João P. A. Martins and Joao Carlos Andrade dos Santos

Received: 24 December 2021

Accepted: 26 January 2022

Published: 27 January 2022

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Copyright: © 2022 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Abstract: The Southern Hemisphere Westerly Winds (SWW) control the amount and latitudinal distribution of rainfall in southwestern Patagonia. Recent studies have shown that SWW has intensified in the last decades, but their past behavior is not yet well understood. To understand this behavior, it is necessary to analyze climatic data from meteorological stations and reconstruct their variability through paleoclimatic evidence, such as lake cores. Nevertheless, Patagonia is an austral region characterized by its complex topography and quasi lack of a meteorological network. In this work, three reanalyses are studied (MERRA-2, ERA5, and GLDAS) and compared with the Cerro Castillo and Teniente Gallardo stations (~51°S), with the aim of simulating the winds in the past. The results indicate that ERA5 and MERRA-2 simulate well the wind variability in the study region, while GLDAS is less reliable. Therefore, the first two reanalyses could be used to extend the time series of the meteorological station and calibrate a new wind proxy based on the abundance and size of the aeolian particles, reconstructing in a direct way the intensity of the SWW in the past over southwestern Patagonia.

Keywords: SWW; ERA5; MERRA-2; southwestern Patagonia

1. Introduction

Southern Westerly Winds (SWW) are a belt of winds that blow from west to east at mid-latitudes due to global atmospheric circulation. Several studies have shown that these winds have recently changed in intensity and latitudinal position (e.g., [1–3]) thereby significantly impacting the climate of southern Patagonia. Indeed, the SWW control precipitations and climate [1,4], thus important variations in these winds generate environmental, social, and economic consequences over this part of the Southern Hemisphere (SH).

The behavior of SWW is currently well understood [4], but this is not case for its past variations. Due to the influence exerted by the SWW on the climate, it is fundamental to understand what controls their changes and how these winds have changed over time based on paleoclimatic evidence. Also, if you want to understand future global climate patterns, past behavior of SWW is also required, for example, to evaluate the consequences of these winds in the future atmospheric CO₂ [5]. In this sense, it is important to know the behavior of the SWW in the past, and Chile presents a unique location for reconstruction because it is the only continental mass that covers the entire latitudinal range of the SWW.

For the reconstruction of the temporal variability of the SWW, an indirect source of climate information comes from lakes cores, which have been shown to provide valuable

climate information in this region through the use of proxy records [6]. Among these, the mineral particles eroded by the wind, transported and deposited into water (lakes or sea) constitute an ideal tool for the reconstruction of past winds (e.g., [7–9]). Indeed, the characteristics (quantity, size distribution) of the particles retrieved in the laminated sediments depend directly on the frequency and strength of the winds above the threshold (u^*) of erosion, since the strongest winds are capable of transport these sediments on the surface [10].

However, before being exploitable quantitatively any proxy record must be calibrated against accurate environmental data. In a region with very few and quite recently-established meteorological stations, continuous long-term direct measurements are lacking for this calibration. Provided their quality has first been evaluated by comparison with the existing measurements, the products of different reanalyses could provide these missing calibration tools.

Indeed, of the different data sources available (e.g., meteorological stations, reanalyses, or models), reanalysis is one of the most widely used methods for studying climate variables. Reanalysis is the process whereby an unchanging data assimilation system is used to provide a consistent reprocessing of meteorological observations, typically spanning an extended segment of the historical data record. The products from a reanalysis include many variables such as wind speeds, temperature, atmospheric pressure, among others, and have not only become a staple of the atmospheric research community but are used increasingly for climate monitoring as well as for business applications in, for example, energy and agriculture [11].

An important advantage of the reanalysis is that their products are generally open-access, globally available, and continuously updated over the decades, increasing their temporal and spatial resolution [12], reducing biases, and improving possible system limitations. Examples of these updates are the replacement of the MERRA reanalysis by MERRA-2 of the Global Modelling and Assimilation Office (GMAO) [11] and the replacement of the popular ERA-Interim reanalysis by ERA5 produced by European Centre for Medium-Range Weather Forecast Reanalysis (ECMWF) [13].

In this work, the ability of three reanalyses (MERRA-2, ERA5, and GLDAS) to represent the surface wind in southern Patagonia is studied. The main objective is to analyze the variability over the last decades of the strong winds in the present-day core of the SWW (51°S). To this, the degree of agreement between the surface winds of the reanalyses and direct measurements of the few meteorological stations available in the area of study is first evaluated. In a second step, the reanalyses that best fit the data will be used to extend the time series of meteorological data in the past beyond the implementation of the meteorological stations, which will make it possible to analyze the wind variability on wider (monthly to interdecadal) timescale.

This paper is organized as follows. The next section (Section 2) describes the SWW and the area of study, the methodology, and the datasets used. Section 3 shows the time series of meteorological stations and reanalysis data. It also shows the results of the temporal variability of strong winds determined from statistical analysis. This information is used in Section 4 to discuss the consistency of the different reanalyses and to analyze the variability of the wind. Finally, the last section summarizes the results and presents the main conclusions of this work.

2. Materials and Methods

2.1. Present Day SWW over Southern Patagonia

Patagonia is a large and diverse region in southern South America that extends from ~40°S down to the southern tip of the continent (55°S). Western Patagonia features a temperate, hyper humid climate, a modest seasonal cycle, and annual mean precipitation ranging between 5000 and 10,000 mm [3]. This region faces the strong SWW, which are the prevailing winds at the mid-latitudes of the SH. These winds roughly cover the region between 30° and 70°S, and currently present a core of stronger winds centered at ~51°S [14].

These winds are responsible for the heat transport from the mid-latitudes towards the poles following undulating stationary paths [5]. Because of the topography of southern Patagonia, SWWs control the cloud cover and rainfall on the leeward side of the Andes, which means that the cloud cover is strongly correlated wind speed (supplementary materials Figure S1) on the western side of the Andes [15,16].

Present day, SWW behavior is very well understood. This belt is characterized by a remarkable seasonality mainly driven by changes in sea surface temperature (SST) and atmospheric temperature gradients [17]. In austral summer (DJF), the SWW are more intense and move towards the pole reaching a maximum over $\sim 50^{\circ}\text{S}$ [1,18]. Conversely, in austral winter (JJA) the intensity in the core of the SWW weakens and this belt moves towards the equator expanding as far as central Chile ($33\text{--}40^{\circ}\text{S}$) [18].

During the past few decades, the SWW belt has shown a southward shift together with an increase in the core strength (e.g., [2–4,18–21]) related to the shift to an increasingly positive phase of the Southern Annular Mode (SAM) [1,22–24] as response to changes in stratospheric ozone and greenhouse forcing [23,25,26].

This trend has been also observed in several model projections for the 21st century, which highlight the tendency to a poleward shift and an intensification of the SWW related to the current scenario of global warming (e.g., [26–28]).

Due to the behavioral changes observed in the SWW belt in recent times and its crucial influence on the climate of southern Patagonia, it is necessary to expand our knowledge about the variability of this wind belt over time.

Motivated by this, we have selected for this work three meteorological stations located in the core of the SWW ($\sim 51^{\circ}\text{S}$) at southwestern Patagonia, and three reanalyses (Figure 1), in order to analyze wind speed variability at different (monthly, seasonal and annual) timescales. The meteorological stations are Torres del Paine, Teniente Gallardo, and Cerro Castillo, and reanalyses chosen are MERRA-2, ERA5 and GLDAS.

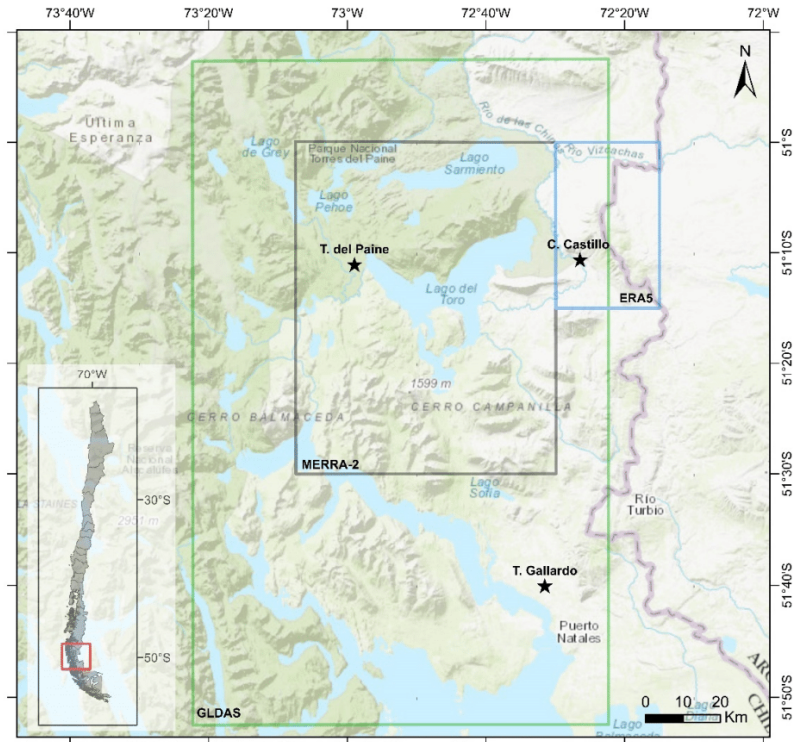


Figure 1. Location of the meteorological stations and reanalyses selected for this work. Black stars represent the meteorological stations, blue grid corresponds to ERA5 analyzed coordinates, gray grid represents data of MERRA-2, and green grid data of GLDAS (Base map from Esri).

2.2. Available Data

2.2.1. Direct Observations

In the study area there are only three meteorological stations with open access records of near-surface wind speed: Teniente Gallardo, Cerro Castillo, and Torres del Paine. Information on these stations and limits of their periods of measurements is provided in Table 1 and Figure 2. The data of the first station were obtained from the Dirección Meteorológica de Chile (DMC) (<https://www.meteochile.cl/>, accessed on 20 April 2021). The data for the second station were obtained from Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA) (<https://agrometeorologia.cl/>, accessed on 20 April 2021). Finally, the data from the Torres del Paine station were facilitated by Dirección General de Aguas (DGA) (<https://dga.mop.gob.cl/>, accessed on 20 April 2021). At the latter station, the measurements were performed manually for a short duration and are not continued. Therefore, they will not be used in this work. The datasets of the other two stations become more complete after the hourly measurements were automated in 2016. Thus, five years of hourly measurements at the Cerro Castillo and Teniente Gallardo stations are available for validating the wind from reanalyses.

Table 1. Information and details of the meteorological station datasets.

Meteorological Station	Lat. (°)	Long. (°)	Altitude (m.a.s.l)	Temporal Resolution	Source
Teniente Gallardo	−51.66	−72.52	69	Hourly (12:00–20:00 before 2016)	DMC
Cerro Castillo	−51.17	−72.43	115	Hourly	INIA
Torres del Paine	−51.18	−72.98	25	Hourly	DGA

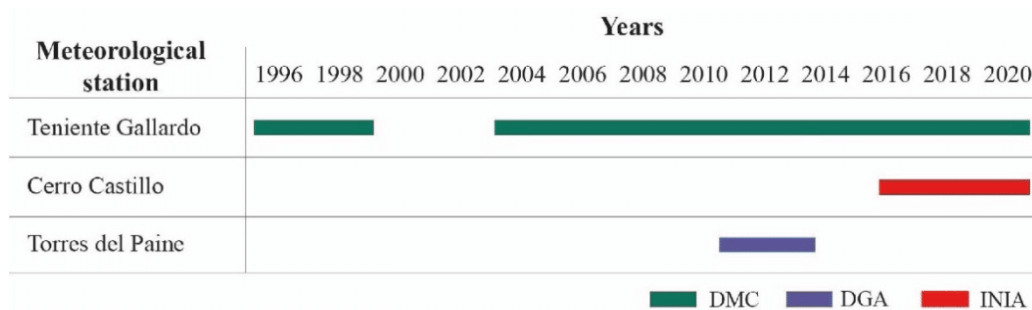


Figure 2. Periods of measurements at different meteorological stations. The data obtained from DMC is presented in green, the data obtained from DGA in blue, and the data facilitated by INIA in red.

Although short, these historical records are important as they serve to validate the data series of the reanalysis used in this work.

2.2.2. Reanalysis Data

The behavior of large-scale winds was studied through three atmospheric reanalyses: (1) the European Centre for Medium-Range Weather Forecast Reanalysis (ERA5) [13], (2) Version 2 of the Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications (MERRA-2) [11], and (3) the Global Land Data Assimilation System (GLDAS) [29].

ERA5 is the fifth generation of atmospheric reanalysis produced by European Centre for Medium-Range Weather Forecast Reanalysis (ECMWF). It replaces the very popular ERA-Interim reanalysis, which was progressively becoming outdated and was stopped at the end of August 2019. ERA5 provides hourly data and time series extending from the year 1950 to present time with a high horizontal resolution of 0.25° × 0.25° (Table 2) [13]. However, the data from 1950 to 1979 were not used because they corresponded to a preliminary version of ERA5 when we carried out this study (the final version is expected to become

available towards the end of 2021 [30]). Data were downloaded from the Copernicus Climate Data Store (<https://cds.climate.copernicus.eu/>, accessed on 30 April 2021).

Table 2. Summary of the reanalysis datasets used in this work.

Reanalysis	Period Covered	Temporal Resolution	Spatial Resolution	Reference
ERA5	1979–2020	Hourly	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	Hersbach et al. (2020)
MERRA-2	1980–2020	Hourly	$0.5^\circ \times 0.625^\circ$	Gelaro et al. (2017)
GLDAS	1948–2014	Daily	$1.0^\circ \times 1.0^\circ$	Rodell et al. (2004)

MERRA-2 of the Global Modelling and Assimilation Office (GMAO 2015) is an up-to-date reanalysis for the satellite era (from 1980 onward). The spatial resolution of the model is 0.5° latitude \times 0.625° longitude [11] and provides data series with hourly temporal resolution (Table 2). The datasets, corresponding to near-surface (10 m above ground), wind speed were extracted using the Giovanni NASA interface (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/>, accessed on 20 April 2021).

GLDAS is a system jointly developed by scientists at the National Aeronautics and Space Administration (NASA), Goddard Space Flight Center (GSFC) and the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). The system aims to ingest satellite and ground-based observational data products and generate optimal fields of land-surface states and flows [29]. The spatial resolution is $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ with daily data for the 1948–2014 period (Table 2). These datasets are available at the NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC) as well as via Giovanni NASA (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/>, accessed on 20 April 2021).

2.3. Analysis of Wind Time Series

First, the coherence between the reanalyses data and the in-situ wind measurements is analyzed because possible discrepancies were expected due to the complex topography of Patagonia. High (hourly) and medium (daily) resolution data were used for the study and statistical indicators such as the frequency of occurrence of strong winds in a given month or year were calculated to quantify the high-resolution temporal variability of the regional winds. The focus was set on the strongest winds because they are those responsible for the transport of particles on the surface [10].

For evaluating the performance of the reanalysis in the study area the following time series of the grids closest to the meteorological station were chosen: ($-73.125, -51.5, -72.5, -51$) for MERRA-2, ($-72.25, -51.25, -72.5, -51$) for ERA5, and ($-73.375, -51.875, -72.375, -50.875$) for GLDAS (Figure 1). Observation wind time series were then compared with data measured at hourly (for MERRA-2 and ERA5) and daily (for GLDAS, MERRA-2, and ERA5) resolution. Because the GLDAS period (1948–2014) does not overlap the period recorded at the Cerro Castillo and Teniente Gallardo stations (2016–2020; Figure 2) but presents an interestingly long time series of data, its consistency with ERA5 and MERRA-2 was evaluated. To do this, statistical parameters such as the bias, root mean squared error (RMSE) and correlation coefficient (R) were used to quantify the differences between reanalyses data and in-situ wind measurements.

Finally, as indicated above, the occurrence of strong winds in the study area was studied considering that only winds above the saltation threshold (u^*t) can effectively mobilize sediments (aeolian particles) over the surface [10] and are of interest for paleoclimate reconstructions. The saltation threshold depends on the size of the erodible grains [10], on the humidity of the soil [31,32], and on the roughness of the surface, itself being sensitive to the presence of non-erodible elements such as stones or vegetation [33,34]. Because the exact value of u^*t is unknown for the area of study, it was arbitrarily assumed that the strong winds above an elevated percentile (e.g., 90th percentile (V90)) of the statistical distribution of the hourly and daily winds were responsible for the most significant erosion events. Then the monthly and yearly numbers of hours/days that exceeded this thresh-

old were counted and subsequently analyzed to study the variability of the wind at the meteorological stations and in the reanalyses.

3. Results

3.1. Local Wind Variability

The synchronicity of the measurements performed after 2016 at Cerro Castillo and Teniente Gallardo allows checking the consistency of the data collected at the two stations. In spite of the distance (ca. 55 km.) separating them, the time series of daily averaged winds (Figure 3a) are quite strongly correlated ($R = 0.87$, Figure 3b). This shows that the measurements performed at any which one of the two stations are not of purely local interest but are representative of a much larger area including the region of study. The main differences between Cerro Castillo and Teniente Gallardo are observed in the direction of the wind (Figure 3c). Even though both stations have fundamentally winds from the west, the Teniente Gallardo station has a significant north component in its measurements (Figure 3(c1)).

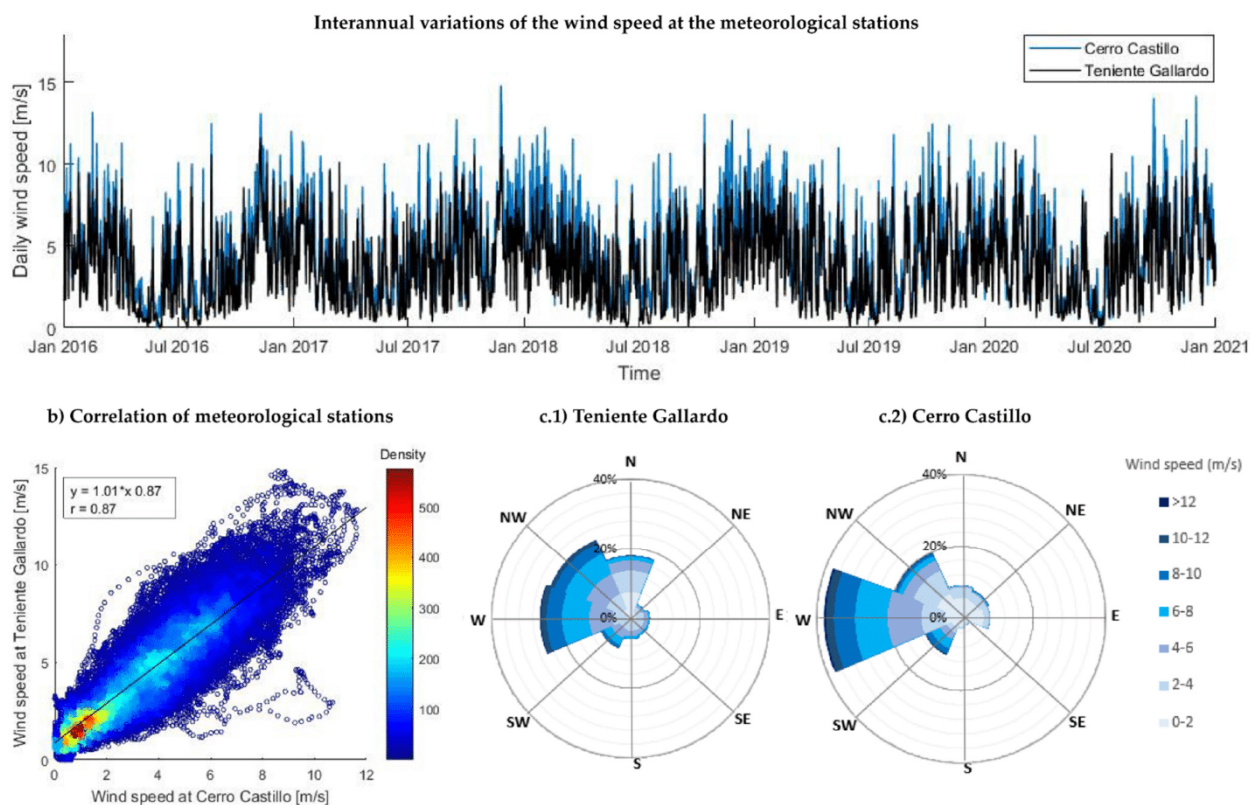


Figure 3. (a) Consistency of the temporal variability of the daily averages of the 10m wind recorded at Cerro Castillo and Teniente Gallardo stations. (b) Correlation between wind speed at Cerro Castillo and Teniente Gallardo. (c) Wind direction and speed frequency at the Cerro Castillo (1) and Teniente Gallardo (2) stations for the 2016–2020 period.

In the following, it was arbitrarily chosen to adopt the measurements of the Cerro Castillo station as a reference for the regional situation. The analysis of these data shows that maximum wind speed ($6 - >12 \text{ ms}^{-1}$) are mainly from the west whereas minimum speeds ($0 - 4 \text{ ms}^{-1}$) come mainly from the northwest (Figure 3(c2)).

At the annual timescale, the measurements reveal a significant seasonality in wind speed characterized by strong winds during the austral summer months (December–January–February; DJF), and weak winds in the austral winter (June–July–August; JJA)

(Figure 3a). Seasonality is also observed in wind direction (Figure 4). During the austral summer and spring, the strongest winds come from the west (Figure 4a,d), whereas they come from the west and northwest during the austral fall and winter (Figure 4b,c).

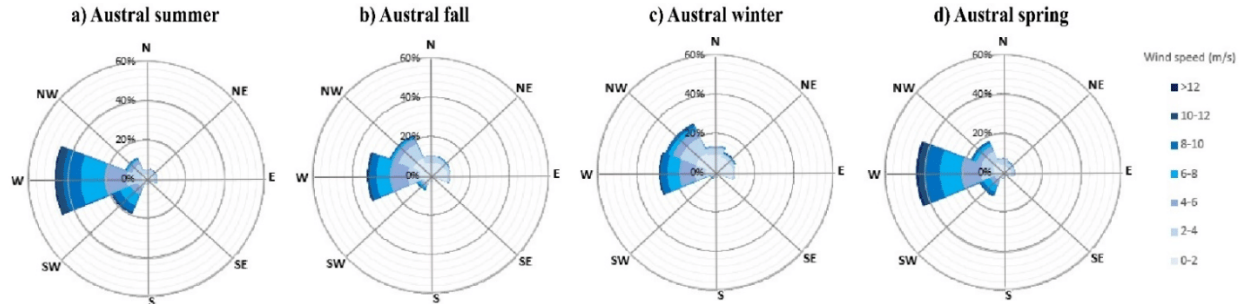


Figure 4. Seasonal variability of wind direction frequency for the period 2016–2020. (a) Austral summer. (b) Austral fall. (c) Austral winter. (d) Austral spring.

The statistical distribution of hourly winds speeds for the period 2016–2020 shows an asymmetric distribution with data shifted towards weaker winds (Figure 5a). Most of the data are concentrated between 0 and 2 ms^{-1} , while winds between 2 and 8 ms^{-1} are distributed in two main modes, one between 2 and 4 ms^{-1} , and the other between 6 and 8 ms^{-1} . Finally, winds greater than 8 ms^{-1} present lower frequencies (<3%).

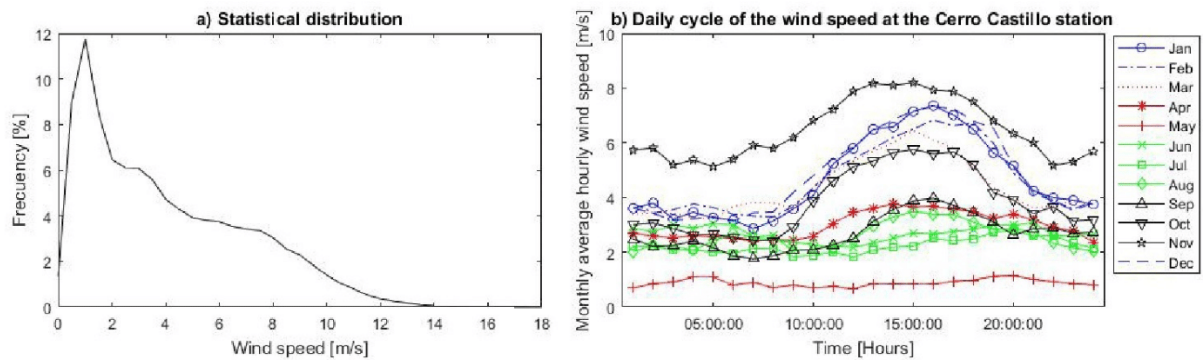


Figure 5. (a) Statistical distribution of the hourly winds measured between 2016 and 2020 at the Cerro Castillo station. (b) Hourly variation of the monthly averaged (daily cycle) of the wind speed at the Cerro Castillo station in 2016. Blue lines represent summer months (DJF), red lines correspond to fall months (MAM), green lines indicate winter months (JJA), and black lines are spring months (SON).

