

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS



**“PATRONES OCÉANO – ATMOSFÉRICOS Y TELECONEXIONES
ASOCIADAS A LAS SEQUÍAS METEOROLÓGICAS EXTREMAS EN
LA SIERRA SUR DEL PERÚ”**

Presentada por:

Breat Sheylla Sulca Paredes

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERA METEORÓLOGA

Lima – Perú

2020

**La UNALM es la titular de los derechos patrimoniales de la presente investigación
(Art. 24. Reglamento de Propiedad Intelectual)**

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS

**“PATRONES OCÉANO – ATMOSFÉRICOS Y TELECONEXIONES
ASOCIADAS A LAS SEQUÍAS METEOROLÓGICAS EXTREMAS EN
LA SIERRA SUR DEL PERÚ”**

Presentada por:

Breat Sheylla Sulca Paredes

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERA METEORÓLOGA

Sustentada y aprobada por el siguiente jurado:

Mg. Sc. Eusebio Idelmo Cisneros Tarmeño
PRESIDENTE

Ing. Franklin Delio Unsihuay Tovar
MIEMBRO

Mg. Sc. Armando Javier Aramayo Bazzetti
MIEMBRO

Mg. Sc. Victoria Doris Calle Montes
ASESORA

Mg. Sc. Delia Acuña Azarte
Co Asesora

DEDICATORIA

A Dios, por guiar mi camino y nunca abandonarme.

A mi amada madre Zonia Paredes, quien ha sido el mejor ejemplo de profesional y mujer, ella es la luz que ha iluminado mi vida y a quien le agradezco todo su esfuerzo e incondicional amor.

A mi papá en el cielo Virgilio Sulca, quien a través de su humildad, carisma y amor al arte me enseñó lo mejor que tiene la vida.

A mis adorados hermanos Carol, Edgard y Edson, quienes me han alentado en todas las etapas de mi vida, son mi fuerza.

A mi pequeña ahijada Zoe Urbina, por ser mi mayor bendición y motivación.

A mi cuñado Edwin por ser un gran hermano y apoyo en mi vida.

A cada uno de los miembros de mi familia por todo su amor y sentar los cimientos de mi desarrollo personal y profesional.

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento especial mi asesora Victoria Calle por haber incentivado en mí la pasión por la meteorología desde las aulas y a mi co-asesora Delia Acuña por sus valiosos consejos y confianza.

Sentidos agradecimientos a mi familia del SENAMHI, en especial a mis amigos de las Subdirecciones de Predicción Climática y Modelamiento Numérico de la Atmósfera por sus invaluable aportes, motivación e inspiración para seguir escalando profesionalmente.

Mi gratitud y afecto a cada una de las personas que a lo largo de todas las etapas de mi vida me impulsaron a continuar estudiando y trabajando, mis buenos amigos que tengo desde niñez, parroquia, universidad y dentro del arte.

Finalmente quiero agradecer a querida marinera norteña pues me permitió explotar mis habilidades como bailarina y profesora. Gracias a mis maestros, compañeros de baile y alumnos.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	ix
ABSTRACT.....	x
I. INTRODUCCIÓN	1
II. REVISIÓN DE LA LITERATURA.....	4
2.1. CLIMA Y EVENTOS CLIMÁTICOS EXTREMOS.....	4
2.1.1. Sequías	4
2.1.1.1. Clasificación de sequías	5
2.1.1.2. Categorización de la magnitud de las sequías meteorológicas.....	7
2.2. PATRONES OCÉANO-ATMOSFÉRICOS Y MECANISMOS DE TELECONEXIÓN	7
2.2.1. El Océano	7
2.2.1.1. Circulación oceánica	8
2.2.1.2. Temperatura superficial del mar	9
2.2.2. La atmósfera	10
2.2.2.1. Circulación general de la atmósfera	11
2.2.3. Interacción océano-atmósfera.....	16
2.2.3.1. Modos de variabilidad climática y teleconexiones.....	17
2.3. VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LAS PRECIPITACIONES EN LA SIERRA SUR DEL PERÚ.....	23
2.3.1. Sistemas sinópticos de Sudamérica en el verano austral	24
2.3.2. Mecanismos físicos regionales.....	26
III. MATERIALES Y MÉTODOS.....	29
3.1. MATERIALES	29
3.1.1. Descripción del área de estudio.....	29
3.1.2. Información meteorológica	31
3.1.3. Materiales.....	34

3.2. METODOLOGÍA	35
3.2.1. Categorización de la magnitud de las sequías meteorológicas extremas en la SSP durante el verano austral	37
3.2.1.1. Control de calidad de las estaciones meteorológicas ubicadas en la SSP	37
3.2.1.2. Cálculo de la anomalía estandarizada de precipitación (Índice de la SSP).....	38
3.2.1.3. Determinación de las sequías meteorológicas extremas en la SSP	39
3.2.2. Determinación de los patrones oceánico-atmosféricos y teleconexiones involucrados en la ocurrencia de las sequías meteorológicas extremas en la SSP durante el verano austral.	39
3.2.2.1. Variabilidad climática asociada a las sequías meteorológicas en la SSP	40
3.2.2.1.1. Climatología de los principales patrones océano-atmosféricos durante el verano austral.....	40
3.2.2.1.2. Correlaciones espaciales simultáneas de Spearman.....	40
3.2.2.1.3. Correlaciones temporales del índice de la SSP con índices de teleconexión.....	41
3.2.2.2. Análisis de la dinámica de macroescala	42
3.2.2.3. Análisis de la dinámica regional	43
IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES.....	44
4.1. Categorización de la magnitud de las sequías meteorológicas extremas en la SSP durante el verano austral durante el periodo 1980-2019 utilizando la anomalía estandarizada de precipitación	44
4.1.1. Control de calidad de las estaciones meteorológicas ubicadas en la SSP	44
4.1.2. Cálculo de la anomalía estandarizada de precipitación.....	45
4.1.3. Determinación de las sequías meteorológicas extremas en la SSP.....	47
4.2. Determinación de los mecanismos oceánico-atmosféricos y teleconexiones involucrados en la ocurrencia de las sequías meteorológicas extremas en la SSP durante el verano austral	49
4.2.1. Variabilidad climática asociada a las sequías meteorológicas en la SSP.....	49

4.2.1.1. Climatología de los principales patrones océano-atmosféricos durante el verano austral	49
4.2.1.2. Correlaciones espaciales simultáneas de Spearman	51
4.2.1.3. Correlaciones temporales del Índice de la SSP con índices de teleconexión	53
4.2.2. Análisis de la dinámica de Macroescala	60
4.2.3. Análisis de la dinámica regional	72
V. CONCLUSIONES	77
VI. RECOMENDACIONES	80
VII. BIBLIOGRAFÍA	81
VIII. ANEXOS	89

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Lista de características del reanálisis ERA5 e información utilizada en la investigación.....	31
Tabla 2: Información de variables climáticas.....	32
Tabla 3: Lista de características del reanálisis ERSST v5 e información utilizada en la investigación.....	33
Tabla 4: Lista de los índices de teleconexión.....	33
Tabla 5: Lista de materiales.....	34
Tabla 6: Lista de los test estadísticos utilizados para el control de calidad de datos en la SSP, tomados del software AndesQC.....	37
Tabla 7: Criterios para la selección de sequías extremas.....	39
Tabla 8: Variables correlacionadas con el Índice de la SSP.....	41
Tabla 9: Lista de valores del Índice de la SSP.....	47

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Secuencia de sucesos de sequía y sus efectos para tipos de sequías comúnmente aceptados.	6
Figura 2. Circulaciones oceánicas globales superficiales y giros subtropicales: en colores rojos se muestran las corrientes cálidas y en azules las corrientes frías.	9
Figura 3: Escalas espaciales y temporales de los procesos dinámicos de la atmósfera.....	11
Figura 4. Representación de la circulación general de la atmósfera a) Distribución de calor en respuesta al calentamiento de los trópicos hacia los polos b) Circulación en forma de celda ecuador-polo c) Integración de la fuerza de Coriolis que imparte una componente del flujo hacia la izquierda en el hemisferio sur y derecha en el hemisferio d) Sistema conocido actualmente, flujos meridionales a través de las células de Ferrel y Hadley.	13
Figura 5. Representación esquemática de la Circulación Global de Walker entre diciembre y febrero con base en cálculos de vientos divergentes en la tropósfera superior e inferior.....	14
Figura 6. Circulación de Hadley.....	16
Figura 7. Representación conceptual de los procesos en la zona de contacto aire-mar.	17
Figura 8. Modos de variabilidad asociada a El Niño y La Niña en el Pacífico este (E) y central (C) respectivamente.	22
Figura 9. Sistemas sinópticos que modulan las precipitaciones en Sudamérica durante el verano (DEF) e invierno (JJA) austral.	25
Figura 10. Delimitación geográfica del área de estudio.	29
Figura 11. Representación vertical-longitudinal de los patrones de circulación en episodios secos y húmedos a través de los Andes.	30
Figura 12. Resumen de la metodología de investigación.	36
Figura 13. Precipitaciones acumuladas en EFM durante el periodo 1980-2019 en las estaciones meteorológicas dentro de la SSP.....	46
Figura 14. Índice de la SSP calculada a partir del promedio de las anomalías estandarizadas de precipitación de las estaciones meteorológicas ubicadas en la SSP.	48

Figura 15. Climatología de la precipitación acumulada (mm) durante el verano austral (EFM) en el periodo 1981-2010.....	49
Figura 16. Climatología del flujo de viento en líneas de corriente (m/s) durante el verano austral (EFM) en el periodo 1981-2010 en a) 200 hPa y b) 850 hPa.	50
Figura 17. Correlación simultánea de Spearman en el periodo 1980-2019 entre el Índice de la SSP, altura geopotencial en 850 hPa (contornos) y la TSM (sombreado). Las áreas presentadas tienen un nivel de significancia mayor o igual a 95%.	52
Figura 18. Correlación simultánea de Spearman en el periodo 1980-2019 entre el índice de la SSP, altura geopotencial 200 hPa (contornos) y FOL (sombreado). Las áreas presentadas tienen un nivel de significancia mayor o igual a 95%.	53
Figura 19. Correlación temporal de Pearson en el periodo 1980-2019 entre el Índice de la SSP y los índices NIÑO1+2, NIÑO3, NIÑO4, NIÑO3.4, AAO, AMO, DMI, E, C, IPO, NAO, ONI, PDO, IOS Y TSA.....	59
Figura 20. Compuesto de anomalías durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992 de la temperatura superficial del mar (sombreado) y altura geopotencial (contornos) en 850 hPa.	61
Figura 21. Compuesto de anomalías durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992 del flujo neto de radiación en onda larga promedio en el tope de la atmósfera (sombreado) y altura geopotencial (contornos) en 200 hPa.	62
Figura 22. Compuesto de anomalías durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992 de la altura geopotencial en 200 hPa (líneas punteadas rojas) y 850 hPa (líneas continuas azules).	62
Figura 23. Compuesto de anomalías durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992 de la velocidad potencial (sombreado) y viento divergente (vectores) en (a) 200 hPa y (b) 850 hPa.....	64
Figura 24. Compuesto de anomalías del flujo de vientos durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992 en (a) 200 hPa, (b) 500 hPa y (c) 850 hPa.	65
Figura 25. Compuesto de anomalías del flujo rotacional del viento (función corriente) en 200 hPa durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.....	66

Figura 26. Compuesto de anomalías de la precipitación acumulada durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.	67
Figura 27. Circulación anómala de Walker promedio entre 5°N-5°S: Compuesto de anomalías de la velocidad vertical (mm/s) sombreado y viento zonal divergente (m/s) en vectores durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.....	68
Figura 28. Circulación anómala de Walker promedio entre 15°N-15°S: Compuesto de la velocidad vertical (mm/s) sombreado y viento zonal divergente (m/s) en vectores durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.	69
Figura 29. Circulación anómala de Walker promedio entre 10°N-20°S: Compuesto de anomalías de la velocidad vertical (mm/s) sombreado y viento zonal divergente (m/s) en vectores durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.....	70
Figura 30. Circulación anómala de Hadley promedio entre 120°W-170°W : Compuesto de anomalías de la velocidad vertical (mm/s) sombreado y viento meridional divergente (m/s) en vectores durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.	71
Figura 31. Circulación anómala de Hadley promedio entre 60°W-80°W: Compuesto de anomalías de la velocidad vertical (mm/s) sombreado y viento meridional divergente (m/s) en vectores durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.	72
Figura 32. Compuesto de anomalías de la divergencia (1/s) anómala durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992 en a) 200 hPa y b) 850 hPa.	73
Figura 33. Compuesto de la anomalía de (a) agua precipitable, (b) vorticidad relativa (1/s) y anomalía de líneas de corriente en 500 hPa durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.	74
Figura 34. Corte vertical: Compuesto de la anomalía de temperatura potencial equivalente (°C) durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.	75
Figura 35. Modelo conceptual de ocurrencia de sequías meteorológicas extremas en la SSP	76

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Estaciones meteorológicas ubicadas en la SSP.....	90
Anexo 2: Diagrama de cajas de las estaciones meteorológicas en la SSP	92
Anexo 3: Planilla de errores detectados en el proceso de control de calidad de las estaciones meteorológicas en la SSP	94
Anexo 4: Acumulados trimestrales de precipitación en estaciones meteorológicas en la SSP	96
Anexo 5: Histograma de frecuencias de las estaciones meteorológicas de la SSP	104

RESUMEN

En la presente investigación se estudiaron los mecanismos océano-atmosféricos y teleconexiones asociadas a las sequías meteorológicas extremas durante el verano austral (enero-marzo) en la sierra sur del Perú (SSP) a través del cálculo de la anomalía estandarizada de precipitación para categorizar los eventos extremos secos, además del uso de correlaciones espacio-temporales para identificar la variabilidad climática y las teleconexiones que se relacionan a los eventos secos, y finalmente se determinó el patrón oceánico-atmosférico a través del análisis de la dinámica troposférica en base a información de estaciones meteorológicas convencionales del SENAMHI, información climática del reanálisis ERA5 e información de la temperatura superficial del mar del ERSST en el periodo 1980 – 2019.

Los eventos extremadamente secos en la SSP fueron identificados en los veranos de los años 1983, 1990 y 1992 presentando un déficit superior al 46 por ciento del promedio normal. Por otro lado, en la evaluación de la variabilidad climática asociada a las precipitaciones en la SSP en el periodo 1980-2019, se encontró que los índices de teleconexión NIÑO3, NIÑO4, NIÑO3.4, C, IOS y ONI presentaron una fuerte correlación significativa. A nivel espacial, la temperatura superficial del mar (TSM) sobre el océano Pacífico norte (dirección noreste) en conjunto con el área de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur, océano Pacífico central ecuatorial mostraron una fuerte asociación con el área de estudio.

El patrón oceánico-atmosférico identificado estuvo asociado a un incremento anómalo de la TSM en el océano Pacífico central-oriental en hasta +3°C. Esta fuente de calor propició la intensificación de vientos del oeste en tropósfera baja (850 hPa) y el establecimiento de un dipolo de dos circulaciones anticiclónicas sobre el Pacífico ecuatorial central en 200 hPa mientras que sobre los niveles medios (500 hPa) se observó la presencia de una dorsal configurada sobre la SSP. La circulación de Walker presentó condiciones anómalas generando una ramificación subsidente sobre la cuenca Amazónica y océano Atlántico tropical mientras que la circulación de Hadley también se vio alterada generando un ramal subsidente sobre desde los 20°S extendido hasta los 40°S, diez grados más al norte de su posición climática. A nivel regional, se evidenció estabilidad atmosférica, convergencia y divergencia en la tropósfera alta y baja respectivamente aunado a un bajo contenido de humedad en la SSP.

Palabras clave: Sequías meteorológicas, sierra sur del Perú, patrones oceánico-atmosféricos, teleconexiones.

ABSTRACT

The ocean-atmospheric mechanisms and teleconnections connected to extreme meteorological droughts during the southern summer (january-march) in the southern highlands of Peru (SSP) were studied through the calculation of the standardized precipitation anomaly to categorize extreme dry events, use of spatio-temporal correlations to identify climate variability and teleconnections and finally the oceanic-atmospheric pattern was determined through the analysis of tropospheric dynamics analysis based on information from conventional SENAMHI meteorological stations, climate information from ERA5 reanalysis and ERSST sea surface temperature data in the period 1980 - 2019. Extremely dry events in the SSP were identified in the summers of the years 1983, 1990 and 1992 presenting a deficit higher than 46 percent of the normal average. On the other hand, in the evaluation of the climatic variability associated with the precipitations in the SSP in the period 1980-2019, it was found that the teleconnection indices NIÑO3, NIÑO4, NIÑO3.4, C, IOS and ONI presented a strong significant correlation. At the spatial analysis, the sea surface temperature (SST) over the North Pacific Ocean (northeast direction) together with the area of the South Pacific Convergence Zone, Equatorial Central Pacific Ocean showed a strong association with field of study.

The oceanic-atmospheric pattern was associated with an anomalous increase of SST in the central-eastern Pacific Ocean by up to +3°C. This heat source promoted an enhanced intensification of westerly winds in the lower troposphere (850 hPa), also induced a dipole of two anticyclonic circulations over the central equatorial Pacific at 200 hPa, in the medium levels (500 hPa) was observed a dorsal configured on the SSP. In the same way, the modification of the structure of the Walker circulation generated a subsident branch over the Amazon basin and the tropical Atlantic Ocean, while the Hadley circulation presented a descendent structure between 20°S-40°S, ten degrees further north of its climatic position. At regional level, there was evidence of atmospheric stability, convergence in the upper and divergence in lower troposphere and low content of humidity anomalies in the SSP.

Keywords: Meteorological droughts, oceanic-atmospheric patterns, teleconnections, southern highlands of Peru

I. INTRODUCCIÓN

La sequía meteorológica es un fenómeno natural que responde a diversas causas según la región; y a diferencia de las sequías agrícola, hidrológica y socioeconómica, no contempla información de índole humano o social. Elaborar una estimación exacta sobre este fenómeno es aún complejo, dado que no puede determinarse con precisión el área geográfica y su extensión; y, además, suelen manifestarse de manera imperceptible. Una forma de cuantificar su magnitud es a través de técnicas estadísticas, que puede definirse a partir de un umbral de déficit durante un periodo determinado o a partir de una desviación acumulativa respecto a las condiciones normales (OMM 2006).

La sierra sur del Perú (SSP en adelante), de acuerdo con estudios en el análisis de riesgos ante sequías de INDECI (2014), comprende los departamentos de Puno, Cusco, Tacna, Moquegua, Arequipa y Apurímac con alcances hasta Ayacucho y Huancavelica; y de acuerdo con SENAMHI (2016) el sur del Perú también tiene extensión incluso sobre la sierra de Lima. Tomando en cuenta las mencionadas literaturas, para fines de la presente investigación se tomarán los paralelos de 12,5°S-19,5°S y 76°W-69°W con altitudes sobre los 1000 msnm como definió Brack y Mendiola (2000).

A lo largo del tiempo, la SSP ha venido siendo afectada por eventos de sequías de diferentes magnitudes que han puesto en riesgo y alerta constante a la población y autoridades. Los eventos más extremos de las últimas cuatro décadas han estado asociados, en su mayoría, a eventos El Niño en el Pacífico central, considerado como uno de los principales moduladores de la variabilidad climática del Perú (Lagos y Silva 2008). Dentro de los eventos más extremos de sequías meteorológicas que generaron pérdidas de hasta 11,6 por ciento y 6,2 por ciento sobre el PBI (Producto Bruto Interno) se puede mencionar a los acontecidos durante los años El Niño Extraordinario 1982-1983 y 1997-1998, donde se evidenciaron reducciones significativas de la precipitación sobre la región del Altiplano, y antagónicamente, abundantes tasas de precipitación sobre la costa norte del Perú (SENAMHI 2019).

A pesar de que las evidencias demuestran que el déficit pluvial se ha suscitado principalmente durante años El Niño, existe un porcentaje de casos no relacionados a este fenómeno que han generado tanto o mayor impacto debido a que no se pudo prever ni alertar oportunamente ni existieron señales claras relacionadas. En torno a este contexto, y debido a la alta vulnerabilidad de la SSP ante la ocurrencia de sequías meteorológicas, los estudios para caracterizarlas y conocer sus causas vienen adquiriendo mayor relevancia para la toma de decisiones políticas.

Complementariamente, los estudios de Toro (2011) y PREDES (2011) documentaron que la región andina sur del Perú (Puno, Cusco, Apurímac, Arequipa, Moquegua y Tacna) es la que presenta mayor predominancia de sequías, y quienes son comúnmente más afectados son aquellos que se encuentran por encima de los 3500 msnm (alrededor de 1 millón 500 mil personas), los cuales tienen como principal sustento la agricultura y la ganadería (alrededor de 70% de la población).

Si bien en el Perú se han desarrollado diversos planes de gestión ante el riesgo de sequías como el que está puesta en marcha en la actualidad: Estrategia Nacional de Lucha contra la Desertificación y Sequías 2016-2030 (ENLCD), o el plan de Monitoreo Nacional de la Sequía basado en índices operacionales del SENAMHI – MINAM, Observatorio Nacional de Sequía en el Perú, aún es insipiente los conocimientos en este evento extremo, el cual continúa generando mayor incertidumbre ante la evidencia de los próximos escenarios de cambio climático.

El entendimiento de las sequías extremas en esta región es el principal aporte del presente trabajo de investigación, que a través de un enfoque climatológico estadístico y dinámico de la atmósfera, pretende ubicar las teleconexiones que se presentaron en un contexto marcadamente seco, relacionando las forzantes oceánicas y su respuesta atmosférica asociada. Un primer inicio para la caracterización de los eventos extremadamente secos en la SSP surgió a partir de un control de calidad exhaustivo sobre los datos observados de precipitación durante el verano austral de las estaciones meteorológicas en la SSP. Con esta información se calculó la anomalía estandarizada de precipitación para el periodo 1980-2019 dando como resultado un índice denominado “Índice de la SSP”. Asimismo, como parte del entendimiento de la variabilidad climática en la región se realizaron correlaciones espaciales de Spearman con las principales variables oceánicas y atmosféricas los reanálisis Temperatura Superficial del Mar Reconstruida Extendida versión cinco (ERSST v5, por sus siglas en inglés) y el reanálisis ERA5 de la Administración Nacional Oceánica y

Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) y Centro Europeo para Previsiones Meteorológicas de Mediano Alcance (ECMWF, por sus siglas en inglés) respectivamente. Esto con el objetivo de conocer el grado de relación histórico de las precipitaciones con otras regiones del mundo que puedan modular su variabilidad a través de teleconexiones, las mismas que fueron relacionadas temporalmente con índices de teleconexión de diversos institutos internacionales.

Por último, se realizó un análisis de compuestos o “*composites*” a nivel de macroescala y escala regional de los veranos australes identificados como extremadamente secos previamente en los distintos niveles de la tropósfera; las variables que tomaron mayor importancia en el estudio fueron la temperatura superficial del mar, flujo neto de radiación en onda larga promedio en el tope de la atmósfera, geopotencial, flujo de vientos, entre otros.

La finalidad de la investigación radica fundamentalmente en incrementar el conocimiento sobre los mecanismos de macroescala, escala sinóptica y regional asociados a las sequías meteorológicas durante el verano austral a través de un análisis estadístico y dinámico troposférico. La identificación de los mecanismos más resaltantes que dan origen a las sequías extremas podrán servir como posibles predictores para la elaboración de pronóstico estacionales, pero también podrá servir como insumo para el monitoreo, vigilancia, y alerta temprana de sequías meteorológicas a cargo de las instituciones técnicas y científicas a nivel nacional e internacional que tienen como misión proveer información oportuna para la toma de decisiones políticas y de la sociedad en su conjunto.

Objetivo General:

- Determinar los patrones océano-atmosféricas y teleconexiones que favorecen la ocurrencia de sequías meteorológicas extremas en la sierra sur del Perú durante el verano austral del periodo 1980-2019.

Objetivos Específicos:

- Categorizar la magnitud de las sequías meteorológicas utilizando la anomalía estandarizada de precipitación en la sierra sur del Perú durante el verano austral del periodo 1980-2019.
- Determinar los patrones oceánico-atmosféricos y teleconexiones asociadas a las sequías meteorológicas extremas en la sierra sur del Perú durante el verano austral del periodo 1980-2019.

II. REVISIÓN DE LA LITERATURA

2.1. CLIMA Y EVENTOS CLIMÁTICOS EXTREMOS

El clima, puede definirse como la condición o estado promedio del tiempo atmosférico en un área determinada de tal manera que pueda representar las características predominantes en un lugar. Para efectos de caracterizar el clima, se realizan medias o promedios de 30 años a las variables meteorológicas (temperatura, viento, humedad, entre otras) conocidas como “normales climatológicas” que, para efectos de la vigilancia y monitoreo, se realiza en el periodo 1981-2010 (OMM 2017).

Por otro lado, los eventos climáticos extremos a pesar de ser definidos como episodios que ocurren por encima o por debajo de un umbral determinado, son parte de la variabilidad natural del clima; sin embargo, su extensión, intensidad o duración puede causar daños en la sociedad y ser una amenaza al medio ambiente. En el Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) se define a los fenómenos climáticos extremos o fenómenos meteorológicos extremos como aquellos que ocurren de manera “rara” en un determinado lugar y época del año y pueden determinarse en base a los percentiles 10 o 90 de la estimación de la función de densidad de probabilidad observada (IPCC 2014).

2.1.1. Sequías

Las sequías son una característica común del clima en el mundo y pueden presentarse como una anomalía en cualquier régimen climático, ya sea desértico o lluvioso; suele caracterizarse por su gravedad, localización, duración y desarrollo cronológico, lo que la hace uno de los fenómenos más impredecibles (OMM 2006).

Para el presente estudio, se ha recogido el concepto de sequías de la OMM (2006), donde se propone que la sequía es una desviación del acumulado de precipitación respecto de las condiciones normales de precipitación o respecto de una media estadística o de un promedio a largo plazo.

No obstante, la misma entidad reconoce que esta definición debe de responder a otras variables como la temperatura, el viento, la humedad, suelo y el factor humano, si es que se quiere llegar a estimaciones más exactas y fiables. Otros autores como Richard R. Heim (2002), señala que las sequías son fenómenos naturales, recurrentes, de un comportamiento complejo, que han afectado a las civilizaciones a través de la historia. Ellas influyen sobre los hábitats naturales, ecosistemas y muchos sectores económicos, pero sobre todo sociales, lo que hace que sea muy complicado realizar una única definición de sequías; sin embargo, existe un consenso en definir a las “sequías” como una condición de insuficiencia de la cantidad de recursos hídricos, causados por un déficit de precipitaciones sobre un determinado periodo de tiempo.

2.1.1.1. Clasificación de sequías

Como se ha señalado anteriormente, las sequías difieren en varios aspectos que no solo involucran el déficit de precipitación, pero dado que es necesario realizar una distinción de todos los tipos de sequías que existe, se ha tomado en cuenta la de la clasificación de sequías de la OMM (2006).

a) Sequía meteorológica

Suele definirse a partir de un umbral de déficit de precipitación que se alcanza durante un período de tiempo previamente determinado. El umbral escogido (por ejemplo, un 75% de la precipitación normal) y el período de duración (por ejemplo, seis meses) variarán según el lugar y en función de las necesidades de los usuarios y de sus actividades. La sequía meteorológica es un fenómeno natural que responde a muy diversas causas según la región (OMM 2006).

b) Sequía agrícola

Se define habitualmente en términos de disponibilidad de agua en los suelos para el sostenimiento de los cultivos y para el crecimiento de las especies forrajeras y, menos habitualmente, como una desviación de los regímenes de precipitación normales durante cierto período de tiempo (OMM 2006).

c) Sequía hidrológica

Es un concepto todavía más independiente del déficit de precipitación ya que suele definirse como la desviación de las pautas de flujo de agua en la superficie y en el subsuelo, tomando como referencia valores promediados en distintas fechas cronológicas. Al igual que en el caso de la sequía agrícola, no hay una relación directa entre las cantidades de precipitación y el flujo de agua en la superficie y en el subsuelo en lagos, embalses, acuíferos y corrientes

fluviales, dado que estos componentes del sistema hidrológico se destinan a múltiples fines, tales como riego, ocio, turismo, control de las crecidas, transporte, producción de energía hidroeléctrica, abastecimiento de agua en los hogares, protección de especies en peligro y gestión y conservación del medio ambiente y de los ecosistemas (OMM 2006).

d) Sequía socioeconómica

Se diferencia notablemente de los demás tipos de sequía porque refleja la relación entre la oferta y la demanda de mercancías básicas, como lo son el agua o la energía hidroeléctrica que dependen de las precipitaciones. La oferta varía anualmente en función de la precipitación o de la disponibilidad de agua. La demanda fluctúa también y suele tender al alza debido, entre otros factores, al aumento de la población o al desarrollo.

El concepto que se tomará para la presente investigación será la de sequía meteorológica que involucra la deficiencia de precipitaciones respecto a un umbral. En la Figura 1 se muestra la secuencia de sucesos de sequías y sus efectos elaborados por el Centro Nacional de Mitigación de Sequías de la Universidad de Nebraska-Lincoln en Estados Unidos de América tomado del informe de Vigilancia y Alerta Temprana de la Sequía de la OMM (2006).

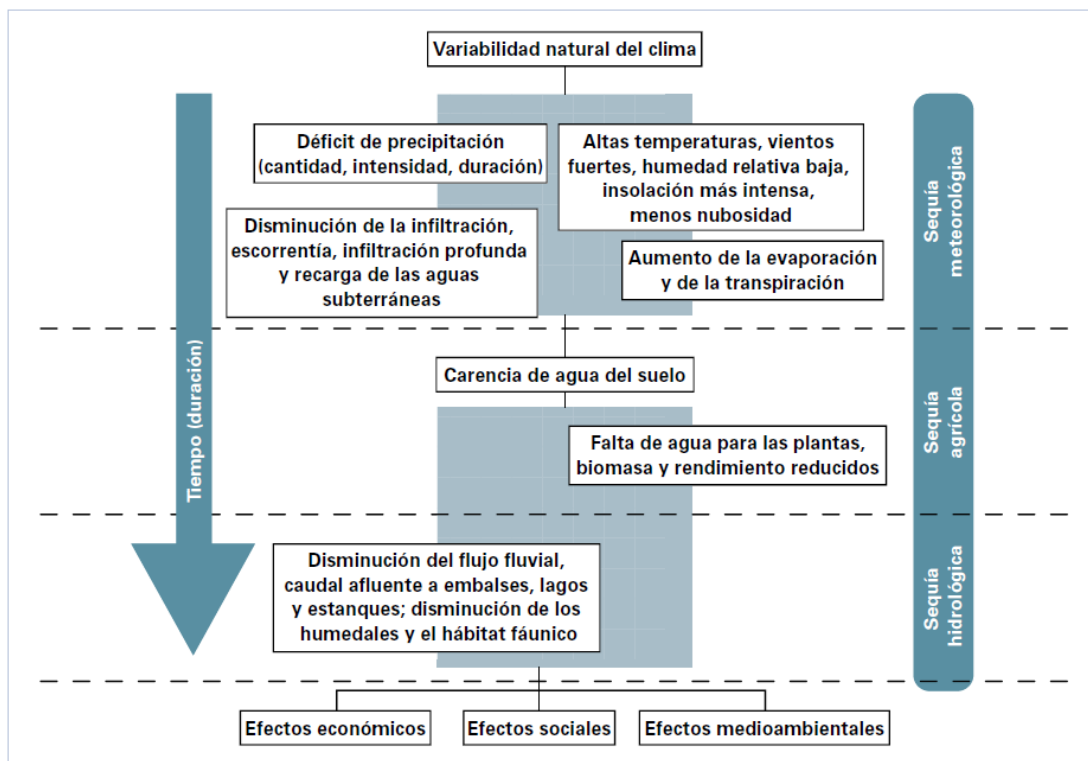


Figura 1. Secuencia de sucesos de sequía y sus efectos para tipos de sequías comúnmente aceptados.

FUENTE: Organización Mundial de Meteorología (2006).

2.1.1.2. Categorización de la magnitud de las sequías meteorológicas

Las sequías, desde distintos puntos de vista y para diversos fines se han categorizado de muchas formas, sin embargo, de acuerdo con la OMM presentan tres características esenciales: Intensidad, duración y extensión. La intensidad refleja el déficit de precipitación y su magnitud suele determinarse en términos de la desviación respecto del régimen normal de precipitación o a través de índices como, por ejemplo, el índice de precipitación normalizado (SPI por sus siglas en inglés). Las otras características de las sequías como la duración y extensión hacen referencia a que por lo general tardan algunos meses en hacerse evidentes y que los lugares de incidencia suelen cambiar de una estación a otra y de año en año.

A lo largo de la presente investigación, se enfatizará el concepto de la intensidad de las sequías de acuerdo a lo planteado anteriormente por la OMM, donde se calculará su magnitud conforme a una desviación estándar.

2.2. PATRONES OCÉANO-ATMOSFÉRICOS Y MECANISMOS DE TELECONEXIÓN

Un patrón climático es cualquier característica recurrente del clima, el periodo de recurrencia puede ser desde intra-anual, como los ciclos estacionales, hasta de cientos de años y puede ocurrir de manera más o menos regular, como las estaciones o los monzones hasta de forma completamente irregular como los periodos fríos asociados a erupciones volcánicas. Para la climatología, un patrón climático puede ser quizás una de las mejores formas de comprender su gran variabilidad temporal y espacial (AEMET 2015).

Por otro lado, las teleconexiones son aquellas relaciones climáticas que existen entre regiones distantes una de la otra. Una técnica empleada en el estudio de teleconexiones es a través asociaciones estadísticas entre variables climáticas, siendo el caso de teleconexión más estudiado por sus efectos a nivel global es El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) según lo revisado por Barradas y Tejeda (2008).

2.2.1. El Océano

Los océanos son la principal fuente de agua en el planeta, cubren el 72 por ciento del área de la superficie de la Tierra y cumple un rol fundamental en la regulación del clima debido

principalmente a su alta capacidad calorífica la cual es mil veces más que el de la atmósfera (Wallace 2006 y Marshall 2008).

Esta propiedad oceánica es sustancial para las regiones ubicadas al lado sur del globo, donde el porcentaje de masa oceánica es mayor a la continental. No obstante, el océano no sólo es capaz de actuar como regulador térmico de zonas aledañas, sino de lugares remotos mediante su interacción con la atmósfera.

La influencia del océano en cambios en los regímenes de lluvia ha sido motivo de estudio de autores como Weng et al. (2009) quien demostró que las anomalías de la temperatura superficial del mar en el Pacífico central tropical generan múltiples “boomerangs” en el mundo siendo uno de ellas las teleconexiones provocadas por el intenso calentamiento del mar; y a nivel regional, en Sudamérica proporcionó valiosa información sobre las diferencias de los patrones de circulación durante El Niño Canónico y Modoki. Asimismo, Vera et al. (2003) encontró diferencias a las respuestas de las fases frías y cálidas de ENSO en el Hemisferio Sur, reafirmando la posición de que la variabilidad de las lluvias en Sudamérica responde a cambios en las temperaturas del mar. Por otro lado, investigaciones como las de Silva et al. (2008) dieron a conocer la influencia de cambios en las temperaturas del mar en el Atlántico norte durante el periodo de verano austral en los Andes centrales del Perú, aunque los coeficientes de correlación encontrados no superaron los valores de 0.5.

2.2.1.1. Circulación oceánica

El océano es un fluido dominado por las leyes de la dinámica, es erróneo pensar que es un sistema estático pues presenta oscilaciones y movimientos conocidos como corrientes oceánicas que son producidos por la rotación de la Tierra, la fuerza de Coriolis y la energía solar. La circulación oceánica tiene como principal fuente energía la que proviene del Sol y es impulsada por el viento (desde la superficie hasta los primeros cien metros) así como la circulación termohalina (Knauss 2016, Wallace 2006, Voituriez 2003).

El viento, como se muestra en la Figura 2, contribuye a impulsar los giros oceánicos asociados a los sistemas de presión. De ahí que se generan dos tipos de corrientes, mostradas: las corrientes frías que se originan en los polos (dibujadas en azul) y las corrientes cálidas que provienen del ecuador (dibujadas en rojo), siendo este sistema un importante mecanismo de transporte de energía en el globo.

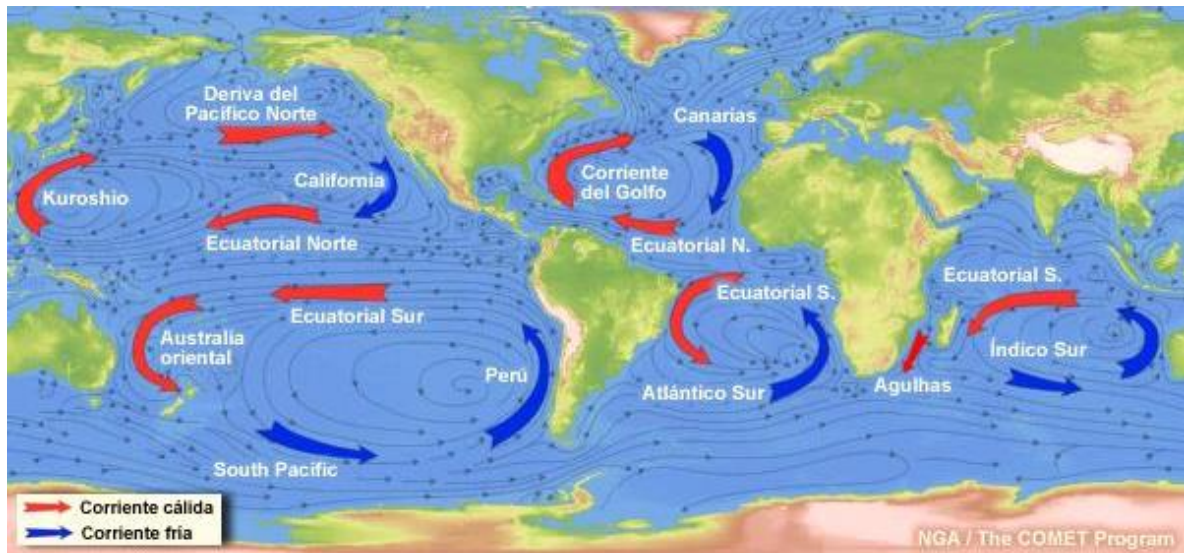


Figura 2. Circulaciones oceánicas globales superficiales y giros subtropicales: en colores rojos se muestran las corrientes cálidas y en azules las corrientes frías.

FUENTE: Meted - The COMET Program (2016)

Es importante identificar que las circulaciones oceánicas también son impulsadas por diferencias entre la temperatura y salinidad del agua de mar, denominada como circulación termohalina. Esto se debe porque el agua fría es más densa que el agua cálida y el agua salada es más densa que el agua dulce, de modo que las aguas más frías o saladas tienden a hundirse en comparación con aguas más cálidas o menos saladas.

En lado occidental de Sudamérica, existe una corriente oceánica fría conocida como la corriente de Humboldt o la corriente peruana caracterizada causar un intenso afloramiento a lo largo de la costa, ejerciendo influencia sobre el clima en las costas de Chile, Perú, Ecuador y Colombia. Hacia el otro lado del continente, se evidencia una corriente cálida del Atlántico sur, responsable de distribuir el calor desde la zona más cálida del mundo (región tropical).

2.2.1.2. Temperatura superficial del mar

Debido a la alta inercia del mar y a que la dinámica oceánica es mucho más lenta que la atmosférica, la temperatura superficial del mar (TSM) es una de las variables más utilizadas en la investigación de la interacción atmósfera-oceano y es el principal indicador de dicha interacción entre estos dos sistemas (Rodwell et al. 1999).

Muchos estudios se han realizado durante décadas con el fin de demostrar su utilidad en la predicción mensual y estacional del clima, especialmente asociada a la precipitación (Barnston 1994); sin embargo, las mayores debilidades en el uso de esta herramienta son el escaso registro instrumental y la pobre cobertura espacial de las observaciones oceánicas.

En latitudes medias a altas, el forzamiento del océano por los sistemas climáticos, ciclones y anticiclones, inducen cambios o anomalías de la TSM en periodos de larga duración lo que hace que no tengan un ciclo estacional regular. Sin embargo, sobre latitudes tropicales, los cambios en la TSM, temperatura del aire tropical y vientos están más relacionados entre sí, lo que refleja la sensibilidad de la atmósfera tropical a la convección (húmeda) activada desde la superficie. Esta sensibilidad de la atmósfera a la TSM tropical puede llevar a una variabilidad "activa": interacciones acopladas entre la atmósfera y el océano en las cuales los cambios en un sistema refuerzan mutuamente los cambios en el otro (Marshall 2008).

En el Perú, Lagos et al. (2008) analizó la relación entre las precipitaciones con índices climáticos globales de la TSM a través de correlaciones lineales en las regiones Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 y Niño 4 en el Pacífico ecuatorial, concluyendo que la TSM y las precipitaciones en el Perú presentan alta variabilidad temporal y espacial; sin embargo, un resultado relevante para el Altiplano peruano es la relación moderada existente con las áreas Niño 3.4 y Niño 4. Otras investigaciones como las de Lavado y Espinoza (2014) complementaron el análisis espacio-temporal a través del uso del Índice de Oscilación del Sur (IOS) y los índices C y E, destacando su alta relación en los trimestres lluviosos con estaciones meteorológicas en la sierra sur. Por otro lado, Sanabria et al. (2018) identificó relaciones no lineales de las teleconexiones de ENSO en distintas regiones del Pacífico enfatizando el carácter válido de esta metodología exploratoria para identificar las reacciones entre la TSM y las precipitaciones en distintas regiones del país.

2.2.2 La atmósfera

La atmósfera terrestre es la masa gaseosa que gravita sobre nuestro planeta y sin ella la vida sería imposible. La atmósfera proporciona el oxígeno necesario para la función respiratoria de todos los seres y el dióxido de carbono para el desarrollo de la vegetación que da origen a los alimentos; además, contiene el vapor de agua preciso para los procesos de condensación que se traducen en lluvias imprescindibles para la agricultura a través del complejo proceso del ciclo del agua (Ledesma 2011).

De acuerdo con Wallace (2006), la atmósfera está estratificada en cuatro capas llamadas tropósfera, estratósfera, mesósfera y termósfera, pero es en la primera de ellas donde ocurren todos los fenómenos meteorológicos. Los procesos que ocurren en la atmósfera pueden ser clasificados espacial y temporalmente (Figura 3), si fuera que un fenómeno ocurre en el lapso de minutos en pocos metros, se dice que es un proceso de microescala y por el otro

extremo, si el fenómeno ocurre en varios miles de kilómetros en el lapso de una semana o años, se trata de un proceso de macroescala.

A partir de esta condición, en la presente investigación se estudiarán las sequías meteorológicas a través de mecanismos de macroescala la dentro de la primera capa mencionada conocida como tropósfera (desde la superficie hasta los 17 km aproximadamente).

