

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE INGENIERÍA AGRÍCOLA



**“CARACTERIZACIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LA
PRECIPITACIÓN EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO MANTARO
DURANTE EVENTOS LA NIÑA”**

Presentada por:

KENYI GLICERIO CAVALCANTI CÁRDENAS

**TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO DE
INGENIERO AGRÍCOLA**

Lima - Perú

2016

Mereces lo que sueñas.

Gustavo A. Cerati.

DEDICATORIA

A mi abuelita Petronila, un ángel hecho persona, que me demostró que el amor, la ternura y la bondad infinita son compatibles con este mundo.

AGRADECIMIENTO

Mi agradecimiento al Dr. Eduardo Chávarri, por su inmejorable guía durante la realización de esta investigación y por los conocimientos brindados durante mis años de estudio en la Universidad.

Mi eterna gratitud para con mis padres, por su amor, confianza y amistad, cuyo apoyo incondicional es la base sobre la cual se sostienen cada una de mis decisiones. A mi familia- en especial a mis tías Maricela y Ercilia- por brindarme la bendición de sentir que tengo más de una madre y a mis amigos de “la familia”, grandes compañeros de la Facultad de Ingeniería Agrícola de la UNALM, con los cuales compartí memorables momentos y sin los cuales tendría un hígado mucho más sano.

RESUMEN

En la presente investigación se ha analizado la variabilidad temporal y espacial de la precipitación a escala interanual (1965-2015) y diaria durante eventos La Niña de magnitud moderada y fuerte (1998/1999, 1999/2000, 2007/2008 y 2010/2011) en la cuenca alta del río Mantaro. Inicialmente, se procedió a regionalizar la precipitación mediante la aplicación del Método del Vector Regional (MRV) obteniendo dos regiones climáticas con regímenes de precipitación diferenciadas: la región Sur y la región Norte; posteriormente, se analizó la variabilidad de la precipitación a nivel diario mediante el cálculo de diez índices de precipitación para el periodo 1998-2015. Asimismo, se obtuvo patrones diarios de precipitación mediante la técnica del Análisis de Componentes Principales para los meses de mayor precipitación en años identificados con eventos La Niña. Los resultados obtenidos por el segundo modo de variabilidad mostraron dos regiones climáticas similares a las obtenidas por el método del MVR y un régimen temporal de lluvias que empiezan a intensificarse en la región Sur. Asimismo, se analizó el grado de correlación entre la precipitación en la cuenca alta del Mantaro y los valores de radiación de onda larga emergente en el Pacífico Central (Niño 4), obteniéndose valores de correlación significativamente altos, especialmente durante los eventos La Niña. Ulteriormente, se analizaron los patrones de circulación atmosférica relacionados con la ocurrencia de días lluviosos y secos durante los eventos La Niña; los resultados muestran que los eventos lluviosos están relacionados con una intensificación de vientos del Este, un fortalecimiento y cambio de posición del sistema de la Alta de Bolivia y anomalías significativamente negativas de OLR. Finalmente, se analizaron las propagaciones atmosféricas tres días antes y dos días después del día identificado como más lluvioso, donde se aprecia la desplazamiento de procesos de convección profunda desde la cuenca amazónica hacia la cuenca alta del Mantaro.

Palabras clave: Regionalización de precipitación, índices de precipitación, patrones de precipitación diaria, cuenca alta del Mantaro, evento La Niña.

ABSTRACT

This research has analyzed the variability of temporal and spatial rainfall on interannual scale (1965-2015) and daily scale during events La Niña of moderate and strong magnitude (1998 / 1999, 1999 / 2000, 2007 / 2008 and 2010 / 2011) in the upper basin of the Mantaro River. Initially, we proceeded to regionalize the precipitation through the application of the method of Regional Vector (MRV) obtaining two climatic regions with precipitation regimes differentiated: the South and the North region; Subsequently, we analyzed the variability of precipitation at the daily level by calculating 10 indexes of precipitation for the period 1998-2015. Also we obtained daily precipitation patterns using the technique of the analysis of principal components for greater rainfall months in years identified with La Niña events. The results obtained by the second mode of variability showed two climatic regions similar to those obtained by the method of the MVR and a regime of rains that begin to escalate in the southern region. In addition, we analyzed the degree of correlation between the precipitation in the upper of Mantaro basin and the values of in the Central Pacific (El Niño 4) emerging long-wave radiation, obtaining values of correlation significantly higher, especially during La Niña events. Subsequently, we analyzed atmospheric circulation patterns associated with the occurrence of rainy and dry days during La Niña events; the results show that rain events are related with an intensification of East winds, strengthening and repositioning of the high of Bolivia system and significantly negative anomalies of OLR. Finally, we analysed the atmospheric propagation three days before and two days after the day identified as more rain, where the displacement of deep convection processes can be seen from the Amazon basin to the upper basin of the Mantaro.

Key words: regionalization of rainfall, precipitation rates, daily precipitation, high basin of the Mantaro, La Niña event.

ÍNDICE GENERAL.

I.	INTRODUCCIÓN.	i
II.	REVISIÓN DE LA LITERATURA.	3
2.1.	Relación entre los valores de OLR y la precipitación.	3
2.2.	El radar de precipitación Tropical Rainfall Measuring Mission (PR- TRMM).	4
2.2.1.	Los productos del TRMM.	5
2.2.2.	Características de la órbita TRMM.	5
2.3.	Elementos de la circulación atmosférica.	7
2.3.1.	Principales elementos de la circulación global.	7
2.3.2.	Mecanismos Oceánicos- Atmosféricos.	10
2.3.3.	La circulación atmosférica y su relación con la ocurrencia de lluvias.	12
2.4.	El fenómeno La Niña.	14
2.5.	Variabilidad de la precipitación en el Perú.	17
2.6.	Análisis exploratorio y de consistencia de datos.	20
2.6.1.	Análisis de doble masa.	21
2.7.	Sistemas de información geográfica en la hidrología.	21
III.	MATERIALES Y MÉTODO.	24
3.1.	Materiales.	24
3.1.1.	Descripción de la zona de estudio.	24
3.1.2.	Información climática.	26
3.1.3.	Equipos y programas.	28
3.2.	Métodos.	29

3.2.1.	Análisis temporal y espacial de la variabilidad de la precipitación a escala interanual y diaria.....	30
3.2.2.	Correlación entre la radiación de onda larga emergente (OLR) en el Océano Pacífico Ecuatorial Central y el régimen de precipitaciones.....	38
3.2.3.	Patrones de circulación atmosférica y su relación con la ocurrencia de periodos lluviosos y secos durante los eventos La Niña 1998/99, 1999/00, 2007/08 y 2010/11.	40
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	42
4.1.	Variabilidad interanual y diaria de la precipitación.....	42
4.1.1.	Identificación de regiones homogéneas.....	45
4.1.2.	Variabilidad estacional de la precipitación.....	51
4.1.3.	Índices de precipitación.....	55
4.1.4.	Variabilidad diaria de la precipitación durante eventos La Niña.	70
4.2.	Relación entre el régimen de precipitaciones y la región central del Pacífico.	79
4.3.	Análisis la relación de la circulación atmosférica con la presencia de periodos secos y lluviosos durante los eventos La Niña 1999/00, 2007/08, 2010/11.	82
4.3.1.	Circulación atmosférica asociada a la ocurrencia de días lluviosos y secos.	83
4.3.2.	Análisis de la propagación de perturbaciones atmosféricas.	87
V.	CONCLUSIONES	111
VI.	RECOMENDACIONES	114
VII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	115
VIII.	ANEXOS	123

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1: Ubicación de estaciones meteorológicas en la cuenca alta del Río Mantaro.	27
Cuadro 2: Definición de índices de precipitación.	33
Cuadro 3: Resumen de la precipitación total mensual y anual en la cuenca alta del Mantaro.	44
Cuadro 4: Resumen de la precipitación total mensual y anual de las estaciones que conforman el Grupo 1.....	53
Cuadro 5: Resumen de la precipitación total mensual y anual de las estaciones que conforman el Grupo 2.....	54
Cuadro 6: Correlación de anomalías de precipitación observada con anomalías de OLR en el Pacífico Central a nivel mensual.	80
Cuadro 7: Correlación de anomalías de precipitación observada con anomalías de OLR en el Pacífico Central a nivel mensual durante evento La Niña.....	81
Cuadro 8: Correlación de anomalías de precipitación observada con anomalías de OLR en el Pacífico Central (promedios trimestrales)	82
Cuadro 9: Lista de eventos El Niño y La Niña.....	123
Cuadro 10: Índices de calidad por estación del Grupo 1.....	129
Cuadro 11: Índices de calidad por estación del Grupo 2.....	129
Cuadro 12: Varianza explicada por cada componente principal para La Niña 98/99	134
Cuadro 13: Varianza explicada por cada componente principal para La Niña 99/00	135
Cuadro 14: Varianza explicada por cada componente principal para La Niña 07/08	136
Cuadro 15: Varianza explicada por cada componente principal para La Niña 10/11	137
Cuadro 16: Relación de días lluviosos durante eventos La Niña	138

ÍNDICE DE FIGURAS.

Figura 1.- Geometría de escaneo actual del radar de precipitación a bordo del satélite TRMM, el cual fue modificado del Manual de Instrucción, versión 6, en cuanto a la altura del satélite y el swath width a partir del cambio de la órbita hecho en el 2001. FUENTE: Chávez (2013)	6
Figura 2.- Esquema idealizado de la distribución de los vientos y la presión en la superficie de la Tierra.	7
Figura 3.- Representación de la celda de Hadley (corte transversal de la Tierra).....	8
Figura 4.- Representación de la circulación de Walker a lo largo del ecuador durante condiciones normales (parte superior) y las desviaciones de la TSM de la media zonal a lo largo del ecuador (parte inferior).....	9
Figura 5.- Mapa del Pacífico Tropical y las regiones El Niño	10
Figura 6.- Interacción océano-atmósfera sobre el Pacífico Tropical: a) Condiciones “La Niña” b) Condiciones normales y c) Condiciones “El Niño”	11
Figura 7: Modelo conceptual de las condiciones atmosféricas en la Tropósfera baja, presentes durante los eventos lluviosos.	13
Figura 8: Composite de eventos La Niña fuertes (años 1988; 1998; 1999; 2007; 2010) durante SON. Se grafican anomalías de temperatura de superficie del mar (°C, panel superior), anomalías de precipitación (mm/día, panel medio) y anomalías de altura de geopotencial en 200 hPa (m, panel inferior).....	15
Figura 9: Composite de eventos La Niña fuertes (años 1988; 1998; 1999; 2007; 2010) durante DEF. Se grafican anomalías de temperatura de superficie del mar (°C, panel superior), anomalías de precipitación (mm/día, panel medio) y anomalías de altura de geopotencial en 200 hPa (m, panel inferior).....	16
Figura 10.- Correlación de anomalías de precipitación y anomalías de TSM en las regiones Niño 1+2 y Niño 3.4 para febrero	18
Figura 11.- Correlaciones significativas al 95 por ciento de la precipitación anual y los valores medios anuales del a) Índice E y b) Índice C (los triángulos rojos representan correlaciones positivas y los triángulos azules representan correlaciones negativas).....	19
Figura 12: Ubicación de las estaciones meteorológicas dentro de la cuenca del Mantaro..	25

Figura 13.- Variación de la precipitación media mensual en las estaciones SENAMHI y ELECTROPERU.....	43
Figura 14.- Regionalización y agrupación de estaciones según el vector en Grupo 1 (color rojo) y Grupo 2 (color azul)	45
Figura 15.- Régimen estacional de la precipitación- Grupo 1.....	46
Figura 16.- Régimen estacional de la precipitación- Grupo 2.....	46
Figura 17.- Series de Precipitación total anual- Grupo 1.	47
Figura 18.- Series de Precipitación total anual- Grupo 2.	47
Figura 19.- Índices anuales del vector del Grupo 1.	48
Figura 20.- Suma de los índices anuales del Grupo 1.	49
Figura 21.- Índices anuales del vector del Grupo 2.....	50
Figura 22.- Suma de los índices anuales del Grupo 2.	50
Figura 23.-Variación de la precipitación media mensual en las estaciones que conforman el Grupo 1.....	51
Figura 24.- Variación de la precipitación media mensual en las estaciones que conforman el Grupo 2.....	52
Figura 25.- Índice de la Precipitación total anual de los días húmedos (PRCPTOT) para todas las estaciones del Grupo 1 con datos de precipitación diaria en el período 1998-2015.....	55
Figura 26.- Índice de la Precipitación total anual de los días húmedos (PRCPTOT) para todas las estaciones del Grupo 2 con datos de precipitación diaria en el período 1998-2015.....	56
Figura 27.- Índice de Precipitación promedio anual (SDII) para el grupo 1.	57
Figura 28.- Índice de Precipitación promedio anual (SDII) para el grupo 2.	57
Figura 29.- Índice anual de los Días húmedos consecutivos (CWD) para e Grupo 1.	58
Figura 30.- Índice anual de los Días húmedos consecutivos (CWD) para el Grupo 2.	59
Figura 31.- Índice anual de los días secos consecutivos (CDD) para el Grupo 1.	60
Figura 32.- Índice anual de los días secos consecutivos (CDD) para el Grupo 2.	61
Figura 33.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 10mm (R10) para las estaciones del Grupo 1.....	62
Figura 34.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 10mm (R10) para las estaciones del Grupo 2.....	62
Figura 35.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 20mm (R20) para el grupo 1.....	63

Figura 36.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 20mm (R20) para el grupo 2.....	64
Figura 37.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 95 para las estaciones del Grupo 1.	64
Figura 38.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 95 para las estaciones del Grupo 2.	65
Figura 39.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 99 para las estaciones del Grupo 1.	66
Figura 40.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 99 para las estaciones del Grupo 2.	66
Figura 41.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima (RX1day) para las estaciones del Grupo 1	67
Figura 42.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima (RX1day) para las estaciones del Grupo 2	68
Figura 43.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima de 5 días consecutivas (RX5day) para las estaciones del Grupo 1.	68
Figura 44.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima de 5 días consecutivas (RX5day) para las estaciones del Grupo 2.	69
Figura 45.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 1998/99.	71
Figura 46.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 1998/99.....	72
Figura 47.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 1999/00.	73
Figura 48.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 1999/00.....	74
Figura 49.-Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 2007/08.	75
Figura 50.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 2007/08.....	76
Figura 51.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 2010/11.	77
Figura 52.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 2010/11.....	78

Figura 53- Valores promedio de Radiación de Onda Larga Emergente (OLR), viento (200hPa) y altura geopotencial para el periodo diciembre-abril para el periodo 1965-2015.....	84
Figura 54.- Anomalías de OLR promedio durante los días lluviosos (derecha) y durante los días secos (izquierda) para el periodo 1974-2015.....	85
Figura 55.- Anomalías promedio de vientos a 200hPa y altura geopotencial para los días lluviosos (derecha) y para los días secos (izquierda).	86
Figura 56.- Líneas de flujo de viento promedio a 200 hPa(m/s) durante los días secos (izquierda) y los días lluviosos (derecha) sobre la cuenca alta del Mantaro para el periodo 1965-2015.....	86
Figura 57: Modelo conceptual de las condiciones atmosféricas en la Tropósfera baja, presentes durante los eventos lluviosos.	88
Figura 58: Imágenes satelitales GOES tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 1999/00	89
Figura 59: Imágenes satelitales GOES tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 2007/08	90
Figura 60: Imágenes satelitales GOES tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 2010/11	91
Figura 61: Anomalías de OLR provenientes de NOAA/OAR/ESRL (en W/m ²), tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 1999/00.....	93
Figura 62: Anomalías de OLR provenientes de NOAA/OAR/ESRL (en W/m ²), tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 2007/08.....	94
Figura 63: Anomalías de OLR provenientes de NOAA/OAR/ESRL (en W/m ²), tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 2010/11	95
Figura 64: Valores de Humedad Relativa de NCEP/NCAR Reanalysis tres días antes y dos días después del día lluvioso (<i>día 0</i>).....	96
Figura 65: Modelo conceptual de las condiciones atmosféricas en la Tropósfera alta, presentes durante los eventos lluviosos.	98
Figura 66: Divergencia y dirección de viento a 200 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (<i>día 0</i>) para el evento La Niña 1999/00	99
Figura 67: Divergencia y dirección de viento a 200 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (<i>día 0</i>) para el evento La Niña 2007/08	100

Figura 68: Divergencia y dirección de viento a 200 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (<i>día 0</i>) para el evento La Niña 2010/11	101
Figura 69: Divergencia y dirección de viento a 850 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (<i>día 0</i>).....	103
Figura 70: Altura geopotencial y vientos a 850 hPa del NCEP/NCAR Reanalysis de tres días antes y dos días después del día lluvioso (<i>día 0</i>) para un evento lluvioso.	105
Figura 71: Altura geopotencial y vientos a 850 hPa del NCEP/NCAR Reanalysis de tres días antes y dos días después del día lluvioso (<i>día 0</i>) para un evento seco.....	106
Figura 72: Vorticidad y dirección de viento a 200 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (<i>día 0</i>) para el evento La Niña 1999/00	108
Figura 73: Vorticidad y dirección de viento a 200 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (<i>día 0</i>) para el evento La Niña 2007/08	109
Figura 74: Vorticidad y dirección de viento a 200 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (<i>día 0</i>) para el evento La Niña 2010/11	110
Figura 75.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 1.....	125
Figura 76.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 2.....	127
Figura 77.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 1.....	130
Figura 78: Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 1(continuación)	131
Figura 79.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 2.....	132
Figura 80: Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 2.....	133

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1.-Lista de eventos El Niño y La Niña sobre la base del Índice Oceánico El Niño (ONI).	123
Anexo 2.- Registro de información pluviométrica.	124
Anexo 3.- Análisis de la variabilidad interanual de la precipitación (1965-2015).....	125
Anexo 4.- Índices de calidad por estación acorde al Vector Regional	129
Anexo 5.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal durante los periodos de mayor precipitación para cada evento La Niña.....	134

I. INTRODUCCIÓN.

El ciclo hidrológico a nivel mundial viene experimentando una serie de cambios, como consecuencia de alteraciones en las condiciones climáticas promedio, lo cual incrementa la probabilidad de ocurrencia de eventos extremos como sequías e inundaciones en diferentes partes del planeta. Dichos eventos extremos, como el fenómeno de La Niña, son de especial preocupación para los tomadores de decisiones por el gran impacto social, ambiental y económico que producen, especialmente en el Perú.

Adicionalmente, uno de los aspectos del clima más estudiados en la actualidad por la comunidad científica, está relacionado con la variabilidad espacial y temporal de la precipitación. Si bien hay un gran avance del estado del conocimiento respecto a la variabilidad interanual de la precipitación en los Andes centrales y en el Perú a partir de datos mensuales (e.g. Buytaert et al. 2006; Silva et al. 2008; Lavado y Espinoza, 2014), hay aún pocos estudios dedicados al análisis de la variabilidad de la precipitación durante eventos extremos y a nivel diario (e.g. León, 2014; Zubieta et al. 2016). Por otro lado, la falta de estaciones de monitoreo que brinden datos de variables meteorológicas como la precipitación, con un adecuado registro histórico y que se encuentren adecuadamente distribuidas a lo largo del espacio geográfico del Perú, dificulta el análisis de la variabilidad en muchas de las regiones del país, especialmente a nivel local y regional. Por ello, un mejor entendimiento de la variabilidad espacial y temporal de la precipitación durante eventos extremos como La Niña, así como un análisis de los procesos físicos y atmosféricos vinculados a ellos, se presenta como una alternativa a ser utilizada como indicador de procesos de convección profunda, especialmente en regiones como la cuenca alta del Mantaro que, por su importancia económica, ambiental y social, son altamente vulnerables.

Po otro lado, La Niña es un evento acoplado entre el océano y la atmósfera, el cual se caracteriza principalmente por un enfriamiento anómalo del Pacífico Tropical que influye en el régimen climático de muchas regiones del planeta por los procesos de teleconexión

que presenta. Por otro lado, si bien hay muchos estudios relacionados con los procesos físicos que caracterizan eventos extremos como El Niño (e.g. Aceituno, 1992; Grimm et al. 2000; Takahashi, 2004; Cushman, 2004; León, 2014), existen aún pocos estudios referidos a la vinculación entre los eventos La Niña y su influencia en el régimen de precipitaciones (e.g. Chiodi y Harrison , 2015). Asimismo, la mayoría de estudios realizados, explican la variabilidad de las precipitaciones a una escala interanual; empero, existen pocos estudios dedicados al análisis de la precipitación a escala diaria y su relación con los procesos de circulación global que favorecen o inhiben la presencia y desarrollo de la precipitación.

Por otro lado, la economía de muchos países de América del Sur, como el caso del Perú, se sustenta, en gran medida, en actividades como la agricultura, producción de energía eléctrica, etc. actividades que dependen de la disponibilidad del recurso hídrico, el cual se ve seriamente afectado por la ocurrencia de fenómenos extremos (Montecinos et al., 2000). Es por ello que regiones como la cuenca alta del río Mantaro en los Andes centrales del Perú son altamente vulnerables a fenómenos meteorológicos extremos asociados a la variabilidad del clima; la cual se incrementará en los próximos años debido al cambio climático (IGP, 2005). La cuenca del río Mantaro tiene alta importancia socioeconómica debido a la presencia de centrales hidroeléctricas, que generan casi el 35 por ciento de la electricidad de Perú y porque es la fuente principal de productos agrícolas (IGP 2005).

El presente estudio tiene como objetivo caracterizar la variabilidad de la precipitación a escala interanual (1965-2015) y diaria (1998-2015) en la cuenca alta del río Mantaro, y los patrones de circulación atmosférica vinculadas con la ocurrencia de días lluviosos y secos en durante los eventos La Niña 1998/99, 1999/2000, 2007/08 y 2010/11. Para ello, se utilizaron diversas técnicas hidrológicas y estadísticas como el método del Vector Regional, el análisis de componentes principales, entre otros.

II. REVISIÓN DE LA LITERATURA.

2.1. Relación entre los valores de OLR y la precipitación.

La radiación de onda larga emergente (OLR), es un componente del balance de radiación en la Tierra y representa el total de radiación emitida al espacio por el sistema Tierra-atmósfera. Registro de los valores de OLR se encuentran disponibles desde el año 1974, basadas en mediciones de bandas espectrales amplias las cuales fueron tomadas en un ángulo cenital por el Balance de Radiación de la Tierra (ERB, por sus siglas en inglés), un instrumento de los satélites Nimbus-6 y Nimbus-7 (Kyle et al., 1993), el Earth Radiation Budget Experiment (ERBE), un instrumento de la NOAA-9 Y NOAA.10 y el Earth Radiation Budget Satellite (EC) (Zelinka y Hartmann, 2011).

Los valores de OLR han sido ampliamente utilizados como una referencia de la actividad convectiva atmosférica, principalmente en el diagnóstico y la comprensión de la variabilidad intraestacional tropical y los monzones interanuales; así como en estudios sobre el balance de radiación en la Tierra, para el análisis de respuestas climáticas y procesos de retroalimentación de las nubes, como respuesta a las variaciones climáticas a corto plazo mediante un análisis de las variaciones en la radiación y de temperatura superficial del mar.

El primer estudio de este tipo fue publicado por Lau y Chan (1983); en dicho estudio, el número de días con valores de OLR menores a 240 W m^{-2} dentro de un mes determinado, fue utilizado como un predictor de la precipitación mensual y, posteriormente calibrado, frente a estimaciones basadas en observaciones realizadas en la región del Pacífico Ecuatorial Central y en el mar de Indonesia. Desde este primer estudio, se han desarrollado una múltiple cantidad de investigaciones, las cuales, utilizan de alguna manera, el flujo total de OLR como indicador y medio para estimar la precipitación en las zonas tropicales, donde el flujo total de OLR está fuertemente modulada por la presencia de nubes convectivas profundas y donde la mayor cantidad de precipitación está asociada a procesos de convección profunda (Xie y Arkin, 1998).