On a daily scale, it can be observed that winds are generally more intense during the afternoon, mainly between 12.00 a.m and 18.00 p.m, while at night, the intensity of the winds decreases (Figure 5b). This diurnal cycle was observed most of the year (except in June and July which have their maximum after 18.00 h). During the austral summer (DJF), the daily cycle is much more marked than in austral winter (JJA), when the winds are weaker and less variable (Figure 5b).

3.2. Reanalysis Validation

As indicated in Section 2.2, the validation was carried out in two steps: first, the data of the Cerro Castillo meteorological station were used to assess the quality of the MERRA-2 and ERA5 wind products, then GLDAS was compared with the other reanalyses to assess the possibility of extending the time series towards a more distant past (i.e., before 1980). Table 3 summarizes the error metrics related to the comparison between the daily wind of Cerro Castillo station and those of ERA5 and MERRA-2. Table 4 shows the parameters for the comparison between GLDAS and the other two reanalyses.

Table 3. Results of the comparison of the MERRA-2 and ERA5 daily winds with the measurements performed for 5 years (2016–2020) at the Cerro Castillo meteorological station.

	Annual			DJF			MAM			JJA			SON		
	R	RMSE	Bias	R	RMSE	Bias	R	RMSE	Bias	R	RMSE	Bias	R	RMSE	Bias
MERRA-2	0.87	2.67	2.26	0.79	2.76	2.36	0.86	2.59	2.24	0.83	2.68	2.24	0.88	2.67	2.21
ERA 5	0.88	1.87	−1.28	0.88	1.98	−1.66	0.88	1.51	−0.88	0.81	1.73	−0.89	0.89	2.20	−1.70

Table 4. Same as Table 3, but for the comparison of GLDAS with MERRA-2 and ERA5 and the 1980–2014 period.

	Annual			DJF			MAM			JJA			SON		
	R	RMSE	Bias	R	RMSE	Bias	R	RMSE	Bias	R	RMSE	Bias	R	RMSE	Bias
MERRA-2	0.47	2.62	−0.43	0.41	2.39	−0.03	0.46	2.57	−0.64	0.48	2.71	−0.93	0.44	2.77	−0.10
ERA5	0.36	4.41	−3.96	0.31	4.25	−3.81	0.3	4.40	−3.93	0.34	4.54	−4.11	0.35	4.47	−4.01
Mean	0.42	3.52	−2.20	0.36	3.32	−1.92	0.38	3.49	−2.29	0.41	3.63	−2.52	0.40	3.62	−2.06

The annual R ranging between 0.86 and 0.88, and the low associated error indicate a high level of agreement between the temporal variations of the daily wind data of both MERRA-2 and ERA5 and those of the measurements. Slightly higher correlations were observed during austral spring than in austral winter (Table 3).

Values of bias indicate that MERRA-2 tends to overestimate the in-situ wind measurement ($\text{Bias}_{\text{ANN}} = 2.26 \text{ ms}^{-1}$, Table 3), whereas ERA5 tends to slightly underestimate them ($\text{Bias}_{\text{ANN}} = -1.28 \text{ ms}^{-1}$, Table 3). As expected, the bias is slightly larger during austral summer, when the wind intensity is stronger, than during austral winter, when the intensity of the wind is lower.

The level of agreement between GLDAS and the other two reanalyses is much less satisfying (Table 4) with a mean annual R value of 0.42 and higher values of RMSE (mean $\text{RMSE}_{\text{ANN}} = 3.52 \text{ ms}^{-1}$).

In summary, these preliminary results suggest that (1) the performance of GLDAS does not compare to that of the other two reanalyses, and (2) despite the systematic negative and positive biases observed in ERA5 and MERRA-2, respectively, both reanalyses are able to represent adequately the wind variability in the region of study. In order to confirm these findings, a more detailed evaluation of the MERRA-2, and ERA5 products is proposed in the following subsections.

3.2.1. MERRA-2 vs. Cerro Castillo

Figure 6 provides an example of the comparison of the wind speed measured at the Cerro Castillo station and the MERRA-2 reanalysis. At the hourly temporal resolution (Figure 6a), the daily cycle is well represented by the reanalysis. However, the higher wind speeds fit better than the minimums, since generally the lower values are overestimated. Therefore, the positive bias of MERRA.2 ($\text{Bias}_{\text{ANN}} = 2.26 \text{ ms}^{-1}$, Table 3) can be in large part explained by this overestimation of the lower wind speeds.

At the daily resolution, the consistency of the reanalyses with the measurements appears clearly (Figure 6b). This high correlation ($R = 0.87$) is also observed for the entire period (Figure 7b). However, the level of agreement between the reanalysis and measurement decreases when hourly temporal resolution is considered ($R = 0.73$, Figure 7a).

3.2.2. ERA5 vs. Cerro Castillo

The daily covariation between the measurements and data yielded by the reanalysis are shown in Figure 8. In general, it can be observed that the reanalysis presents the same variability of wind speed as that measured at the Cerro Castillo station but with a lower amplitude, underestimating in-situ measurements most of the year ($\text{Bias}_{\text{ANN}} = -1.28 \text{ ms}^{-1}$, Table 3). During the austral summer (DJF) and spring (SON) months this difference

increases (-1.66 and -1.7 ms^{-1} , respectively, Table 3) while in fall (MAM) and austral winter (JJA) the underestimation decreases (-0.88 and -0.89 ms^{-1} , respectively, Table 3).

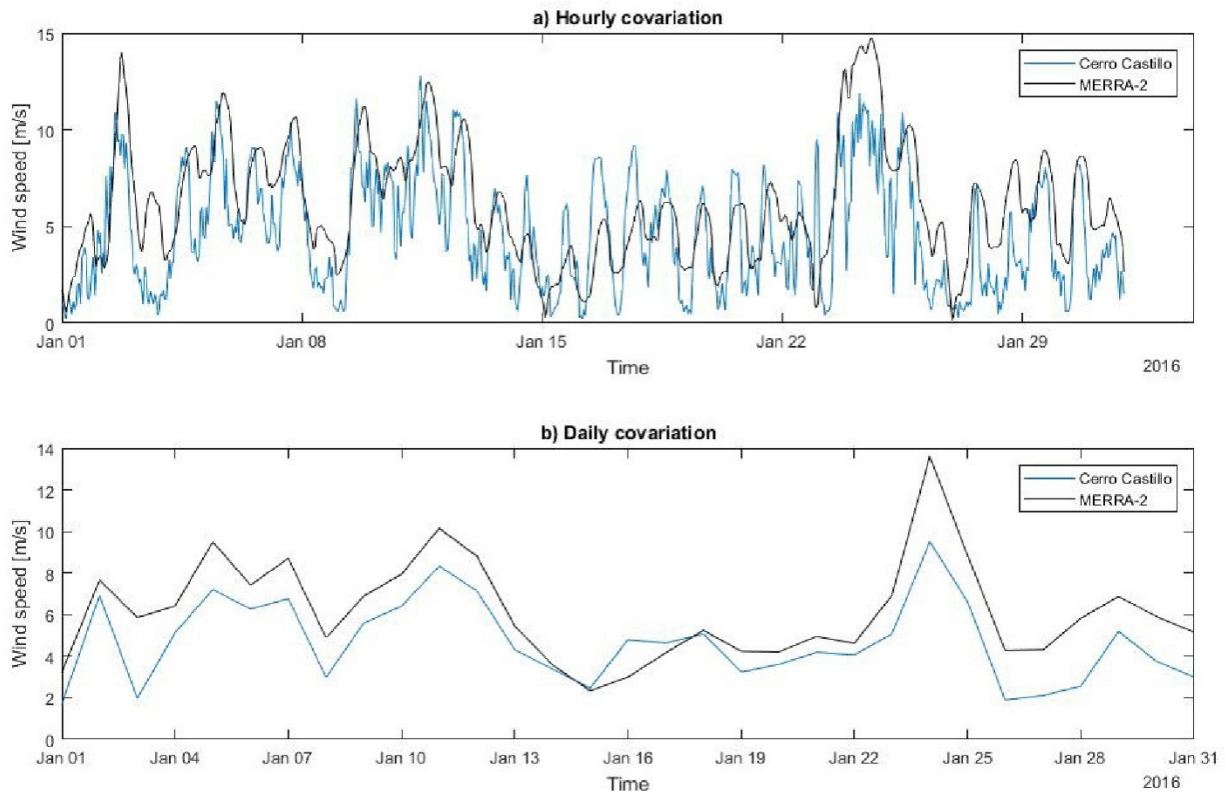


Figure 6. (a) Example of hourly covariation of wind speed between MERRA-2 and the Cerro Castillo station in January 2016. (b) Example of the covariation of the daily average wind speed between MERRA-2 and the Cerro Castillo station in January 2016.

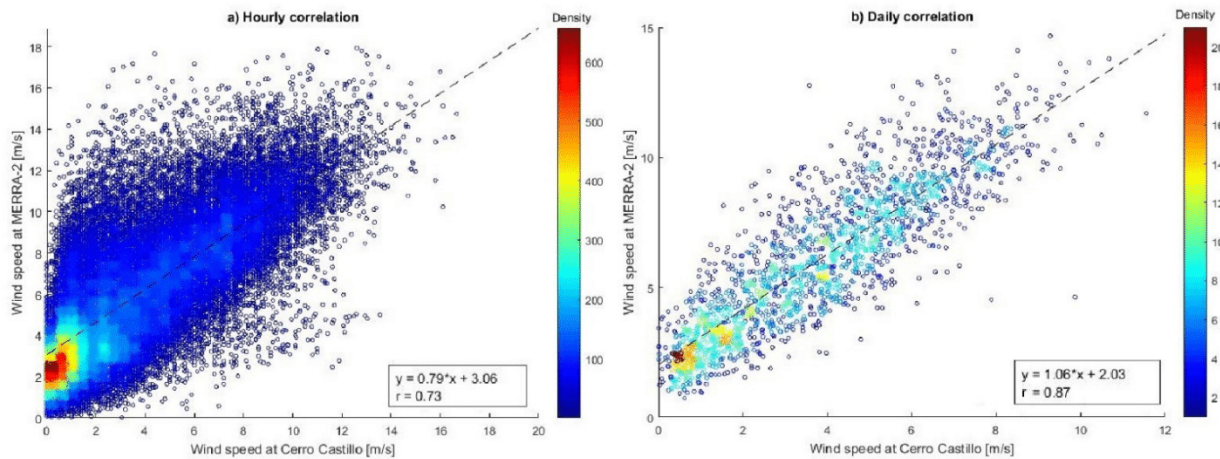


Figure 7. (a) Correlation between the MERRA-2 reanalyzed wind speed for the period 2016–2020 and the measurements of the Cerro Castillo station at a hourly, and (b) daily temporal resolutions. The dashed lines represent the linear trend of the data.

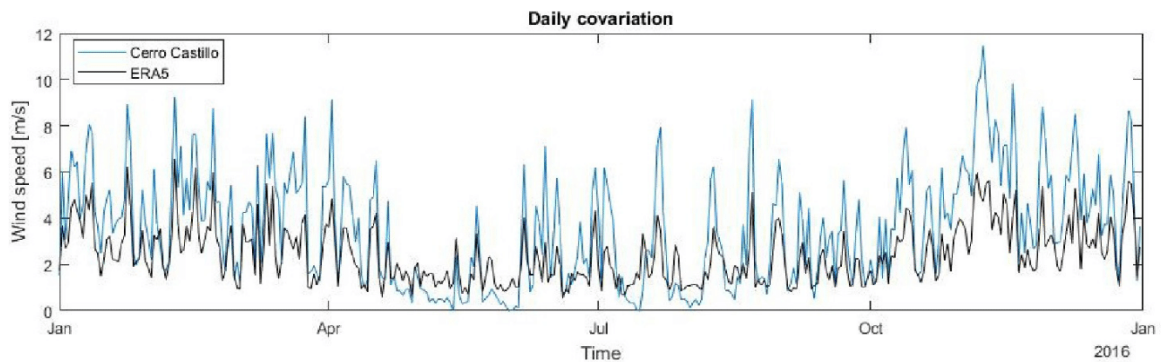


Figure 8. Daily average covariations of the wind speed measured at the Cerro Castillo station and the ERA5 data series for year 2016. The blue and black lines correspond to in-situ measurements and the reanalyzed products, respectively.

At daily time scale, the reanalysis presents a strong correlation ($R_{ANN} = 0.88$ and $RMSE_{ANN} = 1.87$, Table 3) with the data measured at Cerro Castillo. This indicates that in spite of a tendency to underestimate the magnitude of the observed wind speed (slope = 0.47), its temporal variations are correctly simulated by the ERA5 reanalysis at the daily temporal resolution (Figure 9). As was already observed with MERRA-2, the agreement is less satisfying at hourly scale (data not shown).

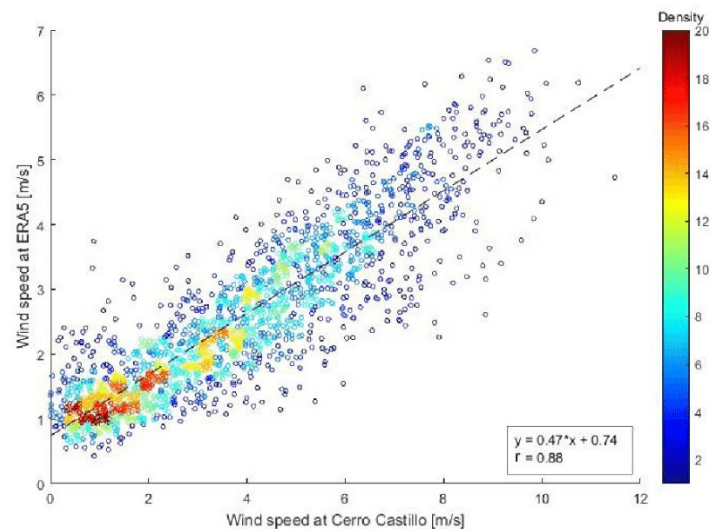


Figure 9. Daily correlation of wind speed between the Cerro Castillo station and the ERA5 reanalysis for the period 2016–2020. The dash line represents the linear trend of the data.

Summarizing, at the daily resolution wind speeds from MERRA-2 and ERA5, present similar levels of agreement ($R_{ANN} = 0.86$ and $R_{ANN} = 0.88$ respectively, Table 3) with the reference data of the Cerro Castillo station.

3.3. Ability of the Reanalyses to Simulate the Frequency of Strong Hourly Winds

As detailed in Section 2.2, strong hourly winds play an important role in wind erosion. These strong winds were arbitrarily defined as being above the 90th percentile (V90) of the statistical distribution of the hourly winds in a period of reference (2016–2020, in this study). Because of the tendency of the reanalyses to overestimate (MERRA-2) or underestimate (ERA5) the measured wind, V90 is not expected to have the same value when calculated

from the observations or from the two reanalyses. This is indeed the case (Table 5): V90 is 8.31, 4.89, and 10.6 ms⁻¹ for Cerro Castillo, Era5 and MERRA-2, respectively.

Table 5. Values of V90 for the Cerro Castillo station and three reanalyses studied.

Meteorological Station/Reanalysis	Period Analyzed	Temporal Resolution	V90 (ms ⁻¹)
Cerro Castillo	2016–2020	Hourly	8.31
ERA5	2016–2020	Hourly	4.93
MERRA-2	2016–2020	Hourly	10.66

The monthly occurrence of strong hourly winds in MERRA-2 is similar to those observed at the meteorological station (Figure 10a). In both time series, an important seasonality characterized by strong winds during the austral summer (DJF) and weak winds in the austral winter (JJA), is observed. Data show a strong linear correlation (R = 0.883) (Figure 10b), indicating that the reanalysis simulates well the number of strong monthly winds measured at the station, despite having a higher V90 than the Cerro Castillo station (see Table 5).

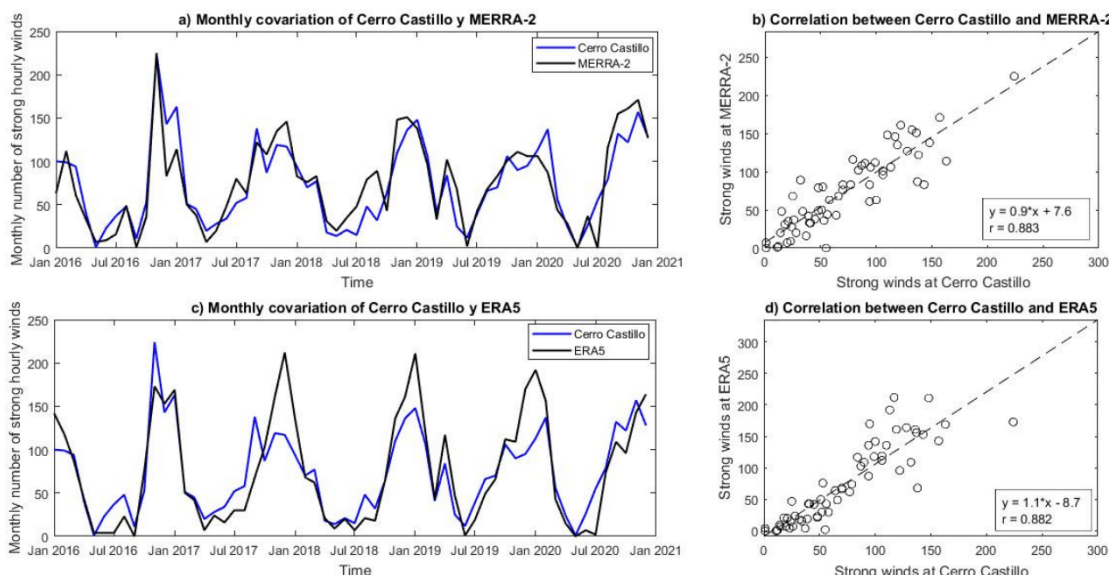


Figure 10. (a) Monthly number of strong hourly winds at the Cerro Castillo station and MERRA-2 between 2016 and 2020. (b) Correlation between the monthly number of strong winds of MERRA-2 and those observed in the period 2016–2020. (c) Monthly number of strong winds at hourly resolution for the Cerro Castillo station and the ERA5 between 2016 and 2020. (d) Correlation between the monthly numbers of strong winds at hourly resolution of ERA5 with those observed in the period 2016–2020.

Similarly, the monthly occurrences of strong hourly winds at Cerro Castillo and in the ERA5 reanalysis are in good agreement (Figure 10c). The temporal variability is the same, being characterized by intense winds occurring fundamentally in the austral summer (December and January), while during austral winter strong winds decrease to only a few hours per month. For ERA5, the level of agreement with the measurements (R = 0.882, Figure 10d) compares to that of MERRA-2 (R = 0.883, Figure 10b), indicating that the two reanalyses simulate equally well the monthly number of strong hourly winds.

Figure 11 displays for ERA5 and MERRA-2 the proportion of strong hourly winds in each year of their periods of availability. For comparison, the shorter period (2016–2020) of the Cerro Castillo measurements is also reported.

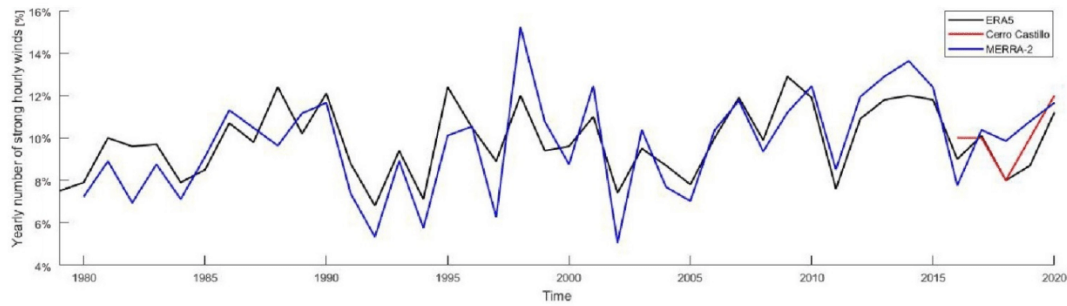


Figure 11. Yearly number of strong hourly winds from the ERA5, MERRA-2 and Cerro Castillo station for the period 1979–2020.

The data of MERRA-2 and ERA5 are consistent. The number of hours of strong winds varies between 5 and 15% (Figure 11). Interestingly, the interannual variability of the strong winds is characterized by the alternation of several years of frequent strong winds (e.g., 1986–1990; 1995–2002; 2008–2015) with calmer periods (e.g., 1992–1994; 2002–2005; 2017–2019) whose return period seems to be of the order of 10 years. Finally, both ERA5 and MERRA-2 concur on the fact that the number of yearly strong wind hours has tended to increase in the last 40 years (Figure 11).

3.4. Comparison of ‘Calm’ and ‘Strong Winds’ Years

The previous results showed that the yearly number of hours exceeding the threshold (V90) corresponding to the definition of the strong winds can vary two-fold from one year to the next. This suggests a shift of the frequency distribution of the speed of the hourly winds towards larger values during strong winds years. In other words, not only should the frequency of winds above V90 increase in some years, but their maximum velocity should also be larger in those years. This is confirmed by the excellent correlation ($R_{ERA5} = 0.94$ and $R_{MERRA-2} = 0.99$) between the 95th percentile (V95) of the wind speeds in a given year and the proportion of strong winds in this year (Figure 12). V95 is only 7% larger than V90 during the calm years of the 1980–2020 period, but more than 20% above in the strong wind years.

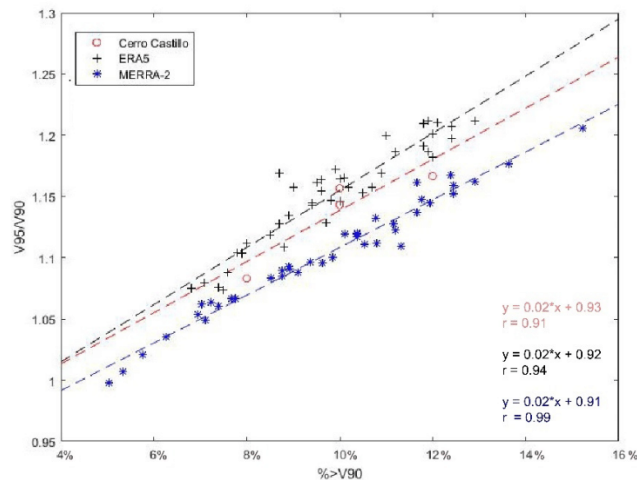


Figure 12. Evolution of the 95th percentile (V95) of the distribution of the hourly wind speeds in a year with the proportion of winds (%V90) exceeding the threshold (V90) used for defining ‘strong winds’, V95 was normalized by V90 to facilitate the comparison of the two reanalyses (ERA5 and MERRA-2) with the observation made at the Cerro Castillo station. The dashed lines represent the linear trend of the data.

4. Concluding Remarks

The reanalyses and the measurements have facilitated the understanding of the recent wind variability in southwestern Patagonia (51°S). The first important result is that despite the complex topography of the region of study the winds measured at the Cerro Castillo and Teniente Gallardo meteorological stations are strongly correlated. This commonality of behavior indicates that the measurements made at the stations are representative of a much larger area than their immediate vicinity.

In general, the surface winds come mainly from the west and show important seasonal variations characterized by intense winds in austral summer (DJF) and weaker winds during austral winter (JJA). This seasonality together with the predominant wind direction is consistent with previous research of the SWW in Patagonia (e.g., [1,18,35]). Measurements from meteorological stations indicate diurnal variability with strong winds occurring during the afternoon, mainly between 12.00 and 18.00 h, and weaker winds at night between 0.00 and 5.00 h, increasing these differences in the austral summer months (DJF). This pattern had already been observed previously in the area, particularly in the Patagonian steppe ~52°S (e.g., [36]). The authors of the latter study chose arbitrarily year 2008 for their analysis, and noticed that, in the daily distribution of the wind speed, the speeds were lower at night and early morning, while the highest values occurred at noon.

Regarding the ability of the three tested reanalyses to simulate the temporal variability of the daily averaged wind, two of them (ERA5 and MERRA-2) perform quite well (correlation coefficient of 0.88 and 0.87 with the observations, respectively). With $R = 0.42$, the third reanalysis (GLDAS) appeared as less reliable and was not retained for the rest of the study.

In terms of magnitude, the reanalyses are not expected to do as good a job as with the temporal variations. Indeed, the grid values in a reanalysis represent an average within a cell of hundreds of square kilometers, which smoothes the modeled variability [37].

This tendency towards underestimation had already been mentioned in different studies focusing on the SH. For instance, [38] reported an average wind speed underestimation of 1.18 ms^{-1} at the Southern Antarctic Peninsula, while [39] observed that ERA5 underestimates the magnitude of the wind and its standard deviation along the austral Pacific Ocean between 40° and 56°S.

For MERRA-2, the analysis showed that it adjusts well to maximum speeds but tends to overestimate the minimum speed on an hourly scale as well as the monthly average wind speed. This has been previously stated by [40] in their study carried out in the southeastern Patagonia, where they observed an overestimation of the wind speed, particularly in periods of lower speeds.

In summary, the evaluation of the consistency of the reanalyzed winds with the data of the meteorological stations on the one hand, and of ERA5 with MERRA-2 on the other hand, showed that interest of the reanalyses lies in their common ability to simulate properly the variations of the wind velocity rather than its magnitude. Moreover, the reanalysis products are available at a resolution fine enough (daily) for the long-term reconstruction of the wind erosion in the region of study.

