



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

MODELACIÓN DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO GLACIAR (ELA) DESDE EL AÑO  
A.D. 1500, Y VARIACIONES CLIMÁTICAS RECIENTES EN LOS ANDES  
MEDITERRÁNEOS DE CHILE (30-37S)

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

ALVARO IGNACIO GONZÁLEZ REYES

PROFESOR GUÍA:  
JAMES MCPHEE TORRES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
VALENTINA FLORES AQUEVEQUE  
MAISA ROJAS CORRADI  
ESTEBAN SAGREDO TAPIA

SANTIAGO DE CHILE  
ENERO 2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE DOCTOR EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA  
POR: ALVARO IGNACIO GONZÁLEZ REYES  
FECHA: ENERO 2019  
PROF. GUÍA: JAMES MCPHEE TORRES

MODELACIÓN DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO GLACIAR (ELA) DESDE EL AÑO  
A.D. 1500, Y VARIACIONES CLIMÁTICAS RECIENTES EN LOS ANDES  
MEDITERRÁNEOS DE CHILE (30-37S)

La variabilidad del clima durante el último milenio (A.D 1000 - 2000), permitió que diversos glaciares de montaña a escala global hayan experimentado su máximo crecimiento en términos de su masa, respecto a actuales condiciones. Las causas climáticas de este “crecimiento glaciar” se relacionan con “La Pequeña Edad de Hielo” (PEH; A.D 1500 - 1850). Este periodo de interés paleoclimático global ha sido bien documentado en el hemisferio Norte, contrario al hemisferio Sur.. Más aún, existe un desconocimiento profundo acerca de cómo, mecanismos climáticos que actualmente afectan el clima de regiones como los Andes Mediterráneos de Chile y Argentina (AM; 30-37°S), como El Niño Oscilación del Sur, hayan afectado el balance de masa glaciar y las variaciones temporales de la línea de equilibrio altitudinal (ELA) durante dicho intervalo. La PEH es un antónimo a lo que acontece actualmente con los glaciares de montaña, donde en regiones como los AM diversos estudios han identificado un severo retroceso. El balance de masa glaciar (MB) y su ELA está influenciado por los cambios en la temperatura del aire, elevación de la Isoterma de 0C y las precipitaciones. La presente tesis doctoral consta de dos capítulos y un capítulo introductorio. Un primer capítulo exhibe las tendencias de las variables climáticas que actúan directamente sobre el MB, y mencionadas anteriormente. Un segundo capítulo, presenta una modelación de la ELA durante A.D 1500 - 1848 mediante un modelo forzado por tres modelos climáticos globales (GCMs). Se estudió las relaciones entre las variaciones temporales en la Temperatura Superficial del Mar (SST) del Océano Pacífico y la variabilidad temporal de la ELA. La temperatura media se ha incrementado significativamente durante enero, febrero, marzo, y desde agosto a noviembre, considerando 1969 - 2016. La temperatura mínima, por su parte, se ha incrementado significativamente durante enero y mayo, mientras que la temperatura máxima, excepto en mayo, julio y septiembre, se ha incrementado significativamente durante 1969 - 2015. La isoterma de 0°C (ISO0) registró un incremento significativo en enero, marzo y anual durante 1858 - 2015. Tendencias en la ISO0 (años 2000 - 2015) exhiben un incremento significativo durante enero, mayo, junio y agosto. La precipitación (pp) de abril a septiembre registró una negativa y significativa tendencia desde 1876, con reducciones significativas durante los meses de mayo, junio y julio. Entre 1981 - 2015, una significativa reducción ha sido registrada en la pp de abril a agosto. La ELA anual durante la PEH registró una elevación de 3775 m. Una menor elevación de la ELA fue identificada durante A.D 1640 - 1670 y 1800 - 1948. Contrariamente, una mayor elevación de la ELA fue identificada durante A.D 1550 - 1575. Propiedades espectrales de la ELA modelada indican significativas señales de entre 2 - 7 años de periodicidad, y también señales decadales a multi decadales. Significativas señales espectrales fueron también obtenidas con el primer modo de variabilidad de la SST región Niño 3.4. Además, correlaciones significativas fueron obtenidas entre la ELA anual y la SST en la región Pacífico. Se propone que la variabilidad de la SST del océano Pacífico fue el principal modulador de los cambios temporales de la ELA en los AM durante A.D 1500 - 1848.



*Dedico esta tesis a . . . mis hijos Rocío y Vicente, a mis padres y hermanas, a Mario Reyes.  
A Paula por su tremendo apoyo en todo momento. Dedico esta tesis también a la vida que  
me ha dado tanto en tan pocos años . . .*



# Agradecimientos

En una gran tarea el reconocer la ayuda brindada, la enseñanza y el conocimiento compartido por múltiples personas durante mis años de doctorado. Sin ellos, sumado al apoyo de mi familia y gracias a una beca ganada el año 2008 para desarrollar estudios en la Universidad de Göttingen en Alemania, no estaría escribiendo esta sección, y menos una tesis de doctorado. Mis años de doctorado son los años más bellos de mi vida ya que han nacido mis dos hijos durante este tiempo. Recordaré este periodo por el resto de mi vida.

En primer lugar me gustaría agradecer a mi profesor guía, James McPhee, quien me ha permitido desarrollar mis estudios de doctorado de una manera diferente, independiente, y que gracias esto, no solo me permitió aprender de él sino que de muchos otros científicos de alto nivel. Agradezco su apoyo brindado en todo momento respecto a las diferentes pasantías que hice en Europa, Estados Unidos, Canadá, y cursos internacionales sobre glaciología y clima en Sudamérica y Europa durante mi doctorado. Me gustaría también agradecer a Maisa Rojas y Esteban Sagredo por su ayuda brindada en orden de mejorar esta tesis doctoral y manuscrito aquí adjunto dentro del tercer capítulo. Me gustaría agradecer también el apoyo económico brindado por el Advanced Mining Technology Center (AMTC) de la U de Chile, quienes me apoyaron durante los primeros años de mi doctorado. También, me gustaría agradecer al Centro de Clima y Resiliencia (CR)2, oficina Valdivia - Universidad Austral de Chile, por darme un espacio para avanzar en esta tesis doctoral durante el año 2018.

Me gustaría agradecer explícitamente la ayuda brindada por las siguientes personas, su amistad, y el permitirme "hacer ciencia" y elaborar juntos más de una decena de manuscritos durante estos años. De ellos además he aprendido montones. Me gustaría agradecer a: compañeros del postgrado en Geología U de Chile por los excelentes momentos vividos, Marco Carengo, David Sauchyn, Antonio Lara, Ricardo Villalba, Daniel Melnick, Ariel Muñoz, Claudio Alvarez, Claudio Bravo, Martin Jacques, Mathias Vuille, René Garreaud, Isa Aguilera, Juan Carlos Aravena, Xavier Bodin, Valentina Flores, Carlos LeQuesne, Vicente Rozas, Mariano Morales, Duncan Christie, Daniela Comesaña y Cristian Morales por los innumerables mates conversados en casa. Me gustaría agradecer al laboratorio de Dendrocronología y Cambio Global de la Universidad Austral de Chile, y los muchos mates ya compartidos y por venir en el futuro. Sociedad Chilena de la Criósfera de la cual formo parte junto a un gran equipo de personas. Me gustaría agradecer también a mis suegros por su apoyo logístico con mis niños y cariño expresado todo este tiempo. Sin duda faltan muchas personas aquí, pero a todos ellos les agradezco también, y de todo corazón, su ayuda brindada durante este tiempo.



*”Ligna et lapides docebunt te, quod a magistris audire non possis”*  
*”Los árboles y las rocas te enseñaran lo que no puedes aprender de tus maestros”*  
(San Bernardo de Claraval)



# Tabla de Contenido

<b>1. Introducción general</b>	<b>1</b>
1.0.1. Objetivos e hipótesis . . . . .	3
1.0.2. Aspectos glaciológicos generales de los Andes Mediterráneos (AM) . .	3
1.0.3. Aspectos climatológicos generales de los AM . . . . .	5
1.0.4. Aspectos paleoclimáticos generales de los AM . . . . .	6
<b>2. Variaciones temporales de la temperatura, isoterma de 0°C y precipitación en los AM</b>	<b>11</b>
2.1. Metodología . . . . .	11
2.1.1. Temperatura . . . . .	11
2.1.2. Isoterma de 0°C . . . . .	14
2.1.3. Precipitación . . . . .	16
2.1.4. Resultados . . . . .	19
2.1.5. Discusión . . . . .	44
<b>3. La señal de la Pequeña Edad de Hielo en los Andes Mediterráneos de Chile y Argentina</b>	<b>84</b>
3.1. Descripción del capítulo . . . . .	84
<b>Conclusión</b>	<b>88</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>93</b>

# Índice de Tablas

2.1. Resumen de las estaciones meteorológicas de temperatura mínima, media y máxima utilizadas. . . . .	12
2.2. Resumen de las estaciones de precipitación histórica utilizadas. La columna $\bar{X}$ representa la precipitación media anual de cada estación (en mm), y en base al periodo 1925 - 2015 . . . . .	18
2.3. Resumen de las tendencias obtenidas para la temperatura media mensual considerando el periodo 1969 - 2016. La letra m representa la pendiente de la regresión lineal (R), pvalor R = probabilidad pendiente regresión lineal, TAU K = coeficiente Tau de Kendall, pvalor MK = probabilidad prueba de Mann-Kendall. Todos los p valores con $\cdot$ y $*$ presentaron una significancia estadística. $\cdot$ = $p$ -valor < 0,10, $*$ = $p$ -valor < 0,05, $**$ = $p$ -valor < 0,01, $***$ = $p$ -valor < 0,001. . . . .	19
2.4. Resumen de las tendencias obtenidas para la temperatura mínima mensual considerando el periodo 1980 - 2016. Todos los p valores con $\cdot$ y $*$ presentaron una significancia estadística. $\cdot$ = $p$ -valor < 0,10, $*$ = $p$ -valor < 0,05, $**$ = $p$ -valor < 0,01, $***$ = $p$ -valor < 0,001. . . .	22
2.5. Resumen de las tendencias obtenidas para la temperatura máxima mensual considerando el periodo 1962 - 2015. Todos los p valores con $\cdot$ y $*$ presentaron una significancia estadística. $\cdot$ = $p$ -valor < 0.10, $*$ = $p$ -valor < 0.05, $**$ = $p$ -valor < 0.01, $***$ = $p$ -valor < 0.001. . . .	25
2.6. Resumen de las tendencias mensuales de la elevación de la isoterma de 0°C durante el periodo 1958 - 2015. Las observaciones correspondieron a la radiosonda Quintero / Santo Domingo (ISO0 Obs), mientras que ISO0 NCAR es referido a la ISO0 obtenida en base al producto de re-análisis NCAR-NCEP. La letra m representa la pendiente de la regresión lineal (R), p = probabilidad pendiente regresión lineal, Tau = coeficiente Tau de Kendall, p MK = probabilidad prueba de Mann-Kendall. Todos los p valores con $\cdot$ y $*$ presentaron una significancia estadística. $\cdot$ = $p$ -valor < 0,10, $*$ = $p$ -valor < 0,05, $**$ = $p$ -valor < 0,01, $***$ = $p$ -valor < 0,001. . . . .	28

2.7.	Resumen de las tendencias mensuales de la isoterma de 0°C estimadas durante el periodo 2000 - 2015. Las observaciones correspondieron a la radiosonda Quintero / Santo Domingo (ISO0 obs), mientras que ISO0 NCAR es referido a los valores de la ISO0 obtenidos en base al producto de re-análisis NCAR-NCEP. La letra m representa la pendiente de la regresión lineal (R), p = probabilidad pendiente regresión lineal, Tau = coeficiente Tau de Kendall, p MK = probabilidad prueba de Mann-Kendall. Todos los p valores con · y * presentan una significancia estadística. · = $p$ -valor < 0,10, * = $p$ -valor < 0,05, ** = $p$ -valor < 0,01, *** = $p$ -valor < 0,001. . . . .	30
2.8.	Resumen de tendencias de la precipitación regional a escala mensual, y calculadas sobre el periodo 1876 - 2015. El código m es referido a la pendiente de la regresión lineal (R), p R = probabilidad pendiente regresión lineal, TAU MK = coeficiente Tau de Kendall, pvalor MK = Probabilidad prueba de Mann-Kendall. Todos los p valores con * presentaron una significancia estadística. · = $p$ -valor < 0,10, * = $p$ -valor < 0,05, ** = $p$ -valor < 0,01, *** = $p$ -valor < 0,001. . . . .	33
1.	Resumen de las 195 estaciones de precipitación utilizadas. El parámetro “código” es relativo a la Dirección General de Aguas DGA. El % sin datos es respecto al periodo 1980 - 2015. . . . .	100

# Índice de Ilustraciones

1.1.	Esquema de un glaciar de montaña en donde se identifican algunas de las variables que alteran su dinámica espacial y temporal . . . . .	4
1.2.	Esquema de los principales forzantes climáticos que influyen sobre la variabilidad del clima en los Andes mediterráneos (AM) a múltiples escalas temporales. . . . .	6
1.3.	Glaciar Universidad (34° 40'S, 70° 20'O), Andes Mediterráneos. Cortesía de Pablo Zenteno. . . . .	8
2.1.	(a). Distribución espacial de las estaciones de temperatura utilizadas. (b) Perfil longitudinal correspondiente a la latitud 33.5°S y basado en el modelo digital de elevación SRTM (90 x 90 m de resolución). La distribución altitudinal de las estaciones meteorológicas de temperatura utilizadas es mostrada mediante cuadrados. . . . .	13
2.2.	(a). Distribución espacial de las 195 estaciones meteorológicas de precipitación analizadas. (b) Histograma basado en las elevaciones de las 195 estaciones meteorológicas utilizadas. Más de un 75 % de las estaciones se encuentra entre los 0 y los 1000 m.s.n.m . . . . .	17
2.3.	(a - l). Resumen de la temperatura media del aire regional para cada mes del año (enero a diciembre). Las temperaturas están representadas en desvíos estandarizados respecto a la media (valores Z). La banda sombreada representa $\pm 1$ desviación estándar ( $\sigma$ ). . . . .	20
2.4.	a). Temperatura media del aire regional considerando los meses de invierno (junio a agosto), y en base al intervalo temporal 1969 - 2016. b) temperatura media regional considerando los meses de octubre a marzo (primavera y verano). c) Análogo a los paneles a y b, pero considerando la temperatura media del aire regional anual (enero a diciembre). Una línea representativa basada en un modelo de regresión lineal simple calculado para cada serie es mostrado en cada panel, y también los cambios significativos en la media temporal basado en la prueba de Mann-Whitney, y utilizando un 95 % de confianza estadística. En todas los paneles la banda de color sombreada representa $\pm 1$ desviación estándar. Los valores de temperatura han sido expresado en anomalías estandarizadas, donde el eje y representa las variaciones (desvíos estandarizados) respecto a la media. En la parte inferior de cada panel, la línea segmentada representa el número estaciones consideradas . . . . .	21

2.5.	(a - 1). Resumen de la temperatura mínima para cada mes del año (enero a diciembre). Las temperaturas están representadas en desvíos estandarizados respecto a la media (valores $Z$ ). La banda sombreada representa $\pm 1$ desviación estándar ( $\sigma$ ). . . . .	23
2.6.	(a). Temperatura mínima del aire considerando los meses de abril a mayo, y en base al periodo 1980 - 2016. (b) temperatura mínima media en base a los meses de octubre a marzo. (c) Análogo a los paneles a y b, pero considerando los meses de enero a diciembre (anual). Un modelo de regresión lineal simple es mostrado en cada panel, y también los cambios significativos en la media en base a la prueba de Mann-Whitney y utilizando un 95 % de confianza estadística. En todos los paneles, la banda de color sombreada representa $\pm 1$ desviación estándar ( $\sigma$ ). Los valores de temperatura han sido expresado en anomalías estandarizadas, donde el eje y representa las variaciones (desvíos estandarizados) respecto a la media. En la parte inferior de cada panel, la línea segmentada representa el número estaciones consideradas. . . . .	24
2.7.	(a - 1). Resumen de la temperaturas máxima para cada mes del año (enero a diciembre). Las temperaturas están representadas en desvíos estandarizados respecto a la media (valores $Z$ ). La banda sombreada representa $\pm 1$ desviación estándar ( $\sigma$ ). . . . .	26
2.8.	(a). Temperatura máxima media regional de abril a septiembre (otoño invierno) entre los años 1962 - 2015. (b) temperatura máxima media regional entre octubre a marzo (primavera verano). (c) Análogo a los paneles a y b, pero considerando la media de la temperatura máxima entre los meses de enero a diciembre (anual). Un modelo de regresión lineal simple con su respectiva recta es mostrado en cada panel, y también los cambios significativos en la media temporal en base a la prueba de Mann-Whitney, estimados con un 95 % de confianza estadística. En todos los paneles, la banda de color sombreada representa $\pm 1$ desviación estándar ( $\sigma$ ). Los valores de temperatura han sido expresado en anomalías estandarizadas, donde el eje y representa las variaciones (desvíos estandarizados) respecto a la media. En la parte inferior de cada panel, la línea segmentada representa el número estaciones consideradas. . . . .	27
2.9.	(a - 1). Variación temporal de la Isotherma de de $0^{\circ}\text{C}$ en base a las mediciones de Quintero/Santo Domingo (ISO0 obs) y el producto de re-análisis NCAR-NCEP (ISO0 NCAR). La media de la ISO0 obtenida es mostrada con su respectivo $\pm 1$ error estándar. La banda sombreada representa $\pm 1$ desviación estándar ( $\sigma$ ) en base a las observaciones. Las líneas segmentadas representan la media de la ISO0 obtenida en base a las observaciones y a los datos de re-análisis. . . . .	29

- 2.10. (a - l). Variación temporal en la elevación de la ISO0 durante el periodo 2000 - 2015. ISO0 Obs es referente a las observaciones e ISO0 NCAR es referida a la ISO0 obtenida mediante el producto de re-análisis NCAR-NCEP. Para ambas ISO0, la media de la ISO0 es mostrada con su respectivo color y  $\pm 1$  error estándar. La banda sombreada representa  $\pm 1$  desviación estándar ( $\sigma$ ) en base a las observaciones. Las líneas segmentadas de color azul y rojo representan la elevación media de la ISO0 Obs e ISO0 NCAR, respectivamente. La tendencia lineal mensual es mostrada con su respectivo color acorde a la ISO0 Obs e ISO0 NCAR. Los valores de correlación de Pearson son mostrados en la parte inferior izquierda de cada panel. . . . . 31
- 2.11. Variación temporal en la elevación de la ISO0 durante el periodo 1958 - 2015 para: a) junio - agosto, b) enero - marzo, y c) anual (enero - diciembre). El código ISO0 Obs es referente a las observaciones, mientras que ISO0 NCAR es referida a la ISO0 obtenida mediante los datos de re-análisis NCAR-NCEP. Para ambas ISO0, la media de la ISO0 es mostrada con su respectivo color y  $\pm 1$  error estándar. La banda sombreada representa  $\pm 1$  desviación estándar ( $\sigma$ ) en base a las observaciones. Las líneas segmentadas de color azul y rojo representan la elevación media de la ISO0 Obs e ISO0 NCAR, respectivamente. Los valores de correlación de Pearson son mostrados en la parte inferior izquierda de cada panel. . . . . 32
- 2.12. (a - f). Precipitación mensual de abril a septiembre. Los valores mensuales fueron previamente expresados en porcentaje respecto a una media calculada entre los años 1961 - 1990. En cada serie temporal mensual es mostrada la línea de tendencia basada en un modelo de regresión lineal. Además, un filtro Spline de 20 años ha sido agregado en orden de resaltar variaciones temporales decadales y multidecadales contenidas en las series temporales de precipitación mensual. . . . . 34
- 2.13. Ocurrencia de eventos extremos de sequía basado en el registro de precipitación histórica mensual de los meses a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto y f) septiembre. Todos los análisis fueron corridos utilizando el percentil 20 como umbral de sequía. Las barras verticales sobre el eje de las abscisas representa cada uno de los años bajo el umbral de sequía establecido. . . . . 36
- 2.14. Variación temporal de la precipitación histórica entre los meses de abril y septiembre. La línea de tendencia es referente a un modelo de regresión lineal simple. Un filtro Spline de 20 años ha sido aplicado para resaltar la variabilidad temporal decadal a multidecadal contenida en la serie temporal de precipitación. (b) Ocurrencia de eventos extremos de sequía basado en la serie temporal descrita en (a). Se ha utilizado el percentil 20 como umbral de sequía. . . . . 37

2.15. (a y d) Resumen de las estaciones de precipitación que presentaron cambios estadísticamente significativos en sus tendencias durante los meses de marzo y abril (P valor: < 0,10, < 0,05, < 0,01, < 0,001). Los paneles b y e representan los valores del Tau de Kendall acorde a las estaciones con tendencias significativas mostradas en los paneles a y d. Los paneles c y f representan los valores del estimador Teil-Sens de cada una de las estaciones que registró cambios significativos (panel d). La significancia estadística de las tendencias, los valores Tau de Kendall y Teil-Sens son mostrados para cada mes en las barras horizontales ubicadas en la parte inferior de los mapas correspondientes a cada método. . . . .	39
2.16. (a y d) Resumen de las esstaciones de precipitación de los meses de mayo y julio con tendencias significativas (P valor: < 0,10, < 0,05, < 0,01, < 0,001), en base a los análisis de Mann-Kendall y Teil-Sens. (b y e) Tau de Kendall basado en las estaciones que presentaron tendencias significativas mostradas en a. (c y f) Estimador Teil-Sens de las estaciones que registraron cambios significativos en sus tendencias resumidas en el panel d. La significancia estadística de las tendencias, los valores Tau de Kendall y Teil-Sens son mostrados para cada mes en las barras horizontales ubicadas en la parte inferior de los mapas. . . . .	42
2.17. (a y d) Resumen de las estaciones de precipitación acumulada entre los meses de abril - agosto con significancia estadística (P valor: < 0.10, < 0.05, < 0.01, < 0.001). Los paneles b y e resume las tendencias identificadas usando la prueba de Mann - Kendall, mientras que los paneles c y f representan las tendencias identificadas por el Estimador Teil-Sens. Los valores Tau de Kendall y Teil-Sens son mostrados para cada mes en las barras horizontales bajo los mapas. Los análisis han sido hechos en los periodos: 1981 - 2015 y 2001 - 2015	43
2.18. a) Campos de presión a nivel del mar promedio computado durante los meses de abril a agosto para el periodo 1981 - 2015, y b) 2001 - 2015. Los datos de presión a nivel del mar provienen del re-análisis NCAR-NCEP, y han sido obtenidos libremente desde la pagina <a href="http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.html">www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.html</a>	50
3.1. Estimación de la ELA utilizando la base de datos climática diaria CR2met de libre acceso en <a href="ftp://qhawayra2.dgf.uchile.cl/gridded_products/cr2met/">ftp://qhawayra2.dgf.uchile.cl/gridded_products/cr2met/</a> . La estimación se ha hecho sobre el dominio del glaciar Universidad (34.4° - 34.5°S, 70.1° - 70.3°O. La línea de color rojo es referida a la mediana de la elevación anual de la ELA, modelada, mientras que los puntos representan las ELAs inferidas por [13], y obtenidas mediante imagenes satelitales por [10], y mediciones dentro del glaciar llevadas a cabo por [39] . . . . .	87

2.	Mapa de correlaciones mensuales entre la serie regional de temperatura media del aire construida en base a un conjunto de estaciones meteorológicas y los datos grillados CR2 2018 para la misma variable climática. Para todos los meses del año el coeficiente de correlación de Pearson crítico fue de $r = \pm 0.412$ ( $p$ -valor $< 0,01$ ) . . . . .	105
3.	Mapa de correlaciones mensuales entre la serie regional de temperatura mínima construida en base a un conjunto de estaciones meteorológicas y los datos grillados CR2 2018 para la misma variable climática. Para todos los meses del año el coeficiente de correlación de Pearson crítico fue de $r = \pm 0.412$ ( $p$ -valor $< 0,01$ ) . . . . .	106
4.	Mapa de correlaciones mensuales entre la serie regional de temperatura máxima construida en base a un conjunto de estaciones meteorológicas y los datos grillados CR2 2018 para la misma variable climática. Para todos los meses del año el coeficiente de correlación de Pearson crítico fue de $r = \pm 0.42$ ( $p$ -valor $< 0,01$ ) . . . . .	107





# Capítulo 1

## Introducción general

La región extra-tropical de los Andes se encuentra distribuida entre los  $17^{\circ}$  -  $55^{\circ}$ S, y en ella existen aprox.  $23.000 \text{ km}^2$  de glaciares, que representan la mayor porción de hielo en el hemisferio sur excluyendo a la Antártida ([57]). Gracias a este extenso rango latitudinal y en compás a la variación altitudinal de los Andes que disminuyen su elevación en dirección norte - sur, es posible encontrar glaciares a una elevación de  $4500 \text{ m}$  en regiones como los Andes Mediterráneos (AM; glaciar Tapado, glaciar Yeso, glaciar Bello), ubicados entre las latitudes  $30^{\circ}$  -  $37^{\circ}$ S de Chile y Argentina. Dentro de los AM existen diversos cuerpos glaciares (e.g. glaciares cubiertos, glaciares de roca, glaciares de montaña, . . . ), destacándose los glaciares de montaña. Los glaciares de montaña son cuerpos de hielo altamente sensibles a las variaciones climáticas locales (precipitación y temperatura; [61]) y a la topografía ([60]). Dicha sensibilidad de los glaciares de montaña respecto al clima queda bien plasmada en su balance de masa o suma entre la acumulación y derretimiento por una unidad de tiempo. La acumulación se encuentra relacionada a los montos de agua precipitados, mientras el derretimiento o ablación están relacionados a las variaciones de la temperatura del aire y a la magnitud del intercambio radiativo con la atmósfera, que es recibida por la superficie de un glaciar ([16]). Las variaciones temporales en el balance de masa generan a su vez cambios en la elevación de la línea de equilibrio glaciar (ELA), o línea en la cual el balance de masa se hace igual a 0 (acumulación igual al derretimiento). Esta línea teórica expresa, en términos numéricos, una relación de equilibrio entre el glaciar y el medio ambiente. En el caso de Chile, gran parte de los estudios que se han desarrollado respecto al estudio de los glaciares se han concentrado en la Patagonia, y con foco en entender los cambios en el clima durante el Holoceno ( $\sim 11.700$  años atrás; [35]; [77]; [36]). En los AM, los estudios se han enfocado principalmente en identificar cambios en la superficie glaciar dentro de las principales cuencas hidrográficas como la cuenca del río Aconcagua ([7]), y la comparación de cambios en la superficie glaciar entre los años 1955 y 2014 ([44]). El uso de modelos glaciológicos, utilizados para evaluar cambios en el balance de masa y la ELA ante variaciones en el clima pasado, han sido escasamente usados en los AM. Dentro de este bajo número de estudios se destaca el estudio desarrollado por [49], quienes han podido reconstruir el balance de masa del glaciar Echaurren Norte desde el año 1909 mediante el uso de estaciones meteorológicas con amplio registro.

El uso de modelos climáticos de circulación global (GMCs), modelos numéricos que simulan

las condiciones climáticas pasadas y también futuras, permiten conocer, por ejemplo: cambios en el régimen de precipitaciones y temperatura superficial del aire pasadas a lo largo del globo durante el último milenio a una cierta latitud y longitud determinada. Esta fuente de información presenta una amplia utilidad en los modelos glaciológicos, ya que permiten modelar condiciones glaciológicas pasadas como la ELA.

La temperatura superficial del aire ha experimentado un incremento severo desde finales del siglo XX ([30]; [31]). Este incremento es aún mayor si se compara con las variaciones de la temperatura global ocurridas en al menos los últimos 1000 años ([47]). Dentro del último milenio la tierra ha experimentado dos periodos particulares, y los cuales han sido ampliamente documentados en el hemisferio Norte. Un intervalo cálido denominado "Anomalía Medieval Climática (MCA)" ha ocurrido entre los años 900 - 1300 ([9]), mientras que un periodo frío denominado La "Pequeña Edad del Hielo (PEH)" ha sido registrado entre los siglos XIV – XIX ([46]; [43]). En contraste al hemisferio Norte, en el hemisferio Sur existe una escasa documentación de estos periodos. No obstante, comprender los cambios experimentados por los glaciares de montaña durante la PEH es de amplia relevancia internacional. Durante este intervalo, muchos glaciares a nivel global presentaron su mayor extensión espacial en la PEH dentro de los últimos 1000 años ([68]; [27]). Las causas de este fenómeno son materia de debate dentro de la comunidad paleoclimática internacional, con algunas hipótesis que explicarían este intervalo, y relacionadas a una disminución en la actividad solar entre los años 1600 - 1700 ([40]). No obstante, preguntas tales como: ¿ Todos los glaciares de montaña a escala global retrocedieron y avanzaron durante los mismos años y de manera sincrónica durante la PEH ?, aún no tienen una respuesta concreta. Por otro lado, la evolución temporal en la temperatura del aire ha mostrado diferencias entre ambos hemisferios durante los últimos 1000 años ([58]). Esta inferencia ha sido en base a reconstrucciones climáticas y evaluación de simulaciones de GCMs . Este resultado permite generar hipótesis tales como: "La señal de la PEH podrían no haberse presentado en el balance de masa de los glaciares de montaña de los AM, y su variación temporal se debió a la acción de forzantes climáticos de escala global como El Niño Oscilación del Sur (ENSO)".

En la actualidad, diversos estudios han evidenciado una pérdida de masa en los glaciares de montaña y de su volumen de hielo. Estos cambios han sido identificados en glaciares de montaña a escala global ([59]; [37]; [31]), en los Andes Tropicales ([71]) y también en los Andes extra-tropicales o Mediterráneos de Chile y Argentina ([7]; [50]; [49]). En adición, se han identificado significativos incrementos en la temperatura media anual y estacional durante 1976 - 2005 [22], una disminución de las precipitaciones [69, 23, 85], y un incremento de la Isotherma de 0°C durante el periodo 1975 - 2001 [13]. No obstante, aún se desconocen las tendencias mensuales de dichas variables que son primordiales en el balance de masa glaciar superficial, si consideramos que la acumulación ocurre en los meses invernales, mientras que el derretimiento ocurre en los meses de verano. En este contexto, identificar los cambios temporales a escala mensual en dichas variables climáticas se vuelve relevante, ya que permitiría dar luces de la respuesta de los glaciares de montaña en un futuro cercano. A pesar de la relevancia de estas variables para comprender el comportamiento de los glaciares de montaña, una evaluación en conjunto no ha sido desarrollada a la fecha. Comprender los cambios en el régimen de precipitaciones, temperatura del aire y altura de la isoterma de 0C, se vuelve aún más relevante en regiones densamente pobladas y de condiciones climáticas semi áridas como los AM, donde el abastecimiento de agua fresca para la población depende estrechamente de

las precipitaciones.

### 1.0.1. Objetivos e hipótesis

#### Objetivos

El objetivo central de esta tesis doctoral es el estudio de la elevación de la línea de equilibrio ELA en los Andes mediterráneos de Chile y Argentina durante los años 1500 - 1848. Además, esta tesis tiene como objetivo estudiar las tendencias de las variables climáticas que influyen de manera directa sobre el balance de masa de los glaciares de montaña, durante el siglo XX y principios del siglo XXI.

Los objetivos específicos que tiene esta tesis son los siguientes:

1. Determinar los cambios mensuales en las tendencias de la temperatura media del aire, mínima y máxima en los Andes mediterráneos durante las últimas décadas, y en base a observaciones meteorológicas.
2. Determinar los cambios mensuales en la isoterma de 0°C para los Andes mediterráneos desde la segunda mitad del siglo XX al presente.
3. Determinar las tendencias de la precipitación a escala mensual en los Andes mediterráneos desde mediados del siglo XIX y mediados del siglo XX.
4. Determinar la elevación de la línea de equilibrio glaciar durante los años 1500 - 1848 en la región de los Andes mediterráneos.
5. Entender la importancia relativa de la temperatura y precipitación en la variación de la ELA.

#### Hipótesis de trabajo

En esta tesis doctoral se plantean dos hipótesis de trabajo presentadas a continuación:

- *Hipótesis capítulo 1:* La variación temporal de la línea de equilibrio altitudinal ha sido influenciada por cambios temporales en la Temperatura Superficial del Mar (SST) durante “La Pequeña Edad de Hielo” (años 1500 - 1848).
- *Hipótesis capítulo 2:* Las variables climáticas que afectan directamente el balance de masa glaciar superficial han presentado cambios estadísticamente significativos en sus tendencias durante el siglo XX y principios del siglo XXI.

### 1.0.2. Aspectos glaciológicos generales de los Andes Mediterráneos (AM)

Los glaciares de montaña interactúan con diferentes elementos del sistema terrestre, por ejemplo la atmósfera y el ciclo hidrológico ([5]). Estas interacciones generan una dinámica y

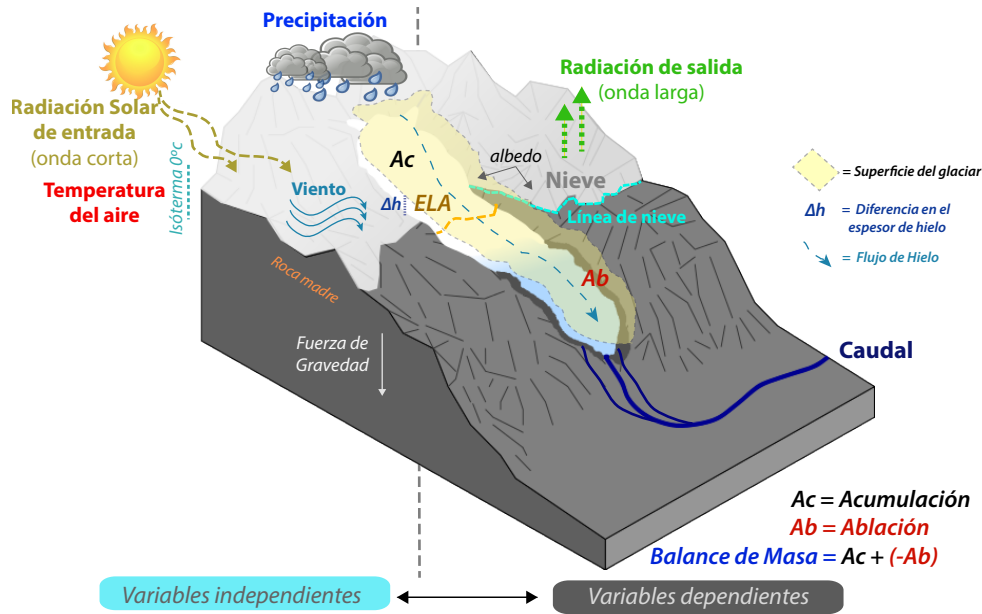


Figura 1.1: Esquema de un glaciar de montaña en donde se identifican algunas de las variables que alteran su dinámica espacial y temporal

respuesta glaciar a múltiples escalas de tiempo. Los glaciares de montaña han mostrado ser altamente sensibles a las fluctuaciones en el clima, respondiendo a la variabilidad temporal de la temperatura y de las precipitaciones ([61]). El balance de masa glaciar, es decir, la suma entre la acumulación y el derretimiento o ablación dependen estrechamente de las condiciones climáticas locales ([16]). Esto se traduce dentro del glaciar en cambios en la elevación de su línea de equilibrio altitudinal, y mecanismos de avance y retroceso espacial debido a variaciones en su longitud y espesor del hielo. Pero, no solamente el clima a través de la precipitación y temperatura del aire fuerzan la dinámica de los glaciares a través del tiempo. Existen además otros factores de control como lo son la topografía y la fuerza de gravedad que altera la cantidad de masa que acumula y/o que se derrite en un glaciar dado un intervalo temporal (*e.g.* mes, semestre, años, décadas; Figura 1.1). Esta cantidad o “Balance” de masa de nieve/hielo que se acumula/derrite sobre los glaciares generan variaciones temporales en su espesor del hielo, los cuales son traducidos en un adelgazamiento o bien en un engrosamiento. Por otro lado, la superficie de un glaciar se encuentra expuesta a un intercambio energético con la atmósfera terrestre, originando el desarrollo de procesos dinámicos de derretimiento y/o recongelamiento de la superficie ([16]). Las variables que juegan un rol fundamental en este “balance energético” son: la temperatura del aire, la radiación de onda corta, el albedo de la superficie, y los flujos de calor latente y sensible.

En los Andes mediterráneos (AM), la superficie de los glaciares de montaña llega a 902,9 km<sup>2</sup>. Este valor es considerando la superficie glaciar de las regiones: Coquimbo, Valparaíso, Metropolitana, O’higgins y Maule ([84]). Según estos autores, la región metropolitana presenta la mayor superficie glaciar con 388,3 km<sup>2</sup>. Los glaciares juegan un rol primordial en la continuidad de la escorrentía superficial en regiones con condiciones semi-áridas, como lo es la región de los AM. El aporte de los glaciares de montaña se incrementa bajo condiciones secas, llegando a contribuir hasta un 70% del caudal estival ([63]). A pesar de de la importancia

hidrológica que tienen los glaciares de montaña en regiones como los AM, un generalizado retroceso ha sido observado durante el siglo XX en esta región ([7]; [41], [50]). No obstante, estos retrocesos glaciares han mostrado una tendencia mayor durante la segunda mitad del siglo XX, en comparación a la primera parte del siglo XX. Esta aseveración ha sido bien documentada por ([49]), quienes han reconstruido el balance de masa del Glaciar Echaurren Norte desde el año 1909. La particularidad de este glaciar que se ubica en los AM ( $\sim 33,5^\circ\text{S}$ ) radica en su registro extenso de balance de masa con mediciones desde el año 1976, lo cual lo convierte en el glaciar con el registro más extenso de Sudamérica.

A pesar de que existe una amplia literatura respecto al retroceso y pérdida de masa de los glaciares en muchas regiones del mundo, existen respuestas relevantes que aún son materia de discusión en la comunidad glaciológica internacional. Una pregunta clave es : ¿En qué magnitud y sentido los cambios en los glaciares son indicadores de variaciones en el clima?. Autores como [74] destacan la importancia de diferenciar la respuesta de los glaciares en un contexto temporal de largo plazo asociado por ejemplo al cambio climático, y una respuesta a la variabilidad climática natural. Una buena diferenciación entre estos dos factores podría mejorar interpretaciones acerca de las variaciones pasadas, y una atribución correcta a los cambios actuales. Este punto se vuelve relevante si se quiere tratar de explicar los cambios temporales documentados para los glaciares localizados en los AM a través de variables climáticas que afectan su balance de masa, por ejemplo: la precipitación y la temperatura media del aire.

### 1.0.3. Aspectos climatológicos generales de los AM

El clima de los AM obedece en términos generales a una condición mediterránea, es decir, una concentración de las precipitaciones en los meses de invierno (*e.g.* mayo - agosto) y una marcada condición estival seca ([53]). Estudios realizados por [1] y [54] han documentado que la variabilidad interanual del régimen de precipitaciones en la región varía en concordancia con la posición del Anticiclón Subtropical del Pacífico y la actividad de El Niño Oscilación del Sur (ENSO). Bajo una fase cálida de ENSO (condiciones El Niño), se registran valores sobre el promedio en las precipitaciones invernales, mientras que bajo una fase fría (condiciones La Niña) se registran montos de precipitaciones invernales bajo la media. La influencia de la actividad ENSO parece ser heterogénea dentro de los AM y modula en mayor medida la variabilidad hidroclimática al norte de los  $34^\circ\text{S}$ , en contraste al sur de dicha latitud, que además ha mostrado tener una mayor influencia de la Oscilación Inter-Decadal del Pacífico (IPO). Esta relación ha sido mayormente observada posterior al año 1975 ([85]). Adicionalmente a estos forzantes climáticos de escala global, la precipitación en los AM ha mostrado coherencias con variaciones decadales de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO; [51]; [25]). No obstante, variaciones de la precipitación en La Serena y Ovalle (AM), han mostrado estar relacionadas con mecanismos climáticos de alta latitud como el Modo Anular del Sur o AAO ([81]). Un esquema de los forzantes climáticos que influyen sobre la variabilidad en el clima de los AM a diferentes escalas temporales es mostrada en la Figura 1.2.

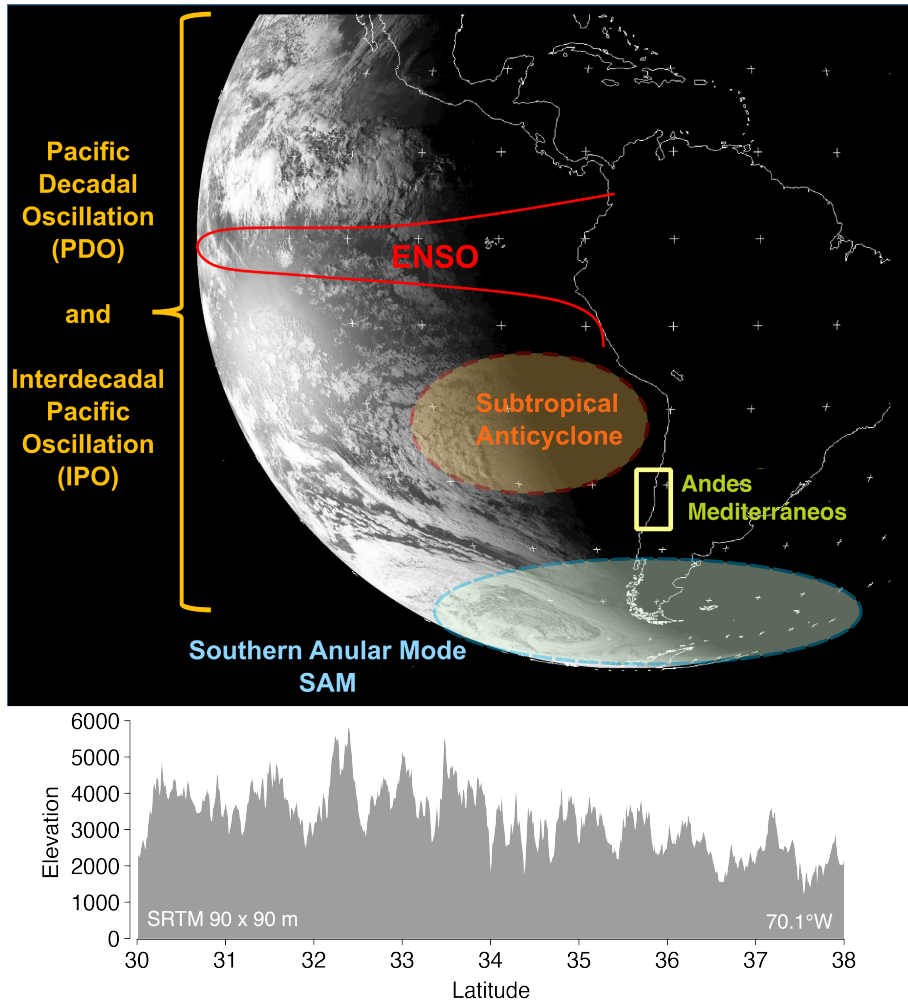


Figura 1.2: Esquema de los principales forzantes climáticos que influyen sobre la variabilidad del clima en los Andes mediterráneos (AM) a múltiples escalas temporales.