Zelinka y Hartman (2011) investigaron la respuesta de la nubosidad tropical para el ciclo ENOS y su correspondiente efecto en la parte superior de los flujos de radiación. El estudio demostró la importancia de la presencia de las nubes en la determinación de valores de OLR a lo largo de los trópicos, la cual ha determinado su amplio uso como un indicador de la actividad convectiva. Por otro lado, su amplia cobertura espacial, así como su amplio registro histórico ha contribuido a que sea ampliamente usado en los estudios de fenómenos atmosféricos y en una variedad de escalas tanto temporal como espacial.

Lim et al. (2011) estudiaron la relación entre la radiación de onda larga emergente (OLR) y las precipitaciones sobre la región del sudeste de Asia, mediante el uso de datos de OLR diarios de la NOAA y datos de la misión de medición de lluvias tropicales en órbita polar (TRMM, por sus siglas en inglés). El estudio se llevó a cabo utilizando datos recogidos de enero a marzo del año 2007, que cubren una región de longitudes 92,5° E-122,5° E; y latitudes 20 ° N-20 ° S. Se utilizó la técnica de interpolación bilineal para generar nuevos datos de cuadrícula de precipitaciones de resolución de 0,25° x 0,25 ° por una resolución de 2,5° x 2,5° para superponerlos con los datos de OLR. Los resultados mostraron una alta correlación negativa entre OLR y precipitaciones en las regiones de latitudes más bajas en comparación de las regiones más altas latitudes.

2.2. El radar de precipitación Tropical Rainfall Measuring Mission (PR- TRMM).

Productos de la Misión de Mediciones de Precipitaciones Tropicales (TRMM, por sus siglas en inglés) han estado disponibles desde 1998. Para este estudio se hizo uso del producto TRMM 3B42 versión7, el cual proporciona datos de precipitación con un intervalo de hasta tres horas, sobre la base de una combinación de observaciones obtenidas mediante sensores microondas, radar de precipitaciones y un explorador visible e infrarrojo (Huffman y Bolvin, 2013). Este producto de datos TRMM tiene una resolución espacial de 0.25° (aproximadamente 27 km), y es muy utilizado para aplicaciones hidrológicas en aquellas regiones con escasez de datos; empero, sufre de algunas limitaciones como el pobre tiempo de muestreo de datos obtenido, el cual en algunos casos, se reduce a uno o dos observaciones por día dependiendo de la zona analizada (Mourre et al., 2015).

El primer instrumento para obtener mapas tridimensionales de tormentas fue el radar de precipitación (PR), el cuál proporcionaba información muy importante sobre la intensidad,

distribución y profundidad de la precipitación y del calor latente a lo largo de la región tropical. Anteriormente, instrumentos como TRMM Microwave Imager (TMI) y el escáner en Visible Infrarrojo (VIRS) han estado en funcionamiento; empero, el TRMM fue el primero en hacer mediciones de lluvia (Chávez, 2013). El PR es un radar activo de 13.85 GHz que capta la energía reflejada en la atmósfera de las gotas de lluvia y cristales de hielo, en diferentes distancias, permitiendo obtener información de la cantidad de lluvia precipitada. El radar tiene una longitud de onda de 2.17 cm por lo que está sujeta a una atenuación por la lluvia, pudiendo ésta ser corregida mediante el uso de algoritmos (Chávez, 2013).

2.2.1. Los productos del TRMM.

La información registrada ha sido clasificada en tres niveles por la NASA Earth Data, según el procesamiento en las mediciones. En el nivel uno, se encuentra el 1B21 que obtiene potencia de eco de radar y potencia de ruido a partir de conteos de eco registrados por el radar. Por otro lado, el producto 1C21 proporciona valores de reflectividad a partir de potencia mediante el uso de una ecuación de radar. En el segundo nivel, se tiene los productos 2A21, 2A25, 2A23, los cuales clasifican la lluvia según el tipo; por otro lado, el 2A25 brinda una estimación de la lluvia en superficie a una resolución de 0.04°. Por último, tenemos los productos del nivel 3, que proporciona estadísticas en precipitación a nivel mensual a una resolución de 0.5°. Productos como el 3B42 proveen valores de precipitación cada tres horas a una resolución de 0.25° (Chávez, 2013)

2.2.2. Características de la órbita TRMM.

El área geográfica que es cubierta por el satélite TRMM es la siguiente:

Latitud: 38°S-38°N

Longitud: 180°W-180°

El satélite orbita alrededor del planeta unas 16 veces al día, con una duración de 93 min cada una.

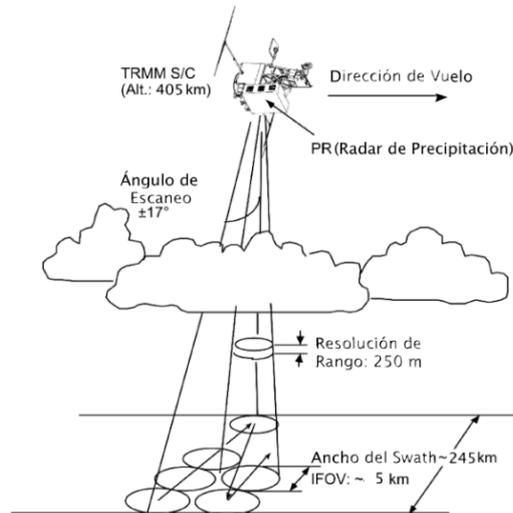


Figura 1.- Geometría de escaneo actual del radar de precipitación a bordo del satélite TRMM, el cual fue modificado del Manual de Instrucción, versión 6, en cuanto a la altura del satélite y el swath width a partir del cambio de la órbita hecho en el 2001.

FUENTE: Chávez (2013)

En el año 2001, la altitud a la que se encontraba el satélite fue cambiada de 350 a 402.5km con el objetivo de ahorrar combustible y prolongar su vida útil. Dicho cambio ocasionó una modificación en el ancho de franja observada en la superficie por el radar de precipitación, conocido como *swath* el cual pasó de 215 km a 245 km. Por otro lado, hubo un cambio en la resolución horizontal de la cobertura del haz el cual pasó de 4.3 km a 5 km (Chávez, 2013).

Los resultados de precipitación, obtenidos con alta resolución mediante el radar TRMM-PR, sugieren que el relieve de los Andes peruanos ejerce un gran control sobre la variabilidad de las precipitaciones (Bookhagen y Strecker, 2008). Es importante tener en cuenta que los datos de precipitación obtenidos mediante sensores remotos en la región andina, están sujetos a considerables errores, llegando incluso a un 50 por ciento de subestimación, por lo que para los estudios hidrológicos que se realicen, dichos datos deberán ser calibrados con mediciones in situ (Scheel et al., 2011; Zulkafli et al., 2014).

2.3. Elementos de la circulación atmosférica.

2.3.1. Principales elementos de la circulación global.

La franja tropical ubicada entre los latitudes 23.27°S y 23.27°N, es donde se presenta mayor absorción de calor a los largo de la parte oceánica del planeta; la temperatura superficial del mar (TSM) es la suficiente para producir una actividad convectiva profunda en la atmósfera y, consecuentemente, podría generar precipitación (Godfrey et al. 2001).

La gran absorción de energía es, ulteriormente, redistribuida a causa de las circulaciones, tanto oceánicas como atmosféricas a nivel global, originando de esta manera un flujo positivo de energía hacia los polos (Espinoza, 2009).

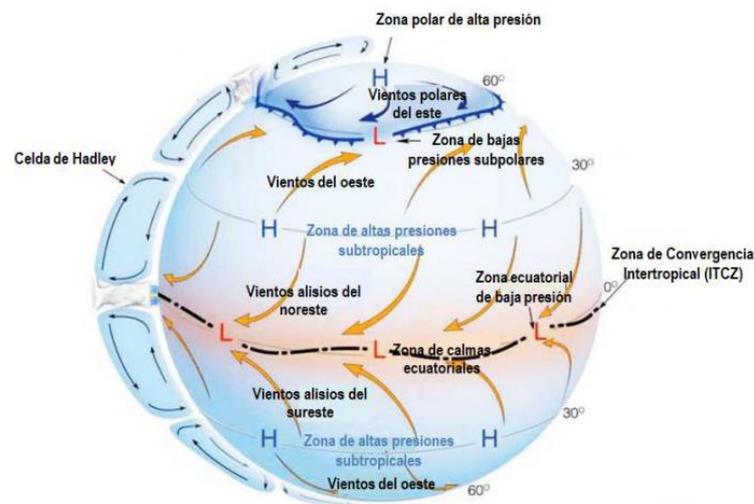


Figura 2.- Esquema idealizado de la distribución de los vientos y la presión en la superficie de la Tierra.

FUENTE: Ahrens (2014)

La figura 2, da una idea de cómo sería el sistema global de vientos si nuestro planeta estuviera cubierto completamente por agua. Los vientos alisios son un aspecto fundamental en el sistema atmosférico; circulan entre los trópicos desde las zonas de alta presión subtropical hacia las zonas de baja presión subtropical ubicadas en la línea ecuatorial (zona conocida como la zona de las bajas ecuatoriales). Cuando los vientos alisios del sureste o noreste, llegan al Ecuador ascienden alcanzando la Tropopausa, ulteriormente se dirigen

hacia los polos donde originan el fenómeno de subsidencia al llegar a los 30° de latitud, generando zonas de alta presión (León, 2014).

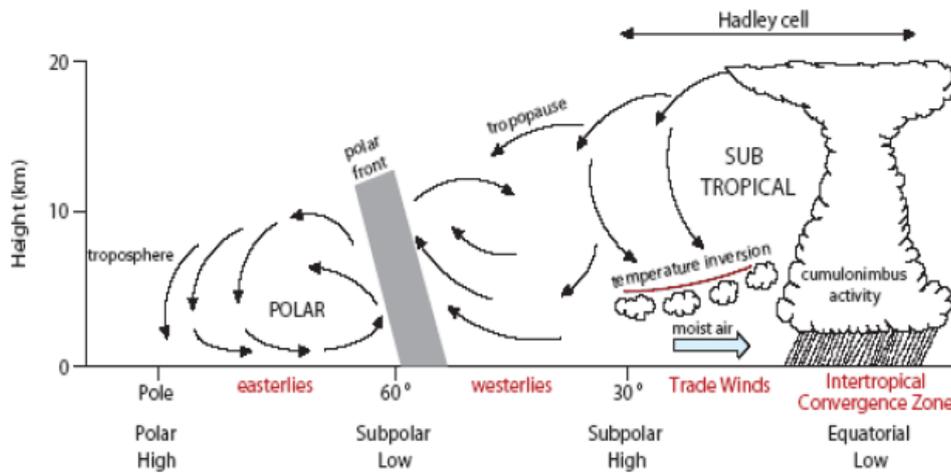


Figura 3.- Representación de la celda de Hadley (corte transversal de la Tierra)

FUENTE: Open University (2001)

La Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés), se forma de la convergencia de los vientos alisios, la cual genera una densa capa de nubes a lo largo de la zona ecuatorial; es en esta zona de convección profunda, en la que se produce la formación de nubes *cumulonimbus*, la cual está asociada a la precipitación (León, 2014).

Otro tipo de circulación muy importante, en dirección longitudinal (este-oeste), es la llamada circulación de Walker, la cual involucra el ascenso de aire sobre la zona Australia y su posterior descenso sobre el Pacífico Este (Hewitt y Jackson, 2009). En la Figura 4 se muestra el Pacífico Occidental más cálido que el Pacífico Oriental, debido al rol de los vientos alisios; es debido a ello que la subsidencia y ascendencia de las masas de aire ocurren precisamente en estas ubicaciones. Las celdas están caracterizadas por divergencia en las zonas altas de la Tropósfera en regiones de convección profunda y por procesos de convergencia en zonas de subsidencia, las cuales pueden ser apreciados en la Figura 4.

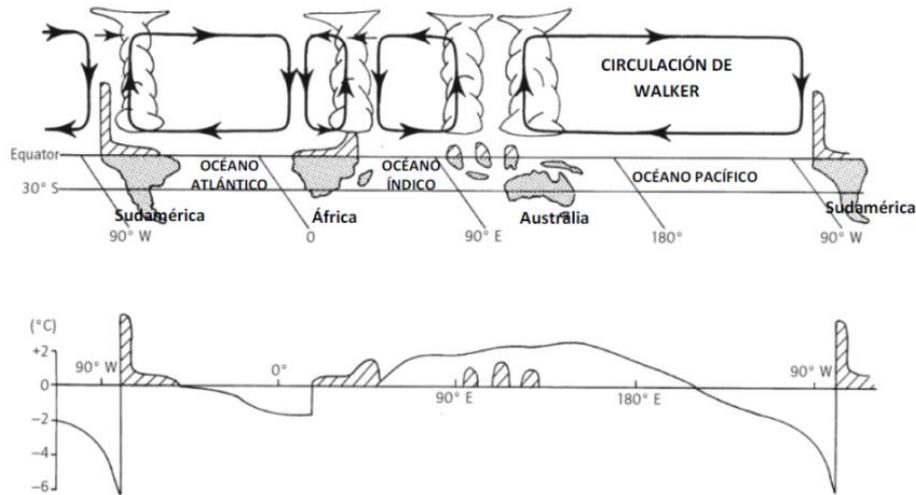


Figura 4.- Representación de la circulación de Walker a lo largo del ecuador durante condiciones normales (parte superior) y las desviaciones de la TSM de la media zonal a lo largo del ecuador (parte inferior).

FUENTE: Peixóto y Oort (1992)

Mientras en las regiones ecuatoriales, la circulación del aire está fuertemente modulada por celdas de aire que se trasladan de manera longitudinal- vertical, con regiones de ascenso y descenso, en el Pacífico Occidental se muestra la presencia de procesos de convección profunda asociada a movimientos ascendentes. Asimismo, se presentan vientos divergentes en los niveles superiores de la Tropósfera el cual desciende en el Pacífico Oriental (Barreiro, 2010). La circulación de Walker también influye de manera importante en las condiciones del Océano Pacífico, la que se ve alterada durante el Fenómeno del Niño y La Niña (León, 2014). Asimismo, sobre gran parte de la cuenca amazónica se produce ascenso de aire, de menor intensidad, durante el verano austral, la cual está asociada a la temporada lluviosa en esta región, la cual intensifica los proceso de subsidencia y convergencia en los niveles altos del Pacífico oriental.

2.3.2. Mecanismos Oceánicos- Atmosféricos.

El estudio de las condiciones océano-atmosféricas sobre el Pacífico Central es fundamental para una adecuada comprensión del fenómeno La Niña. Es por ello que, el Centro de Predicción Climática (CPC) de la NOAA, determinó cuatro regiones en el Pacífico Tropical para un adecuado monitoreo de éste fenómeno. Estas regiones son región Niño 1 (80°-90°W y 5°-10°S), Niño 2 (80°- 90°W y 0°-5°S), Niño 3 (90°-150°W y 5°N-5°S) y Niño 4 (150°W-160°E y 5°N-5°S) (León, 2014).

Al unir las regiones Niño 3 y Niño 4 se obtuvo la región Niño 3.4 (120W°-170°W y 5°N-5°S) y de la combinación de las regiones Niño 1 y Niño 2 se obtuvo la región Niño 1+2 (80°W-90°W y 0°-10°S); estas dos últimas son las más usadas en los estudios asociados al fenómeno El Niño (León, 2014).

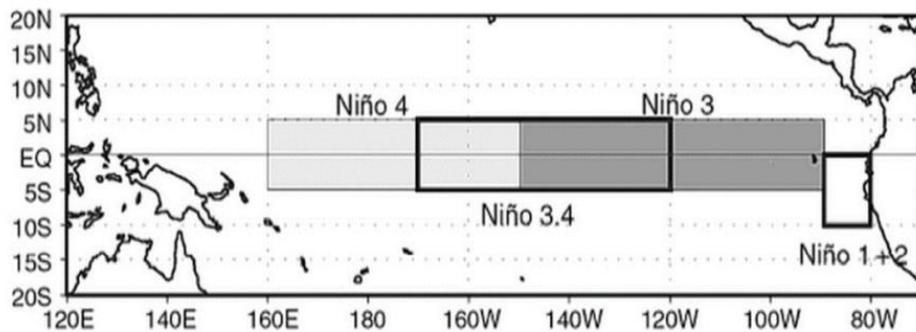


Figura 5.- Mapa del Pacífico Tropical y las regiones El Niño

FUENTE: Sarachik y Cane (2010).

Bajo condiciones normales, los vientos alisios se dirigen de Este a Oeste, a lo largo del Pacífico Tropical, hacia la zona de Australia donde se presentan aguas cálidas. Por otro lado, el movimiento ascendente del aire en la región cálida del Pacífico- Ecuatorial Occidental alcanza la Tropopausa, retornando posteriormente hacia el lado Este por la

Tropósfera, para descender sobre el Pacífico Oriental; completando de esta manera la circulación de Walker (León, 2014).

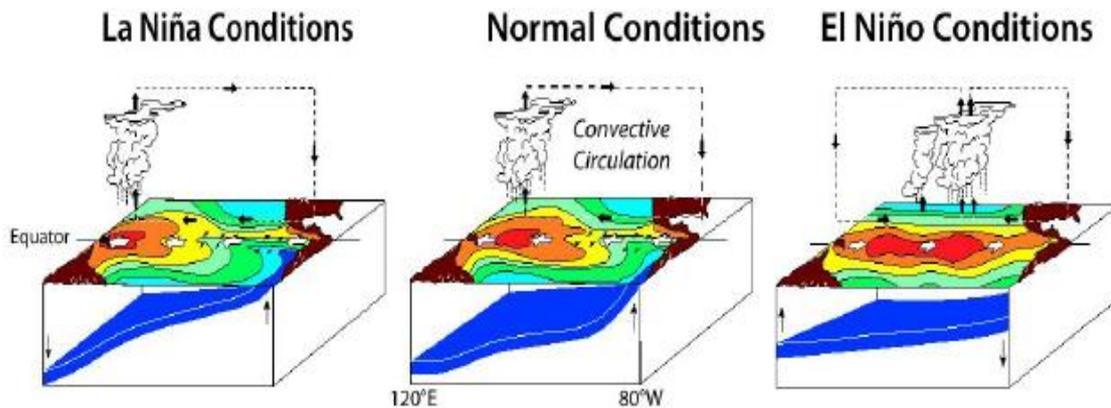


Figura 6.- Interacción océano-atmósfera sobre el Pacífico Tropical: a) Condiciones “La Niña” b) Condiciones normales y c) Condiciones “El Niño”

FUENTE: Laboratorio Marino Ambiental del Pacífico (PMEL-NOAA)

En el océano, la interacción del Pacífico Tropical con la atmósfera, genera la termoclina (superficie imaginaria que separa la capa superficial oceánica, aguas calientes, de las aguas profundas que son mucho más frías). Bajo condiciones normales, la superficie de la termoclina es mucho más profunda en la zona occidental del Pacífico (200 m) y más superficial en la zona oriental (50m). Esto debido principalmente a que los vientos alisios arrastran las aguas hacia el Este provocando que las masas de agua se acumulen, aumentando el tamaño de la capa superficial (Casas y Alarcón, 1999).

Por otro lado, bajo condiciones El Niño y La Niña, hay una modificación importante en la Circulación de Walker. En condiciones El Niño, la presión sobre el nivel del mar que caracteriza al Pacífico Oriental disminuye; asimismo, se produce una diferencia de presión, a nivel de la superficie del mar, entre el Pacífico Oriental y occidental, produciendo a su vez un debilitamiento en la Circulación de Walker. Los vientos alisios disminuyen en intensidad y se invierte la dirección del flujo (hacia el Este) en el Pacífico Ecuatorial Occidental. Asimismo, las masas de agua cálida del Oeste se desplazan en dirección Este, disminuyendo el nivel de la Termoclina en el oeste e incrementándose en el Este, mientras que durante el evento La Niña, las condiciones son totalmente inversas (León, 2014).

Asimismo, según Philander (1983), el movimiento de la zona de convergencia intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés) influye directamente en la interacción entre El Niño y el ciclo estacional; debido al efecto que tiene en el calentamiento de la atmósfera y en la inestabilidad del sistema climático; asimismo, la evolución de las fases en el Fenómeno de El Niño está influenciada por el ciclo estacional de la ITCZ, verbigracia, cuando su posición es la más austral, el evento provoca precipitación intensa.

2.3.3. La circulación atmosférica y su relación con la ocurrencia de lluvias.

Takahashi (2004) y Douglas et al. (2008) analizaron la circulación atmosférica que está asociada a las precipitaciones durante el evento El Niño 1997-98 en la costa norte del Perú. Según el estudio, hay un incremento del flujo de viento proveniente del Oeste cerca de la Troposfera baja sobre la región Piura durante el período de días lluviosos, el cual podría estar relacionado a ondas atmosféricas ecuatoriales Kelvin (Takahashi, 2004). Por otro lado, Douglas et al. (2008) realizaron un estudio sobre la variabilidad sinóptica de las precipitaciones y la nubosidad sobre la costa norte del Perú y el Ecuador en el que se utilizaron anomalías de viento zonal como indicador de días lluviosos, a diferencia del estudio de Takahashi (2004) en el que se emplearon datos de precipitación. Los resultados sugieren una relación entre los ciclones extratropicales en el lado Norte, los vientos y la variabilidad de precipitaciones a lo largo de la costa norte peruana.

En la zona andina tropical, las precipitaciones ocurren principalmente durante el verano austral, y están vinculados a la fase madura del sistema monzónico Suramericano (Zhou y Lau, 1998), que proviene de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (Liebmann y Smith, 1996) y el sistema de Alta de Bolivia (Aceituno y Montecinos, 1993; Garreaud et al., 2003), mientras que entre los meses de abril y septiembre se presenta una estación seca sobre los Andes y el Antiplano, el cual está vinculado a un debilitamiento en el proceso de transporte de humedad y a la aparición de vientos del oeste en la troposfera superior (Garreaud et al., 2003; Espinoza et al., 2009). Por otro lado, la posición e influencia del Alto Bolivia es intrínsecamente relacionado con las anomalías de precipitación sobre el Antiplano (Vuille et al., 1998; Vuille, 1999).

Durante el invierno, período de poca precipitación en la sierra del Perú, zonas de alta presión como los anticiclones del Océano Pacífico Sur y el Océano Atlántico Sur se

encuentran cerca del continente y con una mayor intensidad, en contraste, durante el verano estos sistemas de alta presión se alejan del continente permitiendo la formación de una vaguada (áreas de baja presión) (Lagos et al., 2008). Por otro lado, en niveles inferiores de la atmósfera (850 mb) hay presencia predominante de flujos del Este, los cuales se intensifican durante el verano, lo que conlleva a un mayor transporte de humedad desde la cuenca amazónica hacia la zona andina (Lagos et al., 2008).

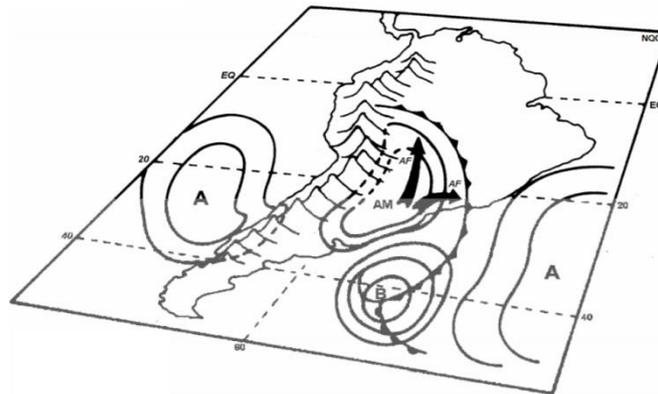


Figura 7: Modelo conceptual de las condiciones atmosféricas en la Tropósfera baja, presentes durante los eventos lluviosos.

Fuente: Quispe (2006)

Por otro lado, Ropelewski y Halpert (1989) demostraron que las precipitaciones durante el período noviembre- febrero tienden a estar por encima de los valores medios en años con presencia de El Niño, mientras que en el período junio-diciembre los valores de precipitación tienden a estar por debajo de la mediana en años con un alto valor del índice de oscilación del Sur (eventos fríos en el océano Pacífico ecuatorial). Por otro lado, Lau y Sheu (1988), demostraron que aquellos años con eventos de TSM cálidos en el Pacífico ecuatorial están asociados con anomalías en la precipitación que se encuentran por encima de mediana.