When applied to the MERRA-2 and ERA5 (not shown) data, a wavelet spectral analysis not only confirms the importance of the seasonal and annual cycle but also of multi-annual modes of variabilities (Figure 13). For instance, a 2 to 4-year cycle clearly stands out between 1981 and 1985, or between 1992 and 2002. This periodicity could be related to the (1) influence of atmospheric event such as the Southern Annular Mode (SAM) that presents a variability on scales of 2 to 3 years [41] or (2) El Niño-Southern Oscillation (ENSO, [42]) that has variations from around 2 to 7 years (e.g., [43,44]).

Although ENSO is an atmospheric event that affects low-mid latitudes, several authors have shown that it can have an indirect effect on the climate in much of southern South America, interacting with other atmospheric events, such as the SAM (e.g., [1,14]), also known as Antarctic Oscillation (AAO, [45]). SAM develops at high latitudes, being characterized by pressure anomalies of one sign centered in the Antarctic and anomalies of the opposite sign on a circum-global band at about 40–50°S [1]. This event is directly

related to the changes in intensity and position of the westerly winds in southwestern Patagonia [1,4]. Therefore, the positive trend of the number of strong winds towards the present observed in ERA5 or MERRA-2 could be directly related to the general trend of the SAM towards a positive phase, which would be causing the increase in the speed of the winds in Patagonia (e.g., [1,4,22–24,46]).

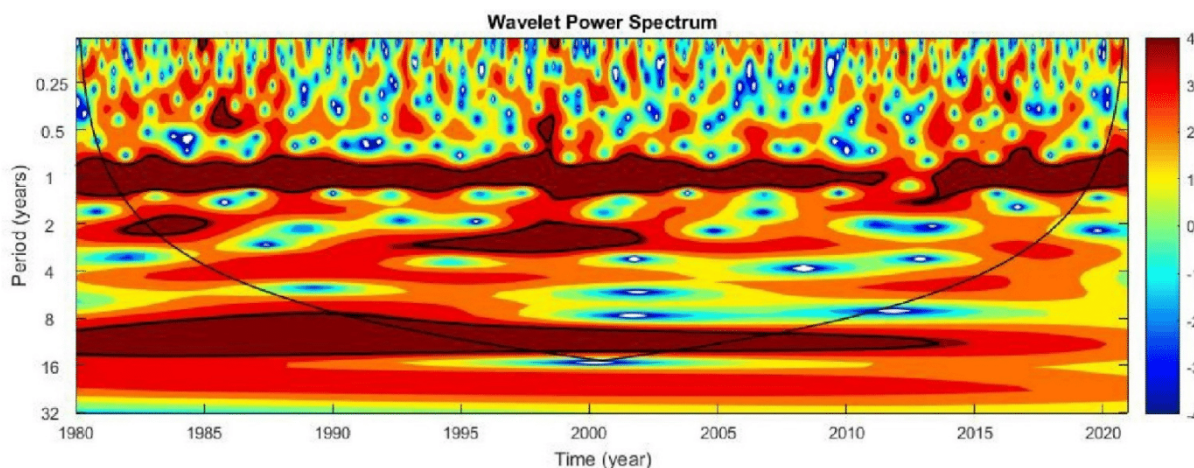


Figure 13. Wavelet power spectrum applied to MERRA-2 daily time series between 1980 and 2020. The fine black contour lines enclose regions of >95% confidence levels, and the parabola marks the cone of influence outside of which edge effects may distort results. The color bar relates the colors in the power of the spectrum.

At inter-decadal scale, 16-year frequency is observed to be particularly present between 1990 and 2006 (Figure 13). This periodicity could be related to the Pacific Decadal Oscillation (PDO, [47]), an atmospheric phenomenon that presents frequencies between 20 and 30 years [48] and plays a major role in the South American climate. This atmospheric phenomenon is described as El Niño-like, because its warm (cold) phases are very similar to El Niño (La Niña) events, although of smaller amplitude [1,49].

The combination of the pluriannual cycles has a detectable effect on the frequency of strong winds in the period 1980–2020. Periods of 2 to 4 years of reduced winds follow periods of stronger activity. Having documented precisely the limits of these periods will be precious for interpreting and calibrating quantitatively the most recent section of the sediments core recovered from lakes of the area.

Currently, lakes suitable for coring are being identified. They must meet specific conditions regarding the inputs of sediments or their preservation after deposition. For example, a closed lake without constant supply of sediment, such as from river or alluvial sediments, and exposed to wind current could guarantee a record containing a direct wind proxy that has been accumulated and preserved over time. Once calibrated, this wind proxy would allow to determine the magnitude and timing of past changes in strength experienced by SWW belt at its core (51°S) by reconstructing quantitatively the wind intensity through the characteristics (size grain and abundance) of the aeolian lithic particles.

This direct reconstruction of paleo-wind intensities from aeolian lithic particles would be a pioneering work for this region, offering the opportunity to improve substantially the previous reconstructions of the SWW based on indirect proxies such as terrigenous supply (e.g., [14,18,50,51]), changes in vegetation (e.g., [52,53]) or glacier advances (e.g., [54]).

Supplementary Materials: The following are available online at <https://www.mdpi.com/article/10.3390/atmos13020206/s1>, Figure S1. (a) Covariation of the wind speed of MERRA-2 and the cloud cover of the MODIS satellite. (b) Linear correlation of the wind speed of MERRA-2 and the cloud cover of the MODIS satellite.

Author Contributions: C.G.-F.: Conceptualization, Formal analysis, Investigation, Writing—Original Draft preparation, Funding acquisition. V.F.-A.: Conceptualization, Validation, Supervision, Writing—Review and Editing, Project administration, Funding acquisition. S.C.A.: Conceptualization, Methodology, Validation, Writing—Review and Editing. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: Carolina Gómez-Fontealba, Valentina Flores-Aqueveque and Stephane Alfaro were supported by Fondecyt grant no. 1191942; Carolina Gómez-Fontealba and Valentina Flores-Aqueveque were funded by National Agency for Research and Development (ANID)/Millennium Science Initiative/Millennium Nucleus Paleoclimate. Carolina Gómez-Fontealba is also funded by the ANID/Scholarship Program/Magister Nacional/2020-22210497. Valentina Flores-Aqueveque was also supported by IRD through CHARISMA Project (JE0ECCHARI).

Institutional Review Board Statement: Not applicable.

Informed Consent Statement: Not applicable.

Data Availability Statement: The meteorological station analyzed in this study were obtained from the Dirección Meteorológica de Chile (DMC) (<https://www.meteochile.cl/> accessed on 30 April 2021), from Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA) (<https://agrometeorologia.cl/> accessed on 30 April 2021), and the data from the Torres del Paine station were facilitated by Dirección General de Aguas (DGA) (<https://dga.mop.gob.cl/> accessed on 30 April 2021). Also, the data of ERA5 is available online at (<https://cds.climate.copernicus.eu/> accessed on 30 April 2021), while dataset of MERRA-2 and GLDAS are available online at (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/> accessed on 30 April 2021).

Acknowledgments: This research was funded by Fondecyt grant no. 1191942 from National Agency for Research and Development (ANID) and support of IRD. V.F.-A. acknowledges the support from IRD through CHARISMA Project (JE0ECCHARI). C.G.-F. and V.F.-A. would like to thank C. Gonzalez for his help in obtaining reanalysis data.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Garreaud, R.; Vuille, M.; Compagnucci, R.; Marengo, J. Present-day South American climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **2009**, *281*, 180–195. [CrossRef]
2. Kushner, P.; Held, I.; Delworth, T.L. Southern Hemisphere Atmospheric Circulation Response to Global Warming. *J. Clim.* **2001**, *14*, 2238–2249. [CrossRef]
3. Toggweiler, J.R. Shifting westerlies. *Science* **2009**, *323*, 1434. [CrossRef] [PubMed]
4. Garreaud, R.; Lopez, P.; Minvielle, M.; Rojas, M. Large-scale control on the Patagonian climate. *J. Clim.* **2013**, *26*, 215–230. [CrossRef]
5. Hodgson, D.A.; Sime, L.C. Southern westerlies and CO₂. *Nat. Geosci.* **2010**, *3*, 666–667. [CrossRef]
6. Moreno, P.; Videla, J.; Valero-Garcés, B.; Alloway, B.; Heusser, L. A continuous record of vegetation, fire-regime and climatic changes in northwestern Patagonia spanning the last 25,000 years. *Quat. Sci. Rev.* **2018**, *198*, 15–36. [CrossRef]
7. Stuut, J.-B.W.; Prins, M.A.; Schneider, R.R.; Weltje, G.J.; Jansen, J.H.F.; Postma, G. A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa: Inferences from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic. *Mar. Geol.* **2002**, *180*, 221–233. [CrossRef]
8. Flores-Aqueveque, V.; Alfaro, S.C.; Caquineau, S.; Foret, G.; Vargas, G.; Rutllant, J.A. Inter-annual variability of southerly winds in a coastal area of the Atacama Desert: Implications for the export of aeolian sediments to the adjacent marine environment. *Sedimentology* **2012**, *59*, 990–1000. [CrossRef]
9. Flores-Aqueveque, V.; Alfaro, S.; Vargas, G.; Rutllant, J.A.; Caquineau, S. Aeolian particles in marine cores as a tool for quantitative high-resolution reconstruction of upwelling favorable winds along coastal Atacama Desert, Northern Chile. *Prog. Oceanogr.* **2015**, *134*, 244–255. [CrossRef]
10. Bagnold, R.A. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*; Chapman and Hall: London, UK, 2008; 265p.
11. Gelaro, R.; McCarty, W.; Suárez, M.; Todling, R.; Molod, A.; Tackacs, L.; Randles, C.; Darmenov, A.; Bosilovich, M.; Reichle, R.; et al. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *J. Clim.* **2017**, *30*, 5419–5454. [CrossRef]
12. Olauson, J. ERA5: The new champion of wind power modelling? *Renew. Energy* **2018**, *126*, 322–331. [CrossRef]
13. Hersbach, H.; Bell, B.; Berrisford, P.; Hirahara, S.; Horányi, A.; Muñoz Sabater, J.; Nicolas, J.; Peubey, C.; Radu, R.; Schepers, D.; et al. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2020**, *146*, 1999–2049. [CrossRef]

14. Browne, I.M.; Moy, C.M.; Riesselman, C.R.; Neil, H.L.; Curtin, L.G.; Gorman, A.R.; Wilson, G.S. Late Holocene intensification of the westerly winds at the subantarctic Auckland Islands (51° S), New Zealand. *Clim. Past* **2017**, *13*, 1301–1322. [CrossRef]
15. Valjarević, A.; Morar, C.; Živković, J.; Niemets, L.; Kićović, D.; Golijanin, J.; Gocić, M.; Bursać, N.M.; Stričević, L.; Žiberna, I.; et al. Long Term Monitoring and Connection between Topography and Cloud Cover Distribution in Serbia. *Atmosphere* **2021**, *12*, 964. [CrossRef]
16. Viale, M.; Bianchi, E.; Cara, L.; Ruiz, L.E.; Villalba, R.; Pitte, P.; Masiokas, M.; Rivera, J.; Zalazar, L. Contrasting Climates at Both Sides of the Andes in Argentina and Chile. *Front. Environ. Sci.* **2019**, *7*, 69. [CrossRef]
17. Sime, L.C.; Kohfeld, K.E.; Le Quééré, C.; Wolff, E.W.; de Boer, A.M.; Graham, R.M.; Bopp, L. Southern Hemisphere westerly wind changes during the Last Glacial Maximum: Model-data comparison. *Quat. Sci. Rev.* **2013**, *64*, 104–120. [CrossRef]
18. Lamy, F.; Kilian, R.; Arz, H.W.; Francois, J.P.; Kaiser, J.; Prange, M.; Steinke, T. Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nat. Geosci.* **2010**, *3*, 695–699. [CrossRef]
19. Shindell, D.T.; Schmidt, G.A. Southern Hemisphere Climate Response to Ozone Changes and Greenhouse Gas Increases. *Geophys. Res. Lett.* **2004**, *31*, L18209. [CrossRef]
20. Sen Gupta, A.; Santoso, A.; Taschetto, A.S.; Ummenhofer, C.C.; Travena, J.; England, M.H. Projected Changes to the Southern Hemisphere Ocean and Sea Ice in the IPCC AR4 Climate Models. *J. Clim.* **2009**, *22*, 3047–3078. [CrossRef]
21. Thompson, D.W.; Solomon, S.; Kushner, P.J.; England, M.H.; Grise, K.M.; Karoly, D.J. Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nat. Geosci.* **2011**, *4*, 741. [CrossRef]
22. Thompson, D.W.J.; Wallace, J.M.; Hegerl, G.C. Annular modes in the extratropical circulation, Part II: Trends. *J. Clim.* **2000**, *13*, 1018–1036. [CrossRef]
23. Thompson, D.W.J.; Solomon, S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science* **2002**, *296*, 895–899. [CrossRef]
24. Marshall, G.J.; Stott, P.A.; Turner, J.; Connolley, W.M.; King, J.C.; Lachlan-Cope, T.A. Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.* **2004**, *31*, L14205. [CrossRef]
25. Gillett, N.; Thompson, D. Simulation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science* **2003**, *302*, 273–275. [CrossRef] [PubMed]
26. Ihara, C.; Kushnir, Y. Change of mean midlatitude westerlies in 21st century climate simulations. *Geophys. Res. Lett.* **2009**, *36*, L13701. [CrossRef]
27. Fyfe, J.C.; Saenko, O.A. Simulated changes in the extratropical Southern Hemisphere winds and currents. *Geophys. Res. Lett.* **2006**, *33*, 06701. [CrossRef]
28. Chavaillaz, Y.; Codron, F.; Kageyama, M. Southern westerlies in LGM and future (RCP4.5) climates. *Clim. Past* **2013**, *9*, 517–524. [CrossRef]
29. Rodell, M.; Houser, P.R.; Jambor, U.; Gottschalck, J.; Mitchell, K.; Meng, C.-J.; Arsenault, K.; Cosgrove, B.; Radakovich, J.; Bosilovich, M.; et al. The Global Land Data Assimilation System. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2004**, *85*, 381–394. [CrossRef]
30. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). ERA5 Back Extension 1950–1978 (Preliminary Version). Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. Available online: <https://doi.org/10.5065/YBW7-YG52> (accessed on 20 April 2021).
31. Fécan, F.; Marticorena, B.; Bergametti, G. Parametrization of the increase of the Aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas. *Ann. Geophys.* **1999**, *17*, 149–157. [CrossRef]
32. Ishizuka, M.; Mikami, M.; Yamada, Y.; Zeng, F.; Gao, W. An observational study of soil moisture effects on wind erosion at a gobi site in the Taklimakan Desert. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2005**, *110*, 18. [CrossRef]
33. Alfaro, S.C.; Gomes, L. Improving the large-scale modeling of the saltation flux of soil particles in presence of nonerodible elements. *J. Geophys. Res. Atmos.* **1995**, *100*, 16357–16366. [CrossRef]
34. Marticorena, B.; Bergametti, G. Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *J. Geophys. Res. Atmos.* **1995**, *100*, 16415–16430. [CrossRef]
35. Flores-Aqueveque, V.; Rojas, M.; Aguirre, C.; Arias, P.; González, C. South Pacific Subtropical High from the late Holocene to the end of the 21st century: Insights from climate proxies and general circulation models. *Clim. Past* **2020**, *16*, 79–99. [CrossRef]
36. Santana, A.; Olave, C.; Butorovic, N. Climate study high temporal resolution records in camp Posesion (ENAP). Magallanes, Chile. *An. Inst. Patagon.* **2010**, *38*, 5–34. [CrossRef]
37. Ramon, J.; Lledó, L.; Torralba, V.; Soret, A.; Doblaz-Reyes, F.J. What global reanalysis best represents near-surface winds? *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2019**, *145*, 3236–3251. [CrossRef]
38. Tetzner, D.; Thomas, E.R.; Allen, C.S. A Validation of ERA5 Reanalysis Data in the Southern Antarctic Peninsula—Ellsworth Land Region, and Its Implications for Ice Core Studies. *Geosciences* **2019**, *9*, 289. [CrossRef]
39. Pérez-Santos, I.; Seguel, R.; Schneider, W.; Linford, P.; Donoso, D.; Navarro, E.; Amaya-Cárcamo, C.; Pinilla, E.; Daneri, G. Synoptic-scale variability of surface winds and ocean response to atmospheric forcing in the eastern austral Pacific Ocean. *Ocean Sci.* **2019**, *15*, 1247–1266. [CrossRef]
40. Guozden, T.M.; Bianchi, E.; Solarte, A.; Mulleady, C. Wind resource assessment in the Rio Negro province (Patagonia Argentina) using MERRA Reanalysis. *Meteorologica* **2017**, *43*, 47–61.
41. Marshall, G.J. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *J. Clim.* **2003**, *16*, 4134–4143. [CrossRef]
42. Cane, M.A. Climate change—A role for the tropical Pacific. *Science* **1998**, *282*, 59–61. [CrossRef]

43. Dettinger, M.D.; Battisti, D.S.; Garreaud, R.D.; McCabe, G.J.; Bitz, C.M. Interhemispheric Effects of Interannual and Decadal ENSO-Like Climate Variations on the Americas. In *Interhemispheric Climate Linkages: Present and Past Climates in the Americas their Societal Effects*; Markgraf, V., Ed.; Academic Press: Cambridge, MA, USA, 2001; pp. 1–16.
44. Cane, M.A. The evolution of El Niño, past and future. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2005**, *230*, 227–240. [[CrossRef](#)]
45. Thompson, D.W.J.; Wallace, J.M. Annular modes in the extratropical circulation, Part I: Month-to-month variability. *J. Clim.* **2000**, *13*, 1000–1016. [[CrossRef](#)]
46. Swart, N.C.; Fyfe, J.C. Observed and simulated changes in the Southern Hemisphere surface westerly wind-stress. *Geophys. Res. Lett.* **2012**, *39*, 16711. [[CrossRef](#)]
47. Mantua, N.J.; Hare, S.R.; Zhang, Y.; Wallace, J.M.; Francis, R.C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Meteorol. Soc. Bull. Am. Meteorol. Soc.* **1997**, *78*, 1069–1079. [[CrossRef](#)]
48. Mantua, N.J.; Hare, S.R. The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.* **2002**, *58*, 35–44. [[CrossRef](#)]
49. Garreaud, R.D.; Battisti, D.S. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation*. *J. Clim.* **1999**, *12*, 2113–2123. [[CrossRef](#)]
50. Bertrand, S.; Hughen, K.; Sepúlveda, J.; Pantoja, S. Late Holocene covariability of the southern westerlies and sea surface temperature in northern Chilean Patagonia. *Quat. Sci. Rev.* **2014**, *105*, 195–208. [[CrossRef](#)]
51. Lamy, F.; Hebbeln, D.; Röhl, U.; Wefer, G. Holocene rainfall variability in southern Chile: A marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth Planet Sci. Lett.* **2001**, *185*, 369–382. [[CrossRef](#)]
52. Moy, C.M.; Dunbar, R.B.; Moreno, P.I.; François, J.P.; Villa-Martínez, R.; Mucciarone, D.M.; Guilderson, T.O.; Garreaud, R. Isotopic evidence for hydrologic change related to the westerlies in SW Patagonia, Chile, during the last millennium. *Quat. Sci. Rev.* **2008**, *27*, 1335–1349. [[CrossRef](#)]
53. Varma, V.; Prange, M.; Merkel, U.; Kleinen, T.; Lohmann, G.; Pfeiffer, M.; Renssen, H.; Wagner, A.; Wagner, S.; Schulz, M. Holocene evolution of the Southern Hemisphere westerly winds in transient simulations with global climate models. *Clim. Past* **2012**, *8*, 391–402. [[CrossRef](#)]
54. Henriquez, W.I.; Villa-Martínez, R.; Vilanova, I.; De Pol-Holz, R.; Moreno, P.I. The last glacial termination on the eastern flank of the central Patagonian Andes (47° S). *Clim. Past* **2017**, *13*, 879–895. [[CrossRef](#)]

Variability of the Southwestern Patagonia (51°S) Winds in the Recent (1980–2020) Period: Implications for Past Wind Reconstructions

Carolina Gómez-Fontevalba ^{1,2,3,*}, Valentina Flores-Aqueveque ^{1,2,3} and Stéphane Christophe Alfaro ⁴

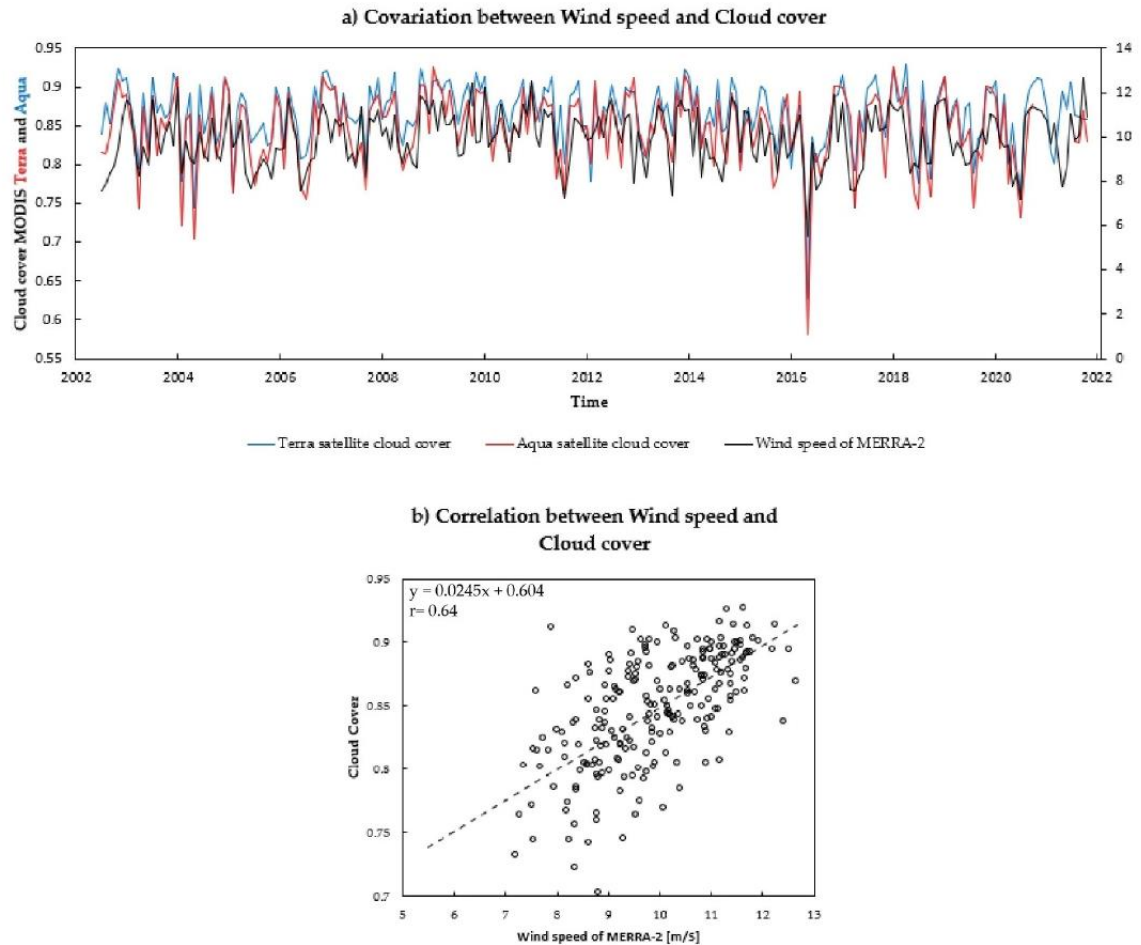


Figure S1. a) Covariation of the wind speed of MERRA-2 and the cloud cover of the MODIS satellite. b) Linear correlation of the wind speed of MERRA-2 and the cloud cover of the MODIS satellite

2.1. Resultados y análisis complementarios

En esta sección se presentan datos y análisis complementarios a los resultados del artículo central de investigación. Se aborda principalmente la relación de los diferentes eventos atmosféricos, que presentan influencia en la zona de estudio, con la serie de vientos fuertes de los reanálisis. Se tomó como referencia para la comparación el reanálisis MERRA-2.

En la Figura 3 se muestra el comportamiento de las series temporales de tres eventos atmosféricos: El Niño – Oscilación del Sur (ENSO), el Modo Anular del Sur (SAM) y la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), junto con la serie temporal de la anomalía de vientos fuertes. Los datos de los eventos atmosféricos fueron obtenidos de la pagina web del NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, <https://www.noaa.gov/>). Mientras que la anomalía de vientos fuertes se obtuvo a partir de la diferencia entre la serie de vientos fuertes del reanálisis MERRA-2 y el ajuste sinusoidal de esta serie de datos.