#### 1.0.4. Aspectos paleoclimáticos generales de los AM

El clima del último milenio ( $\sim$  años 1000 - 1850; Holoceno tardío) ha presentado cambios sustanciales a nivel global, especialmente desde el comienzo de la revolución industrial a mediados del siglo XIX, con un severo incremento de la temperatura global (*ver* [46]). Sin embargo, cuando se compara la evolución de la temperatura dentro de los años 1000 - 2000, [58] han observado que las variaciones de la temperatura del aire parece ser menos extremas en el hemisferio sur, en terminos de amplitud, si se comparan con reconstrucciones en base a proxies climáticos y simulaciones climáticas. Desde un punto de vista paleoclimático, comprender las variaciones paleoclimáticas del último milenio tiene un interés mundial debido a la existencia de intervalos temporales climaticamente anómalos como: el Periodo Cálido Medieval (MCA; aprox. años 900 - 1300), y la Pequeña Edad del Hielo (PEH; aprox. años 1500 - 1848).

La evidencia de la PEH es extensa en el hemisferio norte, donde en muchos valles glacia-

res de los Alpes y en Escandinavia, morrenas laterales y terminales registran un avance máximo hasta finales del siglo XIX ([26]). Las causas que originaron este intervalo de interés paleoclimático global son aun materia de discusión en la comunidad científica internacional. Dentro de las hipótesis, el origen de este periodo pudo estar dado por: i) una reducción de la irradiancia solar ([19]; [67]; [83]), ii) cambios en la circulación termohalina ([11]; [18]), y iii) actividad volcánica ([62]; [28]). Sin embargo, ([8]) y ([58]) han observado que este “enfriamiento” no ocurrió sincrónicamente entre ambos hemisferios, además de existir diversos pulsos o intervalos fríos y cálidos dentro de dicho periodo. Evidencias de esta asincronía en el hemisferio sur han sido registradas mediante la disminución de temperatura observada gracias a los estudios del testigo de hielo de “Quelccaya” en Perú ([79]). En los Andes tropicales de Bolivia, estudios desarrollados por Rabateletal2008 han registrado un intervalo máximo frío a mediados del siglo XVII tras utilizar “Liquenometría” como testigo climático. La información de los líquenes fue extraída de las morrenas del glaciar “Charquini Sur” localizado en la Cordillera Real. En los Andes Mediterráneos existe una escasa evidencia de que este periodo haya tenido una señal similar a lo registrado en el resto del globo. Los reducidos estudios paleoclimáticos que se han desarrollado, y que se basan en sedimentos lacustres ([17]) y anillos de crecimiento de árboles ([42]), no muestran una clara evidencia de disminución en la temperatura y un incremento/descenso de las precipitaciones, respectivamente. Más aún, la alta resolución temporal dada por la reconstrucción de la precipitación para la ciudad de Santiago, basada en anillos de crecimiento muestra una fuerte modulación decadal a multi-decadal de la precipitación ([41]). No obstante, trabajos recientes han determinado que la variabilidad hidroclimática en los AM está fuertemente influenciada por variaciones decadales que ocurren en el Océano Pacífico ([51];[69]; [85]).





Figura 1.3: Glaciar Universidad ( $34^{\circ} 40'S$ ,  $70^{\circ} 20'O$ ), Andes Mediterráneas. Cortesía de Pablo Zenteno.





# Capítulo 2

## Variaciones temporales de la temperatura, isoterma de 0°C y precipitación en los AM

### 2.1. Metodología

#### 2.1.1. Temperatura

Para evaluar los cambios temporales de la temperatura del aire se consideraron las mediciones de temperatura media ( $T_{as}$ ), temperatura mínima ( $T_{min}$ ) y máxima ( $T_{max}$ ) de las estaciones meteorológicas resumidas en la Tabla 2.1. En primer lugar, se hizo una evaluación de la intercorrelación o correlación media de Pearson entre dichas estaciones sobre su registro anual promedio entre los meses de enero a diciembre), y expresado en anomalías estandarizadas respecto a los periodos: 1969 - 2016, 1980 - 2016 y 1962 - 2015, respectivamente. Las estaciones meteorológicas utilizadas para formar dichas series regionales presentaron una intercorrelación estadísticamente significativa en el periodo utilizado ( $p$ -valor  $< 0.05$ ). El análisis de las temperaturas fue evaluado a nivel mensual y estacional utilizando una combinación de meses del año, y anual considerando los meses de enero a diciembre. Importante es mencionar que se hizo una exploración exhaustiva de las tendencias en las temperaturas para hacer combinaciones de meses entre otoño e invierno y primavera y verano. Las estaciones meteorológicas de donde se extrajeron los registros de temperatura corresponden a los registros oficiales que maneja: la Dirección General de Aguas (DGA) y Dirección Meteorológica de Chile (DMC). No obstante y gracias al trabajo de compilación de dicha información hecho por el Centro de Clima y Resiliencia (CR)<sup>2</sup>, se han utilizado los datos compilados por dicho centro. Los archivos utilizados fueron: `cr2_tasAmon_2017.zip` ( $T_{as}$ ), `cr2_tasminAmon_2017.zip` ( $T_{min}$ ) y `cr2_tasmaxAmon_2017.zip` ( $T_{max}$ ), Todos estos archivos son de libre descarga y se encuentran disponibles en la pagina web del CR2: [www.cr2.cl](http://www.cr2.cl).

Tabla 2.1: Resumen de las estaciones meteorológicas de temperatura mínima, media y máxima utilizadas.

Nombre	Código	Fuente	Elevación (m)	Latitud	Longitud	inicio	Variables
La Ortiga	LOR	DGA	1560	30,19	70,48	1979	Tas,Tmax
Emb. La Laguna	LLA	DGA	3160	30,20	70,04	1976	Tas,Tmin
Hurtado	HUR	DGA	1100	30,29	70,70	1979	Tmax
C. Vega Negra	CVN	DGA	3600	30,90	70,52	1999	Tmin
Las Ramadas	LRA	DGA	1380	31,02	70,59	1968	Tmax
La Tranquilla	LTR	DGA	1000	31,90	70,67	1962	Tmin,Tmax
El Soldado	ESO	DGA	3290	32,01	70,32	2000	Tmin
Vilcuya	VIL	DGA	1100	32,86	70,47	1964	Tmax
C. Calán	CCA	DGA	848	33,40	70,54	1978	Tas
Stgo Q Normal	QUI	DMC	527	33,45	70,68	1969	Tas
Emb. El Yeso	EYE	DGA	2475	33,68	70,09	1962	Tas,Tmin,Tmax

La distribución espacial de las estaciones de temperatura utilizadas es representada en la Figura 2.1a. Exceptuando las estaciones CCA y QUI, las estaciones de temperatura utilizadas se distribuyen entre los 1000 a 3600 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m; Figura 2.1b).

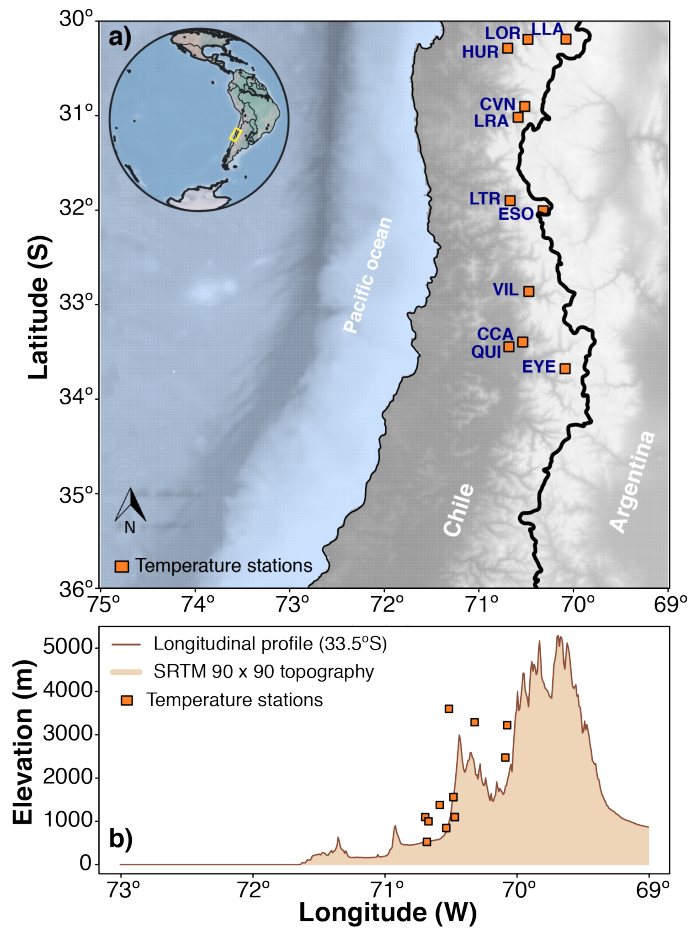


Figura 2.1: (a). Distribución espacial de las estaciones de temperatura utilizadas. (b) Perfil longitudinal correspondiente a la latitud  $33.5^{\circ}\text{S}$  y basado en el modelo digital de elevación SRTM (90 x 90 m de resolución). La distribución altitudinal de las estaciones meteorológicas de temperatura utilizadas es mostrada mediante cuadrados.

Las tendencias lineales de la temperatura fueron evaluadas mediante dos métodos. Un primer método correspondió a una regresión lineal simple, en donde se estudió la pendiente de la recta (m). El segundo método utilizado correspondió a la prueba estadística no paramétrica de Mann-Kendall (MK; [45]; [38]). Esta prueba permite evaluar la tendencia de una serie temporal, considerando valor por valor, y asignando valores positivos (negativos) acorde a si el número antecesor es mayor o menor que el valor actual. Esta prueba estadística robusta ha sido ampliamente usada para evaluar tendencias lineales en series temporales ambientales ([29]). La prueba de MK se utilizó través del paquete estadístico “Kendall” ([52]) desarrollado para el software de código abierto R - Project ([70]).

### 2.1.2. Isoterma de 0°C

Para evaluar los cambios temporales de la isoterma 0°C (ISO0) se utilizó la información colectada a través de los globos meteorológicos que se envían a las 00:00 y 12:00 hrs en la estación Quintero / Santo Domingo (32°84'70"S, 71°83'30"O), la que se encuentra a 8 m.s.n.m. De estas dos mediciones diarias, se consideró solo las mediciones del perfil de temperaturas hechas a las 12:00 del día. El registro de la ISO0 utilizada fue obtenido desde un repositorio global de radiosondas y de libre acceso en la pagina web: [www.ncdc.noaa.gov/data-access/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive](http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive). En Chile, las mediciones de radiosondas comenzaron el año 1958, año declarado como el “año geofísico internacional”. Por otro lado, en Chile existen 4 lugares donde se realizan lanzamientos de globos meteorológicos para obtener mediciones de la temperatura a diferentes niveles de la atmósfera. Los lanzamientos son generados en las estaciones de Antofagasta, Puerto Montt y Punta Arenas. Lo anterior, demuestra el amplio vacío geográfico existente en muchas localidades de Chile. El registro de Quintero / Santo Domingo utilizado presenta una serie de meses donde no hay información, situación que fue solucionada empleando un relleno simple de datos en base a la media calculada durante el intervalo 1958 - 2015. El porcentaje de datos faltantes fue de 11.35 %. Las medidas de temperatura obtenidas a diferentes elevaciones en un perfil vertical, fueron transformadas a elevación sobre el nivel del mar utilizando la ecuación hipsométrica basada en ([82]). La ecuación 2.1 describe dicha relación, donde  $Z_2$  y  $Z_1$  representan las alturas geopotenciales a dos niveles de la atmósfera,  $\bar{H}$  es la altura máxima igual a 8000 m. Las variables  $p_1$  y  $p_2$  representan la presión atmosférica (en hPa) a los niveles  $Z_1$  y  $Z_2$ , respectivamente.

$$Z_2 - Z_1 = \bar{H} \cdot \ln \left( \frac{p_1}{p_2} \right) \quad (2.1)$$

Posteriormente, la altura de la ISO0 fue obtenida a través de una regresión lineal simple aplicada sobre la información diaria. Esta regresión se ha basado en la altura geopotencial (variable independiente) y temperatura (variable dependiente). Una vez obtenida la ISO0 diaria, se consideró el registro mensual de ISO0 basado en la media de ISO0 diarias.

A modo de contrarrestar la falta de información en las observaciones de la radiosonda de Quintero / Santo Domingo (11.35 %), se utilizó información proveniente del proyecto de re-análisis NCAR-NCEP ([34]). Se consideraron las grillas con latitud y centro en los 30°, 32,5° y 35°S. El objetivo de utilizar estos datos fue comparar ambos registros en intervalos de tras-lape de información. Los datos de re-análisis fueron también evaluados a una escala temporal diaria durante el periodo 1858 - 2015, y fueron considerados 11 niveles de la atmósfera (400 hPa a 10 hPa). Los niveles de la atmósfera fueron también transformados a una elevación sobre el nivel del mar utilizando la ecuación 2.1).

La altura de la ISO0 del producto NCAR-NCEP fue obtenida a través de una regresión lineal simple basada en los datos de temperatura del aire versus las diferentes alturas geopotenciales a escala diaria. De esta manera se estimó una elevación promedio de la ISO0 para cada mes del año durante el periodo 1958 - 2015. En el caso de los datos observados, se estimó

la ISO0 utilizando 8 niveles de atmósfera (850 a 100 hPa).

Las tendencias de la ISO0 fueron evaluadas en dos periodos: 1958 - 2015 y 2000 - 2015. En adición, se analizó los cambios a escala mensual, estacional y anual considerando el año desde enero a diciembre. Los métodos utilizados para identificar tendencias fueron análogos a los utilizados para evaluar cambios en la temperatura del aire. Los métodos fueron: i) el estudio de la pendiente obtenida desde un modelo de regresión lineal simple, y ii) la prueba no paramétrica de Mann-Kendall. Ambos análisis fueron computados en el software estadístico R.



### 2.1.3. Precipitación

Para identificar cambios temporales recientes en la precipitación de los AM se ha utilizado un total de 195 estaciones meteorológicas. La distribución espacial que presentan estas estaciones es mostrada en la Figura 2.2. Estas estaciones se encuentran en general distribuidas en un rango de elevación que va entre los 0 a 1000 m.s.n.m. Cabe mencionar que este conjunto de estaciones meteorológicas fue elegido debido a su bajo porcentaje de datos faltantes ( $\leq 15\%$  respecto al periodo 1980 - 2015).

La evaluación de las tendencias en las precipitaciones se focalizó en tres periodos: 1981 - 2015, 1991 - 2015 y 2001 - 2015. El análisis de las tendencias fue hecho en base a dos métodos: i) la prueba de Mann - Kendall, y ii) el método de la pendiente Sens ([66]). El método de la pendiente Sens, es también una prueba no paramétrica y considera la mediana de las pendientes obtenidas desde regresiones lineales simples. Una exhaustiva descripción de ambos métodos estadísticos no paramétricos se encuentra libremente disponible en el paquete "trends" disponible para el software R. Las tendencias fueron evaluadas a nivel mensual y utilizando combinaciones de meses entre marzo a septiembre. Dichos meses fueron considerados debido a que la precipitación en los AM se concentra entre mayo a septiembre, con algunos eventos de precipitación registrados en marzo y abril. No obstante, más de un 75% de las precipitación total anual se encuentra concentrada entre los meses de invierno. Por ejemplo, en la estación Santiago Quinta Normal considerando el periodo 1980 - 2015 (*ver* [25]). El detalle de las 195 estaciones utilizadas es presentado en la sección Apéndice.

En adición a estas 195 estaciones de precipitación analizadas, y debido a la existencia de información previa al año 1980, se utilizaron registros de precipitación histórica dentro de los AM. Gracias a esta información, se evaluaron las tendencias en la precipitación desde finales del siglo XIX al presente. Las estaciones de precipitación histórica cubren en su mayoría el periodo 1925 - 2015, no obstante existen estaciones con un registro previo al año 1900, como por ejemplo: La Serena, Valparaíso y Santiago. Estos registros presentan gran utilidad ya que permiten estudiar variaciones temporales en un contexto de largo plazo (*e.g.* décadas a multi-décadas). Un ejemplo de ello es la precipitación registrada en la estación Quinta Normal de Santiago de Chile, registro que comenzó en 1866 y que ha mostrado una coherencia con intervalos cálidos (fríos) asociados a variabilidad decadal ocurrida en la temperatura de superficie del mar (SST) expresada por el índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO; [25]). Las estaciones de precipitación históricas analizadas son resumidas en la Tabla 2.2.

Aunque la evaluación de la tendencia de las precipitaciones a escala secular sea una interesante pregunta a responder desde un punto de vista hidroclimático, existen algunos puntos a considerar. En series climáticas que presentan una fuerte variabilidad temporal interanual y/o interdecadal asociados a forzantes climáticos que actúan a dichas escalas temporales (*e.g.* ENSO y PDO), la evaluación de las tendencias lineales puede enmascarar diferentes procesos y por ende una interpretación errónea. Este problema se debe principalmente a la dependencia que presenta la tendencia lineal dentro del intervalo temporal en donde se evalúa. En base a lo anterior, se ha empleado un método de estimación de Kernel a modo de evaluar el comportamiento de valores extremos. En este sentido, se evaluó la ocurrencia de eventos extremos asociados a condiciones de menor pluviosidad o sequía. Se determinó la probabilidad o ocurrencia de tener intervalos secos a lo largo del siglo XX, y considerando un valor umbral

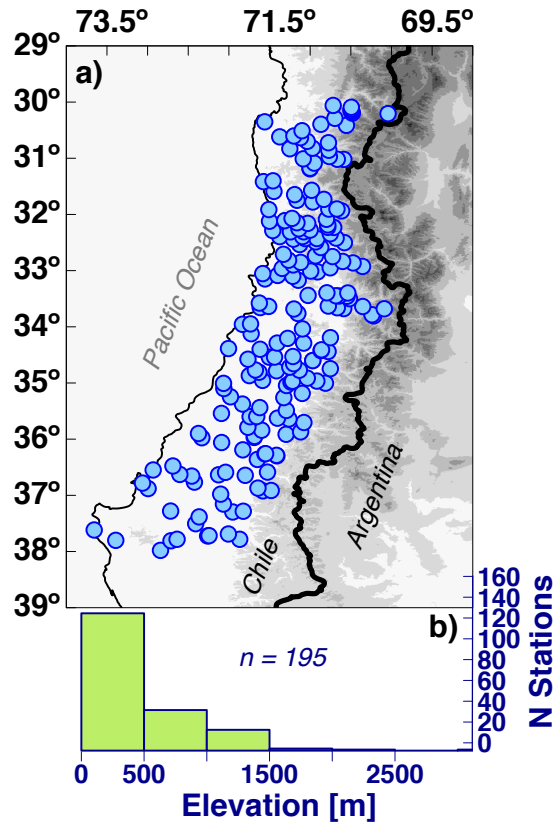


Figura 2.2: (a). Distribución espacial de las 195 estaciones meteorológicas de precipitación analizadas. (b) Histograma basado en las elevaciones de las 195 estaciones meteorológicas utilizadas. Más de un 75 % de las estaciones se encuentra entre los 0 y los 1000 m.s.n.m

$\leq$  al percentil 20 (P20). La tasa de ocurrencia basado en el método de Kernel es un método no paramétrico desarrollado por [20], que permite detectar tendencias no lineales en una serie de eventos estocásticos y permite una suavización más realista de eventos extremos como la sequía. Se empleó una función gaussiana y un ancho de banda igual a 15 años para una mejor eficiencia en el proceso de suavización. Un mayor detalle de esta técnica es encontrada en [55]. En adición a la estimación de la tasa de ocurrencia, se calculó una banda de confianza a un  $p$ -valor  $< 0.05$  mediante 1000 simulaciones vía el método “Bootstrap”. La estimación de una banda de confianza se hizo para representar los cambios temporales en la varianza ([15]). El uso de este método ha sido llevado a cabo por diversos autores. Por ejemplo, para evaluar inundaciones en ríos de Portugal ([78]), y eventos de paleo-sequías en Chile Centro Sur ([14]; [56]). El cálculo de la tasa de ocurrencia de sequías y banda de confianza se ha hecho utilizando el paquete estadístico “Paleofire” ([6]), el cual trabaja dentro del software R.

Diversos autores describen una fuerte similitud en la variabilidad temporal de las precipitaciones en Chile Central durante el año ([51]; [85]). Basado en dichos estudios previos y en una estimación de las correlaciones calculadas entre las estaciones de precipitación histórica descritas en la Tabla 2.2 considerando los años 1925 - 2015 a escala anual (enero - diciembre;  $r$  promedio = 0.8), se utilizó una serie regional de precipitación. Esta serie temporal es repre-

Tabla 2.2: Resumen de las estaciones de precipitación histórica utilizadas. La columna  $\bar{X}$  representa la precipitación media anual de cada estación (en mm), y en base al periodo 1925 - 2015

Nombre	Fuente	Elevación (m)	Lat	Lon	Periodo	$\bar{X}$ (mm)
La Serena	DMC	142	29,9	71,2	1869-2015	91,8
Punta Tortuga	DIRECTEMAR	25	29,95	71,36	1899-2015	94
Rivadavia	DMC	820	29,96	70,58	1916-2015	105,2
Vicuña	DMC	600	30,03	70,73	1918-2015	113,8
Ovalle	DMC	220	30,6	71,2	1897-2015	118,5
Combarbalá	DMC	904	32,18	71	1918-2015	227,3
Puerto Oscuro	DMC		31,41	71,58	1910-2015	180,9
La Ligua	DMC	58	32,45	71,26	1912-2015	330,3
Catapilco	DGA	95	32,56	71,3	1924-2015	370,9
Los Andes	DGA	816	32,83	70,6	1913-2015	275,6
Limache	DMC	120	33,01	71,3	1912-2015	419,3
Valparaíso	DIRECTEMAR	41	33,01	71,63	1869-2015	390,3
Peñuelas	DGA	360	33,23	71,55	1915-2015	632
Santiago	DGA	520	33,43	70,68	1866-2015	326,6
La Obra del Maipo	DMC	799	33,58	70,5	1912-2015	636,8
Barahona-Teniente	DMC	2134	34,08	70,36	1912-2015	951,8
Rancagua	DGA	500	34,16	70,75	1910-2015	427,2
Coya	DMC	785	34,2	70,55	1922-2015	712,8
San Fernando	DGA	350	34,58	71	1910-2015	725,9
Pumanque	DMC	112	34,61	71,66	1924-2015	616,2
Lolol	DMC	170	34,75	71,66	1918-2015	732,7
Talca	DGA	100	35,41	71,66	1907-2015	664
Linares	DGA	137	35,83	71,6	1925-2015	929,2
Cauquenes	DMC	142	35,96	71,33	1918-2015	671,6
Parral	DGA	170	36,15	71,83	1919-2015	1012,5
San Carlos	DGA	172	36,41	71,91	1918-2015	1153,8
Chillán	DGA	124	36,56	72,03	1914-2015	1042,3
Concepción	DGA	12	36,76	73,05	1876-2015	1188,1

sentativa de las condiciones de pluviosidad que ocurren anualmente entre los 30° a los 37°S. Cada estación fue previamente normalizada respecto a su variación porcentual en relación a su media estimada entre los años 1925 - 2015. De esta manera, se eliminan posibles errores asociados a la amplitud de los montos de precipitación entre estaciones que se encuentran en el límite norte y el límite sur de los AM.

## 2.1.4. Resultados

### Temperatura

Temperatura media del aire

A pesar de la escasez de registros continuos de temperatura para los AM, se logró generar una registro regional de temperatura media del aire abarcando el periodo 1969 - 2016. Las estaciones meteorológicas consideradas para construir la serie regional de temperatura media fueron: LOR, LLA, CCA, QUI y EYE. A pesar del bajo valor de correlación obtenido, estas estaciones registraron una intercorrelación significativa a escala anual ( $r = 0.343$ ;  $p$ -valor  $< 0.05$ ). Cabe mencionar que la estación meteorológica Santiago Quinta Normal (QUI) fue la única estación utilizada con una elevación bajo los 1000 m.

Una tendencia positiva ha sido observada en la temperatura media regional a escala mensual, estacional y anual. Tendencias positivas y estadísticamente significativas han sido observadas en todos los meses del año durante el periodo 1969 - 2016, excepto en los meses de abril, mayo, junio y diciembre (Tabla 2.3). En adición, estos incrementos registrados llegan a tener una mayor significancia estadística en los meses de febrero y marzo, ambos meses con un incremento positivo y significativo a un  $p$ -valor  $< 0.001$ .

Tabla 2.3: Resumen de las tendencias obtenidas para la temperatura media mensual considerando el periodo 1969 - 2016. La letra m representa la pendiente de la regresión lineal (R), pvalor R = probabilidad pendiente regresión lineal, TAU K = coeficiente Tau de Kendall, pvalor MK = probabilidad prueba de Mann-Kendall. Todos los p valores con  $\cdot$  y  $*$  presentaron una significancia estadística.  $\cdot = p$ -valor  $< 0,10$ ,  $*$  =  $p$ -valor  $< 0,05$ ,  $** = p$ -valor  $< 0,01$ ,  $*** = p$ -valor  $< 0,001$ .

Mes	m	pvalor R	Tau K	pvalor MK
Ene	0,0270	0,0055**	0,2562	0,0114*
Feb	0,0351	0,0002***	0,3511	0,0004***
Mar	0,0390	0,0000***	0,3865	0,0001***
Abr	0,0144	0,1685	0,1064	0,2902
May	0,0065	0,4896	0,0585	0,5635
Jun	0,0170	0,0959*	0,1560	0,1198
Jul	0,0099	0,2981	0,1436	0,1524
Ago	0,0231	0,0228*	0,2766	0,0057**
Sept	0,0221	0,0277*	0,1968	0,0495*
Oct	0,0248	0,0082**	0,2748	0,0060**
Nov	0,0226	0,0102	0,2801	0,0051**
Dic	0,0149	0,1628	0,1148	0,2593

Un resumen de la variabilidad temporal de la temperatura media obtenida para cada uno de los meses del año es mostrada en la Figura 2.3.

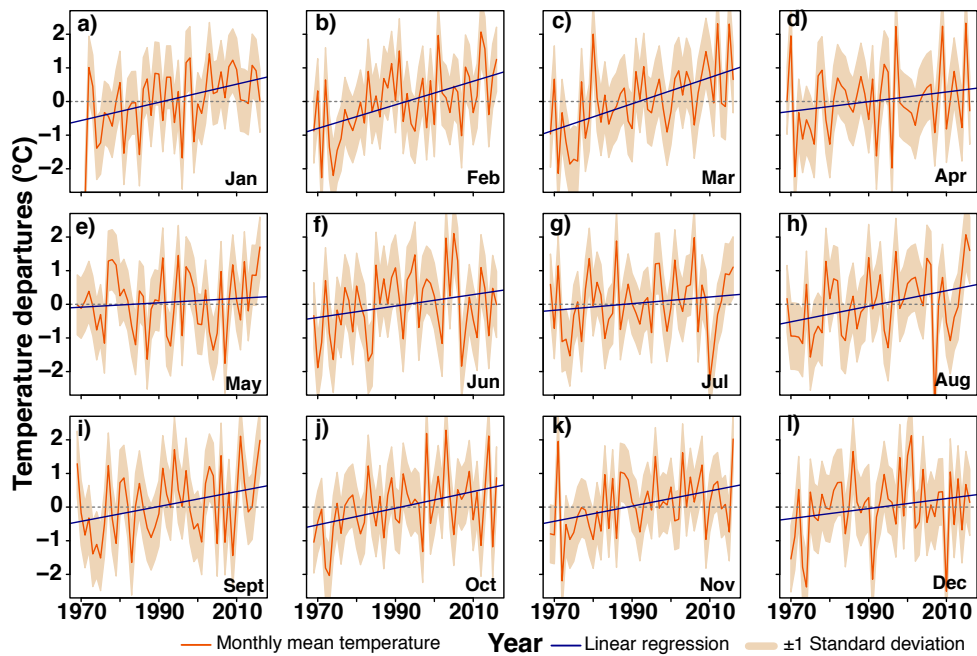


Figura 2.3: (a - l). Resumen de la temperatura media del aire regional para cada mes del año (enero a diciembre). Las temperaturas están representadas en desvíos estandarizados respecto a la media (valores Z). La banda sombreada representa  $\pm 1$  desviación estándar ( $\sigma$ ).

A escala estacional, un incremento significativo ( $p$ -valor  $< 0,001$ ; MK) fue obtenido en la temperatura media de junio a agosto (invierno), en donde además se ha observado y detectado un singular y significativo cambio temporal en la media correspondiente al año 1977 (Figura 2.4a). Un severo y abrupto incremento de la temperatura media invernal es también observada desde el año 2002 en adelante, en donde su variación a llegado a ser del orden de 3 desvíos estandarizados en una ventana temporal de 14 años. Una condición más cálida es en general observada en la temperatura media invernal particularmente desde el año 1977. La temperatura media del aire entre los meses octubre a marzo (primavera-verano) ha registrado un incremento significativo desde el año 1969 ( $p$ -valor  $< 0,001$ ). En adición a esta tendencia, diversos cambios temporales significativos en la media de la temperatura han sido identificados en los años 1977 y 1999. Estos cambios observados señalan una condición primaveral y estival más cálida desde el año 1999 en los AM, y en comparación al registro precedente (Figura 2.4b). La magnitud de este cambio llegó a ser de aprox. 0.5 desviaciones estándar en este último intervalo. La temperatura media anual (enero a diciembre) ha registrado un incremento significativo durante el periodo analizado ( $p$ -valor  $< 0,001$ ). No obstante, dos cambios temporales significativos en la media han sido registrados en los años 1976 y 1987 (Figura 2.4c), observándose una condición más cálida desde el año 1987 al presente. El cambio temporal en la media llegó a ser del orden de 0.25 desviaciones estándar durante el intervalo 1988 - 2016, no obstante se registraron ventanas temporales que presentaron incrementos en un orden de 2 desviaciones estándar durante este intervalo. Esta observación puede ser identificada claramente entre los años 2007 - 2016.

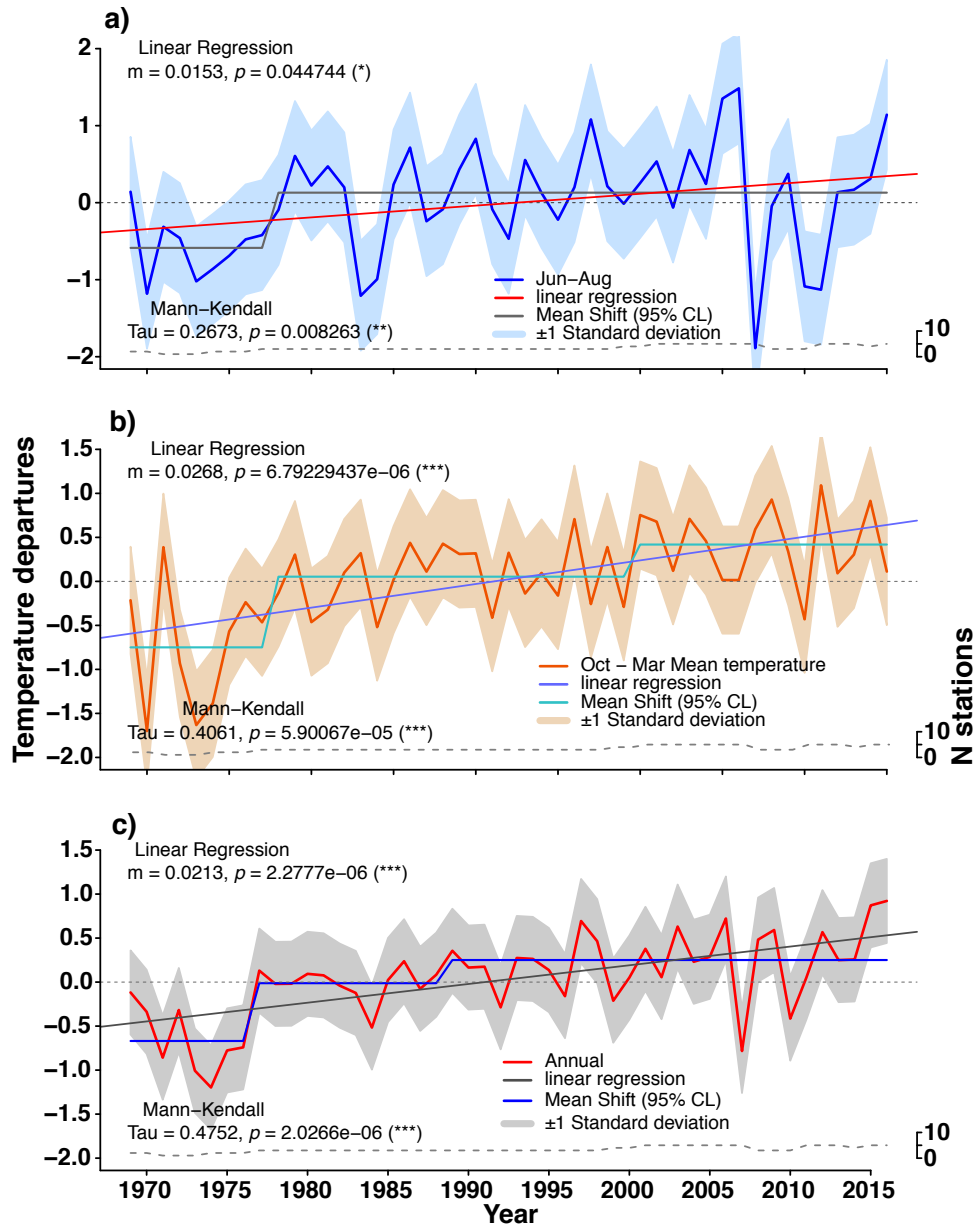


Figura 2.4: a). Temperatura media del aire regional considerando los meses de invierno (junio a agosto), y en base al intervalo temporal 1969 - 2016. b) temperatura media regional considerando los meses de octubre a marzo (primavera y verano). c) Análogo a los paneles a y b, pero considerando la temperatura media del aire regional anual (enero a diciembre). Una línea representativa basada en un modelo de regresión lineal simple calculado para cada serie es mostrado en cada panel, y también los cambios significativos en la media temporal basado en la prueba de Mann-Whitney, y utilizando un 95 % de confianza estadística. En todas los paneles la banda de color sombreada representa  $\pm 1$  desviación estándar. Los valores de temperatura han sido expresado en anomalías estandarizadas, donde el eje y representa las variaciones (desvíos estandarizados) respecto a la media. En la parte inferior de cada panel, la línea segmentada representa el número estaciones consideradas

## Temperatura mínima

Para evaluar las tendencias en la temperatura mínima en los AM, se utilizó la información de las estaciones: LLA, CVN, LTR, ESO y EYE para construir la serie temporal de temperatura mínima regional. Esta serie cubrió el periodo temporal 1980 - 2016. A escala mensual, se identificaron diversos patrones en las tendencias. Se registró cambios positivos y significativos durante los meses de enero, abril y mayo. La Tabla 2.4 resume las principales tendencias identificadas.

Tabla 2.4: **Resumen de las tendencias obtenidas para la temperatura mínima mensual considerando el periodo 1980 - 2016. Todos los p valores con  $\cdot$  y  $*$  presentaron una significancia estadística.  $\cdot$  =  $p$ -valor  $< 0,10$ ,  $*$  =  $p$ -valor  $< 0,05$ ,  $**$  =  $p$ -valor  $< 0,01$ ,  $***$  =  $p$ -valor  $< 0,001$ .**

Mes	m	pvalor R	Tau K	pvalor MK
Ene	0,0290	0,0015**	0,3754	0,0011**
Feb	0,0116	0,1958	0,1381	0,2340
Mar	0,0088	0,3788	0,0721	0,5387
Abr	0,0200	0,0598 $\cdot$	0,1562	0,1779
May	0,0224	0,0445*	0,2012	0,0819 $\cdot$
Jun	0,0084	0,5252	0,0300	0,8037
Jul	0,0116	0,3280	0,1652	0,1540
Ago	0,0094	0,3949	0,1622	0,1617
Sept	0,0137	0,2418	0,1021	0,3809
Oct	0,0158	0,1522	0,1291	0,2663
Nov	0,0111	0,3286	0,0541	0,6471
Dic	0,0004	0,9726	0,0120	0,9271

Si bien sólo la temperatura mínima de enero, abril y mayo presentaron cambios estadísticamente significativos, se ha registrado en todos los meses del año valores positivos en la pendiente obtenida. Esta observación está basada en el valor positivo de la pendiente dada por la regresión lineal, y el valor de Tau de Kendall obtenido en cada mes. Este resultado expone un incremento de la temperatura mínima en todos los meses del año. Las tendencias positivas comentadas anteriormente para la temperatura mínima, y en base a los estadísticos, son observadas en la variación temporal de dicha variable a escala mensual (Figura 2.5).

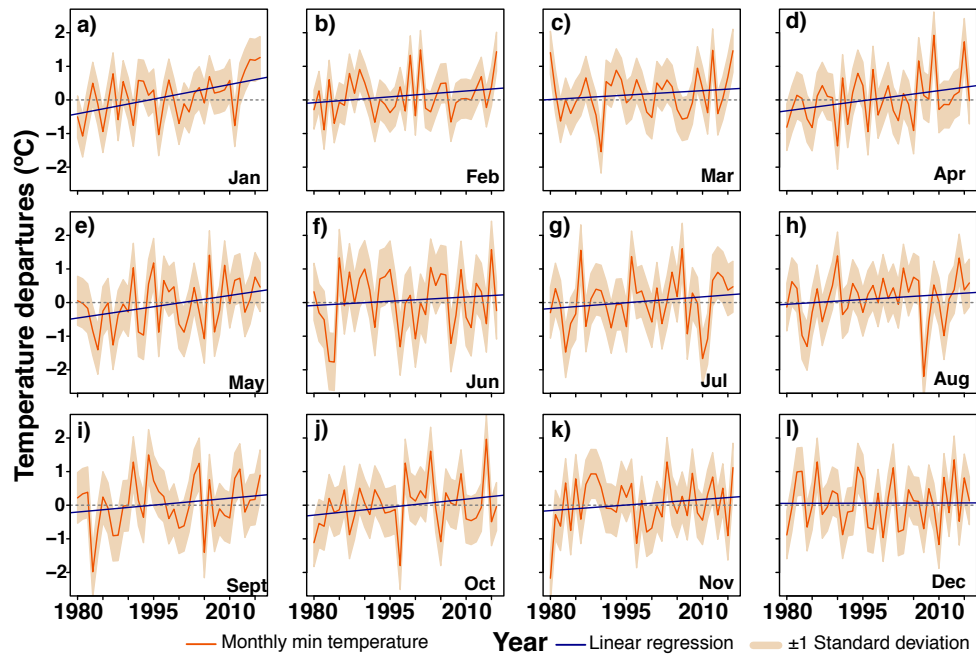


Figura 2.5: (a - l). Resumen de la temperatura mínima para cada mes del año (enero a diciembre). Las temperaturas están representadas en desvíos estandarizados respecto a la media (valores  $Z$ ). La banda sombreada representa  $\pm 1$  desviación estándar ( $\sigma$ .)

En el caso de la temperatura mínima estacional, la temperatura mínima media de los meses abril y mayo (otoño) registran un incremento significativo desde el año 1980 ( $p$ -valor  $< 0.05$ ; Figura 2.6a). La temperatura mínima media de los meses de octubre a marzo registra, al igual que la de otoño, un incremento significativo si se considera el periodo 1980 - 2016 ( $p$ -valor  $< 0.05$ ; Figura 2.6b). En adición, un cambio significativo en la media temporal es registrado entre los años 2010 - 2016. En este intervalo, la media es aprox.  $0.5\sigma$  más que la media temporal de todo el periodo analizado. La temperatura mínima anual muestra también un incremento significativo durante el periodo 1980 - 2016 ( $p$ -valor  $< 0.05$ ), además de un cambio significativo y positivo en la media entre los años 2010 - 2016 (Figura 2.6c). Este cambio es aproximadamente  $0.5\sigma$  más que la media temporal considerando todo el periodo analizado.