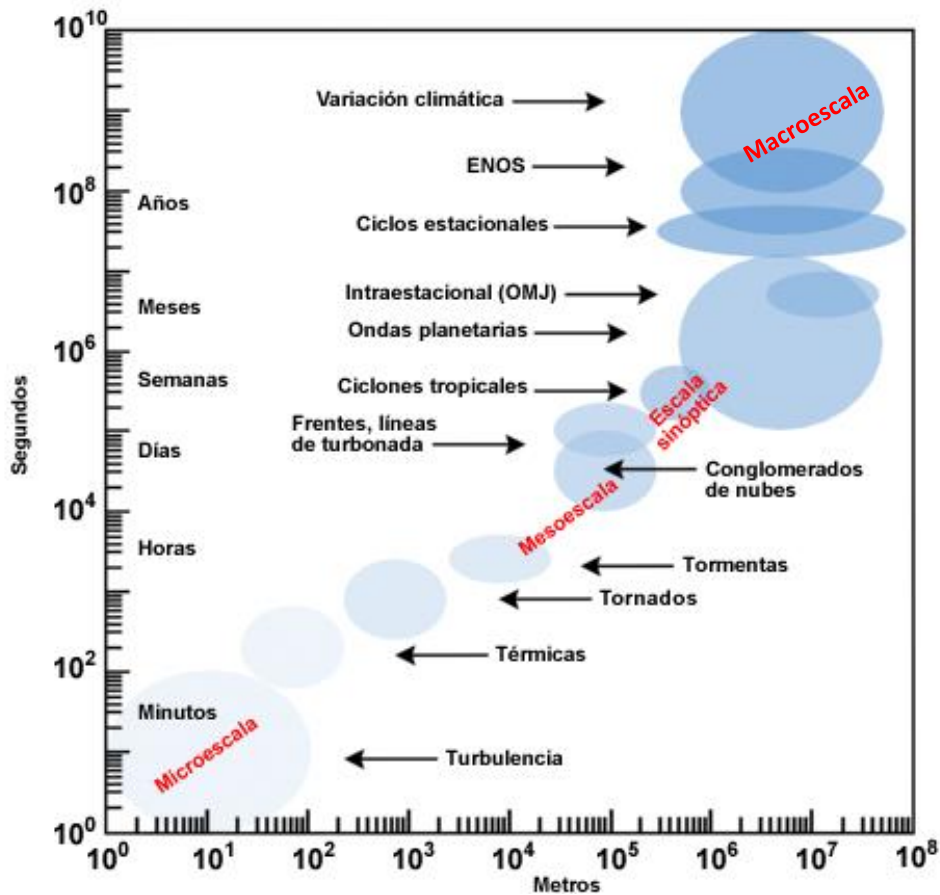


Figura 3: Escalas espaciales y temporales de los procesos dinámicos de la atmósfera. **FUENTE:** Adaptado de Meted - The COMET Program (2016)

2.2.2.1. Circulación general de la atmósfera

Uno de los primeros trabajos en la comprensión de la circulación de la atmósfera fue documentado por el astrónomo Edmund Halley en 1686, quien interpretó la tendencia del aire a converger desde zonas frías hacia las más cálidas (Figura 4a). Posteriormente, el físico británico George Hadley (1735) explicó con mayor detalle que la energía que mueve la atmósfera tiene origen en la radiación solar y que los flujos de aire se dirigen desde las altas a las bajas presiones o desde los polos hacia el ecuador generando cinturones de viento en

cada hemisferio; sin embargo, estas suposiciones no contemplaron el movimiento de rotación de la Tierra, el efecto de Coriolis, topografía, entre otros (Figura 4b).

En 1835, el científico francés Gaspard Gustave Coriolis propuso la teoría de la desviación en la trayectoria de un cuerpo, lo que hizo que la comunidad científica comprenda análogamente a su investigación, que la trayectoria del viento tiene una desviación hacia la izquierda en el hemisferio sur y hacia la derecha en el hemisferio norte (Figura 4c). Sumado a estos conocimientos, se incorporaron los estudios de William Ferrel que acopló conceptos como el rozamiento de la capa planetaria, cantidad de movimiento y momento cinético, postulando la existencia de una franja de vientos del oeste ubicado en latitudes medias que compensa las fuerzas de vientos del sureste y noreste en el hemisferio sur y norte respectivamente como puede ser apreciada en la Figura 4c (Ledesma 2011).

Ahora, se conoce que los flujos de viento a nivel de macroescala crean patrones ondulantes de áreas de alta y baja presión induciendo las dorsales y vaguadas respectivamente. Esto ha permitido que se puedan conocer los mecanismos de convergencia y divergencia que están asociados a centros de baja y alta presión respectivamente, al ocurrir esto, se generan movimientos verticales en la atmósfera que conducen a un cambio adiabático de la temperatura, de modo que la posición de los centros de alta y de baja presión nos informa acerca de la nubosidad y precipitación que ocurre en un lugar.

Por otro lado, vientos alisios comprendidos entre los trópicos de Cáncer y Capricornio (a $23,5^{\circ}$ al norte y sur respectivamente), conforman la rama inferior de las células de Hadley y juegan un papel significativo en determinar las condiciones meteorológicas y las interacciones con el océano. Los vientos alisios se caracterizan por ser persistentes y constantes que suelen alcanzar velocidades medias de 4 a 7 m/s; sin embargo, este flujo es afectado por oscilaciones interanuales como El Niño Oscilación del Sur.

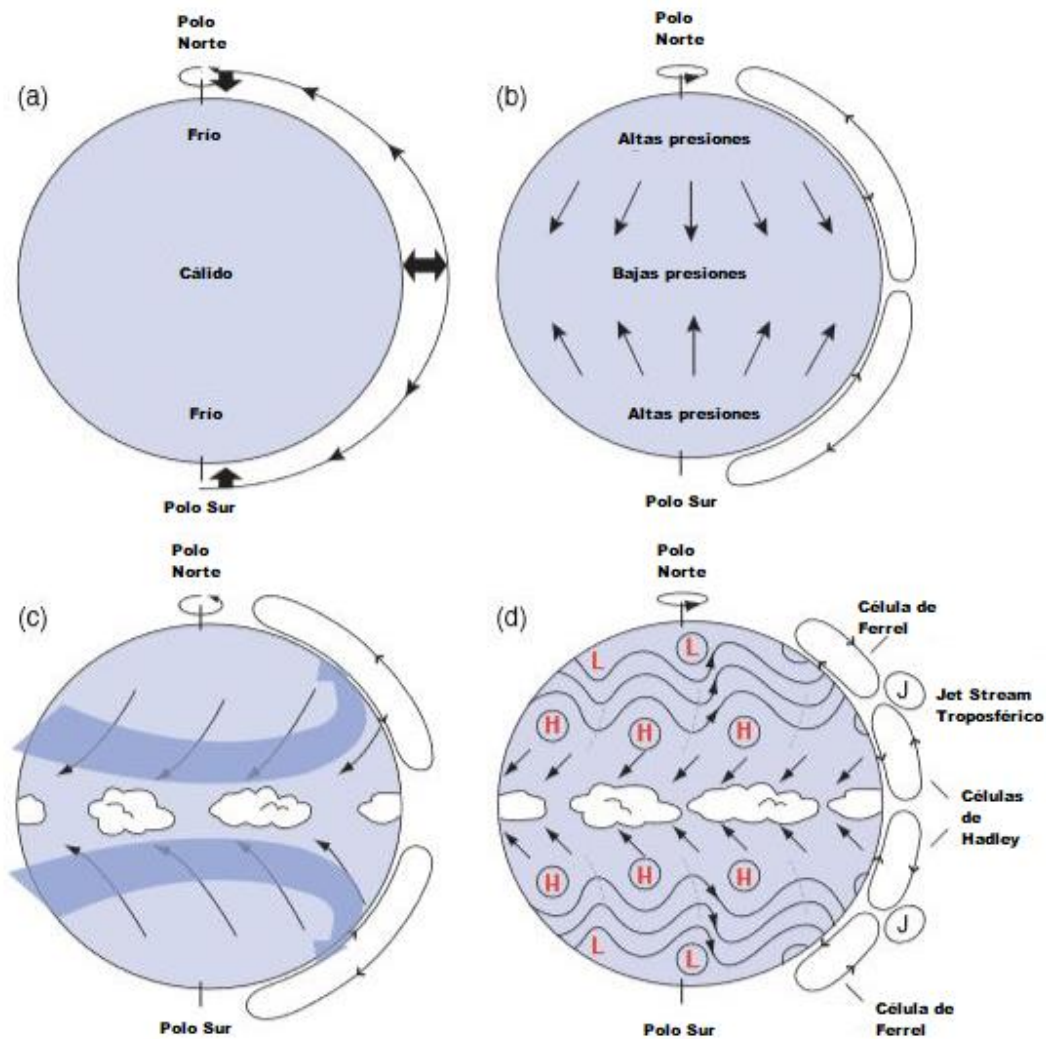


Figura 4. Representación de la circulación general de la atmósfera. a) Distribución de calor en respuesta al calentamiento de los trópicos hacia los polos b) Circulación en forma de celda ecuador-polo c) Integración de la fuerza de Coriolis que imparte una componente del flujo hacia la izquierda en el hemisferio sur y derecha en el hemisferio d) Sistema conocido actualmente, flujos meridionales a través de las células de Ferrel y Hadley.

FUENTE: Adaptado de Wallace (2006).

Producto del cinturón de bajas presiones en la zona tropical, se genera una banda nubosa conocida como Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) que varía según la estacionalidad, aproximándose hacia el hemisferio sur durante el verano y alejándose en el hemisferio norte. Asimismo, existen sistemas ubicados entre el trópico y las latitudes medias conocidos como la Zonas de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) y del Atlántico Sur (ZCAS), las cuales están asociadas a los máximos de precipitación anual. Estas zonas de convergencia son los “corredores” que permiten el movimiento de los ciclones tropicales y subtropicales hacia los polos y su posición cambia con los gradientes de TSM y la variabilidad de los anticiclones subtropicales.

Adicionalmente, dentro de los patrones atmosféricos reconocidos está la presencia de los Jet Stream (JS) o corrientes en chorro, los cuales son corredores de viento muy intensos cerca de la tropopausa. El efecto de éste patrón zonal es más intenso en el hemisferio sur por el efecto del tamaño reducido de las masas continentales y pueden alcanzar velocidades muy superiores a los 25m/s. Por último, existen otros patrones de gran escala encargados de distribuir la energía por toda la Tierra y tienen influencia en el clima, dos de los responsables son la circulación de Walker y Hadley (Wallace 2006).

a) Circulación de Walker

Por la década de 1920, el meteorólogo Sir Gilbert Walker fue el primero en describir la gran célula de circulación sobre el Pacífico que distribuye el flujo de vientos zonal desde el este hacia el oeste denominada como “Circulación de Walker”. Estas células de circulación zonal deben su existencia a fuertes gradientes en la TSM con orientación este a oeste y a la estructura térmica subyacente de los océanos Pacífico y Atlántico, así como al calentamiento de las regiones continentales tropicales.

El mecanismo basado en este contraste térmico, hace que el aire se eleve en el Pacífico ecuatorial occidental donde se pronuncia la actividad convectiva y hace que descienda en el Pacífico oriental siendo reforzado en niveles bajos troposféricos por los vientos alisios (Figura 5).

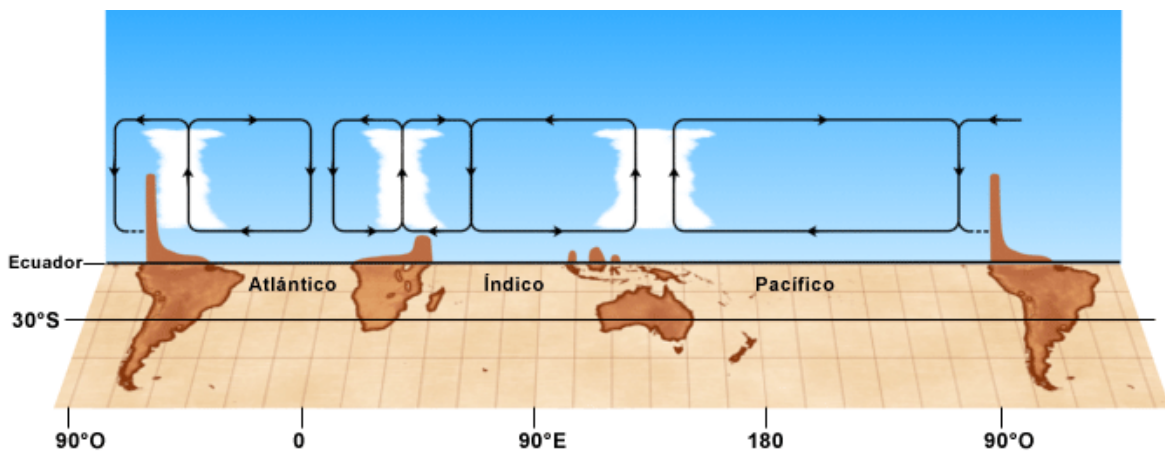


Figura 5. Representación esquemática de la Circulación Global de Walker entre diciembre y febrero con base en cálculos de vientos divergentes en la tropósfera superior e inferior

FUENTE: Meted - The COMET Program (2016)

En las zonas continentales marítimas, donde la combinación de intenso forzamiento solar, abundante evaporación de las aguas cálidas de los océanos y circulaciones de brisa producen convección a diario hacen que sobre esta región se produzcan las zonas de tormentas y lluvias más intensas. Asimismo, el calor latente liberado por estos enormes sistemas de

tormentas intensifica el movimiento ascendente y un flujo superficial entrante del este y del oeste, lo cual estimula la formación de una intensa célula de circulación junto al ecuador. Al mismo tiempo se produce un correspondiente movimiento descendente sobre las aguas del Pacífico oriental que aparte de ser fría, el agua del océano profundo también es rica en nutrientes inorgánicos; por lo tanto, el afloramiento en el este enriquece las aguas superficiales manteniendo la cadena alimenticia y la pesca de producción en la costa sudamericana (Marshall 2008, UCAR 2011).

b) Circulación de Hadley

Luego de que George Hadley (1735) postuló la existencia del modelo de transporte de calor desde el trópico hacia los polos, muchos autores fueron adaptando conceptos más complejos basadas en este principio, y en la actualidad se sabe que la célula de Hadley es extremadamente importante en la transferencia de calor dentro de los trópicos y su relación con los vientos alisios (UCAR 2011).

Estas llamadas células Hadley se caracterizan por tener un flujo de viento hacia el ecuador y poseer un movimiento ascendente, tener un flujo de retorno hacia el polo en la tropósfera superior tropical y por último generar un movimiento de hundimiento en el subtrópicos. Como se puede observar en la Figura 6, los vientos alisios y el cinturón extratropical están separados por un cinturón subtropical de alta presión centrado en la latitud de 30° norte y sur, sobre el cual se ubican las corrientes de chorro en el nivel de la tropopausa (12 km; 250 hPa). En las zonas donde los vientos de superficie convergen, es un indicativo de un movimiento ascendente en altura, este proceso de levantamiento de aire conduce a la condensación del vapor de agua y, en última instancia a la ocurrencia de precipitación (Wallace 2006).

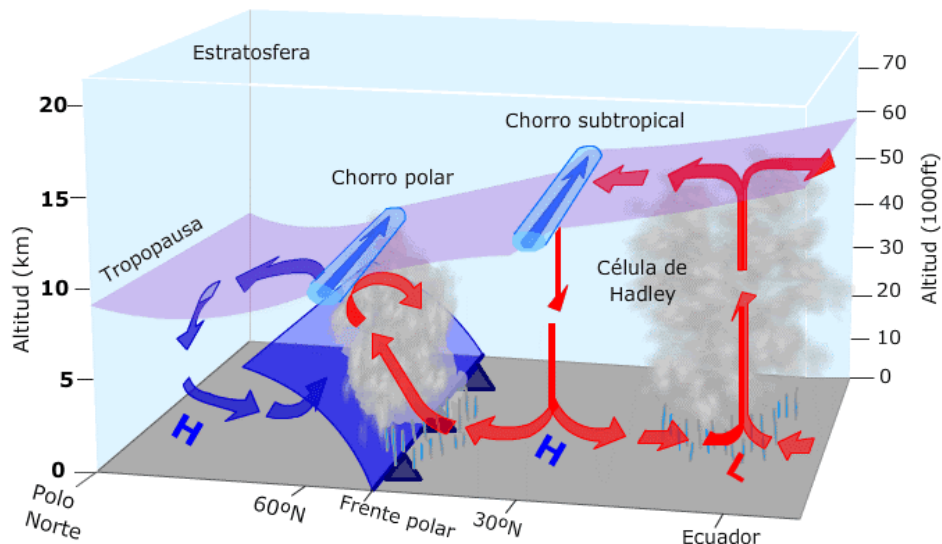


Figura 6. Circulación de Hadley
FUENTE: Thomson Higher Education (2007)

2.2.3. Interacción océano-atmósfera

Como se comentó anteriormente, la principal fuente de energía que llega a la Tierra procede del Sol y gracias a ella tienen origen las circulaciones oceánicas y atmosféricas. Entre ambas existe una fuerte relación que es bien representada con el ciclo hidrológico que comienza con la transferencia de energía desde la atmósfera a la capa superficial de mezcla del océano y que a su vez la energía del océano vuelve a la atmósfera afectando a la circulación atmosférica, al tiempo y al clima. De esta forma, se asegura una continua transmisión de energía que está representada por procesos de transferencia vertical de calor que ocurre por conducción, transferencia vertical de humedad que ocurre por evaporación/transpiración o por condensación y transferencia vertical de momento ocurre por procesos viscosos (UCAR 2011). Como se muestra en la Figura 7, los procesos que ocurren cuando el mar y el aire se encuentran en contacto aumentan la complejidad de la comprensión del sistema climático.

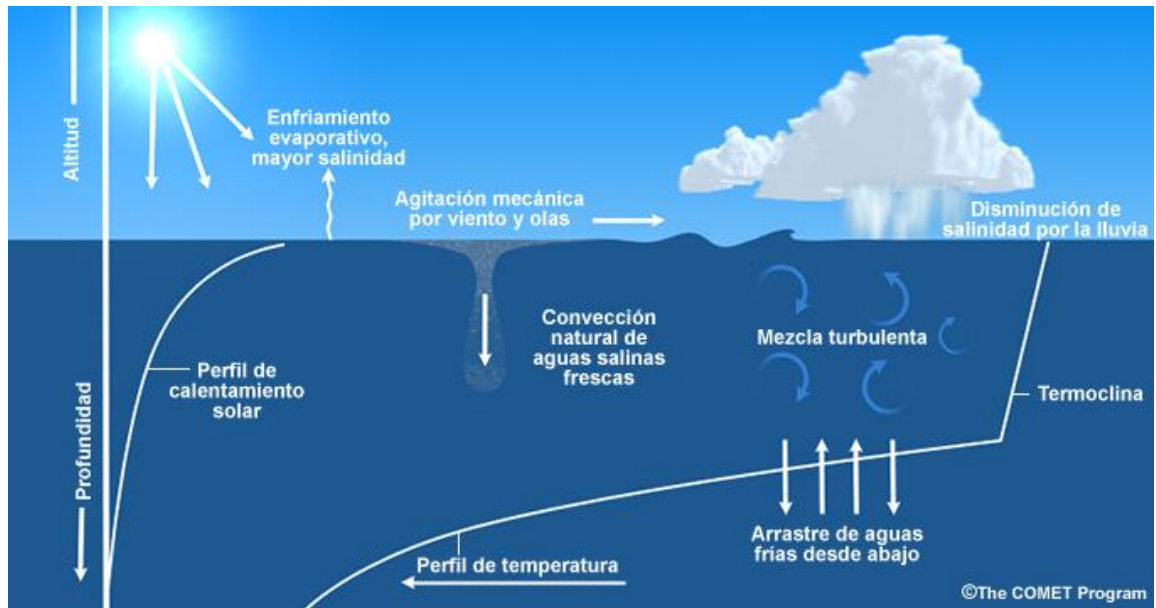


Figura 7. Representación conceptual de los procesos en la zona de contacto aire-mar.

FUENTE: Meted - The COMET Program (2016)

En el proceso de evaporación, el enfriamiento y la salinización contribuyen al transporte de humedad desde el océano hasta la atmósfera, a la vez que la lluvia reduce la salinidad de la superficie del océano y los vientos de superficie generan olas. Los procesos de mezcla turbulenta y de arrastre de aguas frías que ocurren en la capa superior del océano están acoplados a los procesos atmosféricos. El enfriamiento del agua y el aumento de la salinidad debido a la evaporación de las moléculas de agua inducen la convección sobre el océano. La termoclina separa las aguas más profundas de las de la capa superior bien mezclada, donde la temperatura es casi constante con la profundidad. Las variaciones en la profundidad de estas dos capas en el Pacífico ecuatorial son un aspecto fundamental del desarrollo de las condiciones relacionadas con El Niño y La Niña.

En los últimos años se han incrementado los esfuerzos por la comprensión de la relación entre la atmósfera y los océanos, producto de ello se han desarrollado nuevos instrumentos de observación como los satélites meteorológicos, boyas de medición ARGO, modelos numéricos acoplados, entre otros.

2.2.3.1. Modos de variabilidad climática y teleconexiones

Tradicionalmente, el clima ha sido descrito a través de las normales climatológicas que representan las condiciones promedio de una región que cambian en el tiempo obtenida a través de los promedios de variables meteorológicas como la temperatura, precipitación, nubosidad, viento, humedad, entre otros que son resultado de la interacción de los distintos

componentes del sistema climático (atmósfera, hidrósfera, criósfera, litósfera y biósfera); sin embargo, también puede deberse a consecuencia de perturbaciones externas como las antropogénicas (OMM 2011).

Las alteraciones del clima que se dan en escalas de tiempo y espacio amplio definen la variabilidad climática. Estas variaciones generan patrones de circulaciones atmosféricas y oceánicas fijas, transitorias y recurrentes que puede durar de semanas hasta años. A dichos patrones recurrentes se les conoce como modos de variabilidad del clima u oscilaciones; sin embargo, a pesar de que se han hecho esfuerzos por incrementar los conocimientos en estas oscilaciones, aún existen barreras que no permiten definir las por completo debido a que carecen de regularidad y simetría (Peixoto y Oort 1992).

Algunos de los modos de variabilidad climática estudiados por la comunidad científica internacional y regional son: El Niño Oscilación del Sur (ENSO), la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO), Patrón del Pacífico Sudamericano (PSA), Patrón del Pacífico Norteamericano (PNA), Oscilación del Antártico (AAO), Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO), Dipolo del Océano Índico (OID) y otras, que pueden afectar directa o indirectamente la variabilidad climática de una región del mundo remotamente. Estos modos de variabilidad inducen patrones característicos del tiempo, circulación de la atmósfera y del océano que pueden durar desde unos pocos días, meses o inclusive años; es por ello que, si se logra mejorar la comprensión de estos, se podría incrementar también la habilidad predictiva del tiempo y clima (Barradas 2008).

Para una mejor comprensión del clima y su variabilidad, se hacen uso de los mapas de teleconexión o simplemente “teleconexiones”; que en meteorología y climatología se refiere a anomalías climáticas relacionadas entre sí, aunque estén a miles de kilómetros de distancia.

Los ejemplos más famosos de teleconexión están asociados a El Niño Oscilación del Sur, el cual puede inducir sequías al sureste de África, India o al noreste de Sudamérica, mientras que en otras regiones del mundo puede favorecer el desarrollo de tormentas tropicales. Las teleconexiones están siendo estudiadas incluso en un contexto de cambio climático, obteniendo resultados diversos, dentro de ellos asociados a la desertificación tropical a gran escala que afectaría las circulaciones celulares de Hadley y Walker, traducándose en cambios atmosféricos persistentes (Alexander et al. 2002). En la Figura 8 se muestran los patrones de precipitación conocidos a nivel mundial durante un evento El Niño.

Bjerknes argumentó que los dos fenómenos están relacionados y describió las retroalimentaciones positivas entre los vientos alisios y los gradientes zonales de TSM en el Pacífico ecuatorial.

En concreto, las aguas anormalmente cálidas del Pacífico occidental y frías del Pacífico oriental producen intensa convección en el oeste, que a su vez impulsa intensos vientos alisios del este que refuerzan el gradiente de TSM y provocan la disminución de las temperaturas en la superficie del Pacífico central y oriental (la fase de La Niña). Las condiciones opuestas, es decir, aguas anormalmente cálidas en el Pacífico oriental, darían lugar a El Niños (Figura 9). Después de muchos años de investigación aún no se termina de comprender este fenómeno acoplado, pero lo que se sabe es que exhibe un ciclo irregular de dos a siete años que abarca un área de gran extensión (todo el Pacífico tropical) y sus impactos son de alcance global.

La componente oceánica de ENSO, que se caracteriza por el debilitamiento de los alisios y el calentamiento de la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial se conoce como El Niño, un nombre que proviene del uso local en las costas peruanas y ecuatorianas de referirse a la aparición de aguas cálidas cerca de la época navideña como la Corriente del Niño suelen durar entre 9 y 15 meses. En estas zonas, se había observado que en determinados años el calentamiento era más intenso que en otros y perturbaba la pesca local (Caviedes 2001).

En el Océano Pacífico tropical se han destacado varias regiones para el monitoreo e identificación de El Niño o La Niña en desarrollo. Una de ellas es el área Niño 1 + 2 (0° - 10° S, 80° - 90° W), el área Niño 3 (5° S- 5° N; 150° W- 90° W), el área Niño 3.4 (5° S- 5° N; 170° W- 120° W) y finalmente el área Niño 4 (5° S- 5° N; 160° E- 150° W). Según, Barnston et al. (1997), la región considerada más apta para vigilar la variabilidad del clima a escala mundial es la Niño 3.4 dado que la variabilidad de la TSM que se observa en esta región indica el efecto más intenso para el desplazamiento de los patrones de precipitación del Pacífico occidental al Pacífico central, asimismo, el Instituto Internacional de Investigación para el Clima y Sociedad (IRI), también ha puesto en manifiesto su importancia debido a que ha observado que los modelos de pronóstico numérico del tiempo exhiben el mayor grado de habilidad cuando se inicializan con los datos de esta región.

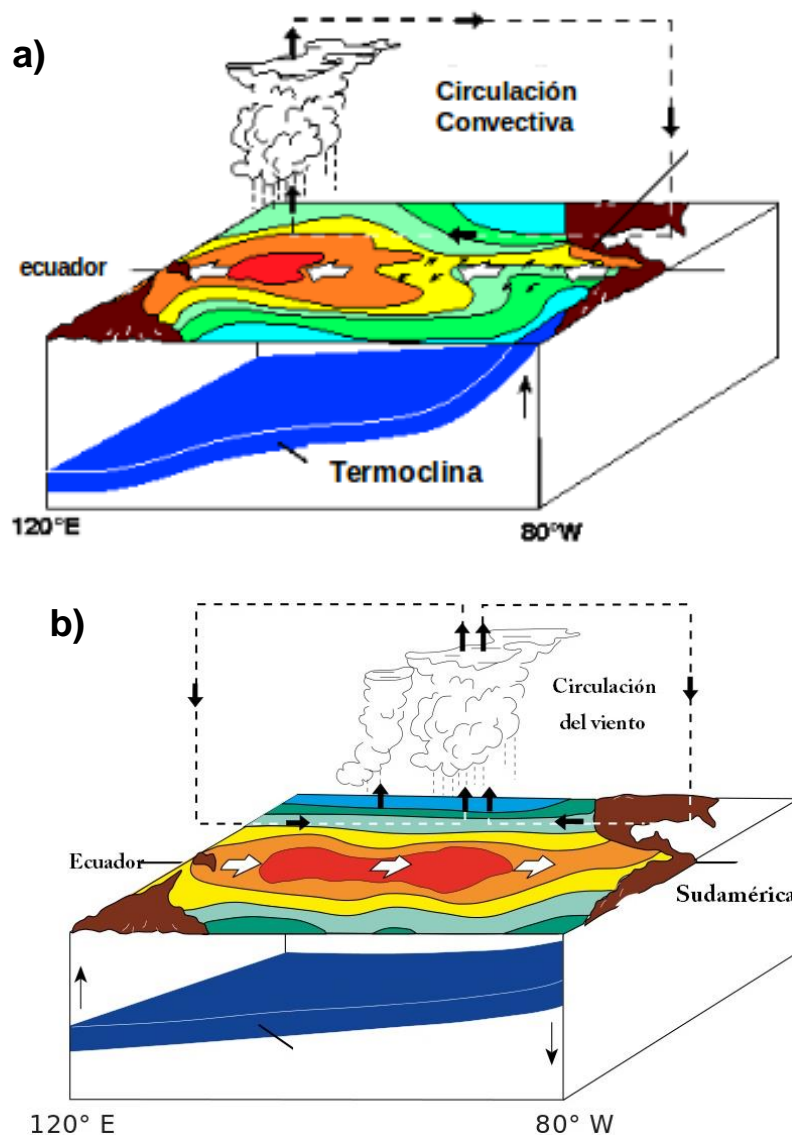


Figura 9. Representación conceptual de los procesos océano-atmosféricos durante a) Condiciones neutrales y b) El Niño.

FUENTE: Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA)

Usualmente, la representación de El Niño se da a través del índice ONI (Índice Oceánico de El Niño), que es el promedio trimestral de la anomalía de temperatura superficial del mar en la región Niño 3.4 (Kousky y Higgins 2007). Los periodos dominados por El Niño se caracterizan por valores de ONI positivos de $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ o mayores. Los periodos dominados por La Niña se caracterizan por valores de ONI negativos de $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ o menores. Para que un episodio se clasifique indiscutiblemente como El Niño o La Niña, estos umbrales se deben superar en al menos cinco meses consecutivos.

El componente atmosférico de ENSO, la Oscilación del Sur, es una fluctuación interanual de dos sistemas de presión de gran escala altamente correlacionados. Estos sistemas son el Anticiclón del Pacífico Sur (alta presión) y el sistema de baja presión de Indonesia. Las variaciones de presión de ambos centros son representadas mediante los registros de anomalía de presión a nivel del mar estandarizado de Tahití (alta presión) y Darwin (baja presión), cuya diferencia es expresada por el Índice de Oscilación del Sur (Trenberth 1984). A través de los índices mencionados se vienen monitoreando y pronosticando los impactos del ENSO a diferentes escalas de tiempo y espacio.

Más tarde, Takahashi et al. (2011) definieron los índices E y C, los cuales fueron calculados usando componentes principales de las anomalías de la temperatura superficial del mar del Pacífico Tropical este y central respectivamente; demostrando que ambos pueden representar la complejidad de ENSO y resumir su variabilidad. En la Figura 10 se muestran los patrones descritos en la investigación donde se puede identificar que las áreas de calentamiento del patrón E tiene un mayor efecto sobre la costa peruana, mientras que el patrón C puede ser más relevante en la variabilidad climática de la zona andina o amazónica del Perú a través de las "teleconexiones" atmosféricas.

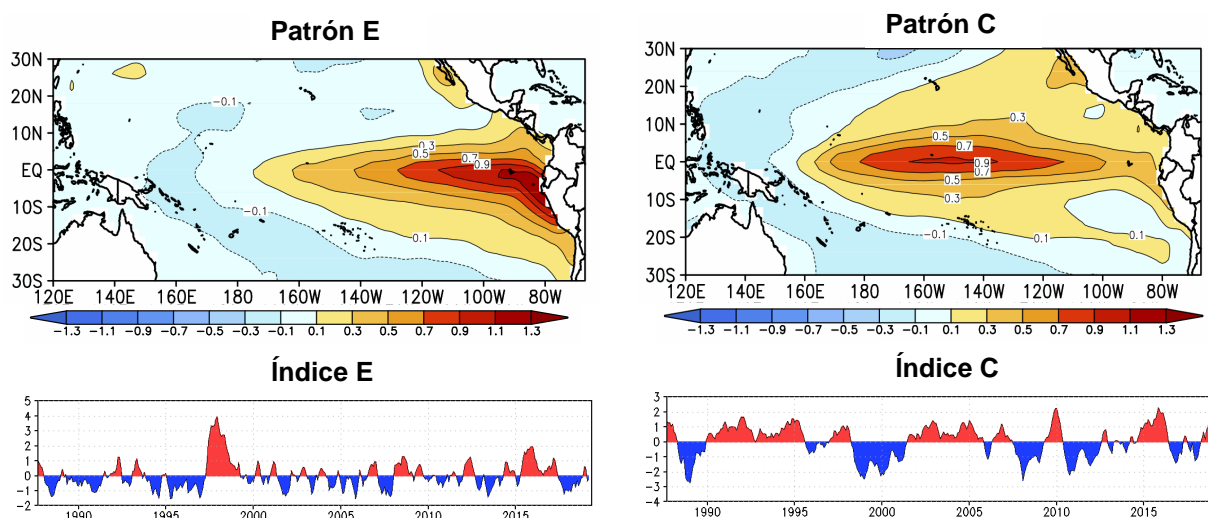


Figura 8. Modos de variabilidad asociada a El Niño y La Niña en el Pacífico este (E) y central (C) respectivamente.

FUENTE: Takahashi et al. (2011)

2.3. VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LAS PRECIPITACIONES EN LA SIERRA SUR DEL PERÚ

Son diversos los factores que afectan la variabilidad climática de Sudamérica pues no sólo posee características tropicales, sino que cuenta también con particularidades propias de zonas subtropicales y latitudes medias. Garreud (2007) afirma que los fenómenos atmosféricos se ven muy afectados por las características topográficas y los patrones de vegetación en el continente Sudamericano, así como por las condiciones de contorno que varían lentamente proporcionadas por los océanos adyacentes.

Dentro de las características topográficas más resaltantes se encuentra la presencia de los Andes, teniendo como función principal el de actuar como una "barrera climática" que propicia condiciones secas hacia el oeste y condiciones húmedas hacia el este de los subtrópicos; asimismo, fomenta interacciones meridionales entre los trópicos y extratropicos especialmente en el lado oriental (MINAM 2014, Garreud y Aceituno 2001).

De acuerdo con Veblen et al. (2007), el Perú se encuentra dentro de la zona central de los Andes y tiene una orientación que va desde el noroeste al sureste desde la curva de Huancabamba a 5° S con una extensión de 5200 km. El autor señala que es importante diferenciar las dos cordilleras principales de los Andes centrales que son producto de la deformación la actividad orogénica que comenzó a finales del Cretácico, conocidas como la Cordillera occidental y la Cordillera oriental, las cuales llegan a más de 6000 msnm separados por una meseta elevada con un promedio de 4000 m sobre el nivel del mar.

Según Vuille y Keimig (2004), más del 80 por ciento de la precipitación anual total ocurre durante el verano austral (diciembre a febrero). Esta característica es atribuida a la existencia de sistemas atmosféricos, que durante la época de verano interaccionan para brindar las condiciones necesarias para la ocurrencia de intensas precipitaciones. La variabilidad de la precipitación en los Andes centrales es particularmente pronunciada en escalas de tiempo interanuales, y parte de esta variabilidad se atribuye principalmente a ENSO (Garreud y Aceituno 2001).

Los veranos húmedos están relacionados con el enfriamiento de los sectores central y oriental del Pacífico tropical (evento La Niña) asociados al flujo débil de oestes en niveles altos de la tropósfera que facilita la entrada del flujo húmedo del este, transportando masas de aire húmedo de la cuenca amazónica. Por el contrario, los veranos secos están asociados a eventos de El Niño en el Pacífico tropical, y se caracterizan por el predominio de los flujos

del oeste y el bloqueo concurrente de la penetración de aire húmedo desde el este (Vuille 1999, Garreaud et al. 2003).

Consistente con esta fuente de humedad del este, las cantidades de precipitación disminuyen significativamente desde el este al oeste y también hay una disminución significativa en la precipitación de norte a sur, en particular a lo largo de las laderas occidentales de los Andes centrales, consistente con una fuente de humedad tropical. En promedio, a lo largo de la Cordillera oriental se registran entre 600 mm a 1000 mm por año, mientras que a lo largo del borde occidental de los Andes las precipitaciones medias anuales sólo ascienden a 50 mm a 400 mm. El posicionamiento y la intensidad de la Alta de Bolivia juega un papel crucial en el control de esta circulación de viento superior a través los Andes centrales, donde el flujo de humedad hacia el oeste incrementando la ventilación en altura y aumentando las tasas de precipitación (Aceituno y Montecinos 1993, Vuille 1999, Lenters and Cook 1999).

2.3.1. Sistemas sinópticos de Sudamérica en el verano austral

En el verano austral, uno de los mecanismos por el cual se presentan precipitaciones en la región subtropical Sudamericana es a través de la Alta de Bolivia (AB) que fue definida por Virji (1981), Gilford et al. (1992), y Satyamurty et al. (1997) y recopilado por Barreto (2016) como una circulación anticiclónica con núcleo cálido que tienen origen debido al intenso calentamiento sobre los Andes (Altiplano Boliviano), aunado a la convergencia de vapor de agua en niveles bajos del lado oriental de los Andes y el calor latente de condensación liberado por la convección sobre el oeste de la cuenca amazónica.

En esta temporada, la presencia de la AB es fundamental para la ocurrencia de precipitaciones en el Altiplano, ya que el flujo hacia el este en el aire favorece el transporte de aire húmedo hacia los Andes centrales, asimismo contribuye a la intensificación de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) debido a la advección de vorticidad presentándose con mayor intensidad entre los 300 hPa y 150 hPa (Garreaud 1999 y Figueroa et al. 1995). Por otro lado, en niveles bajos de la tropósfera se ubica un sistema de baja presión llamada Baja de Chaco (LC por sus siglas en inglés) que responde a los efectos de compresión adiabática y al calentamiento sensible por radiación solar, asimismo fuerza a los vientos alisios al sur generando convergencia sobre los llanos subtropicales (Seluchi y Marengo 2000, Garreaud y Aceituno 2001), este sistema juega un rol importante en la convergencia de humedad y en la intensificación del Jet de Bajos Niveles Sudamericano (SALLJ por sus siglas en inglés) estimulando la convergencia de humedad en la cordillera

Andina, para identificarlo es necesario que el viento alcance una velocidad de por lo menos 12 m/s en los primeros 1.5 km o nivel de 850 hPa .

En Sudamérica, además de los sistemas mencionados que suelen modular las lluvias en el verano austral se encuentra también la Vaguada del Noreste de Brasil (VNEB) el cual, al interactuar con la AB, contribuye a la ocurrencia de precipitaciones en los trópicos mediante la perturbación de niveles altos de la tropósfera, esta vaguada actúa en sí misma como un área de ciclogénesis en nivel superior llamada Vórtice Ciclónico de Niveles Altos (VCAN). Asimismo, Vuille (1999) documenta que este sistema de núcleo frío se extiende desde el Atlántico Sur central hasta el norte de Brasil.

Finalmente, la presencia de la ZCAS, como una banda de convergencia de humedad de abundante nubosidad y precipitación extendida desde el sureste de Brasil hasta la Amazonía occidental, también juega un rol trascendental en la modulación de precipitaciones sobre los Andes, estimulándola si ésta se desplaza hacia el sur de su posición normal o se ausenta. En la Figura 11 se puede apreciar Los principales sistemas sinópticos durante el verano e invierno austral (Cai et al. 2020).

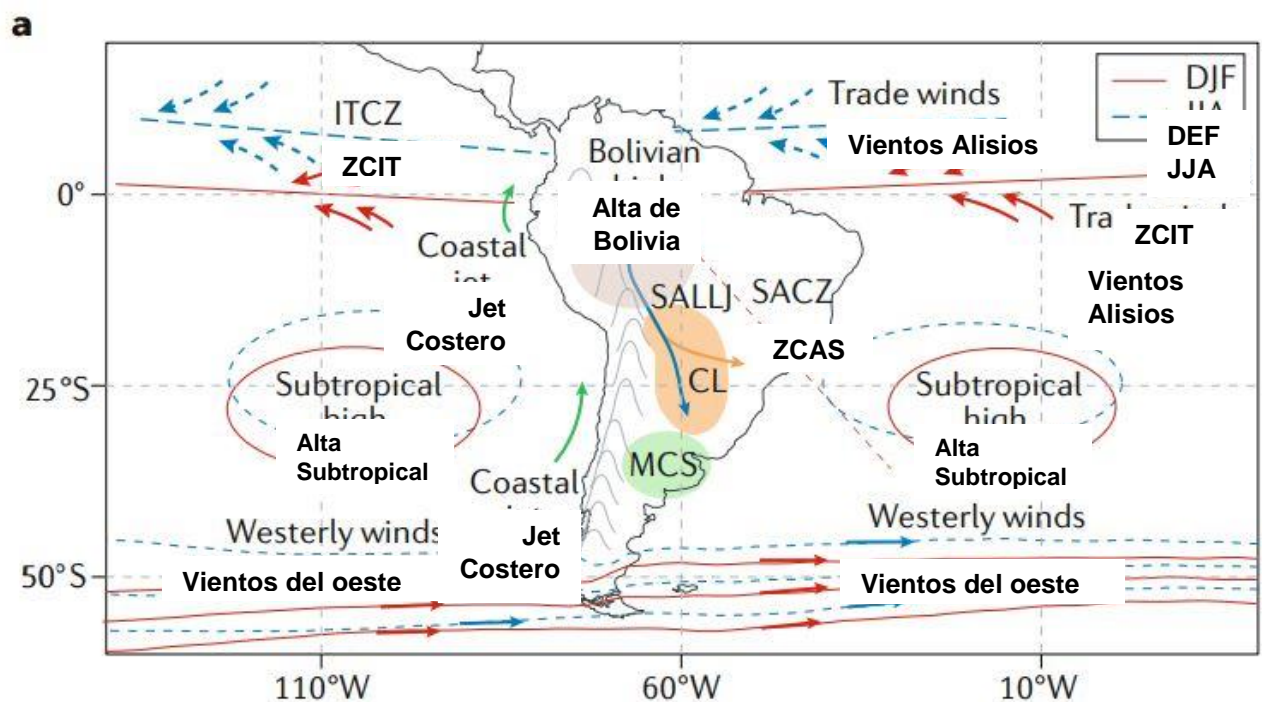


Figura 9. Sistemas sinópticos que modulan las precipitaciones en Sudamérica durante el verano (DEF) e invierno (JJA) austral.

FUENTE: Adaptado de Cai et al. (2020)

2.3.2. Mecanismos físicos regionales

Los fenómenos meteorológicos que ocurren dentro de una escala de pocos kilómetros o áreas limitadas están condicionadas a procesos complejos asociados a su variabilidad topográfica, intercambio de energía, compresión o expansión de las masas de aire, transporte de calor, movimiento de masas, transferencia de calor y trabajo relacionados al balance de energía, entre otros mecanismos constituyen un desafío trascendental en su comprensión total.

La ocurrencia de precipitaciones está estrechamente relacionada al contenido de humedad atmosférica, calor sensible, calor latente y condiciones de estabilidad. La humedad es usada para describir la cantidad de vapor de agua que por lo general se encuentra debajo de los 2000 metros y disminuye al alejarse de la superficie. El vapor de agua representa apenas el dos por ciento de la masa total de la atmósfera y está contenida principalmente dentro de la tropósfera y está prácticamente ausente en las demás a atmósfera, y es el factor más importante en la determinación del tiempo y el clima, sin él no existirían las precipitaciones de ninguna clase y la Tierra sería un desierto. La humedad describe la cantidad de vapor de agua en la atmósfera y para medirla se suelen utilizar índices de humedad generalmente conocidos como la humedad absoluta, humedad específica, razón de mezcla, humedad relativa o agua precipitable. (UCAR 2011 y UNALM 2007)

La AMS (2017) define el agua precipitable como el contenido total de vapor de agua en una columna de la atmósfera, el cual corresponde al agua líquida que se acumularía si todo el vapor de agua se convierte en lluvia y se expresa en milímetros. La forma de calcularla es a través de la integral del contenido de vapor de agua desde la superficie hasta algún nivel de presión o hasta el tope de la atmósfera. Según estudios de la NOAA, se ha demostrado que suele existir una correlación entre la cantidad de precipitación y el contenido de agua precipitable de la columna, pero no es la única variable a considerar ya que depende también de la dinámica atmosférica y la duración del evento. El cálculo del agua precipitable se representa en la ecuación 1:

$$W = \frac{1}{\rho g} \int_{p_1}^{p_2} x dp \quad \dots\dots\dots \text{Ec. 1}$$

Donde:

W = Agua precipitable (mm)

p₁ = Nivel de presión 1 (hPa)

p₂ = Nivel de presión 2 (hPa)

g = Aceleración de la gravedad (9,8 m/s²)

ρ = Densidad del agua (1000 kg/m³)

x = Razón de mezcla (g/kg)

Otra característica necesaria para la convección es la caracterización de la estabilidad o inestabilidad de la masa de aire y es importante porque explica el potencial que tiene la atmósfera para desarrollar movimientos verticales los cuales pueden favorecer o inhibir el desarrollo convectivo necesario para la ocurrencia de precipitaciones basándose en la distribución vertical de la estabilidad de la columna ya sea convección llana, profunda o severa. Una de las variables utilizadas para describir cambios en la tropósfera es la temperatura potencial equivalente (θ_e), su importancia radica en que combina efectos de temperatura y humedad. De acuerdo con Ramage (1995), la temperatura potencial equivalente es la temperatura que tendrá una muestra de aire al perder toda su humedad por condensación en un proceso pseudoadiabático (es decir, utilizando el calor latente de condensación para calentarla) y luego regresa al nivel de 1000 hPa mediante un proceso adiabático seco.