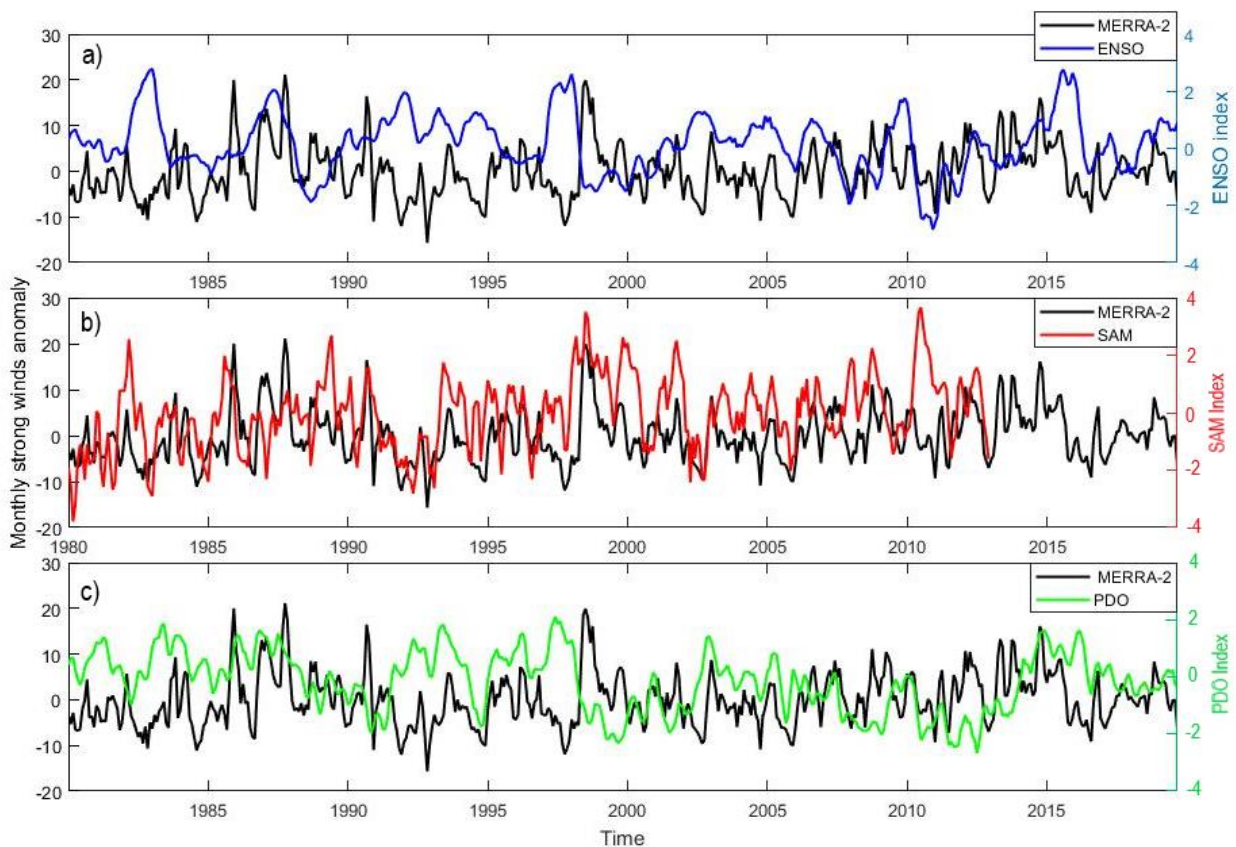


Figura 3. Covariación mensual entre los eventos atmosféricos y la anomalía de vientos fuertes en MERRA-2. a) ENSO y MERRA-2. b) SAM y MERRA-2. c) PDO y MERRA-2.

Los resultados de la comparación muestran que, en primer lugar, el ENSO presenta una covariación opuesta a la serie de vientos fuertes en gran parte de la serie de datos (Figura 3a), es decir, el número de vientos fuertes tiende a disminuir con la fase positiva del ENSO, mientras que el número de vientos fuertes aumenta con la fase negativa del ENSO. En segundo lugar, se observa

que el SAM presenta una variación muy similar a la serie de datos de vientos fuertes, coincidiendo tanto en los máximos como en los mínimos de las series temporales (Figura 3b). Entonces, la fase positiva del SAM se correlaciona con mayor cantidad de vientos fuertes, mientras que la fase negativa del SAM se correlaciona con menor cantidad de vientos fuertes. Por último, en la Figura 3c se observa el comportamiento de la PDO. En esta figura se puede apreciar una menor covariación entre los datos. Sin embargo, en ciertos años se observa una combinación de lo antes observado en la Figura 3a y 3b, ya que cada cierto tiempo se observan covariaciones opuestas intercaladas con covariaciones equivalentes. Por ejemplo, entre 1985 y 1991, 1993 y 1997, 2000 y 2008 se observan covariaciones similares, es decir, correlaciones positivas. Mientras que entre 1980 y 1985, 1997 y 2000, 2012 y 2015 se observan covariaciones opuestas.

Por ende, estos eventos atmosféricos presentan ciertas influencias en los vientos fuertes en la zona de estudio. Sin embargo, el evento atmosférico que presenta un mayor dominio en los vientos es el SAM, ya que se observan patrones muy similares en ambas series de datos. Esto se condice con lo mencionado por ciertos autores (e.g. Thompson & Wallace, 2000), los cuales señalan que el SAM es el modo de variabilidad dominante en el Hemisferio Sur.

No obstante, existen varias investigaciones que aseguran que el ENSO también influye en gran medida en el clima del Hemisferio Sur a pesar de ser un evento que se desarrolla a menores latitudes (e.g. Garreaud, 2009; Datwyler et al., 2020). Esto es debido a que el ENSO presenta teleconexiones negativas con el SAM (Datwyler et al., 2020), similares a las covariaciones que se observan entre el ENSO y los vientos fuertes en la Figura 3. Lo anterior se ve reflejado en los comportamientos de estos eventos atmosféricos, ya que, por ejemplo, una fase positiva del ENSO está asociada a un debilitamiento del Anticiclón del Pacífico y de los vientos que giran en torno a él, incluso de los vientos que se encuentran a mayores latitudes, lo que provoca un desplazamiento del SAM hacia al norte, siendo coherente con las observaciones realizadas y con la teleconexión negativa mencionada por Datwyler et al., (2020).

Por lo tanto, los resultados anteriores sugieren que estos eventos atmosféricos pueden tener influencia en las variaciones de los vientos fuertes en la zona de estudio, ya sea aumentando o disminuyendo la cantidad de vientos fuertes mensuales en la serie temporal de datos. Por ende, las periodicidades de estos eventos también se pueden ver reflejada en la frecuencia de vientos fuertes en la zona de estudio como, por ejemplo, en las periodicidades observadas en las Figuras 11 y 13 de Gómez-Fontalba *et al.*, 2022.

CAPÍTULO IV:

VARIABILIDAD DE LOS SWW PARA LOS ÚLTIMOS 150 AÑOS SEGÚN MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALES Y GLOBALES

4.1. Introducción

Los estudios de variables atmosféricas a través de modelos climáticos han aumentado considerablemente con las investigaciones sobre el cambio climático durante las últimas décadas, y las variables como la temperatura y las precipitaciones son las más analizadas para estos efectos (McInnes, *et al.*, 2011). El viento, por su parte, ha sido menos estudiado debido a que presenta escasas evidencias sobre sus cambios pasado y futuro (IPCC, 2014), por lo que hay menos investigaciones que toman como objeto principal las variaciones de intensidad o dirección de esta variable. A pesar de ello, estudios anteriores han demostrado que el viento también podría influir en los cambios climáticos observados, como, por ejemplo, pueden afectar al desarrollo de las olas y las marejadas ciclónicas (Debernard y Roed, 2008), pueden influir en la humedad del suelo, la evaporación y los recursos hídricos (McVicar *et al.*, 2008; Zhan *et al.*, 2007), así como también, en la evolución de ambientes áridos y semiáridos (Okin *et al.*, 2006).

En particular en este capítulo, se analizan los vientos del oeste, los cuales son conocidos por su estacionalidad en Patagonia sur caracterizada por una mayor intensidad durante el verano austral y vientos más débiles durante el invierno austral, así como también, desplazamientos de posición hacia el ecuador (Garreaud *et al.*, 2009). Este comportamiento presenta implicancias significativas para la circulación oceánica y el ciclo global del carbono (Swart and Fyfe, 2012) y, por ende, sus variaciones contribuyen directamente a los cambios climáticos observados en las últimas décadas. Para entender las variaciones actuales de estos vientos y simular cambios en el futuro, es importante entender su comportamiento en el pasado. Por lo que el objetivo principal de esta investigación es analizar su comportamiento durante los últimos 150 años a través de modelos climáticos globales y regionales que se ajusten a las observaciones actuales de los vientos del oeste.

En primer lugar, los Modelos Climáticos Globales (GCM, en inglés) son una representación tridimensional de la circulación general de la atmósfera y corresponden a las herramientas más avanzadas disponibles para simular la respuesta del sistema climático global al aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero y proporcionar estimaciones del cambio climático futuro (IPCC, 2009). Los GCMs son simulaciones hechas con múltiples modelos climáticos acoplados que presentan grillas de aproximadamente 100 a 200 km de resolución (Stocker *et al.*, 2013). En particular en este estudio se analizan 9 modelos globales del conjunto CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 6), que corresponde a la última fase del proyecto desarrollado por el grupo de trabajo sobre modelos acoplados (WGCM). Los modelos CMIP6 presentan dentro de sus experimentos el periodo histórico que abarca desde 1850 al 2014 y una resolución temporal de 3-horas, diaria, mensual y anual.

Por su parte, los Modelos Climáticos Regionales (RCM, en inglés), también llamados modelos de área limitada, son las herramientas de reducción de escala más comúnmente aplicada a los GCMs. Las técnicas de reducción de escala consisten en aplicar modelos regionales utilizando condiciones iniciales o de frontera de reanálisis o los resultados de los GCMs (Gualán *et al.*, 2014).

La tarea principal de los RCMs es proporcionar información climática regional o local que generalmente no puede ser representada por los GCMs, debido a que estos proporcionan información a mayor escala (Falco *et al.*, 2018). En particular, en este estudio se analizan 2 modelos del proyecto CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment) del conjunto de modelos CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5).

Por lo tanto, en este capítulo se analizan modelos globales y regionales con el objetivo de evaluar sus desempeños y proporcionar series temporales de vientos comparables a las mediciones superficiales realizadas en Patagonia Sur, ya que esta zona se caracteriza por carecer información climática dado a lo austral de su posición. Para lo anterior, se comparan las series de datos de los modelos con los reanálisis bien evaluados en el capítulo anterior (ERA5 y MERRA-2), se analizan la variabilidad de vientos fuertes y las correlaciones lineales a escala mensual y anual.

La información de este capítulo se organiza de la siguiente manera. La siguiente sección presenta los datos y la metodología utilizada. La sección 3 presenta los resultados de las comparaciones y la sección 4 muestra las discusiones y conclusiones principales de este análisis.

4.2. Materiales y Métodos

4.2.1. Datos disponibles

4.2.1.1. Reanálisis

Para este estudio, se utilizaron los reanálisis evaluados en el Capítulo III que presentaron mejor comportamiento al compararlos con los datos de la estación Cerro Castillo y Teniente Gallardo, es decir, ERA5 y MERRA-2 (Gómez-Fontalba *et al.*, 2022). El primero presenta datos horarios entre 1979 y 2020 a una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, mientras que el segundo presenta datos horarios entre 1980 y 2020 a una resolución espacial de $0.5^\circ \times 0.625^\circ$.

4.2.1.2. Modelos Climáticos Regionales

Para el análisis de los vientos superficiales se estudiaron 2 modelos regionales: REMO2015 y RegCM4-7, los cuales presentan 3 modelos de conducción: ECMWF-ERAINT, MPI-M-MPI-ESM-LR y NCC-NorESM1-M.

Los modelos REMO, son modelos climáticos desarrollados por el Centro de Servicio Climático de Alemania (GERICS, en inglés) (REMO, s.f.). Mientras que los modelos RegCM, son desarrollados por el Centro Nacional para la Investigación Atmosférica (NCAR, en inglés) en Estados Unidos, siendo RegCM4 la última versión del modelo realizado durante el 2010 (ICTP, s.f.).

En cuanto a los modelos de conducción, estos se diferencian por las condiciones iniciales y de bordes que utilizan en la reducción de escala. El modelo ECMWF-ERAINT se asocia al

reanálisis ERA-Interim, mientras que MPI-M-MPI-ESM-LR y NCC-NorESM1-M utilizan como referencia modelos climáticos globales CMIP3 y CMIP5 respectivamente.

Para este estudio, se seleccionó el periodo de tiempo común que abarca desde 1980 hasta 2005. Todos los RCMs utilizan el dominio SAM-22 que se observa en la Figura 4 y la misma resolución espacial (Tabla 1).

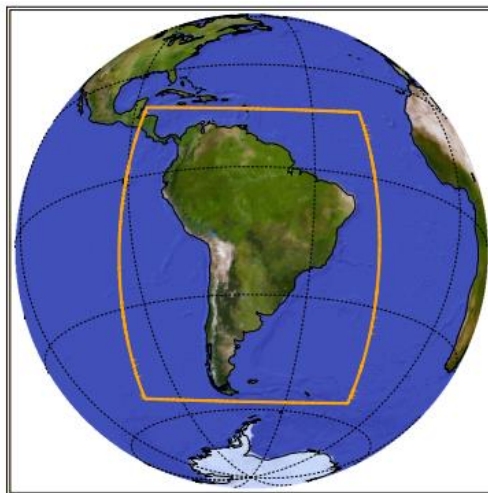


Figura 4. Dominio de América del Sur utilizado en el proyecto CORDEX (Fuente: WCRP CORDEX).

Tabla 1. Resumen de las características de los modelos regionales utilizados en este estudio.

CORDEX Model Name	Regional Model	Horizontal resolution (in degrees)	Period	Temporal Resolution
ECMWF-ERAINT	REMO2015	0.22° x 0.22°	1979-2015	3-hr
MPI-M-MPI-ESM-LR	REMO2015	0.22° x 0.22°	1979-2005	3-hr
NCC-NorESM1-M	REMO2015	0.22° x 0.22°	1970-2005	3-hr
ECMWF-ERAINT	RegCM4-7	0.22° x 0.22°	1979-2015	3-hr
MPI-M-MPI-ESM-LR	RegCM4-7	0.22° x 0.22°	1970-2005	3-hr
NCC-NorESM1-M	RegCM4-7	0.22° x 0.22°	1970-2005	3-hr

4.2.1.3. Modelos Climáticos Globales

Para la variabilidad del viento superficial a mayor escala, se analizaron nueve modelos climáticos de acceso libre de la familia CMIP6 (Tabla 2). Se utilizó las simulaciones disponibles para el periodo histórico que cubren desde 1850 hasta 2014, el primer “ensemble member” (r1i1p1f1) y la resolución temporal más fina (3-hr). Los datos se obtuvieron gratuitamente de la página web de ESGF (Earth System Grid federation, <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/> , último acceso: 28 marzo 2022).

Tabla 2. Resumen de las características de los modelos CMIP6 utilizados en este estudio.

CMIP6 Model Name	Country	Horizontal resolution (in degrees)	Period	Temporal Resolution	Key references
AWI-ESM-1-1LR	Germany	1.88° x 1.88°	1979-2014	3-hr	Xu <i>et al.</i> (2021)
CMCC-CM2-SR5	Europe	1.25° x 1°	1850-2014	3-hr	Xu <i>et al.</i> (2021)
CMCC-ESM2	Europe	1.25° x 1°	1850-2014	3-hr	Xu <i>et al.</i> (2021)
EC-Earth3	Europe	0.7° x 0.7°	1850-2014	3-hr	Massonnet <i>et al.</i> (2020)
IPSL-CM5A2-INCA	France	3.77° x 1.88°	1978-2014	3-hr	Xu <i>et al.</i> (2021)
MIROC6	Japan	1.4° x 1.4°	1850-2014	3-hr	Tatebe <i>et al.</i> (2019)
MPI-ESM1-2-LR	Germany	1.9° x 1.9°	1850-2014	3-hr	Mauritsen <i>et al.</i> (2019)
IPSL-CM6A-LR	France	2.5° x 1.27°	1850-2014	3-hr	Luo <i>et al.</i> (2022)
IPSL-CM6A-LR-INCA	France	2.5° x 1.88°	1979-2014	3-hr	Xu <i>et al.</i> (2021)

4.2.2. Análisis de datos

En primer lugar, se evaluó el comportamiento de los modelos regionales. Para ello, se comparó las series temporales individuales y el promedio de los RCMs con los reanálisis ERA5 y MERRA-2. Se analizó la covariación de los datos a escala diaria, el coeficiente de correlación de Pearson, la desviación estándar y la diferencia de la Raíz Cuadrática Media (RMS, en inglés) centrado en el diagrama de Taylor. El coeficiente de correlación representa la dependencia lineal de dos variables, sus valores se sitúan entre 0 y ± 1 , siendo 1 la correlación perfecta. La desviación estándar cuantifica la dispersión de los datos, una desviación baja indica que la mayor parte de los datos tienden a estar agrupados cerca de su media, mientras que un alta indica que los datos se sitúan en un rango de valor más amplio. Por último, RMS cuantifica la diferencia entre los datos comparados, valores bajos representan un menor error, mientras que valores altos representan errores más grandes.

Luego de la evaluación de modelos regionales, se realizó el mismo procedimiento con los GCMs para el periodo de tiempo común entre modelos y reanálisis (1980-2014). Como los GCMs presentaban diferente resolución horizontal (Tabla 2), antes de la comparación de datos, se realizó una interpolación bilineal simple tomando como referencia la coordenada de la estación Cerro Castillo (51.17°S; 72.43°W). Se tomó como referencia esta coordenada, debido a que representa el comportamiento del núcleo del cinturón de viento.

Por último, se estudió la habilidad de los modelos para simular los vientos fuertes diarios a escala mensual y anual. Para ello, se consideró como vientos fuertes los datos superiores al percentil 90 al igual que la metodología utilizada en Gómez-Fontalba *et al.* (2022).

4.3. Resultados

4.3.1. Modelos Climáticos Regionales

4.3.1.1. Evaluación de modelos a partir de reanálisis

a) *RCM vs ERA5*

La Figura 5 muestra las covariaciones y correlaciones del viento diario entre los RCMs y el reanálisis ERA5. En particular, la Figura 5a muestra la variación del viento en los modelos REMO2015 junto con el comportamiento del reanálisis ERA5 para el año 2005, año elegido de manera aleatoria para representar los resultados. De los cuatro casos analizados (ECMWF-ERAINT, MPI-M-MPI-ESM-LR, NCC-NorESM1-M, promedio de los modelos), los casos que mejor representan la variabilidad del viento son el primero (ECMWF-ERAINT), representado de color azul en el gráfico, y el cuarto (promedio de los modelos) representado de color rojo. Ambos muestran bien la variabilidad de velocidad del viento, ajustándose a los máximos y mínimos de velocidad. Además, se puede observar la estacionalidad de los vientos, donde los meses de verano presentan vientos levemente más fuertes y los meses de invierno presentan vientos más débiles. La principal diferencia entre modelos y reanálisis es que las series temporales de los modelos presentan mayor amplitud de los datos, superando en general los 5 m/s. Por otro lado, el segundo (MPI-M-MPI-ESM-LR) y tercer modelo (NCC-NorESM1-M) no representan con alta precisión los máximos y mínimos de velocidad, por lo que no muestran una variabilidad del viento similar a los reanálisis.

Para los modelos RegCM (Figura 5b), se observa el mismo comportamiento de los modelos REMO. El primer modelo (ECMWF-ERAINT) y el promedio de los modelos (en rojo) son los casos que representan mejor la variabilidad de los datos.

La información mencionada en los párrafos anteriores se puede corroborar observando la Figura 5c, donde se muestra la correlación lineal entre los modelos y el reanálisis. En la figura se observa que el primer modelo (ECMWF-ERAINT) presenta una buena correlación tanto para REMO ($R \sim 0.9$) como RegCM ($R \sim 0.8$) para el reanálisis ERA5 (color azul en el gráfico), y un bajo RMS asociado (~ 1). El promedio de los modelos (color rojo) también posee una alta correlación, cercana a 0.6, y un bajo RMS (~ 1), mientras que los otros dos modelos (MPI-M-MPI-ESM-LR y NCC-NorESM1-M, representados en celeste y verde), poseen una baja correlación (entre 0.1 y 0.2) y alto RMS (entre 2 y 2.5). En el gráfico también se presenta la desviación estándar de los datos, donde los 3 modelos REMO, se sitúan entre 2 y 2.5, mientras que los modelos RegCM se sitúan entre 1.5 y 2.

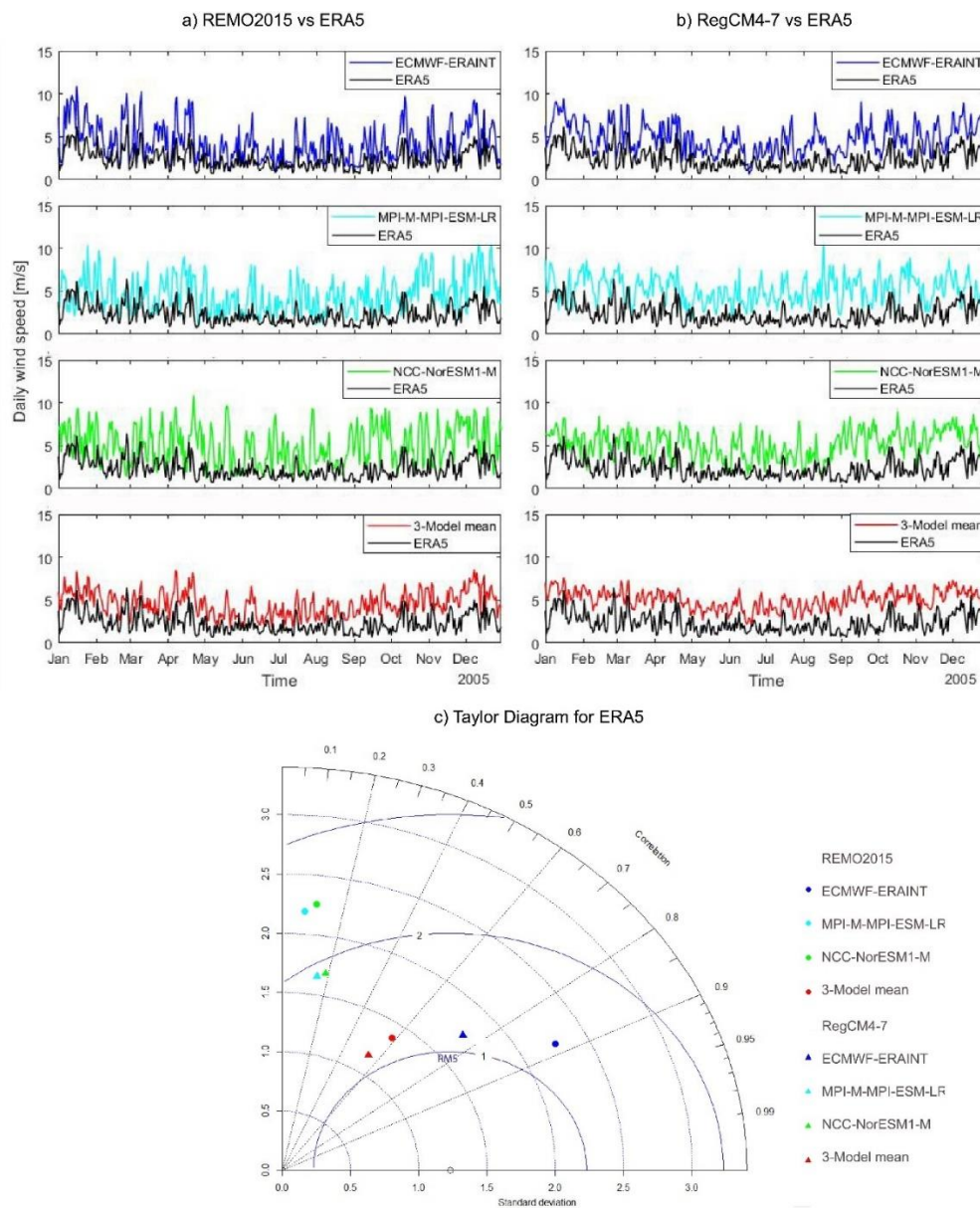


Figura 5. a) Covariación del viento diario entre modelos REMO y el reanálisis ERA5 para el año 2005. b) Covariación del viento diario entre modelos RegCM y el reanálisis ERA5 para el año 2005. c) Correlación lineal de la velocidad del viento diario entre modelos REMO, RegCM y el reanálisis ERA5 para el periodo 1980-2005.

b) RCM vs MERRA-2

Los resultados de la comparación entre los modelos regionales y el reanálisis MERRA-2 se muestran en la Figura 6. En este caso, los mejores resultados se presentan en el primer modelo (ECMWF-ERAINT) tanto para REMO (Figura 6a) como para RegCM (Figura 6b). El primer modelo (ECMWF-ERAINT), representado en azul en los gráficos, simula bien la variabilidad y la amplitud del viento del reanálisis. El promedio de los datos representa bien la variabilidad, pero no la amplitud. Asimismo, la correlación lineal representada en el diagrama de Taylor de la Figura 6c para modelos REMO y modelos RegCM, muestra que la mejor correlación se encuentra en el

primer modelo (ECMWF-ERAINT) representado en azul y en el promedio de los modelos representado en rojo. De estas correlaciones se puede apreciar que los valores del coeficiente de correlación son más altos para los modelos RegCM, llegando cerca de los 0.9 para el primer modelo (ECMWF-ERAINT), 0.6 para el promedio y cerca de 0.2 para el segundo (MPI-M-MPI-ESM-LR) y tercer modelo (NCC-NorESM1-M). La principal diferencia entre ambos modelos se observa en la desviación estándar, del mismo modo que ocurriría con respecto al reanálisis ERA5 en la sección anterior.