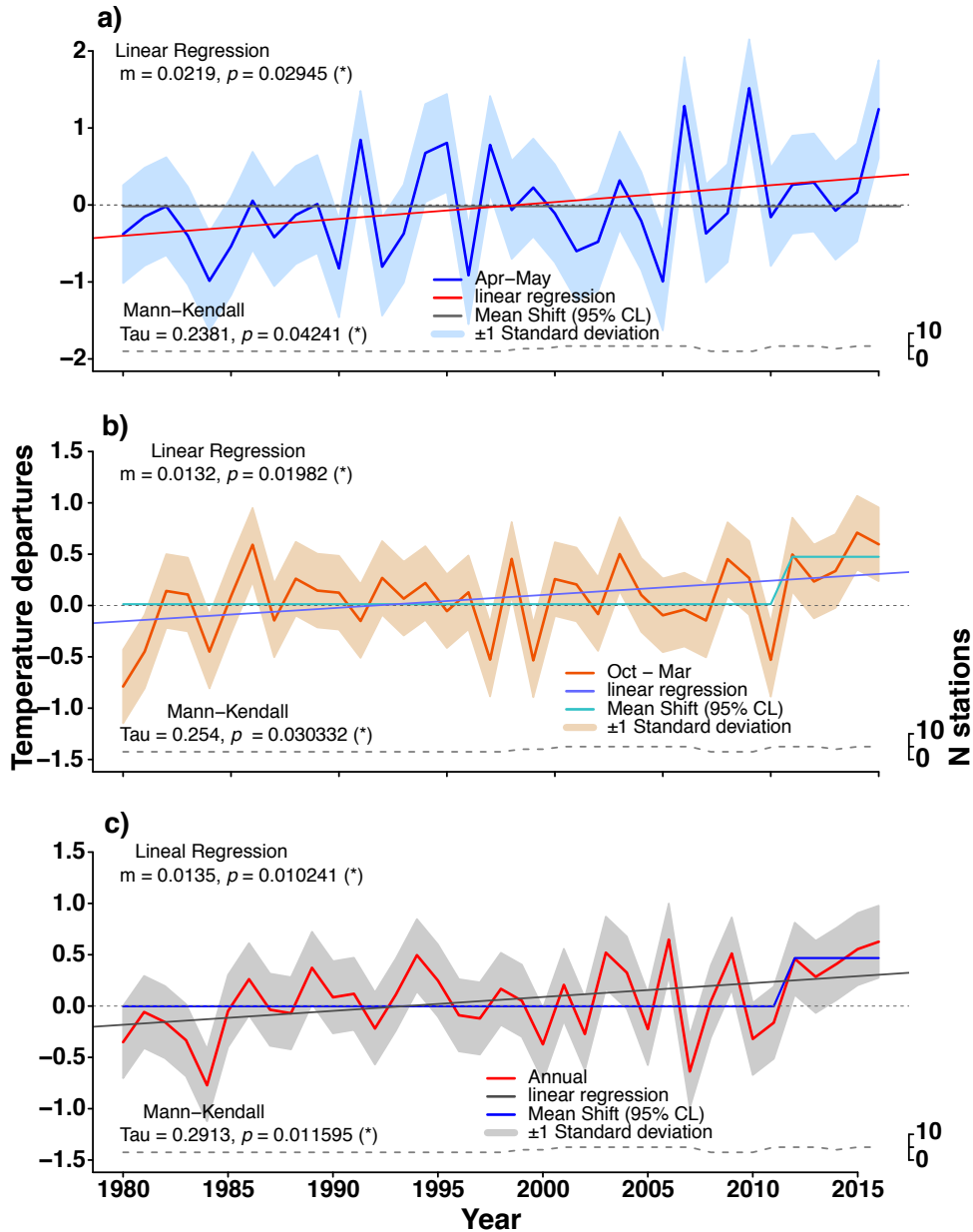


Figura 2.6: (a). Temperatura mínima del aire considerando los meses de abril a mayo, y en base al periodo 1980 - 2016. (b) temperatura mínima media en base a los meses de octubre a marzo. (c) Análogo a los paneles a y b, pero considerando los meses de enero a diciembre (anual). Un modelo de regresión lineal simple es mostrado en cada panel, y también los cambios significativos en la media en base a la prueba de Mann-Whitney y utilizando un 95 % de confianza estadística. En todos los paneles, la banda de color sombreada representa  $\pm 1$  desviación estándar ( $\sigma$ ). Los valores de temperatura han sido expresado en anomalías estandarizadas, donde el eje y representa las variaciones (desvíos estandarizados) respecto a la media. En la parte inferior de cada panel, la línea segmentada representa el número estaciones consideradas.

## Temperatura máxima

La temperatura máxima regional en los AM ha registrado un severo incremento a escala mensual durante el intervalo analizado (1962 - 2015). Excepto los meses de mayo y julio, todos los meses presentan un incremento estadísticamente significativo durante los años 1962 - 2015 (Tabla 2.5). No obstante, en estos dos meses se han obtenidos valores positivos en la pendiente y el coeficiente Tau de Kendall.

Tabla 2.5: **Resumen de las tendencias obtenidas para la temperatura máxima mensual considerando el periodo 1962 - 2015. Todos los p valores con · y \* presentaron una significancia estadística. · =  $p$ -valor < 0.10, \* =  $p$ -valor < 0.05, \*\* =  $p$ -valor < 0.01, \*\*\* =  $p$ -valor < 0.001.**

Mes	m	pvalor R	Tau K	pvalor MK
Ene	0,0349	3,009E-07***	0,4535	0,00000131***
Feb	0,0334	4,568E-07***	0,4423	0,00000238***
Mar	0,0320	2,2427E-06***	0,4423	0,00000238***
Abr	0,0181	0,0183*	0,2746	0,0035**
May	0,0069	0,3883	0,0762	0,4204
Jun	0,0161	0,0379*	0,1768	0,0601·
Jul	0,0081	0,2798	0,1251	0,1842
Ago	0,0150	0,0553·	0,2159	0,0216*
Sept	0,0139	0,0694·	0,1530	0,1039
Oct	0,0201	0,0041**	0,2928	0,0018**
Nov	0,0246	0,0002***	0,3291	0,0005***
Dic	0,0300	1,50155E-05***	0,4116	0,00001156***

Las tendencias positivas registradas en la temperatura máxima utilizando los dos métodos previamente descritos (*ver* Tabla 2.5), son también observados mediante la variabilidad temporal de la temperatura máxima regional a escala mensual mostrada en la Figura 2.7.

A escala estacional, la temperatura máxima media de los meses abril a septiembre ha registrado un incremento significativo ( $p$ -valor < 0.05; Figura 2.8a). En adición, un cambio temporal significativo y positivo de la media es observado desde el año 1988 en adelante. La temperatura máxima media de los meses octubre a marzo (primavera y verano), ha presentado un significativo incremento entre los años 1962 - 2015 ( $p$ -valor < 0.001; Figura 2.8b) En adición, esta serie temporal muestra cambios temporales significativos en la media identificados durante los años 1985 y 1999. Estos cambios observados señalan una condición primaveral y estival más cálida, particularmente desde el año 1999 en los AM y en comparación a los años precedentes. La magnitud de este cambio llegó a ser de aproximadamente  $0.5\sigma$  en este último intervalo. La temperatura máxima anual exhibe un significativo incremento durante el periodo analizado ( $p$ -valor < 0.001; Figura 2.8c) Esta serie temporal, al igual que la temperatura máxima primaveral y estival, muestra cambios temporales significativos en la media de la temperatura durante los años 1985 y 1999. En base a los resultados obtenidos, la región de los Andes Mediterráneos ha presentado condiciones otoñales e invernales más cálidas, al igual que una mayor temperatura máxima durante primavera y verano.

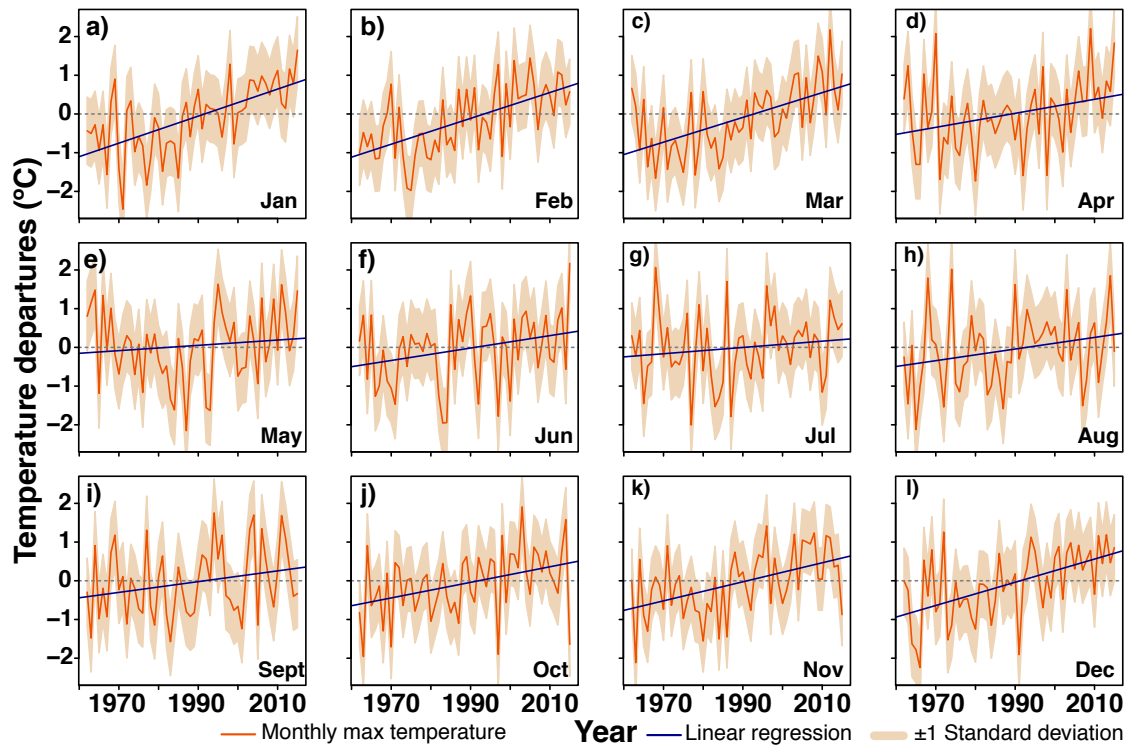


Figura 2.7: (a - l). Resumen de la temperaturas máxima para cada mes del año (enero a diciembre). Las temperaturas están representadas en desvíos estandarizados respecto a la media (valores Z). La banda sombreada representa  $\pm 1$  desviación estándar ( $\sigma$ ).

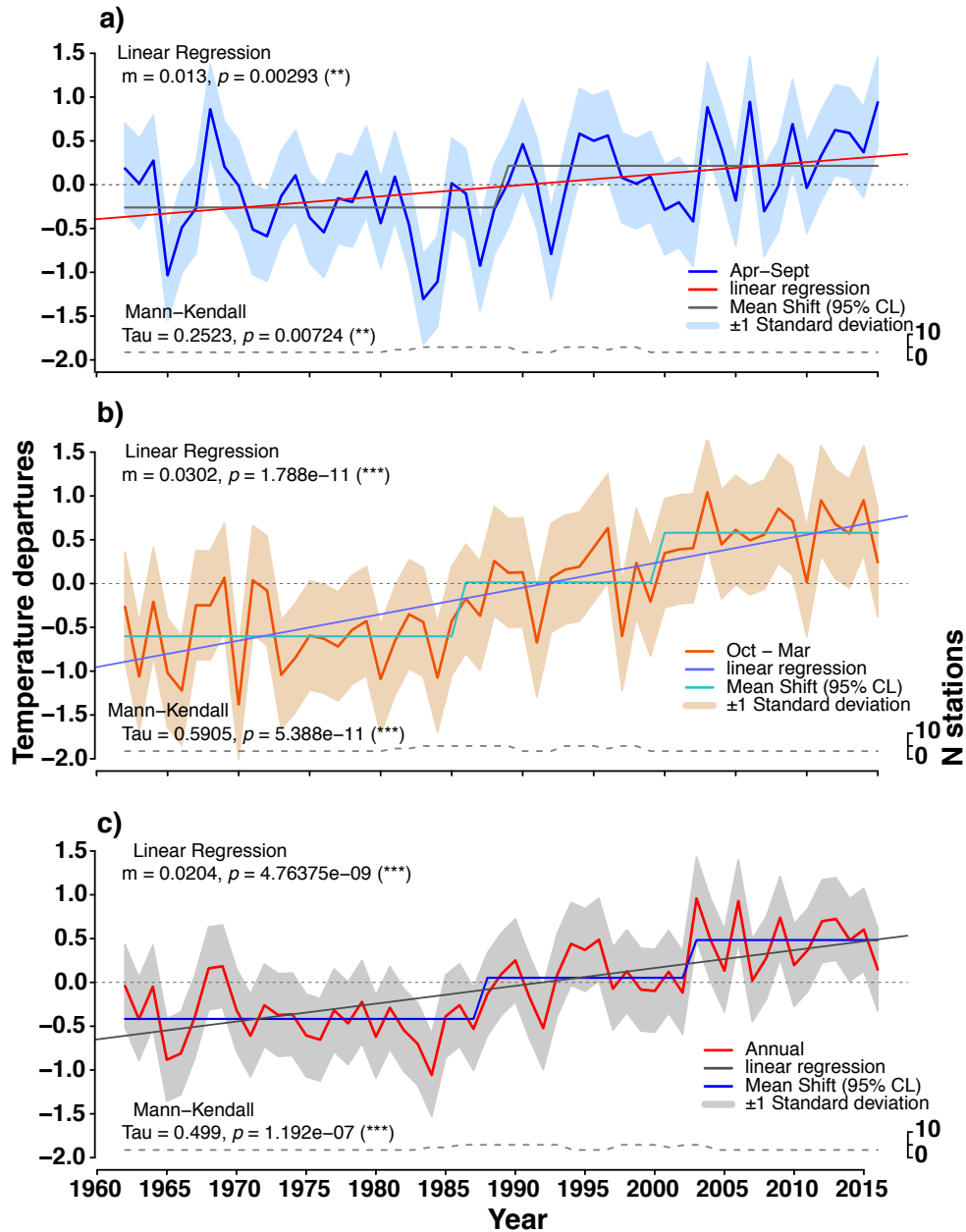


Figura 2.8: (a). Temperatura máxima media regional de abril a septiembre (otoño invierno) entre los años 1962 - 2015. (b) temperatura máxima media regional entre octubre a marzo (primavera verano). (c) Análogo a los paneles a y b, pero considerando la media de la temperatura máxima entre los meses de enero a diciembre (anual). Un modelo de regresión lineal simple con su respectiva recta es mostrado en cada panel, y también los cambios significativos en la media temporal en base a la prueba de Mann-Whitney, estimados con un 95% de confianza estadística. En todos los paneles, la banda de color sombreada representa  $\pm 1$  desviación estándar ( $\sigma$ ). Los valores de temperatura han sido expresado en anomalías estandarizadas, donde el eje y representa las variaciones (desvíos estandarizados) respecto a la media. En la parte inferior de cada panel, la línea segmentada representa el número estaciones consideradas.

## Isoterma de 0°C

### Cambios temporales en la isoterma de 0°C

La ISO0 ha registrado diferentes patrones temporales a lo largo de la segunda mitad del siglo XX y durante los años 2000 - 2015. A escala mensual y considerando el periodo 1958 - 2015, se han registrado incrementos estadísticamente significativos utilizando las observaciones (ISO0 Obs) de la radiosonda de Quintero / Santo Domingo, y también en la ISO0 inferida mediante los datos de re-análisis NCAR-NCEP (ISO0 NCAR). En la ISO0 basada en las observaciones no se registró incrementos significativos en su elevación a escala mensual. Sin embargo y utilizando la ISO0 NCAR se obtuvo incrementos significativos durante los meses de enero, marzo y junio (Tabla 2.6). Por otra parte, una significativa reducción en la elevación de la ISO0 Obs fue registrada en los meses de mayo y julio. Un resultado diferente ha sido obtenido en las tendencias de la ISO0 NCAR, donde no se obtuvieron tendencias negativas significativas en la elevación de la ISO0. Cabe mencionar, que si bien no se obtuvo una significancia estadística conjunta de la ISO0, la elevación de la ISO0 en los meses de mayo y julio presentó tendencias negativas en los dos grupos de datos analizados.

Tabla 2.6: **Resumen de las tendencias mensuales de la elevación de la isoterma de 0°C durante el periodo 1958 - 2015. Las observaciones correspondieron a la radiosonda Quintero / Santo Domingo (ISO0 Obs), mientras que ISO0 NCAR es referido a la ISO0 obtenida en base al producto de re-análisis NCAR-NCEP. La letra m representa la pendiente de la regresión lineal (R), p = probabilidad pendiente regresión lineal, Tau = coeficiente Tau de Kendall, p MK = probabilidad prueba de Mann-Kendall. Todos los p valores con · y \* presentaron una significancia estadística. · = p-valor < 0,10, \* = p-valor < 0,05, \*\* = p-valor < 0,01, \*\*\* = p-valor < 0,001.**

Mes	m obs	p R obs	Tau obs	p MK obs	m NCAR	p R NCAR	Tau NCAR	p MK NCAR
Ene	0,92	0,3409	0,067	0,4604	2,205*	0,0328	0,1591*	0,0788
Feb	-0,48	0,6668	-0,072	0,4285	0,7081	0,514	0,0575	0,5283
Mar	1,21	0,3585	0,071	0,4363	23,786*	0,0436	0,17*	0,0603
Abr	-0,93	0,5614	-0,078	0,394	15,021	0,3574	0,0962	0,2892
May	-3,66*	0,0353	-0,194*	0,0333	-0,005	0,998	0,0284	0,7577
Jun	2,93	0,1433	0,1	0,271	58,179*	0,008	0,2329*	0,01
Jul	-4,04*	0,0161	-0,228*	0,0123	-0,594	0,7818	0,0079	0,9358
Ago	-0,38	0,842	-0,035	0,7018	25,054	0,1791	0,1773	0,0501
Sept	-0,74	0,6795	-0,072	0,4321	1,65	0,3629	0,0575	0,5283
Oct	-0,7	0,6284	-0,022	0,8142	24,734	0,1342	0,1301	0,1511
Nov	-2,03	0,1265	-0,144	0,1146	0,573	0,6572	-0,0018	0,9893
Dic	-0,8	0,5434	-0,102	0,2645	0,7264	0,5483	-0,0175	0,851

En términos de variación temporal, los cambios mensuales en la elevación de la ISO0 inferida desde las observaciones e información proveniente del producto de re-análisis NCAR-NCEP, han mostrado una estrecha y similar variabilidad temporal a lo largo del periodo 1958 - 2015. Para todos los meses del año, se obtuvo una correlación de Pearson significativa ( $r = \pm 0,421$ ,  $p$ -valor < 0,001). En adición a ello, la estimación de la elevación de la ISO0 obtenida fue, en la mayoría de los casos, similar (Figura 2.9). Basado en las observaciones de la radiosonda de Quintero / Santo Domingo, la ISO0 Obs tuvo un valor medio de elevación igual a  $4085,6 \pm 16,1$  m en el mes de enero, mientras que para febrero la ISO0 Obs fue igual a  $4084,6 \pm 18,4$  m. Para el mes de marzo se obtuvo un valor de  $3983,4 \pm 21,9$  m, mientras

que para abril la elevación de la ISO0 Obs fue de  $3658,6 \pm 26,5$  m. Para el mes de mayo se registró una elevación de  $3313,2 \pm 29,3$  m, y en junio se obtuvo una elevación media de  $2980.7 \pm 33.4$  m. En el caso del mes de julio se obtuvo una elevación de  $2887,6 \pm 28,5$  m y para el mes de agosto igual a  $2890,6 \pm 31,9$  m. En los meses de septiembre y octubre, se registró una elevación de  $2950,3 \pm 29.7$  m y  $3225,8 \pm 23,8$  m, respectivamente. El mes de noviembre presentó una elevación media de la ISO0 Obs igual a  $3515,5 \pm 22,2$  m, mientras que para diciembre se obtuvo una elevación media igual a  $3860,1 \pm 21,9$  m. Los valores medios de la ISO0 NCAR a nivel mensual registran, al igual que para el periodo completo de análisis (años 1958 - 2015), una coherencia en la variabilidad temporal observada en la elevación de la ISO0 proveniente de las observaciones. En general, la elevación media de la ISO0 durante el intervalo 1958 - 2015, ha mostrado valores más bajos empleando los la información provista por la ISO0 NCAR, en contraste a lo obtenido tras utilizar los datos observados (ISO Obs) proveniente de la radiosonda Quintero / Santo domingo.

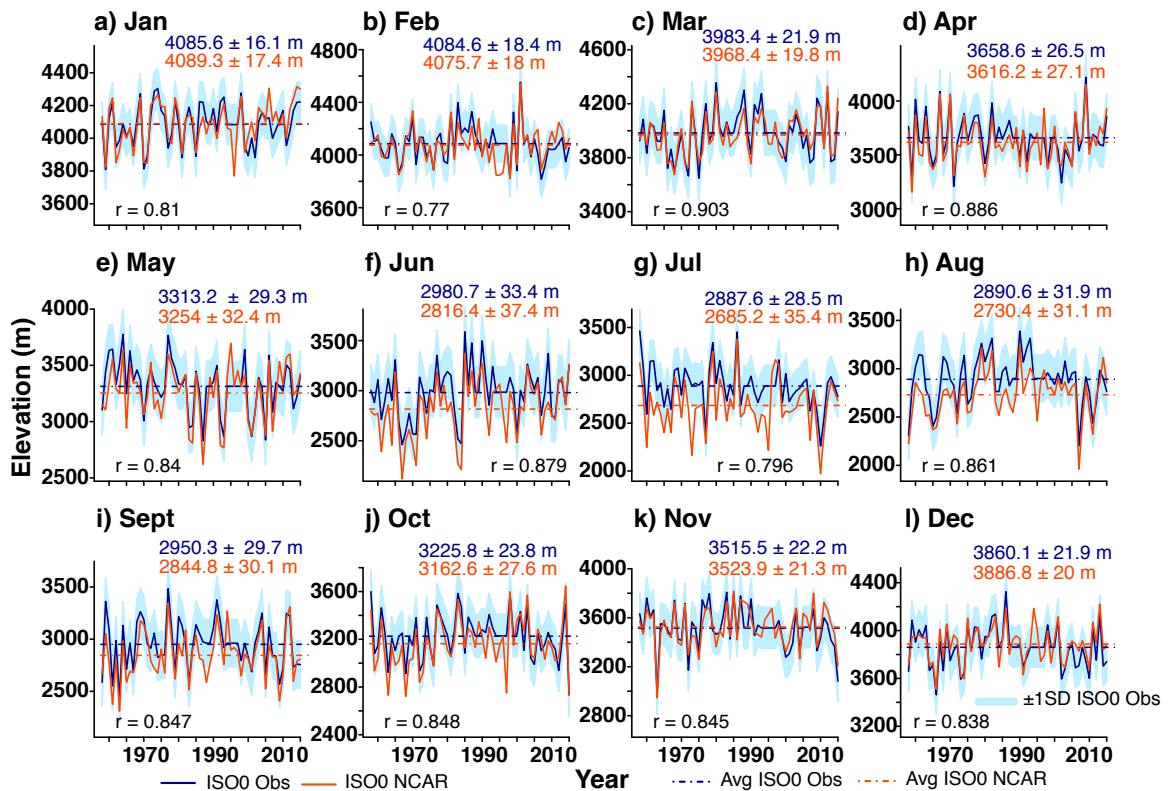


Figura 2.9: (a - l). Variación temporal de la Isotherma de de  $0^{\circ}\text{C}$  en base a las mediciones de Quintero/Santo Domingo (ISO0 obs) y el producto de re-análisis NCAR-NCEP (ISO0 NCAR). La media de la ISO0 obtenida es mostrada con su respectivo  $\pm 1$  error estándar. La banda sombreada representa  $\pm 1$  desviación estándar ( $\sigma$ ) en base a las observaciones. Las líneas segmentadas representan la media de la ISO0 obtenida en base a las observaciones y a los datos de re-análisis.

Durante el periodo 2000 - 2015, la elevación de la ISO0 ha registrado pequeñas diferencias en sus tendencias en comparación al periodo 1958 - 2015. Tendencias positivas y significativas en la elevación de la ISO0 Obs fueron obtenidas en los meses de enero y mayo, y en base a la pendiente estimada mediante un modelo de regresión lineal (Tabla 2.7). Un similar resultado en la tendencia de enero fue obtenido utilizando la prueba de Mann-Kendall, que presentó

un incremento significativo en la elevación de la ISO0 Obs ( $p$ -valor  $< 0.05$ ). El mes de mayo no obtuvo una significancia estadística con este método. No obstante a ello, un incremento significativo en la elevación de la ISO0 ha sido obtenido utilizando la ISO0 NCAR en los meses de enero y mayo ( $p$ -valor  $< 0,05$ ). Importante es mencionar que tendencias positivas en la elevación de la ISO0 a escala mensual fueron particularmente obtenidas en los meses de marzo, abril y junio usando la ISO0 Obs. En el caso de la ISO NCAR, se registró incrementos en los meses de marzo, abril, junio, julio, agosto, noviembre y diciembre. Contrariamente, tendencias negativas en la elevación de la ISO0 fueron obtenidas para los meses de septiembre y octubre de la ISO NCAR.

Tabla 2.7: **Resumen de las tendencias mensuales de la isoterma de 0°C estimadas durante el periodo 2000 - 2015. Las observaciones correspondieron a la radiosonda Quintero / Santo Domingo (ISO0 obs), mientras que ISO0 NCAR es referido a los valores de la ISO0 obtenidos en base al producto de re-análisis NCAR-NCEP. La letra m representa la pendiente de la regresión lineal (R), p = probabilidad pendiente regresión lineal, Tau = coeficiente Tau de Kendall, p MK = probabilidad prueba de Mann-Kendall. Todos los p valores con  $\cdot$  y  $*$  presentan una significancia estadística.  $\cdot$  =  $p$ -valor  $< 0,10$ ,  $*$  =  $p$ -valor  $< 0,05$ ,  $**$  =  $p$ -valor  $< 0,01$ ,  $***$  =  $p$ -valor  $< 0,001$ .**

M	m obs	p R obs	Tau obs	p MK obs	m NCAR	p R NCAR	Tau NCAR	p MK NCAR
Ene	13,6*	0,0122	0,450*	0,0170	12,4664*	0,0223	0,4000*	0,0343
Feb	-7,3	0,4230	0,000	1,0000	-1,6625	0,8479	0,1167	0,5584
Mar	3,8	0,7064	0,050	0,8219	2,8555	0,7598	0,0000	1,0000
Abr	17,0	0,1628	0,267	0,1628	17,6671	0,1168	0,3167	0,0957
May	20,9	0,0775	0,283	0,1373	30,8229*	0,0171	0,4500*	0,0170
Jun	9,3	0,4590	0,067	0,7526	15,3814	0,2211	0,2167	0,2604
Jul	-7,3	0,5062	-0,100	0,6204	1,0660	0,9411	0,1500	0,4440
Ago	-11,4	0,3673	-0,133	0,4995	1,1764	0,9396	0,0500	0,8219
Sep	-4,1	0,7460	-0,050	0,8219	-0,4198	0,9763	-0,0333	0,8926
Oct	-13,6	0,2202	-0,133	0,4995	-16,8177	0,1827	-0,3000	0,1151
Nov	-2,9	0,7495	0,067	0,7526	1,3377	0,8907	0,0167	0,9641
Dic	-0,3	0,9752	0,033	0,8926	5,0078	0,5451	0,0167	0,9641

La variabilidad temporal que ha presentado la elevación mensual de la ISO0 durante los años 2000 - 2015 ha mostrado patrones combinados en su tendencia (Figura 2.10). En adición, los valores de elevación media de la ISO0 durante este intervalo temporal y basada en la ISO0 Obs, han registrado una elevación de  $4076,4 \pm 26,6$  m en enero. El mes de febrero obtuvo una elevación de la ISO0 de  $4054,3 \pm 40,6$  m, mientras que para marzo se registró una elevación de  $3976,3 \pm 44,6$  m. En el mes de abril se obtuvo un valor de  $3632,4 \pm 55,1$  m, y para el mes de mayo se registró una elevación de la ISO0 igual a  $3239,7 \pm 54,7$  m. En los meses invernales de junio, julio y agosto se obtuvo una elevación media igual a  $2992,4 \pm 55,7$  m,  $2785,4 \pm 48,7$  m y  $2795,6 \pm 56,2$  m, respectivamente. En el mes de septiembre se obtuvo una elevación de la ISO0 de  $2892,1 \pm 56$  m, mientras que para octubre se registró una elevación media de la ISO0 igual a  $3169,5 \pm 49,7$  m. Los meses de noviembre y diciembre registraron una elevación media de la ISO0 de  $3437,3 \pm 39,4$  m y  $3807,5 \pm 40,9$  m, respectivamente. Una estrecha variación temporal entre la elevación de la ISO0 obtenida mediante las observaciones y la ISO0 utilizando la información de re-análisis ha sido registrada durante los años 2000 - 2015. En todos los meses la correlación de Pearson obtenida entre la ISO0 Obs e ISO0 NCAR ha registrado valores estadísticamente significativos ( $r$  crítico =  $\pm 0,74$ ;  $p$ -valor  $< 0,001$ ). En general, los valores de ISO0 obtenidos en base al producto NCAR-NCEP registraron ser mayores en terminos de elevación que los datos observados (ISO0 Obs).

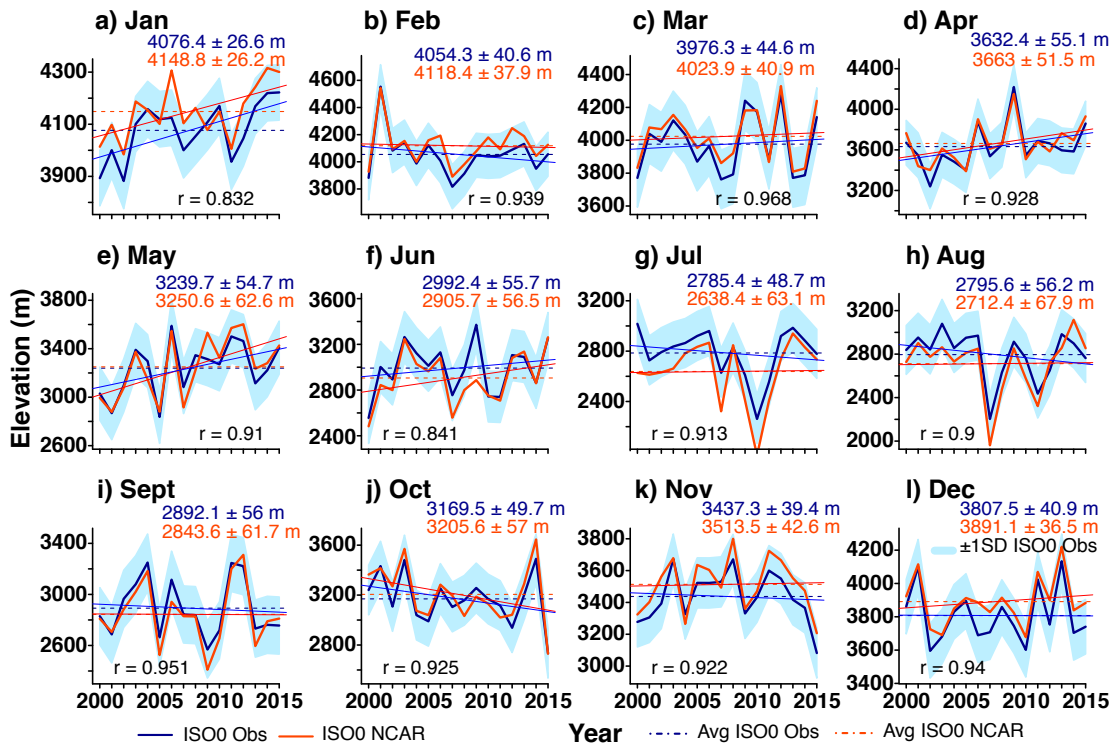


Figura 2.10: (a - l). Variación temporal en la elevación de la ISO0 durante el periodo 2000 - 2015. ISO0 Obs es referente a las observaciones e ISO0 NCAR es referida a la ISO0 obtenida mediante el producto de re-análisis NCAR-NCEP. Para ambas ISO0, la media de la ISO0 es mostrada con su respectivo color y  $\pm 1$  error estándar. La banda sombreada representa  $\pm 1$  desviación estándar ( $\sigma$ ) en base a las observaciones. Las líneas segmentadas de color azul y rojo representan la elevación media de la ISO0 Obs e ISO0 NCAR, respectivamente. La tendencia lineal mensual es mostrada con su respectivo color acorde a la ISO0 Obs e ISO0 NCAR. Los valores de correlación de Pearson son mostrados en la parte inferior izquierda de cada panel.

A escala estacional, la elevación de la ISO0 registró un incremento significativo ( $p$ -valor  $< 0,01$ , MK) tras considerar la ISO0 NCAR media de junio a agosto (Figura2.11a). Contrariamente, la ISO0 Obs no registró una tendencia significativa entre dichos meses, y en la serie fue registrada una tendencia negativa durante el periodo 1958 - 2015. Ambas ISO0 han registrado una estrecha relación temporal, con una correlación de Pearson significativa ( $r = 0,84$ ;  $p$ -valor  $< 0,001$ ). En meses estivales, la ISO0 Obs e ISO0 NCAR han registrado una tendencia positiva y significativa entre los meses de enero a marzo ( $p$ -valor  $< 0,05$ , R y MK, Figura2.11b). La correlación entre ambas series temporales de ISO0 presentó un valor de correlación estadísticamente significativo entre los años 1958 - 2015 ( $r = 0,73$  ;  $p$ -valor  $< 0,001$ ). A escala anual, se observó un incremento significativo en la elevación de la ISO0 cuando fue considerado la ISO0 NCAR, y durante el periodo 1958 - 2015 ( $p$ -valor  $< 0,01$ , MK). Inversamente, la ISO0 Obs registró una negativa tendencia en igual intervalo temporal, pero sin significancia estadística.



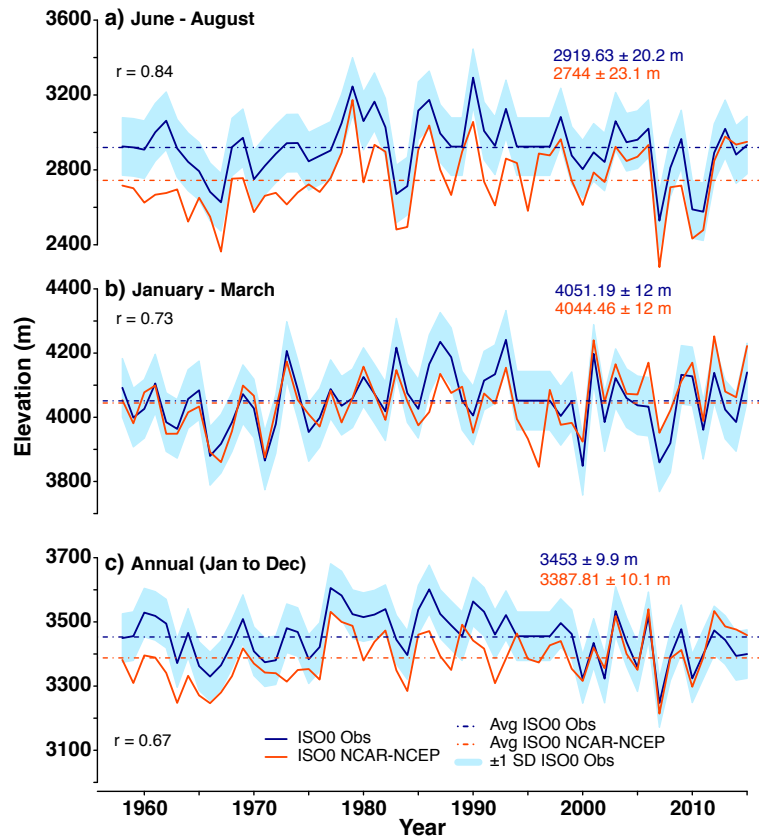


Figura 2.11: Variación temporal en la elevación de la ISO0 durante el periodo 1958 - 2015 para: a) junio - agosto, b) enero - marzo, y c) anual (enero - diciembre). El código ISO0 Obs es referente a las observaciones, mientras que ISO0 NCAR es referida a la ISO0 obtenida mediante los datos de re-análisis NCAR-NCEP. Para ambas ISO0, la media de la ISO0 es mostrada con su respectivo color y  $\pm 1$  error estándar. La banda sombreada representa  $\pm 1$  desviación estándar ( $\sigma$ ) en base a las observaciones. Las líneas segmentadas de color azul y rojo representan la elevación media de la ISO0 Obs e ISO0 NCAR, respectivamente. Los valores de correlación de Pearson son mostrados en la parte inferior izquierda de cada panel.

## Precipitación

### Precipitación histórica Chile Central 1876 - 2015

Debido a que la precipitación en Chile Central presenta una fuerte concentración en los meses de abril a septiembre, el estudio de las tendencias en precipitación se hizo durante estos meses. El aporte de las precipitaciones durante estos meses es además altamente relevante para los glaciares, debido a que es el periodo del año donde el aporte de nieve se traduce en masa potencial disponible a acumular. En un contexto de largo plazo (desde mediados del siglo XIX al presente), las tendencias en la precipitación histórica regional en los AM ha registrado una significativa reducción desde el año 1876 a nivel mensual. Estas reducciones en las precipitaciones han registrado cambios negativos estadísticamente significativos en los

meses de mayo, junio y julio (Tabla 2.8).

Tabla 2.8: Resumen de tendencias de la precipitación regional a escala mensual, y calculadas sobre el periodo 1876 - 2015. El código m es referido a la pendiente de la regresión lineal (R), p R = probabilidad pendiente regresión lineal, TAU MK = coeficiente Tau de Kendall, pvalor MK = Probabilidad prueba de Mann-Kendall. Todos los p valores con \* presentaron una significancia estadística. · =  $p$ -valor  $< 0,10$ , \* =  $p$ -valor  $< 0,05$ , \*\* =  $p$ -valor  $< 0,01$ , \*\*\* =  $p$ -valor  $< 0,001$ .

Mes	m	p R	Tau MK	p MK
Abr	-0,5119	0,1311	-0,0791	0,1659
May	-0,1059	0,0637	-0,8132	0,0374*
Jun	-0,6512	0,0038*	-0,1607	0,0048**
Jul	-0,3212	0,0361*	-0,1182	0,0384*
Ago	-0,3084	0,125	-0,0615	0,2821
Sept	-0,2796	0,1956	-0,0321	0,5752

Las tendencias mensuales identificadas mediante un modelo de regresión lineal y la prueba de Mann-Kendall son mostradas en las series de precipitación histórica para cada mes respectivo (Figura 2.12). A pesar de registrarse un cambio temporal significativo en las tendencias de los meses de mayo, junio y julio, las series temporales muestran una fuerte variabilidad temporal decadal a multidecadal. Lo anterior ha sido identificado mediante un filtro Spline de 20 años en cada serie de precipitación mensual.

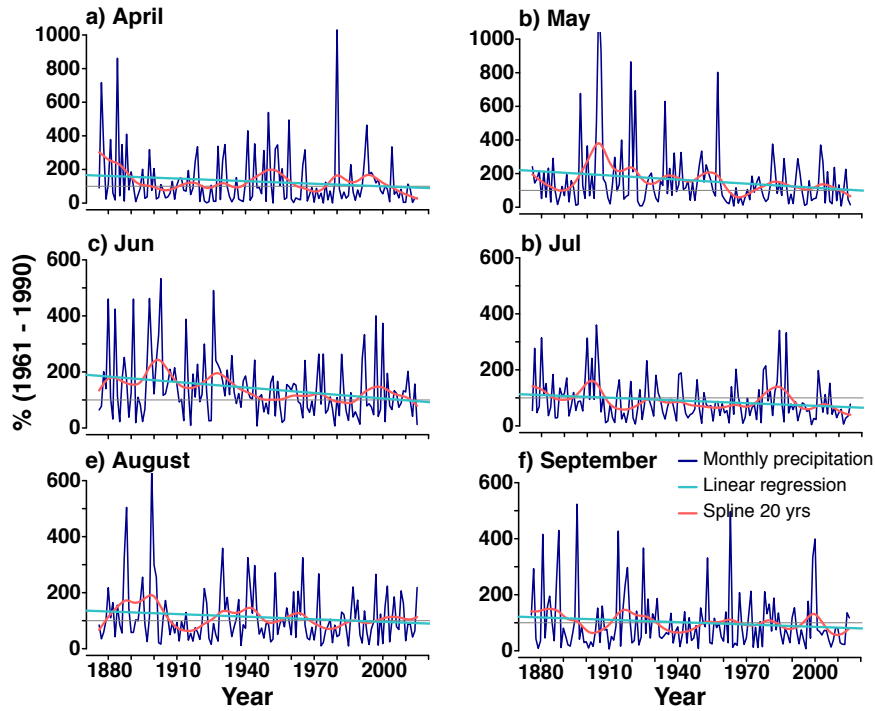


Figura 2.12: (a - f). Precipitación mensual de abril a septiembre. Los valores mensuales fueron previamente expresados en porcentaje respecto a una media calculada entre los años 1961 - 1990. En cada serie temporal mensual es mostrada la línea de tendencia basada en un modelo de regresión lineal. Además, un filtro Spline de 20 años ha sido agregado en orden de resaltar variaciones temporales decadales y multidecadales contenidas en las series temporales de precipitación mensual.