La temperatura potencial equivalente es representada mediante la ecuación 2:

$$\theta_e = \theta \cdot \exp\left(\frac{L \cdot w_s}{c_p t}\right) \quad \dots\dots\dots \text{Ec. 2}$$

Donde:

θ_e = Temperatura potencial equivalente

L = Calor latente de condensación ($L = 597.3 - 0.56(t) \frac{\text{cal}}{\text{g}}$)

t = Temperatura del aire (°C)

w_s = Razón de mezcla actual ($0,622 \left(\frac{e_a}{P_s - e_a}\right) \frac{\text{g}}{\text{g}}$)

P_s = Presión atmosférica (hPa o mb)

e_a = Presión de vapor actual (hPa o mb)

C_p = Calor específico del aire seco a presión constante ($0,24 \frac{\text{cal}}{\text{g} \cdot ^\circ\text{C}}$)

θ = Temperatura potencial = $\left(T \left(\frac{1000}{P_s}\right)^{0.286}\right)$

T = Temperatura del aire (°K)

En general, se sabe que una atmósfera es “potencialmente inestable” si la θ_e disminuye con la altura y es “potencialmente estable” si es que incrementa con la altura. Adicionalmente, para explicar los fenómenos relacionados a la convección, se requiere entender el mecanismo por el cual las masas de aire tienden a converger o inhibirse. El proceso donde el viento se dirige hacia centros de bajas presiones es denominado convergencia, mientras que el proceso inverso es denominado divergencia. La subsidencia a gran escala es consecuencia del descenso de una masa de aire que se comprime y se calienta originando el aumento de temperatura con la altura, y está asociado al movimiento convergente en alta tropósfera para dar continuidad al movimiento de divergencia en superficie relacionada a una dorsal que puede ser identificada en niveles intermedios de la tropósfera.

A lo largo de la investigación, estos conceptos serán determinantes para la evaluación de condiciones secas en la SSP.

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. MATERIALES

3.1.1. Descripción del área de estudio

Para la presente investigación, la sierra sur del Perú (SSP) será delimitada entre $12,5^{\circ}$ - $19,5^{\circ}$ de latitud sur y los 76° - 69° de longitud oeste. Dentro del área de estudio se encuentran los departamentos de Huancavelica, Apurímac, Arequipa, Tacna, Moquegua, Cusco y Puno, los cuales oscilan con altitudes que van desde los 1000 msnm hasta los 4700 msnm (Figura 12).

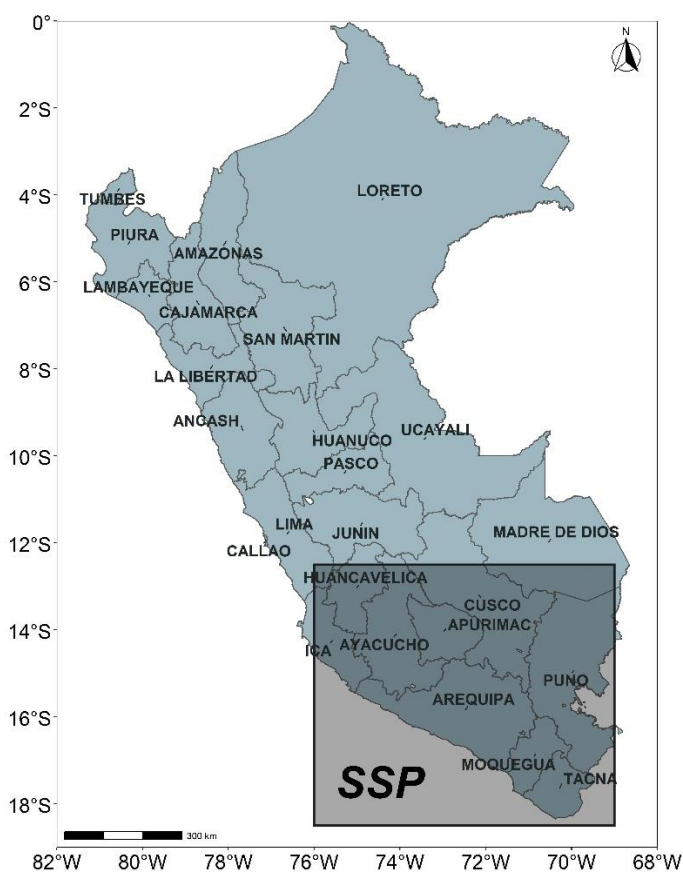


Figura 10. Delimitación geográfica del área de estudio.

Tal como se expuso previamente, dentro de la SSP resalta la presencia de los Andes que modula la variabilidad de las lluvias generando contrastes entre su lado oriental y occidental. La zona occidental es la que suele presentar movimientos verticales ascendentes asociados al Anticiclón del Pacífico Sur, razón por la cual las lluvias inferiores a los 3000 msnm son escasas, mientras que en el lado oriental suelen presentarse acumulados de lluvia superiores debido a la influencia de los sistemas sinópticos de verano que arrastran la humedad desde la Amazonía y desde el Atlántico. En la Figura 13, se muestra el esquema propuesto por Garreaud et al. (2003), donde se puede apreciar el rol de los Andes en episodios húmedos (a) y secos (b).

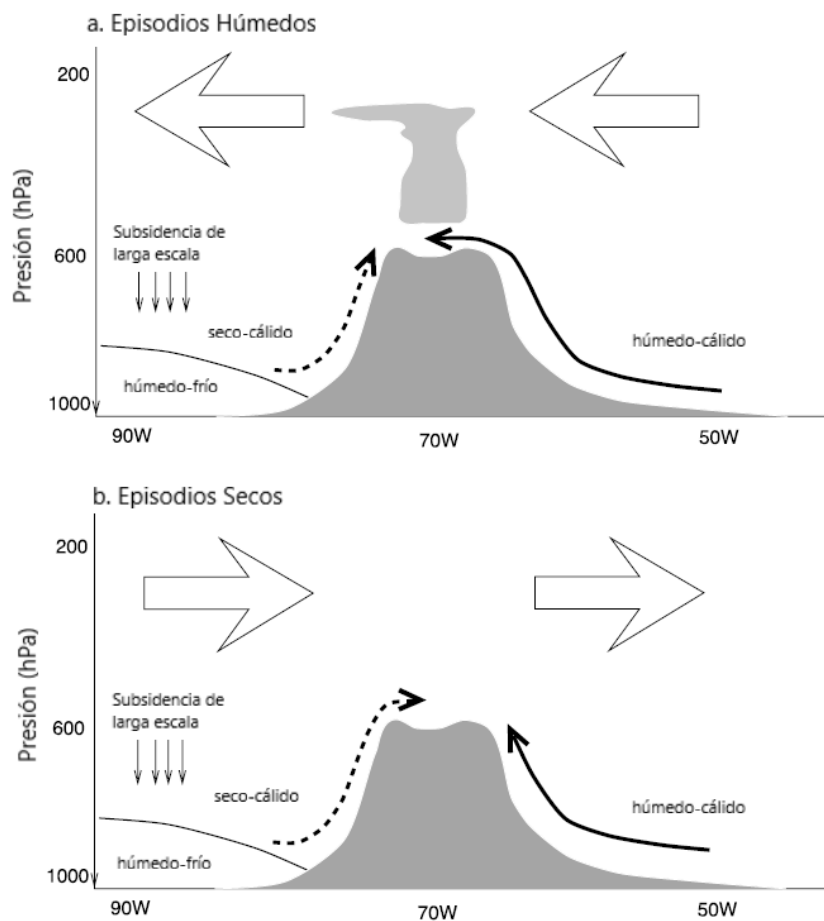


Figura 11. Representación vertical-longitudinal de los patrones de circulación en episodios secos y húmedos a través de los Andes.

FUENTE: Garreaud et al. (2003). Adaptación propia al español.

3.1.2. Información meteorológica

La información meteorológica fue recopilada del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI) desde la red observacional de estaciones meteorológicas convencionales distribuidas en el área de estudio. Se recogió datos de 93 estaciones con información diaria de la variable precipitación desde el año 1980 al 2019 durante los meses de enero a marzo (EFM), las cuales cuentan con más del 80 por ciento de información disponible. (Ver Anexo N°1).

Asimismo, para el análisis de los patrones climáticos fue necesario el uso de información mensual de variables meteorológicas del reanálisis ERA5, el cual ha sido desarrollado recientemente por el Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Mediano Plazo (ECMWF por sus siglas en inglés) en conjunto con el Servicio de Cambio Climático de Copérnico (C3S por sus siglas en inglés). Actualmente, este producto se encuentra disponible para su descarga gratuita con data desde 1979 en formato netCDF (Network Common Data From) y GRIB (GRIdded Binary) a una fina resolución espacial de 0.25° (aproximadamente 28 km). Las características del reanálisis empleado se detallan en la Tabla 1 y las variables elegidas para el desarrollo de la investigación en la Tabla 2.

Tabla 1: Lista de características del reanálisis ERA5 e información utilizada en la investigación

CARACTERÍSTICAS	ERA 5	INVESTIGACIÓN
COBERTURA ESPACIAL	89.785°N – 89.785°S, 0.0°E - 360.0°E.	89.785°N – 89.785°S, 0.0°E - 360.0°E.
COBERTURA TEMPORAL	Enero de 1979 a Mayo de 2019.	Enero de 1981 a Marzo de 2019.
NIVELES DE PRESIÓN	37 niveles de presión	1000, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250 y 200 hPa.
RESOLUCIÓN ESPACIAL	Cuadrícula global de 0.25 grados de latitud x 0.25 grados de longitud (1440x 720)	Cuadrícula global de 0.25 grados de latitud x 0.25 grados de longitud (1440x 720)
RESOLUCIÓN TEMPORAL	Horario, diario y mensual	Mensual

Tabla 2: Información de variables climáticas

VARIABLE	DENOMINACIÓN EN LA INVESTIGACIÓN	UNIDADES	NIVELES
Velocidad del viento zonal	U	m/s	850, 500 y 200 hPa
Velocidad del viento meridional	V	m/s	850, 500 y 200 hPa
Presión media a nivel del mar	PM	hPa	1000 hPa
Altura geopotencial	AGP	m ² /s ²	850, 500 y 200 hPa
Vorticidad relativa	VO	1/s	1000, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200 hPa
Velocidad vertical	W	Pa/s	1000, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200 hPa
Divergencia	DIV	1/s	1000, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200 hPa
Agua precipitable	APP	Kg/m ²	Integrada en toda la columna atmosférica
Precipitación	PP	m	Integrada en toda la columna atmosférica
Flujo neto de radiación en onda larga promedio en el tope de la atmósfera	FOL	W/ m ²	Integrada en toda la columna atmosférica

En tanto, también se utilizó información de la temperatura superficial del mar de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA), la cual ha elaborado un conjunto de datos reconstruido denominado ERSST (Temperatura Superficial del Mar Reconstruida Extendida) y actualmente se encuentra en su versión 5. El ERSST v5, posee muchas mejoras respecto a sus versiones anteriores dado de que los científicos aseguran haber corregido ciertos errores, además de haber ingresado mayor cantidad de datos e incluir otros métodos estadísticos mejorados. La información está disponible para su descarga gratuita con data desde el año 1854 con una resolución espacial de 2° en su página oficial en formato NetCDF, las características de este conjunto de información se detallan en la Tabla 3.

Tabla 3: Lista de características del reanálisis ERSST v5 e información utilizada en la investigación

CARACTERÍSTICAS	ERSST v5	INVESTIGACIÓN
COBERTURA ESPACIAL	88.0°N - 88.0°S, 0.0°E - 358.0°E.	88.0°N - 88.0°S, 0.0°E - 358.0°E
COBERTURA TEMPORAL	Enero de 19854 a Mayo de 2019.	Enero de 1981 a Marzo de 2019.
NIVEL	Superficie del mar	Superficie del mar
RESOLUCIÓN ESPACIAL	Cuadrícula global de 2.0 grados de latitud x 2.0 grados de longitud (89x180)	Cuadrícula global de 2.0 grados de latitud x 2.0 grados de longitud (89x180)
RESOLUCIÓN TEMPORAL	Mensual	Mensual

Finalmente, para explicar la relación existente entre las sequías meteorológicas extremas en la SSP y las variables océano-atmosféricas se utilizaron los índices de teleconexión de la Tabla 4, se tomaron en consideración principalmente los relacionados a ENSO dado que es uno de los factores que explican la mayor parte de la variabilidad climática de las lluvias en el Perú (Garreaud et al. 2003).

Tabla 4: Lista de los índices de teleconexión

ÍNDICE CLIMÁTICO	DEFINICIÓN	ÁREA	REFERENCIA
NIÑO1+2	Índice ENSO en el Pacífico Oriental Ecuatorial Extremo	0°-10°S, 90°W-80°W	Trenberth (1997)
NIÑO3	Índice ENSO en el Pacífico Oriental Ecuatorial	5°N-5°S, 150°W-90°W	NOAA/NCEP/CPC
NIÑO4	Índice ENSO en el Pacífico Central Ecuatorial	5°N-5°S, 160°E-150°W	Trenberth y Stepaniak (2001)
NIÑO3.4	Índice ENSO en el Pacífico Central-Oriental Ecuatorial	5°N-5°S, 170°E-120°W	Trenberth (1997)
E	Índice ENSO en el Pacífico Central Ecuatorial	10°N-10°S, 170°E-100°W	Takahashi et al. (2011)
C	Índice ENSO en el Pacífico Oriental Ecuatorial	10°N-10°S, 120°W-80°W	Takahashi et al. (2011)
IOS	Índice Oscilación del Sur		Trenberth (1984, 2000), Ropelewski y Jones (1987)
ONI	Índice Océanico El Niño	5°N-5°S, 170°W-120°W	Trenberth (1997)
NAO	Oscilación del Atlántico Norte		Barnston y Livezey (1987), Hurrell (1995)

Continuación...

AAO	Oscilación de la Antártica		Gong y Wang (1999)
AMO	Oscilación Multidecadal del Atlántico	0°-70°N	Enfield et al. (2001)
PDO	Oscilación Decadal del Pacífico		Zhang et al. (1997), Mantua et al. (1999)
DMI	Índice de Modo Dipolo	50°E-70°E, 10°S-10°N 90°E-110°E, 10°S-0°	Saji et al. (2003)
TSA	Índice del Atlántico Sur Tropical	0°-20°S, 10°E-30°W	Enfield et al. (1999)
IPO	Índice Tripolo para la Oscilación Interdecadal del Pacífico	25°N-45°N, 140°E-145°W, 10°S-10°N, 170°E-90°W, 10°S-10°N, 170°E-90°W	Henley et al. (2015)

Cabe señalar que la descarga de los mencionados índices se obtuvo de las páginas oficiales de la NOAA/NCEP/CPC, NOAA/ESRL/PSD y el Instituto Geofísico del Perú (Subdirección de ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera).

3.1.3. Materiales

Para el procesamiento y visualización de las variables de reanálisis se utilizaron los programas de cómputo:

- R Project versión 3.6.1
- RStudio Desktop versión 1.2.1335
- GrADS 2.0
- Microsoft Office 2010

Asimismo, en la Tabla 5 se presenta la lista de materiales de escritorio.

Tabla 5: Lista de materiales

MATERIAL	CARACTERÍSTICAS
Computadora DELL	Procesador Intel(R) Core (TM) i7-6700 CPU @ 3.40 GHz, memoria RAM de 16 Gb
Memoria externa	Capacidad de 3 Tb
Memoria USB	Capacidad de 16 Gb

3.2. METODOLOGÍA

A lo largo de este subcapítulo, se detallarán los procedimientos y métodos empleados para el cumplimiento de los objetivos planteados inicialmente. Para comprender los patrones océano-atmosféricos y teleconexiones asociados a las sequías extremas en la SSP durante el verano austral, fue primordial el procesamiento de los datos de estaciones meteorológicas y los datos de reanálisis ya que fueron el soporte sustancial del análisis de la investigación.

En la Figura 14 se muestran esquemáticamente los pasos seguidos comenzando con la categorización de la magnitud de las sequías meteorológicas extremas en la SSP durante el verano austral para luego continuar con la determinación de los patrones oceánicos atmosféricos y teleconexiones asociados a este evento.

Las sequías meteorológicas extremas pueden cuantificarse a través de diversas metodologías. La OMM, por ejemplo, da cuenta del uso del SPI (Índice Estandarizado de Precipitación por sus siglas en inglés) como un indicador de periodos secos o húmedos a través de la cuantificación de la precipitación observada como una desviación estandarizada de una función de distribución de probabilidad que modela los datos de precipitación sin procesar. El SPI permite la comparación de regiones con climas marcadamente diferentes para diferentes escalas de tiempo, lo que la hace versátil y útil en cualquier área. Sin embargo, para fines de la presente investigación, se ha enfatizado el uso de las anomalías estandarizadas de precipitación como el indicador apropiado para su caracterización dado que las lluvias en la SSP tienen una marcada estacionalidad, es decir, los acumulados más altos de precipitación se encuentran en la época de verano o trimestre definido como EFM, y siguen una distribución normal por lo que no sería necesario realizar el ajuste a otra función de distribución.

Tomando en cuenta lo anterior, se procedió a recoger la información de precipitación de las 93 estaciones meteorológicas ubicadas en la SSP para ser procesadas, realizarles el control de calidad, cálculo y determinación de los años extremos, los cuales serán explicados a continuación.

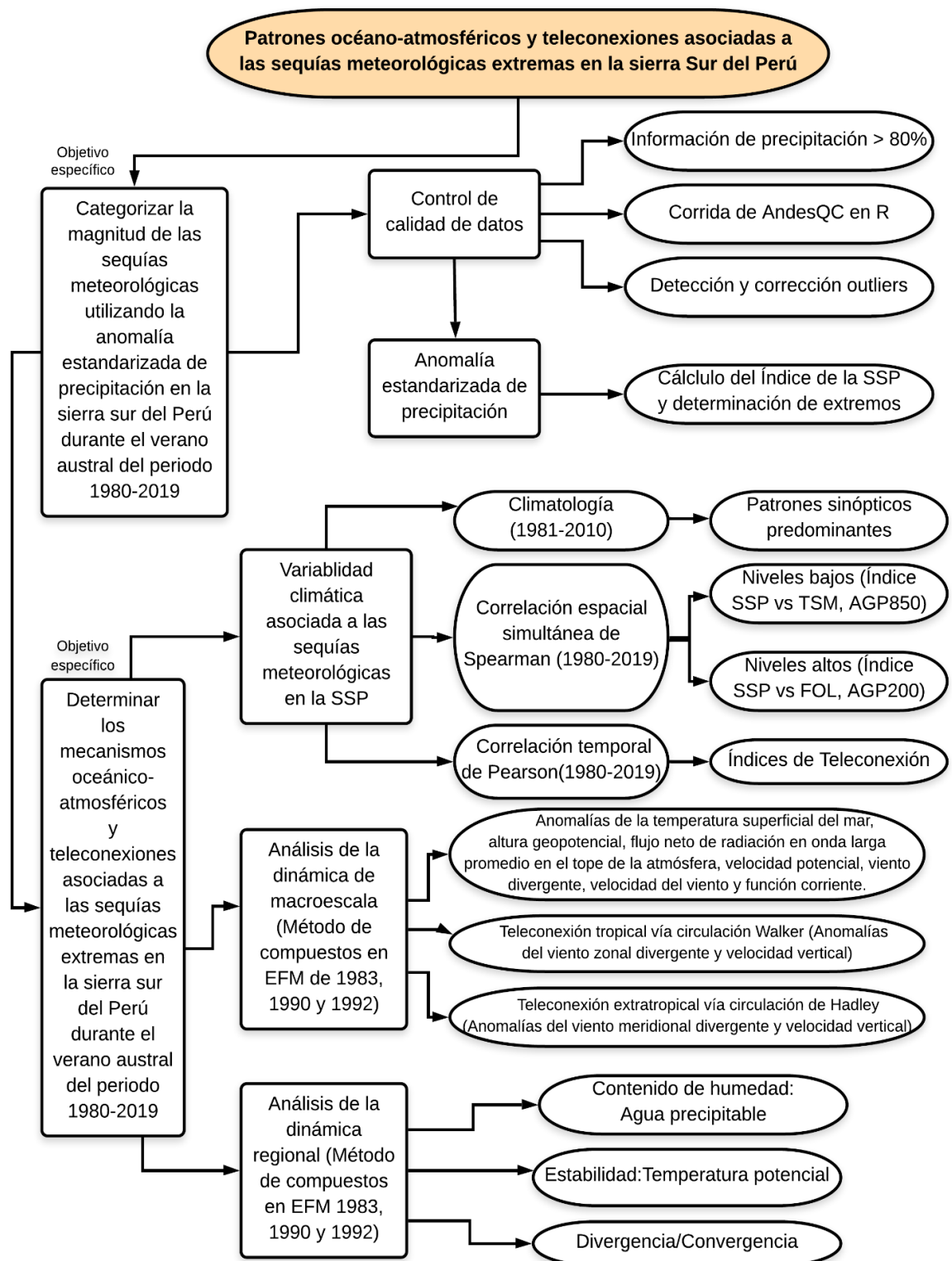


Figura 12. Resumen de la metodología de investigación.
FUENTE: Elaboración propia.

3.2.1. Categorización de la magnitud de las sequías meteorológicas extremas en la SSP durante el verano austral

3.2.1.1. Control de calidad de las estaciones meteorológicas ubicadas en la SSP

Parte fundamental de cualquier investigación científica en extremos climáticos proviene de datos meteorológicos confiables. Para ello, fue necesario llevar a cabo el control de calidad de los datos de observación para que los resultados sean compatibles y precisos, tal como lo ha establecido la OMM (2010 y 2011) en diferentes documentos donde se norman los procedimientos que deben realizarse desde la instalación de una estación meteorológica, pasando por su recopilación y su asimilación a la base de datos.

El objetivo del control de calidad consiste en verificar si el valor de un dato notificado es representativo de la medición que se pretendía efectuar y no se ha visto afectado por factores no relacionados con el mismo (OMM 2011). En base a las recomendaciones de la OMM y en relación a lo determinado por Aguilar et al. (2013), el control de calidad de la presente investigación se ha realizado tomando en cuenta los principales métodos estadísticos del software AndesQC que son señalados en la Tabla 6.

Tabla 6: Lista de los test estadísticos utilizados para el control de calidad de datos en la SSP, tomados del software AndesQC

NOMBRE	DESCRIPCIÓN
PUCP	Outlier mensual de precipitación
PCNE	Valor negativo de precipitación
DUPL	Valores duplicados, detección por fechas
ROPC	Sospecha de redondeo de precipitación

FUENTE: Aguilar (2013)

El control de calidad se realizó de forma automatizada, obteniendo después de su corrida una lista de datos “dudosos” o “sospechosos” que fueron aceptados o rechazados con el apoyo de los siguientes criterios:

- Verificación del dato en la planilla meteorológica observacional, proveída por la oficina de Gestión de Datos del SENAMHI.
- Verificación de la consistencia del dato con la metadata proporcionada por el observador meteorológico, asociando otras variables como anotaciones de nubosidad, humedad, radiación solar, viento, entre otros.

- Comparación del dato con estaciones cercanas o vecinas.
- Verificación del dato a través de información satelital histórica relacionada a algún evento extremo o anomalía climática localizada del banco de imágenes del CPTEC.

3.2.1.2. Cálculo de la anomalía estandarizada de precipitación (Índice de la SSP)

Después de la corrección de los valores “dudosos”, se generó una nueva base de datos corregida, y a partir de ésta se generaron tres fuentes de información: La primera base de datos calculada fue el valor acumulado de precipitación mensual, resultado de la suma de los datos diarios de precipitación para cada mes; la segunda fue el valor acumulado trimestral de precipitación, calculado a partir del promedio aritmético en EFM. Finalmente, la tercera serie calculada fue la climatología, obtenida a partir del promedio aritmético trimestral entre los años 1981-2010. Dichos cálculos fueron aplicados para cada estación meteorológica de la SSP y realizadas automatizadamente en el software Rstudio con el uso de los paquetes: *dplyr* y *ggplot2*.

Seguido de ello, se procedió a calcular la anomalía estandarizada de precipitación que consistió en calcular primero la anomalía de precipitación (diferencia entre el valor promediado trimestral de precipitación con su respectiva climatología trimestral) y luego las desviaciones estándar para cada estación meteorológica.

Con el resultado de las anomalías y desviaciones estándar, se procedió a aplicar la fórmula de la anomalía estandarizada de precipitación que se señala en la ecuación 3 (Wilks 2006):

$$z = \frac{x'}{s_x} \quad \dots\dots\dots \text{Ec. 3}$$

Donde:

z = Anomalía Estandarizada

x' = Anomalía de la serie de datos

s_x = Desviación Estándar

Tal como lo señala Wilks (2006), la estandarización es un proceso estadístico que permite transformar variables que no se comportan de forma lineal y no pueden ser estrictamente comparados; el fin es tratar de eliminar las influencias por ubicación y extensión de un grupo de datos. Las unidades físicas de los datos originales se cancelan, es por ello que las anomalías estandarizadas son siempre cantidades adimensionales, así un conjunto de anomalías estandarizadas exhibirá una media de cero y una desviación estándar de 1.

El resultado del cálculo de la anomalía estandarizada de precipitación en la SSP dio un único valor representativo en cada verano austral desde 1980 al 2019, a esta serie cuantificada se le denominó Índice de la SSP.

3.2.1.3. Determinación de las sequías meteorológicas extremas en la SSP

La metodología propuesta en la investigación ha sido recogida por Junker et al. (2007) en su estudio de extremos de precipitación en una zona montañosa de Carolina del Norte y posteriormente asimilada por Coelho et al. (2016) en el análisis de la sequía del 2014 en el sureste de Brasil, quienes hicieron uso del método de estandarización de precipitaciones para definir las sequías meteorológicas. Asimismo, se recogió la metodología aplicada por Feng et al. (2014) en el estudio “Causa de las sequías severas en el sureste de China durante 1951-2010”, donde se considera como criterio para separar los casos extremos de los no extremos a la desviación estándar como un umbral estadístico.

Basado en lo anterior, en la Tabla 7 se muestra el criterio para separar los casos extremos, utilizando el umbral de 1 desviación estándar.

Tabla 7: Criterios para la selección de sequías extremas

TIPO DE EVENTO	CRITERIO
Extremo	$Z \geq s_x $
No Extremo	$Z < s_x $

3.2.2. Determinación de los patrones oceánico-atmosféricos y teleconexiones involucrados en la ocurrencia de las sequías meteorológicas extremas en la SSP durante el verano austral.

La determinación de los mecanismos que influenciaron la deficiencia de precipitaciones extremas en la SSP se sostuvo en la información meteorológica descargada y descrita en las Tablas 1 y 2. En primer lugar, fue importante reconocer e identificar las principales forzantes que modulan la variabilidad climática de las sequías meteorológicas en la SSP y se realizó a través del análisis de la climatología de las principales variables océano-atmosféricas a escala regional y global. Complementario a este resultado, se determinaron las teleconexiones asociadas a las sequías meteorológicas extremas mediante los mapas de correlación espacial de Spearman y correlaciones temporales con los índices de teleconexión. Finalmente, a través del método de compuestos o “*composites*” se

determinaron los patrones océano-atmosféricos asociados a las sequías meteorológicas extremas en macroescala y escala regional durante los casos extremos.

Finalmente, posterior al análisis de los patrones y teleconexiones se procedió a sistematizar el concepto de sequía meteorológica extrema en la SSP a través de un esquema conceptual que identifica las principales forzantes dinámicas.

3.2.2.1. Variabilidad climática asociada a las sequías meteorológicas en la SSP

3.2.2.1.1. Climatología de los principales patrones océano-atmosféricos durante el verano austral

Para poder conocer la variabilidad climática de las sequías meteorológicas en la SSP, se realizó el cálculo de la climatología del flujo de vientos en niveles altos y bajos de la tropósfera para mostrar la representación de las condiciones climáticas del ERA5 en la presente investigación de tal forma que pueda tener coherencia con los resultados finales.

El trabajo consistió en realizar mapas en los niveles bajos y altos de la tropósfera representados por los niveles de presión de 850 y 200 hPa respectivamente de la precipitación y líneas de corriente o flujos de viento con el fin de validar el comportamiento de los patrones sinópticos de Sudamérica durante el verano propuestos por Garreaud (2009) y Caio et al. (2020) como la Alta de Bolivia (AB), Baja de Chaco (BC), Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS), Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS), Jet Stream (JS) y Jet de Bajos Niveles de Sudamérica (SALLJ).

3.2.2.1.2. Correlaciones espaciales simultáneas de Spearman

Para definir la asociación lineal existente entre las sequías meteorológicas extremas en la SSP y las principales variables que la generan, se realizó la correlación simultánea de Spearman utilizando el rango de 1980-2019. Según define Wilks (2006), las correlaciones de Spearman son una herramienta más robusta y resistente que la correlación de Pearson ya que es menos sensible a los valores extremos. El coeficiente de correlación r_{rank} varía en el rango de -1 y 1, indicando asociaciones lineales inversas o directas respectivamente. La correlación de rango de Spearman fue computarizada a través de la siguiente ecuación:

$$r_{rank} = \frac{6 \sum_{i=1}^n D_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad \dots\dots\dots \text{Ec. 4}$$

Donde:

$$D_i = rango(x_i) - rango(y_i)$$

Siendo y la variable dependiente o Índice de la SSP, x la variable independiente o variables de la Tabla 8 y n el número de observaciones. Para establecer las correlaciones simultáneas de Spearman se utilizaron como predictantes los promedios trimestrales durante EFM de la altura geopotencial (AGP), flujo neto de radiación en onda larga promedio en el tope de la atmósfera, temperatura superficial del mar y como variable predictora el Índice de la SSP tal como se describe en la Tabla 8.

Tabla 8: Variables correlacionadas con el Índice de la SSP

VARIABLES	NIVEL
Temperatura superficial del mar y altura geopotencial	Superficie y 850 hPa
Flujo neto de radiación en onda larga promedio en el tope de la atmósfera y altura geopotencial	200 hPa

Los cálculos obtenidos fueron simplificados a través de una matriz de correlaciones con dominios similares al de las variables predictoras y a partir de ellas se trazaron los mapas de correlación que dieron cuenta de la variabilidad espacio-temporal a nivel global de las sequías en la SSP a través de teleconexiones.

3.2.2.1.3. Correlaciones temporales del Índice de la SSP con índices de teleconexión

Asimismo, se realizaron correlaciones temporales de los índices de teleconexión de la Tabla 4 con el Índice de la SSP calculado previamente. La metodología de correlación se realizó a través de la ecuación Pearson mostrada a continuación:

$$r_{xy} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})]}{\left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(X_i - \bar{X})^2] \right]^{1/2} \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(Y_i - \bar{Y})^2] \right]^{1/2}} \quad \dots \text{Ec. 5}$$

Donde Y es la variable dependiente o Índice de la SSP, X la variable independiente o los distintos índices de la Tabla 4, y n el número de observaciones. Así como lo señalado en el cálculo de la correlación de Spearman, el coeficiente r_{xy} puede tomar valores entre 1 y -1, evidenciando una relación directa o inversa respectivamente. Es preciso señalar que en

ambas pruebas de correlación se le aplicó un test de significancia estadística de t-Student con un 95 por ciento de confianza.

En los estudios de Lagos et al. (2008) y Silva et al. (2005), se establecieron categorías para determinar la intensidad de las correlaciones de las precipitaciones con índices de teleconexión en regiones El Niño, los valores en el rango de 0.3 a 0.5 tomaron la categoría moderada, valores inferiores a ese rango tomaron la categoría de débiles y superiores a ese rango la categoría de fuertes. Recogiendo esta información y sumado a los estudios estadísticos, se ha elaborado la Tabla 9 con valores del coeficiente de correlación y la intensidad de su asociación para que puedan ser utilizados en el análisis espacio-temporal en la investigación.

Cabe señalar que se muestra el valor absoluto del coeficiente “r”, es decir, si “r” toma valores negativos tendrán la categoría de correlación débil, moderada o fuerte según la escala, pero negativa o inversa.

Tabla 9: Coeficientes de correlación y su nivel de asociación

RANGO DEL COEFICIENTE	NIVEL DE CORRELACIÓN
$0.1 \leq r < 0.3$	Débil
$0.3 \leq r \leq 0.5$	Moderada
$ r > 0.5$	Fuerte

3.2.2.2. Análisis de la dinámica de macroescala

La dinámica de macroescala fue analizada mediante el método de compuestos o “*composites*”. Según el Instituto Internacional de Investigación para el Clima y Sociedad (IRI), los compuestos pueden entenderse como una “climatología selectiva” ya que es el promedio de una variable tomada en períodos de tiempo especialmente seleccionados con una característica común, esta institución señala que el método de compuestos puede ser bastante útil para explorar los impactos de macroescala y teleconexiones a partir de un conjunto de datos meteorológicos que acompañado de otras métricas estadísticas como la significancia estadística, los resultados pueden mostrar con gran afinidad cómo es que el fenómeno se ve afectado por otros factores.

Más aún, esta metodología empleada por Feng et al. (2013), Lima et al. (2009) y Mortensen et al. (2017) obtuvieron valiosos resultados asociados al análisis de las precipitaciones en regiones de China, Brasil y Perú respectivamente.

Los compuestos fueron aplicados a la anomalía de las variables meteorológicas de la Tabla 2 en los niveles bajos, medios y altos de la tropósfera en los veranos australes de los años identificados como sequías extremas según el Índice de la SSP (1983, 1990 y 1992). Para explicar las condiciones secas durante los veranos australes previamente identificados, se utilizó un dominio global (70°N - 70°S y 2°E - 258°W). En los mapas, se pudo identificar las configuraciones anómalas oceánicas y atmosféricas que llevaron a cabo el evento extremo.

Por otro lado, siguiendo el mismo concepto de compuestos, se realizaron cortes transversales promediados latitudinalmente para el análisis de la Célula de Walker en tres rangos, el primero ubicado dentro de la zona tropical asociada a la principal fuente de calor promediado para 5°N - 5°S , el segundo sobre 15°N - 15°S y el tercero abarcando el área de estudio entre 10°S - 20°S entre los niveles de 1000, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250 y 200 hPa con las variables de velocidad vertical y viento zonal.

Respecto al análisis de las células de Hadley y Ferrel para entender el intercambio trópic-extratropical, se utilizó el corte transversal longitudinal promedio entre 80°W - 60°W , utilizando la metodología planteada para la Célula de Walker, promediando las variables de velocidad vertical y viento meridional en los niveles de 1000, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250 y 200 hPa.

3.2.2.3. Análisis de la dinámica regional

Los procesos regionales que influenciaron en la persistencia de condiciones secas en la SSP fueron analizados mediante los campos de divergencia y convergencia en niveles altos y medios de la tropósfera. Para niveles medios se consideró el flujo de viento con la finalidad de encontrar el reflejo de dorsales o vaguadas asociados al patrón subsidente.

En tanto, como parte del análisis de estabilidad atmosférica se consideró el cálculo de la temperatura potencial en un corte vertical entre 1000, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250 y 200 hPa.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

Habiéndose planteado los objetivos generales y específicos para determinar las configuraciones océano-atmosféricas y teleconexiones que favorecen la ocurrencia de sequías meteorológicas extremas en la sierra sur del Perú durante el verano austral del periodo 1980-2019, en el desarrollo del presente capítulo, se presentan los resultados y discusiones.

4.1. Categorización de la magnitud de las sequías meteorológicas extremas en la SSP durante el verano austral durante el periodo 1980-2019 utilizando la anomalía estandarizada de precipitación

4.1.1. Control de calidad de las estaciones meteorológicas ubicadas en la SSP

Uno de los primeros resultados para la categorización de la magnitud de las sequías meteorológicas en la SSP fue el control de calidad, los datos sospechosos o “outliers” se muestran en el Anexo N°2 mediante un “box plot” o diagrama de cajas de la precipitación acumulada durante el trimestre EFM en las 93 estaciones meteorológicas en la SSP, donde se encontró 37 errores en 9 de las estaciones.

En el Anexo N°3 se detallan los 37 errores en la variable precipitación correspondiente a las estaciones meteorológicas Cabanillas, Muñani, Huaraya Moho, Tambopata, Juli, Desaguadero, Laraqueri, Acomayo y Taraco siendo el principal error detectado el de digitación.

Es importante señalar que, durante este proceso la lectura de la metadata fue fundamental para comprender la coherencia de los valores dudosos en planilla, así como también fue de sustancial soporte las anotaciones de los observadores respecto a las condiciones de tiempo como nubosidad, temperatura, humedad y la presencia de nieve, granizo o chaparrones intensos.

Por otro lado, los test estadísticos del software AndesQC que arrojaron más errores y fueron determinantes para ubicar aquellos datos que ameritaron verificación en planillas PCUP (Outlier mensual de precipitación) y PCGA (Outlier gamma de precipitación). Finalmente es importante señalar que dentro de toda la exploración de información no se detectaron valores negativos ni sospechas de redondeo de precipitación.

De este primer proceso, se identifica que el control de calidad es un proceso necesario para un correcto análisis de la variabilidad climática de las precipitaciones que proviene de datos de estaciones terrenas. Si bien no se encontraron valores exacerbados, la calidad de los resultados futuros dependieron de esta fase de la investigación.

4.1.2. Cálculo de la anomalía estandarizada de precipitación

En el Anexo N°4 se presentan los acumulados trimestrales de precipitación entre 1980-2019 durante el periodo EFM, verificándose la pronunciada variabilidad climática de las precipitaciones entre un año y otro; adicionalmente, se encontró que gran parte de las estaciones registran picos húmedos en los años 1984, 1986, 1994, 1997 y 2001 y picos secos en los años 1980, 1983, 1990, 1992, 2005 y 2016. En tanto, se pudo verificar que las precipitaciones trimestrales acumuladas de la región suelen encontrarse en el rango de 100 mm y 200 mm tal como se puede evidenciar en el histograma de frecuencias del Anexo N°5.

Un resumen de los acumulados trimestrales en EFM hallados en la SSP se presenta en la Figura 13, en ella se puede apreciar la dispersión de las series en el tiempo siendo la estación Isla Taquile (Puno) la que ha presentado los acumulados más altos en la temporada de verano con 716,7 mm seguido de Candarave (Tacna) con 528,6 mm; mientras que los reportes más bajos fueron cercanos a cero en las estaciones Lampa (Puno), Andahua (Arequipa), Santiago de Chocorvos (Huancavelica), Pullhuay-Ayahuasi (Arequipa), Pampa de Arrieros (Arequipa), Ayo (Arequipa), Susapaya (Tacna) y Sitajar (Tacna).

Este último resultado pone en evidencia que, en promedio, durante el trimestre EFM en la SSP, en el periodo histórico 1980-2019 se han registrado temporadas con precipitaciones nulas, las cuales han tenido que tener un efecto desfavorable en la región.

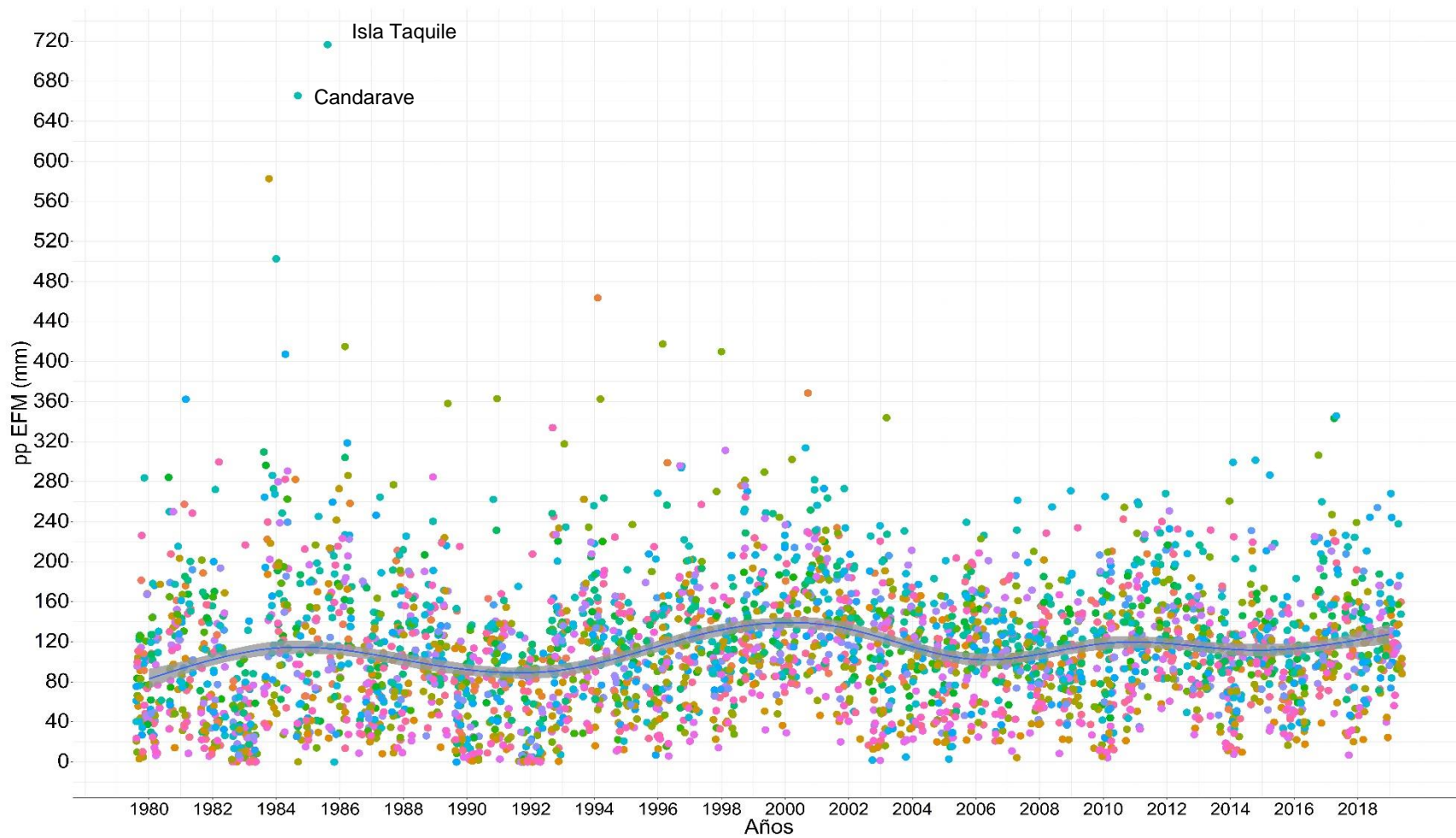


Figura 13. Precipitaciones acumuladas en EFM durante el periodo 1980-2019 en las estaciones meteorológicas dentro de la SSP.

FUENTE: Elaboración propia.

El resultado del cálculo de la anomalía trimestral de precipitación y su respectiva desviación estándar, demuestra que las anomalías negativas (asociadas a deficiencias de precipitación) y las desviaciones estándar más significativas se encuentran en las estaciones Anta Ancachuro (Cusco), Isla Taquile (Puno) y Chilcayoc (Ayacucho).