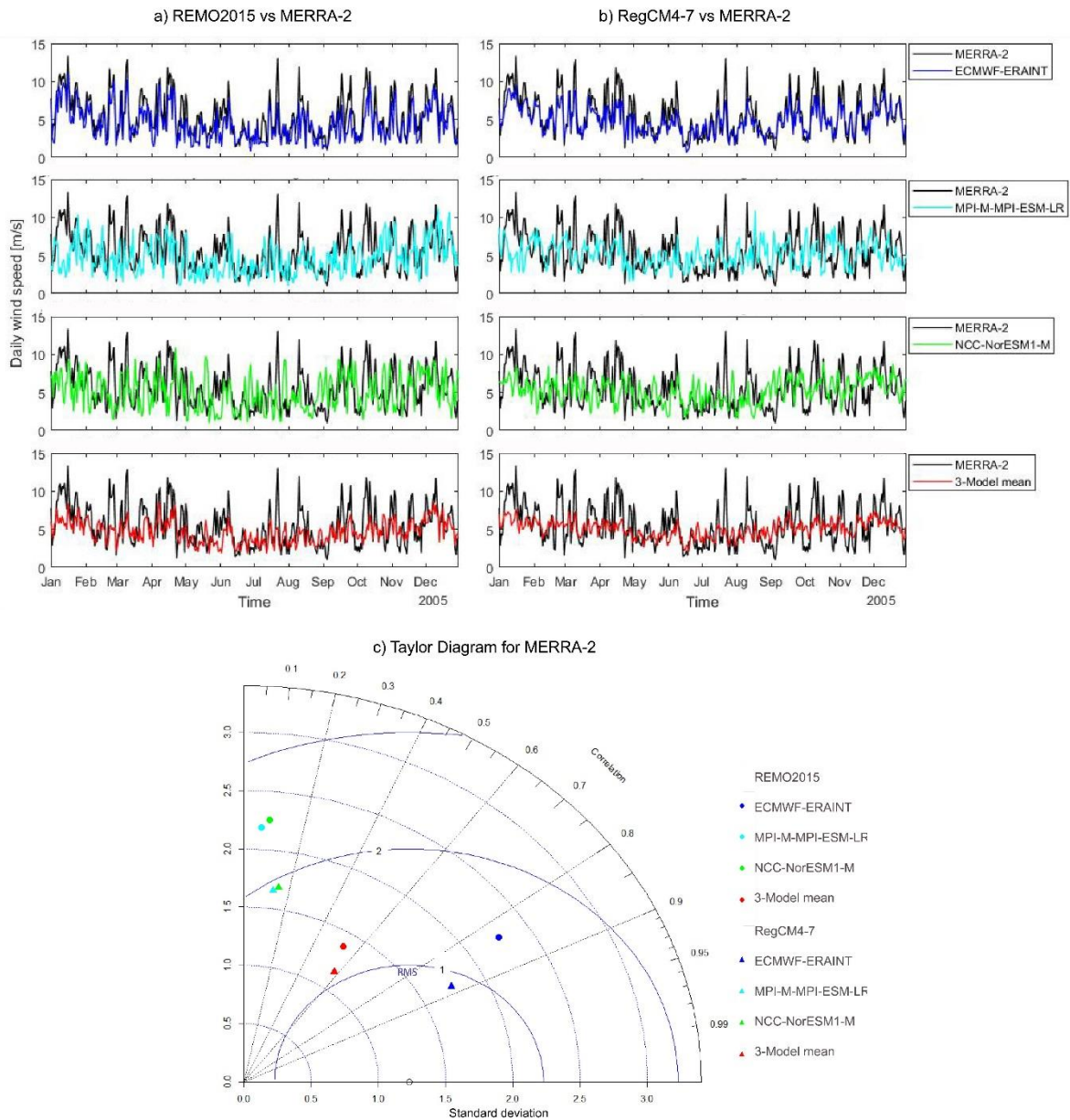


Figura 6. a) Covariación del viento diario entre modelos REMO y el reanálisis MERRA-2 para el año 2005. b) Covariación del viento diario entre modelos RegCM y el reanálisis MERRA-2 para el año 2005. c) Correlación lineal del viento diario entre modelos REMO, RegCM y el reanálisis MERRA-2 para el periodo 1980-2005.

4.3.1.2. Validación de RCMs a resolución anual.

A escala anual (Figura 7), se observa el buen comportamiento del modelo ECMWF-ERAINT en RegCM y RegCM. Este modelo presenta las mismas variaciones de la intensidad del viento que los reanálisis, pero a diferente magnitud. Por otra parte, el promedio de los modelos a esta resolución temporal no representa con alta precisión las variaciones del viento debido a que el segundo (MPI-M-MPI-ESM-LR) y el tercer modelo (NCC-NorESM1-M) presenta diferencias con las series temporales de los reanálisis, tanto en los mínimos como en los máximos de velocidad.

Las correlaciones lineales representadas en la Figura 8 revelan, además, que el primer modelo (ECMWF-ERAINT) presenta mejores correlaciones con el reanálisis ERA5 (Figura 8a) que con MERRA-2 (Figura 8b), y también se puede apreciar las bajas correlaciones del segundo (MPI-M-MPI-ESM-LR) y tercer modelo (NCC-NorESM1-M), y del promedio de las simulaciones.

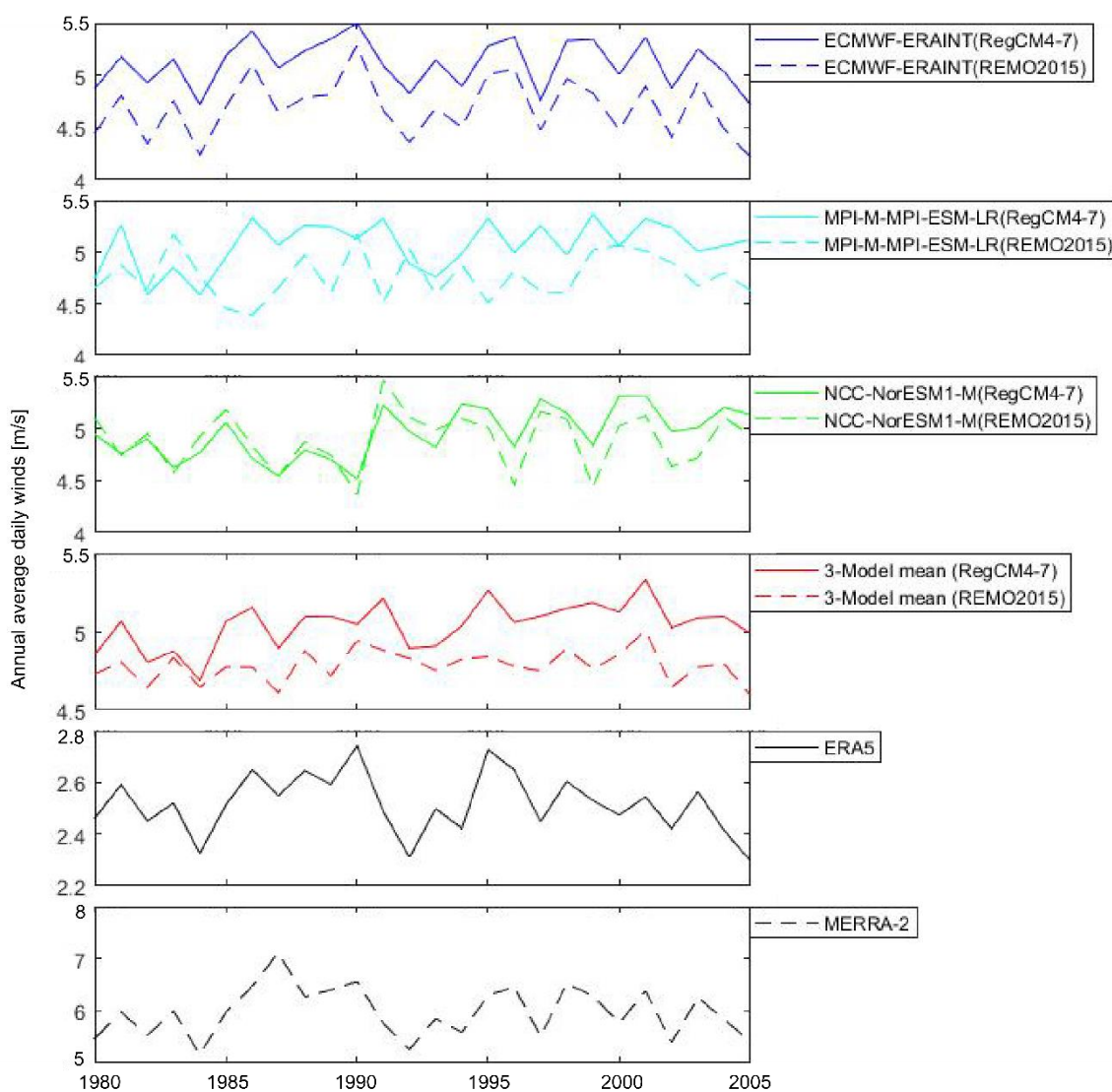


Figura 7. Variación del promedio anual de la velocidad del viento diario entre modelos RegCM y REMO para el periodo 1980-2005. Se muestran también los comportamientos de los reanálisis MERRA-2 y ERA5.

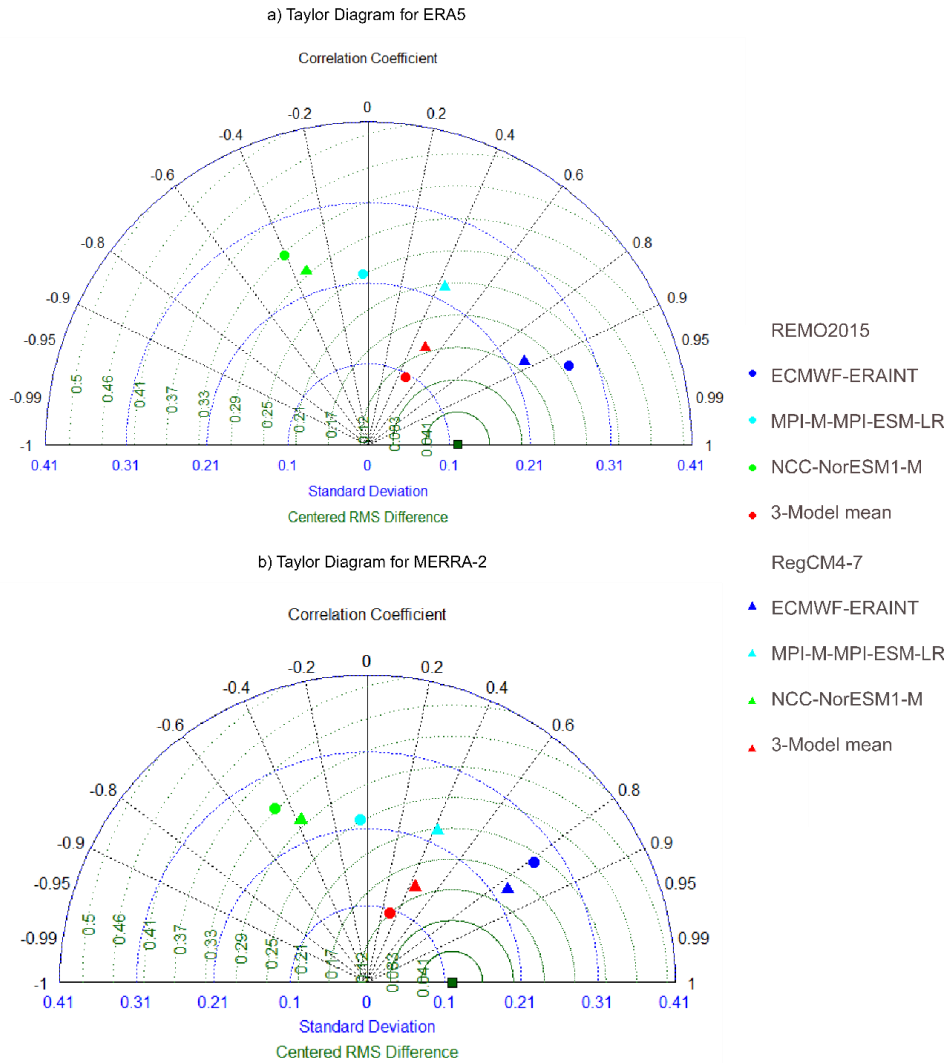


Figura 8. Correlación lineal del promedio anual de la velocidad del viento diario entre modelos y reanálisis para el periodo 1980-2005. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor para modelos REMO, RegCM y el reanálisis ERA5. b) Diagrama de Taylor para modelos REMO, RegCM y el reanálisis MERRA-2.

4.3.1.3. Habilidad de los modelos regionales para simular vientos fuertes

Los valores del percentil 90 (V90), correspondientes al valor por sobre el cual los vientos son considerados fuertes arbitrariamente en este estudio, están representados en la Tabla 3. En ella se puede observar que todos los modelos presentan un V90 similar, entre 7 y 8 m/s aproximadamente, pero son levemente más altos en modelos REMO (9% mayor en promedio) que en modelos RegCM.

Tabla 3. Percentil 90 de los modelos regionales analizados.

Driving model	Regional Model	V 90 (m/s)
ECMWF-ERAINT	REMO2015	7.88
MPI-M-MPI-ESM-LR	REMO2015	7.89
NCC-NorESM1-M	REMO2015	8.05
ECMWF-ERAINT	RegCM4-7	7.40
MPI-M-MPI-ESM-LR	RegCM4-7	7.25
NCC-NorESM1-M	RegCM4-7	7.14

En primer lugar, se estudió el análisis de vientos fuertes a escala mensual. Este análisis está representado en la Figura 9, donde se observa la buena simulación de los modelos, tanto REMO como RegCM. En esta figura se observan las variaciones interanuales y el buen comportamiento del primer modelo (en azul) y del promedio de los modelos (en rojo). Si se comparan los modelos REMO y RegCM, se puede apreciar que el segundo generalmente presenta máximos más altos, mientras que el primero se acerca más a la amplitud de los datos representados por los reanálisis.

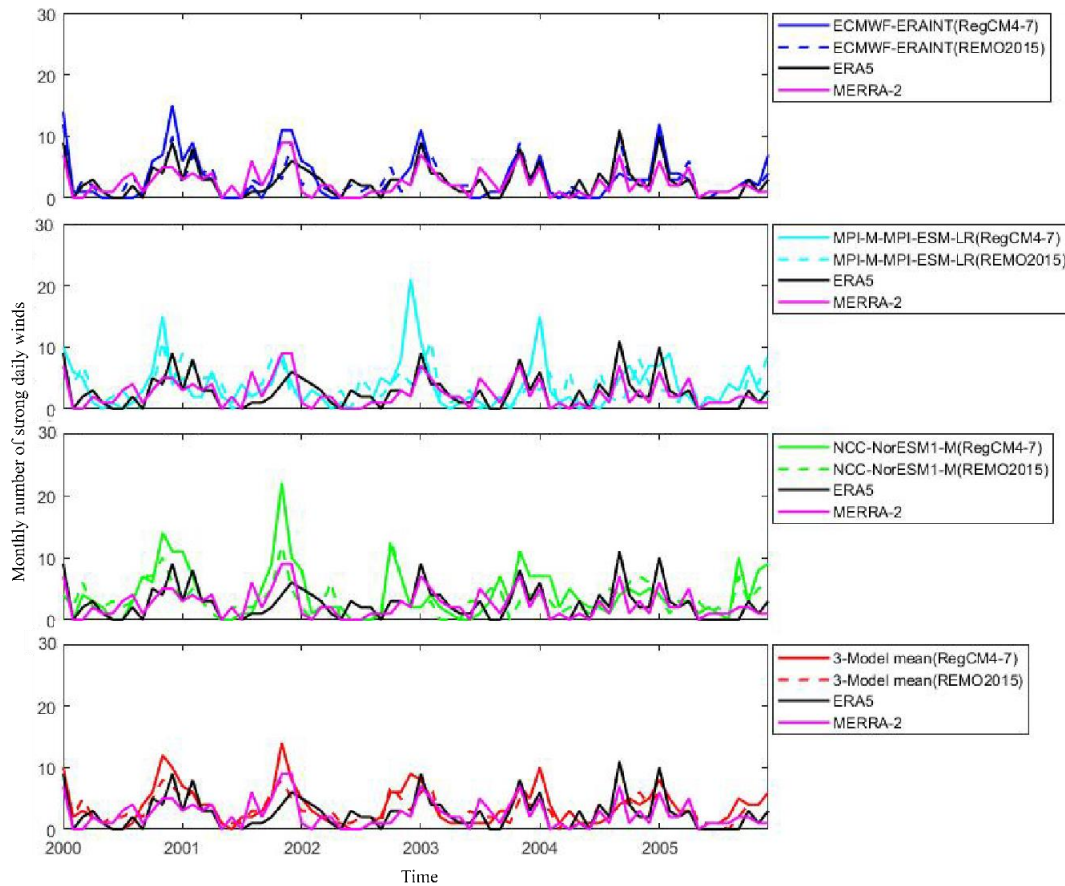


Figura 9. Covariación del número de vientos fuertes mensuales entre modelos RegCM4-7, REMO2015, y los reanálisis ERA5 y MERRA-2 para el periodo 2000-2005.

Las correlaciones lineales de los datos (Figura 10), también revelan el buen comportamiento del modelo ECMWF-ERAINT y del promedio de los modelos. Para MERRA-2 (Figura 10a), ECMWF-ERAINT presenta las correlaciones más altas ($R \sim 0.8$ y 0.7 , para REMO y RegCM, respectivamente), seguido por el promedio de los modelos ($R \sim 0.6$ para ambos casos). Además, estos dos casos son los que presentan menor RMS. Para ERA5 (Figura 10b), se observa lo mismo que MERRA-2, con la diferencia de que el modelo ECMWF-ERAINT presenta coeficientes de correlación más altos y errores más bajos que los presentados en MERRA-2, siendo los RMS menores al promedio de los modelos.

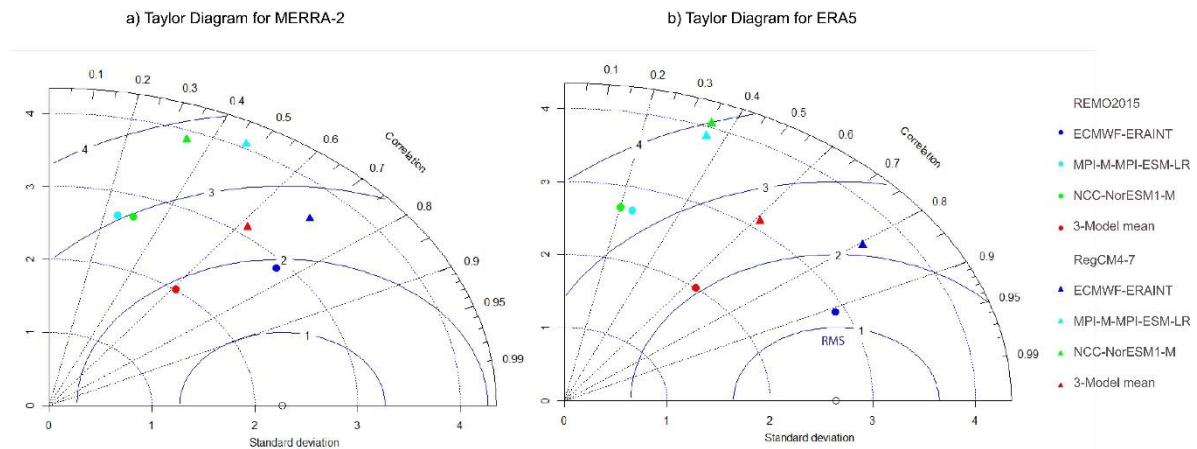


Figura 10. Correlación lineal del número de vientos fuertes mensuales entre modelos regionales (RegCM4-7 y REMO2015) y los reanálisis para el periodo 1980-2005. a) Diagrama de Taylor entre RCMs y MERRA-2. b) Diagrama de Taylor entre RCMs y ERA5.

El comportamiento de los modelos regionales a escala anual se muestra en la Figura 11 y 12. En estas figuras se vuelve a observar el buen comportamiento del primer modelo. ECWF-ERANT presenta curvas muy similares a ERA5 y MERRA-2, mientras que el segundo (MPI-M-MPI-ESM-LR) y tercer modelo (NCC-NorESM1-M), no se acercan al comportamiento de las variaciones interanuales de los reanálisis. Por lo anterior, el promedio de los modelos tampoco tiene un buen comportamiento. En las correlaciones lineales presentadas en la Figura 12 se puede corroborar la información antes mencionada, en donde el segundo (MPI-M-MPI-ESM-LR) y tercer modelo (NCC-NorESM1-M) tienen incluso correlaciones negativas, y el promedio de los modelos es menor a todas las correlaciones antes descrita en este documento. Cabe destacar que las correlaciones más altas y los RMS más bajos se encuentran en la Figura 12b, donde se compara los modelos regionales con el reanálisis ERA5. Por otro lado, es importante mencionar que las desviaciones estándar en todos los modelos analizados son bastantes altas, mayor a 3.4 en todos los casos, lo que implica que hay una alta dispersión en los datos estudiados.

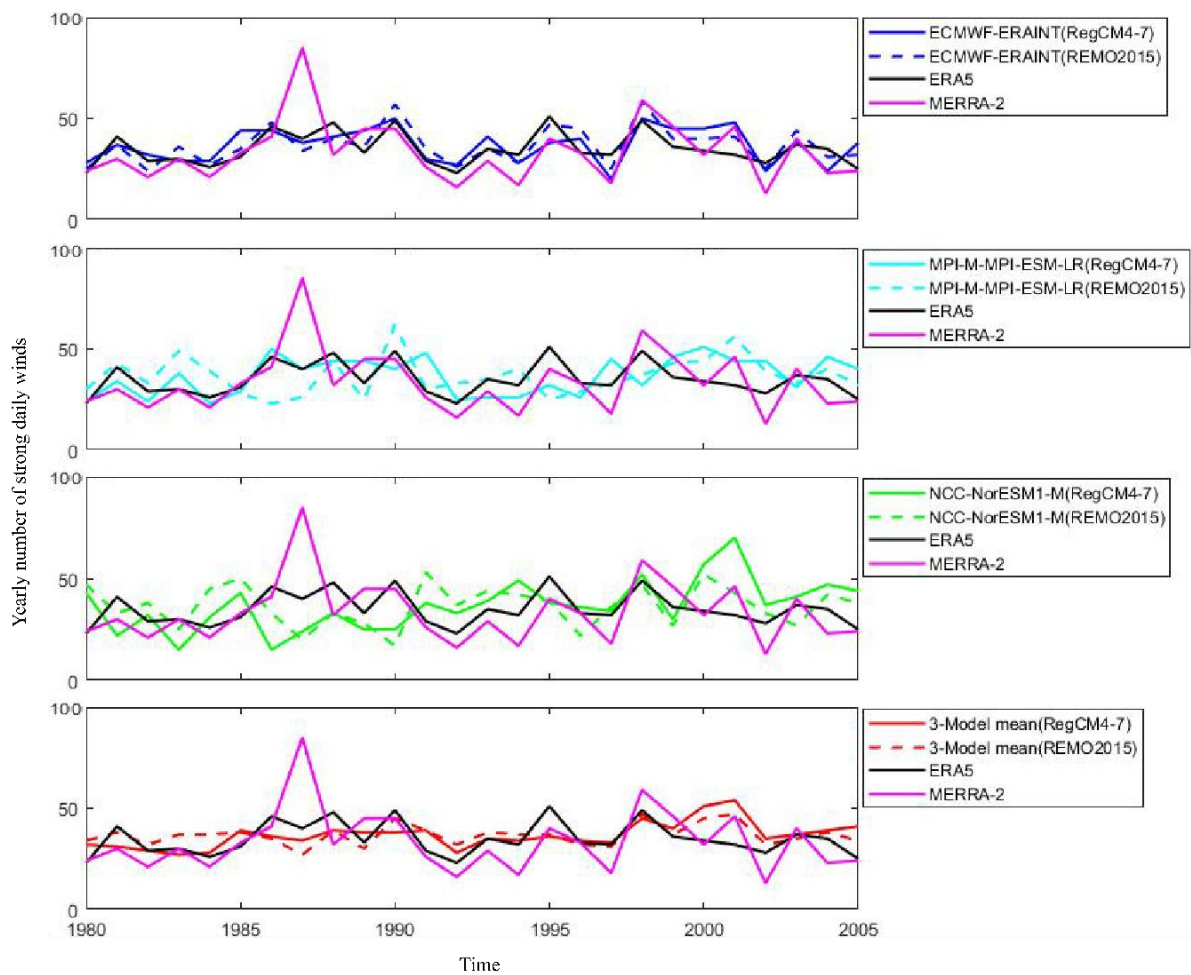


Figura 11. Covariación del número de vientos fuertes anuales entre modelos RegCM4-7, REMO2015, y los reanálisis ERA5 y MERRA-2 para el periodo 1980-2005.