La identificación de tendencias negativas dentro de la precipitación histórica de los AM a nivel mensual, ha sido combinada con la estimación en la ocurrencia de eventos de menor precipitación o de sequía dado en cada uno de los meses por el percentil 20. Este valor, que ha sido diferente en cada uno de los meses, ha permitido observar en términos generales un incremento de condiciones secas durante el siglo XX. En el mes de abril, un incremento en la ocurrencia de eventos de sequía fue observada entre aprox. los años 1900 - 1930 (Figura 2.13a). La ocurrencia de un evento de sequía llegó a ser de aprox. 3,3 años al año 1930. Posterior a este año se observó una menor tasa de ocurrencia, en comparación al intervalo 1900 - 1930. No obstante, las condiciones de sequía se han incrementado en este mes desde aprox. el año 1995 al presente. En el mes de mayo, se obtuvo una tasa de ocurrencia similar entre aprox. los años 1876 - 1940, que tuvo valores de ocurrencia de entre 6,7 a 10 años durante este intervalo temporal (Figura 2.13b). Posterior a este periodo, se registró un incremento en la ocurrencia de sequía, llegando a tomar valores de aprox. 2,9 al año 2015. En el mes de junio, al igual que el mes de mayo, se obtuvo una similar tasa de ocurrencia entre aprox. los años 1876 - 1940. Los valores registrados oscilaron entre aprox. 6 a 9 años (Figura 2.13c). Un incremento en la ocurrencia de eventos de sequía fue también registrado posterior al año 1940, llegando a valores de ocurrencia de aprox. 3,5 años alrededor del año 1990. Un leve decrecimiento ha sido observado posterior a este año en el mes de junio, tomando valores de aprox. 4,5 años el año 2015 (Figura 2.13d). Para el mes de julio, la tasa de ocurrencia de sequía registró un incremento desde aprox. el año 1876 al 1920, tomando valores de ocurrencia de 4 años dicho año. Un decrecimiento posterior a este año se registró hasta el año 1960, seguido de un incremento en la ocurrencia de sequía hacia el presente y que llegó a valores de 4 años el año 2015. En el mes de agosto se registró un incremento en la tasa de ocurrencia de sequía desde el año 1876 hasta aprox. 1980, tomando valores de aprox. 4,5 a 10 años (Figura 2.13e). Posterior a 1980 se ha observado una menor tasa de ocurrencia en comparación al intervalo 1876 - 1980, no obstante los valores de ocurrencia han disminuido levemente hacia el año 2015, desde aprox. 4,5 a 5 años. Durante el mes de septiembre se registró un cambio en la tasa de ocurrencia similar a lo observado en los otros meses (Figura 2.13f). No obstante, una mayor tasa de ocurrencia se observó alrededor del año 1970, donde se registró un valor de ocurrencia de aprox. 4,5 años.

Importante es mencionar que en todos estos meses del año analizados, se observó una mayor concentración de valores bajo el percentil 20 en la segunda mitad del siglo XX, en contraste a la segunda parte del siglo XIX y primeros cincuenta años del siglo XX. Este resultado indica condiciones más secas en los meses de abril a septiembre particularmente desde el año 1950 en adelante.

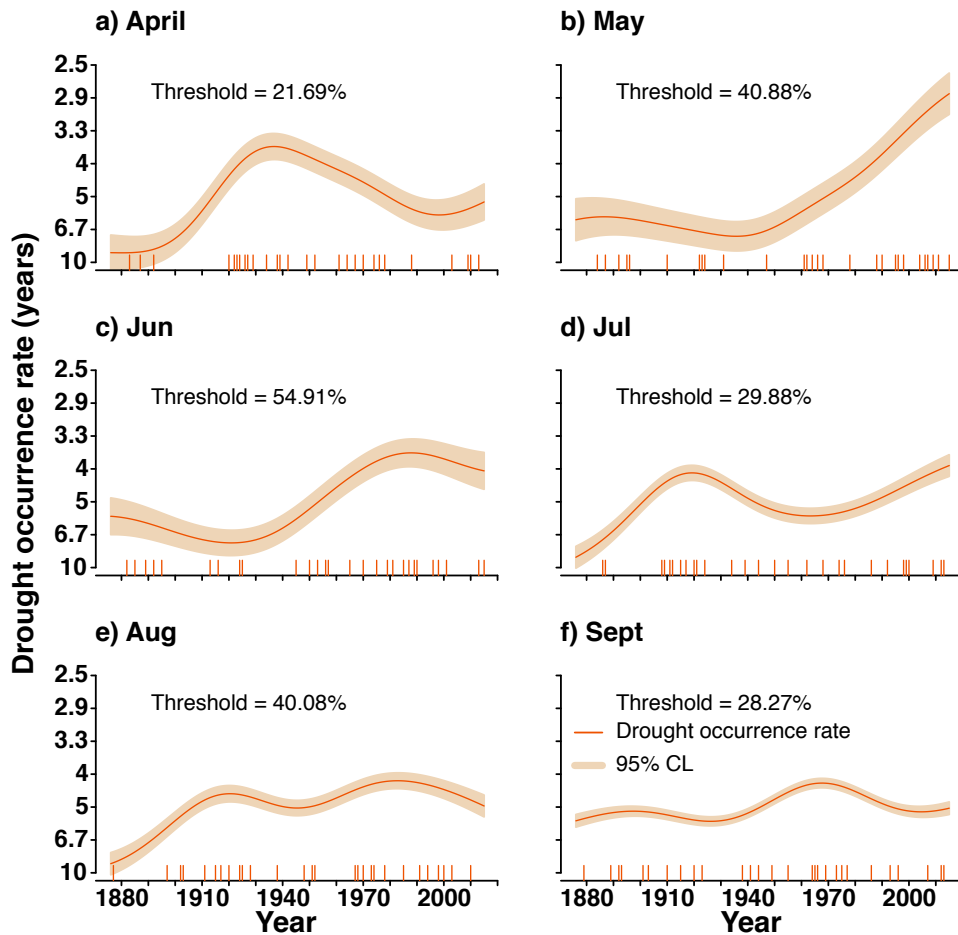


Figura 2.13: Ocurrencia de eventos extremos de sequía basado en el registro de precipitación histórica mensual de los meses a) abril, b) mayo, c) junio, d) julio, e) agosto y f) septiembre. Todos los análisis fueron corridos utilizando el percentil 20 como umbral de sequía. Las barras verticales sobre el eje de las abscisas representa cada uno de los años bajo el umbral de sequía establecido.

Al considerar la precipitación histórica media de abril a septiembre y durante el periodo 1876 - 2015, se registró una reducción significativa de las precipitaciones ( $p$ -valor  $< 0,001$ ; Figura 2.14a). En adición a ello, se observó una fuerte variabilidad decadal a multidecadal. Esta condición ha sido observada mediante el uso de un filtro Spline de 20 años en la serie. Por otra parte, una condición de mayor precipitación ha sido registrada entre aprox. los años 1876 - 1920, con un episodio húmedo localizado entre los años 1890 - 1910. Este episodio ha mostrado ser el mayor evento de alta precipitación en todo el periodo analizado. Inversamente, un periodo seco asociado a baja precipitación ha sido registrado entre aprox. los años 1960 - 1980. Por otro lado, una condición homogénea en los montos de precipitación se observó entre los años 1980 - 2009, con un pronunciado descenso de la precipitaciones entre los años 2010 - 2015. Por otro lado, la ocurrencia de eventos de sequía en la precipitación de abril a septiembre ha registrado un incremento desde el año 1876 al presente (Figura 2.14b). No obstante, este incremento se registró en dos etapas. Una primera fase observada entre 1876 - 1960 y una segunda entre los años 1990 - 2015. Similar a los resultados observados en la distribución de la ocurrencia de sequías a escala mensual (Figura 2.13), una concentración

de eventos de sequía ha sido registrada posterior al año 1950.

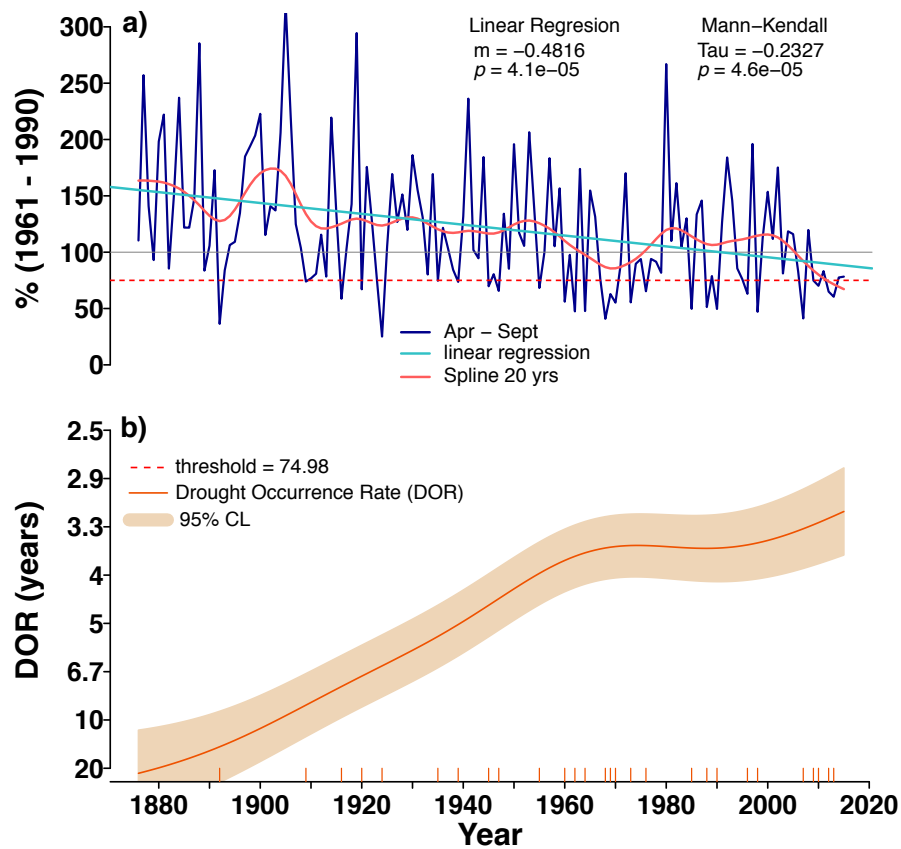


Figura 2.14: Variación temporal de la precipitación histórica entre los meses de abril y septiembre. La línea de tendencia es referente a un modelo de regresión lineal simple. Un filtro Spline de 20 años ha sido aplicado para resaltar la variabilidad temporal decadal a multidecadal contenida en la serie temporal de precipitación. (b) Ocurrencia de eventos extremos de sequía basado en la serie temporal descrita en (a). Se ha utilizado el percentil 20 como umbral de sequía.

## Precipitación en los Andes Mediterráneos durante el periodo 1981 - 2015

Gracias a una mayor densidad en la red de estaciones meteorológicas que registran las precipitaciones en las últimas décadas y que cubren la región de los AM, fue posible hacer un análisis detallado de los cambios espacio - temporales de la precipitación durante el intervalo 1981 - 2015. Los resultados obtenidos se basan en el estudio de 195 estaciones en donde se estudió las tendencias durante 3 periodos (1981 - 2015, 1991 - 2015 y 2001 - 2015). En cada uno de estos periodos se exploró la variación mensual y también una combinación de ellas entre marzo a septiembre. A escala mensual, la precipitación de los meses de marzo y abril ha presentado un significativo decrecimiento (Figura 2.15a y d). Estos cambios han sido registrados en estaciones meteorológicas que se ubican entre los  $30^{\circ}$  -  $34^{\circ}$ S, y considerando el periodo 1981 - 2015. En adición, las tendencias negativas encontradas mediante los dos métodos estadísticos empleados se registraron mayormente en el mes de abril, en comparación al mes de marzo.

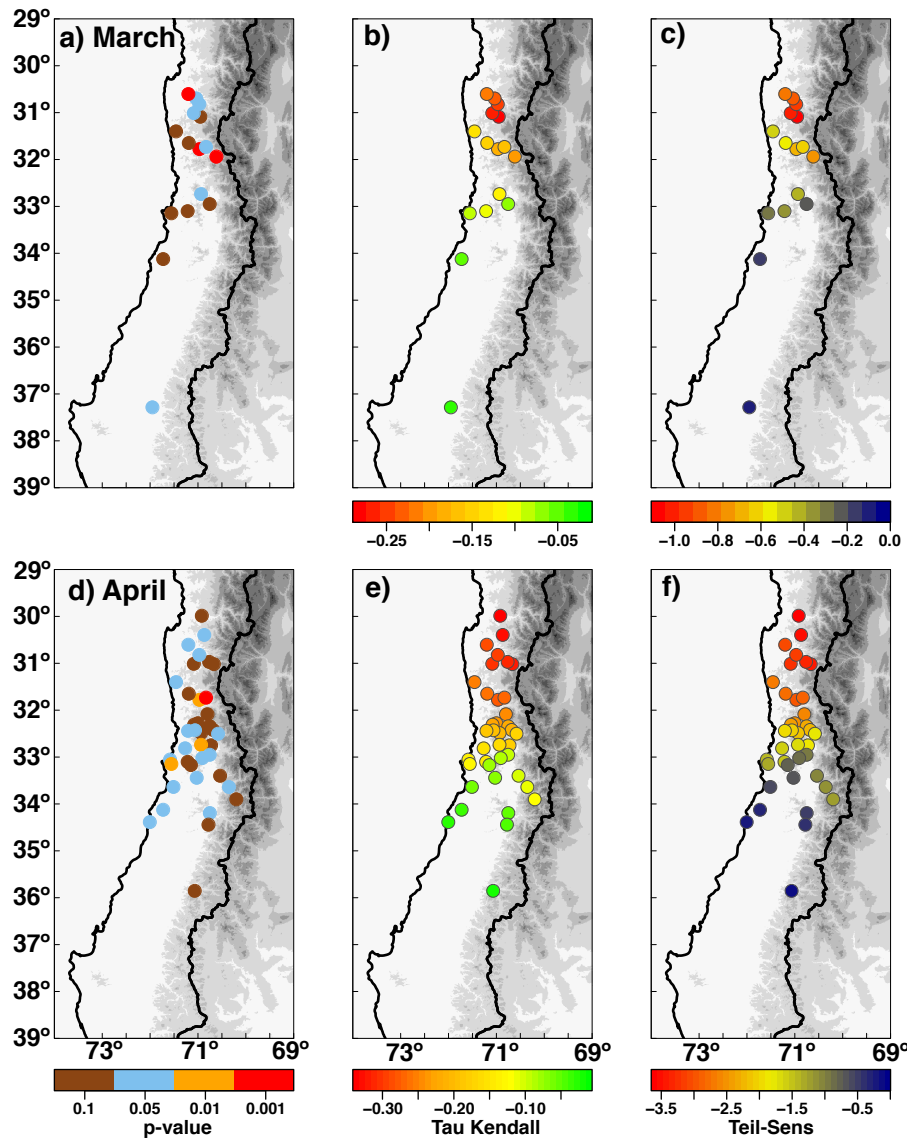


Figura 2.15: (a y d) Resumen de las estaciones de precipitación que presentaron cambios estadísticamente significativos en sus tendencias durante los meses de marzo y abril ( $P$  valor:  $< 0,10$ ,  $< 0,05$ ,  $< 0,01$ ,  $< 0,001$ ). Los paneles b y e representan los valores del Tau de Kendall acorde a las estaciones con tendencias significativas mostradas en los paneles a y d. Los paneles c y f representan los valores del estimador Tei-Sens de cada una de las estaciones que registró cambios significativos (panel d). La significancia estadística de las tendencias, los valores Tau de Kendall y Tei-Sens son mostrados para cada mes en las barras horizontales ubicadas en la parte inferior de los mapas correspondientes a cada método.



La precipitación del mes de mayo, a diferencia de las precipitaciones de marzo y abril, registró un mayor número de estaciones con una tendencia negativa y significativa dentro del periodo 1981 - 2015. En adición, se observó que estas estaciones se encuentran distribuidas de manera heterogénea a lo largo de todo los AM (Figura 2.16a). Inversamente, un patrón espacial diferente al registrado en la precipitación de mayo ha sido obtenido para el mes de julio, donde las estaciones con tendencias negativas y significativas presentaron una mayor concentración al sur de los 34°S (Figura 2.16d). Importante es mencionar que ambos métodos estadísticos utilizados para evaluar la tendencia (Mann-Kendall y Teil-Sens), permiten obtener la magnitud del cambio dada por el valor obtenido por sus coeficientes. En base a los valores obtenidos en la figuras 2.16b,c,e,f, es posible observar que la sub-región emplazada entre los 30° - 34°S presenta valores más elevados, lo cual es referente a mayores cambios en las tendencias. Lo anterior se puede inferir a través de representación de círculos de tonalidades rojizas más intensas. Esta mayor magnitud se obtuvo en los meses de marzo y abril, y también en los meses invernales de mayo y julio. Para los meses de junio, agosto y septiembre se registró tendencias negativas y significativas en diferentes estaciones meteorológicas dentro de los AM, considerando los tres intervalos temporales previamente descritos. Sin embargo, los resultados obtenidos no mostraron una patrón claro, en comparación a los meses de marzo, abril, mayo y julio descritos anteriormente.

Las tendencias de la precipitación mensual obtenidas han permitido identificar patrones de reducción de las precipitaciones que muestran diferencias espaciales. No obstante, meses como mayo han mostrado un patrón de reducción homogéneo de las precipitaciones a lo largo de los AM. Sin embargo, tras considerar la precipitación acumulada entre los meses de abril a agosto, se registró una reducción significativa de las precipitaciones a lo largo de todo los AM durante el periodo 1981 - 2015 (Figura 2.17a). Este patrón muestra una homogeneidad espacial. A pesar de ello, la reducción de las precipitaciones registró ser mayor durante el periodo 2001 - 2015. En este periodo, se obtuvo un mayor número de estaciones meteorológicas con tendencias significativas, en contraste al periodo 1981 - 2015 (Figura 2.17d). El intervalo 1981 - 2015 ha registrado un número menor de estaciones meteorológicas con tendencias negativas y significativas ubicadas entre las latitudes  $33^{\circ}$  -  $37^{\circ}$ S, en comparación al periodo 2001 - 2015, periodo en el cual se observó una mayor densidad de estaciones entre dichas latitudes. Resultados diferentes a los previamente descritos fueron obtenidos usando otra combinación de meses entre marzo y septiembre, y también en base a otros intervalos temporales. No obstante, los resultados aquí reportados permiten inferir la existencia de una intensificación de condiciones más secas desde el año 1981. Esta condición se ha incrementado particularmente desde el año 2001 en adelante para los AM.

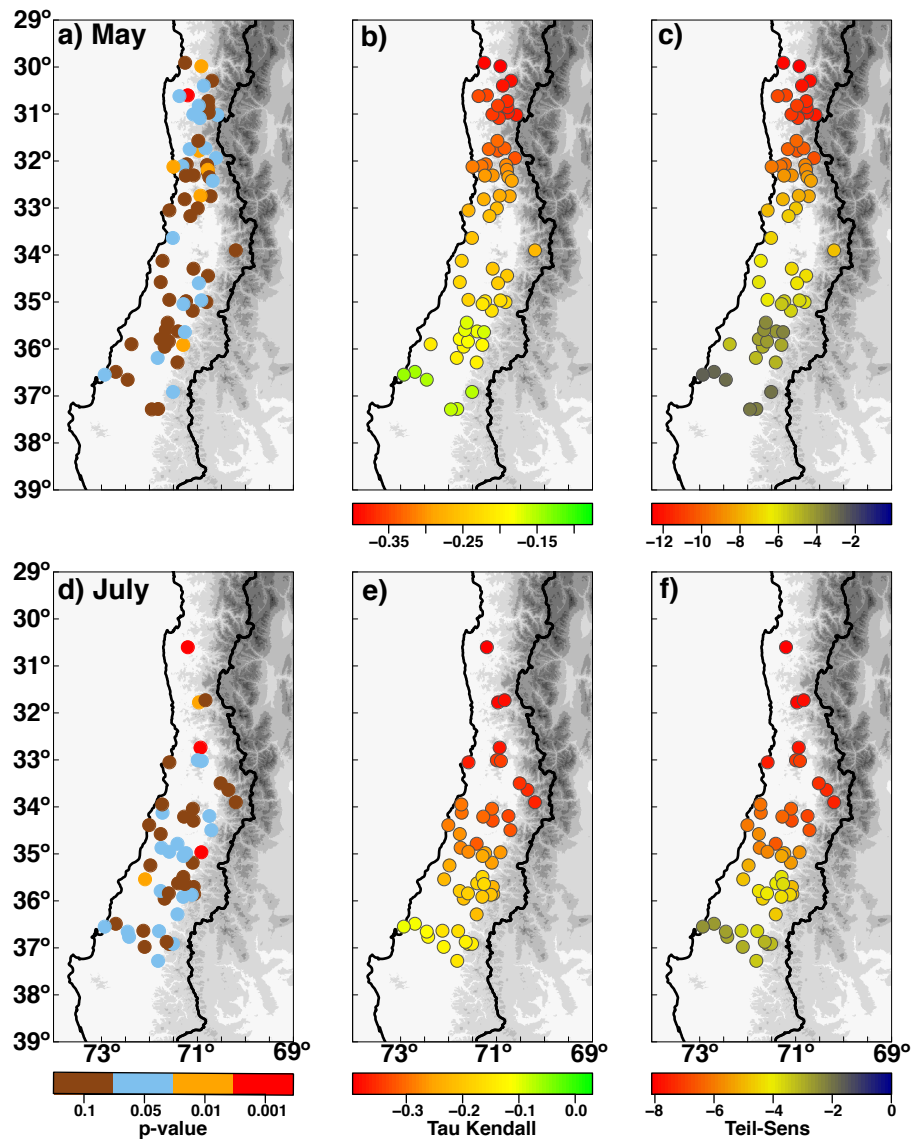


Figura 2.16: (a y d) Resumen de las estaciones de precipitación de los meses de mayo y julio con tendencias significativas ( $P$  valor:  $< 0,10$ ,  $< 0,05$ ,  $< 0,01$ ,  $< 0,001$ ), en base a los análisis de Mann-Kendall y Tei-Sens. (b y e) Tau de Kendall basado en las estaciones que presentaron tendencias significativas mostradas en a. (c y f) Estimador Tei-Sens de las estaciones que registraron cambios significativos en sus tendencias resumidas en el panel d. La significancia estadística de las tendencias, los valores Tau de Kendall y Tei-Sens son mostrados para cada mes en las barras horizontales ubicadas en la parte inferior de los mapas.

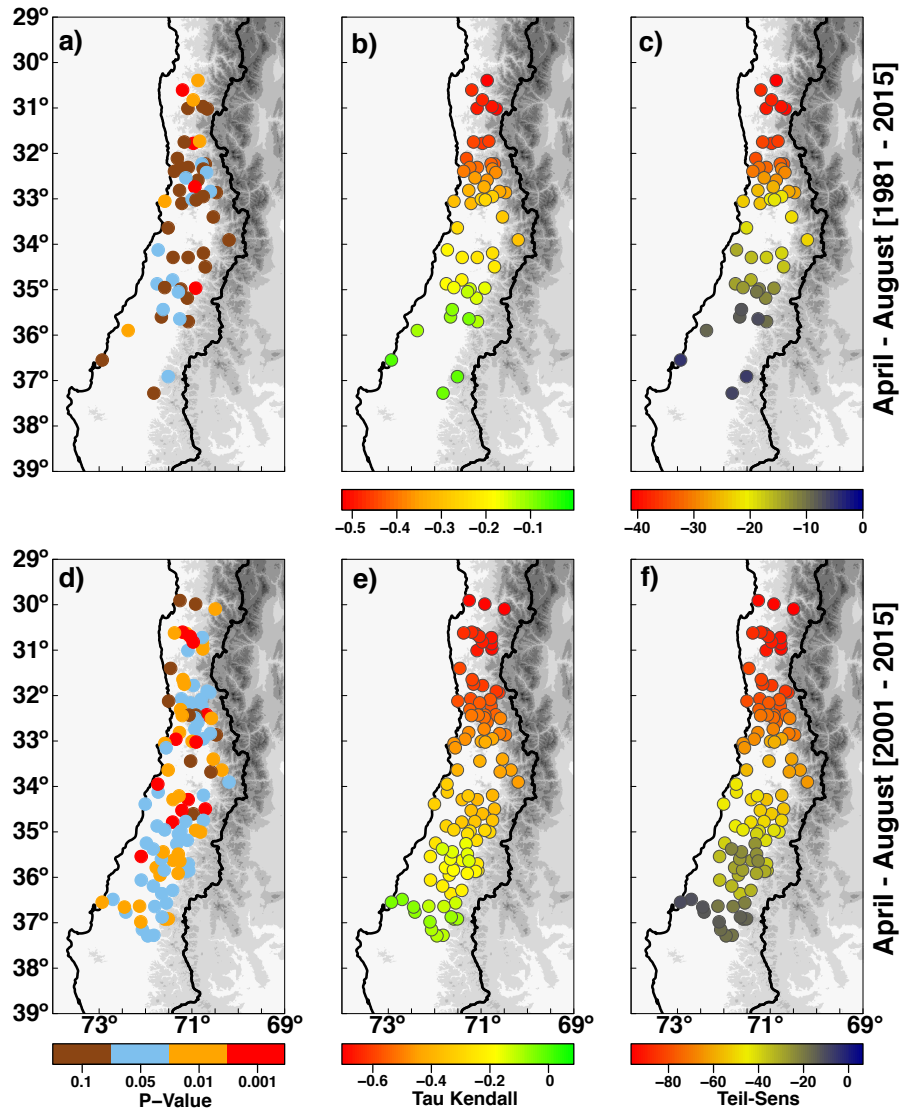


Figura 2.17: (a y d) Resumen de las estaciones de precipitación acumulada entre los meses de abril - agosto con significancia estadística (P valor:  $< 0.10$ ,  $< 0.05$ ,  $< 0.01$ ,  $< 0.001$ ). Los paneles b y e resume las tendencias identificadas usando la prueba de Mann - Kendall, mientras que los paneles c y f representan las tendencias identificadas por el Estimador Teil-Sens. Los valores Tau de Kendall y Teil-Sens son mostrados para cada mes en las barras horizontales bajo los mapas. Los análisis han sido hechos en los periodos: 1981 - 2015 y 2001 - 2015

### 2.1.5. Discusión

En base a los resultados anteriormente expuestos, se ha registrado una fuerte variación de las variables climáticas que alteran directamente el balance de masa de los glaciares localizados en los Andes mediterráneos. Los cambios registrados especialmente en la temperatura media del aire y la precipitación, fueron también identificados en la temperatura mínima y máxima durante las últimas tres décadas. En adición a ello, un incremento significativo en la isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$  fue también observado durante la segunda mitad del siglo XX y principios del siglo XXI. Un hecho importante de resaltar es que los cambios registrados en las variables climáticas analizadas, se estarían produciendo a múltiples escalas temporales (mensual, estacional y anual). En el caso de la temperatura media del aire, que registró un incremento significativo en 8 de los 12 meses del año, se observó que dichos cambios han presentado una mayor severidad en meses de finales de invierno e inicios de primavera (agosto a noviembre), particularmente durante el periodo 1969 - 2016 (*ver* Tabla 2.3). Cuando se utilizó una combinación de los meses de junio a agosto, se registró un incremento significativo durante estos meses invernales (*ver* Figura 2.4a). Análogo a este resultado, se obtuvo un incremento significativo de la temperatura durante los meses de octubre a marzo, además de un incremento de la temperatura media utilizando los meses de enero a diciembre (Figura 2.4b,c). En base a este resultado, la temperatura media del aire se estaría incrementando significativamente a lo largo de todo el año en la región de los Andes Mediterráneos desde el año 1969. Estos incrementos significativos de la temperatura media en las estaciones de invierno y primavera-verano a una escala regional, como han sido expuestos aquí, sería relevante a la hora de considerar que dichos meses son claves para mantener la acumulación de nieve caída en invierno producto de las precipitaciones. En adición a ello, la temperatura de primavera-verano, es además relevante ya que permite generar el derretimiento de la nieve acumulada durante el invierno. Este resultado está en compás a una reducción significativa de las precipitaciones registradas en los meses de invierno (mayo, junio y julio), históricamente desde el año 1876 (*ver* Tabla 2.8), y en las últimas tres décadas particularmente entre abril a agosto en los AM de Chile (Figura 2.17). La temperatura mínima mensual en abril y mayo, y anual ha mostrado también un incremento significativo durante el periodo 1980 - 2016. No obstante, el mayor incremento de las temperaturas fue registrado en la temperatura máxima. Los resultados anteriormente expuestos indican una condición invernal más cálida en los AM de Chile durante las últimas tres décadas, provocado por un incremento de la temperatura mínima, media y máxima durante la el invierno, primavera-verano y durante el año. Además, las temperaturas extremas asociadas a mayores temperaturas en los AM se han incrementado entre los años 1962 - 2015.

Las variaciones en la temperatura registradas en este trabajo doctoral son coherentes con estudios previos desarrollado por autores tales como [22]. Estos autores describen un incremento significativo de la temperatura media anual durante el periodo 1979 - 2006 para la región de los AM, siendo este aumento mayor en la cara oeste de los Andes (Chile) en comparación al lado este (Argentina). Sin embargo, estos autores describen una negativa tendencia de la temperatura media anual en zonas costeras, a la par de un “calentamiento” a mayores elevaciones de los AM. Los resultados anteriormente expuestos son concordantes con estudios recientes desarrollados por [12], quienes han observado que la temperatura de otoño, primavera y verano se han incrementado significativamente entre los  $30^{\circ}$  -  $35^{\circ}\text{S}$  durante el periodo

1979 - 2015.

Las variaciones temporales de la temperatura media, mínima y máxima están inferidos en base a una respuesta regional común, es decir, una señal promedio de las estaciones descritas previamente en la Tabla 2.1. La señal regional en algunos casos enmascara procesos que suceden a una menor escala espacial (*e.g* escala local), por lo cual los resultados anteriormente deben ser validados, por ejemplo, con información climática grillada de la misma variable. En este sentido, los resultados anteriormente expuestos fueron validados con la temperatura media, mínima y máxima regional mensual obtenida mediante correlaciones de Pearson con el producto grillado por el Centro de Clima y la Resiliencia (CR2), libremente disponible en: [www.cr2.c1/recursos-y-publicaciones/bases-de-datos/datos-productos-grillados/](http://www.cr2.c1/recursos-y-publicaciones/bases-de-datos/datos-productos-grillados/). Estos datos cubren el periodo 1979 - 2015 y tienen una resolución espacial de  $0,05^\circ$  de latitud y longitud ( $\sim 5$  km). En todos los casos, las series regionales mensuales de temperatura presentaron correlaciones significativas con los campos de temperatura media, mínima, y máxima. Dichos resultados se encuentran en la sección de apéndice. Este resultado permite corroborar y validar los resultados obtenidos en cada una de las temperaturas de los AM. Por otra parte, Un hecho importante de destacar respecto a la variabilidad temporal observada en la temperatura media del aire es el cambio de régimen registrado en la temperatura de invierno, primavera-verano y periodo anual (*ver* Figura 2.4). Dos cambios temporales significativos en la media fueron registrados alrededor del año 1977 y 1999. El cambio temporal obtenido el año 1977 es coherente con los resultados expuestos por [32]. Estos autores relacionan este “salto climático” con un cambio desde una fase fría a una fase cálida en la SST dentro de la región del Océano Pacífico tropical. Adicionalmente, estas variaciones han sido asociadas a un cambio de fase de escala decadal en la PDO. Este resultado expone, que la variabilidad temporal de la temperatura en la región de los AM está influenciada por las variaciones temporales de la SST. La variabilidad temporal provocada por variaciones en la SST, como por ejemplo, ENSO ha sido previamente asociado con cambios temporales en el balance de masa del glaciar Echaurren Norte localizado en los AM ([21]). En base a las variaciones temporales obtenidas en la temperatura media y a lo registrado por [21], cambios temporales en la SST a escalas decadal y multi-decadal podrían explicar variaciones temporales en los glaciares localizados en los AM, y en un contexto mayor a la escala anual.

La positiva tendencia registrada en la temperatura de los AM durante los meses del año no ha sido observada de igual manera en la elevación de la isoterma de  $0\text{C}$ . Las observaciones de la estación Quintero / Santo Domingo han registrado una tendencia negativa y significativa durante el periodo 1958 - 2015, especialmente en los meses de mayo y julio. No obstante, en otros meses también se registraron tendencias negativas, pero sin una significancia estadística (*ver* Tabla 2.6). Por el contrario, un incremento significativo de la ISO0 NCAR ha sido obtenido en el mes de enero y junio utilizando los datos de reanálisis NCAR-NCEP. Una de las posibles explicaciones a estas tendencias negativas, particularmente en mayo y julio, podría estar relacionada a la fuerte variabilidad decadal observada en las series temporales de la ISO0 (*ver* Figura 2.9). Un incremento en la ISO0 de mayo puede ser identificado con claridad desde el año 1980 (*ver* Figura 2.9e). En este sentido, las tendencias de largo plazo anteriormente expuestas en esta tesis difieren con estudios previos de la ISO0 llevados a cabo por [13], quienes reportan un incremento de la ISO0 entre 1975 – 2001 en las estaciones de invierno y verano. Estos autores utilizan un método de suavizado de ajuste exponencial (*ver* [76]) para identificar cambios positivos y negativos en la tendencia de la ISO0. A diferencia

de los resultados antes expuestos en esta tesis, que son basados en una prueba estadística no-paramétrica como lo es Mann-Kendall. No obstante, si se observa la variabilidad temporal de la ISO0 durante este mismo periodo en la Figura 2.11a, se puede identificar un incremento como ha sido bien descrito por [13]. No obstante, dicho incremento se encuentra dentro de una marcada variabilidad temporal decadal por parte de la ISO0 en invierno (junio – agosto). Contrariamente, si consideramos la misma serie de la ISO0 se puede identificar una disminución de su altura en invierno entre los años 1980 – 2007. Si consideramos una menor altura de la ISO0 como la observada durante 1980 – 2007, en conjunto a una reducción significativa de la precipitación invernal previamente identificada, podemos generar una hipótesis respecto a que el factor limitante en el balance de masa de los glaciares de los AM pudo haber sido la acumulación durante este intervalo temporal. Esta hipótesis tendría coherencia si consideramos lo expuesto por autores como [49], que tras reconstruir el balance de masa del glaciar Echaurren Norte utilizando un modelo glaciológico simple desarrollado por [48], han determinado que el balance de masa en este glaciar es mayormente sensible a cambios en la precipitación durante el último siglo XX, en contraste a la temperatura media. A pesar de estos resultados, resulta complejo discernir y atribuir la importancia que tiene la precipitación y/o la temperatura media en el balance de masa glaciar *per se*, ya que probablemente, esto estaría estrechamente relacionado con la variabilidad decadal que presentan las variables climáticas que controlan el balance de masa glaciar. Este punto puede ser importante de considerar, especialmente en lugares como los AM de Chile debido a la fuerte modulación decadal que presenta su régimen climático descrito por diversos autores ([24]; [51]; [?], [85]).

A diferencia de las tendencias observadas en la ISO0 entre los años 1958 – 2015, durante el periodo 2001 – 2015 se obtuvo incrementos significativos de la ISO0 durante enero y mayo. No obstante, únicamente en los meses de febrero, septiembre y octubre se registró una tendencia negativa durante este intervalo temporal, y en base a la ISO0 NCAR. La ISO0 Obs en enero durante este intervalo llegó a valores de 4076 m, mientras que en el mes de agosto la altura de la ISO0 Obs tuvo un valor de 2795 m. Durante el intervalo 2000 – 2015 fue registrado un incremento en la altura de la ISO0 a nivel mensual, en relación al periodo 1958 – 2015. Probablemente, mecanismos asociados a un mayor calentamiento en la Tropósfera particularmente desde principios del siglo XXI explicarían la mayor elevación de la ISO0 registrada. Este mecanismo ha sido previamente expuesto por [13] como una de las posibles causas que explicaría el incremento de la ISO0. No obstante, en futuros estudios se hace relevante analizar actuales tendencias a diferentes espesores dentro de la Troposfera en los AM. Lo anterior, con el fin de evaluar la existencia de similares tendencias descritas previamente por [22] considerando otros intervalos temporales. Por otra parte, un resultado que merece ser destacado es la estrecha coherencia temporal observada entre la ISO Obs de la estación Quintero / Santo Domingo y la ISO NCAR obtenida como un promedio de tres grillas que cubren aprox. las latitudes 30 - 37S. Se obtuvo una correlación de Pearson significativa en la ISO0 utilizando las observaciones y el producto de re-análisis contrastadas durante los periodos 1958 – 2015 y 2001 - 2015. Los coeficientes de correlación de Pearson registraron valores sobre  $r = 0.75$  durante el periodo (1958 – 2015), mientras que los valores de correlación estuvieron sobre un  $r = 0.83$  cuando se consideró el periodo 2000 – 2015. Las correlaciones mensuales obtenidas han sido en todos los casos estadísticamente significativas a un  $p$ -valor  $< 0,001$ . Sin embargo, es importante destacar que en el caso de las observaciones de la estación Quintero / Santo Domingo, los datos faltantes a escala mensual fueron rellenados con la media mensual respectiva y calculada respecto a todo el periodo de registro,

especialmente durante los años 1958 – 2015. Este hecho quizás generó ruido en el valor de correlación reportado, por lo que más análisis se hacen necesarios.

A pesar de que los valores en la elevación de la ISO0 han diferido entre las observaciones de la estación Quintero / Santo Domingo y la ISO NCAR (*i.e.* julio en el periodo 1958 - 2015), se han obtenido valores promedio similares, especialmente en los meses de primavera y verano (noviembre a marzo). Este resultado señala que en futuras investigaciones relacionadas a la evolución de la isoterma de 0°C en los AM, la información de las alturas geopotenciales provistas por NCAR-NCEP puede ser una útil herramienta debido a que muestra coherencia temporal y física respecto a los montos obtenidos. Por otro lado, los datos están libremente disponible para su descarga y uso. Estos datos serían útiles si consideramos la falta de información existente en algunos meses y años por parte de las observaciones en los AM, y también en otras regiones de Chile.

La precipitación regional de los AM han mostrado una clara y significativa reducción desde el año 1876. Estas reducciones han sido estadísticamente significativas durante los meses de mayo, junio y julio (ver Tabla XX). En adición, la precipitación histórica acumulada de abril a septiembre a mostrado una negativa y significativa tendencia desde dicho año ( $p$ -valor  $< 0,001$ ). No obstante, tras estimar la probabilidad de ocurrencia de un evento de sequía definido por el percentil 20 como valor crítico, se ha registrado un severo incremento de sequía desde el año 1876. Este resultado es importante de destacar, pues documenta la existencia de una condición seca en los AM desde el siglo XIX hacia el presente. Este resultado no había sido expuesto previamente de manera regional para todo los AM. Estudios desarrollados por [85] identificaron un incremento de la sequía para la región de los AM desde el año 1950 hacia el presente. No obstante y en base a un estudio del registro instrumental de la estación meteorológica Santiago Quinta-Normal, se ha identificado un incremento de las condiciones de sequía en esta ciudad desde el año 1930 (*ver* [25]). Para el siglo XXI, estudios recientes han identificado un extenso periodo de seis años consecutivos con condiciones de sequías para la región de los AM y sur de Chile (*ver* [23]). Las reducciones en las precipitaciones mensuales en invierno anteriormente expuestas serían relevantes desde el punto de vista de los glaciares y los recursos hídricos, ya que es la primera fuente que provee de nieve para generar la acumulación en la temporada invernal. Además, la precipitación es la fuente principal de alimentación de los ríos producto de la neviza, que posteriormente se traduce en una fuente de acumulación dentro del balance de masa glaciar en los AM (*ver* [49]).

Las variaciones temporales en la precipitación histórica en los AM durante los meses de otoo e invierno, y abril a septiembre han exhibido una fuerte modulación decadal y multi-decadal desde el año 1876. Este hecho es relevante de destacar porque permitiría responder *a priori* los cambios en el número de variaciones frontales identificadas por [49]. Estos autores identificaron que las variaciones frontales de los glaciares localizados en los AM muestran estar mayormente concentradas posterior al año 1950. En adición, estos autores exponen que el balance de masa acumulado para el glaciar Echaurren Norte presenta valores positivos entre aprox. los años 1915 – 1945, con una clara y negativa tendencia en el balance de masa acumulado posterior a 1945. Durante el periodo 1915 - 1945 se han observado mayormente valores sobre la media en la precipitación regional de los AM, con sólo 7 valores bajo el umbral de sequía (*ver* Figura 2.14). La precipitación regional de abril a septiembre ha mostrado un intervalo de mayores precipitaciones entre aprox. los años 1890 – 1910. Este intervalo parece



ser el último periodo donde se registró condiciones de mayores precipitaciones, desde por lo menos, la segunda mitad del siglo XIX hacia el presente.

Los cambios temporales observados en la precipitación durante el periodo 1981 – 2015 muestran diferencias respecto a los resultados obtenidos utilizando el periodo histórico (1876 - 2015). Gracias a la mayor cobertura de estaciones meteorológicas que han medido instrumentalmente la precipitación en las últimas tres décadas ha sido posible conocer las variaciones espaciales que ha presentado la precipitación dentro de los AM. A escala mensual, una fuerte y significativa reducción de las precipitaciones fue registrada en el mes de abril (Figura 2.15d). Esta reducción ha mostrado estar concentrada en estaciones localizadas entre los 30 - 35S. Sin embargo, se ha observado también que en el mes de mayo la reducción de las precipitaciones es homogénea dentro del dominio espacial definido para los AM, considerando el periodo 1981 – 2015 (Figura 2.16a). Mientras que en julio, las estaciones de precipitación ubicadas al sur de los 34S han exhibido cambios negativos (Figura 2.16d). Un resultado relevante de destacar es la mayor reducción de las precipitaciones obtenida entre los meses de abril a agosto durante el intervalo 2001 – 2015, en comparación al periodo 1981 – 2015 (Figura 2.17). Un patrón de reducción significativa y homogénea ha sido observada en las precipitaciones durante los años 2001 - 2015. La variabilidad temporal y espacial, observada en los resultados expuestos en esta tesis tras analizar la precipitación durante los diversos intervalos temporales entre 1981 – 2015, evidencian la complejidad en los patrones de precipitación que existen a escala mensual dentro de los AM. Por otro lado, la reducción de las precipitaciones registrada mayormente durante el intervalo 2001 – 2015 muestra una coherencia temporal con la reducción del balance de masa superficial anual del glaciar Echaurren Norte observado por [49].

Conocer los cambios espacio-temporales a escala de la precipitación en los AM se hace fundamental, por un lado, para comprender los cambios que están sucediendo en los regímenes de acumulación especialmente en glaciares que se encuentran ubicados en el límite norte de los AM (*glaciar Tapado*). Además, identificar patrones espacio-temporales a escala mensual y estacional en la precipitación de los AM permite conocer que regiones, dentro de las seis regiones que se encuentran localizadas dentro de los AM, estarían recibiendo un menor aporte de precipitaciones. Un estudio previo desarrollado por [85] ha mostrado la existencia de dos sub-regiones hidroclimáticas dentro de los AM, siendo el punto de intersección aprox. los 33,5S. Conocer los patrones espacio-temporales de la precipitación permitiría además extrapolar dicha información respecto al balance de masa de los glaciares, lo cual da paso a la generación de hipótesis de investigación relacionadas con responder preguntas tales como, ¿Cuáles regiones están siendo mayormente afectadas por cambios en el régimen de precipitaciones?. Aunque no es el foco central de esta tesis, responder este tipo de preguntas permitiría una optimización del territorio respecto a la cantidad de agua disponible, y de esa forma, aumentar la tasa de resiliencia en cada una de las regiones que conforman los AM ante las amenazas producidas por el cambio climático.