Por otro lado, en la Tabla 9 se muestran las anomalías estandarizadas de precipitación anuales promediadas para todas las estaciones en estudio durante el verano austral denominado: Índice de la SSP. Los resultados indican que los valores extremos oscilaron entre el año 1983 con anomalías estandarizadas de -1.6 y en el año 2001 con anomalías de +1.4 indicando deficiencias y superávits de precipitación respectivamente.

Tabla 9: Lista de valores del Índice de la SSP

AÑO	VALOR	AÑO	VALOR
1980	-0.7	2000	0.5
1981	0.3	2001	1.4
1982	-0.5	2002	0.4
1983	-1.6	2003	0.0
1984	1.2	2004	0.0
1985	0.0	2005	-0.5
1986	0.7	2006	0.3
1987	-0.6	2007	-0.2
1988	0.0	2008	-0.1
1989	0.2	2009	-0.3
1990	-1.2	2010	-0.2
1991	-0.4	2011	0.3
1992	-1.5	2012	0.8
1993	-0.1	2013	0.2
1994	0.5	2014	-0.5
1995	-0.4	2015	0.3
1996	-0.2	2016	-0.7
1997	0.6	2017	0.7
1998	-0.2	2018	0.2
1999	0.8	2019	0.4

4.1.3. Determinación de las sequías meteorológicas extremas en la SSP

Los años identificados con sequías meteorológicas extremas en la SSP durante el verano austral del periodo 1980-2019 fueron los años 1983, 1990 y 1992 dado que superaron el

umbral de 1 desviación estándar negativa. En la Figura 14 se presentan los valores del Índice de la SSP, los colores verdes indican periodos húmedos y los marrones claro indican periodos secos. Debajo de la línea marrón se definen los casos extremos con 1 desviación estándar que equivale a un 46 por ciento de precipitación acumulada menor a lo normal.

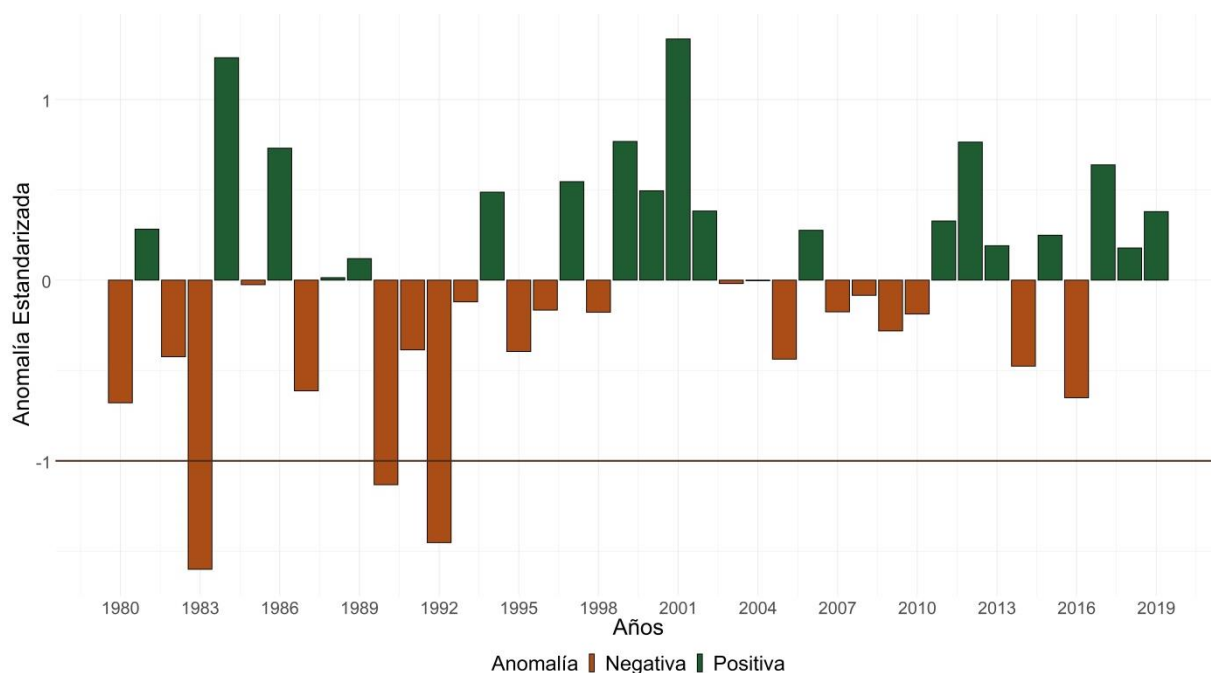


Figura 14. Índice de la SSP calculada a partir del promedio de las anomalías estandarizadas de precipitación de las estaciones meteorológicas ubicadas en la SSP.

Como se puede observar en la imagen, según el Índice de la SSP en los últimos 40 años se han evidenciado mayor porcentaje de veranos con sequías meteorológicas, siendo un total de 21 años secos frente a 19 años húmedos los que representan el 53 por ciento y 47 por ciento de casos respectivamente. Sin embargo, este comportamiento ha sido distinto en los últimos 10 años, dado que se han presentado mayor porcentaje de trimestres húmedos (70%) que secos (20%).

Por otro lado, es importante señalar que, según el índice ONI, los años determinados como extremadamente secos (1983, 1990 y 1992) no coinciden exactamente con la fase cálida de El Niño ya que el año 1990 tomó valores cercanos a cero, correspondiente a una fase neutral de ENSO. En torno a este primer resultado, es necesario conocer los posibles mecanismos de teleconexión asociados y las características de la dinámica atmosférica de macroescala y escala regional para conocer los factores que ocasionaron tal marcada ausencia de precipitaciones en la SSP.

4.2. Determinación de los mecanismos oceánico-atmosféricos y teleconexiones involucrados en la ocurrencia de las sequías meteorológicas extremas en la SSP durante el verano austral

En esta sección se determinaron los mecanismos océano-atmosféricos y teleconexiones que generaron sequías meteorológicas extremas en la SSP durante EFM de 1983, 1990 y 1992 (los eventos secos determinados a través del Índice de la SSP), por lo que el análisis se enfocó en un análisis de los compuestos de las principales forzantes oceánicas y atmosféricas a nivel global y regional.

4.2.1. Variabilidad climática asociada a las sequías meteorológicas en la SSP

4.2.1.1. Climatología de los principales patrones océano-atmosféricos durante el verano austral

Los resultados de la representación de la circulación atmosférica del reanálisis ERA5 en el presente estudio fueron verificados. En la Figura 15, se muestra la climatología de las precipitaciones durante el verano austral a nivel global, observándose una pronunciada actividad convectiva en la SSP principalmente en la vertiente oriental de la Cordillera de los Andes, según el reanálisis, las precipitaciones acumuladas pueden alcanzar los 1800 a 2000 mm durante esta época. Tales valores indican una sobreestimación a los valores acumulados por las estaciones meteorológicas en la SSP; sin embargo, el reanálisis representó la estacionalidad de la ZCIT con una doble banda que se acerca al norte del Perú. En tanto la actividad convectiva es también considerable en la Amazonía peruana, ZPCS, ZCAS e Indonesia.

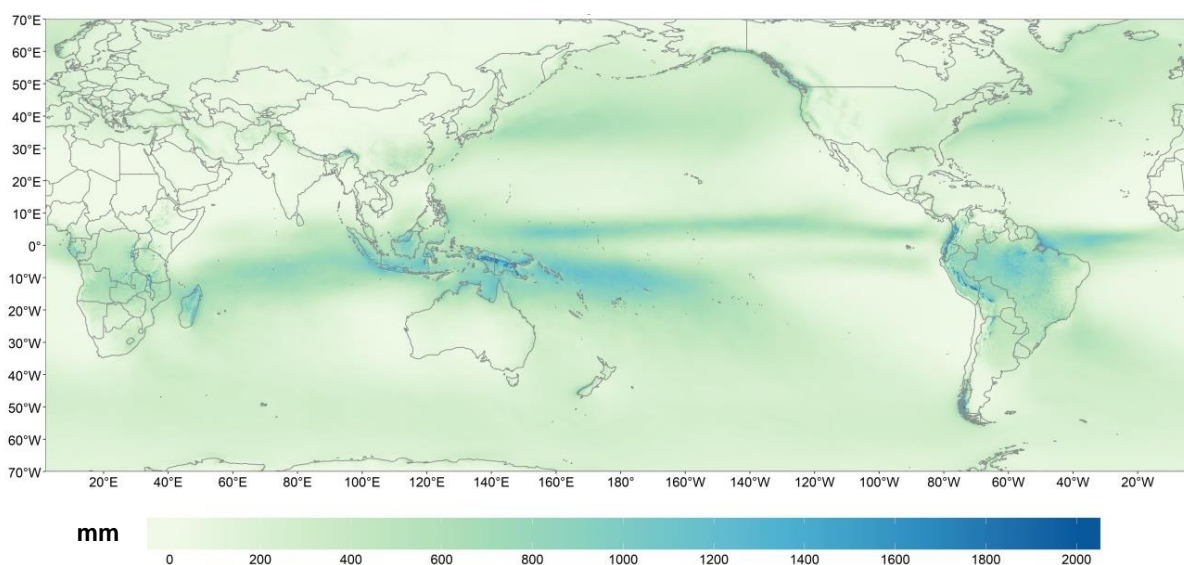


Figura 15. Climatología de la precipitación acumulada (mm) durante el verano austral (EFM) en el periodo 1981-2010.

Adicionalmente, la circulación del viento fue representada a través del flujo en líneas de corriente. En niveles altos de la tropósfera, la Figura 16a representa sobre Sudamérica (65°W/15°S) el centro de la AB, quien favorece el transporte de humedad desde la cuenca amazónica a través de los vientos del este y su ventilación en altura. También destaca la presencia del JS subtropical ubicado entre 35°- 45°S con intensidades superiores a 45 m/s.

En niveles bajos de la tropósfera, la Figura 16b representa el posicionamiento del Anticiclón del Pacífico Sur con un núcleo ubicado entre 100°W/40°S e igualmente se aprecia al paso de vientos predominantes del este que facilitan el transporte de humedad.

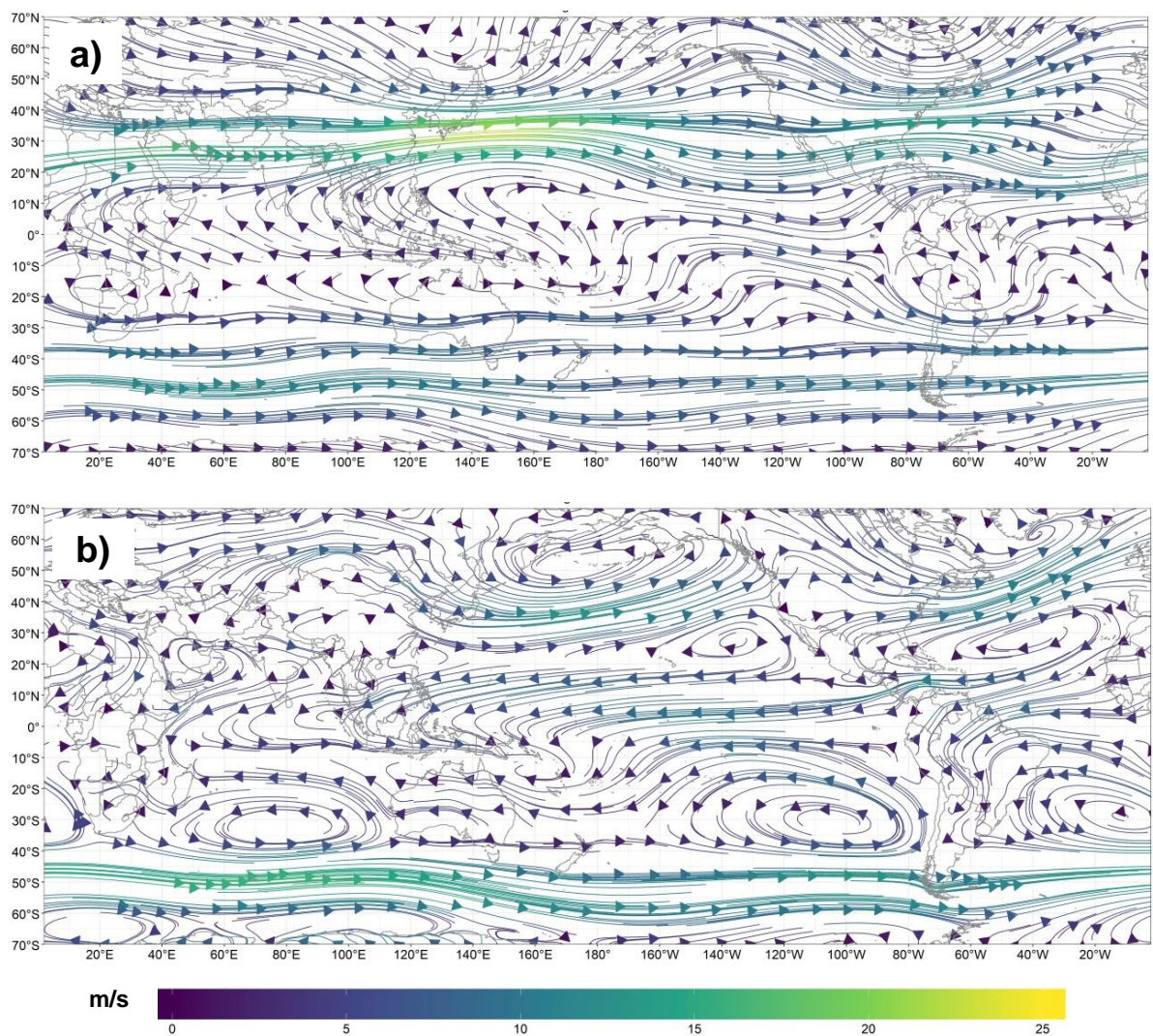


Figura 16. Climatología del flujo de viento en líneas de corriente (m/s) durante el verano austral (EFM) en el periodo 1981-2010 en a) 200 hPa y b) 850 hPa.

4.2.1.2. Correlaciones espaciales simultáneas de Spearman

En los niveles bajos de la tropósfera (850 hPa), se encontró que el área de estudio tiene una correlación fuerte promedio de -0.6 con la TSM en el Pacífico central-oriental ecuatorial (coloración azul), este mismo comportamiento fue observado en zonas cercanas a la costa oeste de México, océano Índico central-oriental, así como el área central del Pacífico sur (180° - 100° W/ 50° S- 70° S) y en menor extensión; se pudo reconocer algunos puntos correlacionados con el océano Pacífico norte (140° W/ 40° N) y océano Índico sur (40° E/ 60° S).

Por otro lado, las áreas de correlación fuerte directa promedio de +0.7 (coloración roja) fueron ubicadas sobre el océano Pacífico norte en dirección noreste y el área cercana a la Zona de Convergencia del Pacífico Sur las cuales en unión forman una “v” invertida o recostada.

Así también, se reflejó una relación positiva moderada (+0.4) sobre las proximidades del océano Pacífico circundante entre Australia y Nueva Zelanda (140° E- 170° E/ 45° S- 55° S), y aunque con menor extensión, se pudo reconocer también esta asociación sobre el océano Atlántico sur (20° W- 40° W/ 30° S- 40° S) y océano Índico sur (60° E- 80° E/ 30° S- 40° S).

Este resultado, fue contrastado a su vez con la relación de la altura geopotencial (AGP) en 850 hPa (contornos) el cual mostró una correlación inversa moderada de -0.5 entre el océano Pacífico central oriental tropical, gran parte de Sudamérica y Caribe. Cabe señalar que también se evidenció una correlación moderada de +0.5 en el océano Pacífico norte (140° W- 160° W) y con menor grado de asociación (-0.4) en el océano Índico (10° N- 10° S/ 0° - 110° E) y en el océano Pacífico sur (30° S- 35° S/ 90° W- 100° W).

Este resultado sugiere que la variabilidad de las precipitaciones en el verano austral en la SSP está conectada a la variabilidad de la TSM en varias regiones del océano Pacífico norte, central y sur, además de otras regiones destacadas como el océano Índico y Oceanía. Asimismo, se evidenció que cuando disminuyen las presiones sobre el océano Pacífico central e Índico central incrementan las presiones sobre la SSP favoreciendo el establecimiento de sequías meteorológicas (Ver Figura 17)

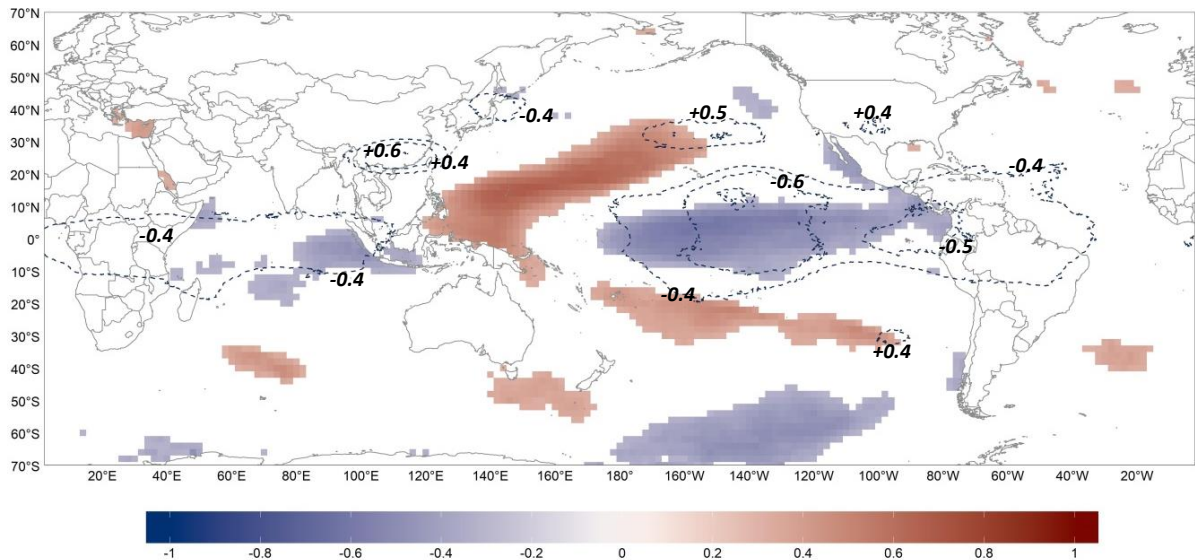


Figura 17. Correlación simultánea de Spearman en el periodo 1980-2019 entre el Índice de la SSP, altura geopotencial en 850 hPa (contornos) y la TSM (sombreado). Las áreas presentadas tienen un nivel de significancia mayor o igual a 95%.

En los niveles altos de la tropósfera (200 hPa), el flujo neto de radiación en onda larga promedio en el tope de la atmósfera (FOL) mostró una fuerte correlación inversa de -0.7 sobre el Pacífico central y occidental tropical, océano Índico (10°S-40°S/60°E-150°E) y océano Atlántico (10°S-30°S/30°W-40°E); así también, se identificaron otras áreas de menor dimensión y moderada correlación (-0.5) sobre el océano Pacífico sur (20°S-40°S/130°W-80°W), océano Atlántico norte (70°W/40°N y 20°W/40°N), océano adyacente a las costas orientales de Asia (130°E/30°N), mar Rojo, mar Arábico (10°N-30°N/50°E-70°E) y parte central de Chile y Argentina (35°S).

En tanto, las correlaciones positivas más fuertes (+0.7 a +0.8) estuvieron asociadas la zona del océano Pacífico norte en dirección noreste y el área cercana a la Zona de Convergencia del Pacífico Sur que forman en conjunto una “v” invertida o recostada. Correlaciones positivas también fueron observadas sobre el Pacífico sur (80°W-130°W/50°S-70°S y 90°W-120°W/5°S-20°S), costa y sierra centro-sur del Perú, norte de Chile, suroeste de Bolivia, noroeste de Argentina, El Caribe y océano Atlántico norte (20°W-80°W/20°N-0°).

En cuanto a lo observado a la correlación de la altura geopotencial, se presentaron valores positivos en el rango de +0.4 a +0.6 sobre el océano Pacífico norte y sur oriental (40°N-20°S/180°-60°W), además de unas áreas de menor extensión sobre el sur y este de Nueva Zelanda (160°E y 140°W). Las correlaciones negativas de la altura geopotencial en el rango de -0.4 y -0.5 estuvieron asociadas al océano Índico, Oceanía y Pacífico occidental (Ver Figura 18).

De lo encontrado, se pudo determinar que en los niveles altos, existe un importante grado de asociación entre la radiación saliente en onda larga en diversas partes del mundo con la variabilidad de la precipitación en la SSP, la radiación saliente en onda larga en el tope de la atmósfera del Pacífico central y occidental (indicador la presencia de una estructura de nubes profunda), está relacionado inversamente con las precipitaciones en la SSP resultando déficit pluvial, mientras que en ciertas regiones del Índico, Pacífico norte, Pacífico sur y Sudamérica la relación directa indica mayor liberación de radiación en onda larga favoreciendo condiciones secas. Es también preciso indicar que la influencia de las presiones en el nivel de 200 hPa indica un incremento de presiones sobre el Pacífico central-oriental tiende a incrementar las presiones sobre la SSP favoreciendo la subsidencia, sucediendo lo contrario con el Pacífico occidental e Índico.

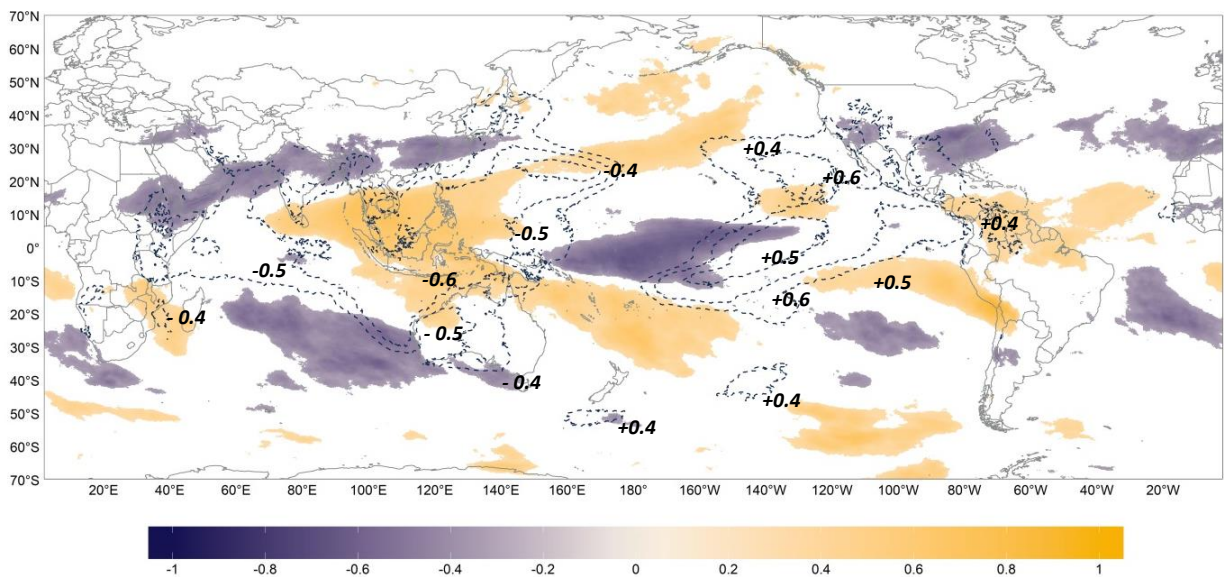


Figura 18. Correlación simultánea de Spearman en el periodo 1980-2019 entre el Índice de la SSP, altura geopotencial 200 hPa (contornos) y FOL (sombreado). Las áreas presentadas tienen un nivel de significancia mayor o igual a 95%.

4.2.1.3. Correlaciones temporales del Índice de la SSP con índices de teleconexión

La evaluación del Índice de la SSP y su correlación con otros índices de teleconexión durante los últimos 40 años (1980-2019) resultó que seis de los quince índices climáticos poseen una fuerte correlación estadística. Se determinó que los índices climáticos NIÑO3, NIÑO4, NIÑO3.4, C, IOS y ONI reflejan la variabilidad climática de las precipitaciones durante el verano austral en la SSP con una representación mayor a $|r| > 0.5$ y una significancia estadística superior a 95 por ciento (Tabla 11).

Estos índices exhiben una fuerte relación negativa o inversa con las sequías meteorológicas extremas en la SSP, con excepción de IOS que tiene una relación positiva o directa. Es importante observar que los índices de alta correlación están asociados a las componentes oceánicas y atmosféricas de ENSO, dejando suficiente evidencia para reafirmar que los patrones climáticos asociados a El Niño y La Niña (resumidos en los mencionados índices de teleconexión) ejercen influencia sobre las precipitaciones SSP y han sido recurrentes en el tiempo, teniendo consistencia con lo encontrado con Lagos et al. (2008), Lavado y Espinoza (2014) y Silva et al. (2005).

Adicionalmente, se identificó que los índices de moderada correlación como IPO (-0.3) y NIÑO1+2 (-0.36) que describen la variabilidad decadal de la TSM en tres áreas del océano Pacífico central y frente a la costa norte-central del Perú respectivamente tienen menor asociación con los eventos secos en la SSP.

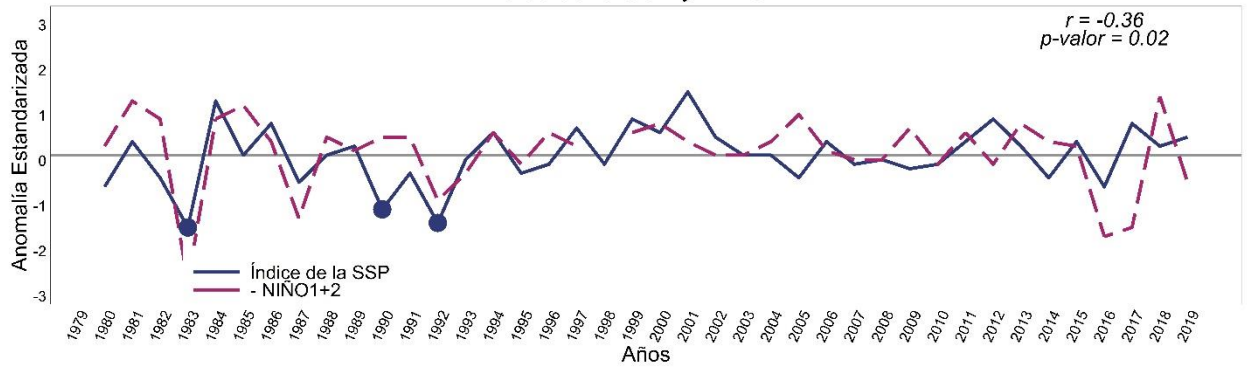
Por otro lado, se determinó que los índices menos correlacionados y sin significancia estadística fueron los índices E, NAO, AMO, PDO, AAO, DMI y TSA con un valor de $|r| < 0.3$.

Tabla 11: Correlación y significancia estadística de los índices de teleconexión con el Índice de la SSP

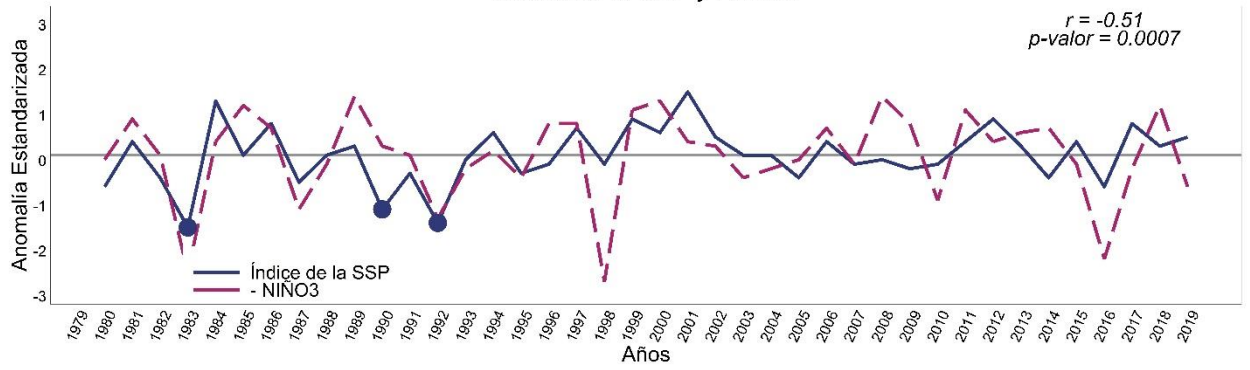
ÍNDICE CLIMÁTICO	R	p-valor
NIÑO1+2	-0.36	0.02*
NIÑO3	-0.51	0.0007*
NIÑO4	-0.5	0.00008*
NIÑO3.4	-0.58	0.00008*
E	-0.16	0.33
C	-0.53	0.0005*
SOI	0.59	0.00005*
ONI	-0.59	0.00006*
NAO	0.03	0.83
AAO	0.12	0.44
AMO	0.08	0.61
PDO	-0.06	0.7
DMI	0.29	0.07
TSA	0.12	0.46*
IPO	-0.3	0.05*

Los resultados de las correlaciones temporales durante los veranos extremadamente secos de los veranos australes del 1983, 1990 y 1992 en la SSP se muestran en la Figura 19, se observó que los índices climáticos ONI, C, NIÑO3.4, NIÑO1+2 y IOS estuvieron en fase con los tres periodos calzando muy próximo a sus valores anómalos estandarizados de precipitación. Por otro lado, el NIÑO3 mostró correlación casi exacta sólo con los años 1983 y 1992, mientras que el índice NIÑO4 se encuentra mejor asociado a los años 1990 y 1992. De la evaluación de los índices AAO, DMI, IPO y E, se encontró que mantuvieron coincidencia en los años 1983 y 1992 sin embargo, el año 1990 presenta un comportamiento distinto.

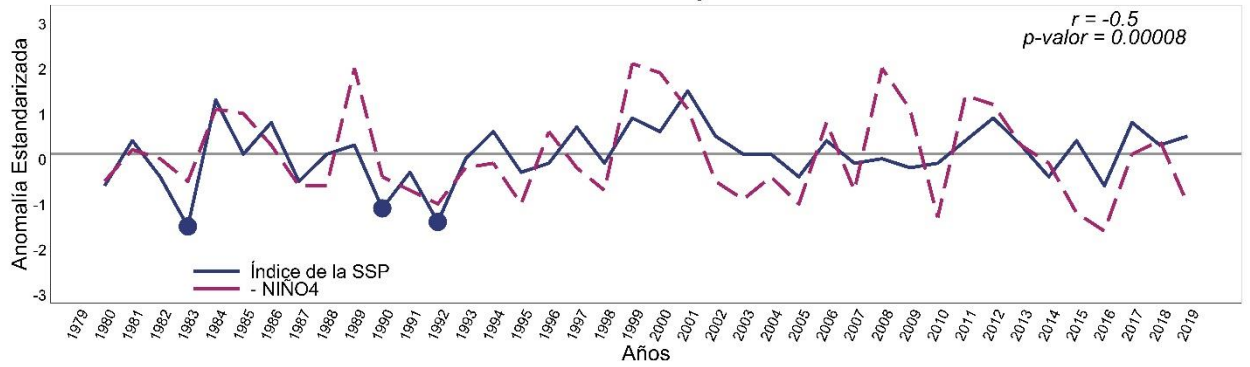
Índice de la SSP y NIÑO1+2



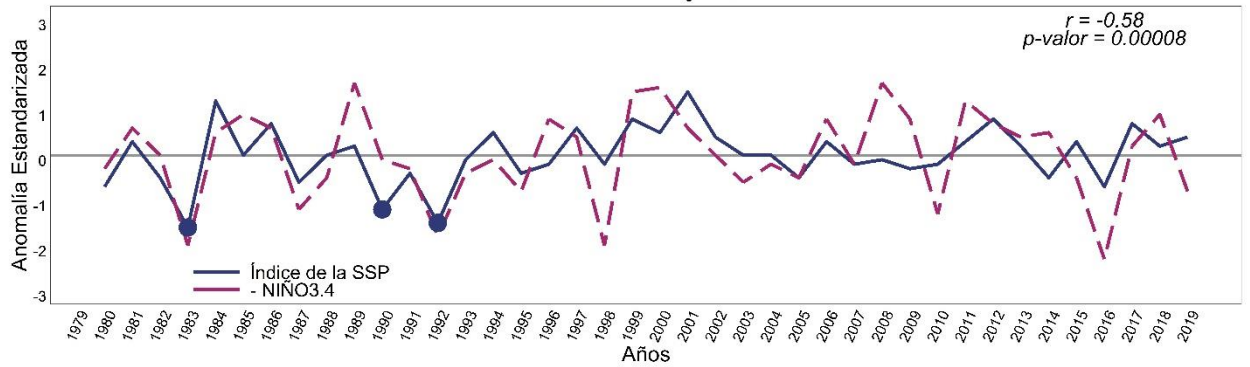
Índice de la SSP y NIÑO3



Índice de la SSP y NIÑO4

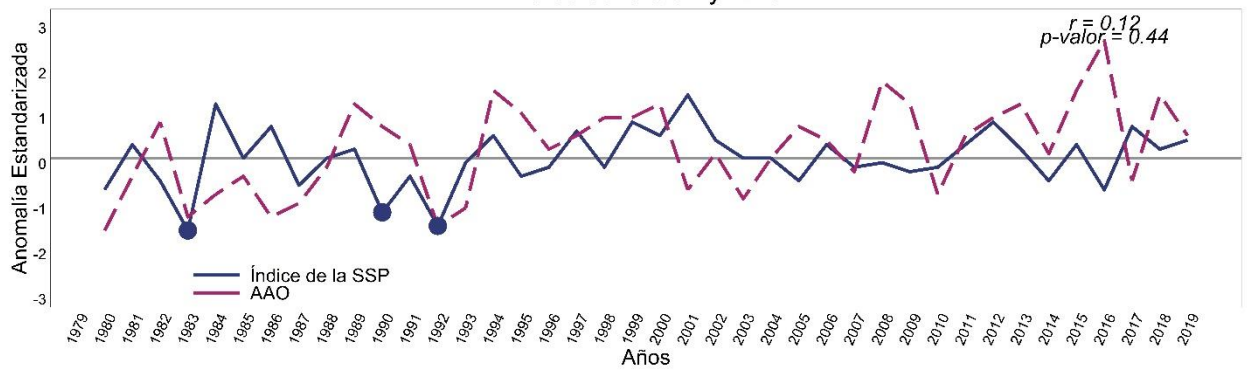


Índice de la SSP y NIÑO3.4

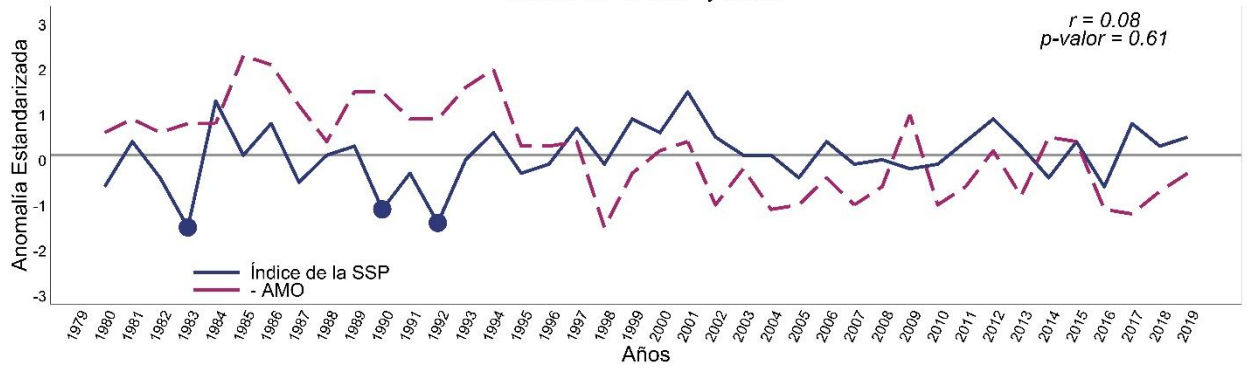


Continuación...

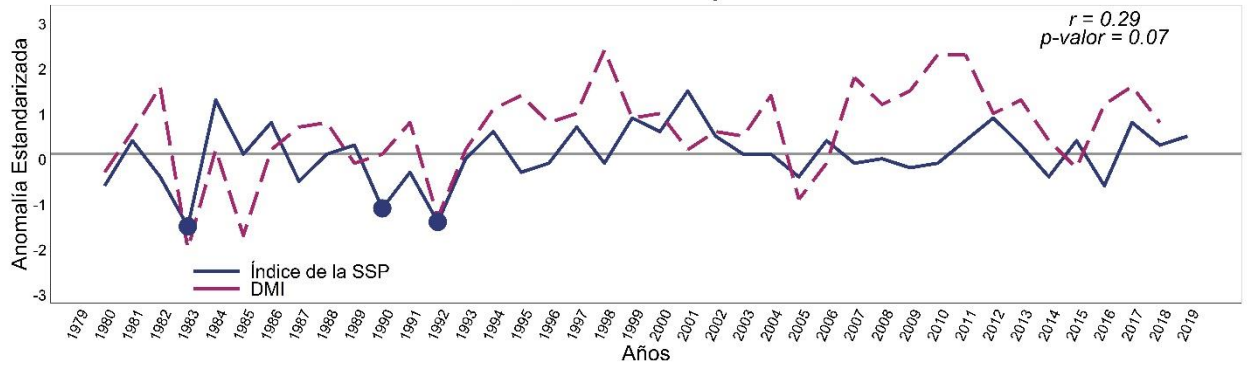
Índice de la SSP y AAO



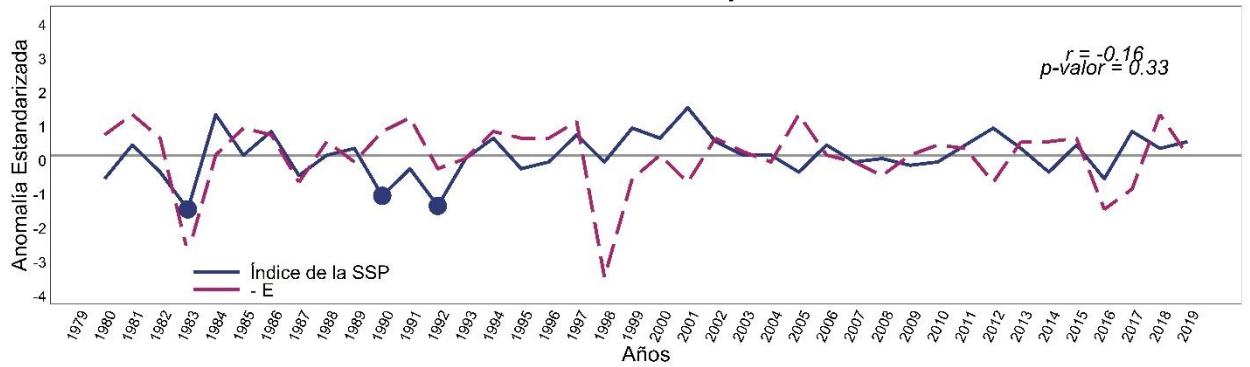
Índice de la SSP y AMO



Índice de la SSP y DMI

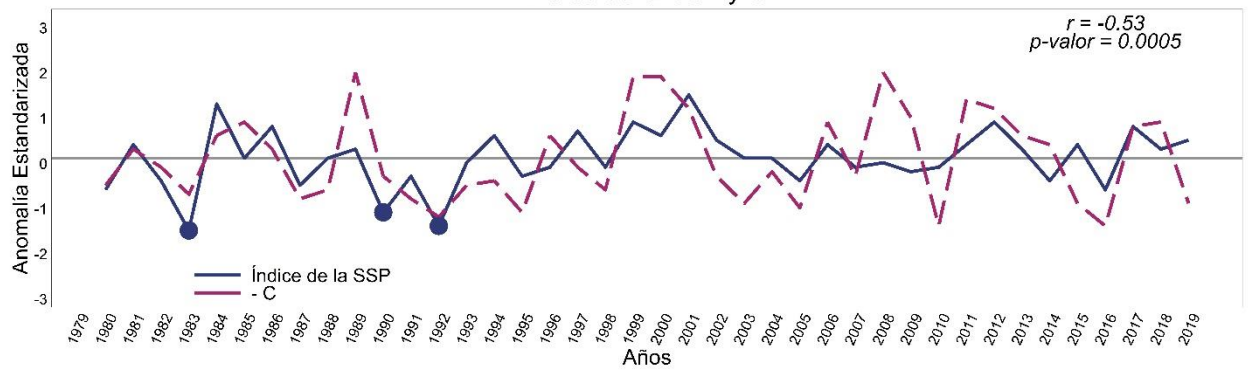


Índice de la SSP y E

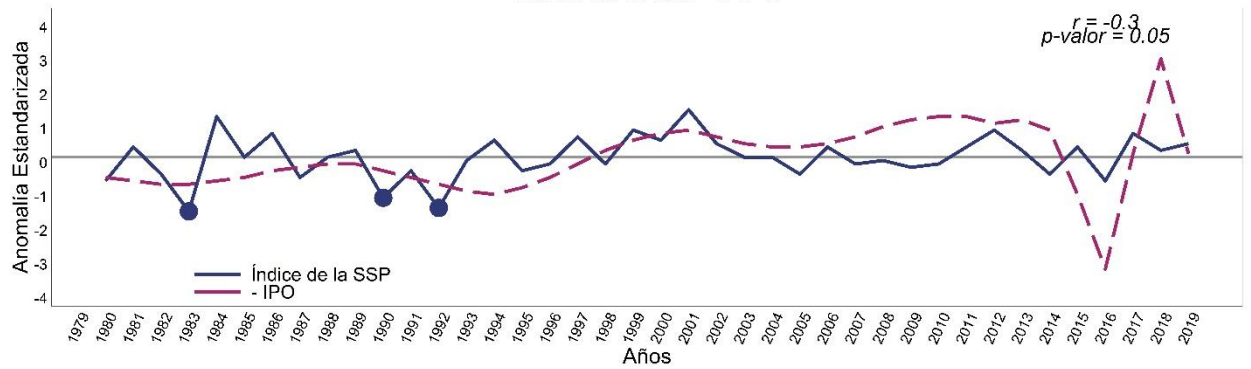


Continuación...

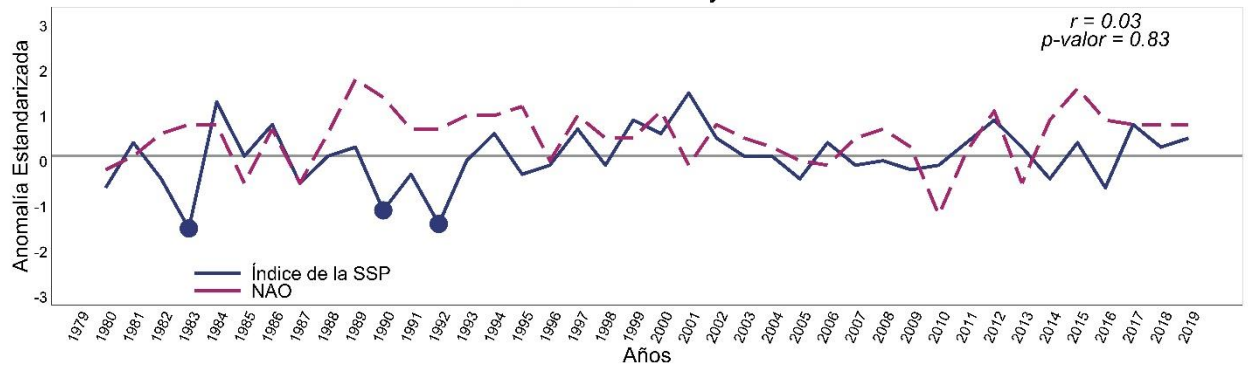
Índice de la SSP y C



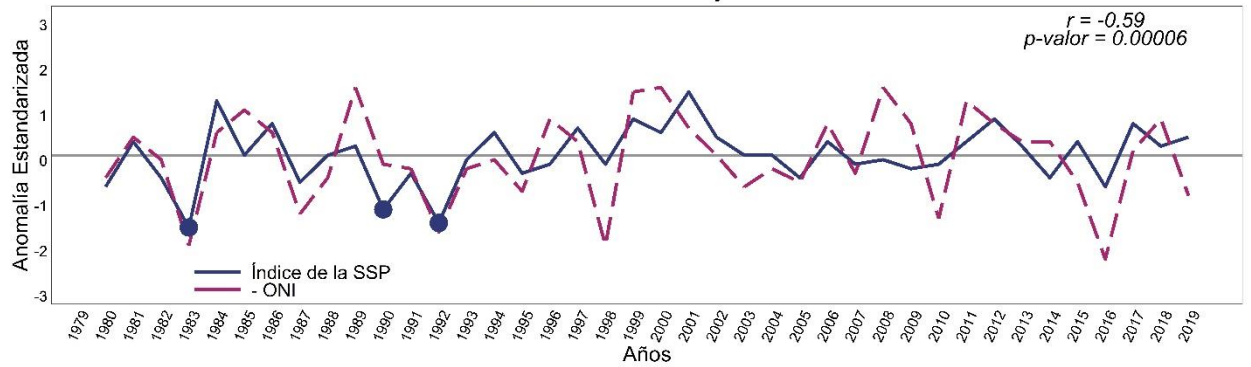
Índice de la SSP e IPO



Índice de la SSP y NAO



Índice de la SSP y ONI



Continuación...