Asimismo, diversos estudios han analizado la relación entre la circulación atmosférica y la variabilidad de la precipitación en los Andes, cuyos resultados revelan la permanencia de los *hotspots* húmedos durante gran parte del año, mientras que la evapotranspiración estimada no exceda la precipitación en un determinado mes (Póveda et al., 2014). En las llamadas regiones *hotspot*, las lluvias intensas y la humedad convergen de igual manera

durante el invierno austral por acción de los vientos alisios producto del anticiclón del Atlántico Sur (Póveda et al., 2014). Por otro lado, las fluctuaciones en las precipitaciones durante el verano austral, podrían estar ligadas a una marcada variabilidad tanto temporal como espacial de la ZCAS.

Un estudio de Díaz et al. (1998), centrada en las precipitaciones de Uruguay y el estado de Río Grande do Sul en Brasil, describe el ciclo anual de las precipitaciones analizando la correlación entre las anomalías de precipitación y la temperatura superficial del mar en los océanos Pacífico y Atlántico. Para dicho estudio se utilizaron herramientas estadísticas como el Análisis de Componentes Principales y el Análisis de Correlación Canónica. Los resultados mostraron una distribución temporal y espacial heterogénea de la precipitación durante el año y relaciones significativas entre las anomalías en la precipitación y la TSM en los océanos Pacífico y Atlántico.

2.4. El fenómeno La Niña.

Durante los eventos La Niña, anomalías negativas de TSM en el Pacífico, unido a un débil calentamiento del Pacífico occidental (panel superior de la Figura 8) originan la disminución de las lluvias en la ZCIT en todo el Pacífico, originando el desplazamiento del proceso de convección en dirección Oeste, cerca a Indonesia (paneles medios de las Figura 8 y 9), lo cual genera la intensificación de la celda Walker, aumentando los vientos del Oeste en niveles superiores y en superficie, los alisios del Este. Por otro lado, una disminución en las lluvias en la ZCIT del Pacífico origina una disminución en la liberación del calor latente, la cual enfría la Tropósfera a lo largo de toda la región tropical; ello debido, principalmente, a que en éstas latitudes no se pueden mantener gradientes horizontales de presión, a diferencia de latitudes altas, donde predomina la fuerza de Coriolis, originando que las anomalías de temperatura se distribuyan de forma horizontal. (Barreiro, 2010).

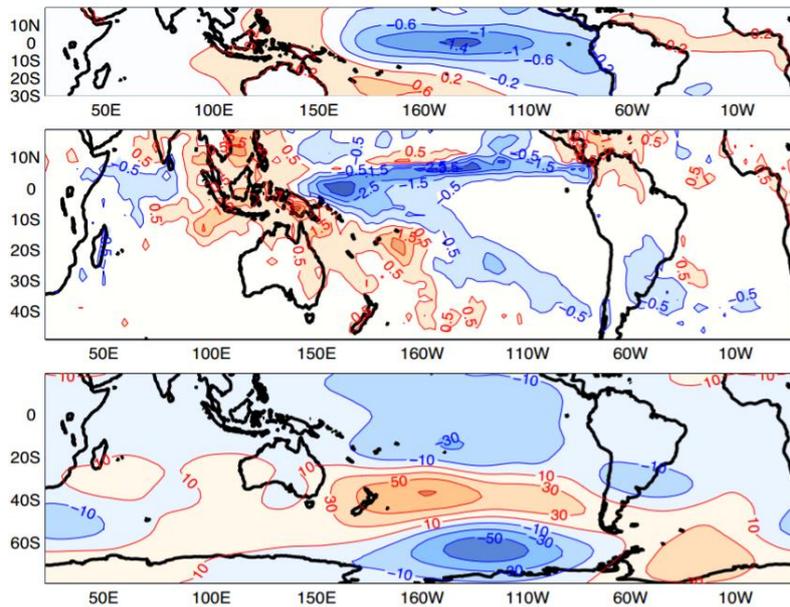


Figura 8: Composite de eventos La Niña fuertes (años 1988; 1998; 1999; 2007; 2010) durante SON. Se grafican anomalías de temperatura de superficie del mar (°C, panel superior), anomalías de precipitación (mm/día, panel medio) y anomalías de altura de geopotencial en 200 hPa (m, panel inferior).

FUENTE: DiNezio (2016)

Asimismo, anomalías negativas de altura geopotencial (paneles inferiores de las Figura 8 y 9), donde se aprecia que un enfriamiento en los niveles superiores de la Tropósfera, favorece la formación de una atmósfera inestable, originando la convección y un aumento de la precipitación durante eventos La Niña. Esto a su vez genera un aumento en la intensidad de la celda ecuatorial del océano Atlántico, lo cual favorece aún más la subsidencia en el Pacífico este, resultando en alisios muy intensos en esta región que a su vez favorecen el afloramiento de aguas frías y el fortalecimiento de La Niña. Por otro lado, cuando se analiza, a escala interanual, la presencia del evento El Niño sobre el Pacífico Central (región 3.4) se produce un debilitamiento de los vientos del Este sobre la sierra sur, reduciendo considerablemente las lluvias en esta región (Garreaud, 1999; Lagos et al., 2008; Lavado y Espinoza, 2014). Es importante mencionar que la sola presencia de La Niña no explica la variabilidad de las precipitaciones en los Andes, habiendo procesos conexos que contribuyen a dicha variabilidad.

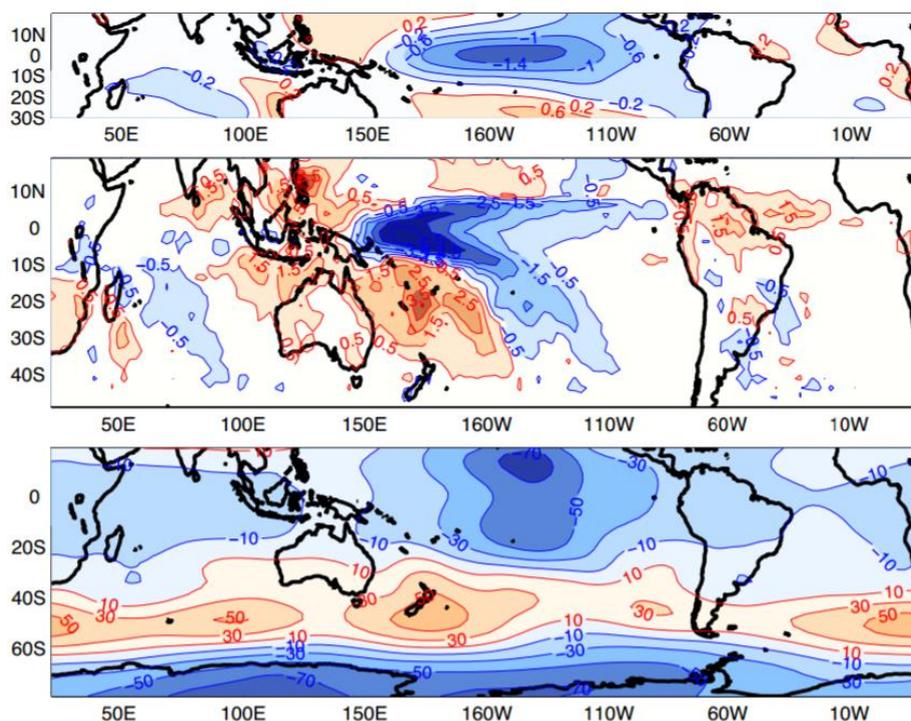


Figura 9: Composite de eventos La Niña fuertes (años 1988; 1998; 1999; 2007; 2010) durante DEF. Se grafican anomalías de temperatura de superficie del mar (°C, panel superior), anomalías de precipitación (mm/día, panel medio) y anomalías de altura de geopotencial en 200 hPa (m, panel inferior).

FUENTE: DiNezio (2016)

Por otro lado, si bien durante las últimas décadas, diversos estudios han analizado el impacto del Fenómeno de El Niño en diversas regiones del Perú (Takahashi, 2004; León, 2014); las cuales demuestran que las precipitaciones en los andes peruanos presentan una correlación inversa moderada con la TSM en el Pacífico Central (Lagos et al., 2008; Lavado y Espinoza, 2014), aún hay pocos estudios dedicados al análisis del evento La Niña y las teleconexiones atmosféricas que podrían estar relacionadas con la variabilidad de precipitaciones en la Amazonia peruana incrementando el transporte de humedad proveniente del Atlántico (Espinoza et al., 2012; Espinoza et al., 2013). Asimismo, se ha demostrado que anomalías de TSM en la región central del Pacífico tienen influencia en las condiciones climáticas en las regiones remotas al Pacífico, especialmente, en Suramérica a través de mecanismos de teleconexión extratropical (Rompelewski y Halpert, 1987; Barreiro, 2010).

Asimismo, Grim et al. (2000) realizaron un estudio completo sobre las anomalías de precipitación y su relación con la circulación atmosférica, las cuales se asociaron con diferentes etapas de eventos El Niño y La Niña para todo América del Sur meridional, delimitando regiones coherentes con sus respectivas anomalías de precipitación, llegando a evaluar la consistencia y magnitud de dichas anomalías. En dicho estudio, evaluaron la variabilidad temporal y espacial de las anomalías mediante el cálculo de los percentiles de precipitación esperados por cada estación. La investigación mostraba una tendencia a una menor precipitación media en años previos al evento El Niño, el cual se prolongaba hasta marzo del año en el que se produce el evento. En contraste, en la región al Este de los Andes, las máximas anomalías positivas de la precipitación ocurren durante la primavera cuando las anomalías en la circulación ocurren al aumentar la lluvia en otras regiones.

2.5. Variabilidad de la precipitación en el Perú.

Al hablar de variabilidad en el clima, se hace referencia a una variación en las condiciones climáticas promedio (temperatura, precipitación, etc.) tanto espacial como temporalmente; es decir, se producen en cualquier lugar del planeta y en cualquier momento, teniendo como causas posibles procesos naturales o antropogénicos (Lavado y Espinoza, 2014). Por otro lado, la influencia de las montañas sobre la intensidad, posición y sobre la distribución de las precipitación esta ampliamente estudiada (Garreaud, 1999; Silva y Takahashi, 2008).

Cuando se analiza el fenómeno de El Niño en el Pacífico Central (región Niño 4), a escala interanual, se puede apreciar un debilitamiento de vientos del Este sobre los andes peruanos a una altura aproximada de 12 km (200 hPa), lo cual reduce la cantidad de precipitaciones sobre dicha región (Lavado y Espinoza, 2014; Lagos et al., 2008; Vuille et al., 1998; Garreaud et al., 2003); empero, la presencia del evento La Niña no explica por completo la variabilidad de las precipitaciones en la sierra del Perú. El comportamiento climatológico de las lluvias en los Andes también se encuentra asociado a un desplazamiento estacional de los sistemas anticiclónicos del Pacífico y del Atlántico en dirección norte- sur y este-oeste, el cual permite la formación de la vaguada durante el verano (Lagos et al. 2008). Asimismo, el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical, el transporte de humedad desde la Amazonia y la formación de núcleos de alta presión (Alta Bolivia) contribuyen a la formación de la precipitación (Vuille, 1999; Garreaud et al, 2003). Dicha relación entre los vientos a 200 hPa y el régimen de

precipitación en los andes peruanos ha sido estudiada por diversos autores en múltiples escalas tanto temporales como espaciales (Garreaud et al, 2003).

Por otro lado, Lagos et al. (2008), realizaron un estudio en el que analizaron la relación de eventos extremos como La Niña con la variabilidad en las precipitaciones en todo el Perú; para lo cual utilizaron valores de TSM en las cuatro regiones de monitoreo a lo largo del Pacífico Tropical y valores de precipitación mensual de las estaciones más representativas a lo largo del Perú, para el periodo comprendido entre 1950-2002. El estudio concluyó en una presencia de variabilidad interanual dominante y en la existencia de una fuerte correlación entre las precipitaciones, en la costa norte peruana, con un calentamiento anómalo de las aguas en el mar adyacentes a la costa del Perú, mientras que la región de los andes mostraba una mayor relación con un enfriamiento en la región central del Pacífico conocida como Niño 3.4.

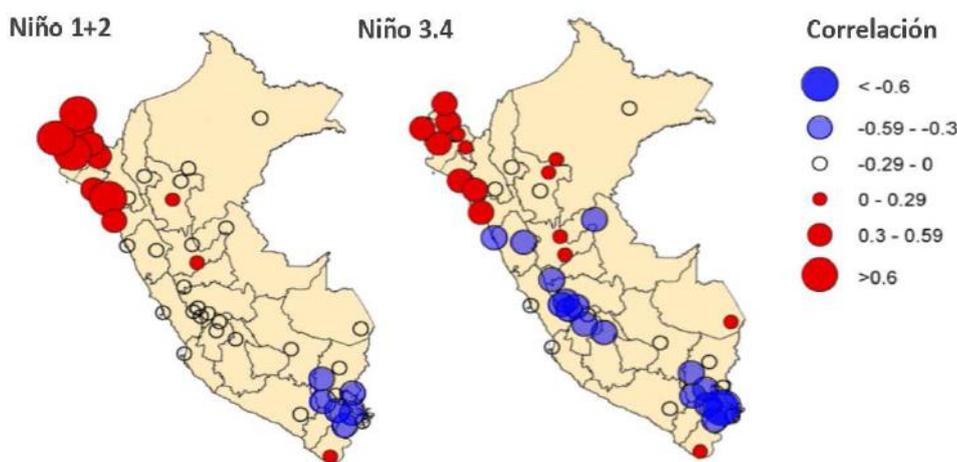


Figura 10.- Correlación de anomalías de precipitación y anomalías de TSM en las regiones Niño 1+2 y Niño 3.4 para febrero

FUENTE: Lagos et al. (2008).

Por otro lado Lavado y Espinoza (2014), investigaron la variación de la precipitación a nivel interanual en todo el Perú con un registro pluviométrico bastante amplio (155 estaciones) para el período 1965-2007 en las tres vertientes hidrográficas del Perú. Para ello, utilizaron dos índices climáticos para sintetizar la variabilidad del Pacífico ecuatorial y empleando una correlación entre la precipitación total anual y los índices E y C

(Takahashi et al. 2011). Los resultados mostraron un incremento de la precipitación a lo largo de la costa peruana en relación a un calentamiento en el Pacífico Este (índice E) con una correlación directa y significativa del 95 por ciento; por otro lado, una mayor precipitación en los Andes del Perú, esta vez asociado a un enfriamiento del Pacífico Central (índice C) con una correlación inversa y significativa del 95 por ciento (Lavado y Espinoza, 2014).

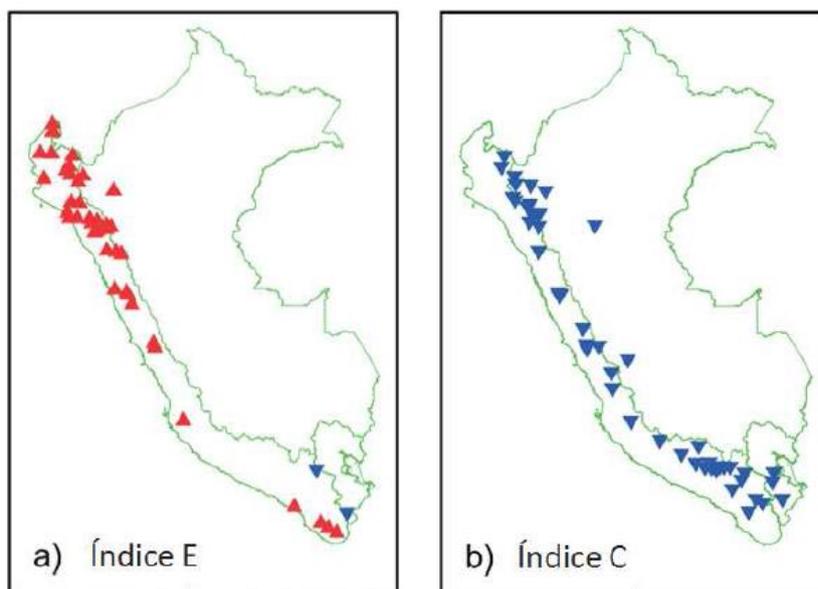


Figura 11.- Correlaciones significativas al 95 por ciento de la precipitación anual y los valores medios anuales del a) Índice E y b) Índice C (los triángulos rojos representan correlaciones positivas y los triángulos azules representan correlaciones negativas)

FUENTE: Lavado y Espinoza (2014).

Un estudio más detallado fue realizado por Zubieta et al. (2016), en el cual utilizaron registros diarios de precipitación de 46 estaciones, entre 1974 y 2004 para el análisis espacial y temporal de la concentración de la precipitación diaria en la cuenca del Mantaro. En dicho estudio el análisis de la precipitación diaria indicó que se cuenta con eventos de baja intensidad para el 38 por ciento de los días de lluvia; empero, esta representa tan solo un 9 por ciento el de la cantidad total de lluvia. Por el contrario, eventos alta y muy alta intensidad representan el 35 por ciento de días lluviosos y aproximadamente el 71 por ciento de la cantidad total de lluvia. Para describir la variabilidad espacial de días con grandes precipitaciones en comparación con los valores promedio, utilizaron el índice de

concentración (Martin-Vide 2004). Los resultados mostraron una mayor concentración y menor intensidad en las regiones Central y Norte, en comparación con la región Sur de la cuenca. Dichos resultados indican una importante concentración de lluvias, lo que generan la aparición de algunos lugares más propensos a ser afectados con fenómenos extremos como inundaciones (Zubieta et al. 2016). La distribución espacial en cuanto a las precipitaciones puede ser explicada por las condiciones orográficas y la heterogeneidad de las precipitaciones a escala diaria.

2.6. Análisis exploratorio y de consistencia de datos.

La técnica estadística de Análisis Exploratorio de Datos (A.E.D.) nos permite un entendimiento previo y la capacidad de poder apreciar las relaciones existentes entre las variables que son analizadas, siendo de fácil aplicación en cuanto a la preparación, tratamiento, identificación de datos faltantes o atípicos, etc. En la actualidad se cuenta con una gran cantidad de paquetes estadísticos con gran capacidad de análisis multivariable que nos permiten utilizar diversos métodos para un adecuado trato con la información recolectada (León, 2014). Entre los métodos más usados tenemos:

- Gráficos para examinar las características de los datos (Diagramas de líneas, histogramas, etc.)
- Análisis de correlación (modelos de regresión lineal, diagrama de dispersión, etc.)

Cuando se trabaja con datos hidrológicos, por lo general se recurre a un análisis de consistencia que nos permite determinar si un grupo de datos es consistente o uniforme, es decir, que pertenecen a una misma población (León, 2014).

Inconsistencia se refiere a un error sistemático y en el análisis se presenta como saltos o tendencias, por otro lado, la no homogeneidad se define como cambios de los datos con el tiempo, los cuales pueden deberse a muchos factores como naturales (cambios en el medio ambiente) u ocasionados por el hombre (errores en la medición). Entre las técnicas estadísticas más usadas tenemos la prueba de T- student la que nos permite detectar la inconsistencia en la media para una o dos muestras.

2.6.1. Análisis de doble masa.

Permite evaluar la consistencia de una serie de valores medidos en una estación “X” a partir de datos tomados en otras estaciones “Y”, que estén situadas en una zona con características climáticas parecidas y cuya homogeneidad haya sido previamente verificada. Dicho análisis de homogeneización es muy útil cuando se desea verificar la presencia u ocurrencia de un cambio relativo en la variable que está siendo observada o que está siendo medida en una estación meteorológica (León, 2014).

En el caso de las precipitaciones, el análisis de doble masa se realiza para la comparación de lluvias anuales o mensuales (valores acumulados), y comparar ésta con otra estación con las mismas características en cuanto a las series de tiempo. Al generar gráficas se hace la comparación y se analiza la presencia de un cambio brusco en la pendiente, la cual puede deberse a factores naturales, es decir, factores meteorológicos y en el peor de los casos a factores humanos en cuanto a las mediciones realizadas.

Un factor adicional en el análisis de los datos, es la presencia de saltos en la muestra, los cuales son formas determinísticas que permiten a una serie periódica o no periódica pasar de un estado inicial a otro, en respuesta a diversos factores como errores antropogénicos, cambios en la naturaleza, etc. Durante el proceso de homogeneización es muy común encontrar que los datos que pertenecen a una serie de tiempo sufran de variaciones aleatorias. La técnica de los promedios móviles es una técnica muy usada para la suavización de la misma.

2.7. Sistemas de información geográfica en la hidrología.

Los Sistemas de Información Geográfica son definido como “conjunto de programas, equipamientos, metodologías, datos y personas (usuarios) perfectamente integrados, de forma que se hace posible la recolección, almacenamiento, procesamiento y el análisis de datos georeferenciados, así como la producción de información derivada de su aplicación” (Teixeira,1995).

Los SIGs cuentan con una fuerte base tecnológica en equipos y programas, cuya importancia se centra en el tratamiento de información geográfica correctamente referenciada, cuyas funciones son: capturar, modelar, almacenar, analizar y presentar la

información. Definiciones más recientes de los SIGs la señalan como una ciencia multidisciplinaria que se basa sobre en el estudio de la naturaleza de la información geográfica y en la aplicación de tecnología geoespacial. Por otro lado, los SIGs ofrecen una representación espacial de sistemas hidrológicos que implica conectar datos geoespaciales que describen el entorno físico, con modelos hidrológicos que describen el comportamiento del recurso hídrico a través del espacio (Burrough y McDonnell, 2000).

En la actualidad, el uso de la herramienta SIG es cada vez más efectiva en la descripción de los modelos hidrológicos debido a la capacidad de éstos de gestionar grandes cantidades de información y en tiempo real, contribuyendo a la construcción de modelos dinámicos y cambiantes, que permiten interpretar y representar procesos físicos que describen el clima de la región a partir de los datos obtenidos y que son representados en mapas para su análisis y la posterior toma de decisiones (Del Río, 2010)

Morad y Pérez (2001) destacan el uso de los SIGs en el estudio de la hidrología debido a enorme capacidad de almacenamiento y gestión de información, que permite trabajar de manera articulada con datos hidrológicos, datos climáticos, datos de suelos, topografía, etc. Por otro lado, debido a la capacidad en la aprehensión de los modelos y los sistemas hidrológicos, el SIG permite visualizar las relaciones espaciales entre las diversas variables analizadas. Asimismo, Wilson et al. (2000), mencionan que la estructura de datos analizados ordenado en capas o estratos facilita la comprensión de los modelos, además, esta capacidad se desarrolla gracias a las herramientas de interpolación espacial, a las herramientas de trazado de flujo y a la delimitación de cuencas. En la parte del modelamiento, los SIGs actúan como una plataforma para la experimentación rápida, permitiendo simular las consecuencias de diversas políticas, modelos de ordenamiento territorial, etc.

Por otro lado, los modelos hidrológicos, se presentan como representaciones simplificadas de un sistema complejo mayor, en este caso, una cuenca hidrográfica con sus diversos componentes, los cuales nos permiten analizar las diversas relaciones causa-efecto que se producen en la cuenca, permitiendo simular y predecir su comportamiento hidrológico en diversas escalas tanto temporales como espaciales. En la actualidad se cuenta con una diversidad de modelos hidrológicos como el HEC-HMS, HEC RAS, USDA's SWAT, DoT's WSPRO, EPA's, TR-20, TR-40, etc. los cuales son ampliamente utilizados;

empero, diversos estudios han demostrado que el paso del análisis agregado al distribuido, no contribuye a la mejora sustancial de los resultados (Samper et al., 2005). Asimismo, en la actualidad los modelos hidrológicos han adquirido gran relevancia debido, principalmente, a la gran cantidad de datos que permite analizar y a la relativa facilidad para la simulación y la predicción de diversos fenómenos y a diversas escalas temporales y espaciales; para ello es necesario un pleno conocimiento de las datos a ingresar (inputs) y salidas (outputs) del modelo para confirmar si es una adecuada representación del sistema real (prototipo).