Los mecanismos que podrían estar explicando los cambios en el régimen de las precipitaciones en los AM son variados. Autores como [?] sugieren que forzantes climáticos de altas latitudes como el Modo Anular del Sur (SAM) u Oscilación Antártica (AAO), en conjunto a variaciones de escala decadal asociadas a la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) podrían explicar dichos cambios negativos. Estas variaciones producidas en los campos de presiones entre latitudes medias y altas por parte de SAM y fluctuaciones decadales en la SST, estarían

ocurriendo en paralelo a intervalos donde el Anticiclón Subtropical del Pacífico ha mostrado una intensificación. Este último punto es importante de destacar, pues si comparamos los campos de presiones a nivel del mar entre los meses de abril a agosto para los periodos 1981 – 2015 y 2001 – 2015 (Figura 2.18), se identifica una intensificación del Anticiclón del Pacífico particularmente entre los años 2001 – 2015 (Figura 2.18b), respecto al intervalo 1981 - 2015. En base a [?] y a los resultados previamente comentados, este mecanismo podría ser relevante para comprender cambios actuales y futuros en el régimen de precipitación dentro de los AM. No obstante, se necesita un mayor número de investigaciones que permitan cuantificar los cambios presentes y futuros en el régimen de precipitaciones en los AM. Un punto relevante de abordar podría estar relacionado a comprender futuros cambios en la distribución mensual de las precipitaciones. En un estudio previo, [25] ha identificado una fuerte redistribución de las precipitaciones de la ciudad de Santiago durante el periodo de mega sequía, en comparación a diversos intervalos temporales. Este hecho genera la posibilidad de generar preguntas de investigación futuras tales como, ¿ En que mes se concentrará los mayores montos de precipitación en los AM durante los años 2020 - 2030?.

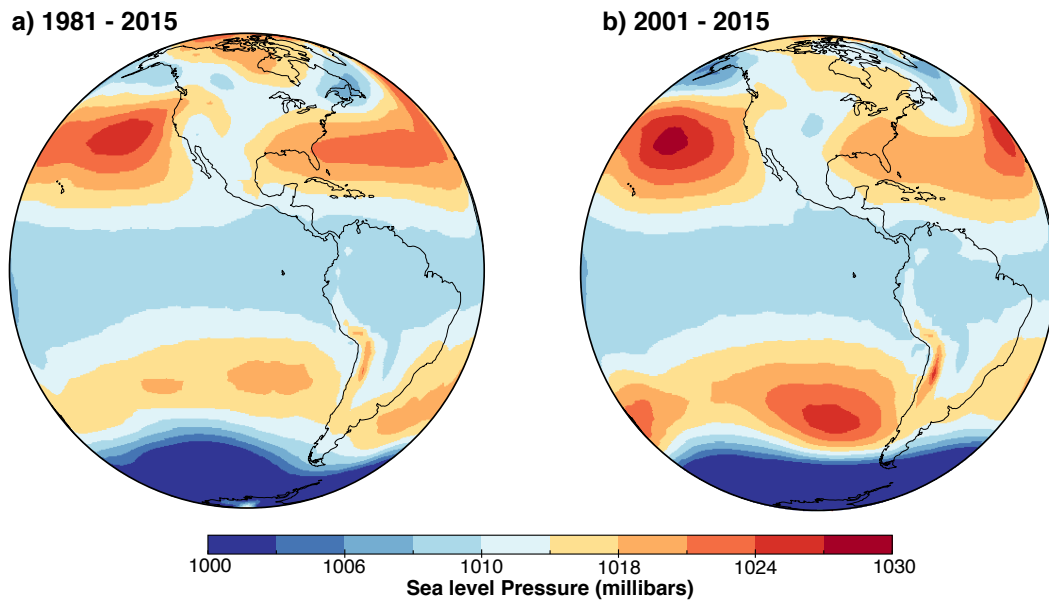


Figura 2.18: a) Campos de presión a nivel del mar promedio computado durante los meses de abril a agosto para el periodo 1981 - 2015, y b) 2001 - 2015. Los datos de presión a nivel del mar provienen del re-análisis NCAR-NCEP, y han sido obtenidos libremente desde la pagina [www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.html](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.html)

Los resultados exhibidos en este capítulo respecto a las variaciones temporales de la temperatura y la precipitación son una fuerte evidencia de un escenario negativo y complejo para los glaciares de montaña ubicados en los AM. Este escenario podría ser aún más negativo si contrastamos las tendencias registradas con lo expuesto por autores como [75]. Estos autores han identificado que los glaciares actúan como amplificadores de las tendencias climáticas locales. Además de ello, las variaciones decadales contenidas en las variables climáticas (*i.e.* precipitación, temperatura, entre otras), modificaría las variaciones en una alta frecuencia por parte de los glaciares, siendo ambas integradas en una tendencia a escala de siglos. Un claro ejemplo de esto podría ser los cambios registrados en la precipitación histórica de los AM. En base los estudios realizados por la Corporación Nacional del Medio Ambiente y el Departamento de Geofísica DGF-U de Chile, que exponen futuros una reducción de las precipitaciones e incrementos en la temperatura media del aire en la región andina, y en conjunto con lo expuesto por [75], los glaciares de la región de los AM estarían fuertemente afectados por el cambio climático. En este sentido, uno de los desafíos para futuros estudios relacionados a la interacción glaciares y clima pueden ir en la dirección de comprender la variabilidad decadal y multi-decadal que presentará la precipitación y la temperatura media del aire durante el siglo XXI. Comprender este tipo de información permitirá obtener una aproximación más realista por parte de modelos que estén variaciones temporales en los glaciares y su contribución a la escorrentía superficial y sub superficial.

¿ Por qué se están derritiendo los glaciares en los AM?.

En base a las variables climáticas anteriormente analizadas y discutidas, una respuesta a esta pregunta podría ser explicada por un mecanismo de menor acumulación invernal dado por una menor precipitación líquida producida por un incremento en la ISO0 invernal, en conjunto a un incremento de la temperatura invernal y estival. Este mecanismo hipotético podría explicar los cambios actuales identificados en los glaciares de montaña en los AM. Estos cambios serían más severos desde principios del siglo XXI.

## Glacier equilibrium line altitude variations during the “Little Ice Age” in the Mediterranean Andes (30° - 37°S)

Álvaro González-Reyes<sup>1</sup>, Claudio Bravo<sup>2</sup>, Mathias Vuille<sup>3</sup>, Martin Jacques-Coper<sup>4</sup>, Maisa Rojas<sup>5</sup>, Esteban Sagredo<sup>6</sup>, and James McPhee<sup>7,8</sup>

<sup>1</sup>Laboratorio de Dendrocronología y Cambio Global, Facultad de Ciencias Forestales y Recursos Naturales, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

<sup>2</sup>School of Geography, University of Leeds, Leeds, UK

<sup>3</sup>Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, State University of New York, Albany, NY, USA

<sup>4</sup>Departamento de Geofísica and Center for Climate and Resilience Research (CR)2, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

<sup>5</sup>Departamento de Geofísica and Center for Climate and Resilience Research (CR)2, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

<sup>6</sup>Departamento de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

<sup>7</sup>Departamento Ingeniería Civil, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

<sup>8</sup>Advanced Mining Technology Center AMTC, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

**Correspondence:** Álvaro González-Reyes (gonzalezreyesalvaro@gmail.com)

**Abstract.** The "Little Ice Age" (LIA; 1500 – 1850 Common Era (CE)), has long been recognized as the last period when mountain glaciers in many regions of the Northern Hemisphere (NH) recorded extensive growth intervals in terms of their ice mass and frontal position. The knowledge about this relevant paleoclimatic interval is vast in mountainous regions such as the Alps and Rocky Mountains in North America. However, in extra-tropical Andean sub-regions such as the Mediterranean Andes of Chile and Argentina (MA; 30° - 37°S), the LIA has been poorly documented. Paradoxically, the few climate reconstructions performed in the MA based on lake sediments and tree rings do not show clear evidence of a LIA climate anomaly as observed in the NH. In addition, recent studies have demonstrated temporal differences between mean air temperature variations across the last millennium between both hemispheres. This motivates our hypothesis that the LIA period was not associated with a significant climate perturbation in the MA region. Considering this background, we performed an experiment using daily climatic variables from three Global Climate Models (GCMs) to force a novel glaciological model. In this way, we simulated temporal variations of the glacier equilibrium-line altitude (ELA) to evaluate the glacier response during the period 1500 – 1848 CE. Overall, each GCM shows temporal changes in annual ELA, with anomalously low elevations during 1640 – 1670 and 1800 – 1848 CE. An interval with high ELA values was identified during 1550 – 1575 CE. The spectral properties of the mean annual ELA in each GCM present significant periodicities between 2 – 7 years, and also significant decadal to multi-decadal signals. In addition, significant and coherent cycles at interannual to multi-decadal scales were detected between modeled mean annual ELAs and the first EOF1 extracted from Sea Surface Temperature (SST) within the El Niño 3.4 of each GCM. Finally, significant Pearson correlation coefficients were obtained between the mean annual ELA and Pacific SST

on interannual to multi-decadal timescales. According to our findings, we propose that Pacific SST variability was the main  
20 modulator of temporal changes of the ELA in the MA region of South America during 1500 – 1848.

*Copyright statement.* TEXT

## 1 Introduction

The term “Little Ice Age” (LIA) usually refers to climatic anomalies over the Northern Hemisphere between the 15th and mid-19th centuries. During this interval, a large number of mountain glaciers in the Northern Hemisphere evidenced frontal  
25 advances (Solomina et al., 2008). The LIA has been well documented in the Northern Hemisphere by means of climatic proxies and historical documents. Some examples from tree rings in North America show reductions in summer temperatures since 1400 CE (Luckman and Wilson, 2005). In the case of Europe, studies carried out by Nussbaumer et al. (2011) identified historical glacier fluctuations of Jostedalsgreen and Folgefonna glaciers (Southern Norway) using pictorial and historical evidence. The climate variability, and the magnitude and amplitude of changes that control glacier mass balance during this period are  
30 well understood in many regions of the Northern Hemisphere (Davis, 1988; Grove, 1988; Solomina et al., 2008, 2015). However, in extra-tropical regions of the Southern Hemisphere, such as the Mediterranean Andes region of Chile and Argentina (MA; 30° – 37°S, Figure 1), the LIA evidence and glacier response to climatic forcings remains poorly analyzed. Only a small number of studies has been developed in South America to explore possible evidence for a regional climate anomaly during the LIA. These studies have been located in the Tropical Andes of Peru (Solomina et al., 2007; Bird et al., 2011), Bolivia (Rabatel  
35 et al., 2008) and Ecuador (Ledru et al., 2013). The approach has focused on frontal length variations (Masiokas et al., 2009; Araneda et al., 2009), peat dating (Espizua and Pitte, 2009) and climatic proxies such as lichenometry (Rabatel et al., 2008; Ruiz et al., 2012). However, while glacier mass balance modeling and estimation of equilibrium-line altitude (ELA) have been used in the Tropical Andes (e.g., Jomelli et al., 2011), up to date, they have not been applied in the MA region. On the other hand, several paleoclimate reconstructions have been developed in the MA. For instance, a precipitation reconstruction based  
40 on tree-rings spans the last millennium (LeQuesne et al., 2006). Nevertheless, neither this reconstruction nor a reconstruction of Santiago de Chile precipitation performed by LeQuesne et al. (2009) show clear evidence of decreased or increased in rainfall during 1500 - 1850 CE. Aside from regional climate reconstructions, large-scale estimates of inter-hemispheric differences in mean air temperature developed for the last millennium Neukom et al. (2014) are equally important to understand the regional influence of the LIA climate anomaly in the MA. This information is relevant in order to provide informed hypotheses, such  
45 as whether the LIA left a significant imprint in the mid-latitudes of the Southern Hemisphere, or whether other, more local factors, exerted a dominant control over glacier mass balance and ELA within this period in regions such as the MA.

The ELA is a climate-sensitive parameter and it is theoretically defined as the location on a glacier where annual accumulation is balanced by annual ablation, i.e., net surface mass balance equals zero (Rupper and Roe, 2008; Cogley et al., 2011). Therefore, the ELA can be estimated by fitting a curve to data representing surface mass balance as a function of elevation

50 (Cogley et al., 2011). The ELA is a good indicator of the general conditions of the glacier response at regional scale, as glacier mass balances are well correlated at distances of up to 500 km (Letreguilly and Reynaud, 1989). Because the ELA is primarily forced by mean air temperature and precipitation (Porter, 1975; Rupper and Roe, 2008; Sagredo et al., 2014), ELA estimates are commonly used in palaeoclimatic reconstructions.

Given the location of the MA along the west coast of South America, we expect that Pacific sea surface temperature (SST) variability exerts a strong control on the ELA behavior of Mediterranean Andean glaciers in Chile and Argentina during this late-Holocene interval. The aim of this study is thus to use a novel glacier mass balance modeling procedure to estimate the ELA of these glaciers, and to examine the possible role of Pacific (SST) variability on their surface mass balance during 1500 - 1850 CE.

## 2 Data and Methodology

### 60 2.1 Experimental setup

We use a novel glacier mass balance model forced with Coupled Model Intercomparison Project – Phase 5 (CMIP5) model data for the period 1500 - 1848 CE. In the next sections we explain the details of the glaciological model and its set-up. The general approach consists of estimating the theoretical surface glacier mass balance (MB) in each model grid cell as a function of elevation, provided by climate variables from three General Circulation Models (GCMs). We used the ELA as a general indicator of glacier behavior as we are not considering individual glaciers and their specific responses to climatic variations. For each model grid point we obtained the MB as a function of altitude. From this MB profile we thus obtained a gridded ELA estimate for each year. We focus on the regional response of ELA in the MA region (Figure 1).

#### 2.1.1 Glacier mass balance model

A simple glacier mass balance model was used in order to estimate the annual ELA variations between 1500 - 1849 CE. Previous paleoclimate studies around the globe have used a degree-day model forced by data from GCMs to obtain past glacier variations (Hostetler and Clark, 2000). In addition, several studies focused on understanding ELA changes across the Holocene period. For instance, Rupper et al. (2009) applied a similar model to the region of Central Asia, using data from the NCEP/NCAR reanalysis for the present and data from GCMs of phase 1 of the Paleoclimate Model Intercomparison Project (PMIP). In the Southern Hemisphere, Bravo et al. (2015) applied this kind of model forced by PMIP2 data to compare past ELA conditions between the Southern Alps (New Zealand) and Patagonia during the Mid-Holocene (6000 BP).

The glacier mass balance model used in this study was developed by Anderson and Mackintosh (2006) and applied to Franz Josef Glacier (Southern Alps). A detailed description of this model can be found there. In general, the model calculates the mass balance gradient for any specific location, based on daily data of temperature and precipitation as a function of elevation. In glaciological terms, the degree-day method shows better performance in latitudes where there are no other losses of ice mass

by external forcings other than temperature (e.g. Patagonia). In extra-tropical regions such as the MA, studies carried out by Pellicciotti et al. (2008) and Ayala et al. (2017) have demonstrated that solar radiation is intense. For instance, Pellicciotti et al. (2008), using field measurements confirmed that the incoming solar radiation can reach values close to the solar constant ( $\sim 1367 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ) in the Juncal Norte glacier ( $32.98^\circ\text{S}$ ,  $70.11^\circ\text{W}$ ). For this reason, we modified the model developed by Anderson and Mackintosh (2006). In our case, the melt computation adopts the version of Pellicciotti et al. (2005). Furthermore, we assume that the present-day solar radiation effect on Andean glaciers located in the MA region has persisted across the last millennium.

Elevation in our model is defined in each grid point from 100 to 6000 m above sea level (a.s.l.) with increments of 20 m. We consider this elevation range due to the high-altitude peaks within this region (e.g. Aconcagua, Marmolejo, Mercedario, Tupungato, among others, all reaching altitudes above 6000 m a.s.l.). For each elevation, the mass balance is calculated based on:

$$\dot{m}(t, z) = \dot{c}(t, z) + \dot{a}(t, z) \quad (1)$$

Where  $\dot{m}$  is the mass balance rate,  $\dot{c}$  the accumulation rate, and  $\dot{a}$  the ablation rate at time  $t$  and elevation  $z$ . The glacier mass balance model, accumulation is defined as the portion of the daily precipitation that falls as snow when the daily average temperature is below a certain temperature threshold ( $T_{crit}$ ). Radic and Hock (2011) considered an optimal  $T_{crit}$  in the range of  $0^\circ$  to  $2^\circ\text{C}$ . In our case,  $T_{crit}$  was assumed to be  $1^\circ\text{C}$  (Anderson and Mackintosh, 2006). Therefore, water equivalent (w.e.) accumulation is calculated based on the daily information of mean temperature ( $T_{mean}$ ) and total daily precipitation ( $P_d$ ), calculated as

$$c(t, z) = \delta_m P_d \begin{cases} \delta_m = 1, & T_{mean} < T_{crit} \\ \delta_m = 0, & T_{mean} \geq T_{crit} \end{cases} \quad (2)$$

Despite the fact that temperature is a good predictor of melting, because incoming shortwave radiation and turbulent heat fluxes are closely related to air temperature (Oerlemans, 2001; Ohmura, 2001), it is relevant to consider these variables separately, particularly in extra-tropical regions, such as the MA. Based on this, the ablation ( $a$ ) following Pellicciotti et al. (2005) is calculated according to the relationship given by

$$a(t, z) = \begin{cases} TF \cdot T_{mean}(t, z) + SRF \cdot (1 - \alpha(t, z)) \cdot G(t), & T_{mean} > T_{crit} \\ 0, & T_{mean} \leq T_{crit} \end{cases} \quad (3)$$

Where  $T_{mean}$  represents the mean air temperature at  $t$  time and  $z$  elevation.  $G(t)$  is the solar radiation at Earth surface at  $t$  time, and  $\alpha(t, z)$  is the surface albedo given by fresh snow, snowpack and ice according to elevation  $z$ . We used albedo



values of 0.85 for fresh snow, 0.60 for snowpack and 0.30 for ice (Cuffey and Paterson, 2010). In general, albedo is higher for snow and lower for ice. Two empirical coefficients of temperature ( $TF$ ) and short-wave radiation ( $SRF$ ) factors are included. 110 The  $TF$  y  $SRF$  factors are based on empirical measurements obtained from the Juncal Norte and San Francisco glacier, both located in the MA region. We considered values of  $0.009 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} \cdot ^\circ\text{C} \cdot 10^4$  for  $TF$ , and  $0.01 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{W}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot 10^4$  for  $SRF$ . The solar radiation and albedo factors were parameterized and calculated as described in the Appendix section. As stated in eq. 3, we calculated ablation only when  $T_{mean}$  was positive ( $T_{mean} > 0$ ), otherwise we considered ablation equal to 0.

## 115 2.2 Comparison between observed and modeled ELA in MA

Because this model has not been previously applied in this region, we compared the estimated against observed ELA at the Universidad Glacier, located in the MA ( $34^\circ\text{S}$ ). There are scarce measurements of surface mass balance and ELA data in the region. For instance, a surface mass balance record of Echaurren Norte glacier exists, which spans the period 1976 - 2013 (Masiokas et al., 2016). However, there is no ELA information available for this glacier. In the case of Universidad glacier, 120 recent measurements of the ELA indicate a value of 3497 m a.s.l. for the 2000 year (Carrasco et al., 2005); between 3500 and 3700 m a.s.l for the 2009–2010 hydrologic year (Bravo et al., 2017). In addition, studies carry out by Kinnard et al. (2018) report values of 3478 m and 4233 m for the 2012 - 2013 and 2013 - 2014 hydrologic year, respectively.

## 2.3 Model inputs: CMIP5

We used daily climate data from three GCMs based on past1000 experiment simulations (runs r1i1p1) of the CMIP5 initiative 125 (Table 1). For each GCM, we extracted the daily mean, minimum and maximum air temperature and precipitation for the period 1500 - 1849 CE. We used a hydrological year, considering April to March months. For this reason, our analysis period covered the 1500 - 1848 CE period. From each GCM, we only considered climate information from grid cells that span across  $70^\circ\text{W}$ , in order to extract only information over the Andes. This restriction was applied due to the coarse resolution of the GCMs used to estimate the ELA in mountain areas of the MA. Additionally, topographic information from the respective GCM and specific 130 grid point information were used to compute temperature and precipitation lapse rates. In order to evaluate the capability of GCMs to reproduce the annual climatology of the MA region, we compare monthly precipitation and mean air temperatures from GCMs based on Historical experiment simulations with data from the El Yeso meteorological station (YESO;  $33^\circ40'\text{S}$ ;  $70^\circ05'\text{W}$ ; 2475 m, no missing data during this period). We compare both datasets over the 1979 – 2010 years.

Mean air temperature data were calculated for different elevations using a standard and constant lapse rate of  $-6.5^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ . 135 Due to the scarce number of studies about glacier-climate interactions in this part of the Andes, for minimum and maximum temperatures we used a constant lapse rate value of  $-5.5^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$  following studies carried out in the Tropical Andes by Córdova et al. (2016). In the case of precipitation, and given that the distribution of precipitation in mountainous regions is difficult to predict even under present-day conditions (Rowan et al., 2014), we use a constant rate of  $0.02 \text{ mm} \cdot \text{m}^{-1}$  in order to facilitate the computation of mass balance modelling and ELA estimation. Based on each GCM, we calculated daily 140 ELA in each specific grid spanning the period 1500 - 1848 CE. Seasonal values for austral winter and summer ELA intervals

were estimated as well. Austral winter spans the months between May and August, while summer spans the months between December and March. The annual and seasonal ELA estimated for each grid cell was averaged over the MA domain in each GCM in order to construct the annual mean and seasonal ELA. Additionally, we calculate the composite annual ELA, which corresponds to the mean of the three GCMs. We define this as the Regional ELA. The purpose of this study was to identify periods of glacier advance and retreat based on ELA behavior; if the ELA is lowered, then the glaciers advance and if it rises, the glaciers retreat (Rupper and Roe, 2008). We used as reference the long – term mean elevation during 1500 - 1848 CE.

## 2.4 ELA - ENSO relationship

In order to test our working hypothesis of a strong SST influence on the regional ELA, we extracted the ENSO signal of each GCM using Empirical Orthogonal Functions (EOF) from daily SST data. We used the first principal component (PC1) or first leading EOF calculated within the Niño 3.4 region in the tropical Pacific domain (5°N - 5°S, 170°W - 120°W). We used EOF's to estimate spatial and temporal variations of SST anomalies within the Niño 3.4 region between April and March during 1500 - 1848 CE. The EOF analysis was computed with the R statistical software using the “Sinkr” package (Taylor, 2017). A complete guide to EOF analysis can be found in von Storch and Zwiers (2001).

## 2.5 Spectral properties

To identify the main periodicities in the variations of the regional ELA in each GCM, we performed a spectral analysis using the Multi Taper Method spectrum MTM (Mann and Lees, 1996). Furthermore, the continuous and coherence wavelet transform were used to detect main periodicities and coherence within the time series. An exhaustive guide to MTM and SSA spectral analyses is found in Ghil et al. (2002). The Continuous Wavelet Transform (CWT) provides information of the main periodicities in a time-frequency domain, while cross wavelet (XWT) and coherence wavelet analysis allows the detection of common and high spectral power signals, and periods where two-time series present spectral coherence, given a specific statistical confidence level in a specific time  $t$ . In all cases, we used the “morlet” mother wavelet to compute both wavelet spectral analyses. More information about wavelet computation and theory is found in Torrence and Compo (1998). The computation of wavelets was performed with the R statistical software using the “biwavelet” package (Gouhier et al., 2017). For contrasting relationships at multi-decadal scales, we used a LOESS filter of 21 years applied over ELA and Niño 3.4 time series in each GCM. Finally, we calculated fields of Pearson correlation coefficients for 1500-1848 CE between each SST dataset and the regional ELA time series. For the latter analysis, we focused on two relevant time resolutions: the interannual and the decadal time scales.

### 3 Results

#### 3.1 Glaciological model

170 Our glaciological model seems to reproduce well the ELA of the MA region (Figure A1). However, we need to keep in mind the potential sources of error in the mass balance model. For instance, the use of a constant and linear precipitation lapse rate ( $0.02 \text{ mm} \cdot \text{m}^{-1}$ ) and temperature lapse rate ( $-6.5 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ ) and solar radiation parameterization may not be the most appropriate approximation to represent the real conditions of some areas. To quantify the uncertainty, we computed the mean annual ELA for Universidad glacier located in the MA region ( $34^\circ 40\text{S}$ ;  $70^\circ 20\text{W}$ ; Figure 1). Daily gridded precipitation and  
175 mean, minimum and maximum temperatures with  $0.005^\circ \times 0.005^\circ$  spatial resolution from the Center of Climate and Resilience Research (CR2) were used to compute ELA values for the period 1979 – 2015, using the April – March hydrological year. More information about the dataset can be obtained from CR2met web page <http://www.cr2.cl/datos-productos-grillados/>. This gridded product is based on ERA-Interim (Dee et al., 2011), MODIS satellite images and measurements from meteorological stations. We extracted 16 grid values from the cell encompassing Universidad glacier ( $34.3^\circ - 34.5^\circ\text{S}$ ;  $70.1^\circ - 70.3^\circ\text{W}$ ). We used  
180 the same glaciological parameters reported in the methods section to run our glaciological model over the Universidad glacier domain. Despite the existence of many mountain glaciers across the MA region, there exists only a small number of glaciers with ELA estimates. We compare our results with in situ and satellite-based ELA estimates presented in previous published works. Our result are consistent with ELA values reported by (Carrasco et al., 2005; Bravo et al., 2017; Kinnard et al., 2018) during 2000, 2009, 2012 and 2013, respectively (Figure A1). In all cases the annual observed ELA is within the range of the  
185 modeled ELA. However, in terms of absolute values, we found some discrepancies in the ELA identified by Carrasco et al. (2005) and Kinnard et al. (2018) during 2000 and 2012, respectively. Carrasco et al. (2005) report a value of 3497 m.a.s.l. for Universidad glacier in 2000, while we obtained a modelled median ELA equal to 3722 m.a.s.l. On the other hand, Kinnard et al. (2018) report the ELA to be located at 3478 m a.s.l. in 2012, which is inconsistent with the median of 3980 m a.s.l. of our modelled ELA at Universidad glacier. On the other hand, despite to uncertainties of GCMs and based on the ELA equations  
190 reported by Carrasco et al. (2005, 2008), the present ELA is located at 4083 m.a.s.l for glaciers between  $30^\circ - 37^\circ\text{S}$ , while our regional mean annual ELA during 1500 – 1848 CE was 3745 m.

#### 3.2 Climate data input

The climatic data from the three GCMs from past1000 CMIP5 used in the glacier mass balance model to determine the ELA, reproduce the annual climatology from El Yeso meteorological station (YESO) located in the MA at 2475 m (Figure 2) quite  
195 well. A similar result is found when comparing YESO and Historical CMIP5 runs. The past1000 runs simulate increased precipitation during the austral winter months (May to August), followed by an extended period of low precipitation rates until March and dry conditions during austral summer. The highest monthly precipitation values are observed in the NCAR-CCSM4 model during austral winter months (May to August; Figure 2a), while the MPI-ESM-P model registers the lowest amount in this season. Precipitation amounts in austral summer (December to March) are higher in MRI-CGCM3 and NCAR-CCSM4  
200 models than at the YESO station. Similar precipitation amounts, however, are observed at YESO and in the MPI-ESM-P

model. The comparison of mean air temperature shows a good correspondence between models and YESO during austral winter (May to August), particularly the MRI-CGCM3 and MPI-ESM-P models (Figure 2b). All GCMs exhibit their lowest monthly temperature in July. During austral summer GCMs show coherent monthly variations with highest values in January and February.

### 205 3.3 ELA temporal variations

Our glaciological model forced by daily climatic data from three GCMs from CMIP5 past1000 experiments allowed simulating the ELA variations across the 100 to 6000 m a.s.l altitudinal gradient, between 1500 and 1848 CE. In a long-term mean context, lowest ELA values were found using the MRI-CGCM3 model (3565.2 m; Figure 3a), while highest ELA values have been obtained by NCAR-CCSM4 model (3995.5 m; Figure 3c). In addition, this model presented a higher standard deviation of the annual ELA, compared with the other two models. In a regional context, our results suggest that the annual regional long-term mean glacier ELA was located at 3745 m a.s.l. The minimum annual elevation in the regional ELA was equal to 3380 m a.s.l. in 1817, while the annual maximum elevation was located at 4120 m in 1777. A series of pulses characterized by low and high ELA values were identified in each simulation and also dominate the regional ELA reconstruction (Figure 3). Periods with low ELA values are identified during 1600 – 1650 CE in all GCMs, and during 1800 – 1848 CE in MRI-CGCM3 and NCAR-CCSM4 (Figure 3a,c). High ELA values are apparent during 1560 – 1580 CE and 1750 – 1770 CE in MPI-ESM-P and NCAR-CCSM4 (Figure 3b,c). In a regional context, an increase of the mean annual regional ELA could be observed during 1550 - 1575 CE, while a decrease of ELA values is identified between 1640 - 1670 and 1800 - 1848 CE (Figure 3d). On the other hand, if we consider the spatial pattern of mean annual ELA within our domain of analysis, a consistent increase from south to north is evident, similar to results presented by Carrasco et al. (2008) under present climate conditions (Figure A2).

### 220 3.4 Spectral properties of the regional annual ELA

Spectral properties of the mean annual ELA time series obtained from each GCM reveal significant and common periodicities, mainly between 2 - 7 and 8 - 16 years (Figure 4), suggesting that the mean annual ELA in the MA region was varying at preferred periodicities on interannual to multi-decadal timescales during 1500 - 1848 CE. In the time-frequency domain, significant and similar spectral signals were detected when applying the CWT analysis on the mean annual ELA from MRI-CGCM3 and MPI-ESM-P models. Interannual variability with periodicities around 2 – 7 and 8 – 16 years shows a cluster during 1650 - 1750 CE (Figure 4b,d). Furthermore, a strong and significant ( $P < 0.05$ ) signal is identified in the annual ELA from the MPI-ESM-P model with periodicities between 16 - 32 years. After the 1750s, the CWT of the annual ELA from all GCMs shows significant signals associated with interannual to multi-decadal time scales (high to low frequency cycles). All spectral signals located within the thick black contours of the CWT analysis (see Figure 4) present a statistical significance at  $P < 0.05$ .

### 3.5 Relationships between regional annual ELA and ENSO

We compared the mean annual ELA of each GCM with the first principal component obtained from an EOF analysis of SST from the Niño 3.4 region, considering hydrologic years from April to March (Figure A3). In all models, the first principal component or EOF1 retained more than 69% of the total variance. Similar results in terms of percentage explained by EOF1 were obtained when averaging over the months from July to June. Relationships in the frequency domain revealed by XWT analysis show strong and significant joint periodicities around 2 – 7 years, inherent in both the mean annual ELA and EOF1 SST. This result can be observed in all models (Figure 5a,c,f), and throughout the whole period analyzed. In addition, significant joint periodicities associated with 8 - 32 years were identified mainly between the mean annual ELA and the EOF1 SST of the MPI-ESM-P model (Figure 5c). Periods when the relationship between the ELA and SST is in-phase and anti-phased can be deduced from the XWT analysis, and is illustrated by the direction of the arrows. Similar results were identified using the wavelet coherence analysis, where significant and coherent spectral signals show a concentration between 2 - 7 years of periodicity, and at mid- and low frequencies associated with 8 - 32 years (Figure 5b,d,f). In addition, a significant periodicity between 24 - 32 years is observed after 1650, particularly in the MPI-ESM-P model (Figure 5d), and between 32 – 64 years since 1700 in the NCAR-CCSM4 model (Figure 5f). In addition to significant spectral coherence between mean annual ELA and EOF1 SST from the El Niño 3.4 region, we also found significant relationships between the mean annual ELA and SST over the whole Pacific domain on interannual to multi-decadal time scales. Pearson's field correlations between the mean annual ELA and mean annual SST from April to March months based on the MRI-CGCM3 model show statistical significance over the tropical Pacific region at interannual scales (Figure 6a). Similar results can be observed using the MRI-ESM-P model, which shows a strong tropical Pacific signal (Figure 6c). The spatial correlation field from NCAR-CCSM4 shows strong similarities with the one from the MRI-CGCM3 model, particularly in the tropical Pacific region (Figure 6e). The same analysis shows an increase in correlation coefficients, when Pearson's correlations are calculated with 21-year LOESS-filtered time series, especially when considering the MPI-ESM-P and NCAR-CCSM4 models (Figure 6d and 6f; respectively).

## 4 Discussion

In this study we modeled the temporal variability of the ELA across the Mediterranean Andes region from 1500 to 1848 CE. This methodological approach is novel, as it is the first study which evaluates the temporal variability of the ELA forced by GCMs in order to understand the Andean glacier response to climate variability during the period 1500 - 1848 CE. Our results show that CMIP5 models used in this study reproduce well the modern annual climatology observed in the MA region. However, in terms of modern ELA we found discrepancies between past1000 and Historical runs. We observed lower ELA values using Historical runs between 1850 - 2005 compared to past1000 runs during 1500 - 1848 CE, and using the MPI-CGCM3 and NCAR-CCSM4 models. In the case of MPI-ESM-P, this GCM has reproduced lower ELA values during 1500 – 1848 compared to modern times given by Historical runs. On the other hand, historical and past1000 runs show strong similarities across the three models used to reproduce precipitation and mean air temperature variations over the MA region. Nonetheless, summer precipitation is overestimated in the MRI-CGCM3 and NCAR-CCSM4 models when compared with YESO meteorological

station (Figure 2a). Similar results were found when considering mean air temperature, with an overestimation by all GCMs in  
265 the summer season (Figure 2b).

The results of our modeled annual mean ELA show that the lowest value is given by the MRI-CGCM3 model, while the  
highest annual mean ELA value is obtained using the NCAR-CCSM4. The regional long-term ELA mean was estimated at  
3745 m a.s.l. This value is lower than the 4083 m a.s.l. estimated under present climate conditions and for the same region by  
270 Carrasco et al. (2005, 2008). The time series show an important inter-annual variability in ELA values for each of the GCMs  
(Figure 3a,b and c). This variability is also observed in the averaged time series of the regional ELA during 1500 - 1848 CE  
(Figure 3d). It seems that high ELA values may be related to differences in the monthly precipitation amounts obtained be-  
tween GCMs, as NCAR-CCSM4 present the highest values. This result agrees with the findings of Masiokas et al. (2016) who  
estimate a greater glacier mass balance sensitivity to precipitation in central Chile.

275  
Our modeled ELA in the MA region does not show longer intervals with a sustained low/high ELA (associated with posi-  
tive/negative glacier mass balance), as identified in the Northern Hemisphere during the second half of the last millennium  
through lake sediments (Bakke et al., 2005), tree rings (Linderholm et al., 2007) and multiple climate proxies (Solomina et al.,  
2007). In a regional context, our modeled ELA shows only three notable periods where it departed significantly from the long-  
280 term mean for a longer period of time. We found that the mean ELA was consistently located at an anomalously high elevation  
during 1550 - 1575 CE, while during 1640 - 1670 and 1800 - 1848 CE, ELA values were lower than the long-term mean  
value. During 1550 - 1575 CE, mean air temperature during both winter and summer seasons was similar to the long-term  
mean. However, precipitation amounts were anomalously high during this period (Figure A4). In addition, spectral properties  
revealed by XWT and wavelet coherence analyses show significant periodicities around 2 – 7 years during this period (see  
285 Figure 5), which may be related to ENSO variability. A study carried out by Montecinos and Aceituno (2003) shows that win-  
ter precipitation amounts in the MA region are above average during the warm (El Niño) phase of ENSO. During the period  
with low ELA values (1640 - 1670 CE), precipitation and temperature do not show any clear departures from the mean (Figure  
A4). However, winter and summer precipitation increase during 1810 - 1820 CE, with strong mean air temperature reductions  
observed in both seasons (Figure A4). The combination of high precipitation amounts and lowered mean air temperature could  
290 explain the low ELA values in both the MPI-ESM-P and NCAR-CCSM4 models during 1800 - 1848 CE. In addition, after  
1815 the regional annual ELAs reached their lowest elevations within the analyzed interval in all models. The strong tempera-  
ture reduction observed during this period is likely the result of volcanic forcing in the GCMs, in particular associated with the  
1815 eruption of Tambora in Indonesia (Self et al., 1984). In addition, recent studies carried out by Wang et al. (2017) using  
the Bergen Climate Model during 1400 - 1999 CE indicate that ENSO shows a negative-positive-negative response to strong  
295 tropical volcanic eruptions, which corresponds to the different stages of volcanic forcing. In our case, we used the Superposed  
Epoch Analysis (SEA; (Prager and Hoenig, 1989)) to contrast our mean annual ELAs with an external forcing such as large  
volcanic eruptions occurred during the years: 1585, 1601, 1641, 1698, 1783 and 1816, reported by Schneider et al. (2017). We  
obtained significantly lower ELA values with positive lags between one to three years (Figure A5). In addition, we identified

the lowest ELA values within the period 1815 – 1820, coincident with a large volcanic eruption (see Figure 3). This result  
300 indicates that large scale eruptions might generate variations in glacier dynamics such as ELA changes in the MA region. On  
the other hand, during 1800 – 1848 CE, significant spectral cycles of 8 – 16 years were detected by XWT and wavelet coher-  
ence using the MPI-ESM-P and NCAR-CCSM4 models (Figure 5). The spectral signals associated to 2 – 7 years, identified  
by each mean annual ELA derived from each GCM was also identified in regional precipitation reconstructions performed by  
LeQuesne et al. (2006), and in Santiago de Chile precipitation reconstruction (LeQuesne et al., 2009). Both reconstructions are  
305 based on tree-rings as climate proxy.

Using spectral analysis, we identified strong and significant signals between the time series from each annual ELA and the  
mean April-March SST within the El Niño 3.4 region, for each GCM. These cycles present periodicities between 2 – 7 years.  
However, significant spectral signal at decadal to multi decadal scales were identified as well during 1500 - 1848 CE (Figure 5).  
310 During 1550 - 1580 CE, our modeled ELA shows an increase. In addition, within this interval we found negative values in the  
austral winter precipitation, together with air temperature values above the long-term mean during summer (Figure A4), repre-  
senting a warm period. MPI-ESM-P and NCAR-CCSM4 in MA mainly exhibit a combination of high mean air temperatures  
with an absence of winter precipitation. We observed that mean air temperature has not changed dramatically within 1500  
- 1848 CE in MA, in comparison to other relevant climatic periods within the last millennia, such as the Medieval Climate  
315 Anomaly (MCA). Recent studies developed by Rojas et al. (2016) found small temperature changes during this period and  
different intervals within 1500 - 1848 CE using the same GCMs of our study. Moreover, paleoclimatic studies such as DeJong  
et al. (2013), using varves extracted from the Laguna Chepical (3050 m a.s.l. ; 32°S), indicate a predominance of cool summer  
conditions during the period analyzed in this work. In our case, we observe a marked decadal to multi-decadal variability in  
mean summer air temperature obtained from GCMs (Figure A4). However, a similar declining pattern in summer temperatures  
320 is observed during 1800 - 1820 CE when comparing the Laguna Chepical reconstruction and the GCMs used in our study. In  
addition, reductions of mean air temperature in winter (May to August) coincide with intervals when the regional annual mean  
ELA exhibit low elevations (e.g. around 1700s).

Our modeled ELA is characterized by strong decadal to multi-decadal variations during the analyzed period. We obtained  
325 significant relationships between mean annual tropical Pacific SST and mean annual ELA for each GCM after applying a 21-  
year LOESS filter (Figure 6). The dominant influence of the Pacific SST variability seems to mask out the LIA signal that has  
been reported by many studies in the Northern Hemisphere (e.g., Luckman and Wilson, 2005; Solomina et al., 2015). Still, our  
results indicate low ELA values around 1840 (Figure 3), consistent with a maximum advance in 1842 of Glacier Cipreses, lo-  
cated in the MA region, as documented by Araneda et al. (2009). This advance has been associated with the LIA, however, our  
330 work suggests that this advance may have been a response to a more short-lived climate anomaly during the period 1800-1848  
CE. The regional annual ELA does not indicate a prolonged cooling interval between 1500-1848 CE as it has been identified  
in the Northern Hemisphere based on temperature reconstructions using tree-rings (Mann et al., 1999; Luckman and Wilson,  
2005) and GCMs (Neukom et al., 2014). Our experiment suggests that there was no severe and extended cooling interval within

the MA coeval with the Northern hemisphere LIA period. Future studies should focus on unravelling the LIA signal in other  
335 regions of the Andes, e.g., Patagonia, where geomorphological evidence suggests glacial advances occurred during this period  
(Koch and Kilian, 2005; Rodbell et al., 2009; Rivera et al., 2012; Aniya, 2013).



## 5 Conclusions

In this work, we simulated the daily equilibrium line altitude (ELA) representative of glaciers located in the Mediterranean Andes region of South America. Our approach used a novel glaciological model to estimate surface mass balance throughout an altitudinal gradient during 1500 - 1848 CE. We focused on the general response of the regional annual ELA. The new model presented here, was forced by climatic data from three GCMs, and included a parameterized solar radiation term in order to compute glacier ablation.

Our results are based on a multi-model mean annual ELA, expressed as the average ELA from three CMIP5 models. We obtained a regional long-term mean annual ELA equal to 3775 m a.s.l. which is lower than the regional value (4083 m a.s.l.) under present climate conditions estimated by Carrasco et al. (2005, 2008). The three GCMs correctly reproduce the latitudinal gradient, showing an increase of the ELA from south to north across the MA.