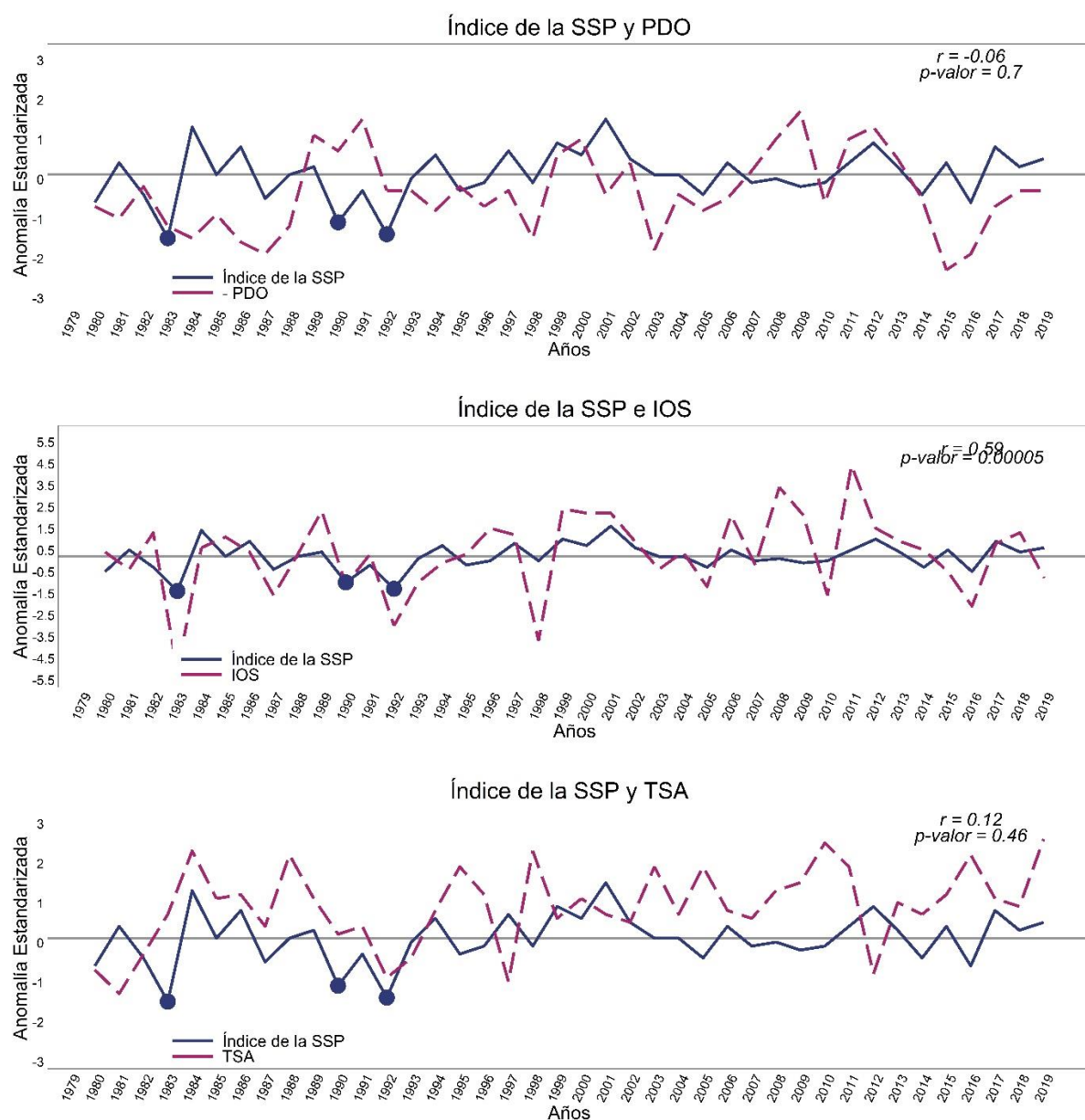


Figura 19. Correlación temporal de Pearson en el periodo 1980-2019 entre el Índice de la SSP y los índices NIÑO1+2, NIÑO3, NIÑO4, NIÑO3.4, AAO, AMO, DMI, E, C, IPO, NAO, ONI, PDO, IOS Y TSA.

4.2.2. Análisis de la dinámica de Macroescala

El primer resultado (Figura 20), evidencia que, en promedio, durante los años extremadamente secos en la SSP la TSM mantuvo condiciones anómalamente cálidas de hasta 3°C en la región central del océano Pacífico y frente a la costa norte-central del Perú cerca al área Niño 1+2. Asimismo, se encontró un sobrecalentamiento de alrededor de 1°C y 2°C sobre el océano Pacífico sur (40S°-70°S/160°W-110°W). En tanto, se verificó que, frente a la costa sur del Perú, costa de Chile, Argentina, costa oeste de México, Estados Unidos, océano Índico oriental, sur de Australia y océano Pacífico norte próximo a Asia también se presentaron anomalías positivas pero inferiores a 1°C.

En contraste, otras regiones del mundo mostraron anomalías negativas o condiciones más frías en la superficie del mar como la porción ubicada sobre el océano Pacífico norte en dirección noreste y el área cercana a la Zona de Convergencia del Pacífico Sur las cuales forman una “v” invertida o recostada con anomalías negativas de hasta -2°C; así también, se reflejaron anomalías negativas de TSM entre los 25°S-30°S/60°E-100°E, consistente con lo mostrado en las correlaciones entre TSM y el Índice de la SSP en la Figura 19.

Respecto a las condiciones anómalas de presiones en la tropósfera baja, se evidenció fuertes gradientes de altura geopotencial en latitudes altas y medias de los hemisferios sur y norte. Entre los 55°S/170°W se aprecia el posicionamiento de un sistema anómalo de geopotencial negativo asociado a bajas presiones en superficie con un centro ubicado al este de otro sistema con valores de anomalía de geopotencial positivos asociados a un sistema de altas presiones con centro en 65°S/110°W.

En el hemisferio norte, un sistema anómalo de geopotenciales negativos se encuentra extendido desde Centroamérica, Estados Unidos y el océano Pacífico norte con núcleo en 55°N/140°W. En tanto, también se evidenciaron sobre toda la región Oceanía, parte del Índico oriental y Asia oriental geopotenciales positivos de menor intensidad.

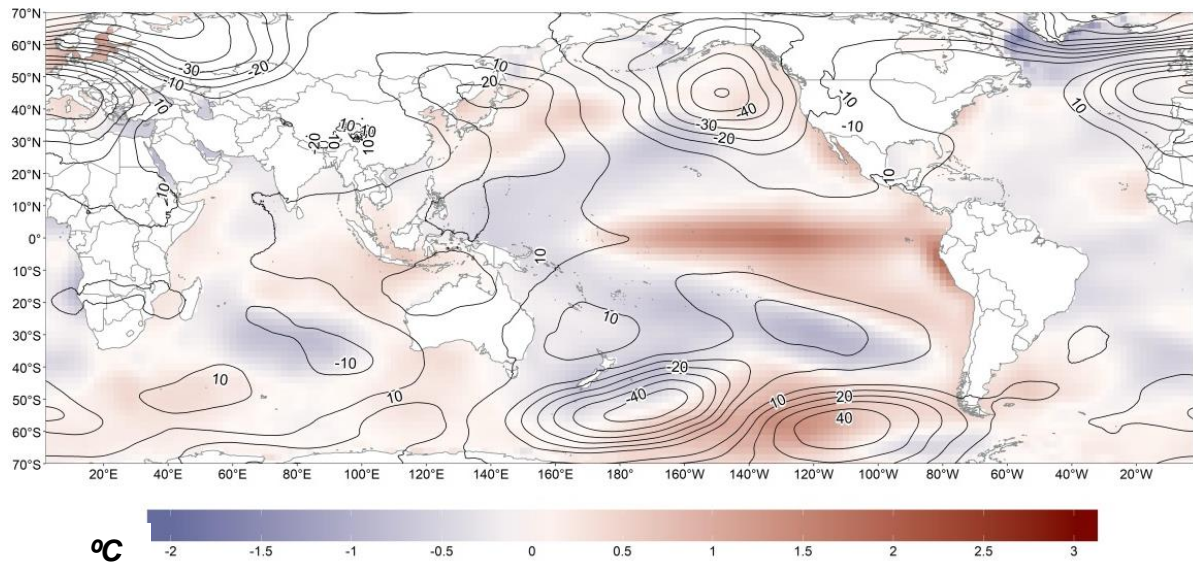


Figura 20. Compuesto de anomalías durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992 de la temperatura superficial del mar (sombreado) y altura geopotencial (contornos) en 850 hPa.

Respecto a los niveles altos de la tropósfera, en la Figura 21 se muestra el compuesto de las anomalías de los años extremadamente secos en la SSP de las variables FOL y AGP en 200 hPa. Se observa que el patrón de mayor salida de radiación en onda larga (menores valores de FOL) está ubicado sobre gran parte de la sierra del Perú, favoreciendo la sequedad sobre el área de estudio. Esta condición anómala es también observada en la región enmarcada de 10°N-20°S/80°E-160°E, mientras que otra área similar está ubicada cerca de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur; asimismo anomalías negativas de FOL se evidenciaron en menor grado sobre el ecuador de los 40°W y 20°E y en el Pacífico norte (140°W).

Una de las zonas de máxima anomalía positiva de FOL se sitúa sobre el océano Pacífico central indicando escasa salida de radiación en onda larga en el tope de la atmósfera (menores valores de FOL) y estaría asociado a condiciones favorables para el desarrollo de convección profunda sobre esta región, patrón que es consistente con lo observado en la Figura 18 cuando se analizaron las correlaciones con el Índice de la SSP.

En cuanto a la estructura de las anomalías de AGP en 200 hPa se muestra un patrón de dipolo simétrico al océano Pacífico central ecuatorial con anomalías positivas de geopotencial respectivamente en cada hemisferio. Hacia el sur, se observa un sistema continuo alternado de altas y bajas anomalías de altura geopotencial el cual inicia desde los 30°S/100°E, se divide en dos centros de anomalías positivas con centros en 60°S/120°E y 40°S/170°E para continuar con anomalías negativas por los 50°S/170°W contrastando con el centro positivo ubicado sobre 60°S/120°W y finalmente posicionándose con anomalías negativas sobre

30°S/80°W. Sin embargo, también es posible evidenciar que, hacia el Atlántico, esta estructura también muestra centros anómalos positivos en 40°S/40°W.

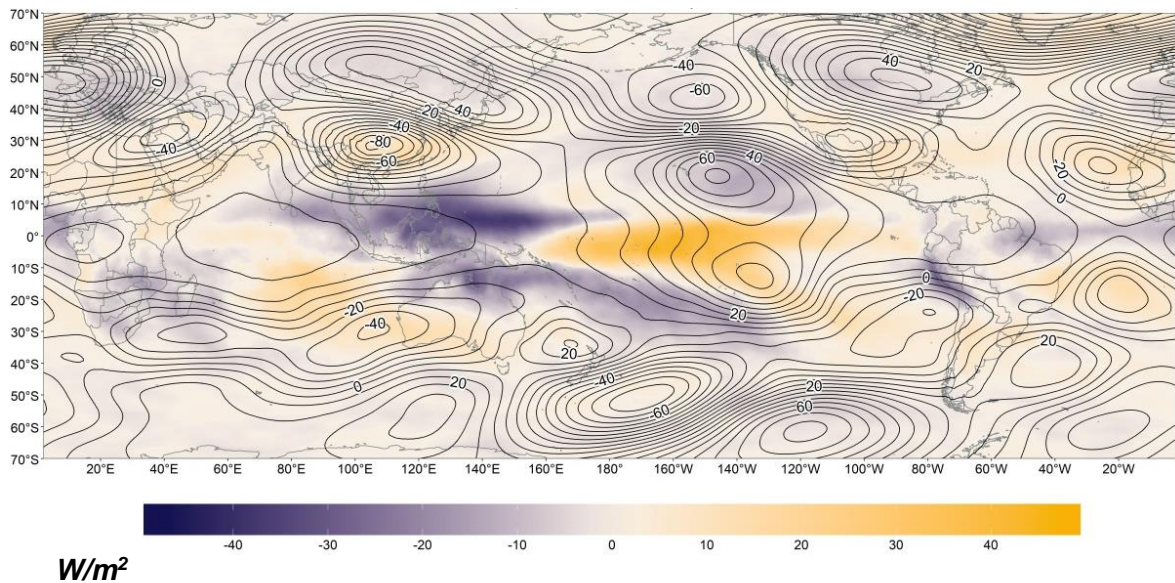


Figura 21. Compuesto de anomalías durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992 del flujo neto de radiación en onda larga promedio en el tope de la atmósfera (sombreado) y altura geopotencial (contornos) en 200 hPa.

Consistente con lo observado anteriormente, en la Figura 22 se muestra el contraste de las anomalías de geopotencial en los niveles altos y bajos de la tropósfera, evidenciándose que el sistema alternado de altas y bajas anomalías de altura geopotencial en latitudes altas en el hemisferio sur muestran una estructura vertical barotrópica de centros 50°S/170°W y 60°S/120°W. Así también se observa en el norte (40°N/160°W) otra estructura similar, pero de menor intensidad.

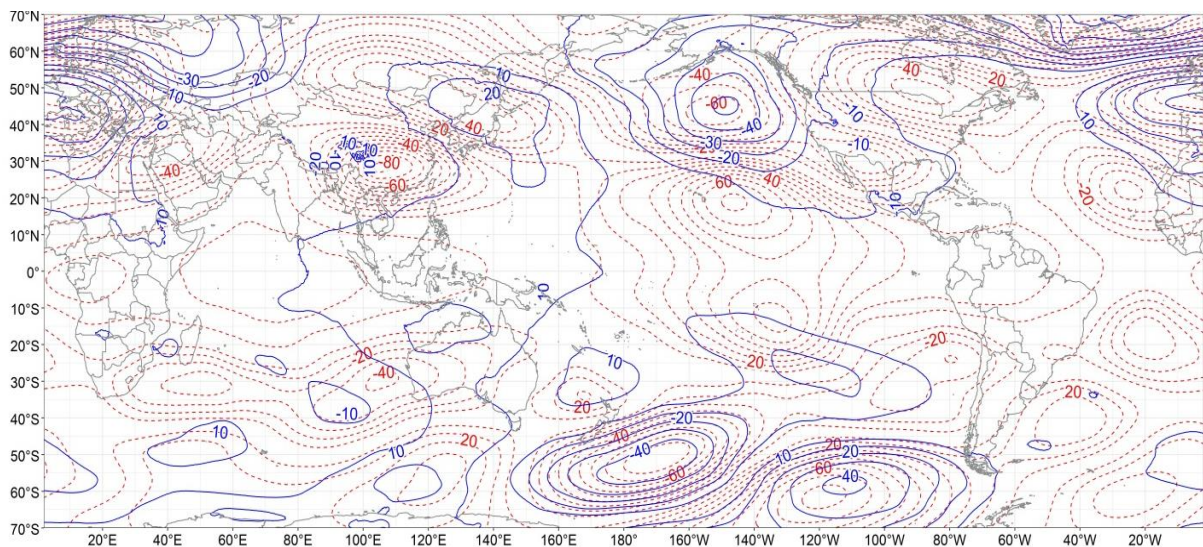


Figura 22. Compuesto de anomalías durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992 de la altura geopotencial en 200 hPa (líneas punteadas rojas) y 850 hPa (líneas continuas azules).

En la Figura 23a se muestra la anomalía de la velocidad potencial en 200 hPa y viento divergente que representa el componente no rotacional del flujo de la tropósfera, observándose a lo largo del océano Pacífico central ecuatorial un patrón de vientos divergentes consistente con las anomalías positivas de radiación salientes de onda larga de la Figura 21, como se evidencia, la intensidad de los vectores es más pronunciada en el lado occidental del Pacífico y sobre Oceanía, este fuerte patrón de subsidencia apoya lo que más adelante se mostrará en el análisis de la Circulación de Walker donde entre 120°E y 140°E se acomoda el ramal descendente. De otro lado, se observan zonas de vientos convergentes en el área de estudio en promedio aproximadamente entre los 10°S/70°W, esto también ratifica la modificación de la estructura de Walker, desencadenando otra rama subsidente sobre la SSP.

En contra parte, la Figura 23b se observan las anomalías de velocidad potencial y viento divergente en niveles bajos de la tropósfera, las anomalías de convergencia y divergencia más significativas se ubican sobre las zonas ya identificadas en 200 hPa: océano Pacífico central e Indonesia respectivamente. En tanto sobre la zona de estudio se visualizan vectores divergentes paralelos entre sí en dirección al oeste, provenientes de una zona de circulación divergente del sureste de Brasil y océano Atlántico tropical.

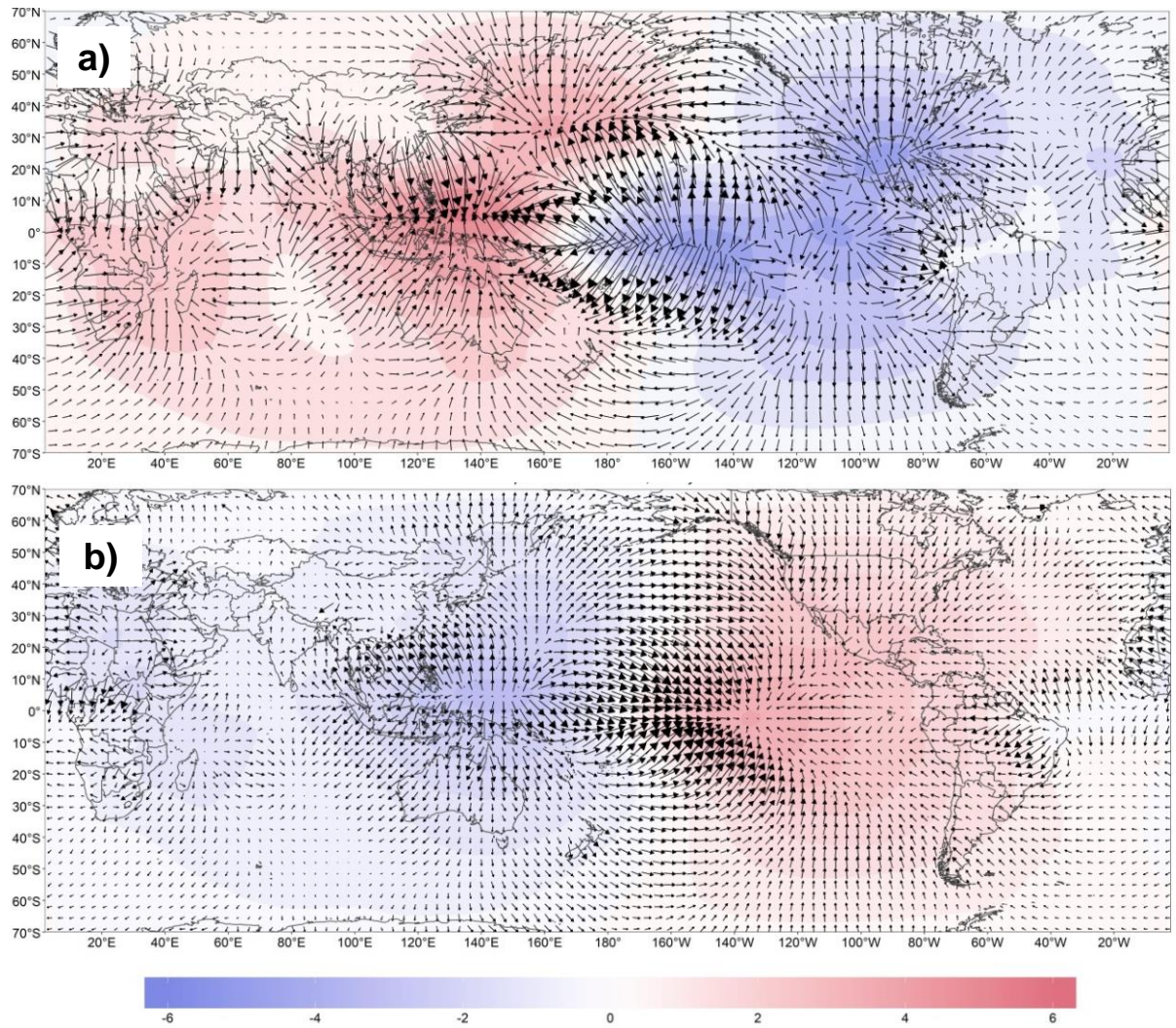


Figura 23. Compuesto de anomalías durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992 de la velocidad potencial (sombreado) y viento divergente (vectores) en (a) 200 hPa y (b) 850 hPa.

En la Figura 24 se muestra las anomalías en la circulación del viento en los niveles altos, medios y bajos de la tropósfera. En 850 hPa (Figura 24c) se evidencia el fortalecimiento de los vientos del oeste y debilitamiento anómalo de los vientos alisios del sureste, el cual arrastra el calentamiento del este de Australia hacia la región central del océano Pacífico ecuatorial. Se caracterizó por presentar anomalías de hasta 12 m/s.

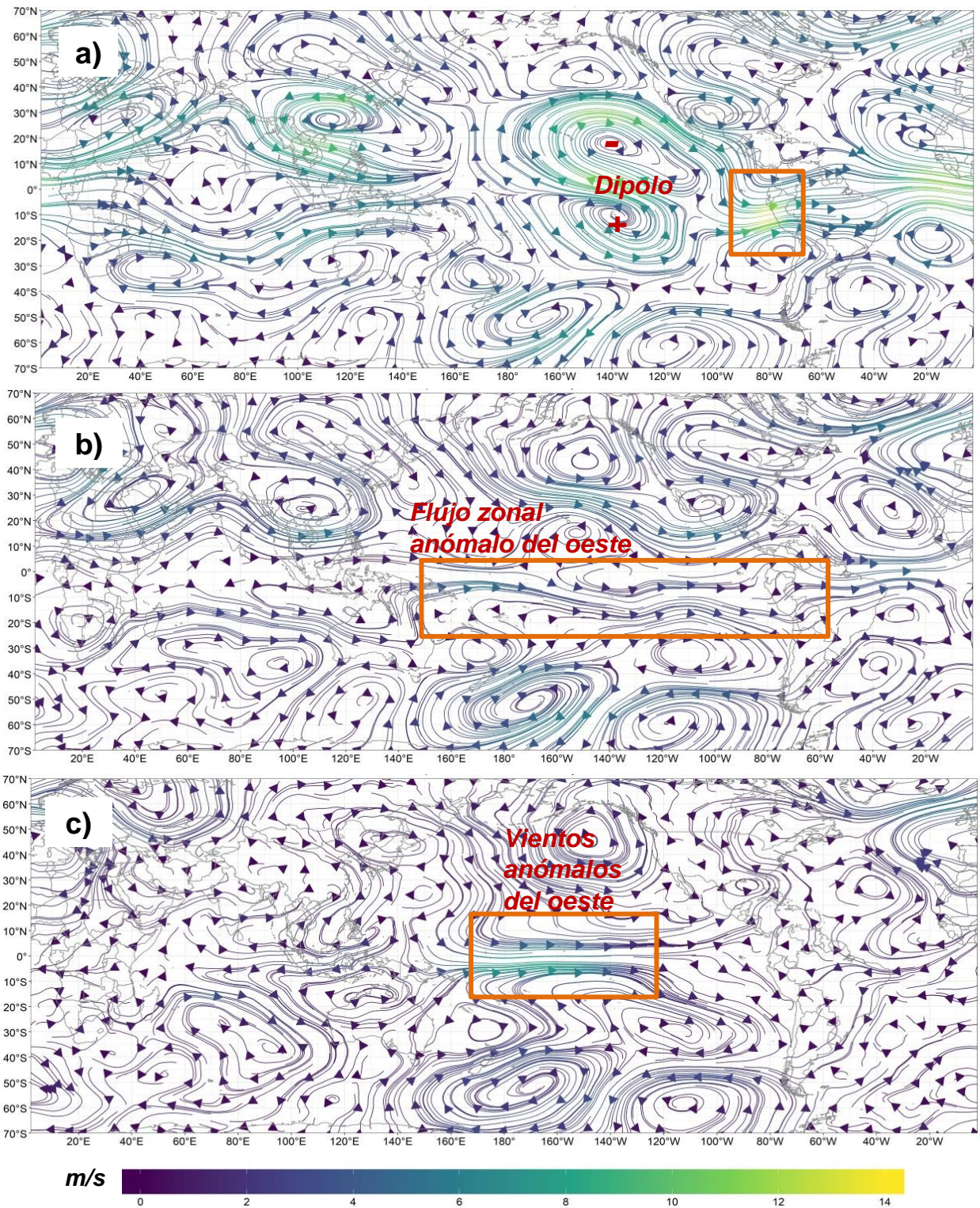


Figura 24. Compuesto de anomalías del flujo de vientos durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992 en (a) 200 hPa, (b) 500 hPa y (c) 850 hPa.

Es preciso considerar que en 200 hPa (Figura 24a) se observó un dipolo de dos sistemas anticiclónicos ubicados en el océano Pacífico ecuatorial central. Este patrón anómalo está de acuerdo con el modelo idealizado por Gill en 1980, donde además es evidente un desestablecimiento de la AB sobre Sudamérica. Asimismo, se presentó un intenso pulso de vientos anómalos del oeste favorecido por este sistema de anticiclones apoyado por una circulación ciclónica al suroeste del Perú que alcanzó anomalías superiores a 14 m/s. La configuración presentada jugó un rol dominante en el bloqueo de humedad desde la cuenca Amazónica y Atlántico.

En 500 hPa (Figura 24b), sobre el área de estudio se observó la presencia de una dorsal configurada sobre la SSP que ha sido replegada por el sistema de baja presión mencionado, y de acuerdo con Garreaud y Aceituno (2000) influyendo en la deficiencia de precipitaciones en los Andes.

Complementando el análisis de macroescala, se presenta la Figura 25 que muestra la anomalía de la función corriente (componente rotacional del flujo atmosférico) en 200 hPa, en ella se evidencia la estructura vertical con centros anómalos de baja presión en todo el globo, dominando el patrón de dipolo en el océano Pacífico central.

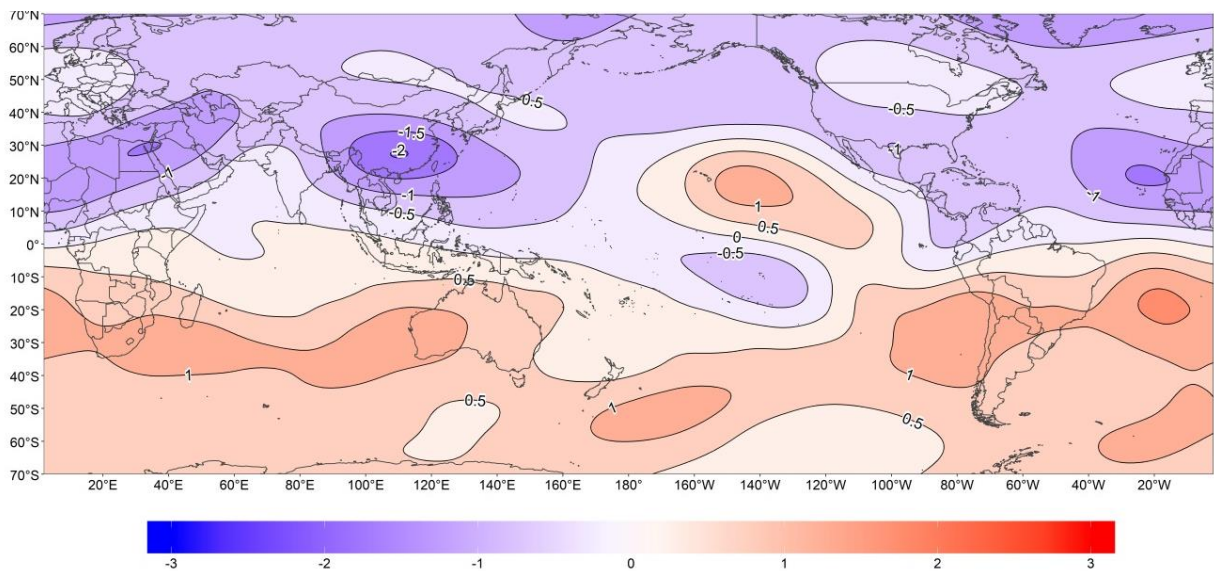


Figura 25. Compuesto de anomalías del flujo rotacional del viento (función corriente) en 200 hPa durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.

Finalmente, las condiciones atmosféricas en respuesta a cambios en la superficie del océano Pacífico ecuatorial central-oriental favoreció la deficiencia de precipitaciones muy marcada en la SSP como se verifica en la Figura 26.

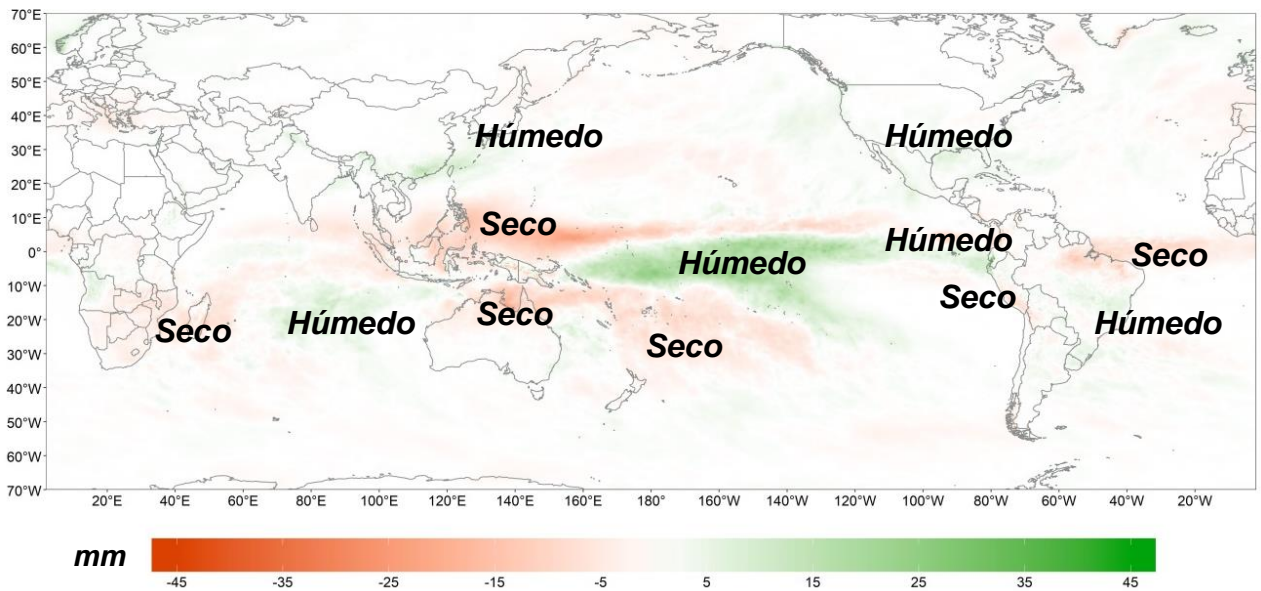


Figura 26. Compuesto de anomalías de la precipitación acumulada durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.

a) Análisis de la Circulación de Walker

En la Figura 27 se muestra el desplazamiento de las zonas ascendentes y descendentes del viento vertical, modificando la estructura de Walker entre los 5°N-5°S. El compuesto de las anomalías de la velocidad vertical y viento zonal da cuenta de la presencia de un máximo de movimiento ascendente en el océano Pacífico ecuatorial central (170°E y 110°W) favorable para la convección y formación de nubosidad de gran desarrollo vertical, cuando normalmente para la época de verano austral, los mayores valores de velocidad vertical se encuentran sobre Indonesia (100°E-180°E).

Esta intensa actividad generó a su vez dos zonas anómalas de fuerte movimiento vertical descendente máximos entre 80°E-160°E y sobre 70°W-40°W asociadas a condiciones secas y de subsidencia suprimiendo la actividad convectiva; respecto al resto de regiones, las anomalías evidencian valores de velocidad vertical y vectores de viento zonal divergente débiles próximos a cero. El ramal descendente sobre Indonesia muestra un importante intercambio zonal anómalo de oeste a este (160°E-180°), mientras que en el lado

Sudamericano y Caribe, el flujo este a oeste es débil pero consistente con el ramal de ascenso sobre la región central-oriental del océano Pacífico (60°W-80°W).

De acuerdo con Weng et al. (2008), durante un evento El Niño tipo Modoki se produce una doble celda de Walker sobre el Pacífico central, lo obtenido en los resultados de las Figuras 27, 28 y 29 confirmar esta ramificación de la circulación.

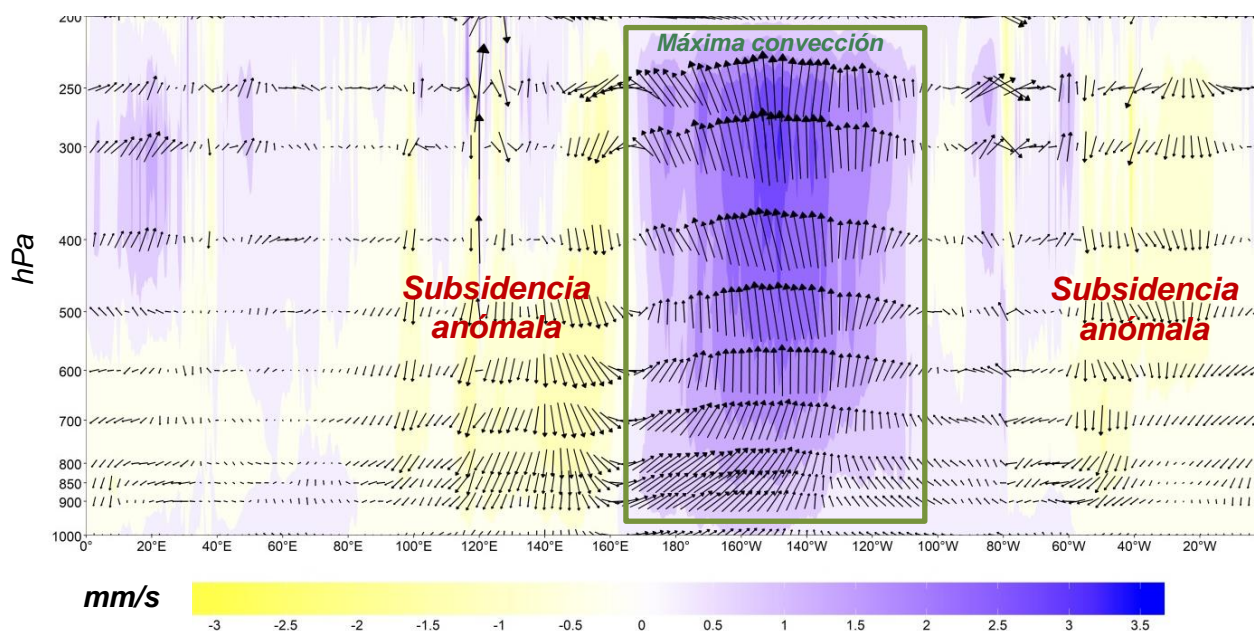


Figura 27. Circulación anómala de Walker promedio entre 5°N-5°S: Compuesto de anomalías de la velocidad vertical (mm/s) sombreado y viento zonal divergente (m/s) en vectores durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.

Lo observado en el transecto 5°N-5°S fue contrastado con un promedio de mayor área entre los 15°N-15°S (Figura 28), donde se observó que esta estructura se mantiene principalmente en dos áreas marcadas con un ramal subsidente sobre Australia e Indonesia (120°E-160°E) y ascendente sobre el Pacífico central. Sobre el área de la SSP (76°W-69°W) en la columna vertical se observa con menor intensidad el movimiento descendente anómalo, poniendo en evidencia la presencia de la alta subtropical fortalecida y movimiento divergente en superficie.

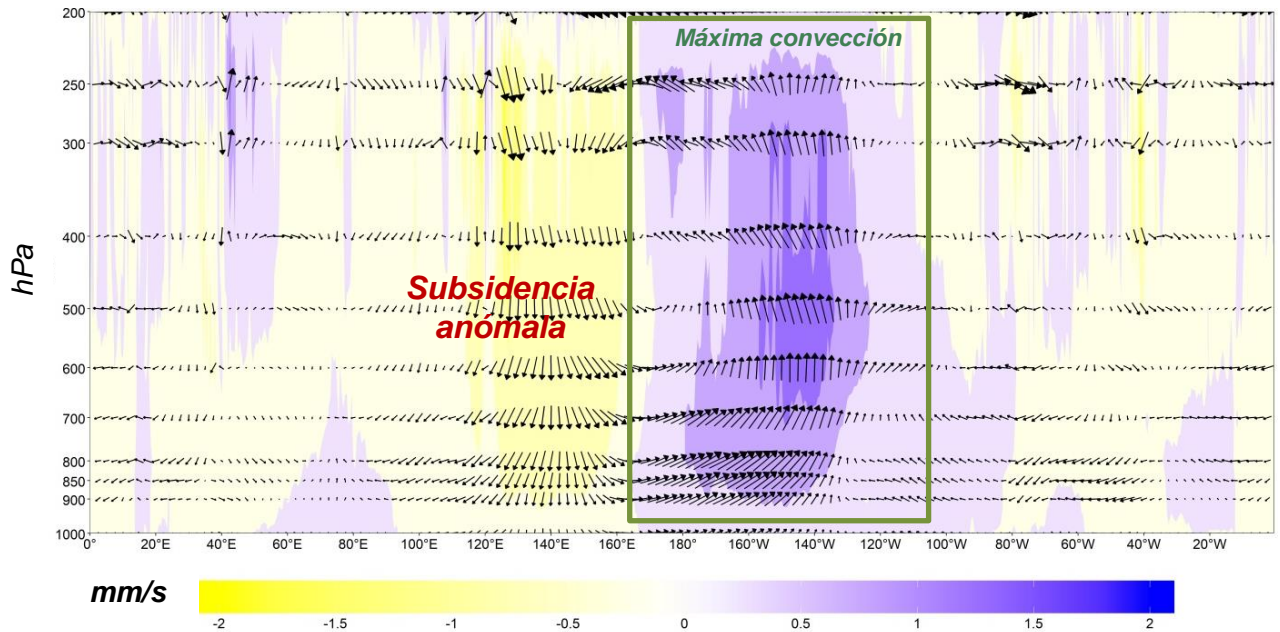


Figura 28. Circulación anómala de Walker promedio entre 15°N-15°S: Compuesto de la velocidad vertical (mm/s) sombreado y viento zonal divergente (m/s) en vectores durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.

Finalmente, en un análisis de la anomalía de esta circulación promediada entre los 10°S-20°S próxima a latitudes de la SSP se pudo verificar la presencia de un movimiento vertical descendente de mayor intensidad asociado a la subsidencia en la SSP entre los 60°W-100°W donde se presentaron valores descendentes de movimiento vertical ubicado también sobre 20°W-40°W. Es suma, sobre Sudamérica se ubicaron dos marcados movimientos, el primero sobre Perú y Bolivia de carácter descendente, mientras que, en Brasil, movimientos ascendentes, asociándose a un ramal subsidente en el lado Atlántico (Figura 29).

Cabe resaltar que los patrones marcados entre Australia y el océano Pacífico central sufrieron modificaciones respecto a lo observado entre 15°N-15°S, ya que la subsidencia se evidenció sobre el lado australiano (120°E-160°E) y las zonas ascendentes más intensas sobre 150°W-130°W (región 3.4). El área del Anticiclón del Pacífico Sur es representada en la imagen entre los 80°W-100°W, mostrando una configuración más débil de lo usual.

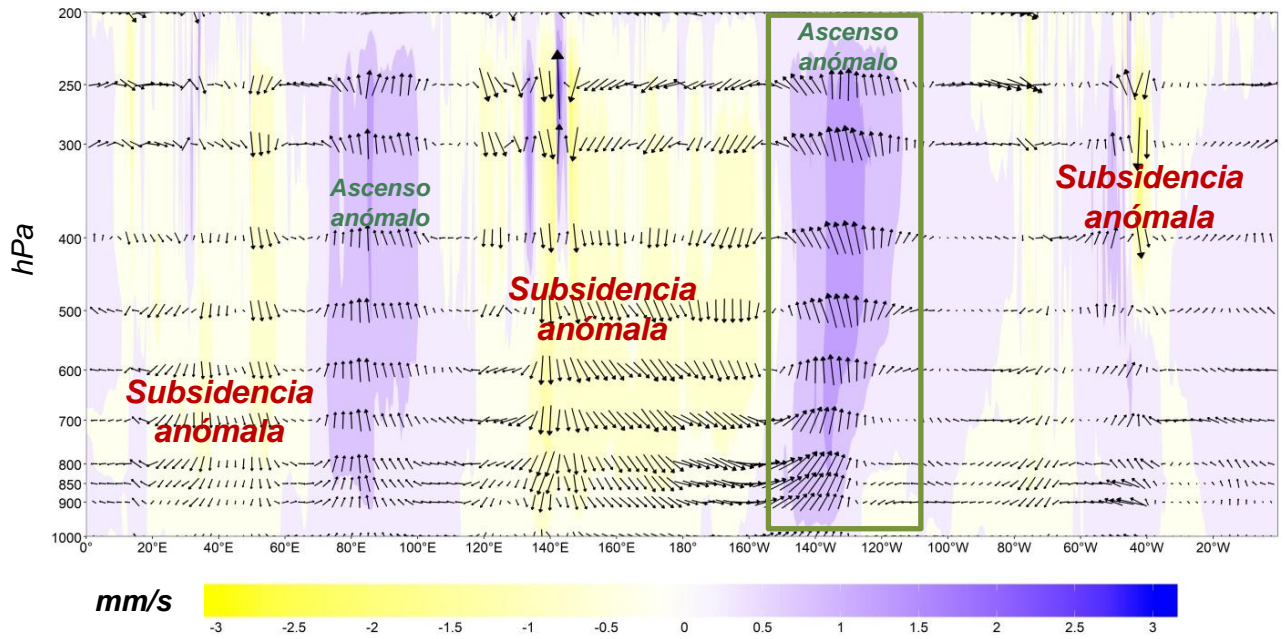


Figura 29. Circulación anómala de Walker promedio entre 10°N-20°S: Compuesto de anomalías de la velocidad vertical (mm/s) sombreado y viento zonal divergente (m/s) en vectores durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.

b) Análisis de la Circulación de Hadley

La respuesta extratropical fue analizada mediante la estructura de la circulación de Hadley y Ferrel. En la Figura 30, se muestra un promedio de la velocidad del viento vertical y el viento meridional entre 120°W-170°W que coincide con el área central del océano Pacífico de donde se observó notables cambios en la circulación. La respuesta de la convección anómala forzada entre el ecuador y 10°S, mientras que el flujo divergente en tropósfera alta termina por descender entre 20°S-40°S, esta celda es más marcada con diferencia al hemisferio norte, donde se aprecia una zona subsidente anómala entre el ecuador y 10°N.