Con respecto a la clasificación de modelos que analizan la relación entre lluvia – escorrentía, Marchandise (2007) menciona que dichos modelos de precipitación-escorrentía muestran y analizan diversas variables dependiendo de la naturaleza del modelo matemático correspondiente, las variables analizadas, el nivel de detalle del modelo, la naturaleza de las unidades de base o de la naturaleza del proceso que se muestra

III. MATERIALES Y MÉTODO.

3.1. Materiales.

3.1.1. Descripción de la zona de estudio.

La cuenca del Mantaro, geográficamente, se encuentra ubicada entre los frentes occidental y oriental de los Andes centrales del Perú (76.65° - 73.9° W; 14.76° - 13.54° S), abarcando las regiones de Pasco, Junín, Huancavelica y Ayacucho, con una topografía cuya altitud varía entre 500 a 5300 m.s.n.m. debido a la presencia de la cadena montañosa de los Andes y un sistema de glaciares localizados en la parte central Este, con gran influencia en los procesos atmosféricos que se producen al interior de cuenca.

Según la clasificación climática realizada por el IGP (2005), mediante el método *Thornthwaite* (1948), la cuenca del Mantaro presenta un clima Tundra (D \prime) en las partes altas de la cuenca y un clima Semi Frío (B \prime 1) en las zonas de valle. Por otro lado, el régimen de humedad muestra condiciones que varían desde un clima Semi Húmedo, con pequeños déficit y excesos moderados en verano (C2rs \prime) en gran parte de la cuenca, hasta condiciones muy húmedas en verano (B4rs \prime s2) en la región Noroccidental y centrooriental de la cuenca. Por otro lado, en la región Sur se presentan regímenes que varían de condiciones Semi Secas en verano (C1rd) a Secas con déficit moderado en invierno (Dwd).

Por otro lado, la cuenca del río Mantaro, presenta un ciclo anual de precipitaciones bien definido, con un inicio de la temporada de lluvias en el mes de julio hasta alcanzar valores máximos en febrero. Los meses con mayor cantidad de precipitación son enero, febrero y marzo y los meses con menor presencia de lluvias son junio y julio, teniendo a las zonas con menor precipitación en la parte centro-sur de la cuenca (IGP,2005).

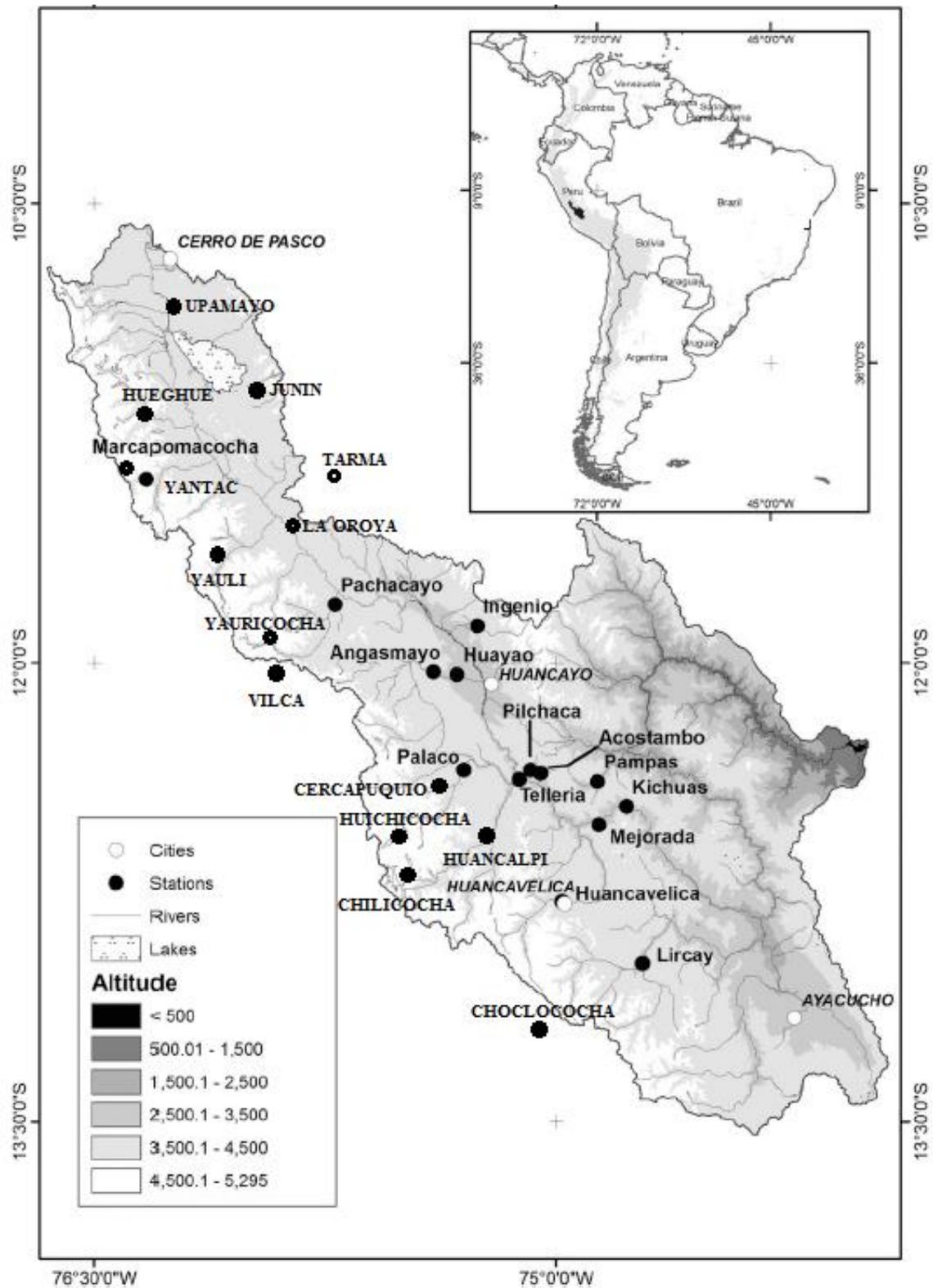


Figura 12: Ubicación de las estaciones meteorológicas dentro de la cuenca del Mantaro.

3.1.2. Información climática.

A. Precipitación.

Para el presente estudio se obtuvo información pluviométrica a nivel mensual y diaria, de las estaciones meteorológicas administradas por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) y la empresa ELECTRO PERÚ, las cuales se encuentran ubicadas dentro del ámbito de la cuenca alta del río Mantaro. El periodo de registro de datos a considerar en el presente estudio es de 1965-2015.

Adicionalmente, se obtuvo información pluviométrica a nivel diario de algunas estaciones administradas por SENAMHI localizadas en la parte alta de la cuenca con un registro histórico mínimo de 20 años. Así mismo, se contó con información de precipitación diaria obtenida mediante mediciones realizadas por satélite de la Misión de Medición de Lluvias Tropicales en órbita polar (TRMM, por sus siglas en inglés) para la parte alta de la cuenca del río Mantaro, la cual se encuentra disponible en la siguiente dirección electrónica: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/documentation/TRMM_README.

B. Temperatura superficial del mar (TSM).

Para la presente investigación se utilizaron valores mensuales de TSM (Reynolds, 1994) basados en los índices El Niño para las cuatro regiones de monitoreo: Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 y Niño 4 elaborados por el Centro de Predicción Climática (GPCC por sus siglas en inglés), de la Oficina de Investigación oceánica y atmosférica (OAR) de la NOAA para el periodo 1965 al 2015. Los datos se encuentran disponibles en: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Para mayor información referente al conjunto de datos basados en el indicador de precipitación cuadriculada se puede consultar la página de la GPCC: <http://gpcc.dwd.de>.

Cuadro 1: Ubicación de estaciones meteorológicas en la cuenca alta del Río Mantaro.

Nº	Nombre	Tipo	Distrito	Provincia	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m)
1	Cercapuquio	PLU	Chongos Alto	Huancayo	12° 22' 49"	75° 18' 09"	4390
2	Cerro de Pasco	PLU	Chaupimarca	Yauli	-10.693	-76.26	4391
3	Chilicocha	PLU	Acombambilla	Moya	12° 42' 04"	75° 27' 08"	4275
4	Choclococha	PLU	Santa Ana	Castrovirreyna	13° 11' 1"	75° 5' 1"	4201
5	Huancalpi	PLU	Vilca	Huancavelica	12° 32' 22"	75° 14' 12"	3800
6	Huancavelica	PLU	Ascensión	Huancavelica	12° 46' 17.86"	75° 0' 44.52"	3676
7	Hueghue	PLU	Santa Barbara de Carhuacayan	Yauli	11° 14' 14"	78° 15' 51"	4175
8	Huichicocha	PLU	Chongos Alto	Huancayo	12° 33' 42"	75° 31' 44"	4700
9	Junín	PLU	Junín	Junín	11° 8' 35.8"	75° 59' 19.6"	4120
10	La Oroya	PLU	La Oroya	Yauli	11° 31' 1"	75° 54' 1"	3750
11	Lircay	PLU	Lircay	Angares	12° 58' 55"	74° 43' 5.1"	3150
12	Marcapomacocha	CO	Marcapomacocha	Yauli	11° 24' 16"	76° 19' 31"	4479
13	Pachacayo	PLU	Canchayllo	Jauja	11° 49' 18"	75° 43' 09"	3550
14	Palaco	PLU	Chongos Alto	Huancayo	12° 20' 49"	75° 17' 58"	3850
15	Tambo de Sol	PLU	Parco	Jauja	10° 52' 26"	76° 07' 08"	4100
16	Tarma	PLU	Tarma	Tarma	11° 23' 49"	75° 41' 25"	3000
17	Telleria	PLU	Nahuimpuquio	Tayacaja	12° 22' 30"	76° 07' 16"	3050
18	Upamayo	PLU	Upamayo	Junín	10° 55' 19"	76° 16' 24"	4080
19	Vilca	PLU	Vilca	Huancavelica	12° 07' 49"	76° 50' 0"	3815
20	Yantac	CO.	Marcapomacocha	Yauli	11°20' 0"	76° 24' 0"	4600
21	Yauli	PLU	Yauli	Yauli	11° 40' 0"	76° 5' 0"	4141
22	Yauricocha	PLU	Alis	Yauyos	11° 57' 20"	75° 64' 24"	4375

C. Radiación de onda larga emergente (OLR) y variables climáticas globales.

Para el presente estudio se obtuvieron valores mensuales de variables climáticas globales: Radiación de Onda Larga Emergente (Outgoing Longwave Radiation-OLR) y valores de velocidad del viento. Los datos mensuales interpolados de OLR con una resolución de 2.5° x 2.5° (latitud x longitud), obtenidos mediante satélites de órbita polar durante el período 1974-2015 (Liebmann y Smith, 1996), los cuales serán utilizados en este estudio como un indicador de la convección tropical y de precipitación. Valores diarios de OLR están

disponibles desde julio de 1974 hasta el presente, con una pérdida de información de marzo a diciembre de 1978, debido a lo cual se omitió el periodo 1978/79 para la presente investigación.

Asimismo, datos de vientos para la caracterización de la circulación atmosférica, también fueron obtenidos del proyecto “Reanalysis” del NCEP/NCAR de la Administración Nacional de Oceanografía y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) Datos disponibles en: http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html

Cabe resaltar que el proyecto “reanalysis” fue concebido por los Centros Nacionales de Predicción Medioambiental y de Investigación Atmosférica (NCEP/NCAR) logrando un registro de 40 años de análisis a nivel global logrando una descripción del clima a nivel global mediante una combinación de datos observados y aquellos obtenidos mediante modelos.

3.1.3. Equipos y programas.

Durante el desarrollo de la presente investigación se utilizaron equipos de gabinete y los siguientes softwares:

a. Equipo de Gabinete.

- ✓ Laptop Sony Vaio, Modelo, procesador Intel Core i3, memoria RAM de 4GB
- ✓ Impresora Brother.

b. Programas de cómputo:

- ✓ Microsoft Office 2010
- ✓ Hydraccess
- ✓ Arcgis 10.1
- ✓ Octave
- ✓ R- versión 3.0.2
- ✓ RClimDex

3.2. Métodos.

A continuación se detallan las estrategias, técnicas y procedimientos de análisis que fueron empleados para llegar a cumplir los objetivos propuestos en la presente investigación.

Objetivo General:

Caracterizar la variabilidad de la precipitación a escala interanual (1965-2015) y diaria (1998-2015) en la cuenca alta del río Mantaro, así como su correlación con la Radiación de Onda Larga Emergente (OLR) en el Pacífico Central y los patrones de circulación atmosférica vinculadas con la ocurrencia de días lluviosos y secos en durante eventos La Niña

Objetivos Específicos:

Analizar la variabilidad espacial y temporal a escala interanual (1965-2015) y diaria (1998-2015), de las precipitaciones en la cuenca alta del Río Mantaro.

Analizar la relación entre la radiación de onda larga emergente (OLR) en el Océano Pacífico Ecuatorial Central y el régimen de precipitaciones observadas en la cuenca alta del Río Mantaro.

Analizar la relación entre los patrones de circulación atmosférica vinculadas con la ocurrencia de días lluviosos y secos durante los eventos La Niña 1998/99, 1999/2000, 2007/08 y 2010/11.

Métodos:

Método del Vector Regional

Índices de precipitación y Análisis de Componentes Principales

Correlación linear y Funciones Ortogonales Empíricas

Composites de la Circulación atmosférica durante los periodos lluviosos y secos

3.2.1. Análisis temporal y espacial de la variabilidad de la precipitación a escala interanual y diaria.

A) Variabilidad interanual de la precipitación.

- **Método del vector regional.**

Es un método de cálculo cuyos principales objetivos son: la homogeneización y la crítica. En lugar de comparar dos estaciones por correlación simple o por análisis de doble masa, se elabora una estación ficticia la cual se construye sobre la base de promedios de los registros de todas las estaciones de las zonas que se encuentran dentro de una misma zona climática (León, 2014). Esta nueva estación, actúa como una estación de referencia para comparar cada una de las estaciones. Para una mejor aplicación se utiliza una precipitación media extendida, de esta manera se evita el problema de asignarle un peso a cada estación y algún problema con la falta de datos (Espinoza, 2005).

Método Brunet- Moret.

Se aplicará dicho método para poder obtener el Vector Regional para una serie temporal de precipitación total anual aplicada a un año hidrológico (septiembre-agosto) de todas las estaciones meteorológicas. La metodología Brunet- Moret permite la utilización de registros históricos de precipitación incompletos, no siendo necesario un completado de datos (León, 2014). Para dicho proceso se utilizará el software *Hydraccess*.

En primer término se ordena un conjunto de datos con los valores de precipitación total anual de la cuenca (matriz A), con los datos de las estaciones (M) como columnas y los años (N) en las filas. La matriz A será el resultado de la suma de dos matrices (B y E). La primera de ellas que representa la información teórica buscada (matriz B) y las perturbaciones aleatorias (matriz E).

Brunet-Moret, (1979) menciona que, una misma zona climática podría ser representada por un solo vector cuya esperanza matemática sea igual a 1. Dicho esto, la matriz A (B+E) es representada mediante la siguiente ecuación matemática:

$$\frac{P_{ij}}{P_{mj}} = Z_i + E_{ij} \quad \text{Ecuación 1}$$

Dónde:

- P_{ij} : Precipitación total anual de la estación j para el año i.
- P_{mj} : Precipitación media extendida de la precipitación total anual de la estación j.
- Z_i : Índice pluviométrico regional para el año i
- E_{ij} : Fluctuación aleatoria del año i de la estación j.

Se usarán el método de los mínimos cuadrados con la finalidad de determinar todos los valores de P_{mj} y Z_i ya que por lo general no se cuenta con la totalidad de datos. El algoritmo de cálculo es el siguiente:

$$\sum_i^N = \sum_{j=1}^M \left(\frac{P_{ij}}{P_{mj}} - Z_i \right)^2 \quad \text{Ecuación 2}$$

Si en el año i, se tiene p estaciones con suficiente información, derivando la ecuación anterior entre Z_i , se logra obtener N ecuaciones.

$$Z_i = \frac{1}{p} \sum_{j=1}^p \left(\frac{P_{ij}}{P_{mj}} \right) \quad \text{Ecuación 3}$$

Por último, al reemplazar el valor de Z_i en la primera ecuación y, ulteriormente, derivarlo por $1/P_{mj}$, se obtendrán M ecuaciones con M incógnitas. Este sistema de ecuaciones, proporciona el índice pluviométrico regional anual. Los datos faltantes son proporcionados por el método de Vector Regional. Asimismo, se obtendrá un índice anual pluviométrico que corresponde a una serie de valores de P_{ij}/P_{mj} (León, 2014)

- **Identificación de regiones homogéneas.**

Un primer paso es agrupar las estaciones meteorológicas mediante una previa clasificación climática según algunos parámetros como la precipitación efectiva y la distribución de la precipitación durante el año. Posteriormente, el Método del Vector Regional será aplicado a cada agrupación para, posteriormente, evaluar la calidad de ésta con respecto al vector mediante un análisis de regresión lineal entre el índice pluviométrico regional por cada estación y el vector regional (León, 2014).

- **Evaluación de la calidad de una estación respecto al vector.**

Para evaluar la calidad de una estación respecto al vector, se evalúan dos parámetros importantes:

- La adecuada correlación entre la estación y el vector. Una determinada zona se considera homogénea climáticamente cuando los valores se encuentran relativamente cercanos entre ellos, por ello, la presencia de valores muy por encima o por debajo del promedio de la zona brindan un indicio de la presencia de errores. Otra posibilidad es que dicha estación se encuentre en los límites de la zona. Otro aspecto fundamental es conocer el nivel de significancia de dicha correlación, la cual se encuentra ligada a la cantidad de datos analizados.

- La Desviación Estándar de los Desvíos (D.E.D) compara la desviación de una determinada estación con respecto al vector, en el cual altos valores de dicho índice son indicativos de grandes desvíos (León, 2014).

- **Índices de precipitación.**

Los Índices de Cambio Climático son indicadores que permiten realizar un análisis del clima, en especial, de la ocurrencia de eventos extremos a una escala regional y sobre la base de datos observados. En contraste con los modelos o escenarios de cambio climático, los cuales brindan información del clima futuro sobre la base de proyecciones, los índices climáticos proporcionan información de cambios en el clima mediante datos medidos.

La Organización Meteorológica Mundial (OMM), la comisión Técnica de Oceanografía y Meteorología Marítima (JCOMM) y el proyecto sobre la Predictibilidad y Variabilidad Climática (CLIVAR), forman parte del equipo de Expertos para el Cambio Climático Monitoreo Detección e Índices (ETCCDMI, por sus siglas en inglés) quienes han elaborado una lista de 40 índices para el análisis del cambio climático, 27 de los cuales se consideran básicos por su uso frecuente. Para el presente estudio se realizó el cálculo de diez índices de precipitación: PRCPTOT, SDII, R10, R20, CDD, CWD, R95p, R99p, RX1day y RX5day.

Al igual que en el estudio de León (2014), para el cálculo de los índices, se utilizó el programa RCLimDex (Zang y Yang, 2004), el cual proporciona una herramienta

tecnológica de fácil aplicación para el cálculo de dichos índices. Para la presente investigación, se calcularon los índices a nivel diario (1998-2015) para todas las estaciones, considerando un máximo de 15 días faltantes por estación.

Mediante el análisis de éstos índices se busca obtener información característica del régimen de precipitación. Las características de la precipitación que se analizarán son:

- ✓ Intensidad de la precipitación total (mm, mm/día): PRCPTOT y SDII.
- ✓ Intensidad de las precipitaciones extremas (mm): R95p, R99p, RX1day y RX5day.
- ✓ Frecuencia de las precipitaciones (días): R10, R20, CDD y CWD.

Cuadro 2: Definición de índices de precipitación.

Índice	Unid.	Definición
PRCPTOT	mm	Precipitación total anual de los días húmedos
SDII	mm/d	Precipitación promedio de los días húmedos
CDD	día	Máximo número de días secos consecutivos
CWD	día	Máximo número de días húmedos consecutivos
R10	día	Cantidad de días en el año donde la precipitación diaria es ≥ 10 mm
R20	día	Cantidad de días en el año donde la precipitación diaria es ≥ 20 mm
R95p	mm	Precipitación total anual (cuando la precipitación diaria es mayor al percentil 95)
R99p	mm	Precipitación total anual (cuando la precipitación diaria es mayor al percentil 99)
RX1day	mm	Precipitación diaria máxima en el año
RX5day	mm	Precipitación máxima de 5 días consecutivos en el año

FUENTE: Haylock (2006).

B) Variabilidad diaria de la precipitación.

El análisis de la variabilidad espacio temporal de la precipitación diaria durante los eventos La Niña 1999/99, 1999/00, 2007/08 y 2010/11, se realizó mediante la aplicación de la técnica estadística conocida como Análisis de Componentes Principales (ACP), mediante la cual, se determinan los periodos más lluviosos para los principales modos de variabilidad en la cuenca alta del Mantaro. Ulteriormente, al igual que en el estudio de León (2014), se seleccionaron los días más lluviosos y secos para el correspondiente análisis de los patrones de circulación atmosférica relacionados con éstos.

- **Análisis de componentes principales.**

Para analizar la distribución espacial de la concentración de la precipitación, es necesario realizar un análisis de la estructura estadística de la precipitación (Zubieta et al., 2016). El análisis de la variabilidad espacial y temporal de la precipitación se realizó mediante la técnica estadística conocida como Análisis de Componentes Principales (ACP), técnica ampliamente empleada en estudios climatológicos debido a que permite identificar aquellos episodios que representan la mayor varianza del total de la precipitación.

El análisis de Componentes Principales (ACP) es una técnica estadística para sintetizar información, es decir, se analiza la posibilidad de presentar de manera adecuada la información con un menor número de variables construidas mediante combinaciones lineales de las originales. Una de las principales características de los Componentes Principales es que no éstas no se encuentran correlacionadas y cada una de ellas explica la mayor cantidad de varianza contenida en el grupo de datos originarios (Horel,1984).

Para el análisis espacio-temporal de la precipitación se empleó el método basado en una matriz de correlaciones. En primer término se prepara la base de datos estandarizando cada una de las series de tiempo por cada estación, posteriormente se extrae la media y se divide por su respectiva desviación estándar obteniendo una media igual a cero y una varianza igual a 1 (León, 2014). Con las nuevas series estandarizadas se construye una matriz X ($N \times M$) donde el componente N representa los intervalos de tiempo y el componente M viene a ser el número de estaciones. La matriz se obtiene aplicando la siguiente ecuación (Lorenz, 1956).

$$C = \frac{1}{N-1} \cdot (X^T X X) \quad \text{Ecuación 4}$$

Dónde:

- C= Matriz de correlaciones
- N= Número de días que serán analizados
- M= Número de estaciones
- X= Matriz de datos estandarizados de la precipitación (NxM)
- X^T= Matriz transpuesta de X.

La elección de cada vector propio (FOE) se realiza sobre la base de que se maximice la varianza de la correspondiente CP, con la condición de que la matriz Z sea ortogonal asegurando que la varianza total de Z sea igual a la varianza original de X. La matriz de covarianza de las variables observadas se representa mediante la siguiente expresión:

$$C = E \Lambda E^T \quad \text{Ecuación 5}$$

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_k & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_m \end{bmatrix}$$

- C= Matriz de correlaciones
- E= Matriz de Funciones Empíricas (EOFs)
- E^T= Matriz transpuesta de EOFs.
- Λ= Matriz de valores propios
- Λ_k= Valor propio para un componente principal k

La matriz de EOFs (MxM) es una matriz ortogonal y se presenta como el elemento neutro del producto de matrices, debido a que al ser multiplicado por alguna otra matriz no se producirá ningún efecto (León, 2014).

Cada componente principal (CP) representa un porcentaje mayor de la varianza que la serie que la originó, de manera que se reduzca el número de variables a analizar con la mínima pérdida de la varianza original (Zuluaga, 2009).

Por otro lado, la matriz Λ incluye en la diagonal los llamados valores propios, los cuales están ordenados de mayor a menor (λ_k); ello explica porque el primer componente explica el mayor porcentaje de la varianza (Lorenz, 1956).

Ulteriormente, se hallarán los Componentes Principales mediante la ecuación:

$$Z = X x E \quad \text{Ecuación 6}$$

Dónde:

- Z = Componentes Principales
- X = Matriz de datos estandarizados de la precipitación.
- E = Matriz de Funciones Empíricas.

Las columnas de la matriz E son denominadas Funciones Ortogonales Empíricas (FOE) mientras que las columnas de la matriz Z se denominan Componentes Principales. Es importante mencionar que cada Componente Principal está asociada a una Función Ortogonal Empírica (Zuluaga, 2009).