The temporal variability of our modeled regional annual ELA shows some notable periods with below/above average ELA, lasting between two to almost five decades. In a regional context, periods of anomalously high ELA values in the MA (associated with negative glacier mass balance) are identified during 1550-1575 CE. By contrast, periods with consistent values below the long-term ELA mean are found between 1640 and 1670 and again between 1800 and 1848 CE.

Spectral properties of our modeled mean annual ELA reveal significant periodicities of 2 - 7 years, and significant signals associated with decadal and multi-decadal variability. Interannual SST variability in the El Niño 3.4 region showed strong and significant correlations with the mean annual ELA in each model. Furthermore, significant relationships were identified on multidecadal time scales, revealing an association between the mean annual ELA and multidecadal SST variability in the Pacific. This Pacific SST forcing was likely a major driver modulating of annual- to decadal-scale ELA behavior during 1500 - 1848 CE in MA region of South America.

Future studies should evaluate possible relationships between decadal to multi-decadal SST variability (e.g., Inter decadal Pacific Oscillation IPO; Pacific Decadal Oscillation PDO), and mass balance and ELA behavior in others regions of South America that remain unexplored in terms of glacier-climate dynamics.

## Appendix A: Solar radiation and albedo parametrization

### 365 A1 Incoming solar radiation

We calculated incoming solar radiation  $G$  following Annandale et al. (2002) and considering minimum and maximum daily temperatures in the parameterization. We estimated the extraterrestrial radiation ( $R_a$  in  $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  units) following the equations given by Duffie and Beckman (2013).

$$R_a = \left( \frac{24 \cdot 60}{\pi} \right) (G_{cs})(dr) [\omega_s \sin(\phi) \sin(\delta) + \cos(\delta) \cos(\phi) \sin(\omega_s)] \quad (\text{A1})$$

370 Where  $\pi = 3.1415\dots$ ,  $G_{cs}$  is the solar constant ( $1367 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  or  $0,082 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ). The  $dr$  term represents the correction for the eccentricity of Earth's orbit around the sun on day  $d$  of the year, considering  $d$  in the Julian calendar. The  $dr$  is calculated as:

$$dr = 1 + 0.033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365} \cdot d\right) \quad (\text{A2})$$

$\omega_s$  = sunrise hour angle (radians):

$$375 \quad \omega_s = \arccos(-\tan(\phi) \tan(\delta)) \quad (\text{A3})$$

$\delta$  = declination of the sun above the celestial equator in radians on day  $d$  of the year ( $d$  in the Julian calendar).

$$\delta = \left( \frac{23.4 \cdot \pi}{180} \right) \cdot \sin\left(2\pi \left( \frac{284 + d}{365} \right)\right) \quad (\text{A4})$$

The  $\phi$  angle (in radians units) represent the latitudinal location. We used a mean latitude of  $33.50^\circ\text{S}$  as reference latitude. The computation of  $\phi$  was calculated as:

$$380 \quad \phi = \text{lat} \cdot \left( \frac{\pi}{180} \right) \quad (\text{A5})$$

We calculated  $G$  following the relationship described in Annandale et al. (2002), where  $G$  is estimated as the product of  $R_a$  for  $T_t$  ( $G = R_a \cdot T_t$ ). The  $T_t$  term represents the atmospheric transmissivity estimated based on Hargreaves and Samani (1982), where  $T_t$  for a given day is proportional to the square root of the difference between maximum temperature ( $T_{max}$ ) and minimum temperature ( $T_{min}$ ). Furthermore, we considered a modified  $T_t$  by the elevation ( $Z$ ; in meters) provided in

385 Annandale et al. (2002), and expressed as:

$$T_t = K_{rs} \cdot (1 + Z \cdot 2,7 \cdot 10^{-5})(T_{max} - T_{min})^{0.5} \quad (\text{A6})$$

The  $K_{rs}$  is an adjustment coefficient for interior or coastal regions. In our case, we used the 0.16 for interior locations where a land mass dominates. We considered as  $Z$  the mean elevation based on the topography obtained from the used grids by each respective GCM.

390 **A2 Albedo parametrization**

We calculated albedo using daily precipitation, and following the relationships describe by Oerlemans and Knap (1998). We used snowfall events related to more precipitation. We considered that albedo of the glacier surface in a “d” day depends on the age of the snow at the surface. Their relationship is described as:

$$\alpha_s^t = \alpha_{fi} + (\alpha_{fr} - \alpha_{fi}) \cdot e^{-\Delta t/t^*} \tag{A7}$$

395 
$$\alpha^t = \alpha_s^t + (\alpha_{hielo} - \alpha_s^t) \cdot e^{-d/d^*} \tag{A8}$$

The  $\alpha^t$  corresponds to the global albedo global at the surface in a specific  $t$  day.  $\alpha_s^t$  corresponds to the snow albedo at the surface in a  $t$  day. The  $\alpha_{fr}$  and  $\alpha_{fi}$  parameters are related to fresh snow albedo and firm or old snow albedo, respectively.  $\alpha_{hielo}$  represent a specific glacier ice albedo, while  $t^*$  corresponds the temporal scales that represent the transition of fresh snow albedo to firm. The  $\Delta t$  term is referred to days from the snowfall event. The  $d$  and  $d^*$  parameters correspond to the snow  
 400 depth (in meters), and scale coefficient of snow depth, respectively. When the depth is  $d^*$ , the snow contribution is  $1/e$  to the total albedo. The list of values used to estimate albedo is summarized in Table A1.

**Table A1. Summary of parameters used to calculated albedo from GCMs precipitation data. References values are obtained from Paterson (1994)**

abbreviation	Parameter	Value
$\alpha^t$	Global daily albedo at surface in a $t$ day	
$\alpha_s^t$	Snow albedo at surface in a $t$ day	
$\alpha_{fr}$	Fresh snow albedo	0.85
$\alpha_{fi}$	Firm or snowpack albedo	0.60
$\alpha_{hielo}$	Ice albedo	0.30
$t^*$	Time between transition of snow albedo to old snow albedo	3 days
$\Delta t$	Days from the last snowfall event	
$d$	Snow depth (in meters)	
$d^*$	Scale coefficient of snow depth	0.4

*Competing interests.* The authors declare that they have no conflict of interest.

*Acknowledgements.*

405 Álvaro González-Reyes wishes to thank Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica–Programa de Capital Humano Avanzado (CONICYT-PCHA)/Doctorado Nacional/ 2016-21160642 for the doctoral scholarship. C. Bravo acknowledges support from the CONICYT Programa Becas de Doctorado en el Extranjero, Beca Chile, for the doctoral scholarship. We acknowledge support from Fondo de Financiamiento de Centros de Investigación en Áreas Prioritarias (FONDAP) 15110009 [Center for Climate and Resilience Research [(CR)2], Advanced Mining Technology Center AMTC of Universidad de Chile and Dirección de Investigación y Desarrollo (DID), Universidad Austral de Chile.

## 410 References

- Anderson, B. and Mackintosh, A.: Temperature change is the major driver of late-glacial and Holocene glacier fluctuations in New Zealand, *Geology*, 34, 121, <https://doi.org/10.1130/G22151.1>, <http://dx.doi.org/10.1130/G22151.1>, 2006.
- Aniya, M.: Holocene glaciations of Hielo Patagónico (Patagonia Icefield), South America: a brief review, *Geochemical Journal*, 47, 97–105, 2013.
- 415 Annandale, J., Jovanovic, N., Benade, N., and Allen, R.: Software for missing data error analysis of Penman-Monteith reference evapotranspiration, *Irrigation Science*, 21, 57–67, 2002.
- Araneda, A., Torrejón, F., Aguayo, M., Alvial, I., Mendoza, C., and Urrutia, R.: Historical records of Cipreses glacier (34°S): combining documentary-inferred ‘Little Ice Age’ evidence from Southern and Central Chile, *The Holocene*, 19, 1173–1183, <https://doi.org/10.1177/0959683609345079>, <https://doi.org/10.1177/0959683609345079>, 2009.
- 420 Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., and Burlando, P.: Patterns of glacier ablation across North-Central Chile: Identifying the limits of empirical melt models under sublimation-favorable conditions, *Water Resources Research*, 53, 5601–5625, <https://doi.org/10.1002/2016WR020126>, <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016WR020126>, 2017.
- Bakke, J., øyvind Lie, Nesje, A., Dahl, S. O., and øyvind Paasche: Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway, *The Holocene*, 15, 161–176, <https://doi.org/10.1191/0959683605hl797rp>, <https://doi.org/10.1191/0959683605hl797rp>, 2005.
- 425 Bird, B. W., Abbott, M. B., Vuille, M., Rodbell, D. T., Stansell, N. D., and Rosenmeier, M. F.: A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108, 8583–8588, <https://doi.org/10.1073/pnas.1003719108>, <https://www.pnas.org/content/108/21/8583>, 2011.
- Bravo, C., Rojas, M., Anderson, B. M., Mackintosh, A. N., Sagredo, E., and Moreno, P. I.: Modelled glacier equilibrium line altitudes during the mid-Holocene in the southern mid-latitudes, *Climate of the Past*, 11, 1575–1586, <https://doi.org/10.5194/cp-11-1575-2015>, <https://www.clim-past.net/11/1575/2015/>, 2015.
- 430 Bravo, C., Loriaux, T., Rivera, A., and Brock, B. W.: Assessing glacier melt contribution to streamflow at Universidad Glacier, central Andes of Chile, *Hydrology and Earth System Sciences*, 21, 3249–3266, <https://doi.org/10.5194/hess-21-3249-2017>, <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/21/3249/2017/>, 2017.
- 435 Carrasco, J. F., Casassa, G., and Quintana, J.: Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century, *Hydrological Sciences Journal*, 50, null–948, <https://doi.org/10.1623/hysj.2005.50.6.933>, <http://dx.doi.org/10.1623/hysj.2005.50.6.933>, 2005.
- Carrasco, J. F., Osorio, R., and Casassa, G.: Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations, *Journal of Glaciology*, 54, 538–550, <https://doi.org/10.3189/002214308785837002>, 2008.
- 440 Cogley, G., Hock, R., Rasmussen, A., Arendt, A., Bauder, A., Braithwaite, J., Jansson, P., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L., and Zemp, M.: Glossary of glacier mass balance and related terms, p. 114, <https://doi.org/10.5167/uzh-53475>, 2011.
- Córdova, M., Célleri, R., Shellito, C. J., Orellana-Alvear, J., Abril, A., and Carrillo-Rojas, G.: Near-surface air temperature lapse rate over complex terrain in the Southern Ecuadorian Andes: implications for temperature mapping, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 48, 673–684, 2016.
- 445 Cuffey, K. M. and Paterson, W. S. B.: *The physics of glaciers*, Academic Press, 2010.

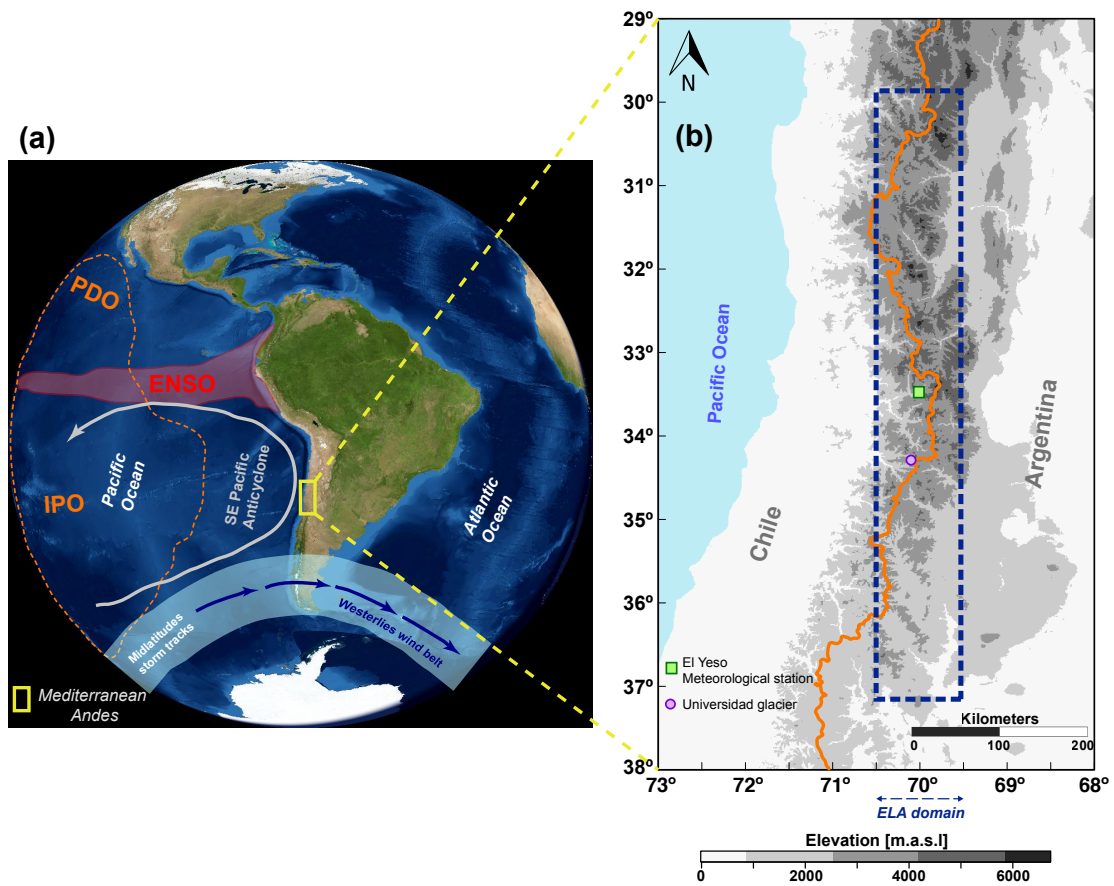
- Davis, P.: Holocene glacier fluctuations in the American Cordillera, *Quaternary Science Reviews*, 7, 129 – 157, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0277-3791\(88\)90003-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90003-0), <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0277379188900030>, 1988.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, d. P., et al.:  
 450 The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137, 553–597, 2011.
- DeJong, R., von Gunten, L., Maldonado, A., and Grosjean, M.: Late Holocene summer temperatures in the central Andes reconstructed from the sediments of high-elevation Laguna Chepical, Chile (32° S), *Climate of the Past*, 9, 1921–1932, <https://doi.org/10.5194/cp-9-1921-2013>, <https://www.clim-past.net/9/1921/2013/>, 2013.
- 455 Duffie, J. A. and Beckman, W. A.: *Solar engineering of thermal processes*, John Wiley & Sons, 2013.
- Espizua, L. E. and Pitte, P.: The Little Ice Age glacier advance in the Central Andes (35°S), Argentina, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 345 – 350, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.10.032>, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018209001345>, long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South America (LOTRED-SA): State of the art and perspectives, 2009.
- 460 Gent, P. R., Danabasoglu, G., Donner, L. J., Holland, M. M., Hunke, E. C., Jayne, S. R., Lawrence, D. M., Neale, R. B., Rasch, P. J., Vertenstein, M., Worley, P. H., Yang, Z.-L., and Zhang, M.: The Community Climate System Model Version 4, *Journal of Climate*, 24, 4973–4991, <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4083.1>, <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4083.1>, 2011.
- Ghil, M., Allen, M., Dettinger, M., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M., Robertson, A. W., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F., et al.: Advanced spectral methods for climatic time series, *Reviews of geophysics*, 40, 2002.
- 465 Gouhier, T. C., Grinsted, A., and Simko, V.: R package "biwavelet": Conduct Univariate and Bivariate Wavelet Analyses, <https://github.com/tgouhier/biwavelet>, (Version 0.20.15), 2017.
- Grove, J. M.: *The Little Ice Age*, vol. 1, Routledge, 1988.
- Hargreaves, G. H. and Samani, Z. A.: Estimating potential evapotranspiration, *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 108, 225–230, 1982.
- 470 Hostetler, S. W. and Clark, P. U.: Tropical Climate at the Last Glacial Maximum Inferred from Glacier Mass-Balance Modeling, *Science*, 290, 1747–1750, <https://doi.org/10.1126/science.290.5497.1747>, <http://science.sciencemag.org/content/290/5497/1747>, 2000.
- Jomelli, V., Khodri, M., Favier, V., Brunstein, D., Ledru, M.-P., Wagnon, P., Blard, P.-H., Sicart, J.-E., Braucher, R., Grancher, D., et al.: Irregular tropical glacier retreat over the Holocene epoch driven by progressive warming, *Nature*, 474, 196, 2011.
- Kinnard, C., MacDonell, S., Petlicki, M., Mendoza Martinez, C., Abermann, J., and Urrutia, R.: *Andean Hydrology*, CRC Press, 2018.
- 475 Koch, J. and Kilian, R.: ‘Little Ice Age’ glacier fluctuations, Gran Campo Nevado, southernmost Chile, *The Holocene*, 15, 20–28, <https://doi.org/10.1191/0959683605hl780rp>, <https://doi.org/10.1191/0959683605hl780rp>, 2005.
- Ledru, M.-P., Jomelli, V., Samaniego, P., Vuille, M., Hidalgo, S., Herrera, M., and Ceron, C.: The Medieval climate anomaly and the Little Ice Age in the eastern Ecuadorian Andes, *Climate of the Past*, 9, 307–321, 2013.
- LeQuesne, C., Stahle, D. W., Cleaveland, M. K., Therrell, M. D., Aravena, J. C., and Barichivich, J.: Ancient *Austrocedrus* Tree-Ring  
 480 Chronologies Used to Reconstruct Central Chile Precipitation Variability from a.d. 1200 to 2000, *Journal of Climate*, 19, 5731–5744, <https://doi.org/10.1175/JCLI3935.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3935.1>, 2006.
- LeQuesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J. A., Rivera, A., and Barichivich, J.: Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation, *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*

- Palaeoecology, 281, 334–344, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.01.039>, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018208004999>, long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South America (LOTRED-SA): State of the art and perspectives, 2009.
- Letreguilly, A. and Reynaud, L.: Past and forecast fluctuations of glacier Blanc (French Alps), *Annals of Glaciology*, 13, 159–163, 1989.
- Linderholm, H., Jansson, P., and Chen, D.: A high-resolution reconstruction of Storglaciären mass balance back to 1780/81 using tree-ring data and circulation indices, *Quaternary Research*, 67, 12–20, <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.08.005>, 2007.
- 490 Luckman, B. H. and Wilson, R. J. S.: Summer temperatures in the Canadian Rockies during the last millennium: a revised record, *Climate Dynamics*, 24, 131–144, <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0511-0>, <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0511-0>, 2005.
- Mann, M., Bradley, R., and K. Hughes, M.: Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations, *Geophysical Research Letters*, 26, 759–762, 1999.
- Mann, M. E. and Lees, J. M.: Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series, *Climatic change*, 33, 495 409–445, 1996.
- Masiokas, M. H., Rivera, A., Espizua, L. E., Villalba, R., Delgado, S., and Aravena, J. C.: Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 242–268, 2009.
- Masiokas, M. H., Christie, D. A., Le Quesne, C., Pitte, P., Ruiz, L., Villalba, R., Luckman, B. H., Berthier, E., Nussbaumer, S. U., González-Reyes, A., McPhee, J., and Barcaza, G.: Reconstructing the annual mass balance of the Echaurren Norte glacier (Central 500 Andes, 33.5° S) using local and regional hydroclimatic data, *The Cryosphere*, 10, 927–940, <https://doi.org/10.5194/tc-10-927-2016>, <http://www.the-cryosphere.net/10/927/2016/>, 2016.
- Montecinos, A. and Aceituno, P.: Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies, *Journal of Climate*, 16, 281–296, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2), [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2), 2003.
- 505 Neukom, R., Gergis, J., Karoly, D., Wanner, H., Curran, M., Elbert, J., González Rouco, J. F., Linsley, B., D. Moy, A., Mundo, I., Raible, C., Steig, E., Van Ommen, T., Vance, T., Villalba, R., Zinke, J., and Frank, D.: Inter-hemispheric temperature variability over the last millennium, *Nature Climate Change*, 4, 2014.
- Nussbaumer, S. U., Nesje, A., and Zumbühl, H. J.: Historical glacier fluctuations of Jostedalsbreen and Folgefonna (southern Norway) reassessed by new pictorial and written evidence, *The Holocene*, 21, 455–471, <https://doi.org/10.1177/0959683610385728>, <https://doi.org/10.1177/0959683610385728>, 2011.
- 510 Oerlemans, J.: *Glaciers and climate change*, CRC Press, 2001.
- Oerlemans, J. and Knap, W.: A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland, *Journal of Glaciology*, 44, 231–238, 1998.
- Ohmura, A.: Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method, *Journal of Applied Meteorology*, 40, 753–761, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2), [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2), 2001.
- Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M., and Corripio, J.: An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d’Arolla, Switzerland, *Journal of Glaciology*, 51, 573–587, 2005.

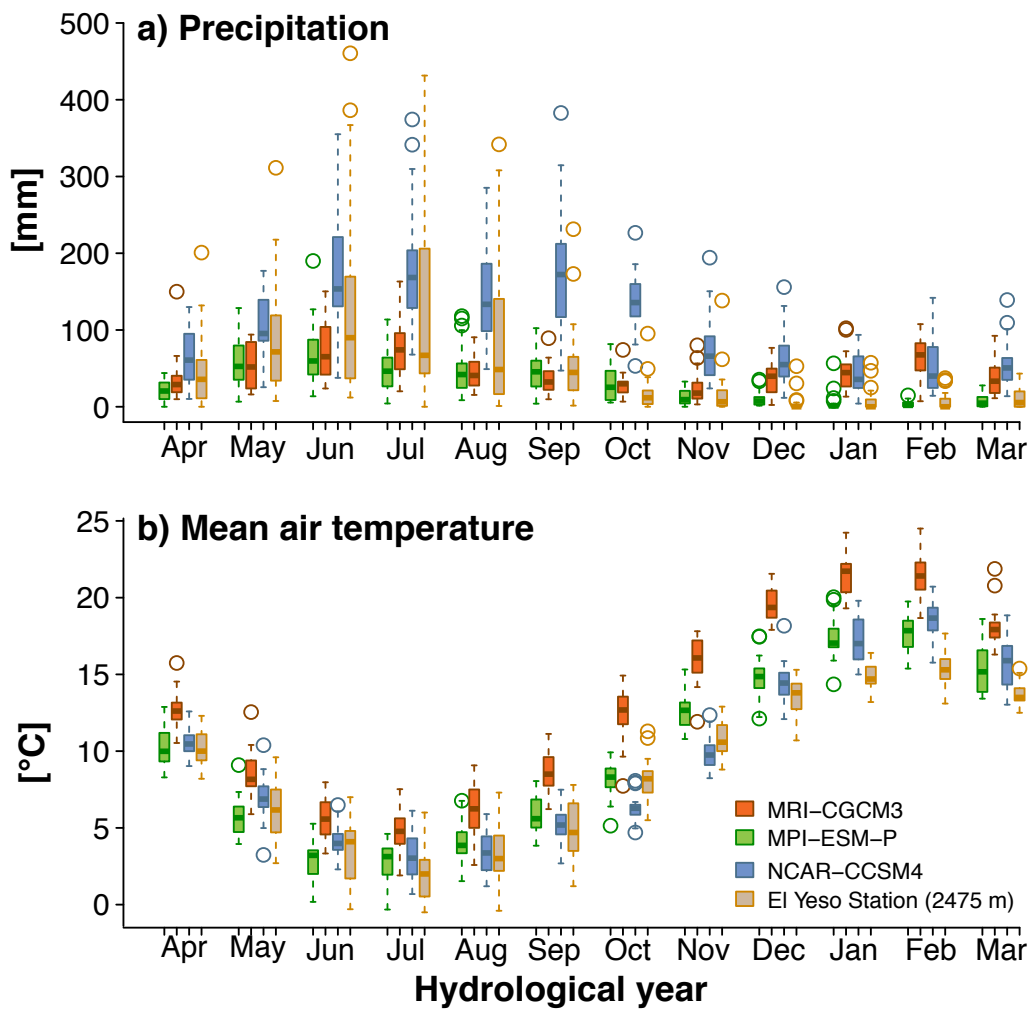
- 520 Pellicciotti, F., Helbing, J., Rivera, A., Favier, V., Corripio, J., Araos, J., Sicart, J.-E., and Carenzo, M.: A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity, *Hydrological Processes*, 22, 3980–3997, 2008.
- Porter, S. C.: Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand, *Quaternary Research*, 5, 27 – 47, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0033-5894\(75\)90047-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0033-5894(75)90047-2), <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0033589475900472>,  
525 1975.
- Prager, M. H. and Hoenig, J. M.: Superposed Epoch Analysis: A Randomization Test of Environmental Effects on Recruitment with Application to Chub Mackerel, *Transactions of the American Fisheries Society*, 118, 608–618, [https://doi.org/10.1577/1548-8659\(1989\)118<0608:SEAART>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1577/1548-8659(1989)118<0608:SEAART>2.3.CO;2), [https://doi.org/10.1577/1548-8659\(1989\)118<0608:SEAART>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1577/1548-8659(1989)118<0608:SEAART>2.3.CO;2), 1989.
- Rabatel, A., Francou, B., Jomelli, V., Naveau, P., and Grancher, D.: A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°  
530 S) and its implications for climate reconstruction, *Quaternary Research*, 70, 2008.
- Raddatz, T., Reick, C., Knorr, W., Kattge, J., Roeckner, E., Schnur, R., Schnitzler, K.-G., Wetzell, P., and Jungclaus, J.: Will the tropical land biosphere dominate the climate–carbon cycle feedback during the twenty-first century?, *Climate Dynamics*, 29, 565–574, 2007.
- Radic, V. and Hock, R.: Radic V, Hock R. Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise, *Nature Geoscience*, 4, 2011.
- 535 Rivera, A., Koppes, M., Bravo, C., and Aravena, J. C.: Little Ice Age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt, Chilean Patagonia, *Climate of the Past*, 8, 403–414, <https://doi.org/10.5194/cp-8-403-2012>, <https://www.clim-past.net/8/403/2012/>, 2012.
- Rodbell, D. T., Smith, J. A., and Mark, B. G.: Glaciation in the Andes during the Lateglacial and Holocene, *Quaternary Science Reviews*, 28, 2165 – 2212, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.03.012>, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379109001243>, holocene and Latest Pleistocene Alpine Glacier Fluctuations: A Global Perspective, 2009.
- 540 Rojas, M., Arias, P. A., Flores-Aqueveque, V., Seth, A., and Vuille, M.: The South American monsoon variability over the last millennium in climate models, *Climate of the Past*, 12, 1681–1691, <https://doi.org/10.5194/cp-12-1681-2016>, <https://www.clim-past.net/12/1681/2016/>, 2016.
- Rowan, A. V., Brocklehurst, S. H., Schultz, D. M., Plummer, M. A., Anderson, L. S., and Glasser, N. F.: Late Quaternary glacier sensitivity to temperature and precipitation distribution in the Southern Alps of New Zealand, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119,  
545 1064–1081, <https://doi.org/10.1002/2013JF003009>, <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013JF003009>, 2014.
- Ruiz, L., Masiokas, M. H., and Villalba, R.: Fluctuations of Glaciar Esperanza Norte in the north Patagonian Andes of Argentina during the past 400 yr, *Climate of the Past*, 8, 1079–1090, <https://doi.org/10.5194/cp-8-1079-2012>, <https://www.clim-past.net/8/1079/2012/>, 2012.
- Rupper, S. and Roe, G.: Glacier Changes and Regional Climate: A Mass and Energy Balance Approach, *Journal of Climate*, 21, 5384–5401, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2219.1>, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2219.1>, 2008.
- 550 Rupper, S., Roe, G., and Gillespie, A.: Spatial patterns of Holocene glacier advance and retreat in Central Asia, *Quaternary Research*, 72, 337 – 346, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.03.007>, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589409000337>, 2009.
- Sagredo, E. A., Rupper, S., and Lowell, T. V.: Sensitivities of the equilibrium line altitude to temperature and precipitation changes along the Andes, *Quaternary Research*, 81, 355 – 366, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.01.008>, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589414000118>,  
555 2014.



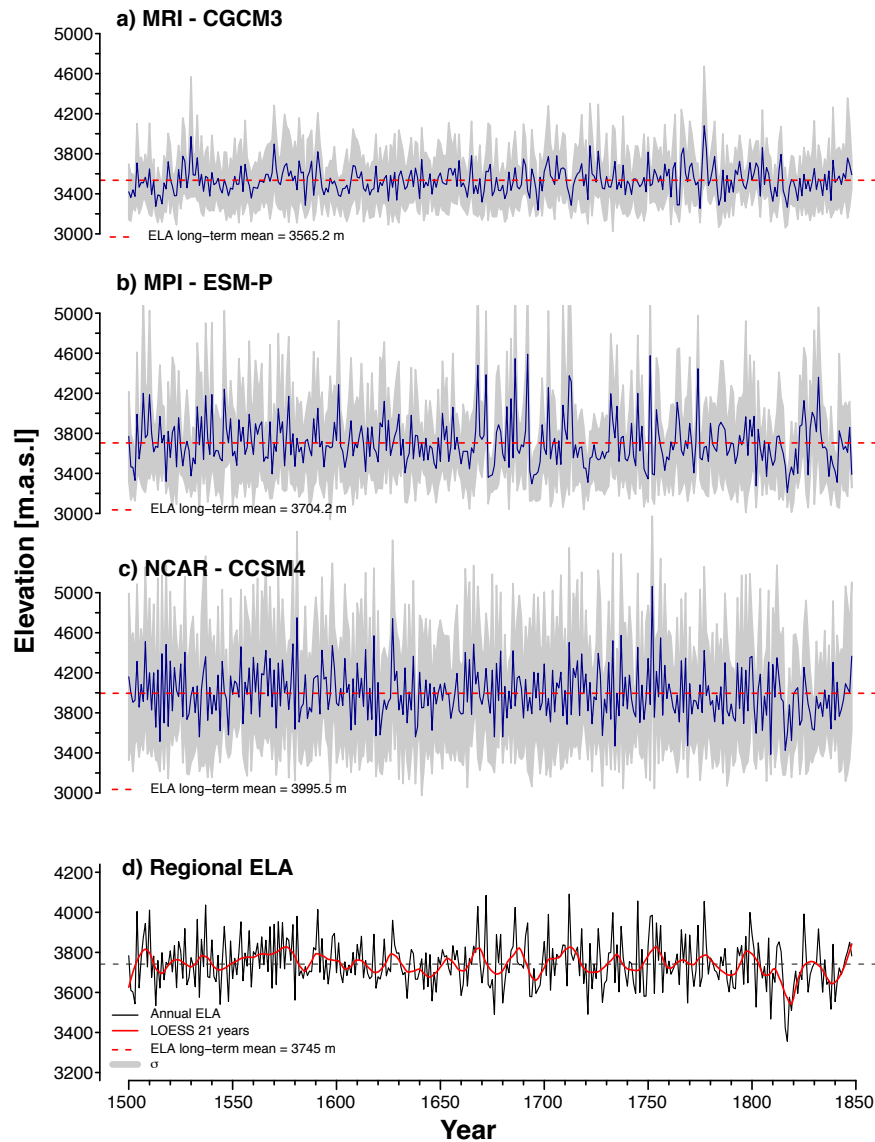
- Schneider, L., Smerdon, J. E., Pretis, F., Hartl-Meier, C., and Esper, J.: A new archive of large volcanic events over the past millennium derived from reconstructed summer temperatures, *Environmental Research Letters*, 12, 094 005, <http://stacks.iop.org/1748-9326/12/i=9/a=094005>, 2017.
- Self, S., Rampino, M. R., Newton, M. S., and Wolff, J. A.: Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815, *Geology*, 12, 659–663,
- 560 Solomina, O., Jomelli, V., Kaser, G., Ames, A., Berger, B., and Pouyaud, B.: Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: “Little Ice Age” moraine chronology, *Global and Planetary Change*, 59, 225 – 235, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.016>, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818106002992>, mass Balance of Andean Glaciers, 2007.
- Solomina, O., Haeberli, W., Kull, C., and Wiles, G.: Historical and Holocene glacier–climate variations: General concepts and overview, *Global and Planetary Change*, 60, 1 – 9, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.001>, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818107000124>, historical and Holocene glacier – climate variations, 2008.
- 565 Solomina, O. N., Bradley, R. S., Hodgson, D. A., Ivy-Ochs, S., Jomelli, V., Mackintosh, A. N., Nesje, A., Owen, L. A., Wanner, H., Wiles, G. C., and Young, N. E.: Holocene glacier fluctuations, *Quaternary Science Reviews*, 111, 9 – 34, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.018>, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379114004788>, 2015.
- 570 Taylor, M.: *sinkr*: Collection of functions with emphasis in multivariate data analysis, <https://github.com/marchtaylor/sinkr>, r package version 0.6, 2017.
- Torrence, C. and Compo, G. P.: A Practical Guide to Wavelet Analysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 61–78, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2), [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079\T1\textless0061:APGTWA\T1\textgreater2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079\T1\textless0061:APGTWA\T1\textgreater2.0.CO;2), 1998.
- 575 von Storch, H. and Zwiers, F. W.: *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge University Press, 2001.
- Wang, T., Guo, D., Gao, Y., Wang, H., Zheng, F., Zhu, Y., Miao, J., and Hu, Y.: Modulation of ENSO evolution by strong tropical volcanic eruptions, *Climate Dynamics*, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-4021-2>, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-4021-2>, 2017.
- Yukimoto, S., Yoshimura, H., Hosaka, M., Sakami, T., Tsujino, H., Hirabara, M., Tanaka, T. Y., Deushi, M., Obata, A., Nakano, H., Adachi, Y., Shindo, E., Yabu, S., Ose, T., and Kitoh, A.: Technical Report of the Meteorological Research Institute, p. 83, 2011.



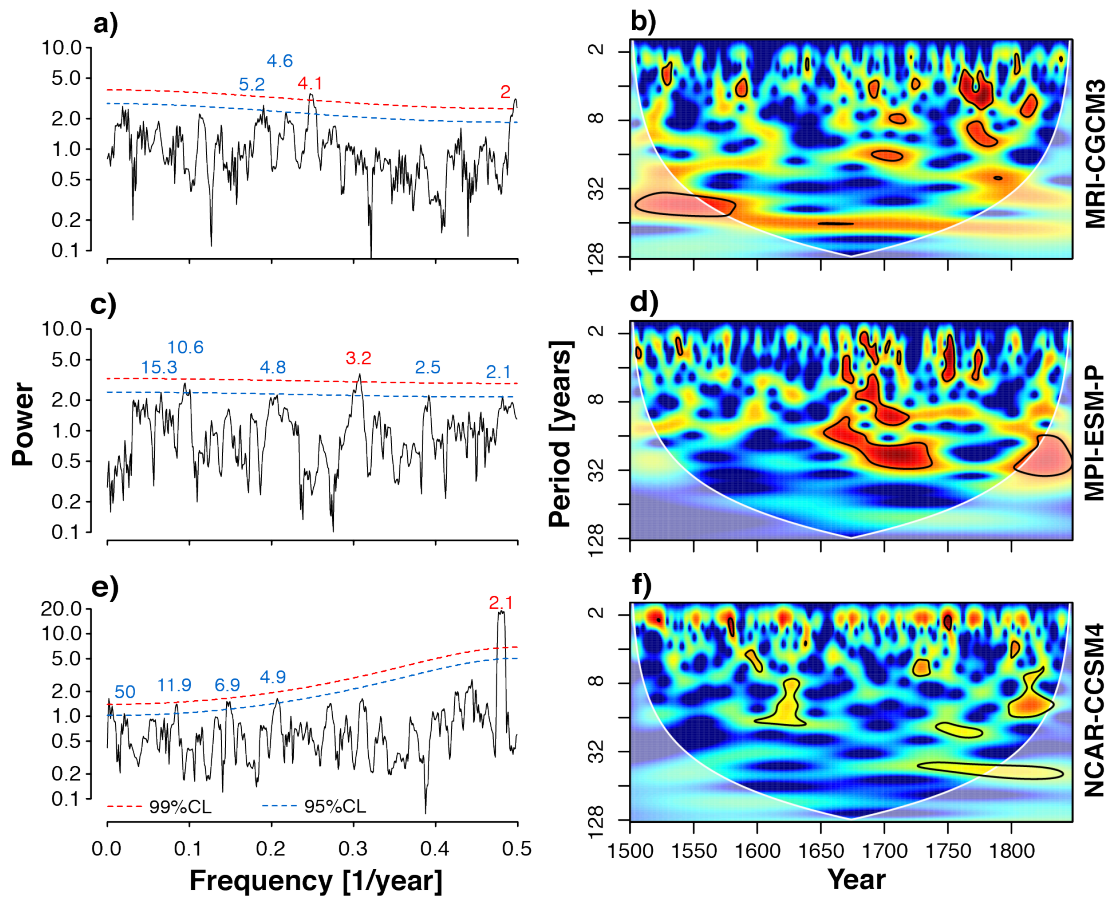
**Figure 1.** Schematic representation of the study area. a) The main large-scale climate forcings that interact over the Mediterranean Andes region, and b) the topography of the MA region based on Shuttle Radar Topography Mission – Digital Elevation Model (SRTM-DEM) data with 90 m resolution. The approximate domain where the ELA has been estimated is shown with dashed blue lines. The square and dot symbols represent the El Yeso meteorological station and Universidad glacier, respectively.



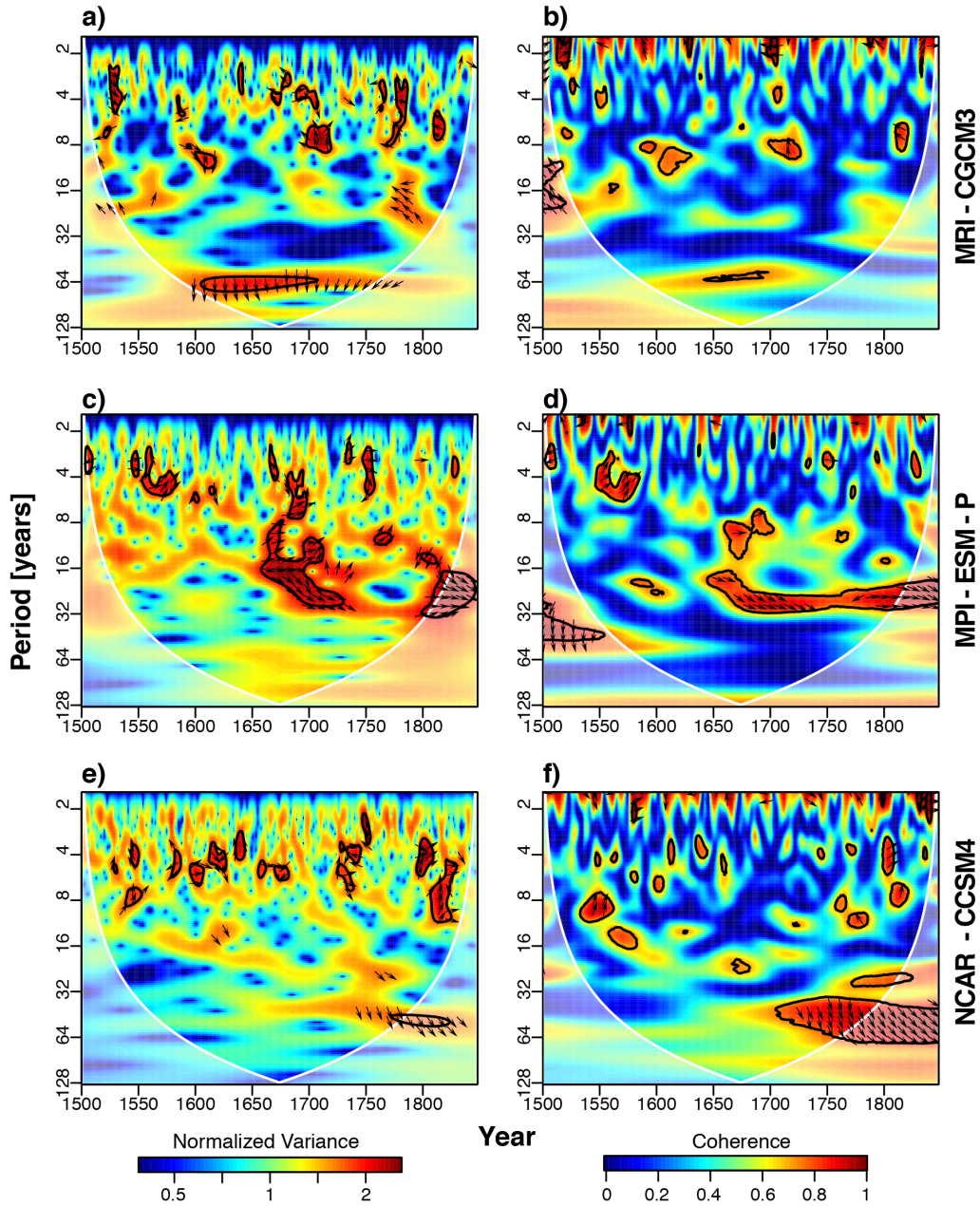
**Figure 2.** Comparison (boxplots) of a) monthly mean precipitation (in mm) and b) monthly mean air temperature at 2 m (in C) between observations at station YESO and corresponding grid cell from three GCMs. Model data was interpolated to equivalent station elevation of 2475 m. Data is based on average over period 1979-2010.