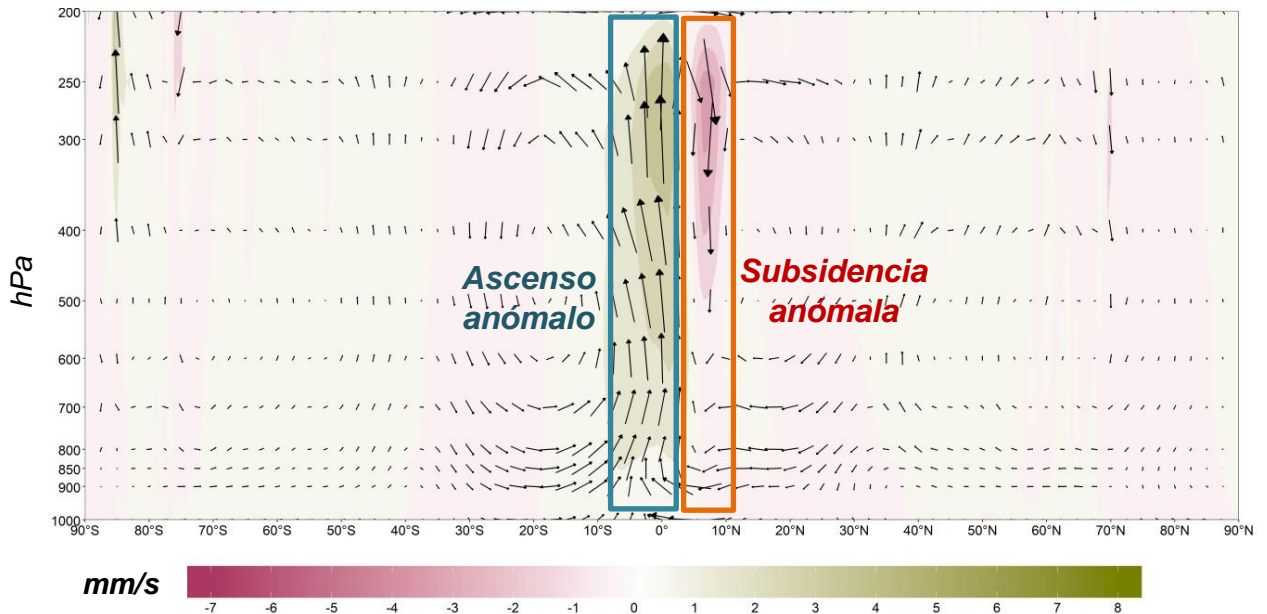


Figura 30. Circulación anómala de Hadley promedio entre 120°W-170°W: Compuesto de anomalías de la velocidad vertical (mm/s) sombreado y viento meridional divergente (m/s) en vectores durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.

En la Figura 31, se muestra el corte longitudinal promedio próximo a la SSP (69°W-76°W), donde se evidencia que, en promedio, los movimientos de ascenso y descenso vertical producto del intercambio de energía meridional no son de fuerte intensidad con excepción de latitudes altas próximo a los 70° y 90° norte y sur.

Debido a la modificación observada en la estructura de Walker, la rama ascendente y descendente de Hadley comúnmente conocidas entre el ecuador y 30°S respectivamente también se vieron alteradas, se pudo identificar que solo una pequeña zona ascendente de débil intensidad se posicionó sobre los 5°S-10°S asociada a la ZCIT, mientras que la señal de descensos se sobrepuso no tan claramente próximo a los 10°S y 20°S. Durante este evento se evidencia la baja actividad de intercambio meridional en las células de Hadley y Ferrel no solamente en el hemisferio sur, sino también en el hemisferio norte, donde dominaron los movimientos verticales ascendentes de 20°N-50°N y de 80°N-90°N.

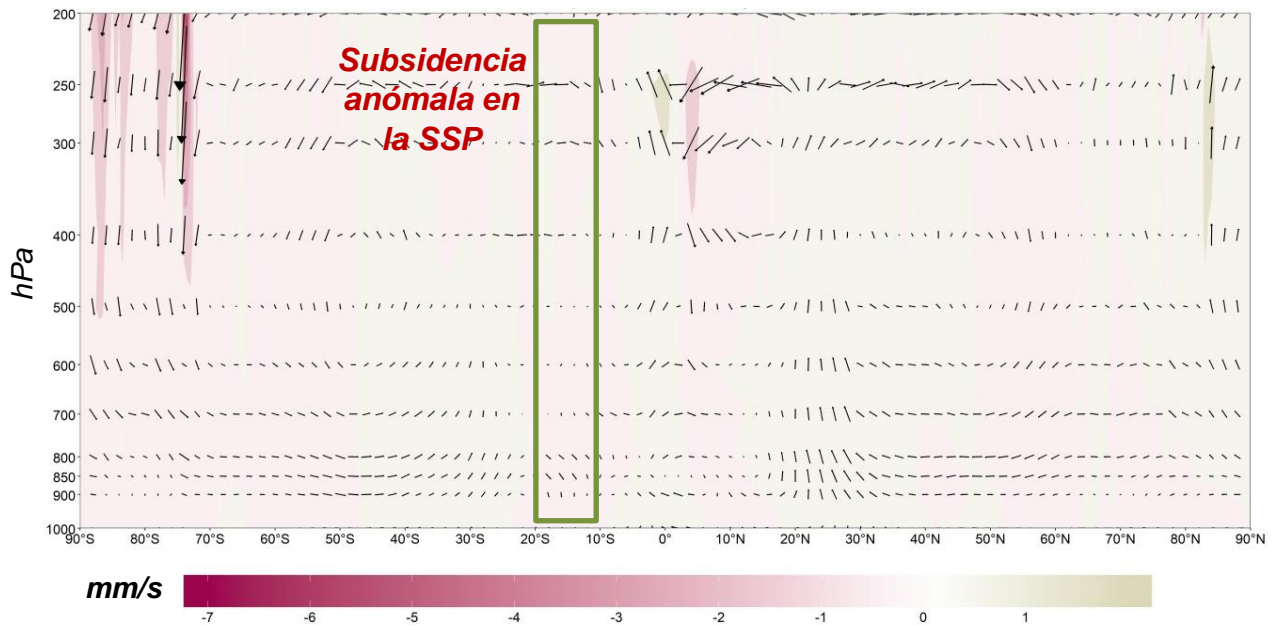


Figura 31. Circulación anómala de Hadley promedio entre 60°W-80°W: Compuesto de anomalías de la velocidad vertical (mm/s) sombreado y viento meridional divergente (m/s) en vectores durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.

4.2.3. Análisis de la dinámica regional

En la Figura 32, se muestra la anomalía de las variables divergencia/convergencia (1/s) sobre el territorio peruano. En los niveles altos de la tropósfera (Figura 32a), los valores negativos indican presencia de la actividad convergente no sólo en la SSP, sino también hacia la sierra norte y centro del país, así como también la selva norte, centro y parte de la sur con excepción de Madre de Dios, favoreciendo la subsidencia en la región de estudio.

En contraste, en la tropósfera baja (Figura 32b), las anomalías divergentes (valores positivos) se ubicaron con mayor intensidad sobre la Cordillera de los Andes y su lado occidental.

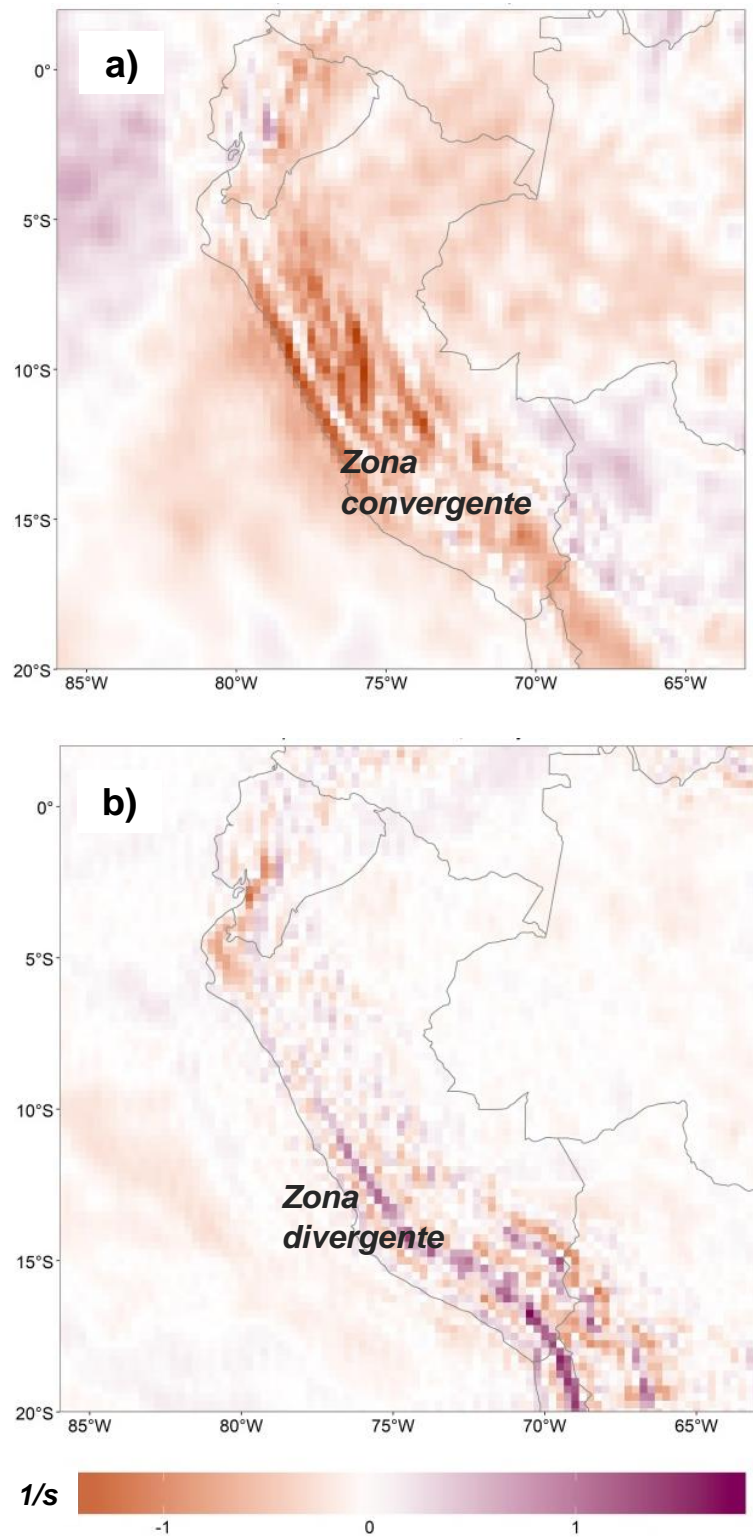


Figura 32. Compuesto de anomalías de la divergencia (1/s) anómala durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992 en a) 200 hPa y b) 850 hPa.

En la Figura 33a se muestra escaso contenido de humedad durante los veranos de 1983, 1990 y 1992, asimismo, en la Figura 33b se ilustra el flujo de viento anómalo en líneas de corriente (m/s) en 500 hPa donde se ve configurada una dorsal anómala extendida sobre la SSP situando su eje sobre la vertiente occidental de la Cordillera de Los Andes.

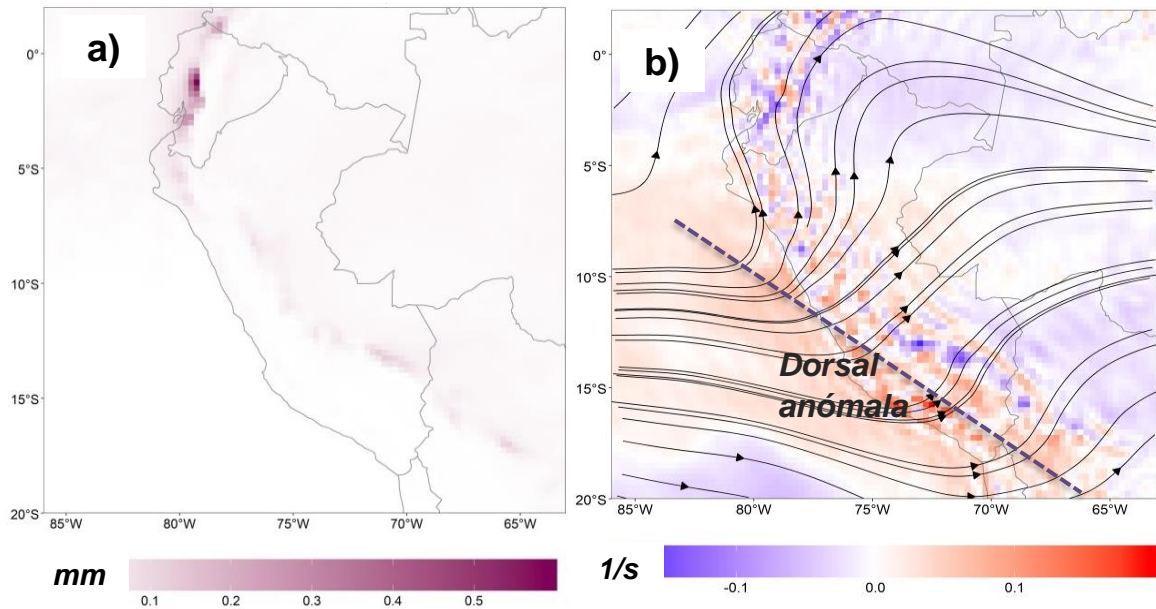


Figura 33. Compuesto de la anomalía de (a) agua precipitable, (b) vorticidad relativa (1/s) y anomalía de líneas de corriente en 500 hPa durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.

Finalmente, la Figura 34 muestra como indicador de la estabilidad atmosférica el análisis de la temperatura potencial equivalente, la cual evidenció la respuesta al calentamiento adiabático inducido por un patrón de subsidencia anómala desde altos niveles troposféricos con una extensión anómala hacia latitudes subtropicales y principalmente sobre la vertiente del Pacífico. Los valores altos de la temperatura potencial anómala se encontraron entre 400 hPa y 300 hPa, que caracterizó la configuración de dorsal anómala de niveles posicionada sobre la SSP.

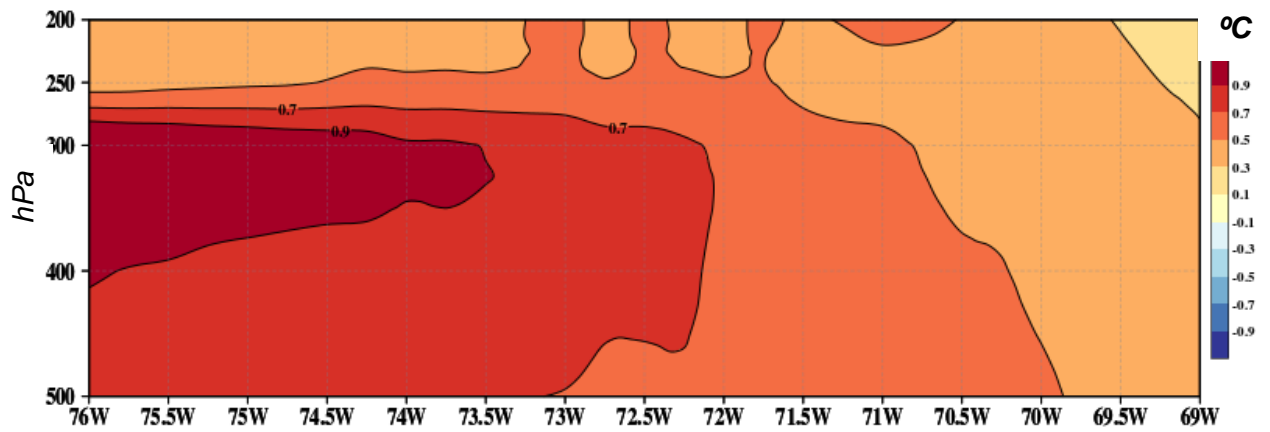


Figura 34. Corte vertical: Compuesto de la anomalía de temperatura potencial equivalente (°C) durante el verano austral de 1983, 1990 y 1992.

A partir de todo el conjunto de resultados, se estableció un modelo conceptual de la ocurrencia de sequías meteorológicas en la SSP ocurridas en promedio en los años 1983, 1990 y 1992 durante el verano austral (EFM) propuesta en la Figura 35.

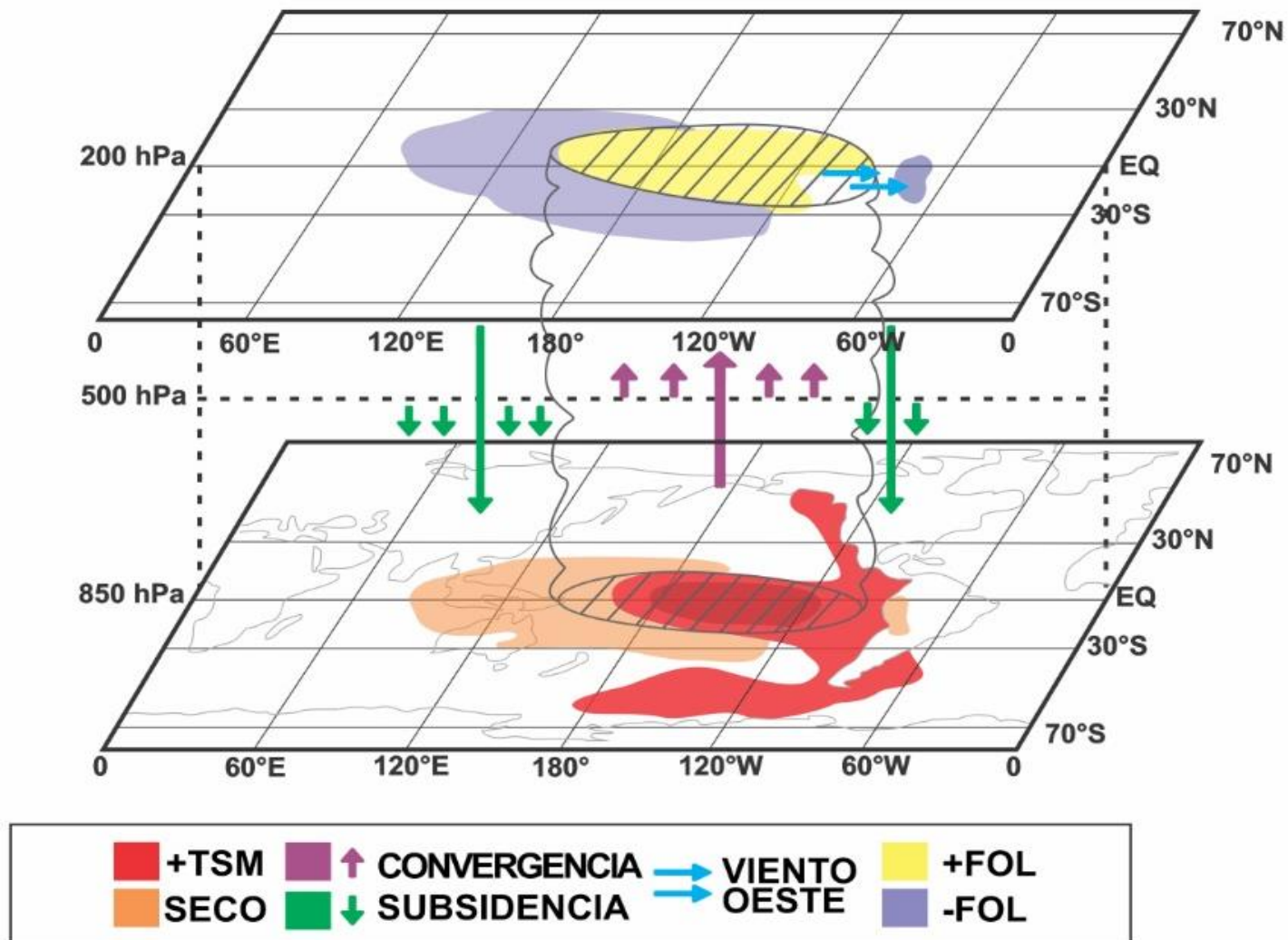


Figura 35. Modelo conceptual de ocurrencia de sequías meteorológicas extremas en la SSP (Compuesto del verano austral de los años 1983,1990 y 1992).

V. CONCLUSIONES

Las conclusiones estarán enlazadas a los objetivos específicos planteados:

Objetivo Específico 1: Categorizar la magnitud de las sequías meteorológicas utilizando la anomalía estandarizada de precipitación en la sierra sur del Perú durante el verano austral del periodo 1980-2019.

Se detectaron 37 valores erróneos en los datos diarios de precipitación en 9 estaciones meteorológicas del SENAMHI, los cuales fueron detectados a través del uso de los test estadísticos PCUP y PCGA del software AndesQC y corregidos verificando las observaciones de las planillas climatológicas.

Mediante el cálculo de la anomalía estandarizada de precipitación se determinó que los eventos extremadamente secos en la SSP (con deficiencias mayores o iguales al 46% del acumulado normal) se presentaron en el verano austral (enero-marzo) de los años 1983, 1990 y 1992.

Se encontró que dentro del periodo 1980-2019, se han presentado mayor cantidad de veranos con sequías meteorológicas; sin embargo, en la última década, predominaron los eventos húmedos en un 70 por ciento.

Objetivo Específico 2: Determinar los patrones oceánico-atmosféricos y teleconexiones asociadas a las sequías meteorológicas extremas en la sierra sur del Perú durante el verano austral del periodo 1980-2019.

Las correlaciones espaciales simultáneas de Spearman en el periodo 1980-2019 entre la TSM el Índice de la SSP permitieron encontrar las principales fuentes de variabilidad de las precipitaciones durante el verano austral en la SSP. Con un nivel de confianza de 95 por ciento, se evidenció una fuerte correlación positiva (+0.7) con la TSM en el océano

Pacífico norte en dirección noreste y en el área cercana a la Zona de Convergencia del Pacífico Sur que en conjunto forman una “v” invertida o recostada, asimismo, se encontró una fuerte correlación inversa (-0.6) con la región central-oriental (180°-80W/10°N-10°S) y sur (180°-100°W/50°S-70°S) del océano Pacífico. En menor extensión se pudo establecer correlaciones significativas moderadas positivas de +0.4 en el océano Atlántico sur (20°W-40°W/30°S-40°S), Índico sur (60°E-80°E/30°S-40°S) y sobre el océano circundante a Australia y Nueva Zelanda (140°E-170°E/45°S-55°S).

Las correlaciones espaciales simultáneas de Spearman en el periodo 1980-2019 entre la radiación saliente en onda larga e Índice de la SSP también permitió confirmar la influencia de la interacción océano-atmósfera que mediante teleconexiones, influye en la variabilidad de las precipitaciones en la SSP. La variable FOL indicó que las condiciones secas en la SSP están relacionadas directamente a el escape de radiación en onda larga en el océano Índico, Pacífico norte y Pacífico sur (+0.7 a +0.8); mientras que en el Pacífico central muestra una relación inversa (-0.7).

Las correlaciones espaciales simultáneas de Spearman en el periodo 1980-2019 entre la altura geopotencial y el Índice de la SSP en niveles bajos de la tropósfera (850 hPa) evidenciaron correlaciones de moderadas a fuertes (+0.4 a +0.6) con el océano Pacífico central e Índico central, observándose que una disminución de presiones sobre estas regiones favorece el establecimiento de sequías meteorológicas en la SSP.

Las correlaciones espaciales simultáneas de Spearman en el periodo 1980-2019 entre la altura geopotencial y el Índice de la SSP en niveles altos de la tropósfera (200 hPa) permitieron identificar que las presiones sobre la SSP suelen incrementar cuando también se incrementa sobre el océano Pacífico central-oriental, favoreciendo la subsidencia; el caso opuesto ocurre con el Pacífico occidental e Índico, donde la subsidencia en la SSP está asociada a una disminución de presiones en estas dos regiones.

Se estableció una fuerte correlación ($|r| > 0.5$) entre el Índice de la SSP los índices climáticos NIÑO3, NIÑO4, NIÑO3.4, C, IOS y ONI durante el periodo EFM de 1980-2019 con una significancia estadística superior a 95 por ciento. Con excepción del índice IOS, la relación encontrada fue inversa.

Se identificó una correlación moderada entre el Índice de la SSP con el índice IPO y NIÑO1+2 durante el periodo EFM de 1980-2019 con una significancia estadística superior a 95 por ciento de -0.3 y -0.36 respectivamente.

A nivel temporal, las anomalías alcanzadas en los años 1983, 1990 y 1992 entre el Índice de la SSP y los índices ONI, C, NIÑO3.4, NIÑO1+2 e IOS estuvieron en fase, es decir, respondieron directamente a los eventos extremos secos, lo que indica un gran potencial como herramienta predictiva.

El mecanismo de teleconexión asociado a las sequías meteorológicas extremas en la SSP tiene como principal fuente de energía el sobrecalentamiento anómalo de la TSM en la región central-oriental del océano Pacífico ecuatorial que induce una doble ramificación de la circulación de Walker ubicando su ramal subsidente en la cuenca Amazónica y océano Atlántico tropical causando a su vez una modificación de la circulación de Hadley entre 20°S y 40°S.

El patrón de circulación de vientos en 850 hPa como respuesta a estos mecanismos de teleconexión se caracterizó por un pulso intenso de vientos anómalos del oeste que debilitó los vientos alisios. En niveles medios (500 hPa) evidenció un flujo zonal anómalo de vientos del oeste y una dorsal configurada sobre la SSP. En tropósfera alta (200 hPa), se estableció un marcado dipolo de dos circulaciones anticiclónicas sobre el océano Pacífico ecuatorial central que favoreció el ingreso de vientos anómalos superiores 14 m/s.

A nivel regional, sobre la SSP durante los eventos extremos de sequías se presentó un escaso contenido de humedad, anomalías divergentes en tropósfera alta y estabilidad atmosférica en su estructura vertical, principalmente en el lado occidental de la Cordillera de los Andes.

VI. RECOMENDACIONES

De los resultados obtenidos en la investigación presentada se recomienda lo siguiente:

- Emplear la metodología planteada para determinar los patrones oceánico-atmosféricos y teleconexiones asociadas a eventos de lluvias extremas o sequías en otras regiones del Perú.
- Evaluar el uso de los índices de teleconexión mejor correlacionados espacial y temporalmente como potenciales predictores estacionales de eventos extremos de sequías en la SSP durante el periodo EFM.
- Realizar un análisis intra-estacional que pueda favorecer la comprensión de las sequías meteorológicas en la SSP antes y después del verano austral con el fin comprender la secuencia de dichos eventos.
- Investigar con mayor detalle los mecanismos de teleconexión en el año 1990.
- Realizar un análisis más profundo de la influencia de las teleconexiones mediante ondas Rossby en el Perú con particular énfasis en la SSP.
- Evaluar los patrones océano-atmosféricos y teleconexiones identificadas en un contexto de cambio climático a través de simulaciones numéricas.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- Aceituno P., Montesinos A. 1993. Análisis de la Estabilidad de la Relación entre la Oscilación del Sur y las Precipitaciones en América del Sur", en Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines, 22(1): 53-64.
- Aguilar, E. (2013). Control de calidad con AndesQC. Tests implementados. ERV de Tarragona, España.
- AEMET (Agencia Estatal de Meteorología). (2015). Manual de uso de términos meteorológicos. España.
- Alexander, M. A., Bladé, I., Newman, M., Lanzante, J. R., Lau, N. C., & Scott, J. D. (2002). The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air–sea interaction over the global oceans. *Journal of climate*, 15(16), 2205-2231.
- AMS (American Meteorological Society). (2000). Glossary, 2nd edition, Allen Press, Lawrence, KS.
- ANA (Autoridad Nacional del Agua). (2013). Informe Nacional del Perú: Las condiciones de sequía y estrategias de gestión en el Perú.
- Barreto, S. C. (2016). Comportamiento de la Alta de Bolivia hacia finales del siglo XXI bajo el escenario de emisión RCP8.5. Tesis Ing. Perú, UNALM. 105p.
- BID. (2016). Nota Técnica N° 951: Es Niño! Impacto económico en la Región Andina/Lucía Martín.
- Huang, B., Thorne, P.W., Banzon, V.F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J.H., Menne, M.J., ... & Zhang, H.-M. (2017). NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST).
- Version 5. [indicate subset used]. NOAA National Centers for Environmental Information. doi:10.7289/V5T72FNM [acceso 15 julio 2019]

- Barradas, A. & Tejeda, A. (2008). Variabilidad Climática y Teleconexiones. Una revisión Bibliográfica. Universidad de Maryland y Veracruzana. Disponible: <https://es.slideshare.net/walterdry/captulo-3-2-variabilidad-climtica-y-teleconexiones>
- Brack, A. & Mendiola, C. (2000). Ecología del Perú. Parte II. Las regiones naturales del Perú. Bruño, Lima, Perú. 169 pp
- Bjerkness, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific. *Mon. Weather Rev.*, 97(3):163-172.
- Caviedes, C.N. (2001). *The Niño in History: Storming through the Ages*. Gainesville: University Press of Florida.
- CENEPRED (Centro Nacional de Estimación, Prevención y Reducción del Riesgo de Desastres). (2015). Informe de Escenario de Riesgo por Sequía ante un Fenómeno El Niño para el periodo enero-marzo 2016.
- Coelho, C., Prestrelo de Oliveira, C., Ambrizzi, T., Reboita, M., Carpenedo, C., Campos, J., Tomaziello, ... & Rehbein, A. (2016). The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. *Climate Dynamics*. 46. 3737-3752. 10.1007/s00382-015-2800-1.
- CIIFEN (Centro Internacional para la Investigación del Fenómeno El Niño). (2014). Metodología para la Estimación de Vulnerabilidad en Ecuador, Perú y Bolivia, Proyecto Información de cambio climático y biodiversidad para el fomento de políticas públicas de conservación y adaptación en la región de los Andes Tropicales, p 1-67.
- C3S (Copernicus Climate Change Service). (2017): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS).
- Feng, L. & Li, T. & Yu, W. (2014). Cause of severe droughts in Southwest China during 1951–2010. *Climate Dynamics*. 43. 10.1007/s00382-013-2026-z. Figueroa, S.N.; Saty Amurity, P.; Silva Dias, P.L. 1995. Simulations of the summer circulation over the South American region with an ETA coordinate model. *J. Atmos. Sci.*, v.52:1573-1584.
- Ferrel, W. (1856). An essay on the winds and currents of the ocean. *Nashville Journal of Medicine and Surgery*, 4: 7-19

- Garreaud, R. (1999). Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes Mon. Weather Rev. 127901–21.
- Garreaud, R. (2000). Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the South American Altiplano Mon. Weather Rev. 1283337–46.
- Garreaud, R., Aceituno, P. (2001). Internnual Rainfall Variability over the South American Altiplano. Journal of climate.
- Garreaud, R., Vuille, M. & Clement, A. 2003. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes Palaeoclimatology 194 5–22.
- Garreaud, R. (2009). The Andes climate and weather Adv. Geosci. 223–11.
- Gill, A.E. (1980). Some simple solutions for heat induced tropical circulation, Q. J. R. Meteorol. Soc., 106, 447-462.
- Hadley, G. (1735). On the Cause of the General Trade Winds. Philosophical Transactions of the Royal Society. <https://doi.org/10.1098/rstl.1735.0014>
- Holton, J. (2004). An Introduction to Dynamic Meteorology. Estados Unidos, Elsevier Academic Press. 535p. ISBN: 0123540151.
- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., & Zhang, H. M. (2017).. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 (ERSSTv5), Upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20), 8179-8205, doi: 10.1175/JCLI-D-16-0836.1
- INDECI (Instituto Nacional de Defensa Civil). (2014). Boletín Estadístico Virtual de la Gestión Reactiva del INDECI.
- INEI (Instituto Nacional de Estadística e Informática). (2017). Resultados finales de los Censos XII de Población, VII de Vivienda y III de Comunidades Indígenas.
- IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático). (2013). Cambio climático 2013: Bases físicas. Resumen para responsables de políticas, 204 pg.
- IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático). (2014). Anexo II: Glosario [Mach, K.J., S. Planton y C. von Stechow (eds.)]. En: Cambio climático 2014: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo principal de redacción, R.K. Pachauri y L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Ginebra, Suiza, págs. 127-141.

- Knauss J. & Garfield, N. (2016). *Introduction to Physical Oceanography: Third Edition*. Waveland Press. ISBN: 1478634758, 9781478634751.
- Kousky, V.E. & Higgins, R.W. (2007). An Alert Classification System for Monitoring and Assessing the ENSO Cycle. *Wea. Forecasting*, 22, 353–371. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/WAF987.1>
- Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E. & Mosquera, K.. (2008). El Niño-related precipitation variability in Perú, *Aduv. Geosci.*, 14: 231-237.
- Lavado, C.W.S. & Espinoza, J.C. (2014). Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007), *Revista Brasileira de Meteorologia*, aceptado.
- Ledesma J. (2011). *Principios de Meteorología y Climatología*. España, Ediciones Paraninfo S.A. 552p. ISBN: 9788497325660.
- Lenters, J. & Cook, K.H. (1997). On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate *J. Atmos. Sci.* 54 656–77.
- Lenters, J.D. & Cook, K.H. (1999). Summertime precipitation variability over South America: Role of large-scale circulation, *Mon. Weather Rev.*, 127, 409–431.
- León, K. B. (2014). Análisis espacio-temporal de las precipitaciones y caudales durante los eventos El Niño (1982-83 y 1997-98) en la costa norte peruana (Tesis para optar el título profesional de Ingeniero Agrícola). Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.
- Mc Phaden, M.J. (2002). “El Niño and La Niña: Causes and Global Consequences”. In: *Encyclopedia of Global Environmental Change*, Wiley and Sons, LTD., Chichester, UK, 1: 353-370.
- Marshall, J. & Plumb, R. (2008). *Atmosphere, Ocean, and Climate Dynamics: An Introductory Text*. Vol 93. ISBN 978-0-12-558691-7.
- Mestre, O., Domonkos, P., Picard, F., Auer, I., Robin, S., Lebarbier, E., ... & Klancar, M. (2013). HOMER: a homogenization software in R- methods and applications. *IDÖJÁRÁS - Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, 117(1): 47-67.
- METED. (2016). *Introducción a la meteorología tropical Segunda Edición versión 4.0* (en línea). COMET. Consultado 15 abril de 2019. Tomado de https://www.meted.ucar.edu/training_course.php?id=53
- MINAM (Ministerio del Ambiente). (2014). Perú país de montaña, los desafíos frente al cambio climático.

- MINAM (Ministerio del Ambiente). (2016). Estrategia Nacional de lucha contra la desertificación y la sequía.
- Montesinos A., Kurgansky, M., Muñoz, C. & Takahashi K. (2011). Non-ENSO interannual rainfall variability in central Chile during austral winter.
- Mortensen, E., Wu, S., Notaro, M., Vavrus, S., Montgomery, R., De Piérola, J., & Block, P. (2018). Regression-based season-ahead drought prediction for southern Peru conditioned on large-scale climate variables. *Hydrology and earth system sciences*, 22(1), 287.
- OMM (Organización Mundial de Meteorología) (2006). Vigilancia y alerta temprana de la sequía: Conceptos, progresos y desafíos futuros. OMM-N°1006.
- OMM (Organización Mundial de Meteorología) (2010). Guía del Sistema Mundial de Observación. OMM-N°488. Actualizado en el 2017.
- OMM (Organización Mundial de Meteorología). (2011). Guía de Prácticas Climatológicas. OMM-N°100.
- OMM (Organización Mundial de Meteorología). (2014). Plan de Ejecución Mundial para los Servicios Climáticos.
- OMM (Organización Meteorológica Mundial) y Asociación Mundial para el Agua. (2016). Manual de indicadores e índices de sequía (M. Svoboda y B.A. Fuchs). Programa de gestión integrada de sequías, Serie 2 de herramientas y directrices para la gestión integrada de sequías. Ginebra.
- Peixoto, J.P. & Oort, A.H. (1992). *Physics of Climate*. American Institute of Physics; Edición: 1st (1 de febrero de 1992). ISBN-10: 0883187124.
- PREDES (Centro de Estudios y Prevención de Desastres). (2011). Cartilla de seguridad Preparándonos ante las sequías. Tomado de <http://www.predes.org.pe/predes/cartilla%20sequias.pdf>
- Heim, R.R. (2002). A Review of Twentieth Century Drought Indices Used in the United States, American Meteorological Society, 1041 pg.
- Ramage, C.S. (1995). *Forecasters Guide to Tropical Meteorology* (AWS TR 240 Updated). Technical Report. ISBN-10: 1481955659.
- Rutllant, J.A., Fuenzalida, H. & Aceituno, P. (2003). Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: the 1997–1998. *Dinámica del Clima de la Región de Antofagasta (DICLIMA) experiment J. Geophys. Res.* 108 4538.

- Rodwell, M. J., Rowell, D.P. & C. K. Folland. (1999). Oceanic forcing of the winter North Atlantic oscillation and European climate. *Nature*, 398, 320-323.
- Ropelewski, C. F. & M. S. Halpert. (1987). Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño Southern Oscillation, *Monthly Weather Review*, 115(8): 1606-1626.
- Sanabria J., Bourrel, L., Dewitte, B., Frappart, F., Rau, P., Solis, O. & Labat, D. (2018). Rainfall along the coast of Peru during strong El Niño events. *Int. J. Climatol*, 38: 1737-1747. doi:10.1002/joc.5292
- Seluchi, M. & J. Marengo, J. (2000). Tropical-Mid Latitude Exchange of Air Masses during Summer and Winter in South America: Climatic aspects and extreme events, *Int. J. Climatol*, 20, 1167-119.
- Silva, Y., Takahashi, K. & R. Chávez. (2008). Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes), *Advances In Geosciences*, 14: 261–264.
- SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú). (2000). Descripción de Sectorización del Perú - 16 sectores comprendidos en la costa, sierra y selva.
- SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú). (2016). Análisis de riesgo de sequías en el sur del Perú.
- SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú). (2019). Caracterización espacio temporal de la sequía en los departamentos altoandinos del Perú (1981-2018).
- Trenberth, K.E. (1984). Signal versus Noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* 112:326-332.
- Takahashi, K. (2004). The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997 — 1998 and 2002 El Niño, *Annales Geophysicae*, 22: 3917–3926.
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K. & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L10704, doi: 10.1029/2011GL047364.
- Toro. 2011. Gestión del riesgo de desastre edición para conferencia. Disponible: <http://siteresources.worldbank.org/INTPERUINSPANISH/Resources/PN-Vol-II-SD-RiesgodeDesastre.pdf>

- UCAR (University Corporation for Atmospheric Research). (2011). Introduction to tropical meteorology MetEd Program. Tomado de https://www.meted.ucar.edu/training_course.php?id=18
- UNALM (Universidad Nacional Agraria La Molina). (2007). Guía de prácticas de meteorología general. Facultad de Ciencias. Departamento de Ingeniería Ambiental, Física y Meteorología.
- UNESCO (Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la ciencia y la Cultura). (2018). Atlas de sequías de América Latina y el Caribe. 204p. Tomado de <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000265894>
- Wilhite D.A. & Buchanan-Smith M. (2005). Drought as a natural hazard: Understanding the natural and social context. In: Wilhite DA (ed) Drought and water crises: Science, technology, and management issues. CRC Press, Boca Raton, FL, pp 3–29.
- Veblen T.; Young, K.R. & Orme, A.R. (2007). The physical Geographic of South America, Oxford University Press.
- Vera C., Silvestri G., Barros V. & Carril A. (2003). Differences in El Niño Response over the Southern Hemisphere. *Journal of Climate*. Vol. 17, Nro. 9.
- Voituriez, B. (2003). Los Caprichos del océano: efectos sobre el clima y los recursos vivos, UNESCO 2003. ISBN 92-3-303877-7.
- Vuille M. (1999). Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation *Int. J. Climatol*. 19 1579–600.
- Vuille M, Bradley R. S. & Keimig F. T. (2000). Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing *J. Geophys. Res.: Atmos*. 10512447–60.
- Vuille, Mathias & Keimig, Frank. (2004). Interannual Variability of Summertime Convective Cloudiness and Precipitation in the Central Andes Derived from ISCCP-B3 Data. *Journal of Climate*.
- Wallace, J.; Hobbs, P. (2006). *Atmospheric Science*. Estados Unidos, Academic Press. 504p. ISBN: 9780127329512.
- Weng, H., Behera, S.K. & Yamagata, T. (2009). Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. *Clim Dyn* (2009) 32: 663. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0394-6>.

- Wilks, D. S. (2006). *Statistical Methods in the atmospheric sciences*. Second edition. Pp 47:48.
- Woodman, R. F. (1999). *Modelo estadístico de pronóstico de las precipitaciones en la costa norte del Perú. El Fenómeno El Niño. Investigación para una prognosis*, 1er encuentro de Universidades del Pacífico sur: Memoria, 93-108, Piura-Perú.