Los resultados a obtener de la descomposición de la matriz de correlaciones son las Funciones Ortogonales Empíricas (EOFs) y los Componentes Principales (CPs), con los cuales se llegan a explicar la varianza de los datos:

$$V_k (\%) = \frac{\lambda_k}{\sum_{k=1}^M \lambda_k} \times 100 \quad \text{Ecuación 7}$$

Dónde:

- V_k = Porcentaje de la varianza explicada por el componente principal k
- λ_k = Valor propio para el componente K .

- **Interpretación de los resultados del Análisis de Componentes Principales de la precipitación diaria.**

Para el análisis de la precipitación diaria se seleccionaron los dos primeros componentes principales, los cuales explican la mayor cantidad de varianza en la cuenca durante los eventos La Niña. Posteriormente, se realizó el análisis temporal del primer y segundo componente principal (CP-1 y CP-2), en el cual se consideró la periodicidad y temporalidad de los eventos más lluviosos y secos. Asimismo, se analizaron el EOF-1 y EOF-2 para ver la distribución y el grado de correlación entre estaciones. Los valores de la matriz de EOFs representan, en gran medida, el grado de correlación entre los componentes principales y cada una de las estaciones analizadas.

Para un mejor análisis, los valores de componentes principales fueron previamente estandarizados, para evitar la influencia de valores extremos, de los cuales se obtuvieron una serie de índices de correlación positivos y negativos. Valores positivos de correlación para todas las estaciones, indican la presencia de una región homogénea; dichos valores son característicos del primer modo de variabilidad (CP-1 y EOF-1). Por otro lado, la presencia de valores tanto positivos como negativos de correlación, indican la presencia de varias regiones climáticas cuya respuesta ante la precipitación es directa e inversa; dichos valores, son característicos del segundo modo de variabilidad (CP-2 y EOF-2), en cuyo caso, se realiza un análisis temporal separado, es decir, valores positivos del componente principal muestran periodos de intensa precipitación, para la región dentro de la cuenca con valores de correlación positiva, mientras que, valores negativos de dicha componente principal, muestran periodos de intensa precipitación para la aquellas regiones con valores de correlación negativa (León, 2014).

3.2.2. Correlación entre la radiación de onda larga emergente (OLR) en el Océano Pacífico Ecuatorial Central y el régimen de precipitaciones.

En el presente estudio, se realizó un análisis de la variabilidad estacional a escala interanual y diaria de las precipitaciones en la cuenca alta del río Mantaro, cuyo principal objetivo es entender la variabilidad de las lluvias e investigar las posibles causas que la originan. Para ello, se analizó las posibles relaciones entre la variabilidad de las precipitaciones con los valores de Radiación de Onda Larga Emergente (OLR) en la zona central del Pacífico Ecuatorial.

Con la finalidad de establecer la relación entre las variables de la precipitación observada en la cuenca alta del Mantaro y los valores de OLR observada en el Océano Pacífico Ecuatorial se construyó índices climáticos de precipitación. Dichos índices son el resultado de dividir las anomalías (diferencia entre los valores promedio (climatología) de la estación y cada valor mensual de lluvia) entre la desviación estándar de todos los valores, obteniendo de esta manera valores estandarizados, los cuales fueron utilizados como índices de precipitación. Ulteriormente, se aplicó la técnica de correlación lineal de Pearson para relacionar dichos índices de lluvia con los índices de OLR en la región central del Pacífico.

A. Análisis de regresión lineal.

Es una expresión matemática que explica el tipo y el grado de relación que hay entre dos variables: una variable dependiente y una variable independiente. La finalidad de dicho análisis es observar la interrelación de las variables analizadas. Generalmente se expresa mediante la siguiente expresión:

$$y = a + b_1 \cdot x_1 + b_2 \cdot x_2 + \dots + b_j \cdot x_j + \varepsilon \quad \text{Ecuación 8}$$

Dónde:

- $y =$ Variable dependiente.
- $x_1, x_2, \dots, x_j =$ Variables independientes.
- $b_1, b_2, \dots, b_j =$ Coeficiente de regresión.
- $E =$ Error típico.

El coeficiente de correlación lineal de Pearson mide el grado de asociación de dos variables. Tiene la característica de ser adimensional y variar en un rango de -1 y 1, donde un valor de $r=1$ denota una correlación positiva perfecta y un valor de $r=-1$, indica la existencia de una asociación lineal negativa de las variables. Si $r=0$ significa que existe una independencia lineal entre las variables; es decir, no están correlacionadas. Este parámetro estadístico se puede expresar en función de otras dos medidas estadísticas: la covarianza y desviación estándar.

La covarianza (Cov) mide el grado de la variación conjunta entre dos variables. Mientras que, la desviación estándar (s) es la medida de la desviación de la dispersión de los datos de una variable respecto a la media. La varianza (s^2) también mide el grado de la dispersión de los datos y, dado a que corresponde al cuadrado de la desviación estándar, permite una mejor comparación entre las varianzas de diferentes variables.

$$R_{xy} = \frac{\text{Cov}}{S_x \cdot S_y} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})\}}{\sqrt{\left\{ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right\}} \sqrt{\left\{ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right\}}} \quad \text{Ecuación 9}$$

Dónde:

- R_{xy} : Coeficiente de correlación lineal de Pearson entre las variables x e y,
- Cov: Covarianza estadística de las variables x e y.
- S_x, S_y : Desviación estándar de las variables x,y
- \bar{x}, \bar{y} : Promedio de la serie de datos de la variable x,y.
- n= Número de datos analizados.

3.2.3. Patrones de circulación atmosférica y su relación con la ocurrencia de periodos lluviosos y secos durante los eventos La Niña 1998/99, 1999/00, 2007/08 y 2010/11.

Para el análisis de la circulación atmosférica, se elaboraron mapas promedio de las variables globales analizadas: radiación de onda larga emergente (OLR), velocidad de viento a 200hPa y a 850hPa. El análisis permitió evaluar la presencia de nubes vinculadas a proceso de convección profunda, así como su asociación con la ocurrencia de periodos de lluvia sobre la cuenca alta del Mantaro. Asimismo, se analizan diversas variables meteorológicas como la divergencia, convergencia y vorticidad a diferentes niveles de la Tropósfera; así como la dirección y magnitud de los vientos vinculados a ella. Fotografías satelitales son utilizadas para analizar el desplazamiento de las nubes y las zonas de alta y baja presión, las cuales generan condiciones favorables para el desarrollo de la actividad convectiva.

- Análisis de periodos lluviosos y secos

Para caracterizar la circulación a gran escala sobre Suramérica asociada con la ocurrencia de los periodos lluviosos y secos en la cuenca alta del Mantaro, se usaron datos de NCEP-NCAR reanalysis (Kalnay et al. 1996) para el periodo (1965-2015), donde se eligieron las variables más importantes como vientos (200hPa y 850hPa), humedad específica y radiación de onda larga emergente (OLR) durante los meses de mayor precipitación (diciembre a marzo). Los periodos lluviosos fueron definidos como aquellos donde la precipitación excede el valor de 4 del Índice Estandarizado de Precipitación (SPI, por sus siglas en inglés) para el modo de variabilidad que represente la mayor cantidad de varianza (CP1) para cada uno de los eventos La Niña analizados.

Posteriormente se calcularon promedios de OLR y vientos de los días con mayores precipitaciones y aquellos con déficit, los cuales fueron seleccionados del resultado del análisis temporal para cada uno de los eventos La Niña. Además, se elaboraron mapas de las distintas condiciones atmosféricas promedio que caracterizan los días de mayor precipitación en cada uno de los eventos analizados. Asimismo, se aplicó la prueba de T-student para el registro diario, del cual se seleccionaron aquellos que superen el 90 por ciento de significancia estadística.

- **Análisis de perturbaciones atmosféricas.**

Para el análisis de los patrones atmosféricos relacionados con la ocurrencia de días de mayor precipitación (días 0) sobre la cuenca alta del Mantaro, se seleccionaron los días -3, -2, -1, +1, +2, +3; restando o sumando la cantidad de días a los días pico (día 0).

Finalmente, para cada uno de los días seleccionados ($t=-3, -2, -1, +1, +2, +3$) se calcularon el promedio de las distintas variables atmosféricas, a diversas alturas, asociadas con la ocurrencia de grandes precipitaciones (OLR, vientos, convergencia, divergencia, vorticidad). Esto permitió observar el comportamiento, desde una perspectiva temporal, las propagaciones y el desplazamiento de distintos procesos de convección profunda hacia la cuenca alta del Mantaro.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados y discusión se presentan teniendo en cuenta los objetivos que han sido definidos al inicio de la investigación: i) resultados de la caracterización de la variabilidad espacial y temporal de la precipitación a escala interanual (1965-2015) y diaria (1998-2015), ii) resultados del análisis de correlación entre las precipitaciones en la cuenca alta del Mantaro y los valores de OLR en el Pacífico Central y iii) resultados del análisis de la circulación atmosférica y su relación con la ocurrencia de periodos secos y lluviosos durante los eventos La Niña.

4.1. Variabilidad interanual y diaria de la precipitación.

Para el desarrollo del Análisis Exploratorio de Datos, se procedió a realizar el análisis de los histogramas a nivel mensual de las 20 estaciones meteorológicas, con la finalidad de identificar posibles valores desusados. Posteriormente, se procedió a analizar si dichos valores guardan relación con valores característicos para eventos La Niña definidos por la NOAA (Tabla 13 del Anexo 1). Ulteriormente, en las figuras 77 y 78 del anexo 3.1, se presentan los histogramas de precipitación total mensual para el periodo de registro correspondiente, según los grupos de estaciones (Grupo 1 y Grupo 2), los cuales fueron obtenidos mediante la aplicación del Método del Vector Regional.

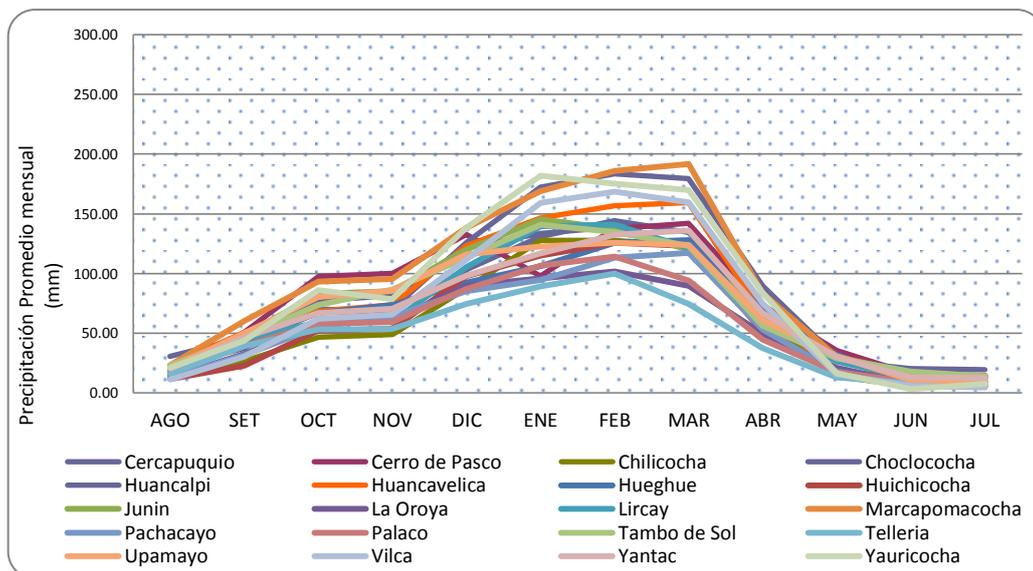


Figura 13.- Variación de la precipitación media mensual en las estaciones SENAMHI y ELECTROPERU.

La figura 13 muestra la variación de la precipitación mensual de todas las estaciones analizadas dentro de la cuenca alta del Mantaro. La figura muestra una variabilidad estacional marcada por una estación seca entre mayo y agosto y una estación lluviosa entre septiembre y abril. Asimismo, casi el 85 por ciento de la precipitación total ocurre durante el periodo lluvioso produciéndose, solo entre los meses de enero y marzo, el 50 por ciento del total de la precipitación, mientras que, durante el inicio de la temporada (septiembre-diciembre) se produce el 25 por ciento del total (IGP, 2005).

Adicionalmente, en el siguiente cuadro se muestran los resultados del procesamiento de información de precipitación a nivel mensual obtenido del registro de SENAMHI y ELECTROPERÚ.

Cuadro 3: Resumen de la precipitación total mensual y anual en la cuenca alta del Mantaro.

Estación	Altitud (m.s.n.m.)	REGISTRO	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	ANUAL
Cercapuquio	4390	1965 - 2015	17.52	41.72	67.23	68.72	103.1	130.7	144.4	134.3	71.73	29.18	11.73	10.78	831.1
Cerro de Pasco	4260	1966 - 2015	15.52	50.61	97.58	100.2	132.5	97.93	137.5	142.2	73.21	35.35	15.94	14.68	913.1
Chilicocha	4200	1967 - 2015	13.94	26.72	46.69	48.71	87.61	127.7	127.8	122.9	60.26	13.85	5.1	5.12	686.4
Choclococha	4549	1968 - 2015	22.09	37.37	69.64	70.37	125.7	172.2	183.4	179.6	89.34	29.85	13.93	9.37	1003
Huancalpi	3800	1969 - 2015	30.73	46.34	77.31	81.18	121.5	133.6	138.9	120.4	60.92	26.36	20.18	19.39	876.7
Huancavelica	3676	1970 - 2015	22.92	50.79	68.46	73.77	123.5	146.7	156.9	159.4	65.41	19.04	11.84	14.14	912.8
Hueghue	4175	1971 - 2015	22.62	46.57	67.02	73.57	92.45	106.3	125.8	128	69.05	31.88	9.26	13.37	785.9
Huichicocha	4660	1972 - 2015	11.76	22.6	52.13	53.67	97.68	115.1	125.6	123	51.22	15.64	5.95	5.79	680.1
La Oroya	3780	1974 - 2015	12.9	32.62	57	60.5	89.41	95.9	101.5	89.67	49.52	20.9	7.44	12.7	630.1
Lircay	3150	1975 - 2015	20.28	45.19	59.22	59.23	105.1	139.8	141	121.4	59.62	26.14	12.67	14.22	803.8
Marcapomacocha	4413	1976 - 2015	22.97	60.06	93.12	95.24	138.1	168.9	185.8	191.7	83.53	30.37	16.58	14.31	1101
Pachacayo	3550	1977 - 2015	13.09	31.44	55.42	63.79	84.96	94.54	113.1	117.4	53.16	17.62	8.64	7.8	661
Palaco	3650	1978 - 2015	17.28	39.21	57.9	59.31	86.86	106.5	114.1	93.95	44.57	17.25	8.77	9.22	654.9
Tambo de Sol	4100	1979 - 2015	22.98	46.15	73.46	86.45	113.1	140.9	134.7	122.9	56.22	28.94	18.03	13.93	857.8
Tarma	3000	1980 - 2015	8.7	15.94	34.24	33.64	49.36	54.15	59.13	60.97	25.7	9.75	5.18	5.51	362.3
Telleria	3050	1981 - 2015	16.22	39.04	53.04	53.4	74.46	89.02	100.1	74.64	37.5	12.72	8.12	8.24	566.5
Upamayo	4080	1982 - 2015	20.98	49.94	80.18	85.76	116	122.4	125.6	123.8	61.17	30.68	10.7	9.57	836.8
Vilca	3815	1983 - 2015	11.18	30.13	61.88	65.67	111.5	159.1	168.7	159.8	75.1	15.43	5.94	4.35	868.8
Yantac	4600	1984 - 2015	20.32	46.57	66.83	70.29	98.2	116.9	132.4	136	67.02	29.77	12.79	12.61	809.6
Yauricocha	4175	1985 - 2015	20.76	43.64	86.24	78.65	138	181.8	175.1	169.8	83.6	16.54	3.07	7.69	1005

4.1.1. Identificación de regiones homogéneas.

Para la identificación de regiones con un régimen de precipitaciones similar, se optó por trabajar con un periodo común de información para todas las estaciones. Este periodo comprende desde el 1998 al 2015, para el cual se obtuvieron dos grupos de estaciones meteorológicas con características de precipitación homogéneas, cuya distribución espacial se muestra en la figura 14. Según la distribución espacial, las estaciones del Grupo 1 están conformada por las estaciones ubicadas en la región Sur, mientras que, las estaciones que conforman el Grupo 2 se encuentran ubicadas en la región norte de la cuenca alta del Mantaro.

En las figuras del Anexo 3, se muestran los histogramas de precipitación total mensual durante el período 1965-2015 basado en los grupos de estaciones obtenidos mediante el Método del Vector Regional.

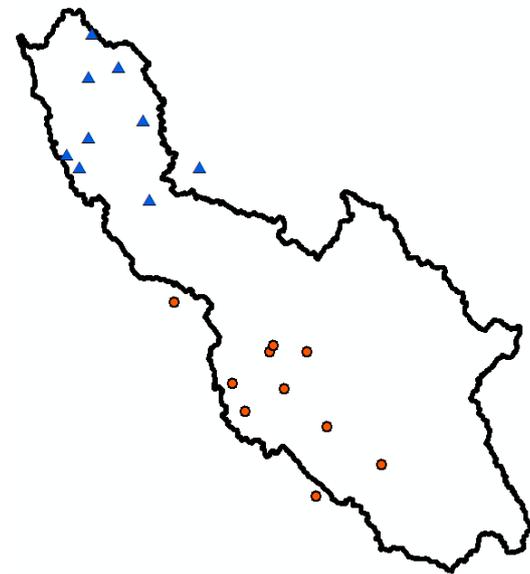


Figura 14.- Regionalización y agrupación de estaciones según el vector en Grupo 1 (color rojo) y Grupo 2 (color azul)

De los resultados de este análisis, se ha obtenido el Grupo 1, el cual está conformado por las estaciones: Cercapuquio, Chilicocha, Choclococha, Huancalpi, Huancavelica, Huichicocha, Lircay, Pachaco, Palato, Telleria y Vilca. Por otro lado, las estaciones que integran el Grupo 2 son: Cerro de Pasco, Yauricocha, Tarma, La Oroya, Marcapomacocha, Upamayo, Huegue, Tambo de Sol y Yantac.

Posteriormente, se analizó la caracterización estacional de la precipitación para los dos grupos de estaciones (considerando un año hidrológico), los cuáles se presentan en las figuras 15 y 16:

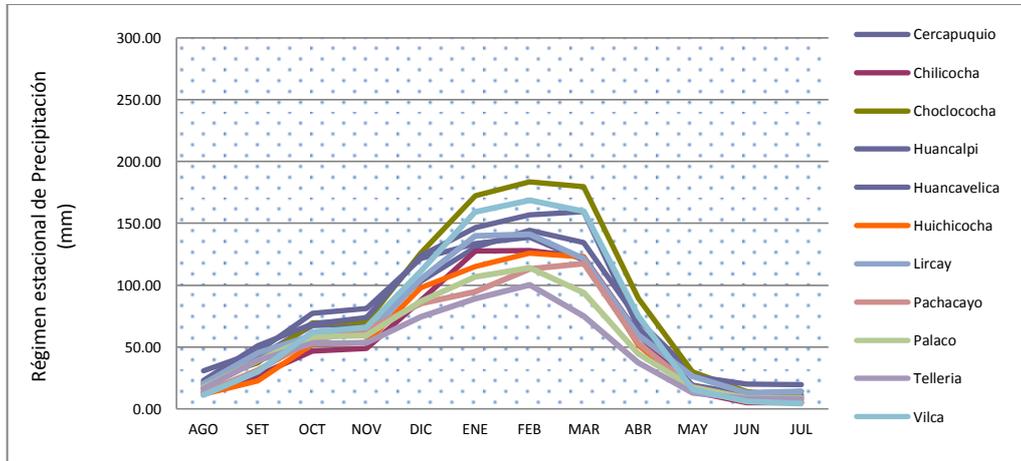


Figura 15.- Régimen estacional de la precipitación- Grupo 1.

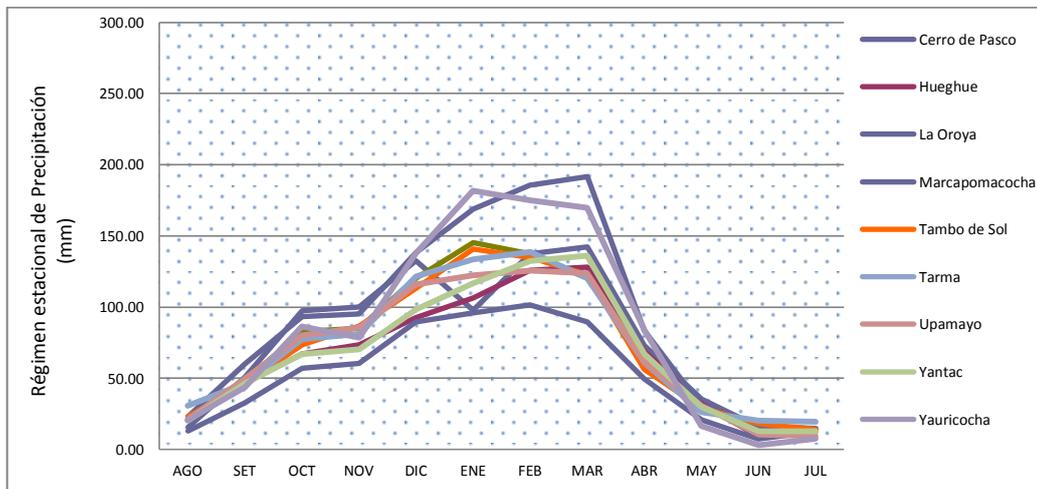


Figura 16.- Régimen estacional de la precipitación- Grupo 2.

Del análisis del régimen espacial de la precipitación en un año hidrológico, presentado en las figuras 15 y 16 para las estaciones del Grupo 1 y del Grupo 2 se aprecia que el período con mayores valores de precipitación para la cuenca alta del Mantaro está comprendido entre los meses de diciembre a marzo, prolongándose en algunos casos hasta el mes de abril. Asimismo, se puede apreciar mayores valores de precipitación en las estaciones del Grupo 2 ubicadas, en mayor medida, a mayor altura promedio, en comparación a las del Grupo 1, llegando a valores de precipitación superiores a 180 mm (Figura 15). Asimismo,

se puede observar que, si bien la mayor cantidad de precipitación ocurre de diciembre a marzo, hay presencia de lluvias durante prácticamente todo el año.

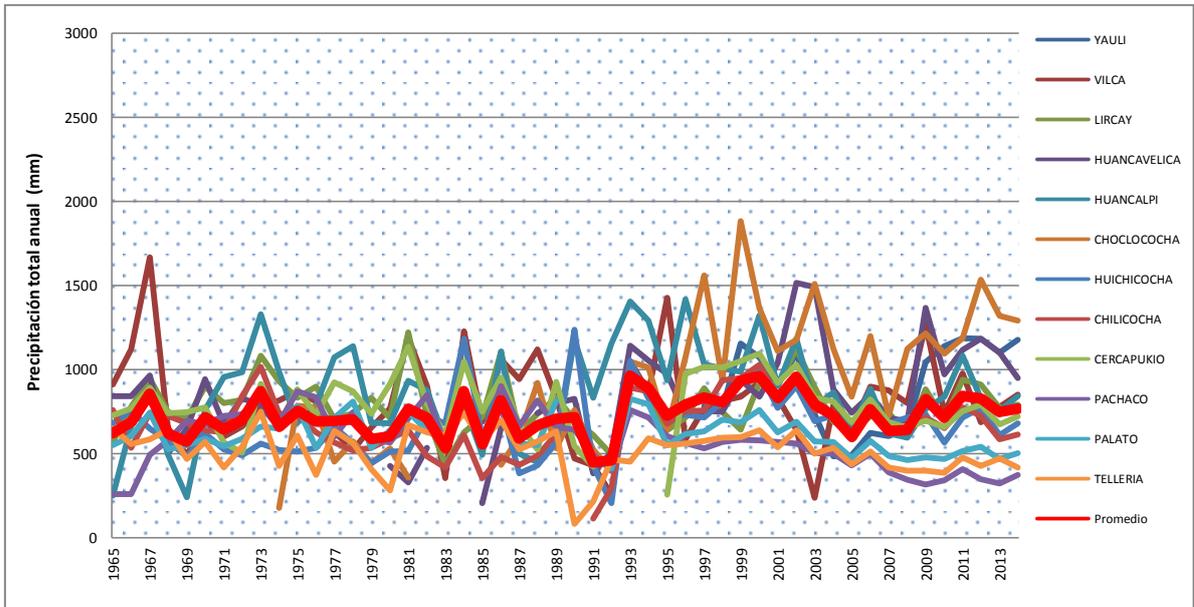


Figura 17.- Series de Precipitación total anual- Grupo 1.