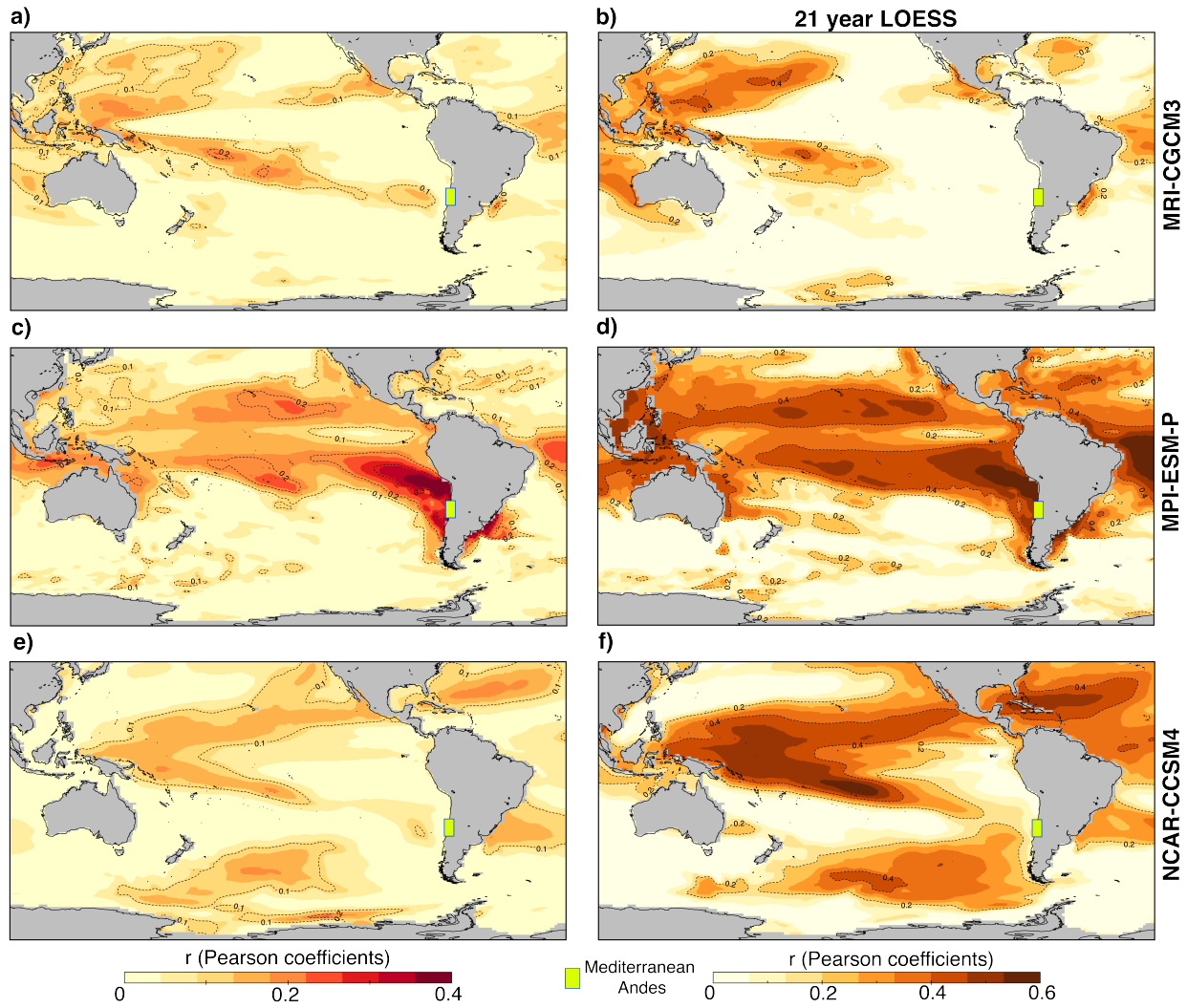
**Figure 3.** Annual ELA time series spanning the period 1500 - 1848 CE expressed as meters above sea level (m.a.s.l) based on a) three CMIP5 historical simulations. The annual year corresponds to the hydrologic year starting in April and ending in March of the following year. The long-term mean of the regional ELA, calculated for the entire period, is shown as a red dashed line in d). The grey contours represent  $\pm$  standard deviation calculated for the period 1500 - 1848 CE.



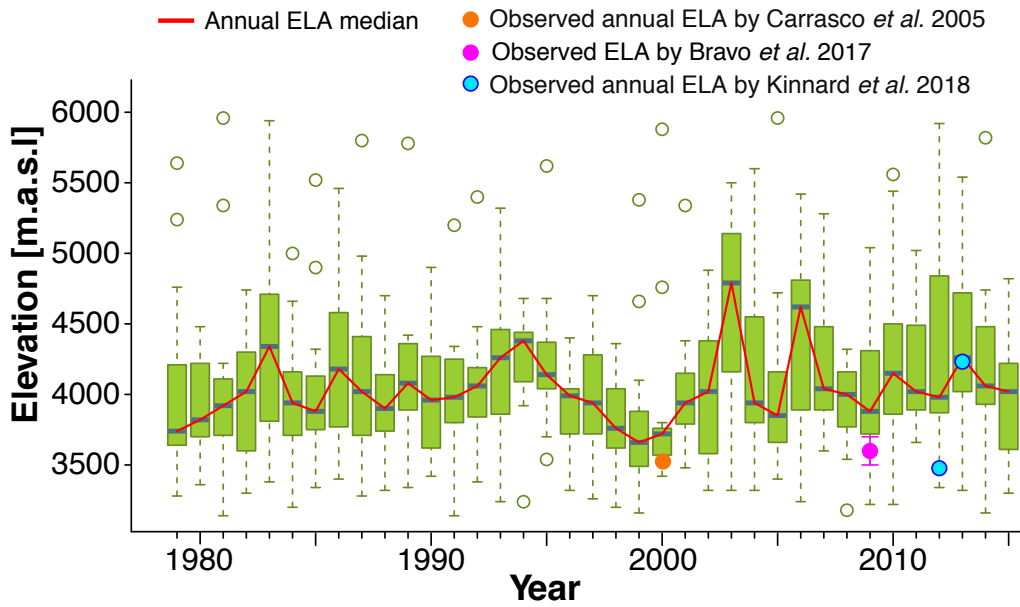
**Figure 4.** MTM Spectral density of mean annual ELAs from the models: (a) MRI-CCSM3, (c) MPI-ESM-P and (e) NCAR-CCSM4 GCMs. Numbers in blue and red indicate cycles (in years) statistically significant at  $P < 0.05$  and  $0.01$ , respectively. Analogue to (a), (c) and (e) panels, the (b), (d) and (e) panels represent the continuous wavelet transform (CWT) using a Morlet adjustment to detect the main cycles contain of each regional annual ELA. The thick black contours within the cone of influence designate the confidence level using a red noise model at  $P < 0.05$ . The areas beyond is shown as a lighter shade.



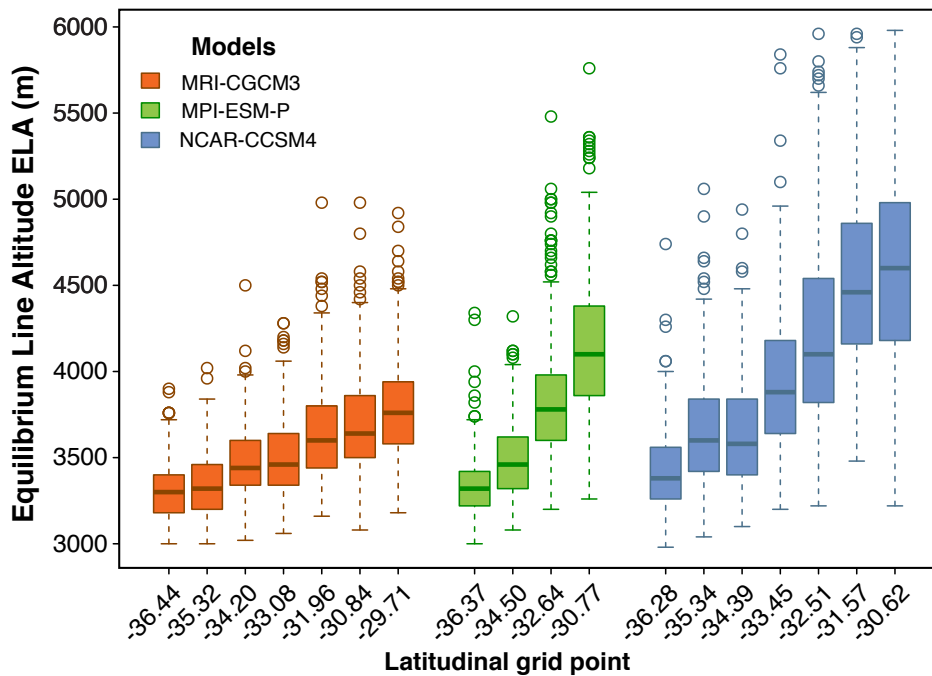
**Figure 5.** Cross wavelet and wavelet coherence between each regional annual ELA and PC1 of April to March SSTA over the Niño 3.4 region, obtained via EOFs from the respective GCM. The (a), (c) and (e) panels represent the cross wavelet, while (b), (d) and (f) show the wavelet coherence analysis. The arrows within signals with black contours of each panel indicate the two time series vary in-phase or anti-phased. The thick black contours indicate the significance level at  $P < 0.05$  obtained based on a red noise model. Areas outside the cone of influence are shown in a lighter shade.



**Figure 6.** Maps of Pearson's correlation coefficients calculated over 1500-1848 CE between mean SST anomalies (averaged from April to March) and the respective mean annual ELA time series. (a,c,e) correlation of interannual variability, (b,d,f) correlation on multi-decadal time scales using a 21-year running LOESS filter. The SST datasets correspond to the models MRI-CGCM3, MPI-ESM-P and NCAR-CCSM4. The  $r$  Pearson's correlation values of  $|0.11|$  present statistical significance at  $P < 0.05$  using year to year data, while that values of  $|0.43|$  are statistically significant at  $P < 0.05$  using a 21-year running LOESS.

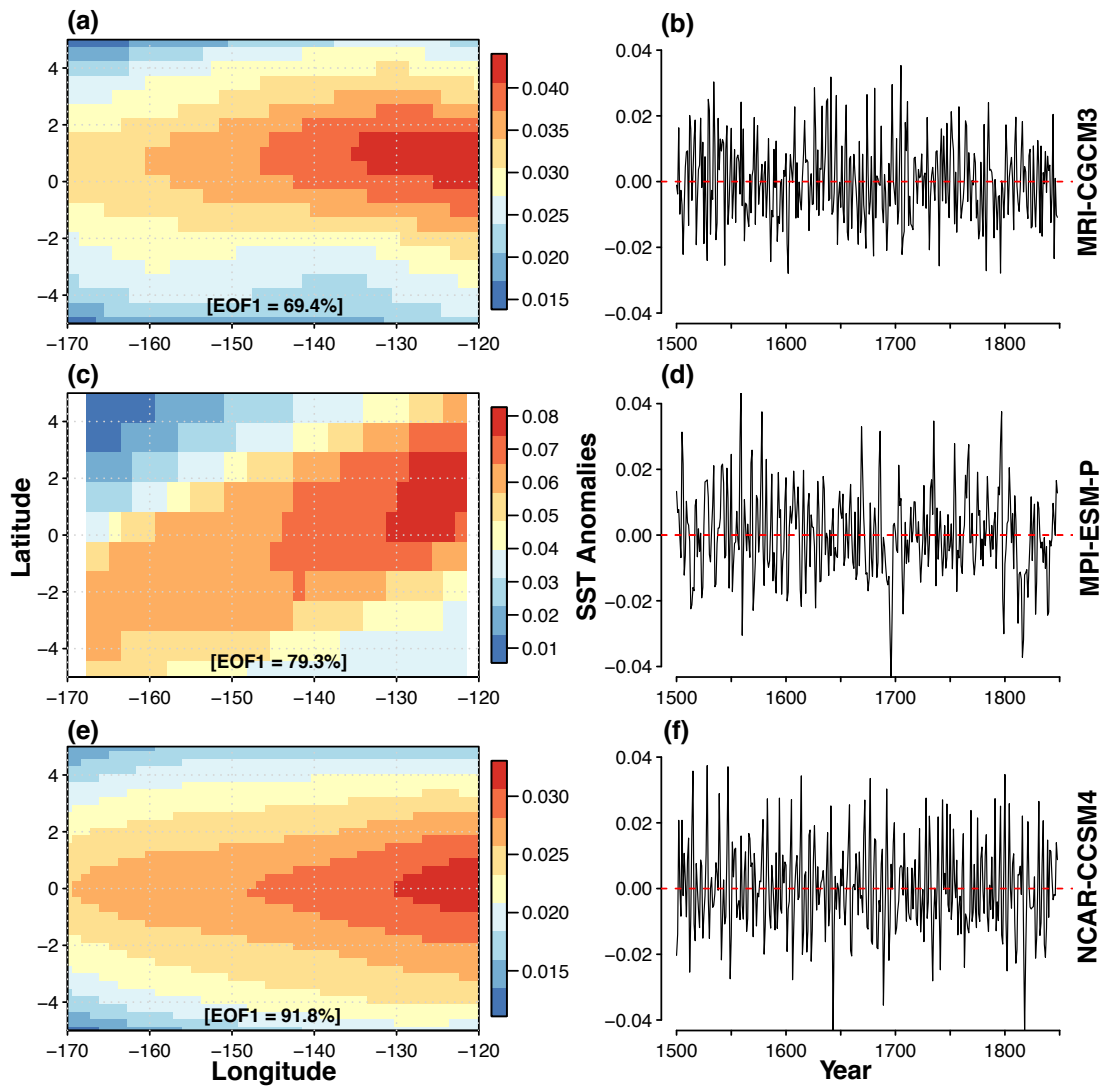


**Figure A1.** Equilibrium line altitude (ELA) of Universidad Glacier ( $34^{\circ}40'S$ ,  $70^{\circ}20'W$ ) during 1979 - 2016 period. The glaciological model has been forced by a grided product of daily precipitation, and mean, minimum and maximum daily temperatures obtained from Chilean meteorological stations. The spatial grid resolution by grid is 5-km, and the data has been compiled by Climate and Resilience center CR2. The data can be downloaded freely from: [http://www.cr2.cl/datos-productos-grillados/?cp\\_cr2met=2](http://www.cr2.cl/datos-productos-grillados/?cp_cr2met=2)

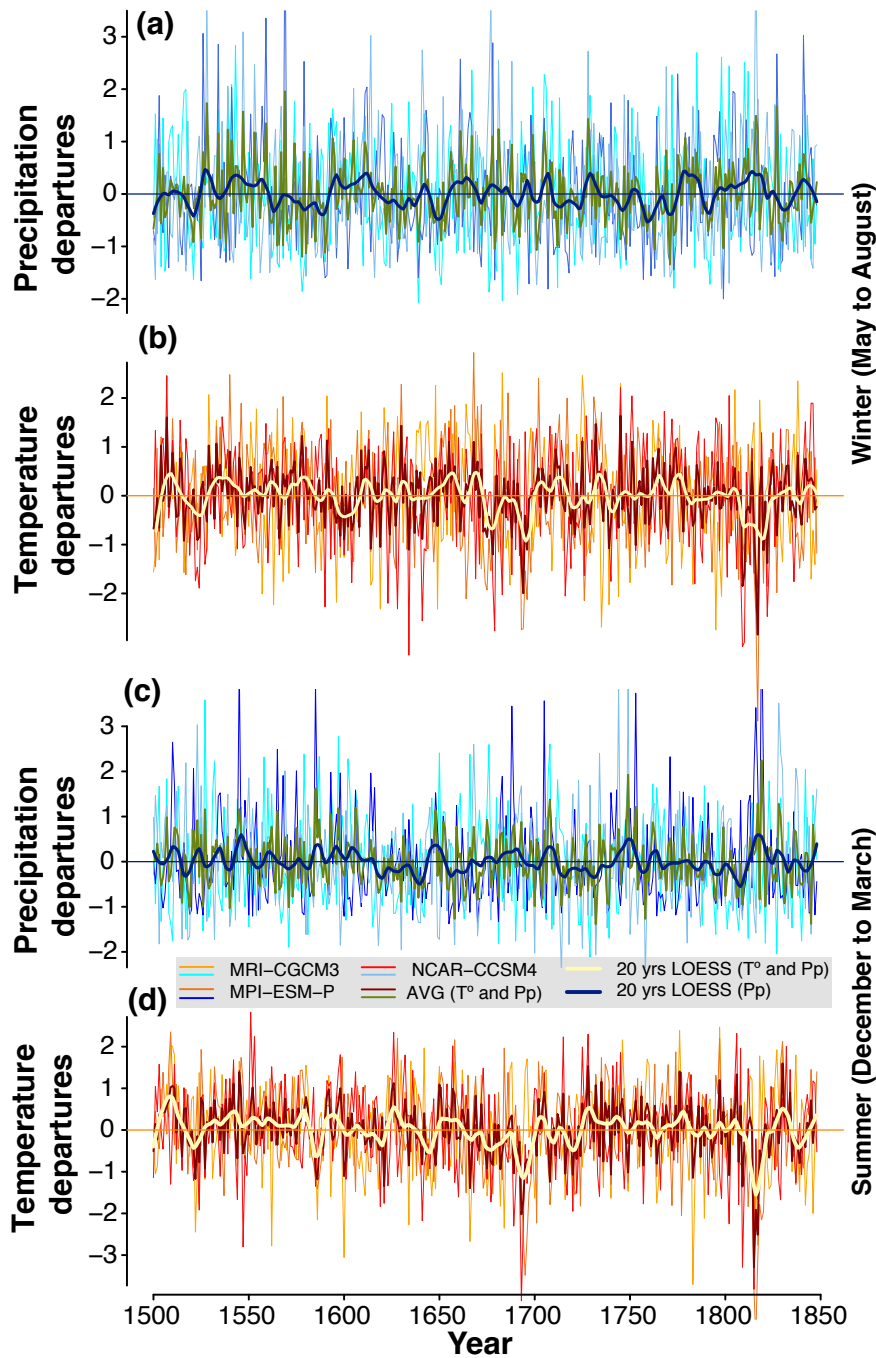


**Figure A2.** Summary of modeled equilibrium line altitude ELA from each grid by GCM. The x-axis represent the mean latitude of each grid.

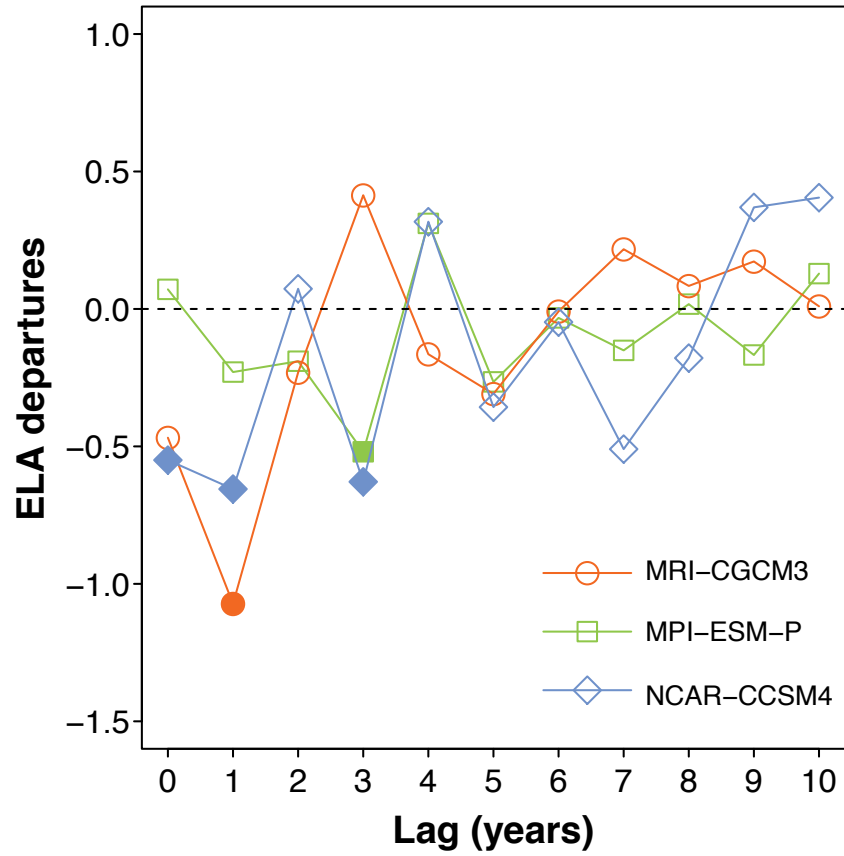




**Figure A3.** Summary of the leading Empirical Orthogonal Functions (EOF) calculated over the SSTA over Niño 3.4 region from April to March months, and using data from three GCMs: MRI-CCSM3, MPI-ESM-P and NCAR-CCSM4 models. The spatial structure of the leading EOF is showed in a, c and e panels, and the % values represent the explained variance of the leading EOF respect to the total. The temporal amplitude of the EOF is showed in b, d and f panels. Each row shows the spatial and temporal structure of each EOF by GCM. The GCM names are indicate in the right y-axis.



**Figure A4.** a) Regional precipitation during May to August months calculated as an average from GCMs expressed in standardized anomalies. The same as (a), but for mean air temperature expressed in standardized anomalies. The (c) and (d) panels represent the temporal variability of December to March months of total precipitation and mean air temperature, respectively. Both variables are expressed in standardized anomalies. In each panel a 20 - year LOESS filter has been used to highlight multi-decadal variability contain in the total regional precipitation and mean air temperature time series during year seasons.



**Figure A5.** Superposed Epoch Analysis (SEA) between mean annual ELAs from GCMs and historical volcanic eruptions occurred during the years: 1585, 1601, 1641, 1698, 1783 and 1816. The symbols with fill colors present statistical significant at  $P < 0.10$

**Table 1.** Summary of each global climate model (GCM) used in this study.

Model	Institute (Country)	Atmos Res (lat x long x levels)	Ocean Res (lat x long x levels)	References
MRI-CGCM3	MRI (Japan)	320x160 x L48	364x368xL51	Yukimoto et al. (2011)
MPI-ESM-P	MPI (Germany)	196x98 x L47	256x220xL40	Raddatz et al. (2007)
NCAR-CCSM4	NCAR (USA)	288x192 x L26	320x384xL60	Gent et al. (2011)

## Capítulo 3

# La señal de la Pequeña Edad de Hielo en los Andes Mediterráneos de Chile y Argentina

### 3.1. Descripción del capítulo

Durante aprox. los años 1500 - 1850, el hemisferio Norte experimentó una disminución en la temperatura media del aire, hecho por el cual se ha denominado a este intervalo "La Pequeña Edad del Hielo"(PEH). Este periodo ha sido ampliamente estudiado en el hemisferio Norte gracias a los registros históricos existentes (*i.e.* pinturas, documentos escritos, entre otros). En adición, este intervalo ha sido también ampliamente estudiado debido al registro de múltiples testigos climáticos o "proxies". Algunos de estos registros ambientales han sido: anillos de crecimiento de árboles, sedimentos lacustres como varves, entre otros. Durante la PEH, muchos glaciares de montaña localizados en el hemisferio Norte registraron un avance frontal durante este intervalo. Este avance ha sido asociado a un balance de masa positivo y una menor elevación de su línea de equilibrio (ELA; [59]). La ocurrencia de la señal global de la "PEH.<sup>es</sup> aún materia de discusión en la comunidad paleoclimática internacional. En el hemisferio Sur, la existencia de la PEH ha sido pobremente documentada debido al escaso número de investigaciones desarrolladas a la fecha con el objetivo de estudiar variaciones ambientales ocurridas en este periodo, cambios en el balance de masa glaciario y cambios en la elevación de la ELA. Esta escasez de estudios, se vuelve mayor en regiones extra-tropicales de Sudamérica como los son los Andes Mediterráneos de Chile y Argentina (MA). En general, las investigaciones de este periodo han estado especialmente concentradas en los Andes Patagónicos ([80], [73]) y los Andes Tropicales ([72], [33]). Estas investigaciones han sido particularmente llevadas a cabo utilizando testigos climáticos como anillos de crecimiento de árboles y líquenes, respectivamente. Además, también se han empleado técnicas de datación por exposición a la superficie aplicada en rocas ricas en cuarzo transportada por el flujo de hielo de los glaciares. No obstante a ello, el uso de modelos numéricos para estimar el balance de masa superficial y su ELA no ha sido previamente utilizado en regiones como los MA, y menos aún en durante este periodo de interés paleoclimático mundial. La comprensión de

las condiciones climáticas durante este periodo guarda una amplia relevancia mundial ya que aún es materia de debate, si dicho periodo fue originado por mecanismos internos del sistema climático terrestre, o fue debido a mecanismos externos como lo es el forzamiento solar.

En el siguiente manuscrito que se presenta como tercer capítulo, se expone un nuevo modelo glaciológico utilizado para estimar el balance de masa glaciario superficial e inferir la línea de equilibrio altitudinal (ELA) de los glaciares de los MA durante los años 1500 - 1848. La ELA ha mostrado ser un robusto parámetro que relaciona la respuesta glaciario ante variaciones climáticas. Una excelente descripción y ejemplificación de ello puede ser encontrado en Sargredoetal2014. La ELA es entendida como la elevación a la cual el balance de masa superficial es igual a 0, representando el equilibrio entre la cantidad de masa acumulada y derretida en un glaciario en un lapso de tiempo determinado con el ambiente. El núcleo del nuevo modelo glaciológico desarrollado aquí está basado en el trabajo de [2], modelo que fue empleado para determinar la variación del balance de masa del glaciario Franz Josef localizado en Nueva Zelanda durante el siglo XX, y evaluar su cambio futuro. Estos autores consideraron como datos de entrada únicamente las variables climáticas: precipitación y temperatura media del aire, además dichos autores han utilizado el método de grados-día para estimar el derretimiento glaciario. El nuevo modelo presentado en este capítulo y siguiente publicación, incluye una nueva metodología para estimar la ablación y dos términos nuevos: radiación solar de onda corta neta y el albedo. La radiación de onda corta neta se ha adicionado debido a que es una componente clave en el balance de energía que ocurre entre la interfaz glaciario-atmósfera ([16]), y ha sido demostrado que es la principal fuente de energía para producir fusión de la nieve y hielo en glaciares que se encuentran a diferentes latitudes ([3]; [65]). Estudios recientes desarrollados por [4] han demostrado también la importancia que tiene la radiación de onda corta para producir ablación o derretimiento en diversos glaciares de los AM. La inclusión de la radiación de onda corta es además relevante en regiones como los AM, donde existe una baja humedad relativa del aire y escasa nubosidad durante los meses de primavera a verano (octubre a marzo). Ambas condiciones favorecen el derretimiento debido a la radiación solar. La variable albedo fue adicionada a este nuevo modelo glaciológico debido a que representa el porcentaje de radiación que refleja una superficie respecto a la radiación que incide sobre ella. Ambas variables han sido utilizadas para estimar el derretimiento siguiendo la relación descrita por [64]. Los factores de radiación de onda corta y factor de temperatura han sido utilizados en base a lo descrito por [65] y [4]. Un punto importante ha sido considerar una parametrización de la radiación solar en base a la temperatura mínima y máxima, mientras que se consideró la precipitación para parametrizar el albedo. Esta información ha sido descrita en el material suplementario del manuscrito.

El manuscrito titulado: " Glacier equilibrium line altitude variations during the "Little Ice Age" in the Mediterranean Andes (30° - 37°S) ", ha tenido por objetivo central evaluar la existencia de la señal de la PEH en los AM expresada en términos de la elevación de la ELA. Paradójicamente, las pocas reconstrucciones climáticas realizadas en los AM basadas en sedimentos lacustres (*ver* [17]) y anillos de árboles ([42]), no muestran pruebas claras acerca una anomalía climática durante la PEH, como se ha observado en el hemisferio Norte (*ver* [43]). Además, estudios recientes llevados a cabo por [58] han demostrado diferencias temporales entre las variaciones de la temperatura media del aire en el último milenio entre ambos hemisferios. En base a lo anterior se tiene como hipótesis, que durante la PEH los cambios temporales en la ELA no se asociaron con una perturbación climática significativa.

Teniendo esto en cuenta, se hizo un experimento utilizando variables climáticas diarias de tres GCMs para forzar el modelo glaciológico, y simular variaciones temporales de la ELA. Los resultados obtenidos exponen que la ELA anual, durante la la PEH, registró diferencias en su elevación tras forzar el modelo glaciológico con cada uno de los tres GCMs utilizados (MRI-CGCM3, MPI-ESM-P y NCAR-CCSM4). No obstante, en términos regionales la ELA anual durante la PEH llegó a estar a una elevación de 3745 m en los AM. Los tres modelos han reproducido la climatología anual registrada mediante el uso de estaciones meteorológicas como El Yeso, localizadas a 2745 m.s.n.m. Una menor elevación de la ELA fue identificada durante los años 1640 - 1670 y 1800 - 1948. Contrariamente, un intervalo de mayor elevación de la ELA ha sido observado durante los años 1550 - 1575. Los análisis espectrales de cada una de las ELAs anuales modeladas para cada GCM registraron significativas señales de 2 - 7 años de periodicidad, y también significativas señales decadales e interdecadales. En adición, ciclos significativos en escalas interanuales a múltiple decadas fueron registrados entre las ELA anual modelada y el primer EOF1 extraído de la temperatura superficial del mar (SST) dentro de la región Niño 3.4 por cada GCM. En adición, se obtuvo correlaciones de Pearson significativas entre la ELA media anual y la SST dentro de todo el dominio del océano Pacífico a escala interanual y multi decadal. En base a los resultados que se exponen este capítulo, proponemos que la variabilidad de la SST en el océano Pacífico fue el principal modulador de los cambios temporales del ELA en los AM de Sudamérica durante los años 1500 - 1848.

Un punto clave dentro de este capítulo es la comparación de la ELA estimada mediante este nuevo modelo glaciológico presentado y las observaciones de la ELA obtenidas *in situ* en un glaciar. A pesar del amplio número de glaciares con los que cuenta la región de los MA, existe un escaso número de glaciares que cuentan con dicha información para realizar comparaciones. Las razones de no contar con información de la línea de equilibrio altitudinal se debe a la falta de planes de monitoreo de largo plazo establecidos en múltiples glaciares. No obstante, existen mediciones de balance de masa superficial en glaciares como el Echaurren Norte que partieron el año 1976. Dicho glaciar se ubica en la cuenca del río Maipo. Mayores detalles del balance de masa del glaciar Echaurren Norte son encontrados en [49].

La comparación de la ELA se hizo en base a la información del glaciar Universidad, localizado dentro de la cuenca del río Tinguiririca (34° 40'S, 70° 20'O). Este glaciar de valle presenta una medición de la ELA en dos temporadas continuas (años 2012 - 2013 y 2013 - 2014). Dichos resultados son también discutidos por [39]. Otros autores como [10] han estimado la ELA de este glaciar utilizando imágenes satelitales. Un resumen de la comparación entre las ELAs observadas por [10] y [39], y la ELA obtenida implementando el modelo glaciológico es mostrada en la figura ???. El modelo glaciológico fue forzado por datos climáticos diarios basados en observaciones de estaciones meteorológicas y datos de re-análisis manejados por el CR2. Este producto generado por el Centro de Clima y Resiliencia CR2, presenta una resolución espacial de 0.05 x 0.05 grados de latitud y longitud. Estos datos pueden ser libremente descargados desde la página web: [ftp://qhawayra2.dgf.uchile.cl/gridded\\_products/cr2met/](ftp://qhawayra2.dgf.uchile.cl/gridded_products/cr2met/). Para estimar la ELA en base a los datos climáticos del CR2 se utilizó cuatro grillas que cubren la ubicación del glaciar Universidad. Estas grillas cubrieron el dominio definido por las latitudes 34.4° - 34.5°S y las longitudes 70.1° - 70.3°O. Los resultados obtenidos y expuestos en la figura 3.1 muestran que el modelo glaciológico es capaz de reproducir la ELA observada en el glaciar Universidad, donde se ha obtenido una estrecha similitud en la ELA reportada por [39] correspondiente a la temporada 2013-2014 e igual a 4233 m. En el caso del modelo,

se obtuvo una mediana igual a 4270 m para ese mismo año. La medición de la ELA para la temporada 2012 - 2013 reportada por [39] es igual a 3478 m, que es menor elevación a la mediana obtenida por el modelo glaciológico (3910 m). No obstante este valor se encuentra dentro del rango de valores mínimo y máximo obtenido para la ELA del glaciar Universidad en base al modelo. Para la temporada 2009 - 2010 la ELA modelada presenta una mediana igual a 3850 m, mientras que la ELA obtenida por [10] tomó valores de entre 3500 a 3700 m. Este rango de valores ha sido representado en la figura mediante la barra inferior y superior, respectivamente.

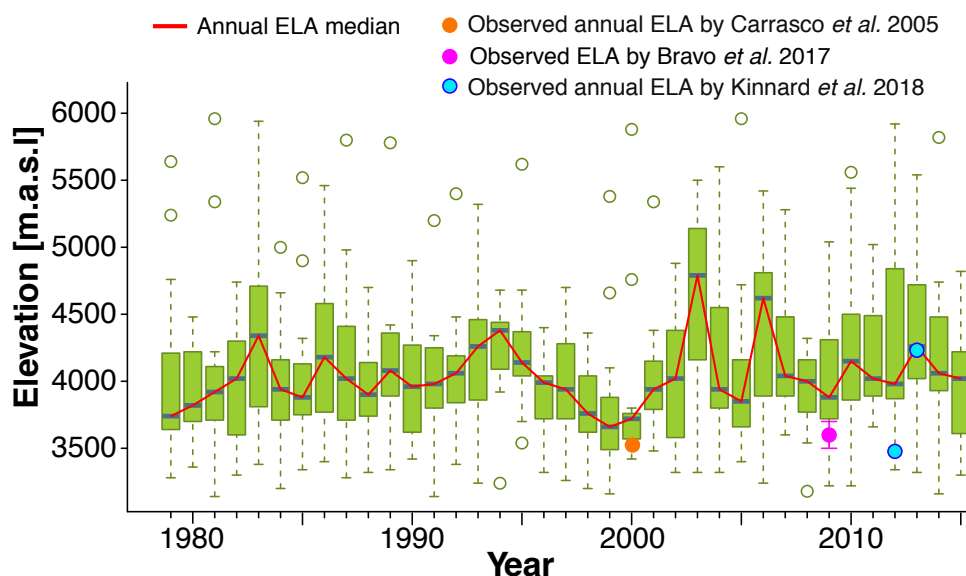


Figura 3.1: Estimación de la ELA utilizando la base de datos climática diaria CR2met de libre acceso en [ftp://qhawayra2.dgf.uchile.cl/gridded\\_products/cr2met/](ftp://qhawayra2.dgf.uchile.cl/gridded_products/cr2met/). La estimación se ha hecho sobre el dominio del glaciar Universidad ( $34.4^{\circ}$  -  $34.5^{\circ}$ S,  $70.1^{\circ}$  -  $70.3^{\circ}$ O). La línea de color rojo es referida a la mediana de la elevación anual de la ELA, modelada, mientras que los puntos representan las ELAs inferidas por [13], y obtenidas mediante imágenes satelitales por [10], y mediciones dentro del glaciar llevadas a cabo por [39]



La sensibilidad del modelo glaciológico fue evaluada mediante la consideración de una de las tres variables cambiante, mientras las otras dos permanecieron constantes. Las tres variables relevantes fueron identificadas de la relación del balance de masa descrita en el modelo, siendo estas: la radiación solar, precipitación y la temperatura media del aire. La sensibilidad del modelo se evaluó considerando la ELA obtenida diariamente durante el periodo 1979 - 2015 para el glaciar Universidad, y que fue forzada utilizando los datos del CR2 considerando el año hidrológico entre abril a marzo. La ELA media obtenida fue de 4014 m en base al periodo 1979 - 2015. Se asumió una precipitación igual a 0, 100 y 200 mm, mientras que para el caso de la radiación solar se consideraron valores de 0, 100 y 200  $W \cdot m^{-2}$ . Finalmente, para la temperatura media se utilizó valores de 0, 0.5 y 1°C. Los resultados obtenidos en base a cambios en los montos de precipitación se notan una elevación promedio de la ELA de 4141 m, cuando consideramos montos de precipitación igual 0 mm. Para el caso de  $pp = 100$  y  $pp = 200$  se obtuvieron valores de la ELA igual a 4008 y 4001 m, respectivamente. En el caso de la radiación solar, los cambios en sus montos registran valores en la ELA de 3374 m cuando se consideró 0  $W \cdot m^{-2}$ , aumentando la elevación de 3470 a 3559 m tras utilizar valores de 100 y 200  $W \cdot m^{-2}$ , respectivamente. A pesar de registrarse una disminución de la ELA a medida que se incrementó la precipitación, y una mayor elevación de la ELA a medida que aumentó la radiación solar. El mayor cambio fue observado al variar la temperatura media del aire. La elevación de la ELA tras considerar una temperatura media igual a 0°C registra un valor de 2920 m, incrementándose a 4100 y 5280 tras considerar un incremento de 0.5°C y 1°C, respectivamente. El brusco cambio registrado en la elevación de la ELA al incrementar la temperatura media del aire estaría relacionado directamente con los valores de ajuste utilizados en la programación de la temperatura media, los cuales han sido propuestos para modificarse dentro del código original creado por Brian Anderson (ver [2]). En este caso, se ocupó un factor de cambio de la temperatura media igual a 20. Este valor es adicionado a un valor de temperatura diaria arbitrario, que es además sumado al producto entre la tasa de cambio definida y la elevación. La tasa de cambio utilizada para la temperatura media fue de -6.5°C por cada kilómetro (-0.0065°C por cada metro). La modificación de este parámetro fue necesaria debido a los valores estándares utilizados para la tasa de cambio de la temperatura media del aire, que ha sido documentada en estudios glaciológicos previos (*i.e.* Masiokasetal2016). La tasa de cambio para la precipitación y temperatura media del aire seleccionadas en la modelación aquí presentada han mostrado ser coherentes con las observaciones para el glaciar Universidad, el cual es un glaciar representativo de los Andes Mediterráneos (Figura 3.1).

Este manuscrito se encuentra enviado a la revista ISI "Climate of the Past".

# Conclusión

Las conclusiones del capítulo dos relacionado a la modelación de la ELA durante A.D 1500 - 1848 han sido las siguientes:

- Basado en un promedio de las tres ELAs obtenidas, durante A.D 1500 - 1848 la ELA estuvo a 3775 m.s.n.m. Este valor sería más bajo que 4083 m.s.n.m, el cual ha sido reportado por Carrascoetal2005 y Carrascoetal2008 bajo condiciones climáticas actuales.
- En un contexto regional, periodos donde la ELA anual presentó una mayor elevación in the (asociado a un balance de masa negativo), fueron identificados en A.D 1550-1575. Contrariamente, periodos bajo la ELA promedio de largo plazo fueron registrados durante A.D 1640 - 1670 y A.D 1800 - 1848.
- Los análisis espectrales en las series temporales de ELA anual modelada paracada GCM muestran una significativa señal entre los 2 - 7 años, y también significativas señales asociadas a variabilidad decadal y multi decadal. En adición, relaciones significativas con la variabilidad de la SST fueron obtenidas, principalmente a escalas multi decadales revelando una asociación entre la variabilidad de la ELA anual en los AM y la SST.
- La variabilidad de la temperatura superficial del mar SST del océano Pacífico fue, probablemente, el principal modulador de la ELA a escala anual a decadal durante A.D 1500 - 1848 en los Andes mediterráneos.

Las conclusiones del capítulo tres relacionado a las tendencias de la temperatura, isoterma de 0°C y precipitaciones en los Andes mediterráneos han sido las siguientes:

- Las variables climáticas que direccionan el balance de masa glaciar superficial han mostrado cambios significativos durante, por los menos, las últimas tres décadas en la región de los Andes Mediterráneos. La temperatura media anual a escala regional (enero a diciembre), ha mostrado un incremento significativo durante el periodo 1969 - 2016. Estos incrementos también han sido observados durante un conjunto de meses (junio a agosto) y primavera-verano (octubre a marzo). La temperatura mínima ha exhibido un positivo aumento durante los años 1980 - 2016 en los meses de enero y mayo. En adición, incrementos a escala estacional han sido registrados durante otoño (abril y mayo), primavera y verano (octubre a diciembre), y anual (enero a diciembre). Sin embargo, la temperatura máxima ha presentado un incremento más severo respecto a la temperatura media y mínima durante el periodo 1962 - 2015. Un positivo y significativo aumento a nivel mensual fue registrado en 9 de los 12 meses del año (excepto en mayo, julio y septiembre). A escala estacional, la temperatura de otoño e invierno (abril a septiembre) y primavera y verano (octubre a marzo), han aumentado significativamente. Estos cambios positivos y significativos fueron también observados a escala anual (enero a diciembre). Una condición más cálida ha sido registrada para los AM de Chile durante las pasadas tres décadas.
- Gracias al uso de un perfil de temperaturas a diferentes alturas geopotenciales provenientes del re-análisis NCAR-NCEP, se pudo hacer una comparación temporal a escala mensual, estacional y anual entre las observaciones de radiosonda proveniente de la estación Quintero / Santo Domingo, durante 1958 - 2015 y 2000 - 2015. Se obtuvo una estrecha relación temporal entre ambos registros en los dos periodos analizados. La altura de la ISO0 ha presentado un incremento significativo en los meses de enero, marzo y junio durante el periodo 1958 - 2015, mientras que para el periodo más reciente (2000 - 2015) se registró un incremento significativo durante los meses de: marzo, abril, junio, julio, agosto, noviembre y diciembre. Un mayor número de meses con incrementos significativos en la ISO0 fue identificado durante el periodo 2000 - 2015, lo cual revela una condición más cálida, y en comparación al periodo 1958 - 2015. En base a las observaciones, la ISO0 durante el intervalo 2001 - 2015 ha llegado a valores promedio de 4076 m el mes de enero, mientras que para el mes de julio se ha registrado una elevación de 2785 m.
- Severos cambios en el régimen de precipitaciones han sido registrados durante los dos periodos analizados (1876 - 2015 y 1981 - 2015). La precipitación histórica de abril a septiembre ha mostrado una reducción significativa desde el año 1876 al presente. En adición, un incremento en las condiciones de sequía ha sido registrada desde dicho año hacia el presente. Reducciones significativas, y en un contexto de largo plazo, fueron registradas en los meses de: mayo, junio y julio. En adición, la precipitación en los AM ha exhibido una fuerte modulación decadal y multi-decadal durante el siglo XX.