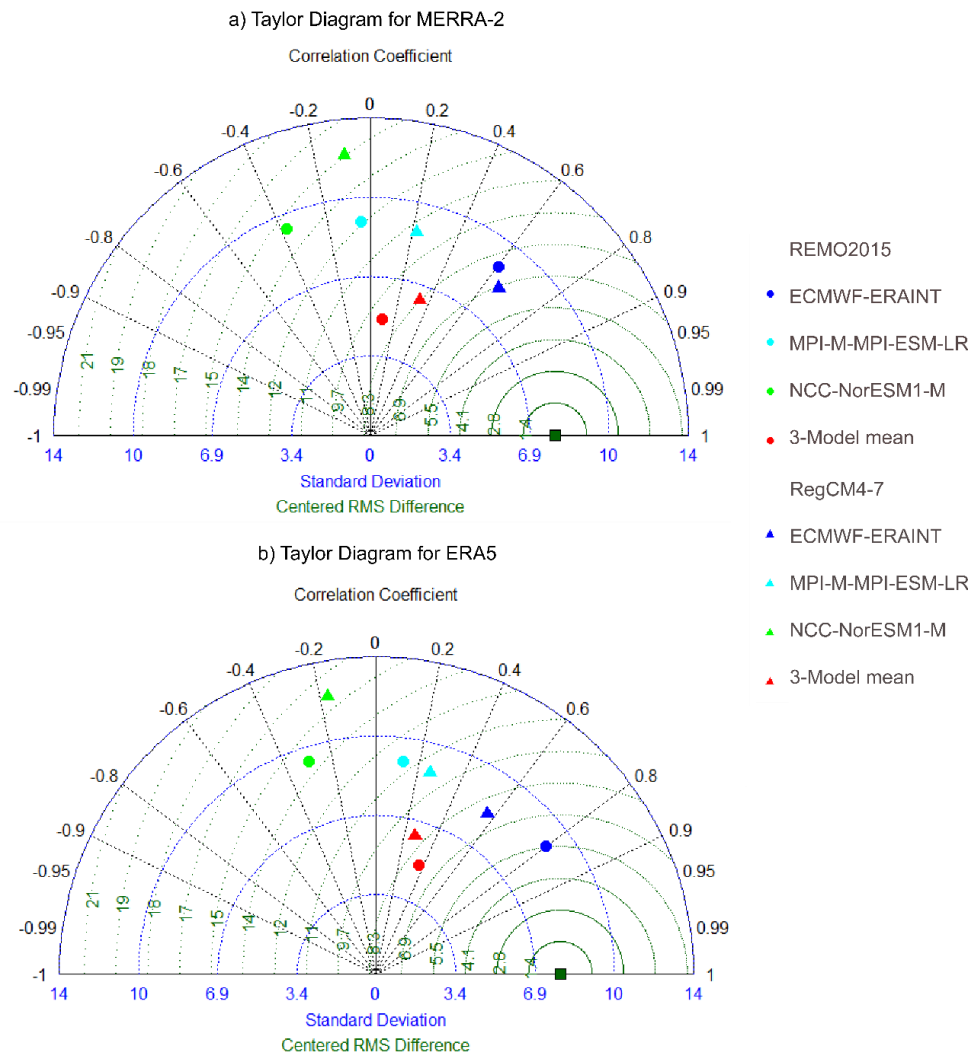


Figura 12. Correlación lineal del número de vientos fuertes anuales entre modelos regionales (RegCM4-7 y REMO2015) y reanálisis para el periodo 1980-2005. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor entre RCMs y MERRA-2 b) Diagrama de Taylor entre RCMs y ERA5.

4.3.2. Modelos Climáticos Globales

4.3.2.1. GCMs vs Reanálisis

La covariación del viento diario entre GCMs y reanálisis se muestra en la Figura 13 para ERA5. En general, los GCMs no presentan una buena correlación con el reanálisis. Algunos GCMs como, por ejemplo, EC-Earth3, IPSL-CM6A-LR-INCA, MIROC6 e IPSL-CM6A-LR pueden simular de mejor forma las variaciones estacionales de los vientos fuertes de los reanálisis a distintas magnitudes. Por otro lado, el promedio de los modelos, observado de color morado en la Figura 13, no presenta una buena correlación, pero se puede apreciar un leve comportamiento estacional en su serie temporal.

En MERRA-2 se observa el mismo comportamiento que ERA5 por lo que no se presentan los resultados en esta sección (ver Anexo, Figura A1).

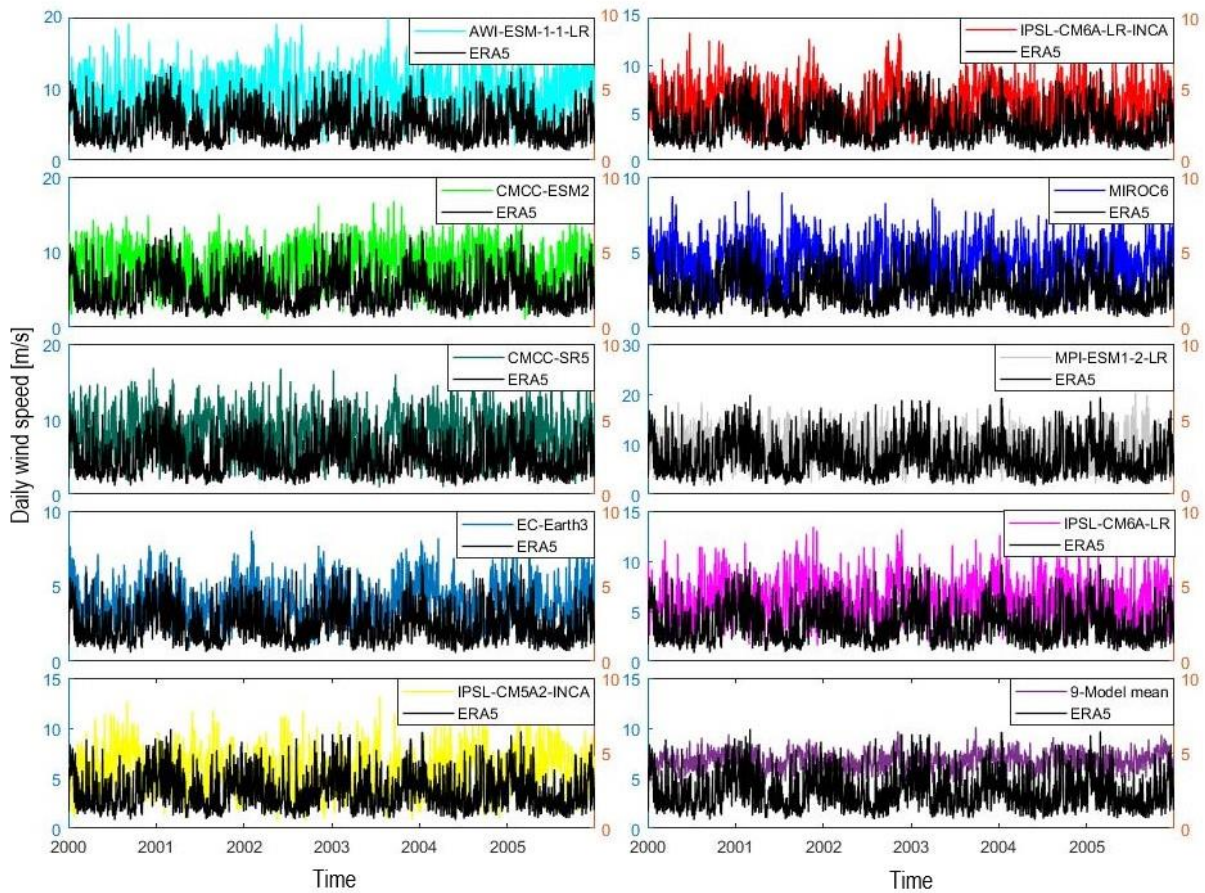


Figura 13. Covariación del viento diario entre GCMs y ERA5 para el periodo 2000-2005.

En los diagramas de Taylor (Figura 14) se verifica la baja correlación de las series temporales. Los coeficientes de correlación son bajos para todos los modelos estudiados, presentando valores entre 0 y 0.2 generalmente. Además, se puede observar altos RMS en la mayoría de los casos (>2.5), exceptuando el promedio de los modelos que presenta los valores más bajos (1.5 en el caso de ERA5).

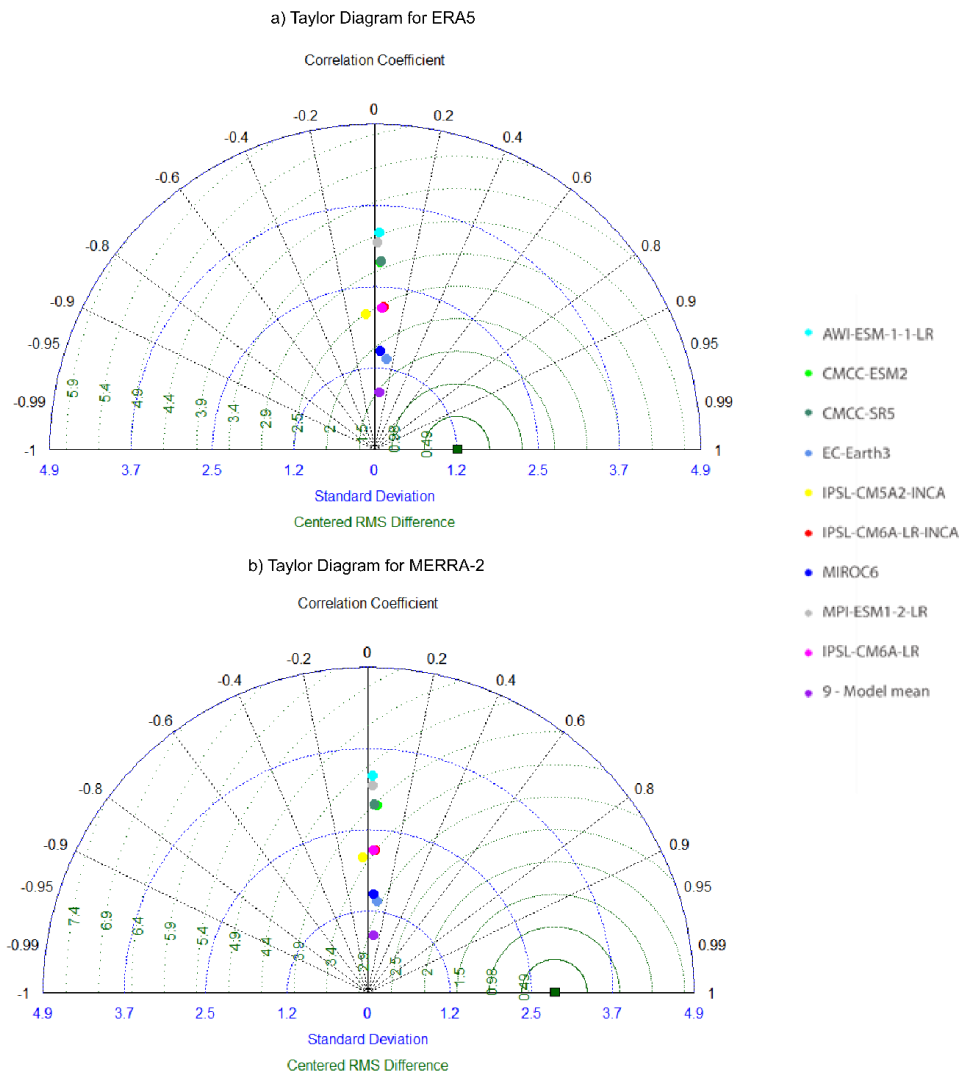


Figura 14. Correlación lineal de la velocidad del viento diario entre GCMs y reanálisis para el periodo 1980-2014. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor entre GCMs y ERA5. b) Diagrama de Taylor entre GCMs y MERRA-2.

A escala anual, la similitud de las series temporales entre modelos y reanálisis (Figura 15) es mejor a la observada anteriormente en la resolución diaria. Sin embargo, las correlaciones lineales siguen siendo bajas, tanto para ERA5 (Figura 16a), como para MERRA-2 (Figura 16b).

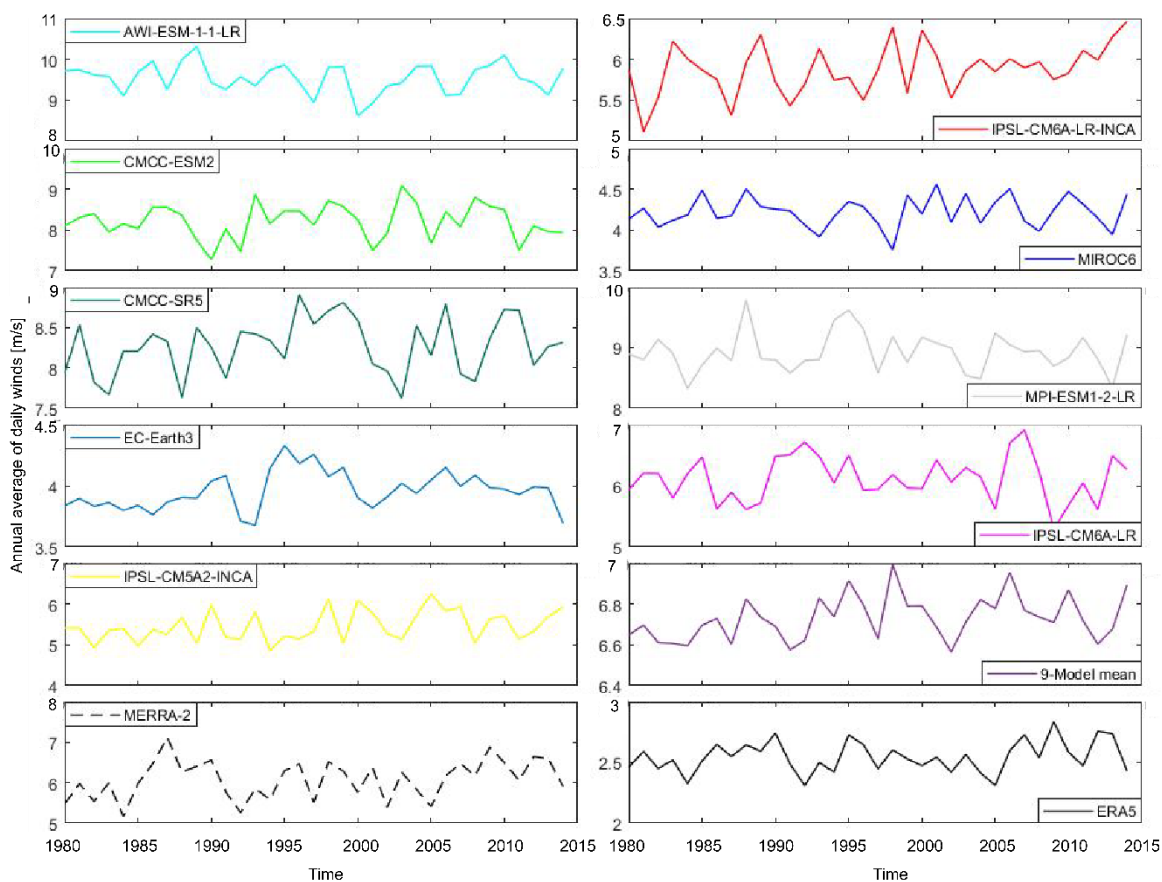


Figura 15. Variación del promedio anual de la velocidad del viento diario entre GCMs y los reanálisis ERA5 y MERRA-2 para el periodo 1980-2014.

En la Figura 16a y 16b se observa que el modelo EC- Earth3 junto al promedio de los modelos, son los casos con mejor correlación lineal, cercano a 0.3 para ambos reanálisis. El resto de los modelos presentan correlación muy baja, incluso nulas para algunos casos, como para el modelo CMCC-SR5. En general, los RMS son bastante bajos debido a que se están analizando los promedios anuales del viento diario, por lo que disminuye el error asociado.

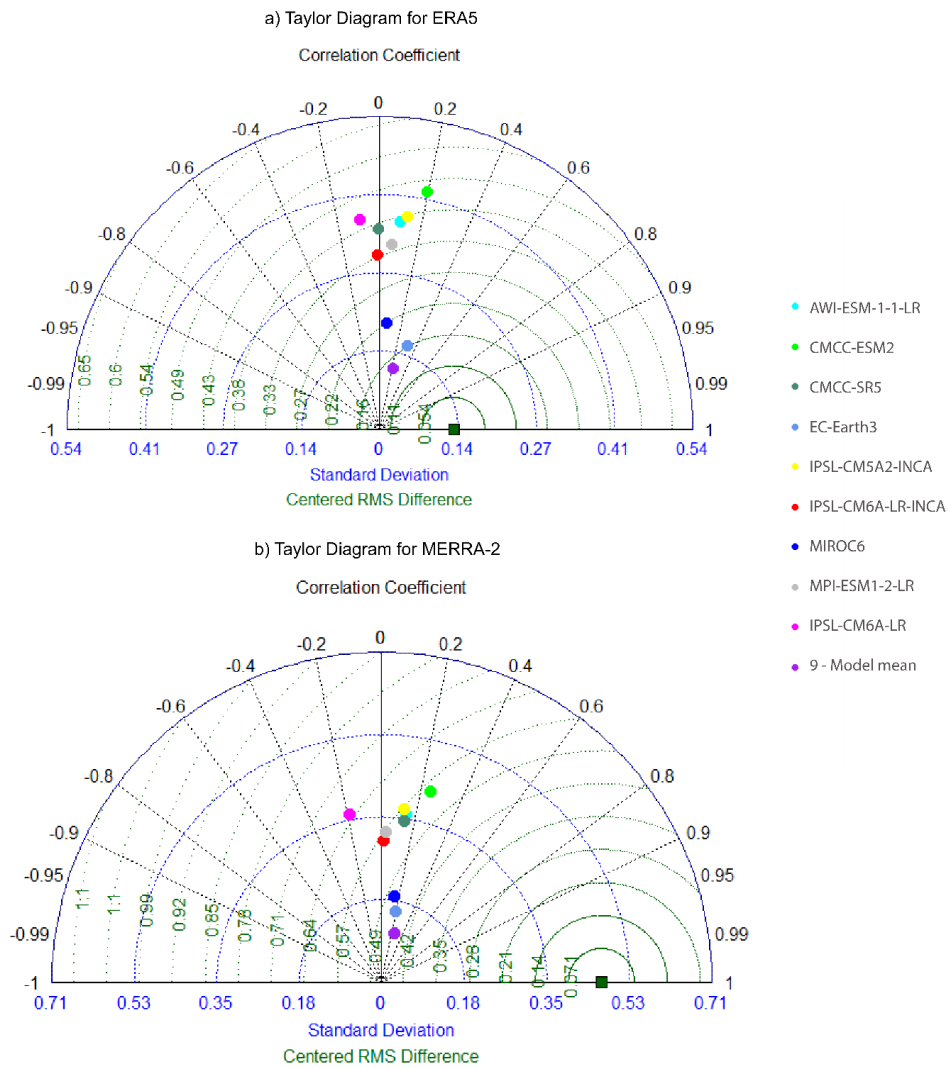


Figura 16. Correlación lineal del promedio anual de vientos diarios entre modelos globales y reanálisis para el periodo 1980-2014. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor entre GCMs y ERA5. b) Diagrama de Taylor entre GCMs y MERRA-2.

4.3.2.2. Habilidad de los modelos globales para simular vientos fuertes diarios

Para el caso de los GCMs, los percentiles 90 varían desde 5.82 hasta 13.82 m/s, siendo el valor más bajo representado por el modelo EC-Earth3 y el valor más alto por el modelo AWI-ESM-1-1-LR (Tabla 4).

Tabla 4. Percentil 90 de los modelos climáticos globales analizados.

Model Name	V 90 (m/s)
AWI-ESM-1-1-LR	13.82
CMCC-CM2-SR5	11.95
CMCC-ESM2	11.83
EC-Earth3	5.82
IPSL-CM5A2-INCA	8.15
MIROC6	6.14
MPI-ESM1-2-LR	13.01
IPSL-CM6A-LR	8.89
IPSL-CM6A-LR-INCA	8.68

La variación de los vientos fuertes por sobre el V90, a escala mensual, se muestra en la Figura 17. En general, para los 9 GCMs analizado, se observa algunas similitudes en los máximos y mínimos de velocidad, por ejemplo, en el modelo EC-Earth3 y en IPSL-CM6A-INCA. Si se observa toda la serie analizada, las covariaciones de los modelos y los reanálisis son bastante bajas a esta resolución temporal.

En las correlaciones lineales (Figura 18a y 18b) se observan coeficientes de correlación menores a 0.4 en todos los casos. Los valores más altos se presentan en los modelos EC-Eath3, IPSL-CM6A-INCA y en el promedio de las simulaciones, tanto en ERA5 como en MERRA-2.

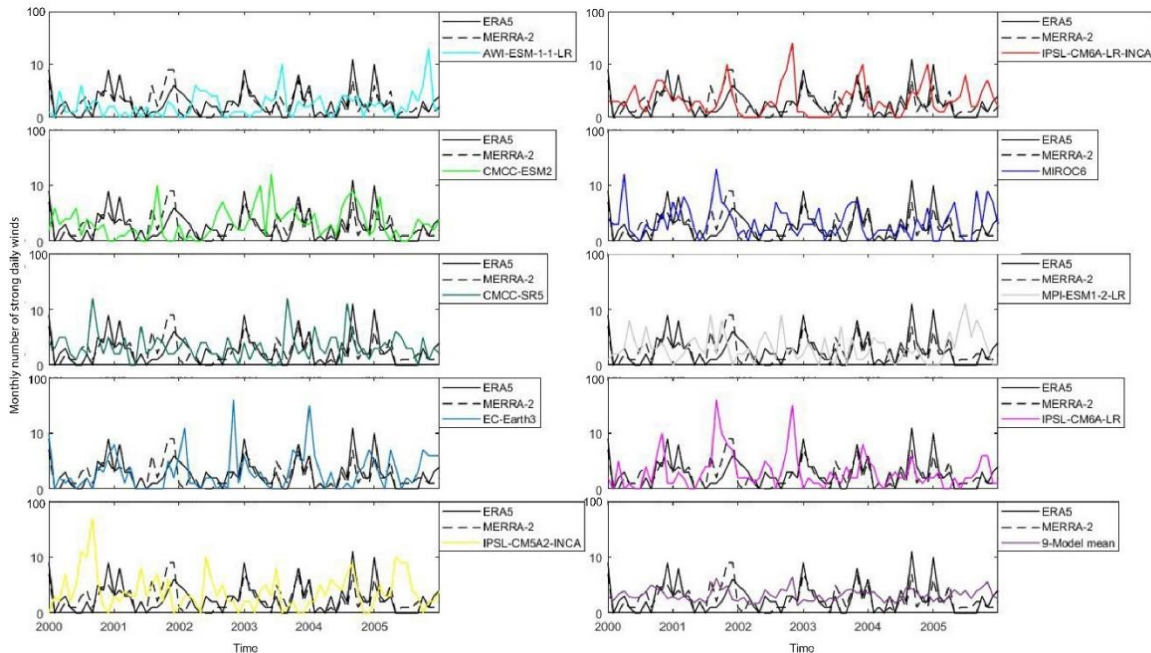


Figura 17. Covariación del número de vientos fuertes mensuales entre modelos globales y los reanálisis ERA5 y MERRA-2 para el periodo 1980-2014.