VIII. ANEXOS

Anexo 1: Estaciones meteorológicas ubicadas en la SSP

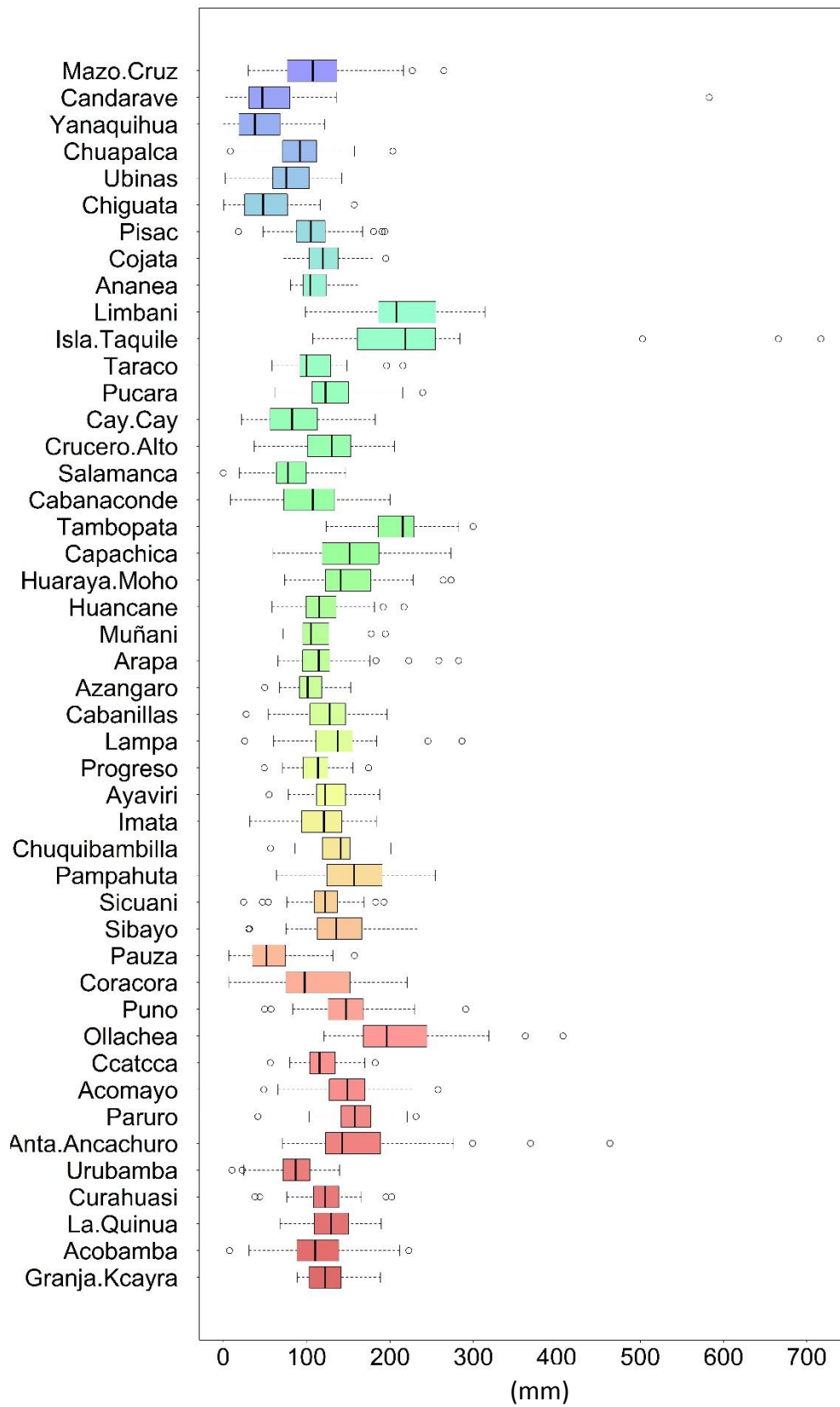
CODIGO	NOMBRE	DEPARTAMENTO	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD
607	GRANJA KCAYRA	CUSCO	-71.88	-13.56	3219
659	ACOBAMBA	HUANCAVELICA	-74.56	-13.85	3236
663	LA QUINUA	AYACUCHO	-74.14	-13.05	3240
677	CURAHUASI	APURIMAC	-72.73	-13.55	2763
683	URUBAMBA	CUSCO	-72.12	-13.31	3863
684	ANTA ANCACHURO	CUSCO	-72.22	-13.47	3340
686	PARURO	CUSCO	-71.84	-13.77	3084
687	ACOMAYO	CUSCO	-71.68	-13.92	3160
690	CCATCCA	CUSCO	-71.56	-13.61	3729
695	OLLACHEA	PUNO	-70.50	-13.80	2850
708	PUNO	PUNO	-70.01	-15.83	3812
743	CORACORA	AYACUCHO	-73.78	-15.01	3200
745	PAUZA	AYACUCHO	-73.34	-15.28	2484
755	SIBAYO	AREQUIPA	-71.46	-15.49	3806
759	SICUANI	CUSCO	-71.24	-14.25	3574
762	PAMPAHUTA	PUNO	-70.68	-15.48	4400
764	CHUQUIBAMBILLA	PUNO	-70.72	-14.78	3971
765	IMATA	AREQUIPA	-71.09	-15.84	4519
776	AYAVIRI	PUNO	-70.59	-14.87	3928
778	PROGRESO	PUNO	-70.02	-14.69	3980
779	LAMPA	PUNO	-70.37	-15.67	3892
780	CABANILLAS	PUNO	-69.97	-15.17	3920
781	AZANGARO	PUNO	-70.19	-14.91	3863
783	ARAPA	PUNO	-70.12	-15.14	3830
785	MUÑANI	PUNO	-69.95	-14.77	3948
786	HUANCANE	PUNO	-69.75	-15.20	3890
787	HUARAYA MOHO	PUNO	-69.48	-15.39	3890
788	CAPACHICA	PUNO	-69.83	-15.61	3828
790	TAMBOPATA	PUNO	-69.16	-15.22	1385
795	CABANACONDE	AREQUIPA	-71.97	-15.62	3331
801	SALAMANCA	AREQUIPA	-72.83	-15.50	3203
803	CRUCERO ALTO	PUNO	-70.92	-15.76	4508
809	CAY CAY	CUSCO	-71.70	-13.60	3150
815	PUCARA	PUNO	-70.37	-15.05	3900
816	TARACO	PUNO	-69.97	-15.31	3849
818	ISLA TAQUILE	PUNO	-69.69	-15.72	3850
825	LIMBANI	PUNO	-69.71	-14.15	3320
826	ANANEA	PUNO	-69.53	-14.68	4660
827	COJATA	PUNO	-69.36	-15.02	4344
844	PISAC	CUSCO	-71.85	-13.42	2950
847	CHIGUATA	AREQUIPA	-71.41	-16.41	2902
851	UBINAS	MOQUEGUA	-70.85	-16.37	3380
860	CHUAPALCA	TACNA	-69.64	-17.31	4177
864	YANAQUIHUA	AREQUIPA	-72.88	-15.78	3130
876	CANDARAVE	TACNA	-70.25	-17.27	3435
878	MAZO CRUZ	PUNO	-69.72	-16.74	4003

Continuación...

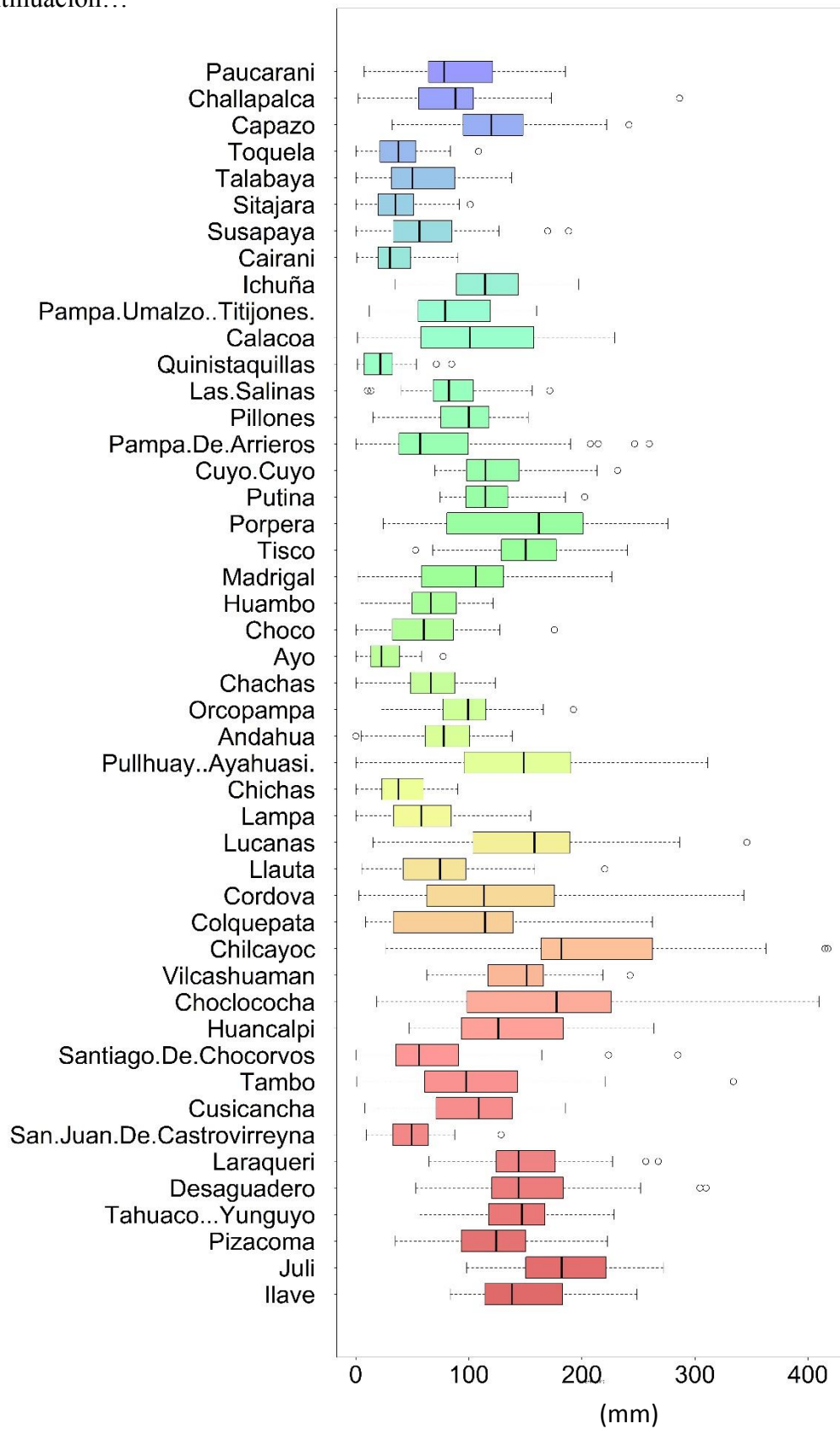
879	ILAVE	PUNO	-69.66	-16.07	3871
880	JULI	PUNO	-69.46	-16.20	3812
881	PIZACOMA	PUNO	-69.37	-16.91	3930
882	TAHUACO - YUNGUYO	PUNO	-69.07	-16.31	3891
883	DESAGUADERO	PUNO	-69.04	-16.56	3808
889	LARAQUERI	PUNO	-70.07	-16.15	3900
156114	SAN JUAN DE CASTROVIRREYNA	HUANCAVELICA	-75.63	-13.21	1871
156121	CUSICANCHA	HUANCAVELICA	-75.30	-13.50	3272
156122	TAMBO	HUANCAVELICA	-75.27	-13.69	3144
156123	SANTIAGO DE CHOCORVOS	HUANCAVELICA	-75.25	-13.83	2700
156126	HUANCALPI	HUANCAVELICA	-75.24	-13.01	3450
156130	CHOCLOCOCHA	HUANCAVELICA	-75.07	-13.10	4583
156211	VILCASHUAMAN	AYACUCHO	-73.93	-13.65	3656
156212	CHILCAYOC	AYACUCHO	-73.73	-13.88	3410
156306	COLQUEPATA	CUSCO	-71.67	-13.36	3729
157101	CORDOVA	HUANCAVELICA	-75.17	-14.03	3170
157200	LLAUTA	AYACUCHO	-74.93	-14.25	2445
157206	LUCANAS	AYACUCHO	-74.22	-14.62	3200
157223	LAMPA	AYACUCHO	-73.35	-15.18	2880
157300	CHICHAS	AREQUIPA	-72.92	-15.55	2161
157309	PULLHUAY (AYAHUASI)	AREQUIPA	-72.75	-15.14	3455
157310	ANDAHUA	AREQUIPA	-72.35	-15.49	3587
157311	ORCOPAMPA	AREQUIPA	-72.34	-15.26	3779
157312	CHACHAS	AREQUIPA	-72.27	-15.50	3130
157313	AYO	AREQUIPA	-72.27	-15.68	1956
157314	CHOCO	AREQUIPA	-72.13	-15.57	2428
157315	HUAMBO	AREQUIPA	-72.11	-15.73	3319
157317	MADRIGAL	AREQUIPA	-71.81	-15.61	3276
157325	TISCO	AREQUIPA	-71.45	-15.35	4175
157329	PORPERA	AREQUIPA	-71.32	-15.35	4195
157414	PUTINA	PUNO	-69.87	-14.91	3878
157418	CUYO CUYO	PUNO	-69.55	-14.49	3414
158204	PAMPA DE ARRIEROS	AREQUIPA	-71.59	-16.06	3715
158208	PILLONES	AREQUIPA	-71.21	-15.98	4455
158209	LAS SALINAS	AREQUIPA	-71.15	-16.32	4378
158301	QUINISTAQUILLAS	MOQUEGUA	-70.90	-16.78	1590
158308	CALACOA	MOQUEGUA	-70.68	-16.74	3260
158309	PAMPA UMALZO (TITIJONES)	TACNA	-70.42	-16.88	4609
158310	ICHUÑA	MOQUEGUA	-70.55	-16.13	3800
158313	CAIRANI	TACNA	-70.34	-17.29	3920
158317	SUSAPAYA	TACNA	-70.13	-17.35	3433
158318	SITAJARA	TACNA	-70.14	-17.37	3132
158323	TALABAYA	TACNA	-70.00	-17.56	3420
158325	TOQUELA	TACNA	-69.95	-17.66	3566
158326	CAPAZO	PUNO	-69.74	-17.19	4530
158327	CHALLAPALCA	TACNA	-69.81	-17.24	4280
158328	PAUCARANI	TACNA	-69.78	-17.53	4609

Fuente: Elaboración propia

Anexo 2: Diagrama de cajas de las estaciones meteorológicas en la SSP



Continuación...



Anexo 3: Planilla de errores detectados en el proceso de control de calidad de las estaciones meteorológicas en la SSP

PLANILLA DE VERIFICACIÓN DEL CONTROL DE CALIDAD DE DATOS EN LAS ESTACIONES UBICADAS EN LA SSP

Valores verificados en las planillas de la Dirección de Redes de Observación y Datos del SENAMHI

Fecha de actualización: *Lima, Julio del 2019*

NOMBRE DE LA ESTACIÓN	CÓDIGO	PERIODO DE OBSERVACIÓN			BASE DE DATOS	PLANILLA DE DATOS	VALOR CORRECTO	TIPO DE ERROR			REFERENCIAS DEL DATO
		Día	Mes	Año	PP	PP	PP	DIGITACIÓN	OBSERV.	OTRO	
CABANILLAS	780	20	8	1992	21.2	14.1	14.1	SI			El dato fue corroborado en la planilla, pp de 11.1 mm a las 19 horas del día 20/08/1992 y 3 mm a las 07 horas del día 21/08/1992. Se reportó lluvia.
MUÑANI	785	7	9	1965	3	0.3	0.3	SI			El dato fue corroborado en la planilla, no digitaron el punto decimal. Al día siguiente también llovió.
HUARAYA MOHO	787	30	1	1984	62	53.3	53.3	SI			El dato fue corroborado en la planilla. Se reportó lluvia y cielo cubierto.
TAMBOPATA	790	3	1	1985	72.4	19.3	19.3	SI			El dato fue corroborado en la planilla, pp de 1.3 mm a las 19 horas del día 23/12/1977 y 45 mm a las 07 horas del día 24/12/1977. Se reportó lluvia intensa.
	790	21	1	1991	74	2.9	2.9	SI			El dato fue corroborado en la planilla. Se reportó lluvia.
JULI	880	31	5	2006	34	3.4	3.4	SI			El dato fue corroborado en la planilla. No se digito el punto decimal.
DESAGUADERO	883	3	4	1991	51	14.4	14.4	SI			El dato fue corroborado en la planilla. No corresponde a la fecha señalada.
	883	1	3	2001	76.8	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. No corresponde a la fecha señalada.
LARAQUERI	889	1	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	2	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	3	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	4	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	5	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	6	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	7	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.

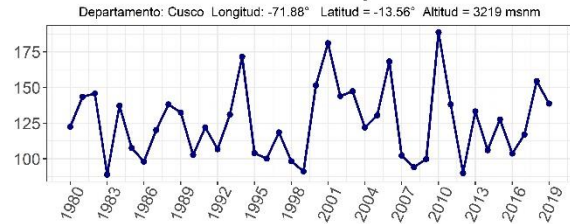
Continuación...

	889	8	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	9	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	10	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	11	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	12	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	13	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	14	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	15	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	16	9	2012	1.6	3.6	3.6	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	17	9	2012	1.6	0.7	0.7	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	18	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	19	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	20	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	21	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	22	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	23	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	24	9	2012	1.6	0	0	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	25	9	2012	1.6	0.2	0.2	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
	889	26	9	2012	1.6	0.6	0.6	SI			El dato fue corroborado en la planilla. El valor fue repetido en varios días del mes.
ACOMAYO	687	15	12	2012	44.6	0	0	SI			El dato fue confundido con el del mismo día y mes del año 2011
TARACO	816	12	3	2019	68.8	43.6	43.6	SI			El dato fue confundido en la digitación.

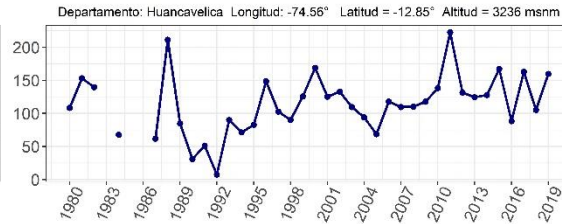
Anexo 4: Acumulados trimestrales de precipitación en estaciones meteorológicas en la SSP

pp EFM (mm)

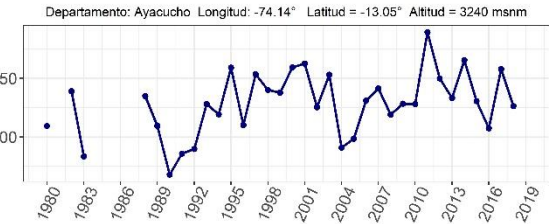
Granka Kcayra



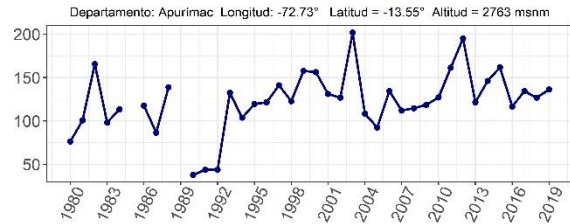
Acobamba



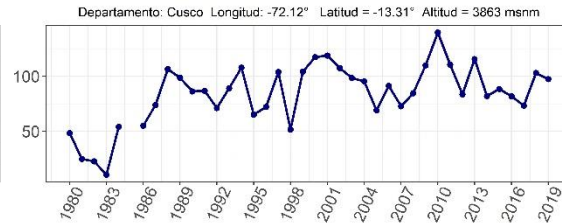
La Quinua



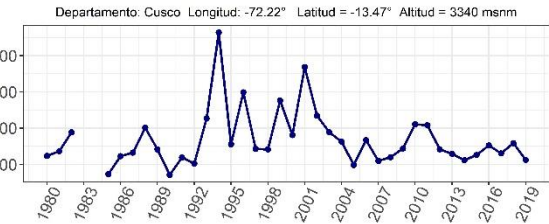
Curahuasi



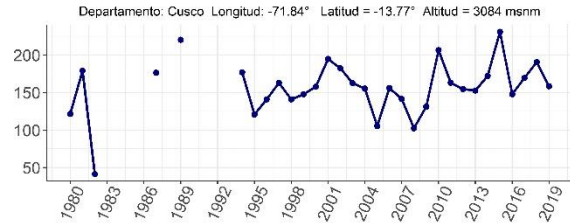
Urubamba



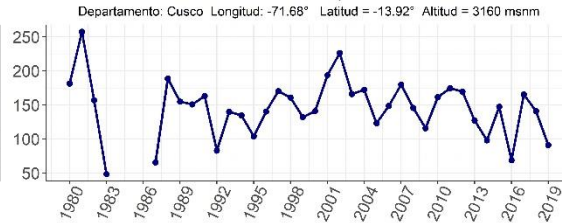
Anta Ancachuro



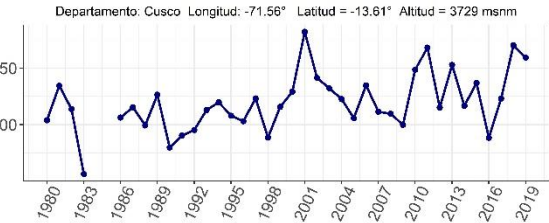
Paruro



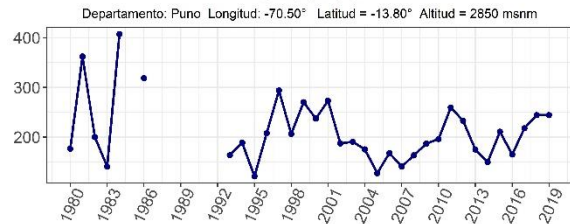
Acomayo



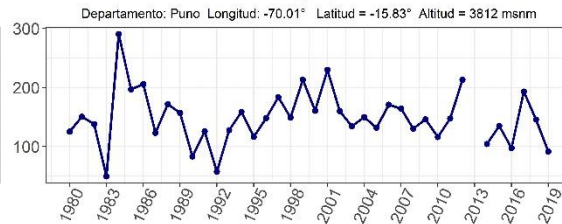
Cctatcca



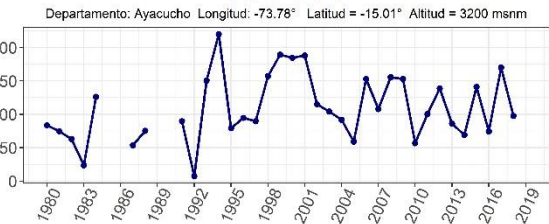
Ollachea



Puno



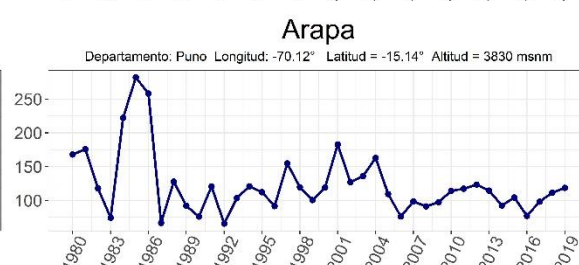
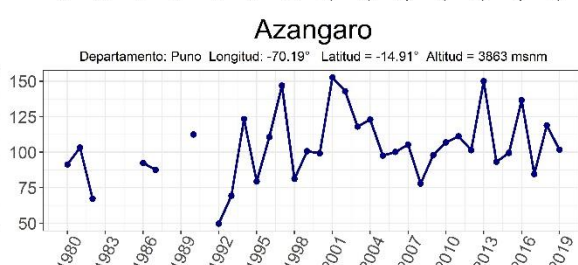
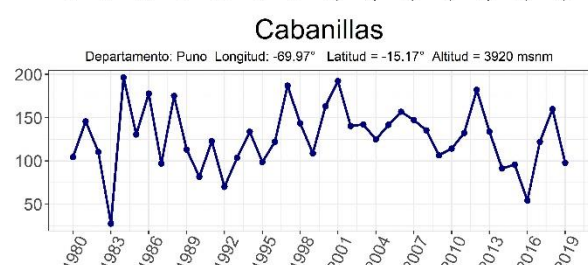
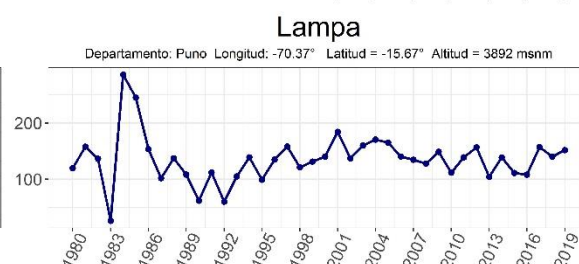
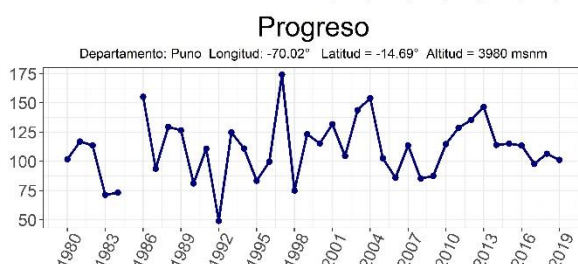
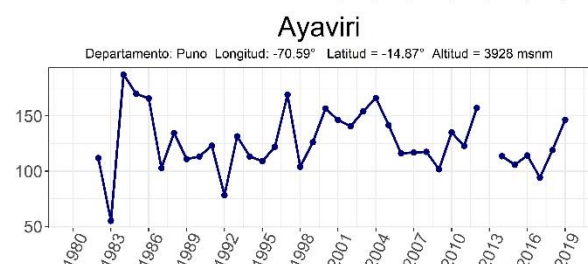
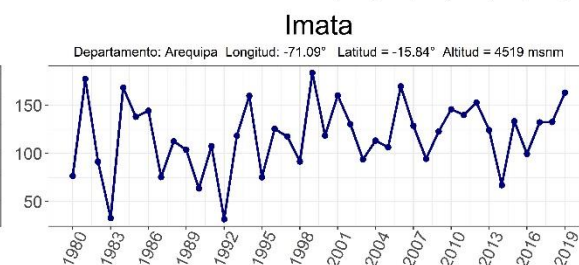
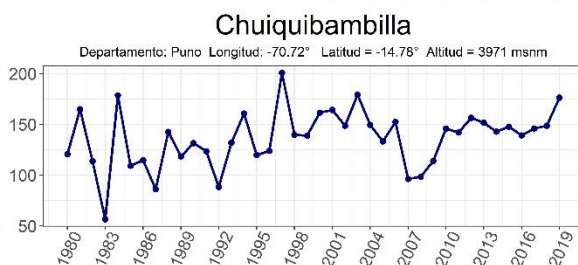
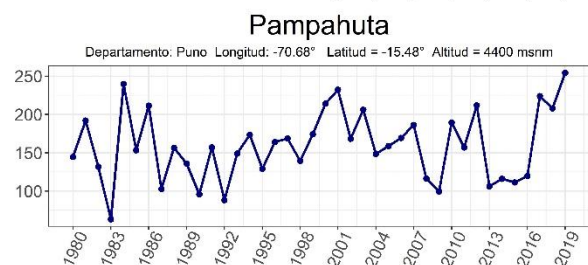
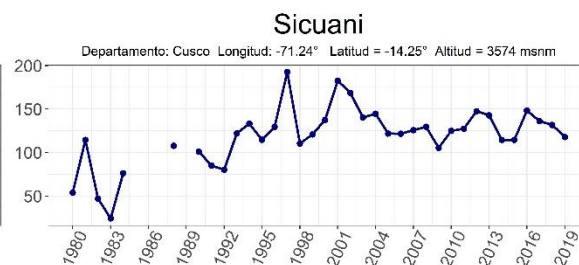
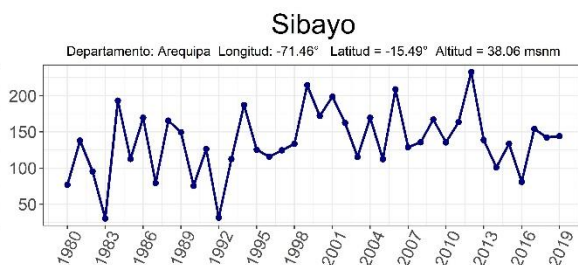
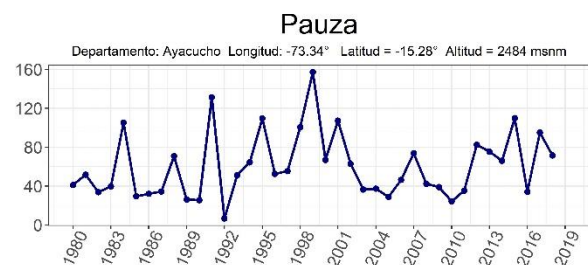
Cora Cora



AÑO

Continuación...

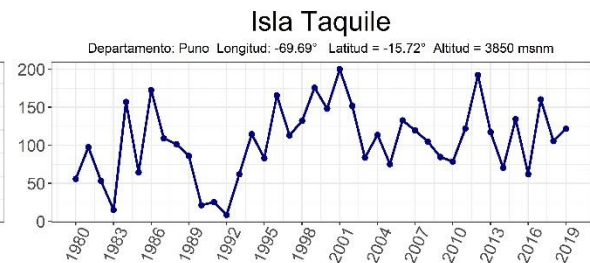
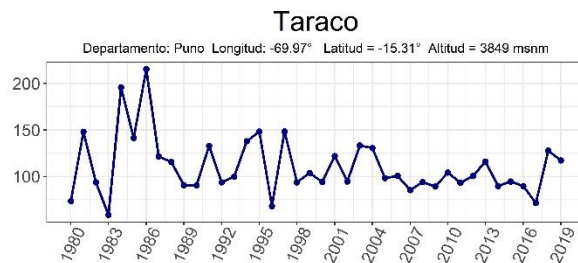
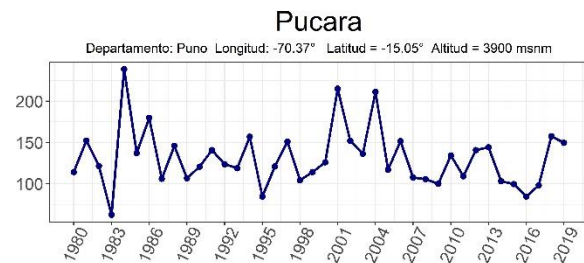
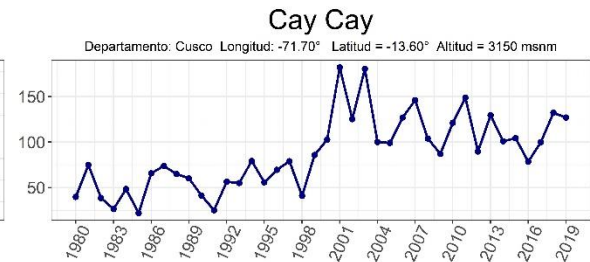
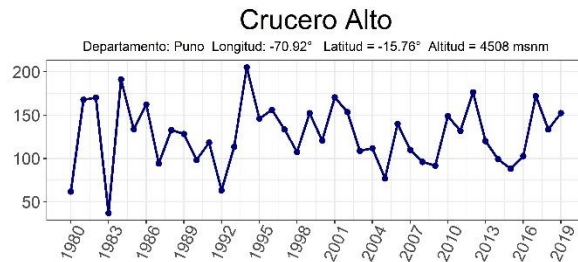
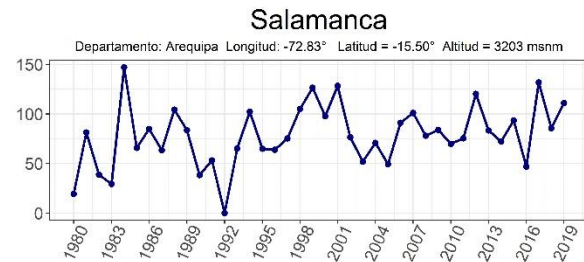
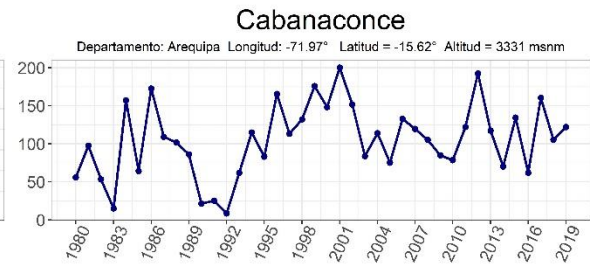
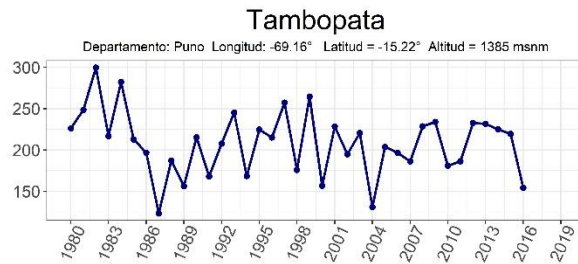
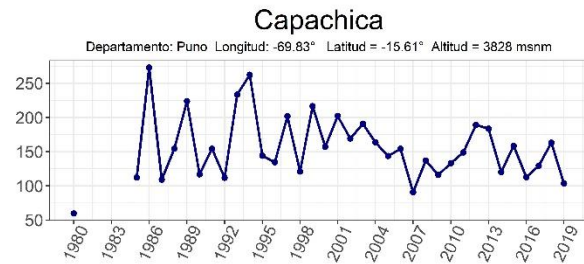
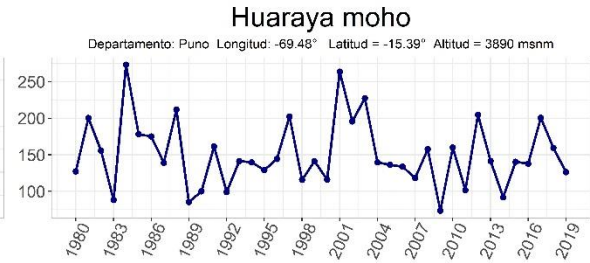
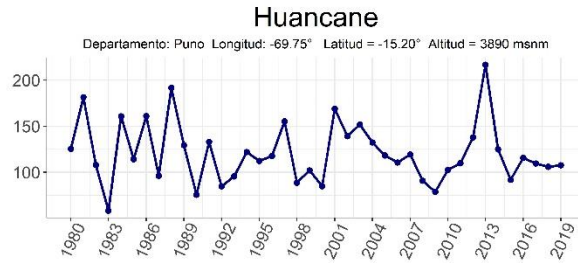
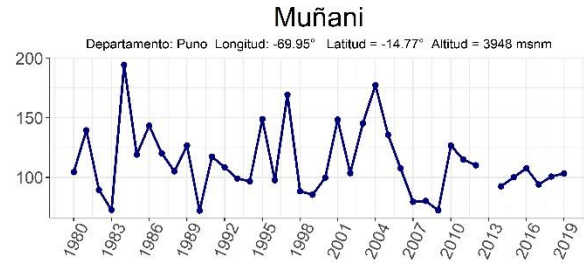
pp EFM (mm)



AÑO

Continuación...

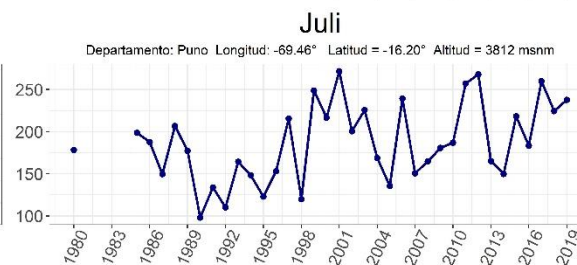
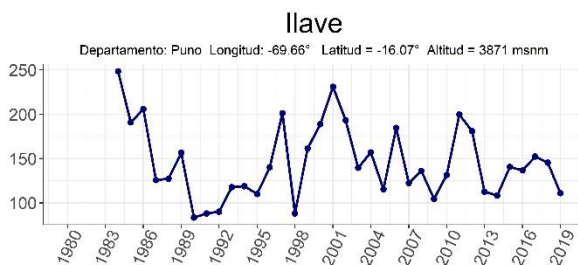
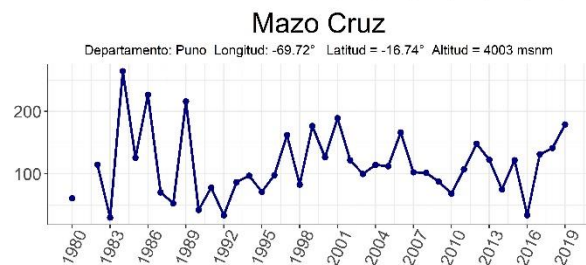
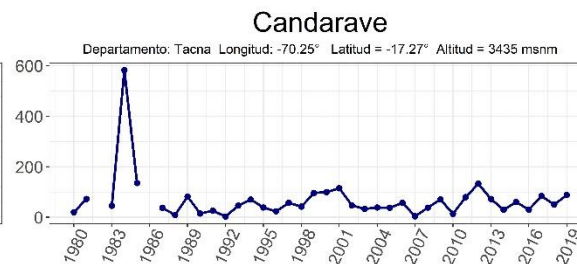
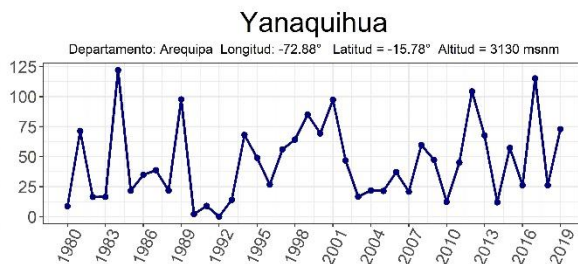
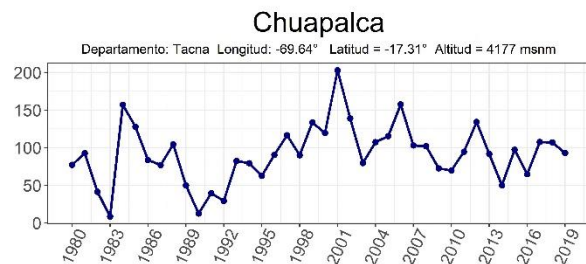
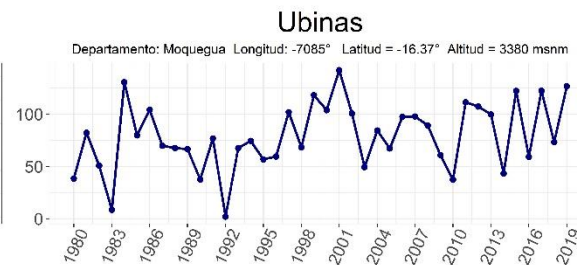
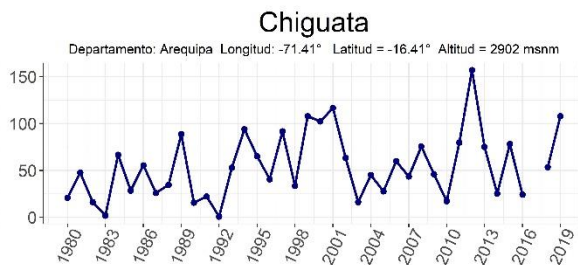
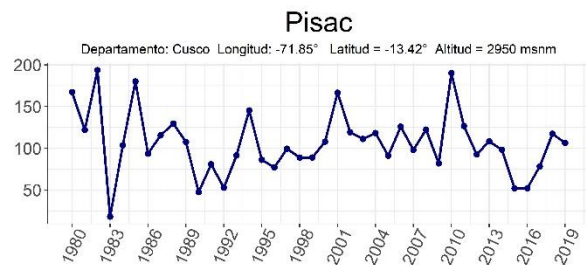
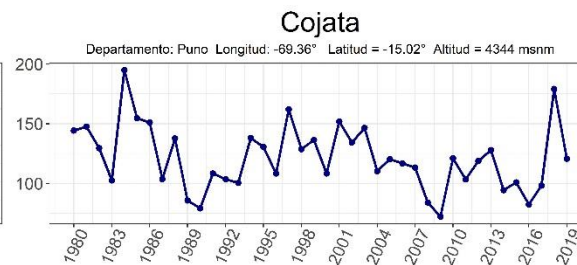
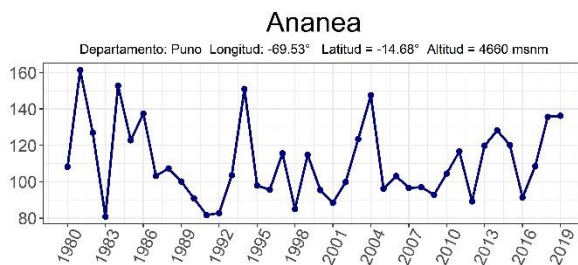
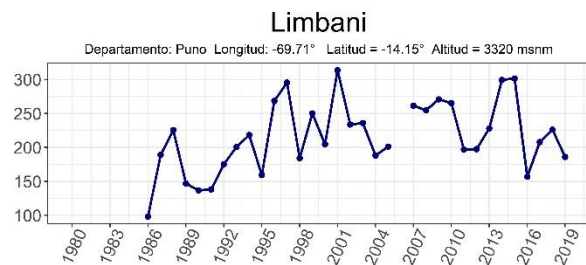
pp EFM (mm)



AÑO

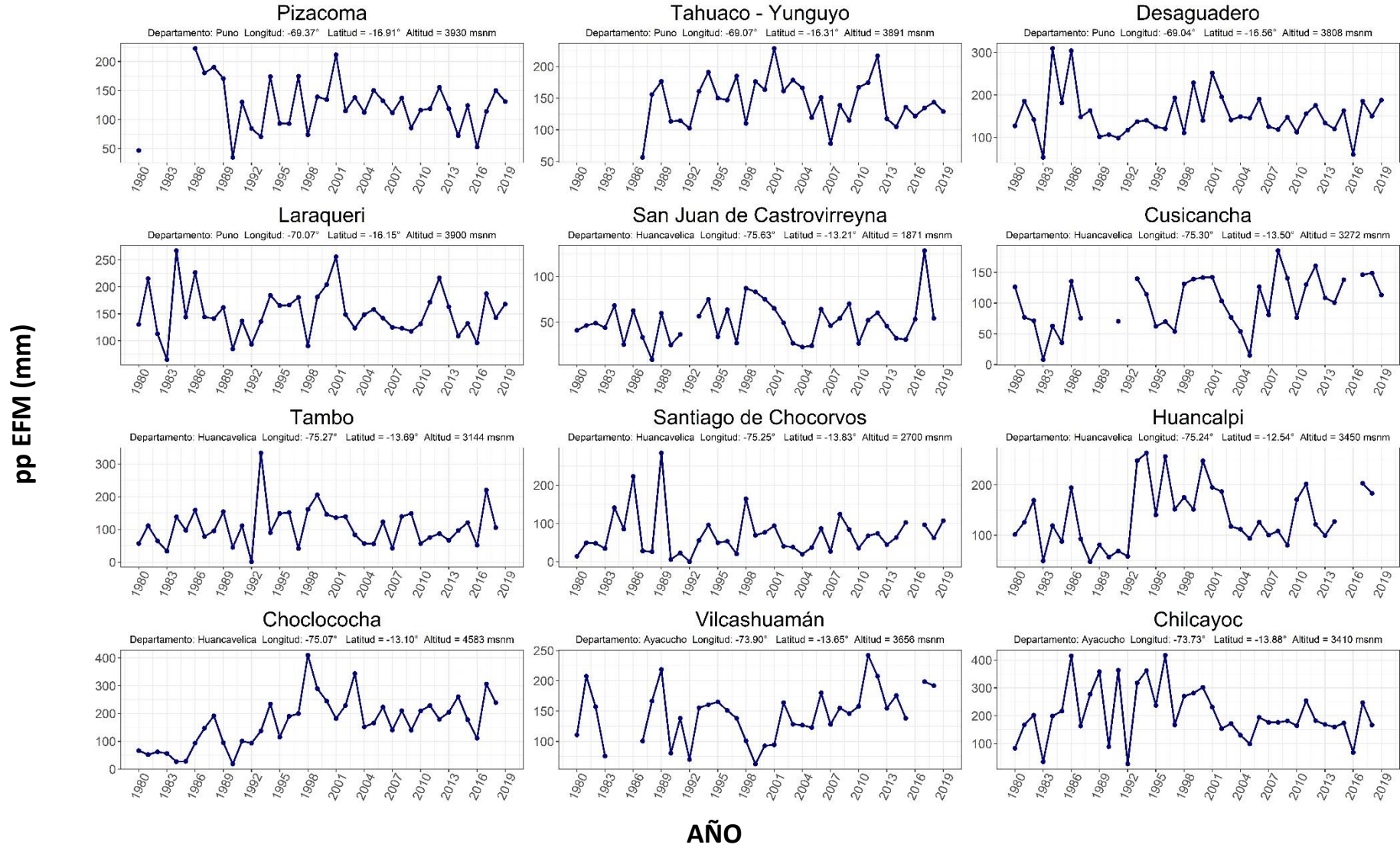
Continuación...

pp EFM (mm)



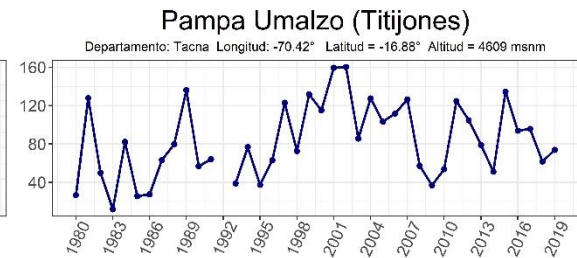
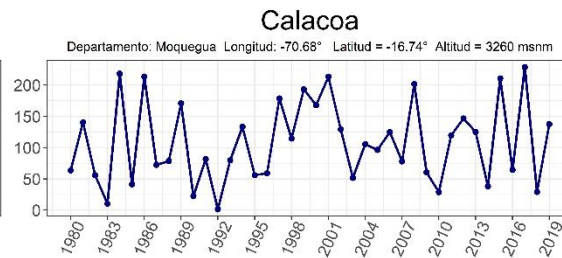
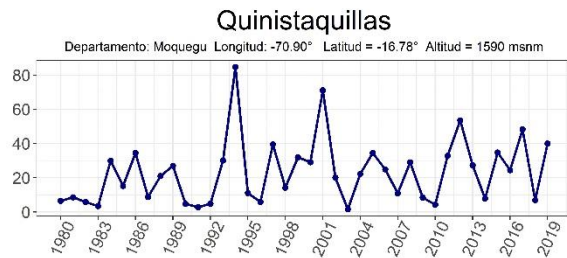
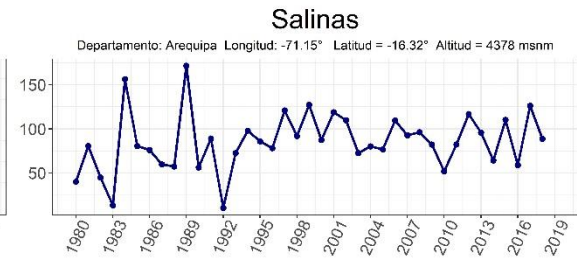
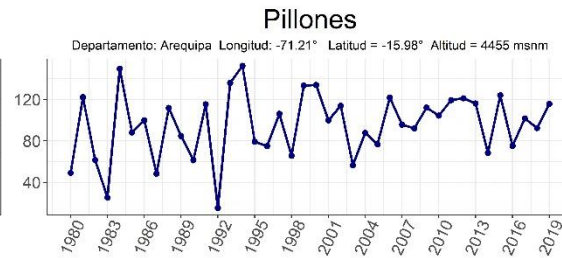
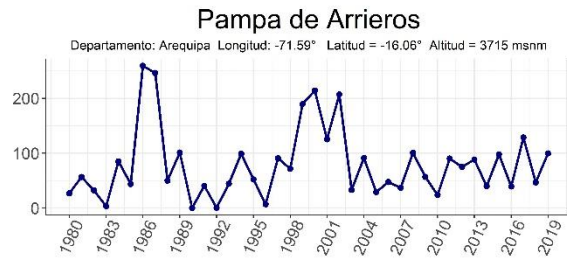
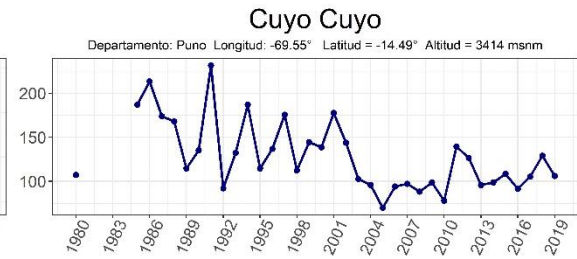
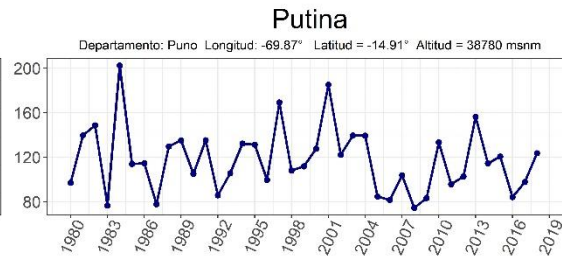
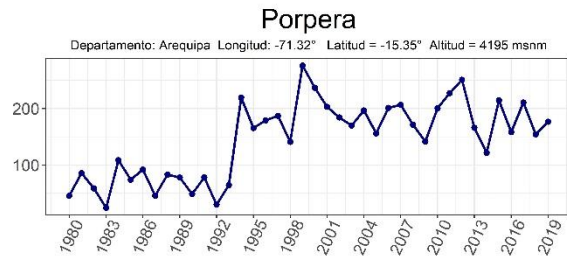
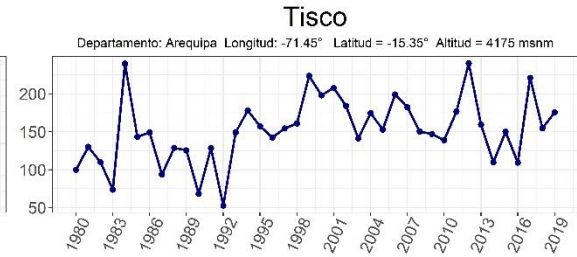
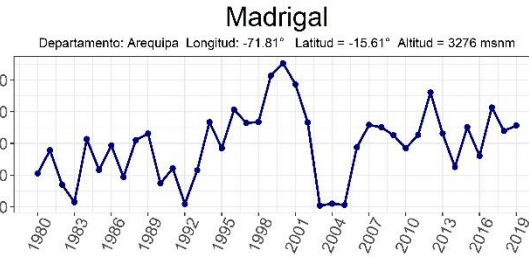
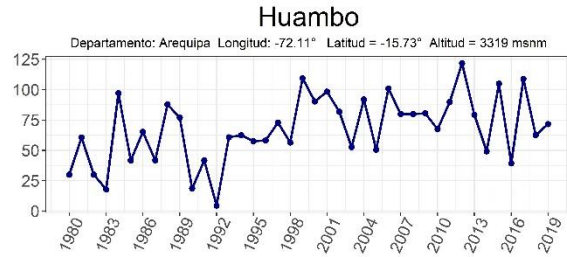
AÑO

Continuación...