Gracias a la mayor cantidad de estaciones meteorológicas existentes y que cubren el periodo 1981 - 2015, fue posible observar la distribución espacial de los cambios de la precipitación mensual. Una homogénea y significativa reducción de las precipitaciones ha sido registrada en el mes de mayo, con un mayor número de estaciones localizadas al norte de los 34°S durante el periodo 1981 - 2015. Contrariamente, una concentración de estaciones localizadas al sur de los 34°S registraron una significativa reducción el mes de julio durante los años 1981 - 2015. La reducción de las precipitaciones acumuladas de abril a agosto han mostrado una mayor severidad durante los años 2001 - 2015, en comparación al periodo 1981 - 2015. Una condición más seca para los AM particularmente desde el año 2001.



# Bibliografía

- [1] Patricio Aceituno. On the functioning of the southern oscillation in the south american sector. part i: Surface climate. *Monthly Weather Review*, 116(3):505–524, 1988.
- [2] Brian Anderson, Wendy Lawson, Ian Owens, and Becky Goodsell. Past and future mass balance of ‘ka roimata o hine hukatere’ franz josef glacier, new zealand. *Journal of Glaciology*, 52(179):597–607, 2006.
- [3] N.S. Arnold, I.C. Willis, M.J. Sharp, K.S. Richards, and W.J. Lawson. A distributed surface energy-balance model for a small valley glacier. i. development and testing for haut glacier d’ arolla, valais, switzerland. *Journal of Glaciology*, 42(140):77–89, 1996.
- [4] A. Ayala, F. Pellicciotti, S. MacDonell, J. McPhee, and P. Burlando. Patterns of glacier ablation across north-central chile: Identifying the limits of empirical melt models under sublimation-favorable conditions. *Water Resources Research*, 53(7):5601–5625, 2017.
- [5] Douglas Benn and David JA Evans. *Glaciers and glaciation*. Routledge, 2010.
- [6] Olivier Blarquez, Boris Vannière, Jennifer R. Marlon, Anne-Laure Daniau, Mitchell J. Power, Simon Brewer, and Patrick J. Bartlein. paleofire: An r package to analyse sedimentary charcoal records from the global charcoal database to reconstruct past biomass burning. *Computers Geosciences*, 72:255 – 261, 2014.
- [7] Francisca Bown, Andrés Rivera, and César Acuña. Recent glacier variations at the aconcagua basin, central chilean andes. *Annals of Glaciology*, 48:43–48, 2008.
- [8] Raymond Bradley and Philip Jones. “little ice age” summer temperature variations: Their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*, 3:367–376, 12 1993.
- [9] Raymond S. Bradley, Malcolm K. Hughes, and Henry F. Diaz. Climate in medieval time. *Science*, 302(5644):404–405, 2003.
- [10] C. Bravo, T. Loriaux, A. Rivera, and B. W. Brock. Assessing glacier melt contribution to streamflow at universidad glacier, central andes of chile. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(7):3249–3266, 2017.
- [11] Wallace S. Broecker. Was a change in thermohaline circulation responsible for the little ice age? *PNAS:Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97(4):1339–1342, 2000.

- [12] F. Burger, B. Brock, and A. Montecinos. Seasonal and elevational contrasts in temperature trends in central chile between 1979 and 2015. *Global and Planetary Change*, 162:136 – 147, 2018.
- [13] Jorge F. Carrasco, Gino Casassa, and Juan Quintana. Changes of the 0°c isotherm and the equilibrium line altitude in central chile during the last quarter of the 20th century. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6):null–948, 2005.
- [14] Duncan A. Christie, José A. Boninsegna, Malcolm K. Cleaveland, Antonio Lara, Carlos Le Quesne, Mariano S. Morales, Manfred Mudelsee, David W. Stahle, and Ricardo Villalba. Aridity changes in the temperate-mediterranean transition of the andes since ad 1346 reconstructed from tree-rings. *Climate Dynamics*, 36(7):1505–1521, Apr 2011.
- [15] Ann Cowling, Peter Hall, and Michael J. Phillips. Bootstrap confidence regions for the intensity of a poisson point process. *Journal of the American Statistical Association*, 91(436):1516–1524, 1996.
- [16] Kurt M Cuffey and William Stanley Bryce Paterson. *The physics of glaciers*. Academic Press, 2010.
- [17] R. DeJong, L. von Gunten, A. Maldonado, and M. Grosjean. Late holocene summer temperatures in the central andes reconstructed from the sediments of high-elevation laguna chepical, chile (32Å s). *Climate of the Past*, 9(4):1921–1932, 2013.
- [18] G. H. Denton and W. S. Broecker. Wobbly ocean conveyor circulation during the Holocene? *Quaternary Science Reviews*, 27:1939–1950, November 2008.
- [19] George H. Denton and Wibjörn Karlén. Holocene climatic variations—their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3(2):155 – 205, 1973.
- [20] Peter Diggle. A kernel method for smoothing point process data. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, 34(2):138–147, 1985.
- [21] Fernando Escobar, Gino Casassa, and Verónica Pozo. Variaciones de un glaciar de montaña en los andes de chile central en las últimas dos décadas. 24, 01 1995.
- [22] Mark Falvey and René D. Garreaud. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast pacific and along the west coast of subtropical south america (1979–2006). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D4):n/a–n/a, 2009. D04102.
- [23] R. D. Garreaud, C. Alvarez-Garreton, J. Barichivich, J. P. Boisier, D. Christie, M. Galleguillos, C. LeQuesne, J. McPhee, and M. Zambrano-Bigiarini. The 2010–2015 megadrought in central chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12):6307–6327, 2017.
- [24] René D. Garreaud, Mathias Vuille, Rosa Compagnucci, and José Marengo. Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3):180 – 195, 2009. Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South

America (LOTRED-SA): State of the art and perspectives.

- [25] Alvaro. González-Reyes. Ocurrencia de eventos de sequías en la ciudad de Santiago de Chile desde mediados del siglo XIX. *Revista de geografía Norte Grande*, 1(64):21 – 32, 2016.
- [26] Jean M Grove. *The Little Ice Age*, volume 1. Routledge, 1988.
- [27] Jean M Grove. *Little ice ages: ancient and modern*, volume 1. Taylor & Francis, 2004.
- [28] Gifford H. Miller, Áslaug Geirsdóttir, Yafang Zhong, Darren J. Larsen, Bette L. Otto-Bliesner, Marika M. Holland, David Bailey, Kurt A. Refsnider, Scott J. Lehman, John Southon, Chance Anderson, Helgi Björnsson, and Thorvaldur Thordarson. Abrupt onset of the little ice age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. 39:2708–, 01 2012.
- [29] Ann Hess, Hari Iyer, and William Malm. Linear trend analysis: a comparison of methods. *Atmospheric Environment*, 35(30):5211 – 5222, 2001. Visibility, Aerosol and Atmospheric Optics.
- [30] IPCC. *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, September 2007.
- [31] IPCC. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- [32] Martín Jacques-Coper and Rene Garreaud. Characterization of the 1970s climate shift in south america. *International Journal of Climatology*, 35:2164–2179, 08 2015.
- [33] Vincent Jomelli, Vincent Favier, Antoine Rabatel, Daniel Brunstein, Georg Hoffmann, and Bernard Francou. Fluctuations of glaciers in the tropical andes over the last millenium and palaeoclimatic implications: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4):269–282, 2009.
- [34] E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, Roy Jenne, and Dennis Joseph. The ncep/ncar 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3):437–472, 1996.
- [35] MR Kaplan, CJ Fogwill, DE Sugden, NRJ Hulton, PW Kubik, and SPHT Freeman. Southern patagonian glacial chronology for the last glacial period and implications for southern ocean climate. *Quaternary Science Reviews*, 27(3-4):284–294, 2008.
- [36] MR Kaplan, JM Schaefer, Jorge Adrián Strelin, GH Denton, RF Anderson, MJ Vandergoes, RC Finkel, Roseanne Schwartz, SG Travis, JL Garcia, et al. Patagonian and



- southern south atlantic view of holocene climate. *Quaternary Science Reviews*, 141:112–125, 2016.
- [37] Georg Kaser, J.G. Cogley, Mark Dyurgerov, M.F. Meier, and Atsumu Ohmura. Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961–2004. 33, 10 2006.
- [38] M.G. Kendall. *Rank correlation methods*. C. Griffin, 1948.
- [39] C. Kinnard, S. MacDonell, M. Petlicki, C. Mendoza Martinez, J. Abermann, and R. Urrutia. *Andean Hydrology*. CRC Press, 2018.
- [40] Judith Lean. Evolution of the sun’s spectral irradiance since the maunder minimum. *Geophysical Research Letters*, 27(16):2425–2428, 2000.
- [41] Carlos. LeQuesne, Cesar Acuña, José A. Boninsegna, Andrés Rivera, and Jonathan Barichivich. Long-term glacier variations in the central andes of argentina and chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3):334 – 344, 2009. Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South America (LOTRED-SA): State of the art and perspectives.
- [42] Carlos. LeQuesne, David W. Stahle, Malcolm K. Cleaveland, Matthew D. Therrell, Juan Carlos Aravena, and Jonathan Barichivich. Ancient austrocedrus tree-ring chronologies used to reconstruct central chile precipitation variability from a.d. 1200 to 2000. *Journal of Climate*, 19(22):5731–5744, 2006.
- [43] B. H. Luckman and R. J. S. Wilson. Summer temperatures in the canadian rockies during the last millennium: a revised record. *Climate Dynamics*, 24(2):131–144, Feb 2005.
- [44] Jeppe K. Malmros, Sebastian H. Mernild, Ryan Wilson, Jacob C. Yde, and Rasmus Fensholt. Glacier area changes in the central chilean and argentinean andes 1955–2013/14. *Journal of Glaciology*, 62(232):391–401, 2016.
- [45] Henry B. Mann. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13(3):245–259, 1945.
- [46] Michael Mann, Raymond Bradley, and Malcolm K. Hughes. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations, geophysical research letters. 26:759–762, 03 1999.
- [47] Michael Mann and P Jones. Global surface temperatures over the past two millennia. 30, 08 2003.
- [48] B. Marzeion, M. Hofer, A. H. Jarosch, G. Kaser, and T. Mölg. A minimal model for reconstructing interannual mass balance variability of glaciers in the european alps. *The Cryosphere*, 6(1):71–84, 2012.
- [49] M. H. Masiokas, D. A. Christie, C. Le Quesne, P. Pitte, L. Ruiz, R. Villalba, B. H. Luckman, E. Berthier, S. U. Nussbaumer, Á. González-Reyes, J. McPhee, and G. Barcaza.

- Reconstructing the annual mass balance of the echaurren norte glacier (central andes, 33.5° s) using local and regional hydroclimatic data. *The Cryosphere*, 10(2):927–940, 2016.
- [50] Mariano H Masiokas, Andrés Rivera, Lydia E Espizua, Ricardo Villalba, Silvia Delgado, and Juan Carlos Aravena. Glacier fluctuations in extratropical south america during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4):242–268, 2009.
- [51] Mariano H. Masiokas, Ricardo Villalba, Brian H. Luckman, and Steven Mauget. Intra-to multidecadal variations of snowpack and streamflow records in the andes of chile and argentina between 30° and 37°s. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3):822–831, 2010.
- [52] A.I. McLeod. *Kendall: Kendall rank correlation and Mann-Kendall trend test*, 2011. R package version 2.2.
- [53] A. Miller. *World survey of climatology, volume 12, climates of central and South America*. Editor: W. Schwerdtfeger, (Editor-in-chief of the survey - H. E. Landsberg). World Climatology. Elsevier, 1976.
- [54] Aldo Montecinos and Patricio Aceituno. Seasonality of the enso-related rainfall variability in central chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate*, 16(2):281–296, 2003.
- [55] M. Mudelsee. *Climate Time Series Analysis: Classical Statistical and Bootstrap Methods*. Atmospheric and Oceanographic series. Springer, 2014.
- [56] Ariel A. Muñoz, Alvaro González-Reyes, Antonio Lara, David Sauchyn, Duncan Christie, Paulina Puchi, Rocío Urrutia-Jalabert, Isadora Toledo-Guerrero, Isabella Aguilera-Betti, Ignacio Mundo, Paul R. Sheppard, Daniel Stahle, Ricardo Villalba, Paul Szejner, Carlos LeQuesne, and Jessica Vanstone. Streamflow variability in the chilean temperate-mediterranean climate transition (35s–42s) during the last 400 years inferred from tree-ring records. *Climate Dynamics*, 47(12):4051–4066, Dec 2016.
- [57] Renji Naruse. *The Response of Glaciers in South America to Environmental Change*, chapter Forty-Six, pages 231–238. Wiley-Blackwell, 2007.
- [58] Raphael Neukom, Joëlle Gergis, David Karoly, Heinz Wanner, Mark Curran, Julie Elbert, J. Fidel González Rouco, Braddock Linsley, Andrew D. Moy, Ignacio Mundo, Christoph Raible, Eric Steig, Tas Van Ommen, Tessa Vance, Ricardo Villalba, Jens Zinke, and David Frank. Inter-hemispheric temperature variability over the last millennium. 4, 03 2014.
- [59] J. Oerlemans. Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, 308(5722):675–677, 2005.
- [60] J. Oerlemans and J. P. F. Fortuin. Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science*, 258(5079):115–117, 1992.

- [61] Johannes Oerlemans. *Glaciers and climate change*. CRC Press, 2001.
- [62] David P. Schneider, Caspar Ammann, Bette L. Otto-Bliesner, and Darrell Kaufman. Climate response to large, high-latitude and low-latitude volcanic eruptions in the community climate system model. *Journal of Geophysical Research*, 114, 08 2009.
- [63] Humberto Peña and Brahim Nazarala. Snowmelt-runoff simulation model of a central chile andean basin with relevant orographic effects. *IAHS-AISH publication*, pages 162–171, 01 1987.
- [64] Francesca Pellicciotti, Ben Brock, Ulrich Strasser, Paolo Burlando, Martin Funk, and Javier Corripio. An enhanced temperature-index glacier melt model including the short-wave radiation balance: development and testing for haut glacier d’arolla, switzerland. *Journal of Glaciology*, 51(175):573–587, 2005.
- [65] Francesca Pellicciotti, Jakob Helbing, Andrés Rivera, Vincent Favier, Javier Corripio, José Araos, Jean-Emmanuel Sicart, and Marco Carenzo. A study of the energy balance and melt regime on juncal norte glacier, semi-arid andes of central chile, using melt models of different complexity. *Hydrological Processes*, 22(19):3980–3997, 2008.
- [66] Thorsten Pohlert. *trend: Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection*, 2018. R package version 1.1.0.
- [67] Pratigya Polissar, M B Abbott, Alexander Wolfe, Maximiliano Bezada, Valentí Rull, and Raymond Bradley. Solar modulation of little ice age climate in the tropical andes. *PNAS*, 103:8937–42, 07 2006.
- [68] Stephen C Porter and George H Denton. Chronology of neoglaciation in the north american cordillera. *American Journal of Science*, 265(3):177–210, 1967.
- [69] Juan Quintana and Patricio Aceituno. Changes in the rainfall regime along the extra-tropical west coast of South America (Chile): 30-43°S. *Atmósfera*, 25(1):1– 22, 2012.
- [70] R Core Team. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, 2017.
- [71] A. Rabatel, B. Francou, A. Soruco, J. Gomez, B. Cáceres, J. L. Ceballos, R. Basantes, M. Vuille, J.-E. Sicart, C. Huggel, M. Scheel, Y. Lejeune, Y. Arnaud, M. Collet, T. Condom, G. Consoli, V. Favier, V. Jomelli, R. Galarraga, P. Ginot, L. Maisincho, J. Mendoza, M. Ménégos, E. Ramirez, P. Ribstein, W. Suarez, M. Villacis, and P. Wagnon. Current state of glaciers in the tropical andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, 7(1):81–102, 2013.
- [72] Antoine Rabatel, Bernard Francou, Vincent Jomelli, Philippe Naveau, and Delphine Grancher. A chronology of the little ice age in the tropical andes of bolivia (16 s) and its implications for climate reconstruction. *Quaternary Research*, 70, 09 2008.
- [73] A. Rivera, M. Koppes, C. Bravo, and J. C. Aravena. Little ice age advance and retreat of glacier jorge montt, chilean patagonia. *Climate of the Past*, 8(2):403–414, 2012.

- [74] Gerard Roe. What do glaciers tell us about climate variability and climate change? *Journal of Glaciology*, 57:567–578, 06 2011.
- [75] Gerard Roe, Marcia B. Baker, and Florian Herla. Centennial glacier retreat as categorical evidence of regional climate change. *Nature Geoscience*, 10, 12 2016.
- [76] B. Rosenblüth, H. A. Fuenzalida, and P. Aceituno. Recent Temperature Variations in Southern South America. *International Journal of Climatology*, 17:67–85, January 1997.
- [77] Esteban A. Sagredo, Summer Rupper, and Thomas V. Lowell. Sensitivities of the equilibrium line altitude to temperature and precipitation changes along the andes. *Quaternary Research*, 81(2):355 – 366, 2014.
- [78] A. T. Silva, M. M. Portela, and M. Naghettini. Nonstationarities in the occurrence rates of flood events in portuguese watersheds. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(1):241–254, 2012.
- [79] L. G. Thompson, E. MosleyThompson, M. E. Davis, V. S. Zagorodnov, I. M. Howat, V. N. Mikhalenko, and P.N. Lin. Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past 1800 years. *Science*, 340(6135):945–950, 2013.
- [80] Ricardo Villalba. Tree-ring and glacial evidence for the medieval warm epoch and the little ice age in southern south america. *Climatic Change*, 26(2):183–197, Mar 1994.
- [81] Mathias Vuille and Juan-Pablo Milana. High-latitude forcing of regional aridification along the subtropical west coast of south america. *Geophysical Research Letters*, 34(23), 2007.
- [82] John M. Wallace and Peter V. Hobbs. *Atmospheric science : an introductory survey*. International geophysics series, v. 92. Elsevier, 2006.
- [83] Gregory C. Wiles, David J. Barclay, Parker E. Calkin, and Thomas V. Lowell. Century to millennial-scale temperature variations for the last two thousand years indicated from glacial geologic records of southern alaska. *Global and Planetary Change*, 60(1):115 – 125, 2008. Historical and Holocene glacier – climate variations.
- [84] Alexis Segovia Rocha y Yohann Videla Giering. Caracterización glaciológica de chile. *Investigaciones Geográficas*, (53):3–24, 2017.
- [85] Álvaro González-Reyes, James McPhee, Duncan A. Christie, Carlos Le Quesne, Paul Szejner, Mariano H. Masiokas, Ricardo Villalba, Ariel A. Muñoz, and Sebastián Crespo. Spatiotemporal variations in hydroclimate across the mediterranean andes (30–37s) since the early twentieth century. *Journal of Hydrometeorology*, 18(7):1929–1942, 2017.

A continuación se resumen las 195 estaciones meteorológicas de precipitación utilizadas para evaluar tendencias mensuales y estacionales dentro del periodo 1980 - 2015.

**Tabla 1: Resumen de las 195 estaciones de precipitación utilizadas. El parámetro “código” es relativo a la Dirección General de Aguas DGA. El % sin datos es respecto al periodo 1980 - 2015.**

n	código	elevación [m]	latitud [S]	longitud [O]	% sin datos
1	4320003	730	-30.0567	-70.7167	0.69
2	4314003	1120	-30.0894	-70.4939	0.93
3	4311003	1250	-30.1217	-70.4933	0.93
4	4311004	1330	-30.1472	-70.4983	0.69
5	300006	1463	-30.1667	-70.4858	8.1
6	4311005	1560	-30.1939	-70.4819	0.93
7	4301005	3160	-30.2033	-70.0422	0.46
8	4502005	1100	-30.2867	-70.6961	3.94
9	300008	23	-30.3483	-71.5589	14.58
10	4503003	725	-30.3922	-70.8678	2.08
11	4501003	1920	-30.4111	-70.5544	0.69
12	4506007	350	-30.5069	-71.0997	1.16
13	4551005	220	-30.6006	-71.2	0.46
14	4552002	120	-30.6164	-71.3742	0.69
15	4540005	280	-30.6306	-71.1194	0.69
16	4540006	320	-30.6958	-71.0361	0.46
17	4522003	870	-30.7211	-70.7753	1.62
18	4537003	420	-30.8178	-70.9706	1.39
19	4555001	280	-30.8278	-71.25	2.78
20	4513004	740	-30.8547	-70.7708	4.17
21	4513003	1020	-30.9669	-70.7639	3.24
22	4535001	740	-31.0078	-71.0856	0.69
23	4512002	1230	-31.0153	-70.6664	1.16
24	4511003	1380	-31.0181	-70.5858	0.69
25	4531003	840	-31.0836	-70.95	1.39
26	4532006	870	-31.1736	-71.0008	0.93
27	310003	945	-31.1853	-71.0014	11.81
28	4732001	290	-31.3986	-71.4569	0.46
29	310004	173	-31.4133	-71.575	9.03
30	4723002	650	-31.5669	-70.9817	0.46
31	4730004	50	-31.5875	-71.4453	0.46
32	4726003	290	-31.645	-71.1908	0.69
33	4713004	1050	-31.7289	-70.8317	1.62
34	4716005	300	-31.745	-71.1619	0.69
35	4711004	510	-31.7758	-70.9669	0.46
36	4710001	1000	-31.9	-70.6706	0.69
37	4711003	840	-31.9019	-70.7708	0.46
38	4820001	10	-31.9103	-71.5086	6.02

39	4703003	1100	-31.9336	-70.6133	2.08
40	4900002	380	-32.0675	-71.2225	1.62
41	5101005	1100	-32.0836	-70.8	2.31
42	4902002	190	-32.1086	-71.3125	2.08
43	4902003	25	-32.1175	-71.5	4.17
44	4900003	890	-32.1444	-71.1628	1.62
45	5111002	780	-32.1567	-71.03	2.08
46	5101006	880	-32.1836	-70.7833	2.31
47	5100006	810	-32.2261	-70.7839	1.39
48	5100005	1180	-32.2286	-70.71	2.31
49	5111001	450	-32.2528	-71.1386	1.85
50	5110003	440	-32.2756	-70.9997	2.08
51	320005	93	-32.2842	-71.4597	10.88
52	5111004	340	-32.3058	-71.0792	1.16
53	5120004	80	-32.3075	-71.2425	9.26
54	5200006	750	-32.3408	-70.7528	0.93
55	5120003	250	-32.3914	-71.0931	1.16
56	5120006	20	-32.3919	-71.375	3.47
57	5200007	1200	-32.4186	-70.6808	3.01
58	5210002	370	-32.4261	-70.9167	2.08
59	5220006	290	-32.4267	-71.0606	8.33
60	5221005	80	-32.4372	-71.2067	6.94
61	5211004	350	-32.4856	-70.9319	2.31
62	5414004	1220	-32.4989	-70.5789	2.55
63	5220007	350	-32.5333	-71.1294	2.78
64	5211003	650	-32.5864	-70.8694	2.08
65	320018	450	-32.7067	-71.3289	8.1
66	5421005	440	-32.7344	-70.9342	2.78
67	5410008	640	-32.7472	-70.7247	1.85
68	5425003	190	-32.8119	-71.2653	1.62
69	5410007	820	-32.8336	-70.6	3.7
70	5423013	300	-32.8506	-71.1167	6.71
71	5410006	1100	-32.8603	-70.4719	1.62
72	5426004	130	-32.8958	-71.2092	1.62
73	5403006	1290	-32.9228	-70.3553	4.63
74	5733006	955	-32.9475	-70.7536	2.78
75	5427007	100	-32.9578	-71.345	1.16
76	5733007	1120	-33.0053	-70.9933	1.85
77	5733008	700	-33.0194	-70.9081	6.71
78	5510001	110	-33.0503	-71.5833	5.56
79	330009	160	-33.0833	-71.4	10.42
80	5427006	260	-33.0986	-71.2144	1.16
81	5510002	360	-33.145	-71.5553	1.16
82	5741002	490	-33.1686	-71.1467	2.78
83	330021	482	-33.3919	-70.7944	0.23
84	5730012	848	-33.395	-70.5367	0.69
85	5744002	190	-33.4386	-71.0256	3.47

86	330020	527	-33.445	-70.6828	0
87	5730016	560	-33.4486	-70.6444	1.85
88	330019	650	-33.4544	-70.5478	0.23
89	5730013	904	-33.4964	-70.5164	1.85
90	5530002	80	-33.5747	-71.625	2.55
91	330046	492	-33.6281	-70.7769	10.88
92	5748003	182	-33.6344	-71.5106	0.93
93	5704006	943	-33.6361	-70.3531	1.85
94	330031	35	-33.6367	-78.835	0.23
95	330030	75	-33.655	-71.6142	0
96	330054	569	-33.6578	-70.6664	10.19
97	5711003	659	-33.6736	-70.5869	1.62
98	5703008	2475	-33.6767	-70.0886	0.69
99	5740005	168	-33.6803	-71.1997	1.85
100	5740004	165	-33.7597	-71.1514	3.94
101	5704004	1266	-33.7825	-70.2394	2.08
102	330036	1310	-33.8025	-70.2189	14.58
103	6056003	16	-33.9458	-71.7336	1.39
104	330042	100	-33.9528	-71.8336	7.41
105	6040001	197	-34.035	-71.0944	2.55
106	6055003	250	-34.1206	-71.7258	0.93
107	6010015	515	-34.1908	-70.7508	1.39
108	6044001	120	-34.2033	-71.2764	0.69
109	6019005	110	-34.2872	-71.4058	0.93
110	6012003	253	-34.2875	-71.08	0.69
111	6120001	5	-34.3844	-72.0044	2.08
112	340012	140	-34.3969	-71.6156	14.35
113	340013	323	-34.4069	-70.8603	11.34
114	6015003	310	-34.4217	-70.8667	3.7
115	6013005	480	-34.4369	-70.7794	2.31
116	6018010	200	-34.5264	-71.2122	2.78
117	340016	155	-34.5361	-71.4375	8.1
118	340017	355	-34.5383	-71.5028	9.03
119	6132002	90	-34.5742	-71.7653	2.55
120	6016004	350	-34.5983	-70.9686	0.69
121	340038	359	-34.5983	-70.9681	10.19
122	340033	219	-34.6544	-71.2031	14.58
123	340025	205	-34.7156	-71.2503	10.19
124	6027003	743	-34.7428	-70.7519	0.93
125	340035	135	-34.7661	-71.6736	13.89
126	6034003	239	-34.7694	-71.1331	0.93
127	6036001	213	-34.7808	-71.4142	1.39
128	6130001	110	-34.8056	-71.6289	5.09
129	6130002	120	-34.8661	-71.7486	4.4
130	7106007	410	-34.9114	-71.0353	14.58
131	6130003	120	-34.9514	-71.5856	6.94
132	7104005	574	-34.9633	-70.9178	1.62

133	340031	225	-34.9664	-71.2167	0
134	7118003	195	-34.9811	-71.2361	0.93
135	7103003	663	-35.0008	-70.8119	1.16
136	340030	344	-35.0042	-72.0656	14.81
137	7119007	199	-35.0422	-71.2906	1.16
138	350002	60	-35.0967	-72.0619	7.41
139	7116005	445	-35.1833	-71.0978	0.93
140	7200001	100	-35.2439	-71.98	0.93
141	7373003	250	-35.2578	-71.3239	0.93
142	7381003	55	-35.3725	-71.8325	11.57
143	7378002	130	-35.4358	-71.6197	6.94
144	7374005	250	-35.4864	-71.2931	1.62
145	7341002	200	-35.5389	-72.0914	1.16
146	7359005	135	-35.595	-71.6572	1.85
147	350008	87	-35.5975	-71.7389	6.02
148	7358008	280	-35.6242	-71.4022	0.93
149	7378003	420	-35.6381	-71.2606	0.93
150	7320002	492	-35.7011	-71.0772	0.93
151	7357003	96	-35.7856	-71.7664	0.93
152	7358007	157	-35.8381	-71.5953	1.16
153	7355006	810	-35.8672	-71.1172	1.62
154	7337002	179	-35.8967	-72.3736	1.39
155	7355007	421	-35.9106	-71.2958	0.93
156	7352003	104	-35.9478	-71.6842	1.85
157	350017	153	-35.9664	-71.6886	6.25
158	350018	150	-35.9722	-72.3325	13.43
159	7335004	130	-36.0572	-72.0892	1.39
160	7345001	175	-36.1878	-71.8283	0.93
161	7331002	390	-36.2558	-71.5481	0.93
162	360006	368	-36.2589	-71.5567	13.19
163	7350006	600	-36.285	-71.4142	1.16
164	360007	683	-36.2939	-71.4097	10.42
165	7332003	270	-36.3581	-71.6494	0.93
166	8141002	40	-36.475	-72.6883	1.16
167	8210002	11	-36.5456	-72.9311	4.63
168	8106003	465	-36.5836	-71.5247	2.78
169	360011	151	-36.5872	-72.04	0
170	360014	74	-36.6253	-72.6033	14.12
171	8117002	115	-36.6319	-72.1267	0.69
172	8113001	314	-36.6408	-71.7989	0.69
173	8135003	32	-36.6544	-72.4561	0.93
174	8133003	56	-36.7622	-72.4239	1.39
175	360019	12	-36.7792	-73.0622	0
176	8130006	670	-36.8686	-71.6425	0.69
177	360023	126	-36.8769	-72.9931	9.95
178	8130004	1242	-36.9108	-71.4792	3.7
179	8130003	740	-36.9175	-71.5814	0.93



180	8132002	200	-36.9764	-72.1008	1.39
181	8123004	230	-37.1528	-72.0669	1.85
182	8367001	53	-37.2772	-72.7164	3.94
183	8122002	474	-37.2806	-71.8228	1.39
184	8122003	342	-37.2936	-71.9519	1.39
185	8364001	144	-37.3806	-72.3661	1.39
186	8334002	129	-37.5022	-72.4083	2.31
187	370018	51	-37.6139	-73.6567	14.12
188	8318002	231	-37.685	-72.0058	0.69
189	8332002	142	-37.7147	-72.2436	1.39
190	370021	137	-37.7197	-72.2611	10.19
191	8358002	113	-37.7794	-72.6372	14.12
192	8317003	346	-37.7797	-71.8664	0.69
193	8821005	78	-37.7983	-73.3914	5.56
194	370029	82	-37.8058	-72.7119	13.43
195	370024	125	-37.9767	-72.8411	14.12

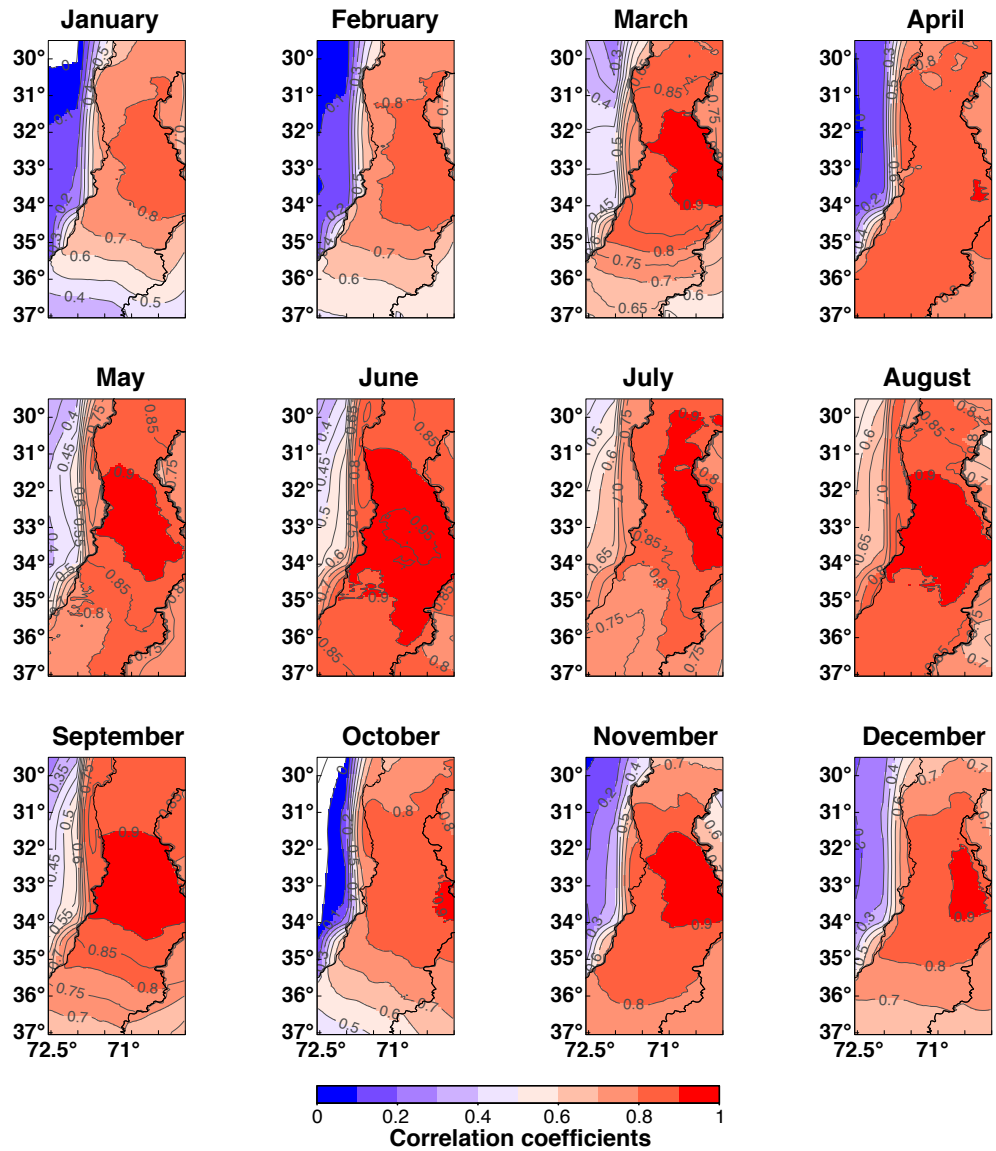


Figura 2: Mapa de correlaciones mensuales entre la serie regional de temperatura media del aire construida en base a un conjunto de estaciones meteorológicas y los datos grillados CR2 2018 para la misma variable climática. Para todos los meses del año el coeficiente de correlación de Pearson crítico fue de  $r = \pm 0.412$  ( $p$ -valor  $< 0,01$ )

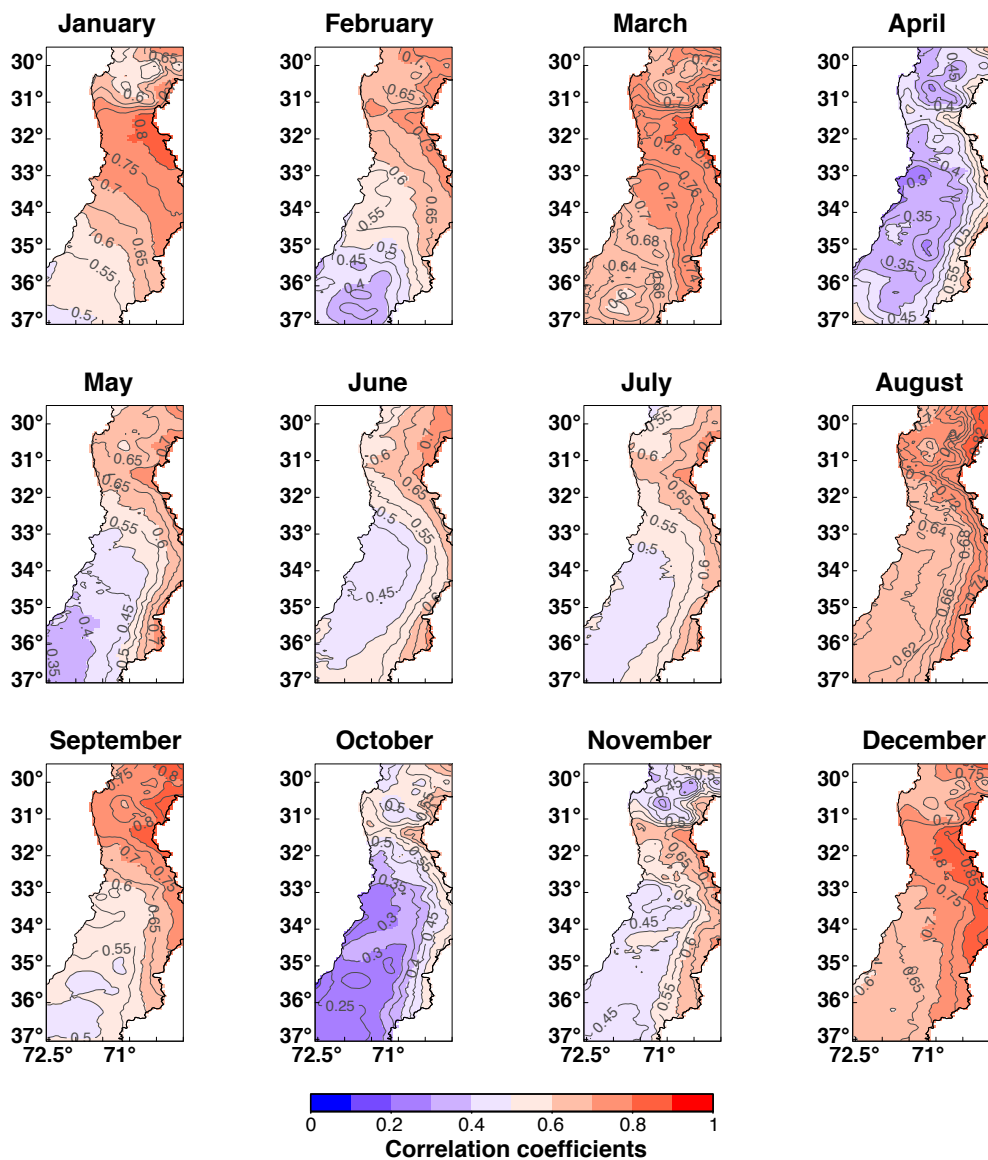


Figura 3: Mapa de correlaciones mensuales entre la serie regional de temperatura mínima construida en base a un conjunto de estaciones meteorológicas y los datos grillados CR2 2018 para la misma variable climática. Para todos los meses del año el coeficiente de correlación de Pearson crítico fue de  $r = \pm 0.412$  ( $p$ -valor  $< 0,01$ )

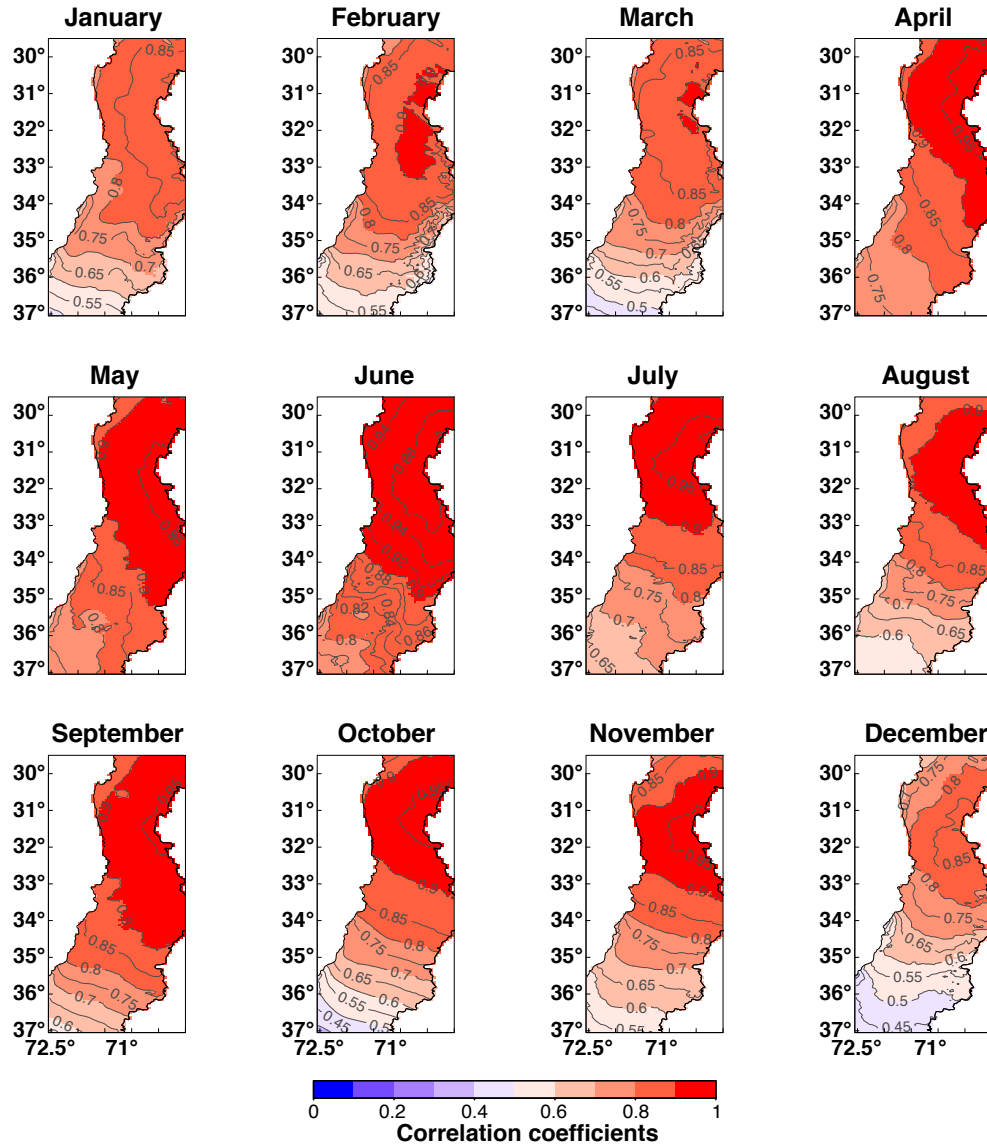


Figura 4: Mapa de correlaciones mensuales entre la serie regional de temperatura máxima construida en base a un conjunto de estaciones meteorológicas y los datos grillados CR2 2018 para la misma variable climática. Para todos los meses del año el coeficiente de correlación de Pearson crítico fue de  $r = \pm 0.42$  ( $p$ -valor  $< 0,01$ )