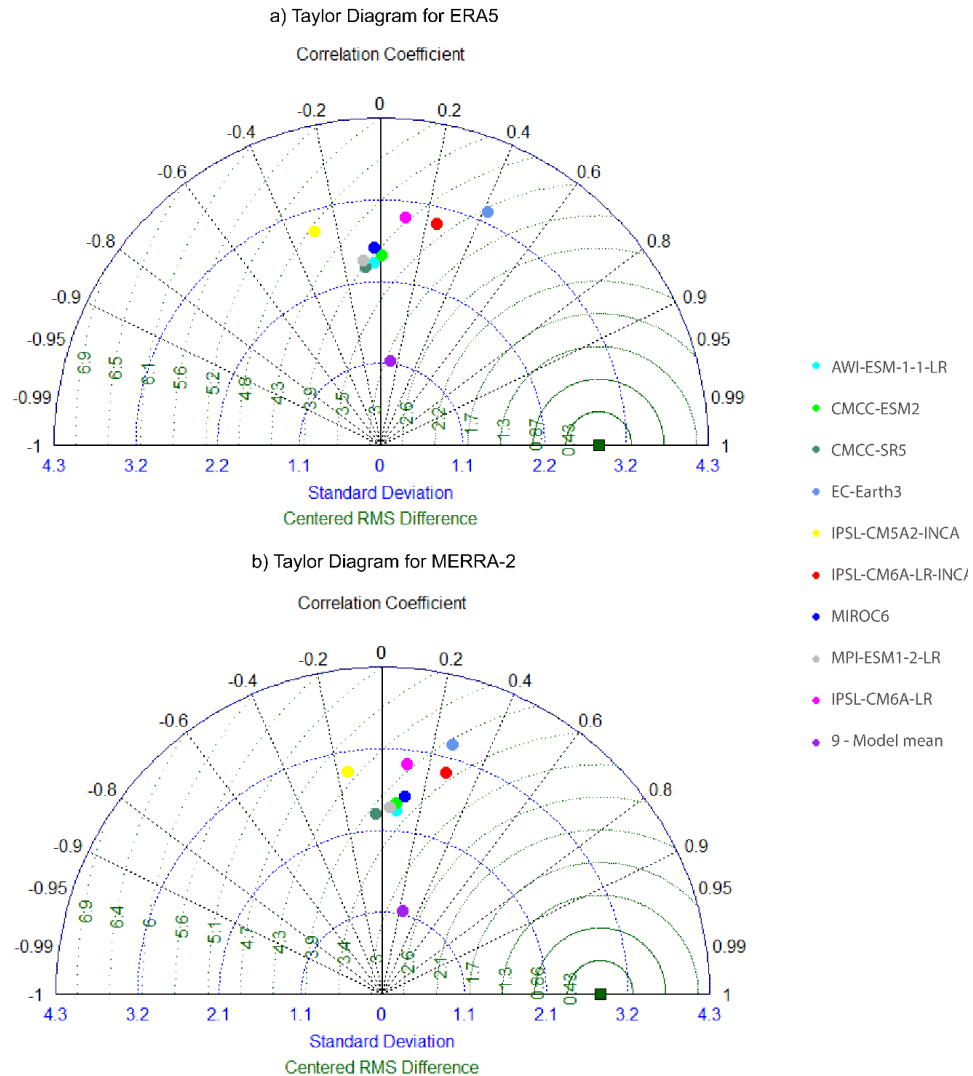


Figura 18. Correlación lineal del número de vientos fuertes mensuales entre modelos globales y reanálisis para el periodo 1980-2014. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor entre GCMs y ERA5. b) Diagrama de Taylor entre GCMs y MERRA-2.

A resolución temporal anual, las simulaciones de los modelos representan mejor las variaciones interanuales de los vientos fuertes. En la Figura 19 se observa las covariaciones, entre las cuales destaca, el promedio de los modelos, ya que representa relativamente bien la mayoría de los mínimos y máximos en la serie temporal. También destaca el primer modelo (AWI-ESM-1-1-LR), el cual presenta un comportamiento similar al reanálisis ERA5, al igual que MIROC6 y EC-Earth3, que presentan máximos y mínimos parecidos.

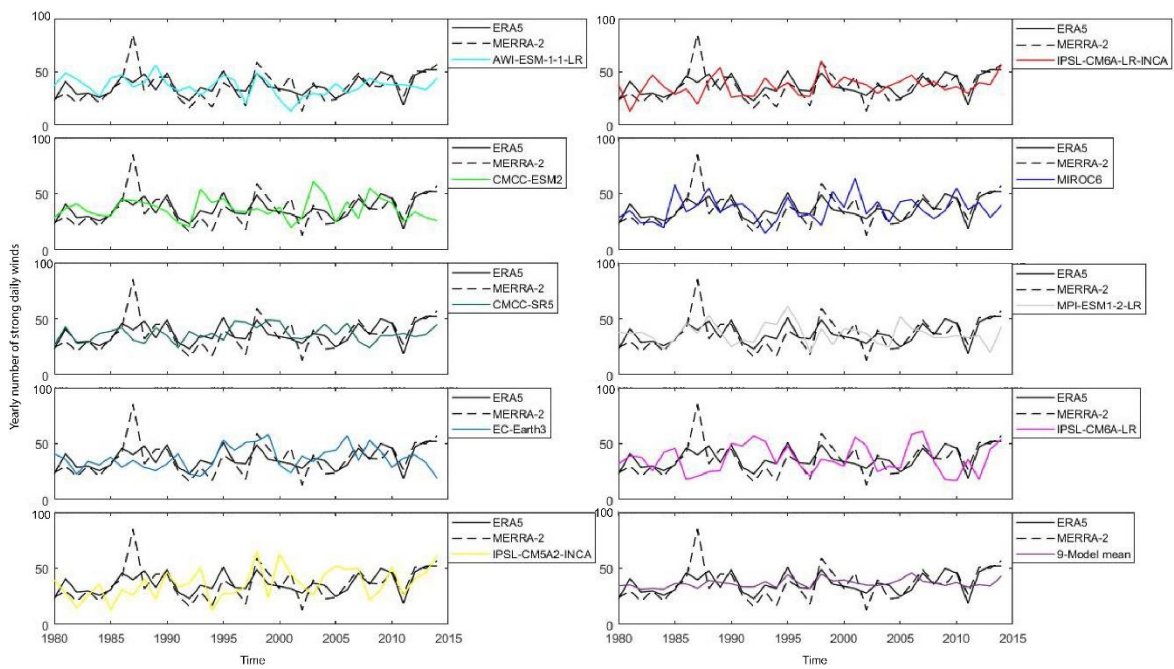


Figura 19. Covariación del número de vientos fuertes anuales entre modelos globales y los reanálisis ERA5 y MERRA-2 para el periodo 1980-2014.

En las correlaciones lineales observadas en los diagramas de Taylor de la Figura 20, se puede observar que las correlaciones más altas y los RMS más bajos en ERA5 se encuentran en las series temporales del promedio de las simulaciones, en el modelo AWI-ESM-1-1-LR y en el modelo CMCC-ESM2. Mientras que para MERRA-2, las simulaciones con mejor correlación se observan en el promedio, en el modelo MIROC6 y en IPSL-CM5A2-INCA. Si bien, las correlaciones en general aumentan con respecto a la resolución mensual, las correlaciones de los modelos y los reanálisis continúan siendo bajas.

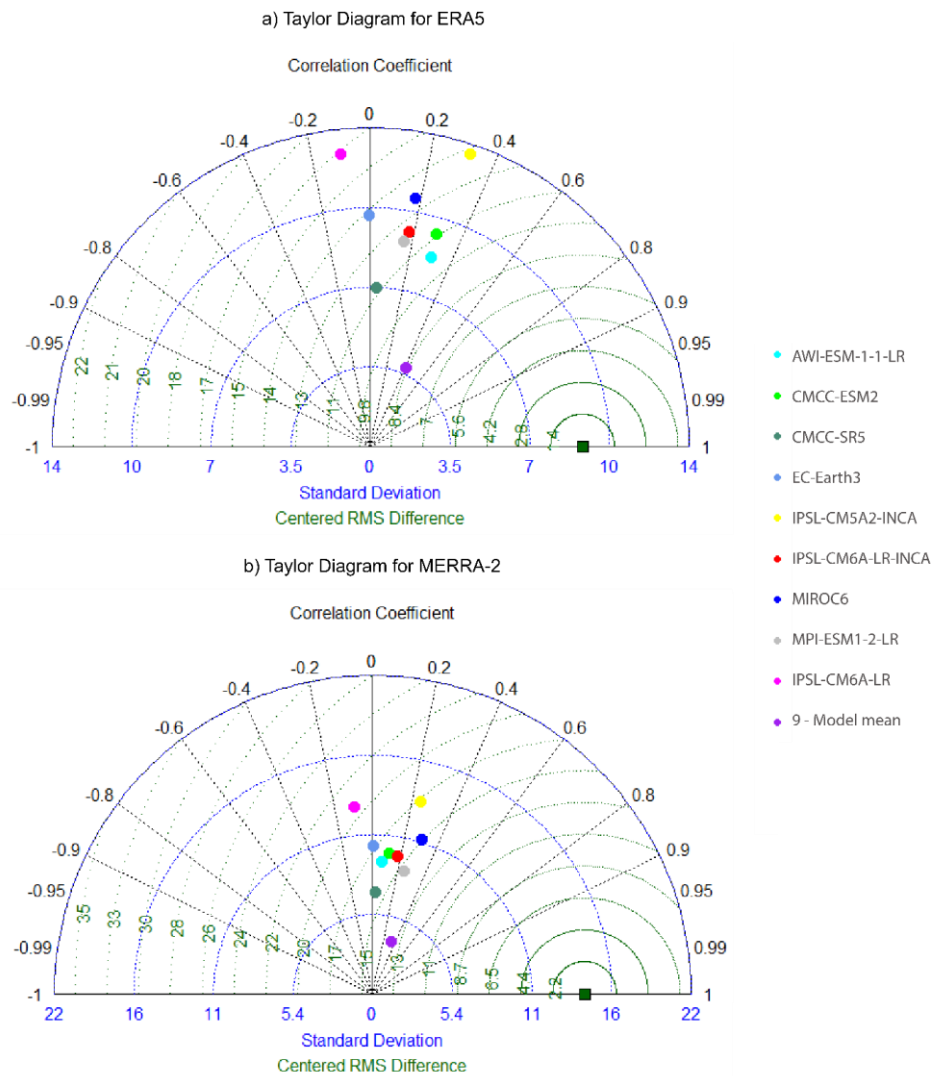


Figura 20. Correlación lineal del número de vientos fuertes anuales entre modelos globales y reanálisis para el periodo 1980-2014. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor entre GCMs y ERA5. b) Diagrama de Taylor entre GCMs y MERRA-2.

Por último, se estudió la variabilidad del viento fuerte a escala de cinco años en las series de datos. Se eligió esta resolución temporal debido a que podría ser útil en estudios posteriores al compararlo con registros interanuales en sedimentos lacustres. Los resultados se muestran en las correlaciones lineales de la Figura 21 y en ellas se puede apreciar un aumento importante de los coeficientes de correlaciones en la mayoría de los modelos globales, llegando a valores del coeficiente cercano a 0.7 para el reanálisis ERA5 y sobre 0.8 para MERRA-2. A esta escala temporal, existen 3 simulaciones que se comportan bien para ERA5 y MERRA-2, estas corresponden a los modelos MIROC6, IPSL-CM6A-LR-INCA y el promedio de las simulaciones que presentan alto coeficiente de correlación y bajo RMS, destacando que las correlaciones más altas están presentes en las comparaciones con el reanálisis MERRA-2 en el modelo MIROC6.

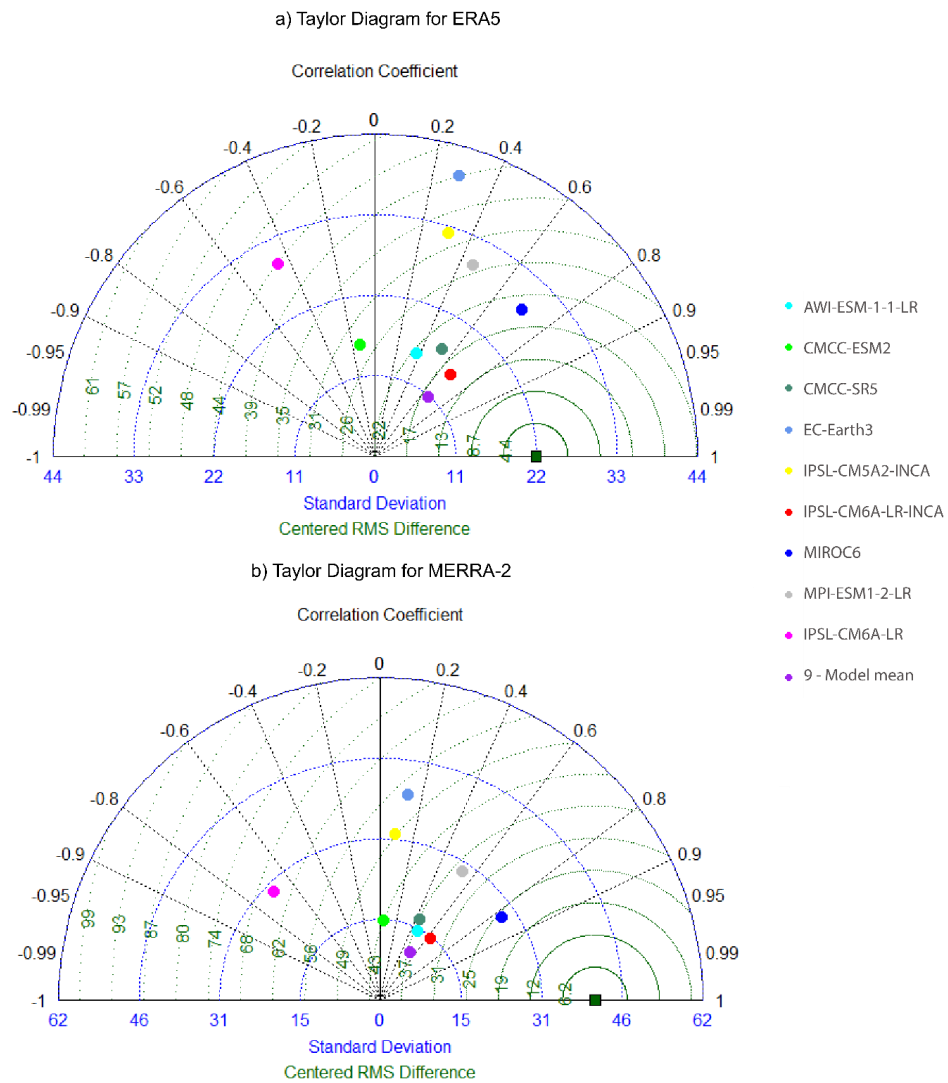


Figura 21. Correlación lineal del número de vientos fuertes cada cinco años entre modelos globales y reanálisis para el periodo 1980-2014. Se muestra la desviación estándar en semicírculos azules y el RMS en semicírculos verdes. a) Diagrama de Taylor entre GCMs y ERA5. b) Diagrama de Taylor entre GCMs y MERRA-2.

En la Figura 22, se puede corroborar el buen comportamiento del modelo MIROC6 con los reanálisis a una escala quinquenal, ajustándose de buena forma los máximos y los mínimos de la serie temporal.

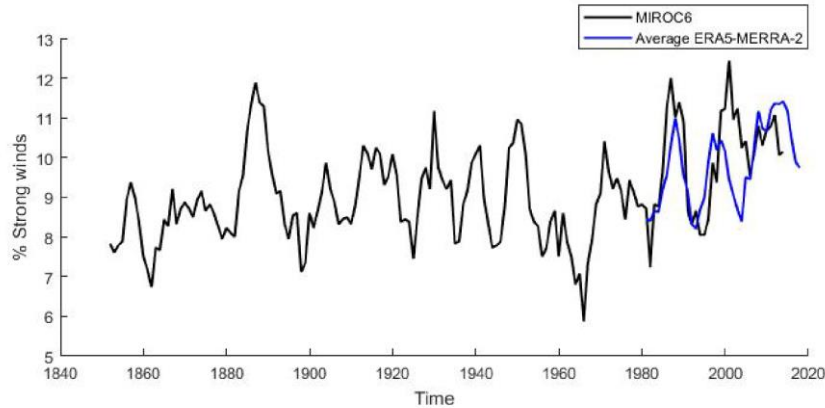


Figura 22. Covariación del promedio de vientos fuertes cada 5 años en el modelo climático MIROC6 y el promedio de los reanálisis ERA5 y MERRA-2.

4.4. Discusión

Los modelos climáticos son ampliamente utilizados por la comunidad científica para estudiar las condiciones climáticas del planeta, ya que permiten realizar estudios en el pasado, en la actualidad y también, realizar simulaciones futuras. No obstante, los modelos climáticos están sujetos a numerosas incertidumbres que generan imperfecciones en las simulaciones y obtener conclusiones basados en pocos modelos climáticos puede inducir a error ya que esta incertidumbre no se ha cuantificado en su totalidad (McInnes *et al.*, 2011). En particular, en este capítulo se ha demostrado que existen modelos, ya sea globales o regionales, que presentan buenos rendimientos, acercándose a los valores de mediciones superficiales de viento, mientras que otros presentan un comportamiento totalmente opuesto. Por lo anterior es relevante evaluar los rendimientos de los modelos tanto de manera individual, como en conjunto.

En la literatura existen muy pocos trabajos que analizan el viento en las últimas versiones de los modelos climáticos, por lo que es complejo realizar una comparación detallada de sus rendimientos. El IPCC (2014), menciona que esta variable atmosférica corresponde a una de las partes que generalmente son olvidadas en el sistema climático, dadas las escasas evidencias sobre sus cambios pasados y futuros. Por lo tanto, los resultados presentados en este trabajo son de gran importancia para la comunidad científica, ya que entrega nuevos antecedentes de una variable atmosférica que está poco estudiada.

En cuanto a la evaluación de los modelos climáticos, los resultados de los modelos regionales muestran que, tanto RegCM4-7 como REMO2015, reproducen las variaciones del viento con una precisión razonablemente alta, a pesar de la compleja topografía que existe en Patagonia sur. Ambos modelos, a diferentes resoluciones temporales, presentan buenas correlaciones lineales con las series de los reanálisis, teniendo coeficientes de correlación que oscilan entre 0.8 y 0.9 aproximadamente. Los mejores resultados se observaron en las simulaciones impulsadas por ECMWF-ERAINT para ambos casos. Las altas correlaciones de ECMWF-

ERAINT se pueden deber a las condiciones de bordes utilizadas en la técnica de reducción de escala en este modelo en particular, las cuales son asociadas al reanálisis ERA-Interim.

Estudios anteriores también han demostrado los buenos rendimientos que poseen estos modelos regionales a la hora de analizar las intensidades de los vientos en diferentes dominios creados por CORDEX. Por ejemplo, Santos *et al.* (2018) sugieren que los modelos regionales CORDEX pueden reproducir de buena manera la velocidad del viento en la Península Ibérica, Reboita *et al.* (2018) demuestra que el conjunto RegCM4 simula bien los patrones de vientos en Sudamérica, de una forma similar al reanálisis ERA-Interim, y Costoya *et al.* (2021) demuestra en su investigación que los modelos REMO2015 también simulan correctamente la velocidad del viento si se compara con observaciones de boyas o datos del reanálisis ERA5 en China.

Por otro lado, los modelos climáticos globales de la familia CMIP6 presentan muy bajas correlaciones a escalas temporales diarias y estacionales de la velocidad del viento. Sin embargo, no se esperaba un buen rendimiento debido a la compleja topografía que existe en la zona de estudio y a la baja resolución espacial que poseen los modelos globales a diferencia de los modelos climáticos regionales. Algunos autores como, por ejemplo, Gaitan y Cannon (2013) sugieren que la variabilidad de la velocidad del viento en la superficie no se puede resolver con modelos climáticos globales debido a que su discretización espacial es relativamente gruesa y se necesitan técnicas de reducción de escala para su representación. No obstante, existen otras investigaciones que demuestran que la familia de modelos CMIP6, en su última versión, presenta mejoras en sus simulaciones en comparación a las versiones pasadas, como por ejemplo CMIP5 (e.g. Krishnan y Bhaskaran, 2020; Wu *et al.*, 2020). Pero también, algunos autores demuestran que no se ha producido ningún cambio importante de una generación de modelo a otra y que una evaluación más precisa se ve obstaculizada por las incertidumbres inherentes a los modelos (Oudar *et al.*, 2020).

A pesar de lo anterior, existen algunos casos en donde el conjunto de modelos CMIP6 pueden reproducir de buena manera las distribuciones espaciales de la velocidad del viento superficial estacional y anual pero con ciertos sesgos e imprecisiones (e.g. Wu *et al.*, 2020; Long *et al.*, 2021). Esto implica que los modelos de la familia CMIP6 pueden reproducir series temporales de viento, pero siguen presentando ciertas incertidumbres dependiendo de la zona que es analizada. Por lo tanto, es importante seguir evaluando sus rendimientos para utilizar de manera confiable estas simulaciones.

En modelos climáticos globales de la familia CMIP6 se realizó, también, un análisis de vientos fuertes, y los resultados sugirieron que los modelos climáticos presentan mejores correlaciones a escalas de tiempo más amplias. Por ejemplo, a una resolución temporal anual los datos representan mejor las variaciones del viento que a escala diaria, y a su vez la escala quinquenal es mejor que las comparaciones a una resolución anual. De los resultados anteriores, los modelos que mejor correlación tuvieron y representaron mejor las variaciones de los vientos fueron el IPSL-CM6A-INCA, MIROC6, y el promedio de los modelos. Por lo tanto, se podría utilizar las series temporales anuales y cada cinco años de estos modelos, y la media para representar las variaciones interanuales de los vientos fuertes en la zona de estudio, lo cual

amplificaría los datos de las estaciones meteorológicas y reanálisis existentes a un periodo aproximado de 150 años.

Tener una serie temporal de viento de 150 años podría presentar importantes implicancias para la zona de estudio, ya que se podría relacionar directamente la serie temporal de vientos con información paleoclimática de testigos lacustres en Patagonia sur, como la granulometría y abundancia de partículas eólicas depositada en lagos. Autores anteriores han demostrado que se puede relacionar directamente la intensidad del viento con el tamaño y abundancia de partículas eólicas (e.g. Flores-Aqueveque *et al.*, 2015) lo que significa que vientos más intensos transportan partículas más grandes y depositan mayor cantidad de sedimentos, y vientos más débiles transportan partículas más pequeñas y depositan menor cantidad de sedimentos. Con esta asociación se podría reconstruir una serie temporal de la variabilidad interanual e interdecadal de los vientos en la zona de estudio para los últimos cientos o miles de años, siendo esta reconstrucción pionera en Patagonia sur.

4.5. Conclusiones

En este capítulo queda demostrado que los modelos climáticos pueden simular las variaciones de los vientos a escalas estacionales, anuales y decadales. No obstante, los modelos climáticos regionales son los que representan de mejor manera el comportamiento de los vientos para el último tiempo.

Si bien, algunos modelos climáticos regionales pueden simular con alta confiabilidad las variaciones del viento, las series temporales asociadas a estos modelos siguen siendo cortas. Por lo que se requiere series temporales más amplias para poder estudiar el viento en periodos pasados. Por otro lado, los modelos climáticos globales presentan series históricas con mayor cantidad de datos, pero no todos los modelos evaluados presentan un buen comportamiento. Lo anterior sugiere que es necesario seguir evaluando el rendimiento de los modelos climáticos globales para obtener resultados confiables.

Debido a que existen muy pocos estudios que evalúan el comportamiento del viento en modelos climáticos, el análisis realizado en este trabajo es de gran ayuda a la comunidad científica ya que sirve como referencia de lo que ocurre con la variabilidad del viento en una zona compleja como lo es Patagonia Sur.

Por último, de los modelos climáticos analizados, destacan en su comportamiento el modelo regional ECMWF-ERAINT para RegCM4-7 y REMO2015, y para los modelos globales MIROC6, los cuales simulan con mayor confiabilidad las variaciones del viento en la zona de estudio. Estos modelos se podrían utilizar como referencia para futuros estudios paleoclimáticos, en donde se pretende reconstruir los vientos del oeste a través del transporte eólico de partículas asociándolos directamente con los sedimentos contenidos en testigos lacustres.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES GENERALES

El presente trabajo tenía como finalidad estudiar la variabilidad interanual e interdecadal de los vientos del oeste en Patagonia sur a través de estaciones meteorológicas, reanálisis y modelos climáticos. Se estudiaron diferentes bases de datos con el propósito de reconstruir una serie temporal de viento confiable para los últimos ~150 años y así tener las herramientas para crear un nuevo proxy de la intensidad del viento en Patagonia sur, comparando directamente las señales de viento con las características sedimentológicas de las partículas eólicas en testigos lacustres. De esta manera, se podría reconstruir la intensidad del viento a través de un nuevo proxy paleoclimático para los últimos cientos o miles de años.

Para llevar a cabo los objetivos de este estudio, se recolectaron datos de viento de las únicas tres estaciones meteorológicas que presentaron información cerca del núcleo moderno del cinturón de viento (~51°S): Cerro Castillo, Teniente Gallardo y Torres del Paine. Luego, se compararon las series temporales con los datos de tres reanálisis: ERA5, MERRA-2 y GLDAS, y posteriormente, los reanálisis que presentaron buenos resultados, se compararon con modelos climáticos regionales y globales. Por últimos, se evaluaron las implicancias paleoclimáticas de los resultados obtenidos.

De la recolección de datos de las estaciones meteorológicas, se obtuvieron series temporales continuas de aproximadamente cinco años a una resolución temporal horaria. De estas series temporales se observaron variaciones estacionales de la intensidad, siendo más fuertes durante el verano austral y más débiles durante el invierno austral. Asimismo, se observó una estacionalidad en la dirección del viento que no se había contemplado anteriormente en la literatura. Esta estacionalidad observada, sugiere que en los meses de primavera y verano los vientos provienen principalmente del oeste. Sin embargo, durante los meses de otoño e invierno se observó, además, una componente norte importante.

De la evaluación de los reanálisis presentados en el artículo central de investigación, se tuvo que los mejores rendimientos se observaron en las series temporales de los reanálisis ERA5 y MERRA-2, observando subestimaciones de los vientos en el primero y sobrestimaciones en el segundo. Sin embargo, a pesar de no representar las magnitudes del viento medido en superficie, ambos reanálisis representaron con alta precisión las variabilidades estacionales, interanuales y decadales de los vientos en Patagonia sur. Estos resultados fueron relevantes en la investigación ya que en la zona de estudio existe muy pocos registros de vientos, debido a la compleja topografía, al difícil acceso y a las condiciones climáticas australes que enfrenta la provincia de Última Esperanza. Por lo tanto, estos resultados permitieron simular de manera confiable las observaciones de las estaciones meteorológicas en la zona de interés.