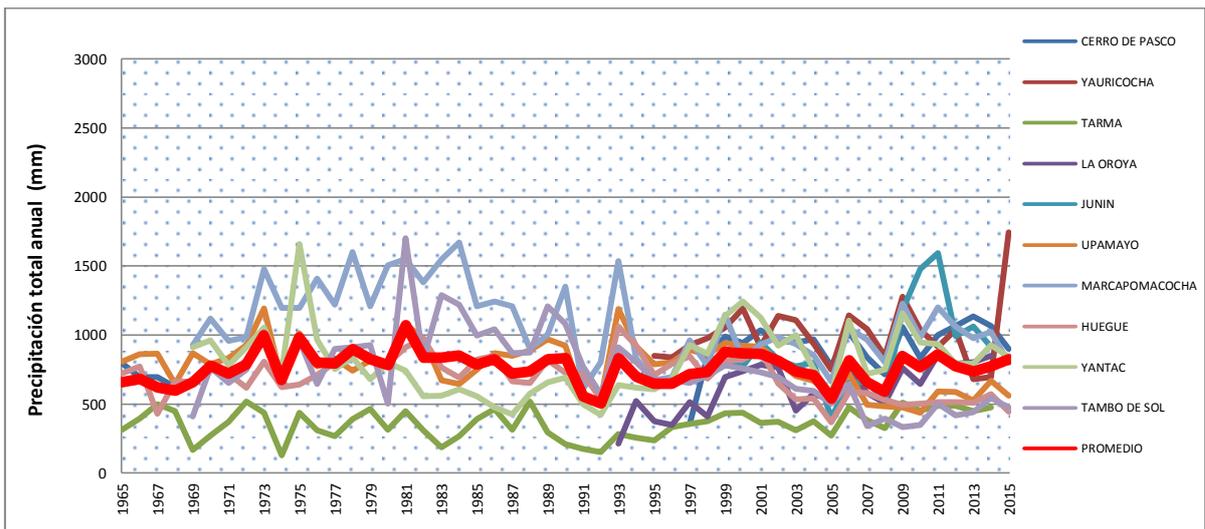


Figura 18.- Series de Precipitación total anual- Grupo 2.

En las Figuras 17 y 18 se presentan series de precipitación total anual para cada una de las estaciones que conforman los dos grupos con los que se ha venido trabajando. A primera vista, se puede apreciar una cierta homogeneidad en la precipitación anual, con valores similares durante todo el periodo de análisis.

Posteriormente se analiza el grado de relación del régimen de precipitaciones de cada una de las estaciones con el promedio, mediante la técnica conocida como Vector Regional. Cabe precisar que se muestra un resumen de los índices de calidad de cada una de las estaciones que conforman el Grupo 1 y Grupo 2 con respecto al vector regional a una escala anual en las tablas 14 y 15 del Anexo 4. Los resultados sugieren una adecuada correlación, con índices de Pearson superiores a 0.85 en la mayoría de casos, lo cual es indicativo que dichas estaciones pertenecen a una misma zona.

La variabilidad interanual de los índices del vector para el Grupo 1, presentan un comportamiento similar al de la precipitación total anual con algunos picos altos para los años 1999 (La Niña-moderado), 2002 (El Niño- Moderado), 2011 (La Niña-moderado) y el 2015 (El Niño- Muy fuerte).

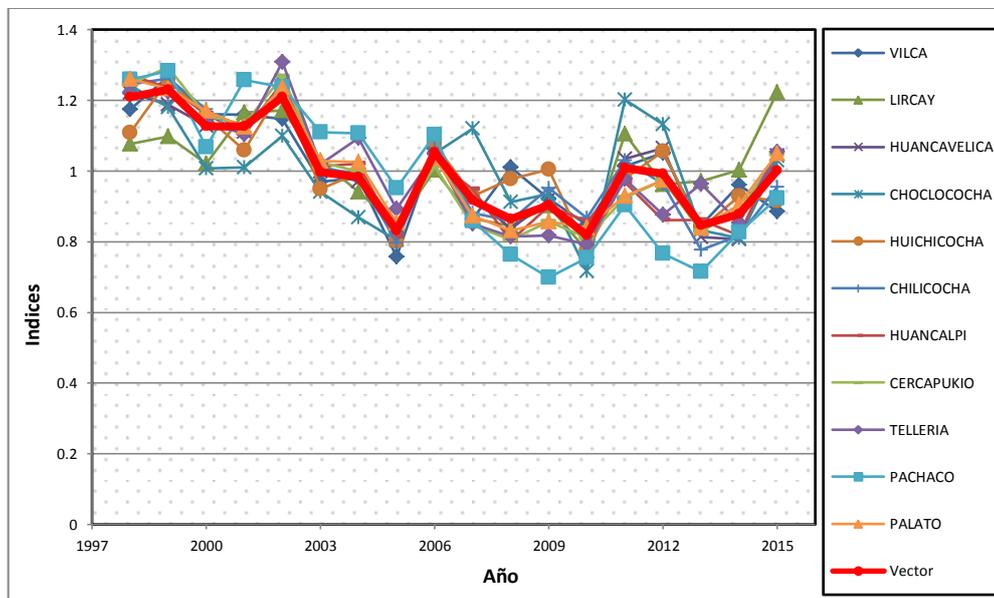


Figura 19.- Índices anuales del vector del Grupo 1.

Asimismo, no se observan grandes quiebres en las curvas de la suma de índices por estación del Grupo 1 (Fig. 20), de lo que se puede colegir una adecuada consistencia en la información pluviométrica.

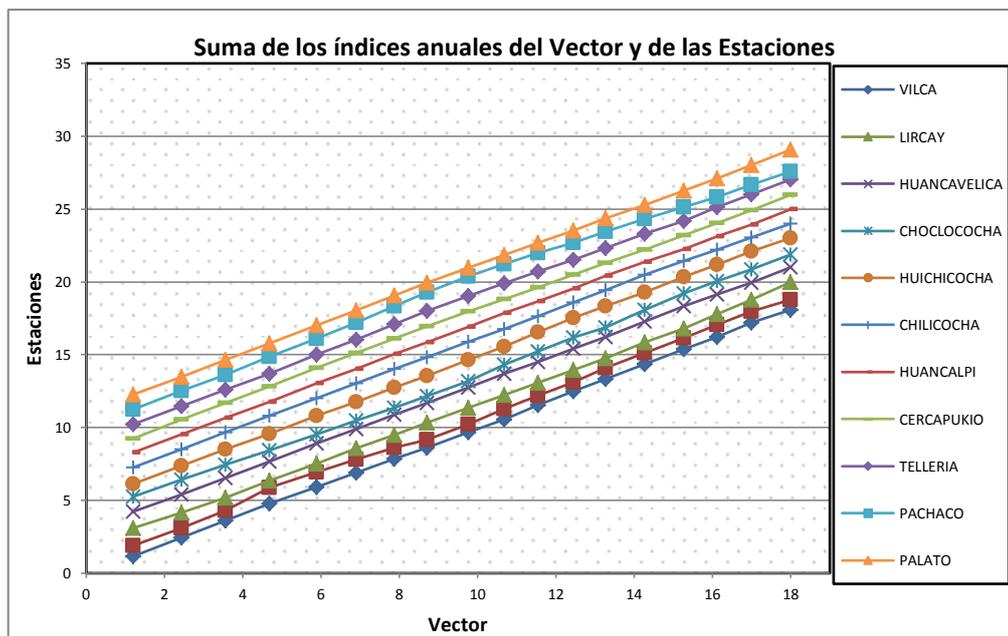


Figura 20.- Suma de los índices anuales del Grupo 1.

Por otro lado, en el análisis del Grupo 2, cuyos índices de calidad se muestran en la tabla 15 del Anexo 4 a escala anual. Las correlaciones de las estaciones con el vector son superiores a 0.85, para un nivel de confianza del 95 por ciento. Para este caso, al igual que en el primero, se observa un comportamiento semejante del vector regional (Figura 21) con la precipitación total anual de las estaciones en el Grupo 2 (Figura 22). Además, se observa una clara consistencia de los datos, mostrada en la Figura 22, en la cual se aprecia que la curva de la suma de índices anuales de las estaciones se ajusta adecuadamente a la línea recta de pendiente única.

Asimismo, del análisis del Grupo 2, se observa un incremento del índice anual del vector durante los eventos La Niña, verbigracia, se aprecia un aumento considerable de la precipitación durante los años 2001 (La Niña- débil), 2006 (La Niña-moderado) y 2011 (La Niña-moderado).

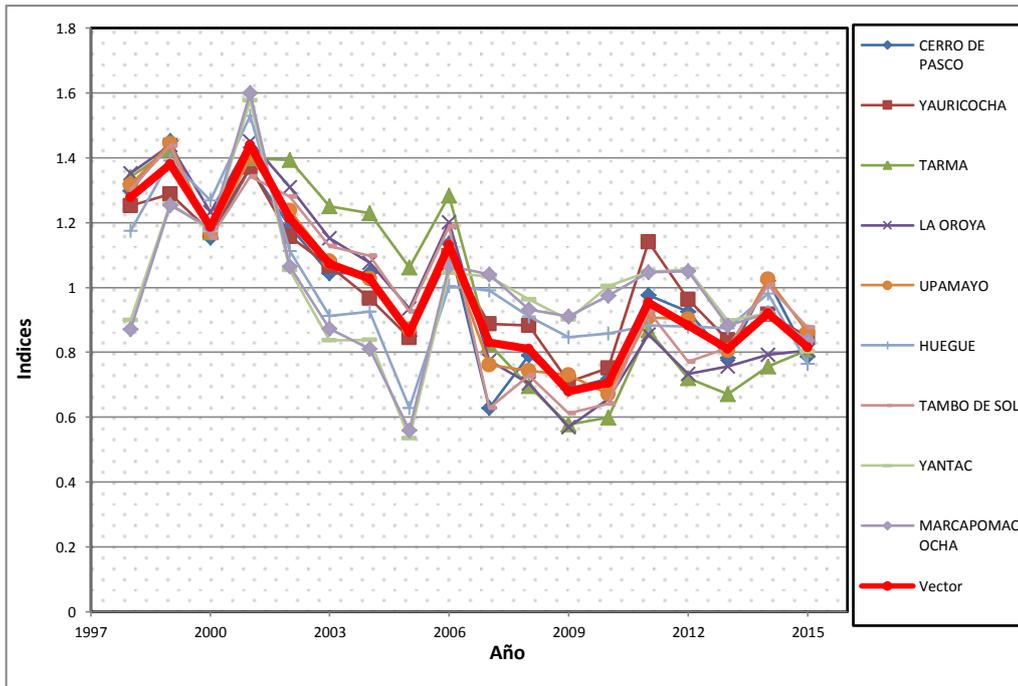


Figura 21.- Índices anuales del vector del Grupo 2

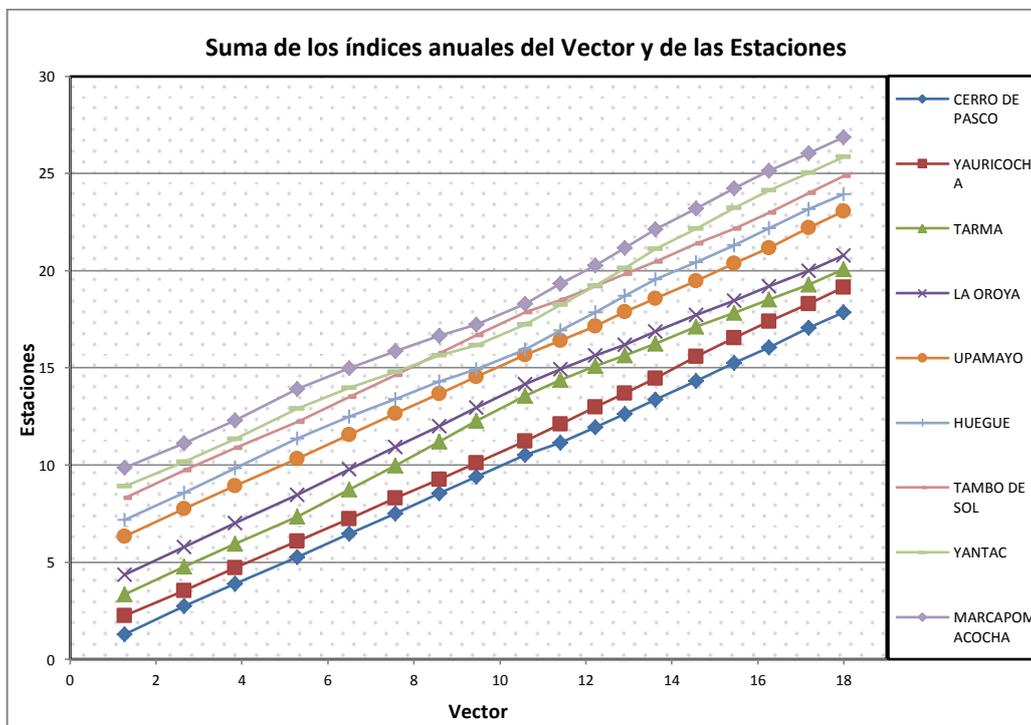


Figura 22.- Suma de los índices anuales del Grupo 2.

4.1.2. Variabilidad estacional de la precipitación.

Los gráficos muestran la variación de la precipitación a nivel mensual para las 20 estaciones que fueron analizadas.

Para el Grupo 1 se puede apreciar un comportamiento estacional con precipitaciones medias mensuales que varían desde los 5 mm/mes durante el periodo seco que comprende los meses de junio, julio y agosto, hasta precipitaciones medias mensuales máximas de en derredor a los 180 mm/mes en los meses de máxima precipitación como diciembre, enero y febrero.

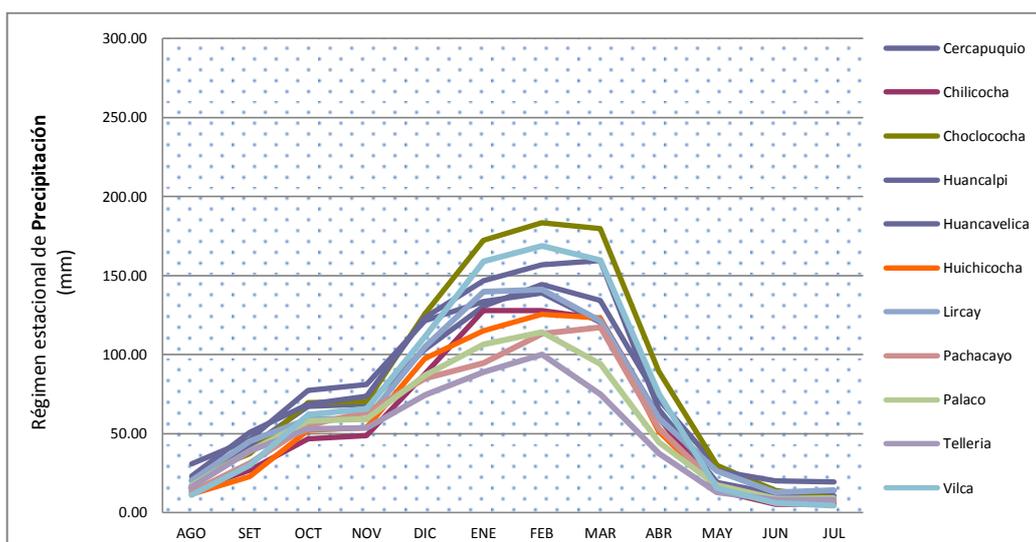


Figura 23.-Variación de la precipitación media mensual en las estaciones que conforman el Grupo 1.

Por otro lado, las estaciones del Grupo 2 muestran un comportamiento estacional similar con precipitaciones medias mensuales mínimas de 6 mm/mes durante el periodo seco, hasta valores máximos de las precipitaciones medias mensuales de 190 mm/mes en los meses de mayor precipitación. Asimismo, se puede apreciar una mayor precipitación promedio en las estaciones que conforman el Grupo 2, en referencia aquellas que conforman el Grupo 1.

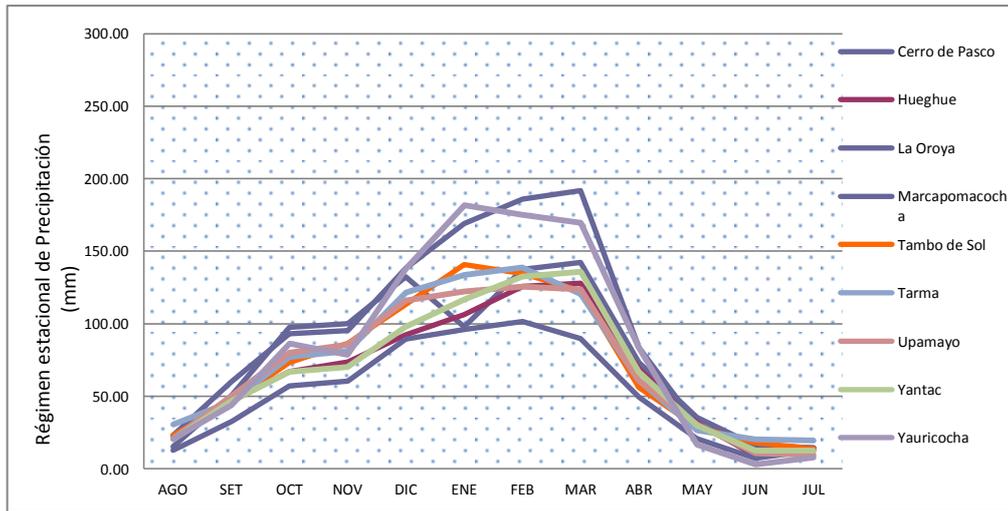


Figura 24.- Variación de la precipitación media mensual en las estaciones que conforman el Grupo 2.

Cuadro 4: Resumen de la precipitación total mensual y anual de las estaciones que conforman el Grupo 1.

Estación	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	ANUAL
Cercapuquio	17.52	41.72	67.23	68.72	103.12	130.65	144.42	134.29	71.73	29.18	11.73	10.78	831.10
Chilicocha	13.94	26.72	46.69	48.71	87.61	127.73	127.81	122.88	60.26	13.85	5.10	5.12	686.42
Choclococha	22.09	37.37	69.64	70.37	125.72	172.19	183.42	179.55	89.34	29.85	13.93	9.37	1002.84
Huancalpi	30.73	46.34	77.31	81.18	121.52	133.60	138.86	120.35	60.92	26.36	20.18	19.39	876.73
Huancavelica	22.92	50.79	68.46	73.77	123.48	146.67	156.91	159.42	65.41	19.04	11.84	14.14	912.82
Huichicocha	11.76	22.60	52.13	53.67	97.68	115.10	125.63	122.96	51.22	15.64	5.95	5.79	680.14
Lircay	20.28	45.19	59.22	59.23	105.06	139.76	140.99	121.37	59.62	26.14	12.67	14.22	803.76
Pachacayo	13.09	31.44	55.42	63.79	84.96	94.54	113.14	117.37	53.16	17.62	8.64	7.80	660.96
Palaco	17.28	39.21	57.90	59.31	86.86	106.49	114.06	93.95	44.57	17.25	8.77	9.22	654.87
Telleria	16.22	39.04	53.04	53.40	74.46	89.02	100.07	74.64	37.50	12.72	8.12	8.24	566.46
Vilca	11.18	30.13	61.88	65.67	111.49	159.11	168.68	159.81	75.10	15.43	5.94	4.35	868.76

Cuadro 5: Resumen de la precipitación total mensual y anual de las estaciones que conforman el Grupo 2.

Estación	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	ANUAL
Cerro de Pasco	15.52	50.61	97.58	100.16	132.49	97.93	137.51	142.16	73.21	35.35	15.94	14.68	913.14
Hueghue	22.62	46.57	67.02	73.57	92.45	106.27	125.84	127.99	69.05	31.88	9.26	13.37	785.90
La Oroya	12.90	32.62	57.00	60.50	89.41	95.90	101.51	89.67	49.52	20.90	7.44	12.70	630.09
Marcapomacocha	22.97	60.06	93.12	95.24	138.11	168.92	185.77	191.68	83.53	30.37	16.58	14.31	1100.66
Tambo de Sol	22.98	46.15	73.46	86.45	113.14	140.91	134.72	122.86	56.22	28.94	18.03	13.93	857.80
Tarma	8.70	15.94	34.24	33.64	49.36	54.15	59.13	60.97	25.70	9.75	5.18	5.51	362.27
Upamayo	20.98	49.94	80.18	85.76	115.99	122.42	125.63	123.75	61.17	30.68	10.70	9.57	836.75
Yantac	20.32	46.57	66.83	70.29	98.20	116.85	132.41	135.97	67.02	29.77	12.79	12.61	809.61
Yauricocha	20.76	43.64	86.24	78.65	138.02	181.80	175.10	169.77	83.60	16.54	3.07	7.69	1004.87

4.1.3. Índices de precipitación.

Para el análisis de la precipitación diaria se han utilizado los diez de los Índices de Precipitación que son recomendados por el Equipo de Expertos para el Cambio Climático Monitoreo Detección e Índices (ETCCDMI) los cuales fueron analizados para las estaciones que contaban con información de precipitación diaria para el periodo 1998-2015. Estos índices son: PRCPTOT, SDII, R10, R20, CDD, CWD, R95p, R99p, RX1day y RX5day.

En el análisis de las estaciones con información diaria que conforman el Grupo 1 (Figura 25), se puede apreciar que los valores máximos de precipitación total anual de los días húmedos (PRCPTOT) pertenecen a la estación Huancalpi (1014 mm) para el año 2000, seguida de la estación Huancavelica (997 mm) para el mismo año. Es importante mencionar que los mayores valores promedio para todas las estaciones se producen en el año 1999 y 2000, años identificados con presencia de eventos La Niña moderada. Asimismo, se nota una pequeña tendencia negativa de la precipitación total anual de los días húmedos para la mayoría de las estaciones.

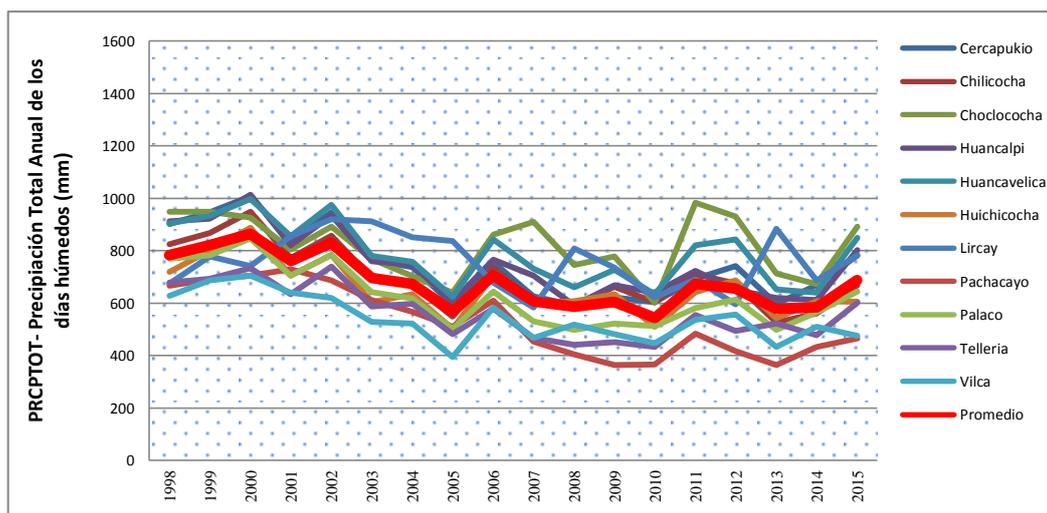


Figura 25.- Índice de la Precipitación total anual de los días húmedos (PRCPTOT) para todas las estaciones del Grupo 1 con datos de precipitación diaria en el período 1998-2015.