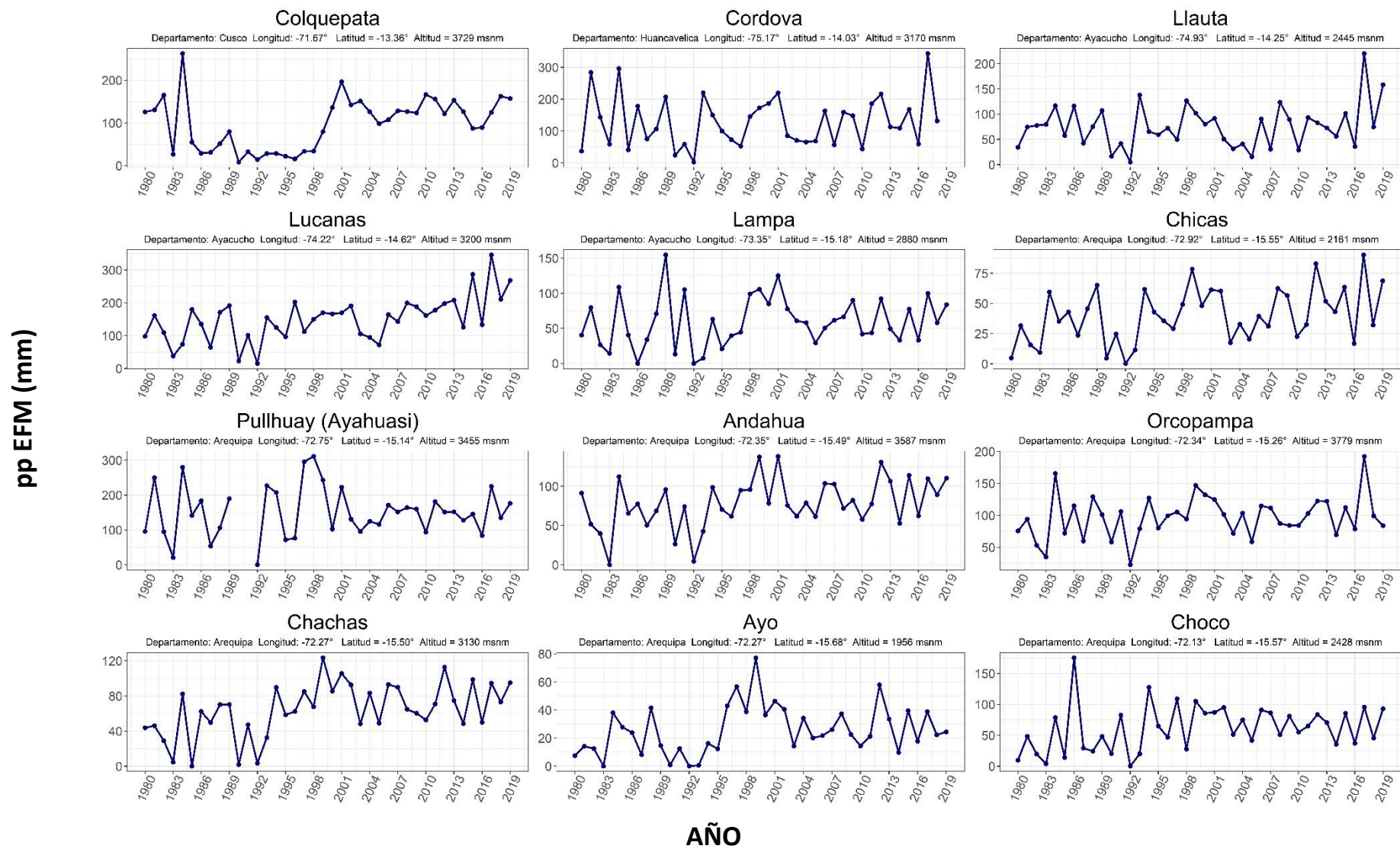
Continuación...

pp EFM (mm)

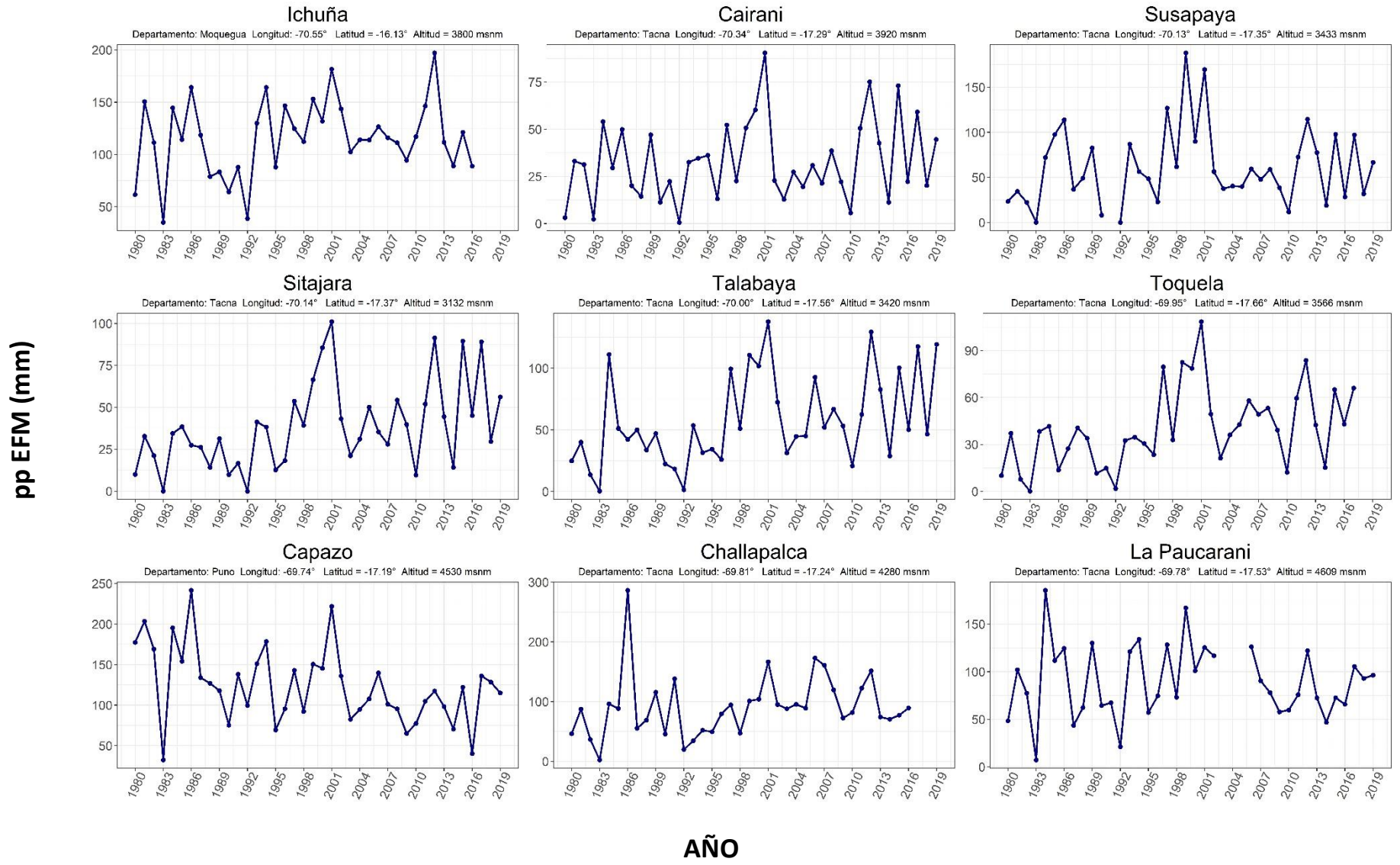


AÑO

Continuación...

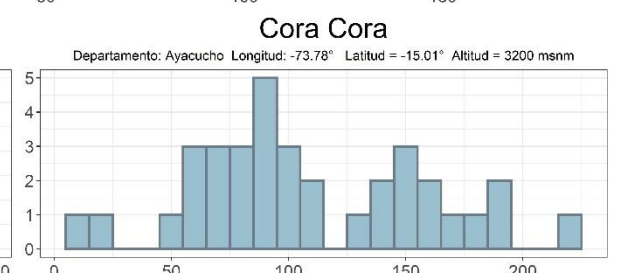
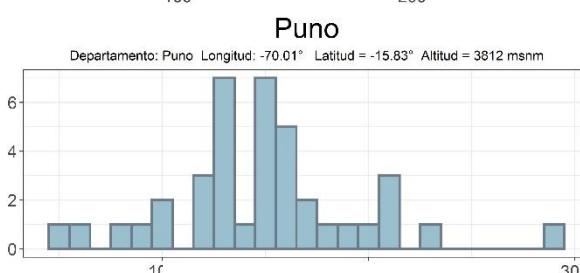
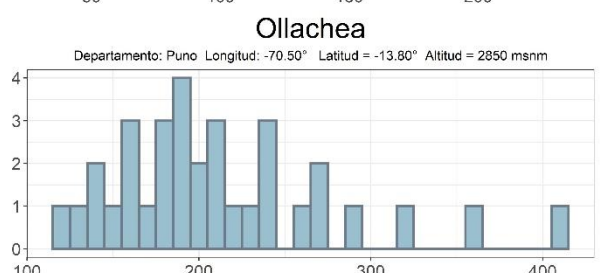
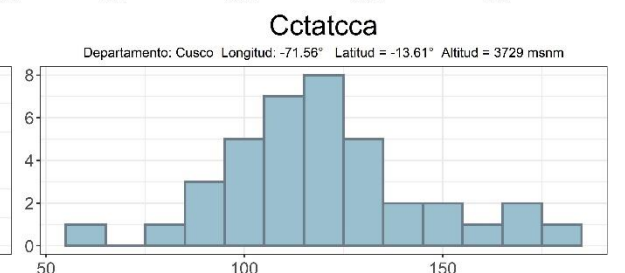
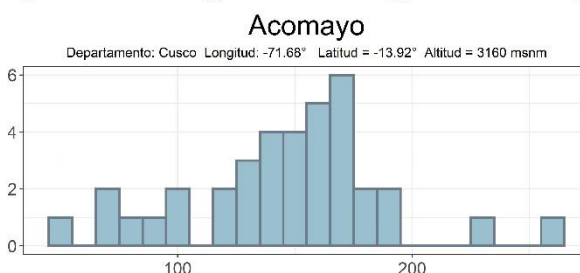
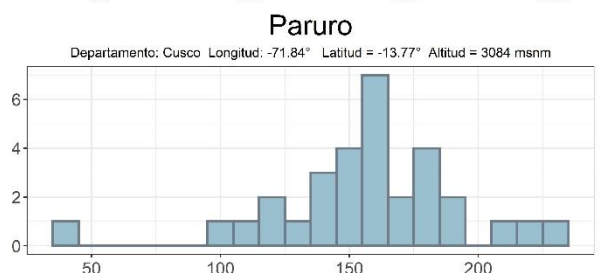
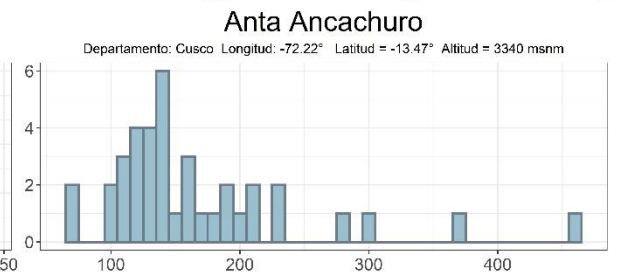
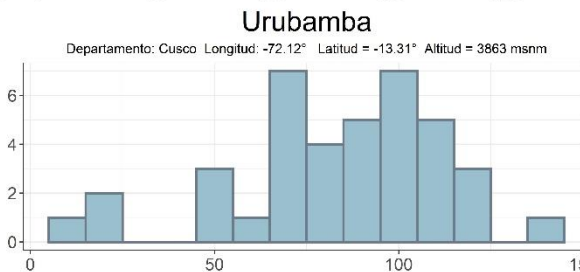
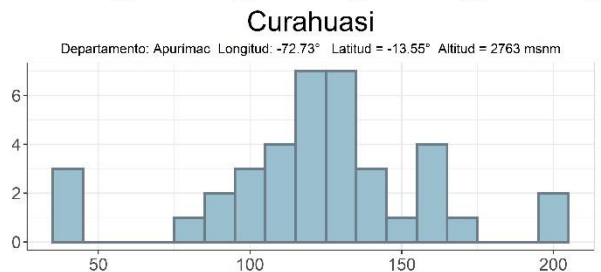
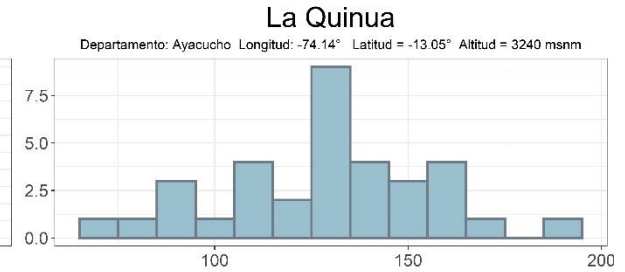
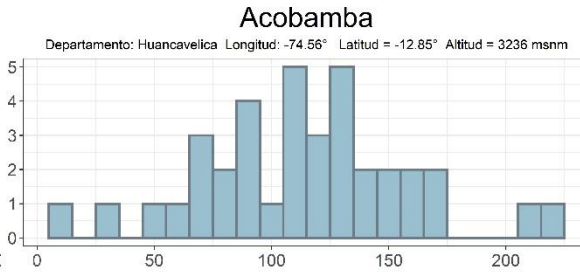
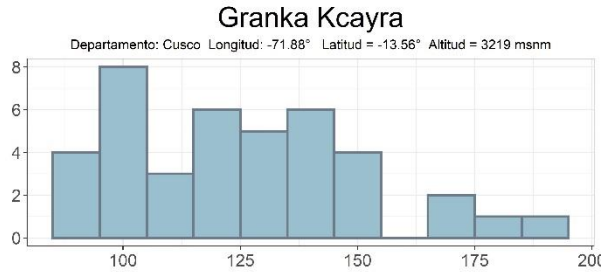


Continuación...



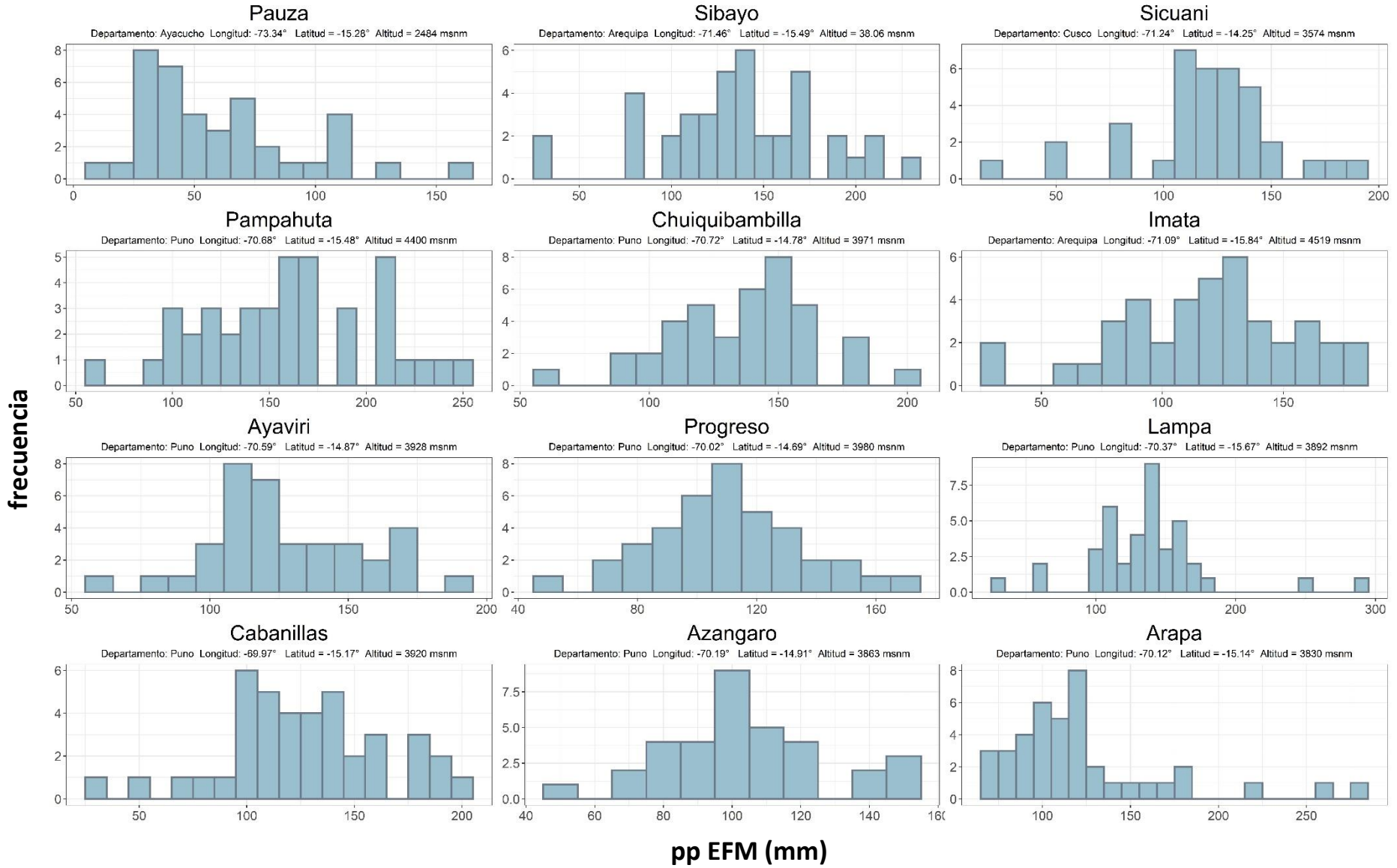
Anexo 5: Histograma de frecuencias de las estaciones meteorológicas de la SSP

frecuencia

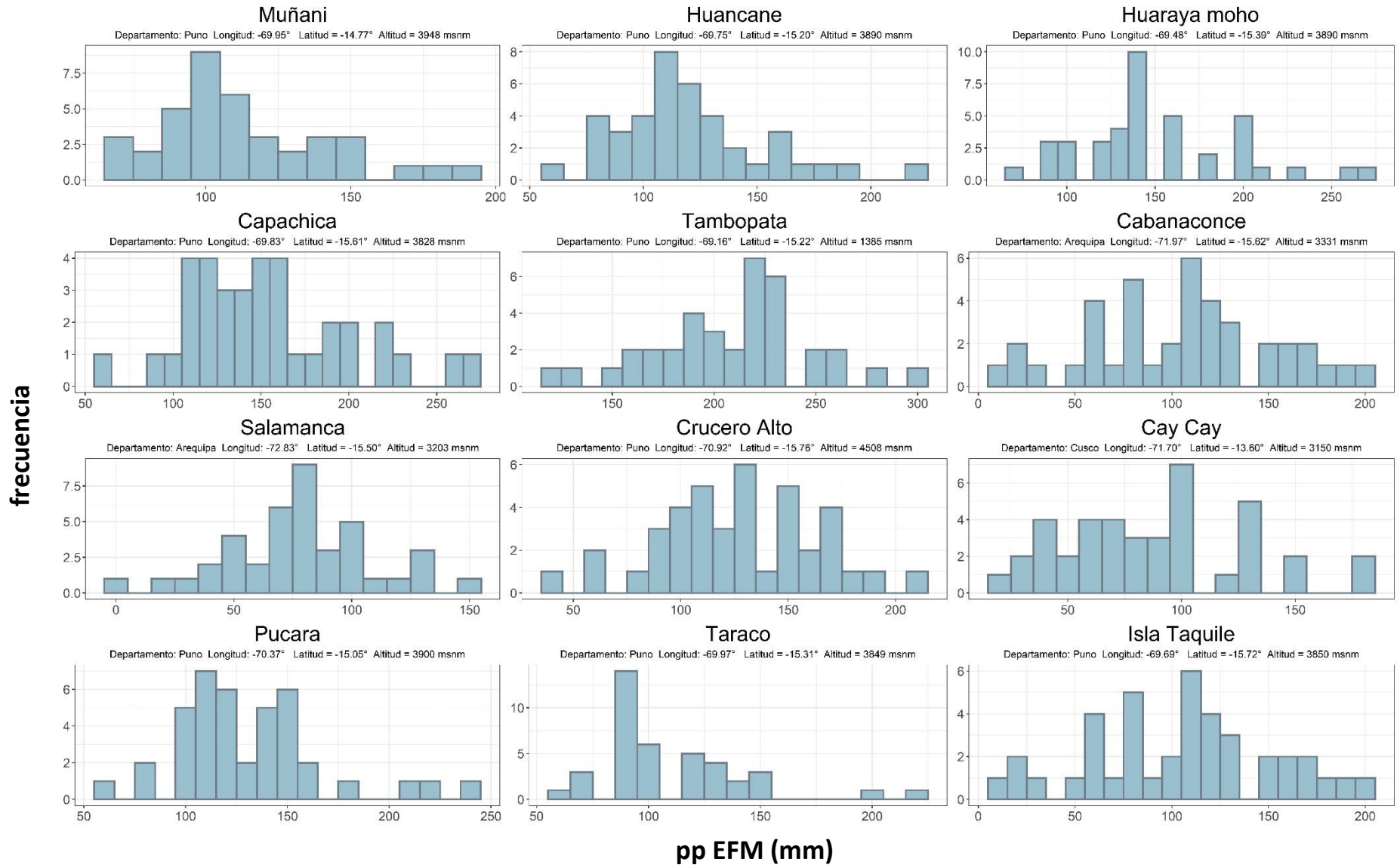


pp EFM (mm)

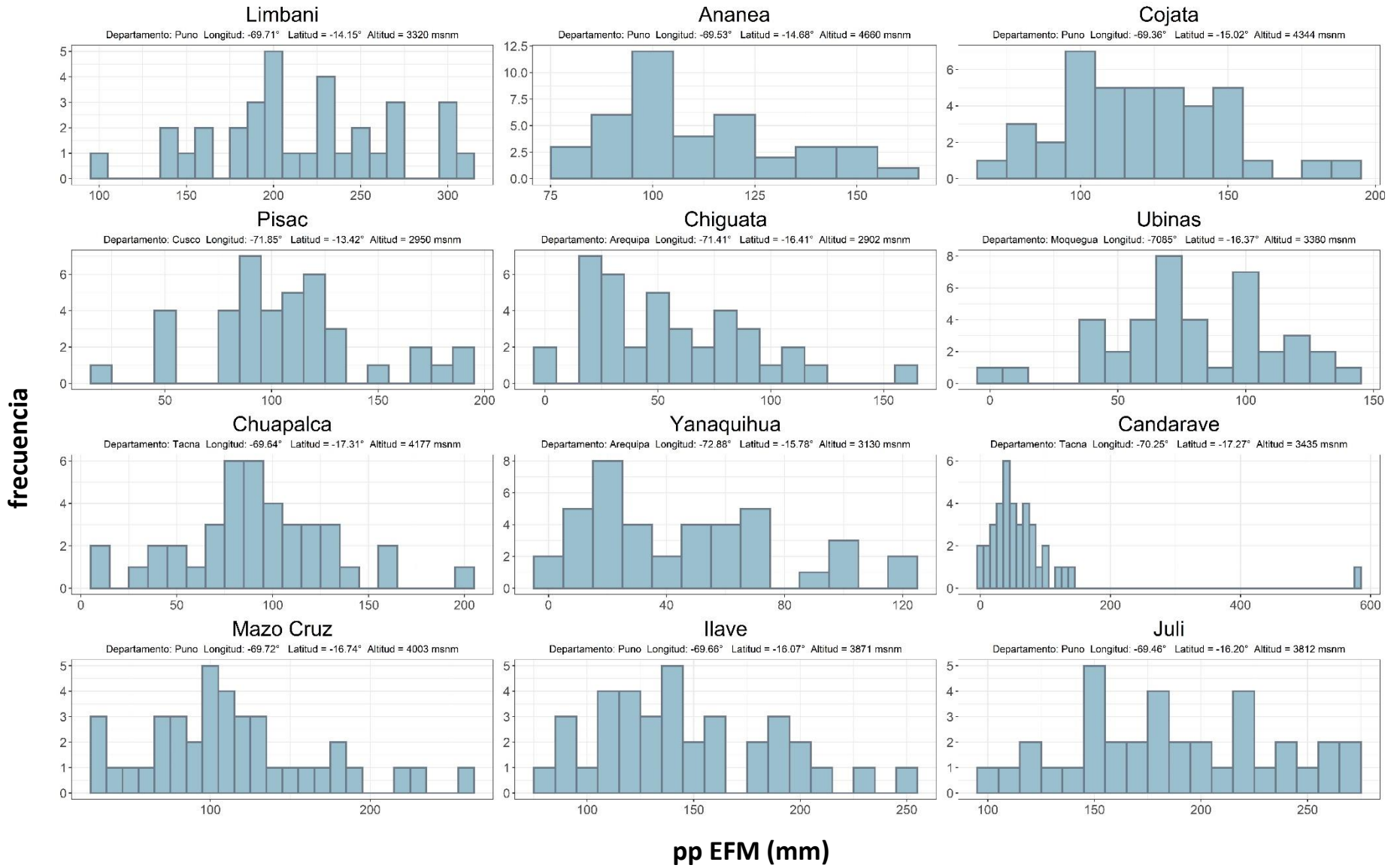
Continuación...



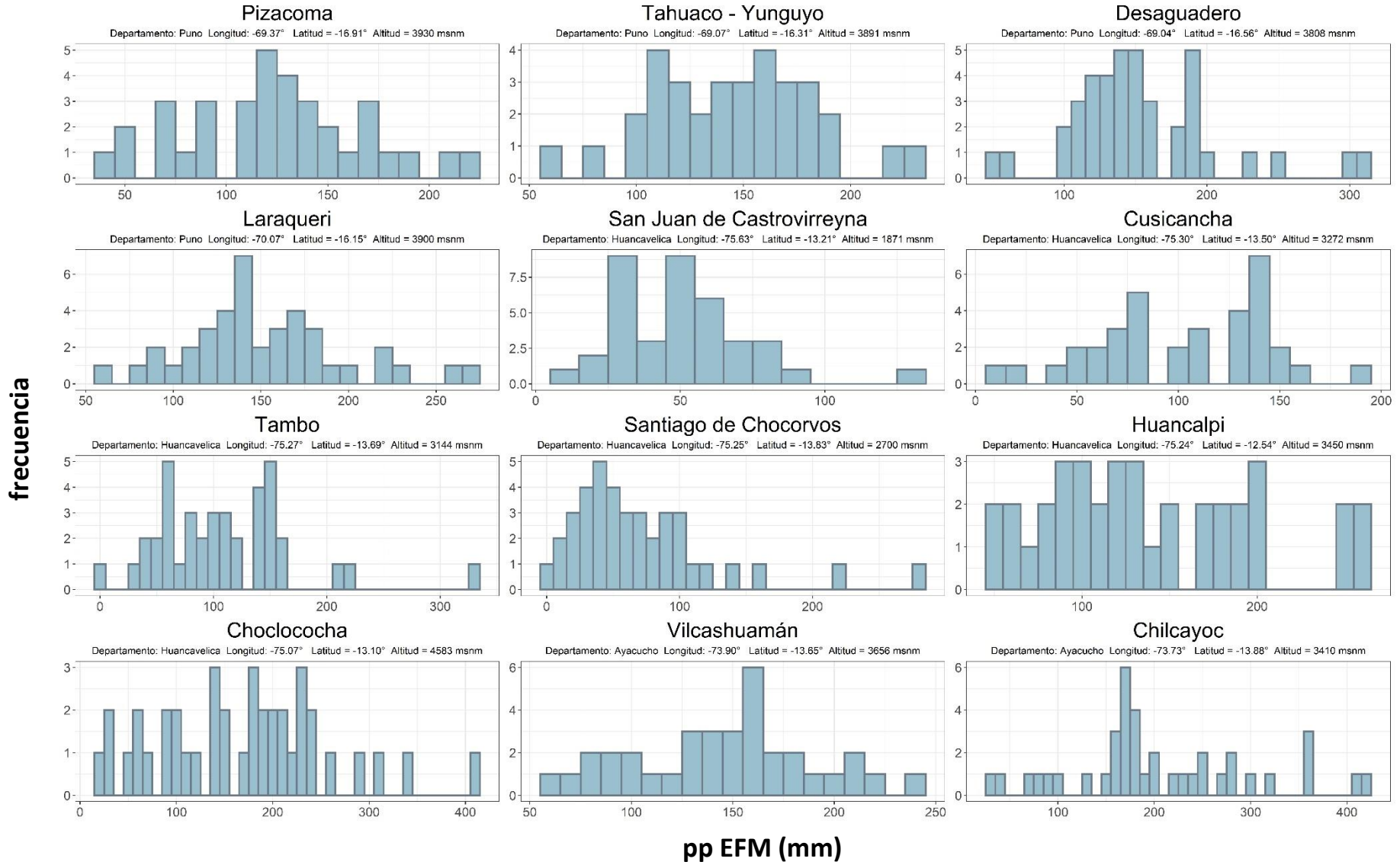
Continuación...



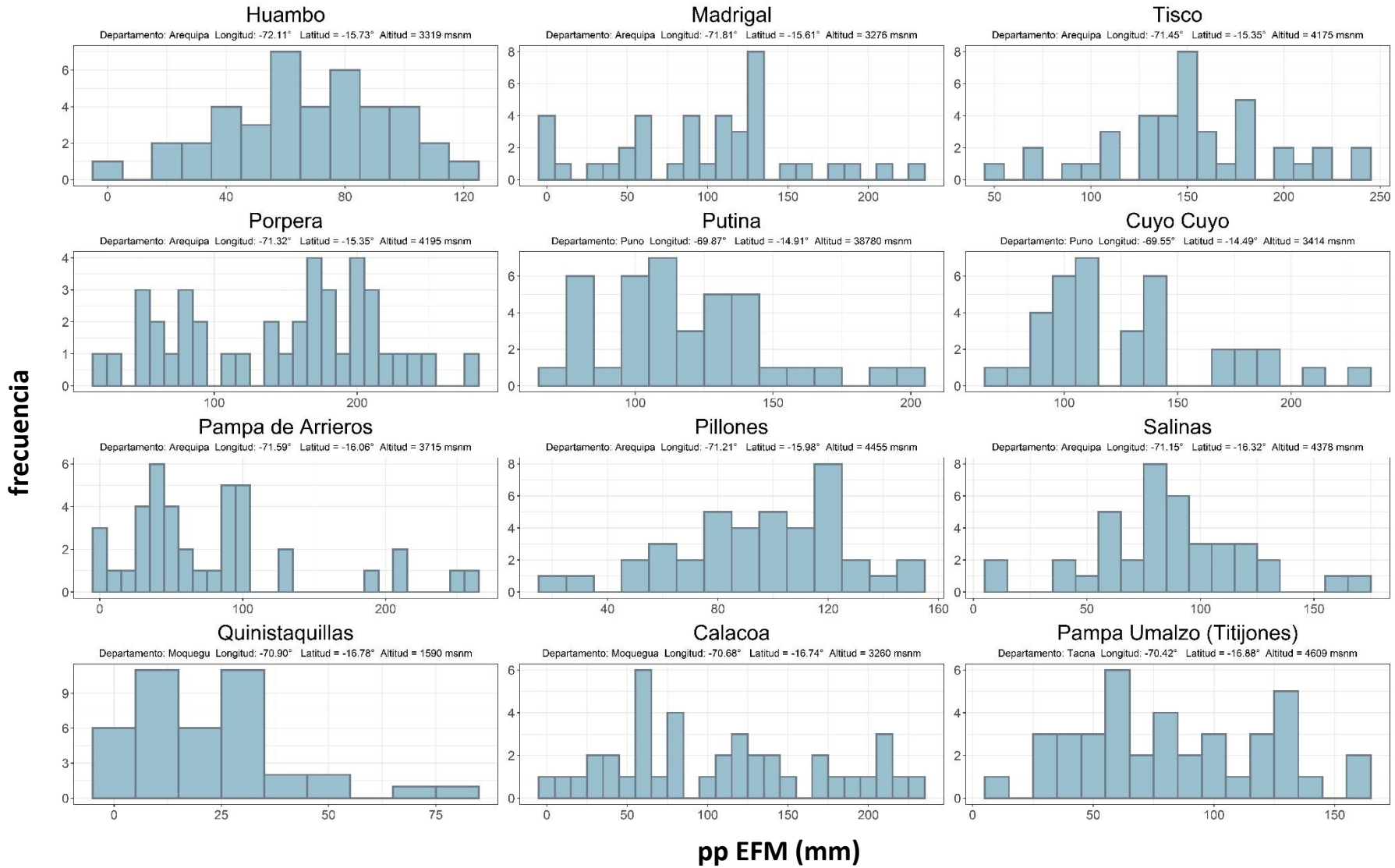
Continuación...



Continuación...



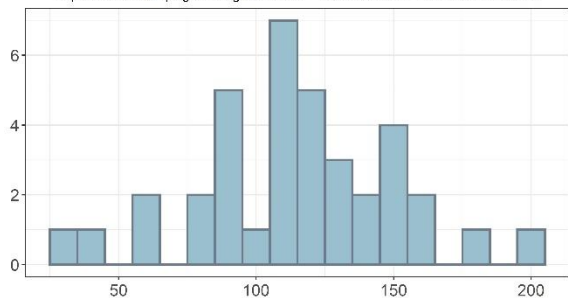
Continuación...



Continuación...

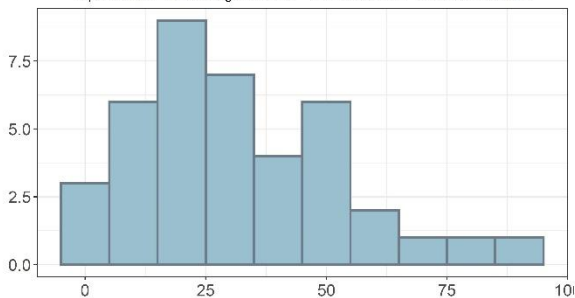
Ichuña

Departamento: Moquegua Longitud: -70.55° Latitud = -16.13° Altitud = 3800 msnm



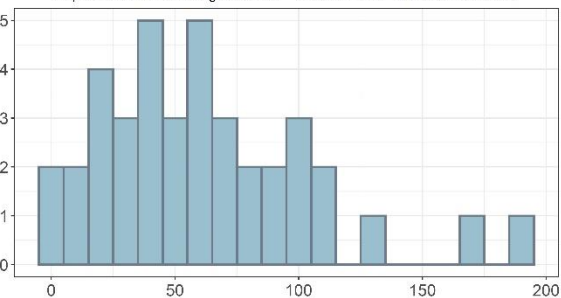
Cairani

Departamento: Tacna Longitud: -70.34° Latitud = -17.29° Altitud = 3920 msnm



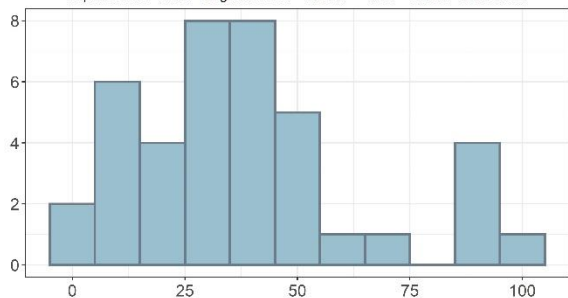
Susapaya

Departamento: Tacna Longitud: -70.13° Latitud = -17.35° Altitud = 3433 msnm



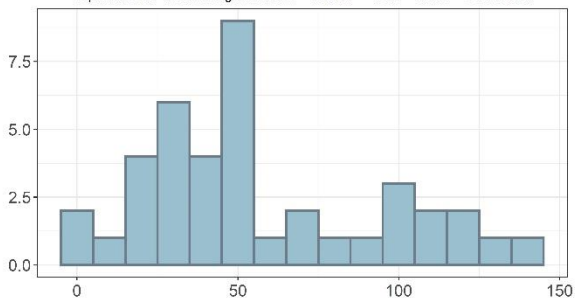
Sitajara

Departamento: Tacna Longitud: -70.14° Latitud = -17.37° Altitud = 3132 msnm



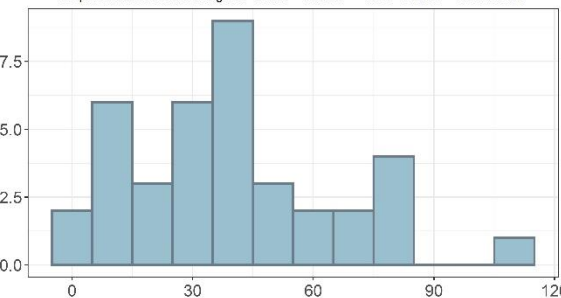
Talabaya

Departamento: Tacna Longitud: -70.00° Latitud = -17.56° Altitud = 3420 msnm



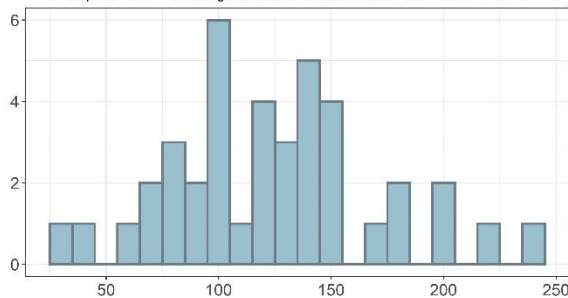
Toquela

Departamento: Tacna Longitud: -69.95° Latitud = -17.66° Altitud = 3566 msnm



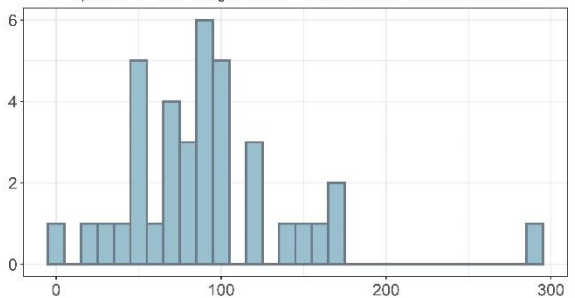
Capazo

Departamento: Puno Longitud: -69.74° Latitud = -17.19° Altitud = 4530 msnm



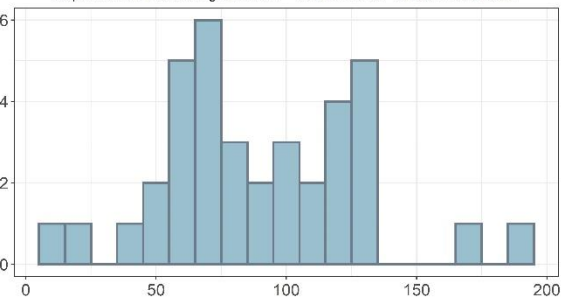
Challapalca

Departamento: Tacna Longitud: -69.81° Latitud = -17.24° Altitud = 4280 msnm



La Paucarani

Departamento: Tacna Longitud: -69.78° Latitud = -17.53° Altitud = 4609 msnm



pp EFM (mm)

frecuencia