Por otro lado, los datos complementarios asociados al artículo central de investigación mostraron que las periodicidades de vientos fuertes se pueden relacionar con eventos atmosféricos como el Modo Anular del Sur, El Niño-Oscilación del Sur y la Oscilación Decadal del Pacífico. Esta influencia se ve reflejado en las variaciones y periodicidades interanuales e interdecadales que presentan los vientos fuertes en la zona de estudio.

Por último, para el análisis de los modelos climáticos, se recolectaron datos de viento de dos modelos regionales y de nueve modelos climáticos globales. Los resultados mostraron que los modelos regionales presentaron un muy buen comportamiento al compararlos con las series temporales de los reanálisis. Estos comportamientos se pueden asociar a las técnicas de reducción de escala que poseen estos modelos, trabajando con finas resoluciones espaciales, y las condiciones de bordes que utilizan. Además, de la fina resolución temporal. Por lo tanto, los modelos regionales pueden simular de buena forma las variaciones de la intensidad del viento en las estaciones meteorológicas a diferentes resoluciones temporales.

Por otro lado, los modelos climáticos globales no presentaron una buena correlación con los datos de los reanálisis a resoluciones temporales finas, debido a que tienen grillas de trabajo muy amplias (100 a 200 km), las cuales no representan las condiciones locales de los vientos. Esta variable atmosférica es conocida por sus fuertes variaciones a pequeñas escalas por lo que es difícil representarla de manera global, aún más, con las complejas condiciones que enfrenta la zona de estudio, como los cambios de intensidad de los vientos y la variada topografía. Debido a lo anterior, los modelos globales no pueden representar las variaciones del viento superficial a resolución diaria. Sin embargo, dos modelos y el promedio de los nueve modelos analizados representaron de mejor manera las variaciones anuales y quinquenales de los vientos fuertes en la zona de estudio, presentando mejores correlaciones con los reanálisis.

Por lo tanto, los resultados sugieren que se podrían utilizar series de datos de aproximadamente 150 años para representar las variaciones de los vientos fuertes, si se extrapola su buen rendimiento a toda la serie temporal.

Al tener una señal de vientos fuertes de aproximadamente 150 años, se podría construir un proxy de viento al compararlos con la granulometría y abundancia de sedimentos lacustres. Estudios anteriores han demostrado que los vientos más intensos pueden movilizar partículas eólicas sobre la superficie (e.g. Bagnold, 1941). Por lo tanto, se podría relacionar directamente estas señales con confiabilidad para construir el proxy que sería pionero en la región de estudio. De esta forma, se reconstruiría de manera cuantitativa y directa los vientos del oeste en Patagonia sur, lo que permitiría mejorar las reconstrucciones cualitativas que existen para este cinturón de viento basadas en proxies indirectos como, por ejemplo, reconstrucción a partir de polen (e.g. Moreno *et al.*, 2009) o aportes de terrígenos (e.g. Dietrich y Seelos, 2010). Lo anterior, ayudaría a descifrar los cambios que han presentado los vientos del oeste en el pasado y apoyaría los esfuerzos que existen actualmente en comprender las proyecciones climáticas futuras en Patagonia sur, asociados a los cambios climáticos que se han observado en las últimas décadas.

BIBLIOGRAFÍA

- Alfaro, S. C., & Gomes, L. (1995). Improving the large-scale modeling of the saltation flux of soil particles in presence of nonerodible elements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 100(D8), 16357-16366.
- Bagnold, R.A. (1941). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. (1sted.) Chapman and Hall, London.
- Bertrand, S., Huguen, K., Sepúlveda, J., & Pantoja, S. (2014). Late Holocene covariability of the southern westerlies and sea surface temperature in northern Chilean Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 105, 195-208.
- Blisniuk, P. M., Stern, L. A., Chamberlain, C. P., Idleman, B., & Zeitler, P. K. (2005). Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(1-2), 125-142.
- Bradley, R. S. (2015). Paleoclimatic Reconstruction. In R.S. Bradley (Ed.), *Paleoclimatology* (3rd Edition, pp. 1-11). Academic Press.
- Browne, I. M., Moy, C. M., Riesselman, C. R., Neil, H. L., Curtin, L. G., Gorman, A. R., & Wilson, G. S. (2017). Late Holocene intensification of the westerly winds at the subantarctic Auckland Islands (51 S), New Zealand. *Climate of the Past*, 13(10), 1301-1322.
- Cane, M. A. (1998). A role for the tropical Pacific. *Science*, 282(5386), 59-61.
- Cane, M. A. (2005). The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(3-4), 227-240.
- Carrasco, J. F., Casassa, G., & Rivera, A. (2002). Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia Icefield. In G. Casassa, F. V. Sepúlveda & R. M. Sinclair (Eds.). *The Patagonian Icefields: A Unique Natural Laboratory for Environmental and Climate Change Studies* (29-41). Kluwer Academic.
- Costoya, X., DeCastro, M., Carvalho, D., Feng, Z., & Gómez-Gesteira, M. (2021). Climate change impacts on the future offshore wind energy resource in China. *Renewable Energy*, 175, 731-747.
- Dätwyler, C., Grosjean, M., Steiger, N. J., and Neukom, R. (2020). Teleconnections and relationship between the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) and the Southern Annular Mode (SAM) in reconstructions and models over the past millennium, *Clim. Past*, 16, 743–756
- Debernard, J. B., & Roed, L. P. (2008). Future wind, wave and storm surge climate in the Northern Seas: a revisit. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 60(3), 427-438.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... & Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), 553-597.
- Dettinger, M. D., Battisti, D. S., Garreaud, R. D., McCabe Jr, G. J., & Bitz, C. M. (2001). Interhemispheric effects of interannual and decadal ENSO-like climate variations on the

- Americas. In V. Markgraf (Ed.). *Present and Past Interhemispheric Climate Linkages in the Americas and Their Societal Effect* (1-16). Academic Press.
- Dietrich, S., & Seelos, K. (2010). The reconstruction of easterly wind directions for the Eifel region (Central Europe) during the period 40.3–12.9 ka BP. *Climate of the Past*, 6(2), 145-154.
- European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). ERA5 back extension 1950-1978 (preliminary version). Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. Available online.
- Fécan, F., Marticorena, B., & Bergametti, G. (1999). Parametrization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas. *Annales Geophysicae*, 17(1), 149-157.
- Fernandez, O., & Busso, C. (1997). Arid and semi-arid rangelands: two thirds of Argentina. *RALA Report*, 200, 41-60.
- Feruglio, E. (1944). Estudios geologicos y glaciologicos en la region del Lago Argentino (Patagonia):(Expedición Alberto M. De Agostini 1930-31). *Academia Nacional de Ciencias*, 37(1).
- Flores-Aqueveque, V., Alfaro, S. C., Caquineau, S., Foret, G., Vargas, G., Rutllant, J. A. (2012). Inter-annual variability of southerly winds in a coastal area of the Atacama Desert: implications for the export of aeolian sediments to the adjacent marine environment. *Sedimentology*, 59(3), 990–1000.
- Flores-Aqueveque, V., Alfaro, S., Vargas, G., Rutllant, J. A., & Caquineau, S. (2015). Aeolian particles in marine cores as a tool for quantitative high-resolution reconstruction of upwelling favorable winds along coastal Atacama Desert, Northern Chile. *Progress in Oceanography*, 134, 244-255.
- Flores-Aqueveque, V., Rojas, M., Aguirre, C., Arias, P. A., & González, C. (2020). South Pacific Subtropical High from the late Holocene to the end of the 21st century: insights from climate proxies and general circulation models. *Climate of the Past*, 16(1), 79-99.
- Fyfe, J. C., & Saenko, O. A. (2006). Simulated changes in the extratropical Southern Hemisphere winds and currents. *Geophysical Research Letters*, 33(6).
- Gaitan, C. F., & Cannon, A. J. (2013). Validation of historical and future statistically downscaled pseudo-observed surface wind speeds in terms of annual climate indices and daily variability. *Renewable energy*, 51, 489-496.
- Garreaud, R., & Battisti, D. S. (1999). Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *Journal of Climate*, 12(7), 2113-2123.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 180-195.
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., & Rojas, M., (2013). Large-scale control on the Patagonian climate. *Journal of Climate*, 26(1), 215-230.

- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., ... & Zhao, B. (2017). The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, 30(14), 5419-5454.
- Gillett, N. P., & Thompson, D. W. (2003). Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 302(5643), 273-275.
- Gómez-Fontalba, C., Flores-Aqueveque, V., & Alfaro, S. C. (2022). Variability of the Southwestern Patagonia (51° S) Winds in the Recent (1980–2020) Period: Implications for Past Wind Reconstructions. *Atmosphere*, 13(2), 206.
- Gualán, R., Sanchez, E., Campozano, L., Samaniego, E., & Vazquez, Á. (2014). Simplificación del proceso complejo de reducción de escala de los modelos climáticos globales por medio de la aplicación web SDW. *Maskana*, 5(2), 97-105.
- Guozden, T. M., Bianchi, E., Solarte, A., & Mulleady, C. (2018). Wind resource assessment in the Río Negro province (Patagonia Argentina) using MERRA reanalysis. *Meteorologica*, 43(2), 47-61.
- Henríquez, W. I., Villa-Martínez, R., Vilanova, I., Pol-Holz, D., & Moreno, P. I. (2017). The Last Glacial Termination on the eastern flank of the central Patagonian Andes (47 S). *Climate of the Past*, 13(7), 879-895.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... & Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049.
- Hodgson, D. A., & Sime, L. C. (2010). Palaeoclimate: Southern westerlies and CO₂, *Nat. Geosci.*, 3, 666–667.
- ICTP. (s.f.). Regional Model: REGCM4. International Centre for Theoretical Physics. Recuperado de <https://www.ictp.it/research/esp/models/regcm4.aspx>
- Ihara, C., & Kushnir, Y. (2009). Change of mean midlatitude westerlies in 21st century climate simulations. *Geophysical Research Letters*, 36(13).
- IPCC. (2014). *Cambio climático 2014: Informe de síntesis*. (5^o Informe). IPCC, Ginebra, Suiza.
- Ishizuka, M., Mikami, M., Yamada, Y., Zeng, F., & Gao, W. (2005). An observational study of soil moisture effects on wind erosion at a gobi site in the Taklimakan Desert. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D18).
- Killian, R. and Lamy, F. (2012). A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49-55°S). *Quaternary Science Reviews*, 53, 1-23.
- Krishnan, A., & Bhaskaran, P. K. (2020). Skill assessment of global climate model wind speed from CMIP5 and CMIP6 and evaluation of projections for the Bay of Bengal. *Climate Dynamics*, 55(9), 2667-2687.
- Kushner, P. J., Held, I. M., & Delworth, T. L. (2001). Southern Hemisphere atmospheric circulation response to global warming. *Journal of Climate*, 14(10), 2238-2249.

- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U., & Wefer, G. (2001). Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters*, 185(3-4), 369-382.
- Lamy, F., Kilian, R., Arz, H. W., Francois, J. P., Kaiser, J., Prange, M., & Steinke, T. (2010). Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geoscience*, 3(10), 695-699.
- Le Quéré, C., Rodenbeck, C., Buitenhuis, E. T., Conway, T. J., Langenfelds, R., Gomez, A., ... & Heimann, M. (2007). Saturation of the Southern Ocean CO₂ sink due to recent climate change. *Science*, 316(5832), 1735-1738.
- Long, Y., Xu, C., Liu, F., & Liu, Y. (2021). Evaluation and Projection of Wind Speed in the Arid Region of Northwest China Based on CMIP6. *Remote Sensing*, 13 n°20: 4076.
- Luo, N., Guo, Y., Chou, J., & Gao, Z. (2022). Added value of CMIP6 models over CMIP5 models in simulating the climatological precipitation extremes in China. *International Journal of Climatology*, 42(2), 1148-1164.
- Mantua, N. J., & Hare, S. R. (2002). The Pacific decadal oscillation. *Journal of oceanography*, 58(1), 35-44.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., & Francis, R. C. (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6), 1069-1080.
- Marshall, G. J. (2003). Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of climate*, 16(24), 4134-4143.
- Marshall, G. J., Stott, P. A., Turner, J., Connolley, W. M., King, J. C., & Lachlan-Cope, T. A. (2004). Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*, 31(14).
- Marticorena, B., & Bergametti, G. (1995). Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *Journal of geophysical research: atmospheres*, 100(D8), 16415-16430.
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., Lascano, M. E., Delgado, S., & Stepanek, P. (2008). 20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern Patagonia. *Global and Planetary Change*, 60(1-2), 85-100.
- Massonnet, F., Ménégot, M., Acosta, M., Yepes-Arbós, X., Exarchou, E., & Doblas-Reyes, F. J. (2020). Replicability of the EC-Earth3 Earth system model under a change in computing environment. *Geoscientific Model Development*, 13(3), 1165-1178.
- Mauritsen, T., Bader, J., Becker, T., Behrens, J., Bittner, M., Brokopf, R., ... & Roeckner, E. (2019). Developments in the MPI-M Earth System Model version 1.2 (MPI-ESM1. 2) and its response to increasing CO₂. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(4), 998-1038.
- McInnes, K. L., Erwin, T. A., & Bathols, J. M. (2011). Global Climate Model projected changes in 10 m wind speed and direction due to anthropogenic climate change. *Atmospheric Science Letters*, 12(4), 325-333.

- McVicar, T. R., Van Niel, T. G., Li, L. T., Roderick, M. L., Rayner, D. P., Ricciardulli, L., & Donohue, R. J. (2008). Wind speed climatology and trends for Australia, 1975–2006: Capturing the stilling phenomenon and comparison with near-surface reanalysis output. *Geophysical Research Letters*, *35*(20).
- Meza, F. J. (2013). Recent trends and ENSO influence on droughts in Northern Chile: An application of the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Weather and Climate Extremes*, *1*, 51-58.
- Minetti, J. L., Vargas, W. M., Poblete, A. G., Acuña, L. R., & Casagrande, G. (2003). Non-linear trends and low frequency oscillations in annual precipitation over Argentina and Chile, 1931-1999. *Atmósfera*, *16*(2), 119-135.
- Moreno, P. I. (2004). Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15 000 yr. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, *19*(1), 35-47.
- Moreno, P. I., Francois, J. P., Villa-Martínez, R. P. & Moy, C.M. (2009). Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, *28*, 25-38.
- Moreno, P. I., Videla, J., Valero-Garcés, B., Alloway, B. V., & Heusser, L. E. (2018). A continuous record of vegetation, fire-regime and climatic changes in northwestern Patagonia spanning the last 25,000 years. *Quaternary Science Reviews*, *198*, 15-36.
- Moy, C. M., Dunbar, R. B., Moreno, P. I., Francois, J. P., Villa-Martínez, R., Mucciarone, D. M., ... & Garreaud, R. D. (2008). Isotopic evidence for hydrologic change related to the westerlies in SW Patagonia, Chile, during the last millennium. *Quaternary Science Reviews*, *27*(13-14), 1335-1349.
- Okin, G. S., Gillette, D. A., & Herrick, J. E. (2006). Multi-scale controls on and consequences of aeolian processes in landscape change in arid and semi-arid environments. *Journal of arid environments*, *65*(2), 253-275.
- Olauson, J. (2018). ERA5: The new champion of wind power modelling?. *Renewable energy*, *126*, 322-331.
- Oudar, T., Cattiaux, J., & Douville, H. (2020). Drivers of the northern extratropical eddy-driven jet change in CMIP5 and CMIP6 models. *Geophysical Research Letters*, *47*(8), e2019GL086695.
- Pérez-Santos, I., Seguel, R., Schneider, W., Linford, P., Donoso, D., Navarro, E., ... & Daneri, G. (2019). Synoptic-scale variability of surface winds and ocean response to atmospheric forcing in the eastern austral Pacific Ocean. *Ocean Science*, *15*(5), 1247-1266.
- Piel, V. I. (2018). Análisis geomorfológico y estructural al noreste de Torres del Paine para demostrar actividad neotectónica (Tesis de pregrado). *Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile*. 30-40.
- Rabassa J., Coronato A.M., Salemme M., (2005). Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, *20*, 81–103.

- Ramon, J., Lledó, L., Torralba, V., Soret, A., & Doblas-Reyes, F. J. (2019). What global reanalysis best represents near-surface winds?. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *145*(724), 3236-3251.
- Reboita, M. S., Amaro, T. R., & de Souza, M. R. (2018). Winds: intensity and power density simulated by RegCM4 over South America in present and future climate. *Climate Dynamics*, *51*(1), 187-205.
- REMO. (s.f.). The Regional Climate Model REMO. GERICS. Climate Service Center Germany. Recuperado de <https://www.remo-rcm.de/>
- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U. E. A., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C. J., ... & Toll, D. (2004). The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *85*(3), 381-394.
- Salinas, C. X., & Mendieta, J. (2013). Mitigation and adaptation investments for desertification and climate change: an assessment of the socioeconomic return. *Mitigation and adaptation strategies for global change*, *18*(5), 659-672.
- Santana, A., Olave, C., & Butorovic, N. (2010). Climate study high temporal resolution records in camp Posesion (ENAP). Magallanes, Chile. *Anales del Instituto de la Patagonia* *38*(1), 5-34.
- Santos, F., Gómez-Gesteira, M., DeCastro, M., Añel, J. A., Carvalho, D., Costoya, X., & Dias, J. M. (2018). On the accuracy of CORDEX RCMs to project future winds over the Iberian Peninsula and surrounding ocean. *Applied Energy*, *228*, 289-300.
- Saunders, K. M., Roberts, S. J., Perren, B., Butz, C., Sime, L., Davies, S., ... & Hodgson, D. A. (2018). Holocene dynamics of the Southern Hemisphere westerly winds and possible links to CO₂ outgassing. *Nature Geoscience*, *11*(9), 650-655.
- Sen Gupta, A., Santoso, A., Taschetto, A. S., Ummenhofer, C. C., Trevena, J., & England, M. H. (2009). Projected changes to the Southern Hemisphere ocean and sea ice in the IPCC AR4 climate models. *Journal of Climate*, *22*(11), 3047-3078.
- Shindell, D. T., & Schmidt, G. A. (2004). Southern Hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases. *Geophysical Research Letters*, *31*(18).
- Sime, L. C., Kohfeld, K. E., Le Quéré, C., Wolff, E. W., de Boer, A. M., Graham, R. M., and Bopp, L., (2013). Southern Hemisphere westerly wind changes during the Last Glacial Maximum: model-data comparison. *Quaternary Sci. Rev.*, *64*, 104–120.
- Smith, R. B., & Evans, J. P. (2007). Orographic precipitation and water vapor fractionation over the southern Andes. *Journal of Hydrometeorology*, *8*(1), 3-19.
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M. M., Allen, S. K., Boschung, J., ... & Midgley, P. M. (2014). Climate Change 2013: The physical science basis. contribution of working group I to the fifth assessment report of IPCC the intergovernmental panel on climate change. *Cambridge University Press*: Cambridge
- Stuut, J. B. W., Prins, M. A., Schneider, R. R., Weltje, G. J., Jansen, J. F., & Postma, G. (2002). A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa: inferences from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic. *Marine Geology*, *180*(1-4), 221-233.

- Swart, N. C., & Fyfe, J. C. (2012). Observed and simulated changes in the Southern Hemisphere surface westerly wind-stress. *Geophysical Research Letters*, 39(16).
- Tatebe, H., Ogura, T., Nitta, T., Komuro, Y., Ogochi, K., Takemura, T., ... & Kimoto, M. (2019). Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6. *Geoscientific Model Development*, 12(7), 2727-2765.
- Tetzner, D., Thomas, E., & Allen, C. (2019). A validation of ERA5 reanalysis data in the Southern Antarctic Peninsula—Ellsworth land region, and its implications for ice core studies. *Geosciences*, 9(7), 289.
- Thompson, D. W., & Solomon, S. (2002). Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 296(5569), 895-899.
- Thompson, D. W., & Wallace, J. M. (2000). Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of climate*, 13(5), 1000-1016.
- Thompson, D. W., Solomon, S., Kushner, P. J., England, M. H., Grise, K. M., & Karoly, D. J. (2011). Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nature geoscience*, 4(11), 741.
- Thompson, D. W., & Wallace, J. M. (2000). Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of climate*, 13(5), 1000-1016.
- Toggweiler, J. R. (2009). Shifting westerlies. *Science*, 323(5920), 1434-1435.
- Varma, V., Prange, M., Merkel, U., Kleinen, T., Lohmann, G., Pfeiffer, M., ... & Schulz, M. (2012). Holocene evolution of the Southern Hemisphere westerly winds in transient simulations with global climate models. *Climate of the Past*, 8(2), 391-402.
- Warren, C. R. (1993). Rapid recent fluctuations of the calving San Rafael glacier, Chilean Patagonia: climatic or non-climatic?. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 75(3), 111-125.
- Wallace, John M., Hobbs, Peter V. (2006). Introduction and Overview. In J. M. Wallace & P. V. Hobbs (Eds.). *Atmospheric Science* (2nd Edition, 1-23). Academic Press.
- Wu, J., Shi, Y., & Xu, Y. (2020). Evaluation and Projection of Surface Wind Speed Over China Based on CMIP6 GCMs. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(22), e2020JD033611.
- Xu, J., Zhang, X., Feng, C., Yang, S., Guan, S., Jia, K., ... & Zhao, X. (2021). Evaluation of Surface Upward Longwave Radiation in the CMIP6 Models with Ground and Satellite Observations. *Remote Sensing*, 13(21), 4464.
- Zhan, Z., Qin, Q., Ghulan, A., & Wang, D. (2007). NIR-red spectral space based new method for soil moisture monitoring. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 50(2), 283-289.

ANEXO

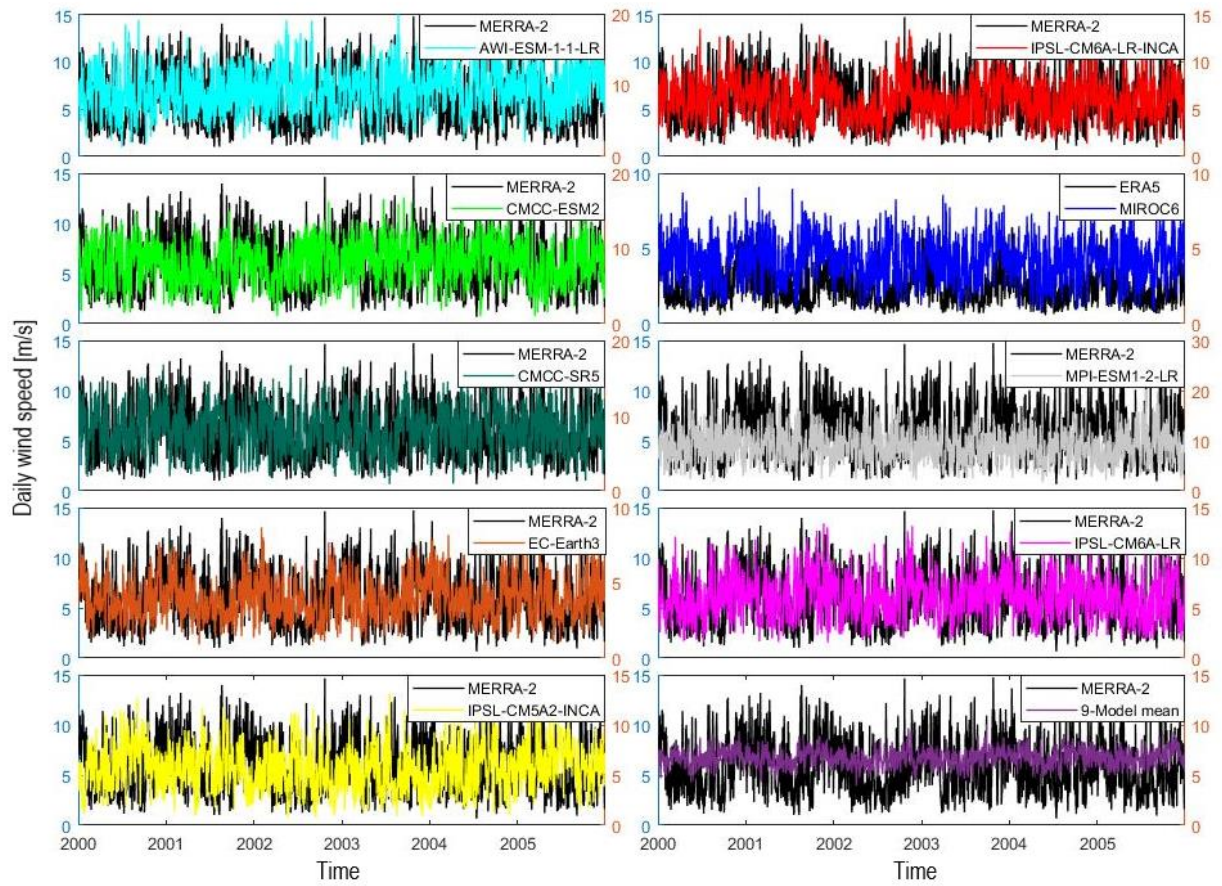


Figura A1. Covariación del viento diario entre GCMs y MERRA-2 para el año 2005.