Por otro lado, la estación con menores valores de precipitación total anual para los días húmedos es la estación Vilca (360 mm) en el 2005. Asimismo, el 2005 fue el que menores valores de precipitación total anual, en promedio, registraron las estaciones de este grupo. Es importante mencionar la presencia de un evento El Niño moderado en el Pacífico Oriental durante ese año.

Para el Grupo 2, el índice PRCPTOT presenta valores máximos para la estación Cerro de Pasco (1170 mm) en el año 1999, seguido de la estación Yantac (963 mm) para el año 2001. Por otro lado, la estación Tarma (254 mm) presentó el menor valor del índice en el año 2009, seguida de la estación La Oroya (305 mm), para el mismo año. Asimismo, en el año 2001 se presentaron los mayores valores promedio del índice PRCPTOT para todas las estaciones (evento La Niña) del Grupo 2 y el 2009 se registraron los menores valores promedio (evento El Niño). Esto confirma los registros obtenidos en el análisis del Grupo 1, así como una tendencia decreciente.

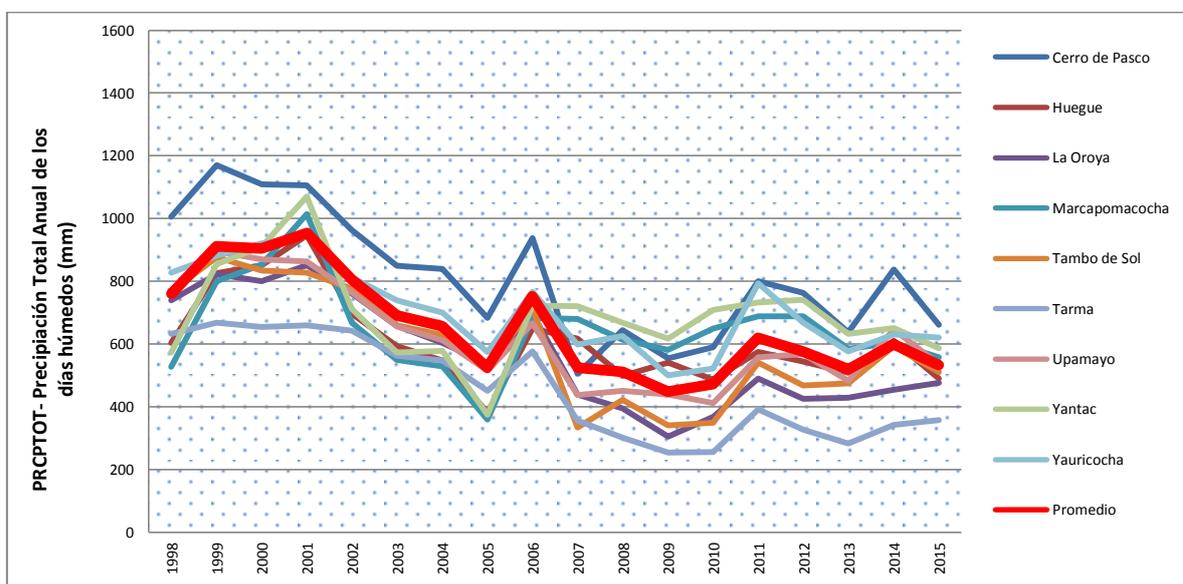


Figura 26.- Índice de la Precipitación total anual de los días húmedos (PRCPTOT) para todas las estaciones del Grupo 2 con datos de precipitación diaria en el período 1998-2015.

En el análisis del índice SDII (precipitación promedio diaria) para las estaciones que conforman el Grupo 1, se observa una precipitación promedio de 5.7 mm/día (en un rango de 5.1 a 6.4 mm/día). Los mayores valores promedio se registraron en el año 1999, 2000,

2006 y 2011 siendo la estación de Choclococha (8.4mm/día) la que mayores valores registró durante el 2011 (valor desusadamente alto). Por otra parte, los años con menores valores promedio fueron el 2009 y el 2013, con valores mínimos para la estación Vilca (4 mm/día).

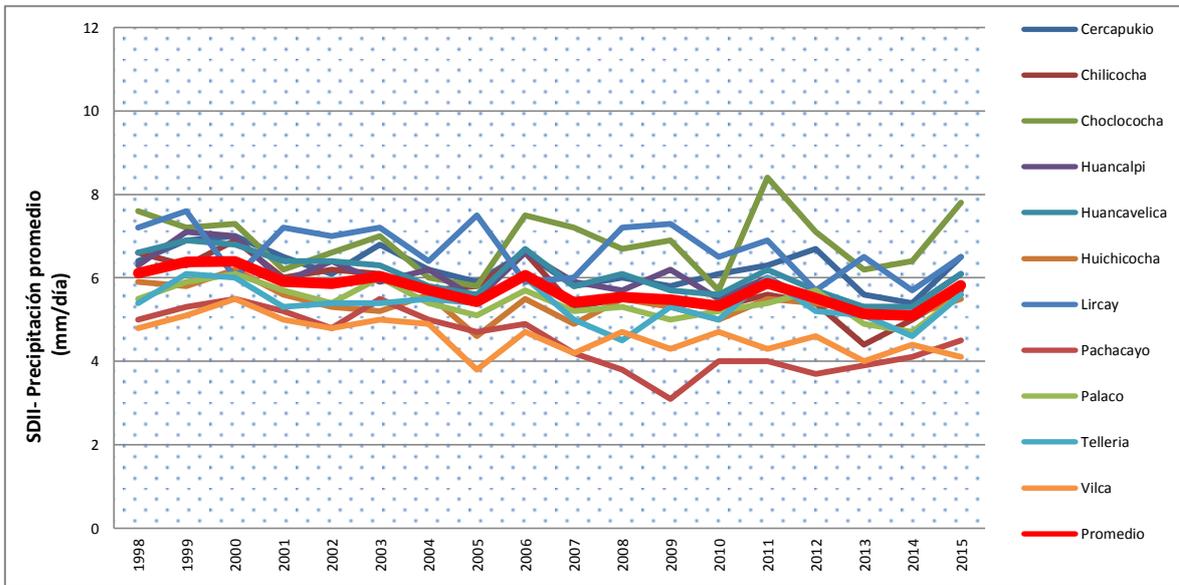


Figura 27.- Índice de Precipitación promedio anual (SDII) para el grupo 1.

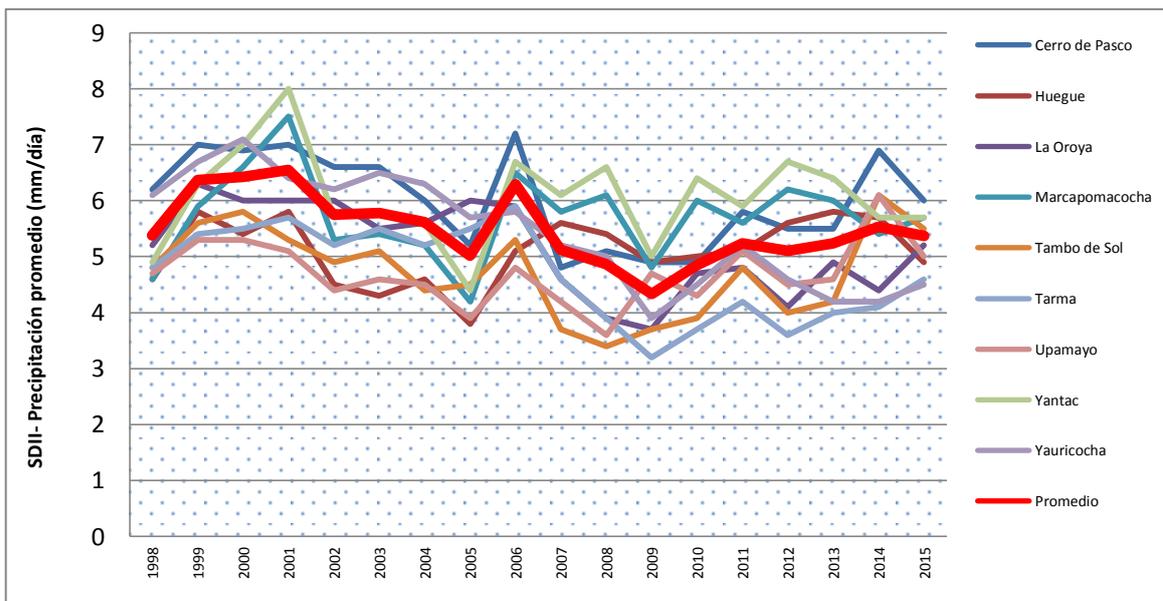


Figura 28.- Índice de Precipitación promedio anual (SDII) para el grupo 2.

Del análisis del índice SDII (precipitación promedio diaria) para las estaciones del Grupo 2, se puede apreciar que la precipitación promedio de la región es de 5.5 mm/día (en un rango de 4.3 a 6.4mm/día) con valores máximos en algunos años como en el 1999 para la estación Yantac (8.0 mm/día) y valores mínimos para la estación Tarma (3.2 mm/día) en el 2009. Estos resultados son consistentes con los obtenidos por el Instituto Geofísico Peruano (2012), en el cual se analizó la serie histórica de precipitación más larga con la que se cuenta (estación Huayao), en el cual se muestra que para el periodo 1922-2010 la tendencia de la intensidad de precipitación es prácticamente cero (-0.04mm/día por década); empero, el estudio muestra una significativa disminución de la intensidad de lluvia desde la década de los setenta, después del cual, la tendencia se ha incrementado a -0.4mm/día por década. Para el periodo comprendido entre 1922-1979, la intensidad de precipitación promedio diaria es de 5.9 mm/día, mientras que, para el periodo 1980-2010, se registró un valor de 5.7mm/día (IGP, 2012).

Respecto al análisis de los días húmedos consecutivos CWD para el Grupo 1, se presentan periodos húmedos con valores máximos de 21 días para la estación Palacio durante el año 2000 y para la estación Chilicocha durante el mismo año. En general, todas las estaciones del Grupo 1 tienen valores altos durante los años 1999 y 2000, años en que se presenta un enfriamiento en la región Niño 3.4, lo que demuestra una influencia del evento La Niña (enfriamiento en el Pacífico Central) en la generación de lluvias de todas las estaciones en la cuenca alta del Mantaro.

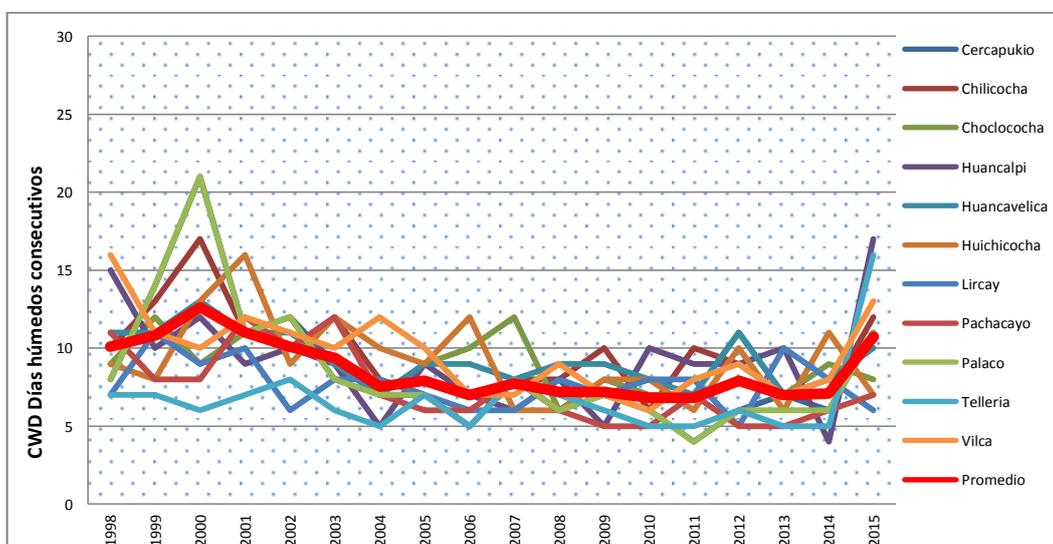


Figura 29.- Índice anual de los Días húmedos consecutivos (CWD) para e Grupo 1.

Para el Grupo 2, los días húmedos consecutivos CWD presentan periodos húmedos de hasta 19 días para las estaciones Cerro de Pasco y Upamayo durante el año 2000. Asimismo, se observa un incremento del índice para la mayoría de estaciones durante 1999 y 2000, años de periodos fríos según el cálculo realizado con el Índice Oceánico Niño (ONI), lo cual sugiere que durante la presencia de los eventos La Niña se presentan mayores periodos húmedos consecutivos. Estos resultados son consistentes con los obtenidos por el Instituto Geofísico del Perú (2012), el cual muestra periodos con días húmedos más largos, para la estación Huayao, con un promedio de 10.6 días por año, una desviación de 4.2 días y una tendencia negativa de 0.03 días por década (IGP, 2012).

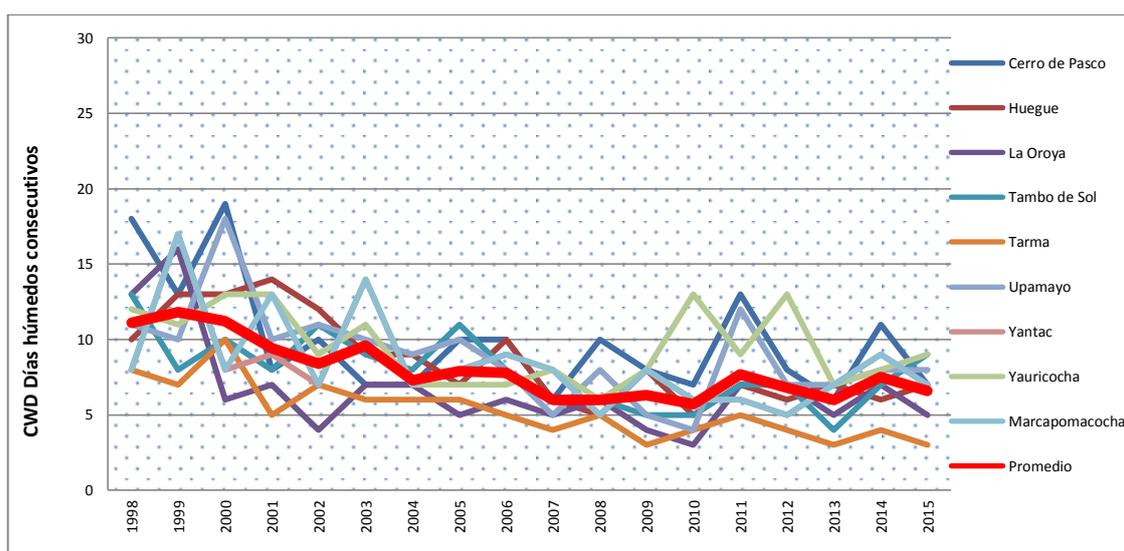


Figura 30.- Índice anual de los Días húmedos consecutivos (CWD) para el Grupo 2.

Por otro lado, en el análisis de los días secos consecutivos (CDD) para el Grupo 1, se aprecia periodos secos consecutivos de hasta 117 días para la estación Pachacayo durante el 2010 (evento el Niño moderado), siendo el año 2003 el que mayor periodo días secos consecutivos tuvo en promedio para todas las estaciones y el año 2007 el de menor periodo promedio para todas las estaciones.

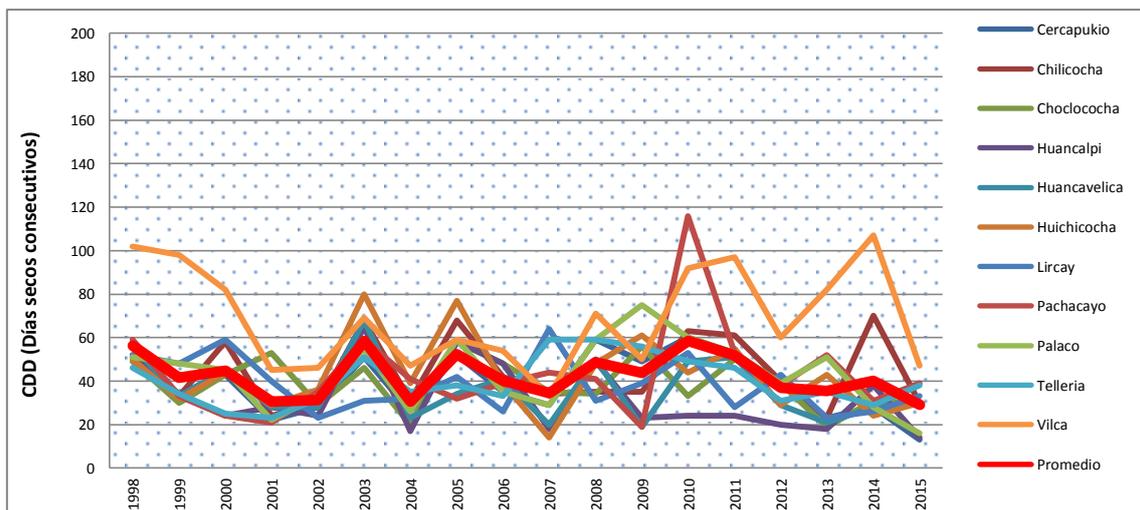


Figura 31.- Índice anual de los días secos consecutivos (CDD) para el Grupo 1.

Del análisis de los días secos consecutivos (CDD) para el Grupo 2, se aprecia periodos secos consecutivos de hasta 118 días para la estación de Tarma en el año 2008, es decir, periodos de casi cuatro meses de duración. Los años con menores valores del índice CDD para todas las estaciones fueron 2002, 2004, 2005, 2012, 2014 y 2015, años en los cuales se produjo un calentamiento en la región central del Pacífico, conocido como Niño 3.4.

Estos resultados son consistentes con los obtenidos por el Instituto Geofísico del Perú (2012), en el cual se muestra que los periodos con días secos más largos, para la estación Huayao, se registraron en los años 1945 con 120 días, seguido por los valores registrados en los años 1961 y 1944 con 85 y 83 días respectivamente. Asimismo, el estudio registró un promedio de 44.2 días secos consecutivos para el periodo 1922-2010, con una ligera tendencia negativa de -0.18 días por década para este periodo (IGP, 2012).

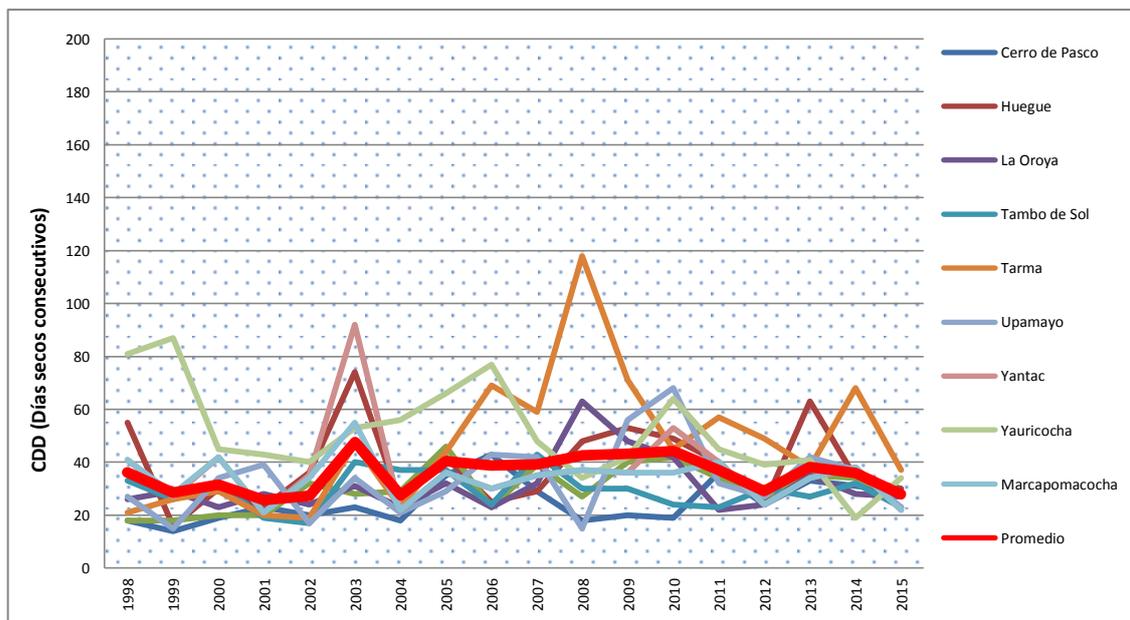


Figura 32.- Índice anual de los días secos consecutivos (CDD) para el Grupo 2.

Del análisis de la variación interanual de los días en el año donde la precipitación diaria es superior a los 10 mm (R10) para el Grupo 1, los valores máximos corresponden a la estación Huancavelica en el año 2000 con 34 días, seguido de la estación Choclococha con 30 días durante el año 2011. Por otro lado, la estación Vilca registra los menores valores en el año 2005. Asimismo, se aprecia la influencia del enfriamiento de la zona Central del Pacífico, al tener los mayores valores promedio para todas las estaciones en los años con anomalías negativas de TSM en la zona conocida como Niño 3.4

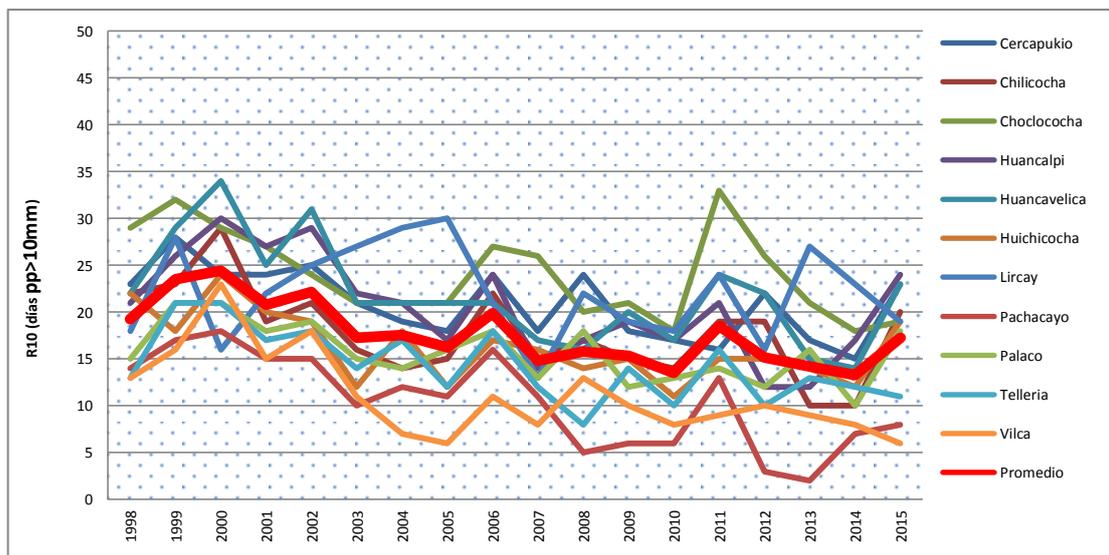


Figura 33.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 10mm (R10) para las estaciones del Grupo 1.

Del análisis de la variación interanual de los días en el año donde la precipitación diaria es superior a los 10 mm (R10) para el Grupo 2, los valores máximos corresponden a la estación Cerro de Pasco en el año 2001 con 43 días, seguido de la estación Cerro de Pasco con 41 días durante el año 2000. Por otro lado, la estación Tarma (3 días) registra los menores valores en el año 2009. Asimismo, se aprecia una tendencia decreciente en los valores promedio y la influencia del enfriamiento de la zona Central del Pacífico.

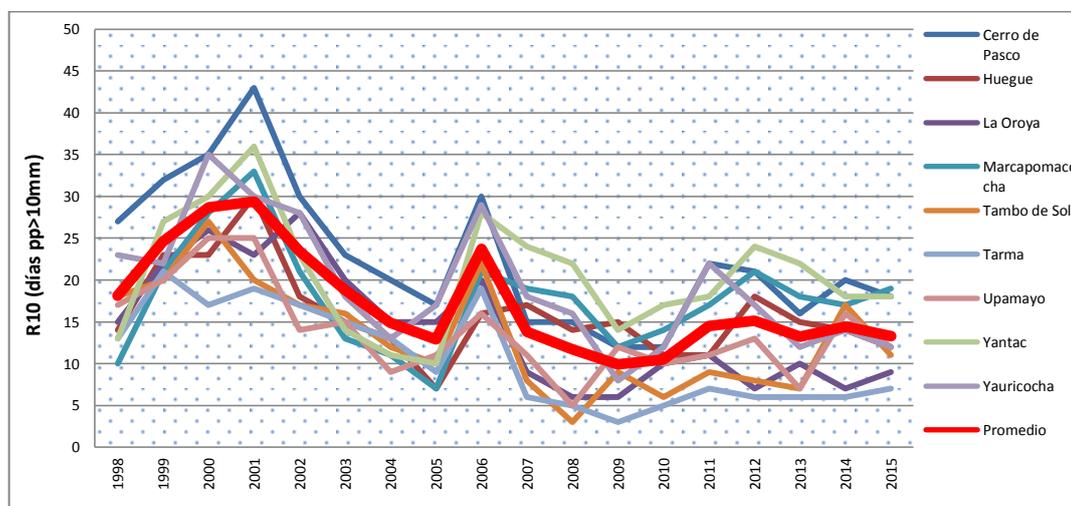


Figura 34.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 10mm (R10) para las estaciones del Grupo 2.

Del análisis de la variación interanual de los días en el año donde la precipitación diaria es superior a los 20 mm (R10) para el Grupo 1, se aprecia que la estación con los índices más altos es la estación Huancalpi con 15 días en el año 2000 (evento La Niña). Por otro lado, el valor más bajo para este índice es de cero días para las estaciones de Huegue y Vilca en el 2005 y la misma estación Huegue en el año 2009.

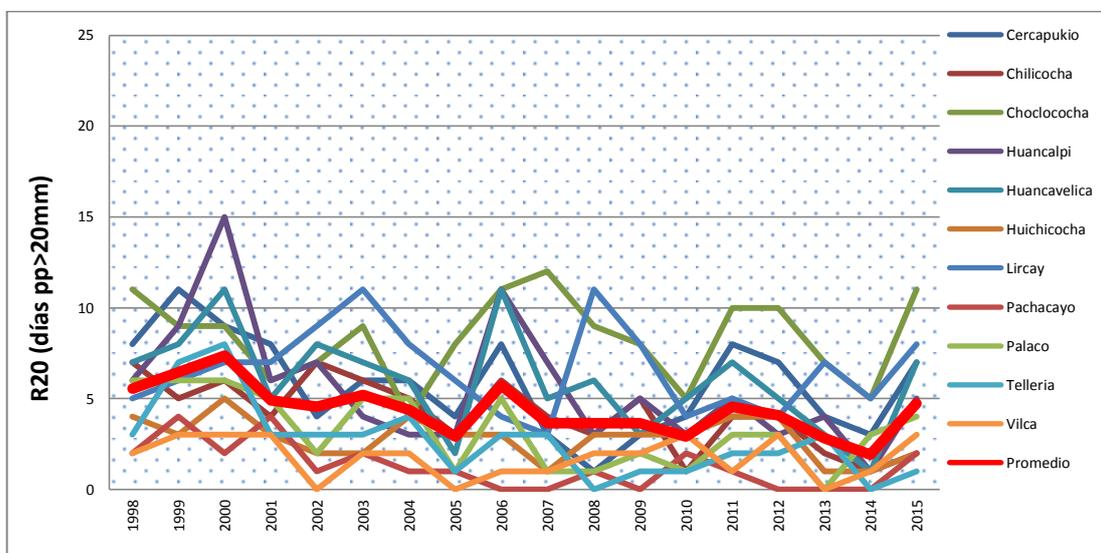


Figura 35.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 20mm (R20) para el grupo 1.

Del análisis de la variación interanual de los días en el año donde la precipitación diaria es superior a los 20 mm (R20) para el Grupo 2, los valores máximos corresponden a la estación Cerro de Pasco para el año 1999 con 20 días, aunque este valor es desusadamente alto al estar por encima de todos los valores promedio. Por otro lado, los menores valores registrados son de cero días para varias estaciones. Asimismo, el año con la mayor cantidad de días con una precipitación diaria superior a los 20 mm es 1998, en promedio para todas las estaciones; y el año con menores valores del índice es 2009 con 1.45 días promedio para todas las estaciones del Grupo 2.

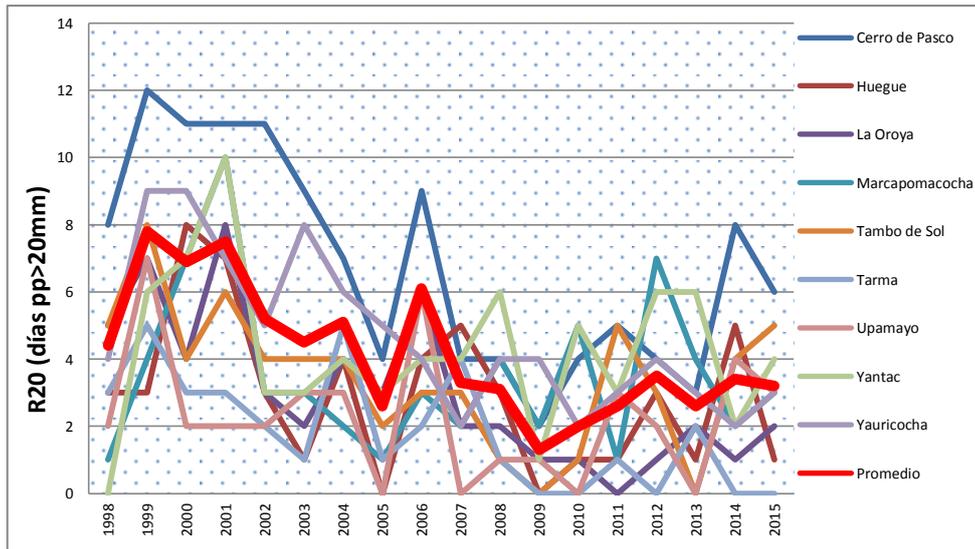


Figura 36.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 20mm (R20) para el grupo 2.

Con referencia a las precipitaciones extremas para el Grupo 1, los valores máximos son registrados para la estación Huancalpi (438 mm) en el año 2000, seguido por la estación Huancavelica (327 mm) para el año 2006. Por otro lado, los menores valores se registran para la estación Telleria (0.0 mm) en el año 2008. En términos generales, los valores del índice en promedio para todas las estaciones del Grupo 1, se presentan en el año 2000 y los menores en el año 2005.

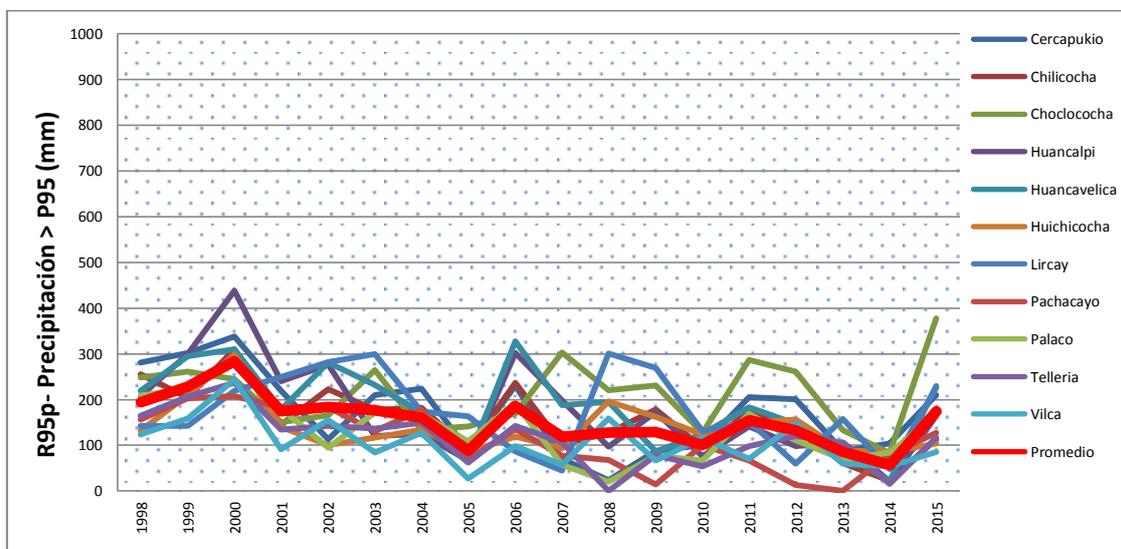


Figura 37.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 95 para las estaciones del Grupo 1.

Del análisis de las precipitaciones extremas para el Grupo 2, mediante el índice de precipitación total anual, cuando la precipitación diaria es superior al percentil 95, los valores máximos son registrados para la estación Yantac (375 mm) en el año 2001, seguido por la estación Cerro de Pasco para el año 1999. Por otro lado, los menores valores se registran en el año 2009.

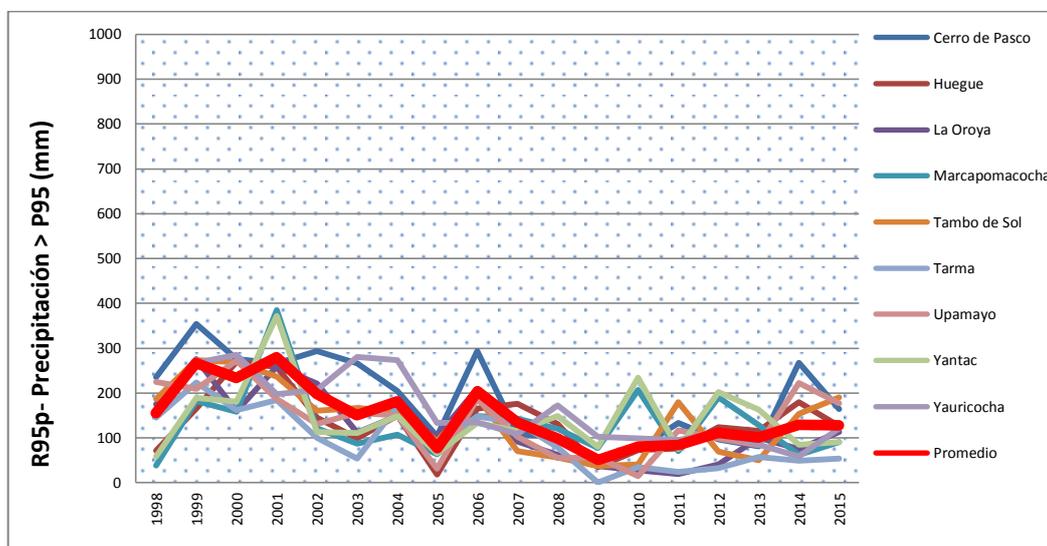


Figura 38.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 95 para las estaciones del Grupo 2.

Con respecto a las precipitaciones extremas para el Grupo 1, mediante el índice de precipitación total anual, cuando la precipitación diaria es superior al percentil 99, los valores máximos son registrados para la estación Palaco (180 mm) en el año 1999 y 2000, seguido por la estación Chilicocha (150 mm) para el año 2011. Por otro lado, los menores valores de este índice son iguales a cero. El año con registros máximos en promedio para todas las estaciones es 1999 y el año con mayor registro de mínimos valores es el 2005.

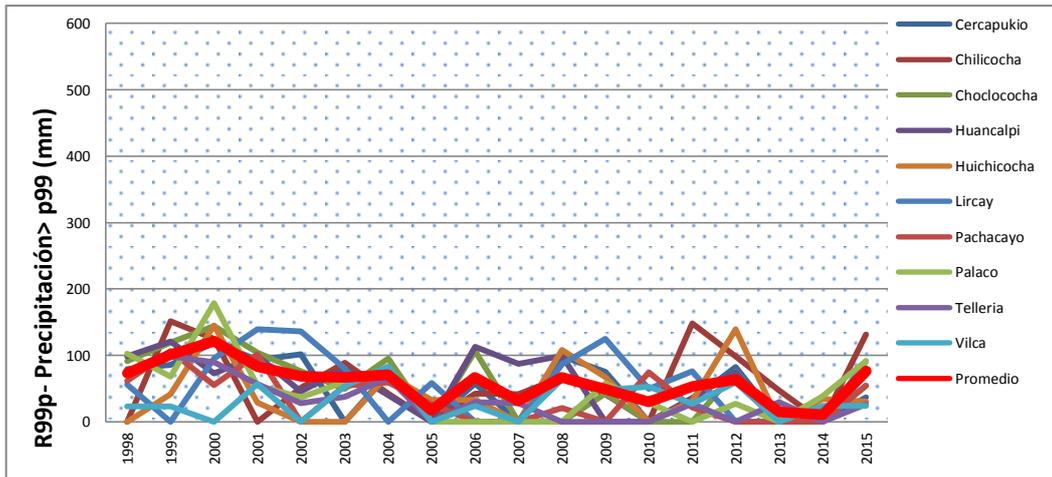


Figura 39.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 99 para las estaciones del Grupo 1.

En el análisis de las precipitaciones extremas para el Grupo 2, mediante el índice de precipitación total anual, cuando la precipitación diaria es superior al percentil 99, se aprecia que los valores máximos son registrados para la estación Yantac (231.8 mm) en el año 2001, seguido por la estación Yauricocha para el año 2004. Por otro lado, los menores valores de este índice son iguales a cero. El año con mayores registros máximos en promedio para todas las estaciones es el 2001 y el año con mayor registro de mínimos valores es el 2005.

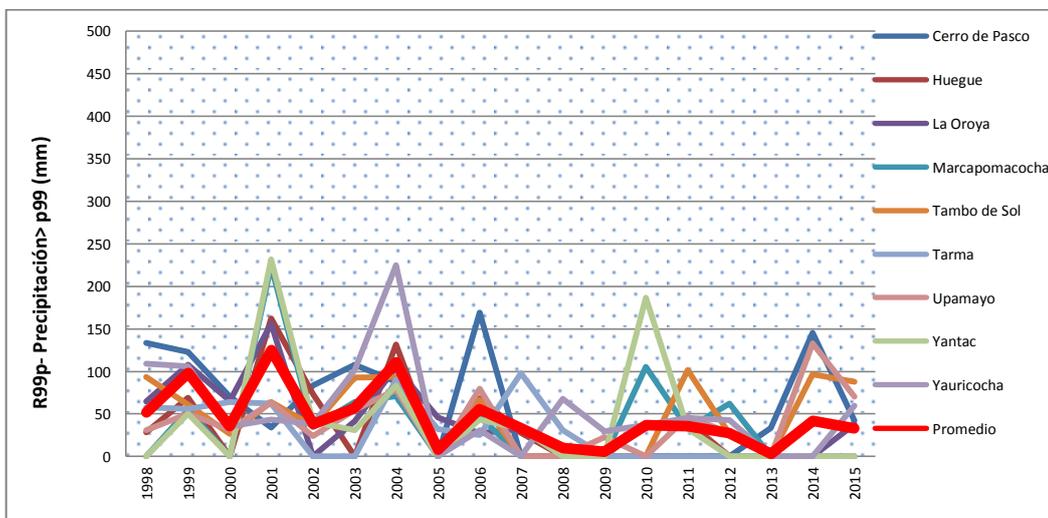


Figura 40.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 99 para las estaciones del Grupo 2.

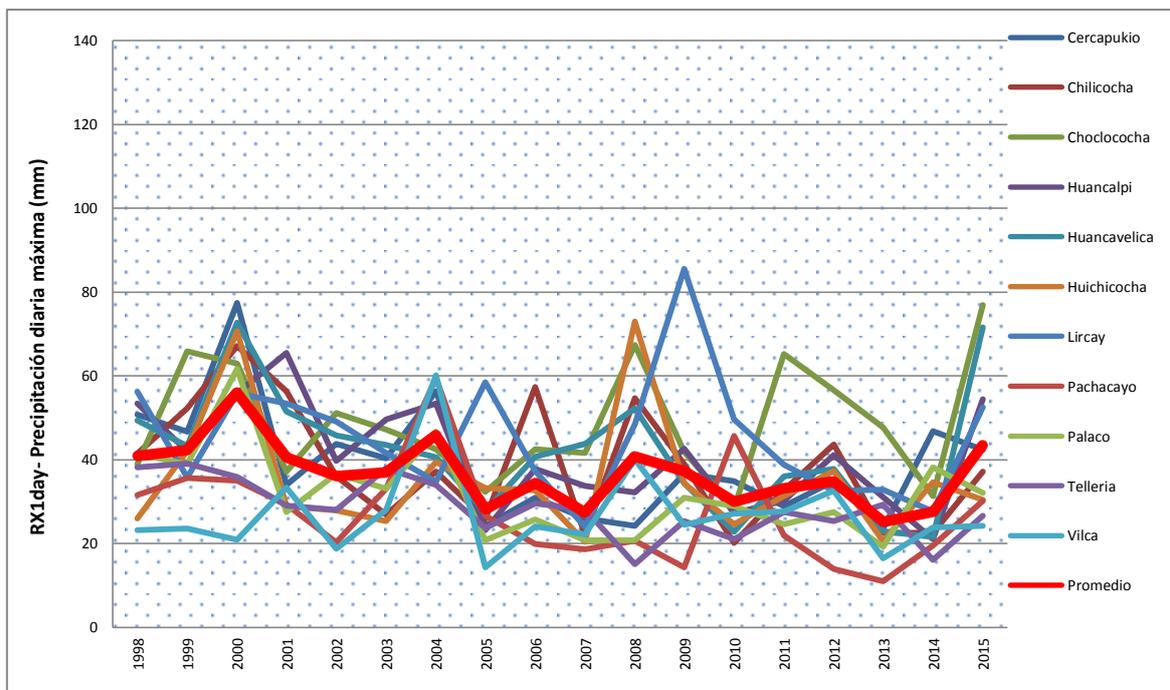


Figura 41.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima (RX1day) para las estaciones del Grupo 1

Con respecto a los resultados del índice de Precipitación diaria máxima anual (Rx1day) para las estaciones que conforman el Grupo 1, se aprecia una precipitación máxima de 79 mm para la estación Lircay en el año 2009, siendo la máxima precipitación diaria histórica para el periodo 1998-2015 para las estaciones del Grupo 1. Otros registros altos para este índice le corresponden a la estación Huichicocha (72 mm) en el año 2008. Por otro lado, los menores valores promedio para todas las estaciones del Grupo 1 ocurren en el 2005.

De los resultados del índice de Precipitación diaria máxima anual (Rx1day) para las estaciones que conforman el Grupo 2, se aprecia una precipitación máxima de 79 mm para la estación Yantac en el año 2010, siendo la máxima precipitación diaria histórica para el periodo 1998-2015 para las estaciones del Grupo 2. Otros registros altos para este índice le corresponden a la estación Yauricocha (71 mm) en el año 2004. Por otro lado, los menores valores promedio para todas las estaciones del Grupo 2 ocurren en el 2009.

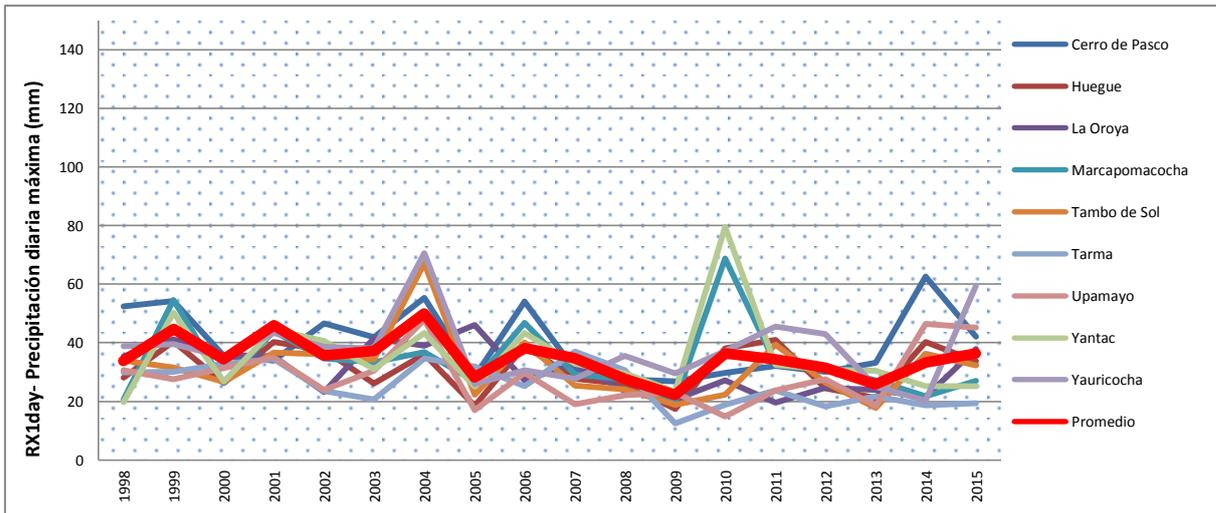


Figura 42.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima (RX1day) para las estaciones del Grupo 2

Con respecto al análisis de la precipitación máxima de cinco días consecutivos (RX5day) para las estaciones del Grupo 1, se aprecia una distribución más homogénea de los valores máximos durante todo el periodo de estudio 1998-2015, con valores pico para la estación Choclococha (146 mm) durante el 2011 y para la estación Huancavelica (129 mm) durante el 2006 siendo éstos valores desusados con respecto al comportamiento del resto de estaciones. Por otra parte, menores valores corresponden a la estación Vilca (34.8 mm) para el año 2005.

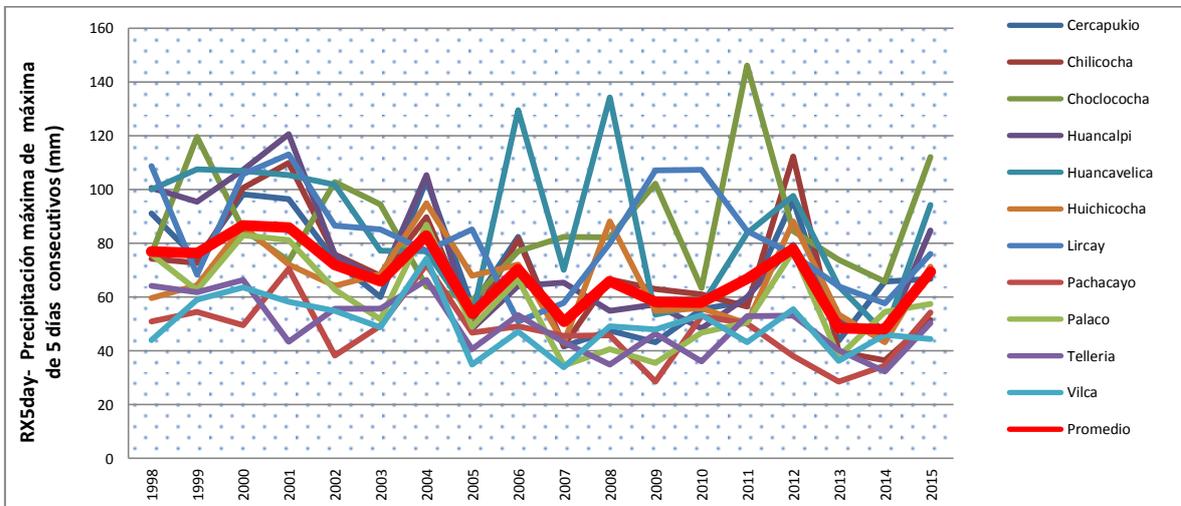


Figura 43.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima de 5 días consecutivos (RX5day) para las estaciones del Grupo 1.

Del análisis de la precipitación máxima de cinco días consecutivos (RX5day) para las estaciones del Grupo 2, se aprecia un valor máximo para la estación Marcapomacocha (134 mm) en el año 2001 con valores altos durante los siguientes años. Por otro lado, los menores valores se registraron en la estación Tarma (23 mm) durante el 2009. Los mayores valores promedio de precipitación máxima de cinco días consecutivos se presentaron en 1998 y, contrariamente, el 2009 registra los menores valores en promedio para todas las estaciones.

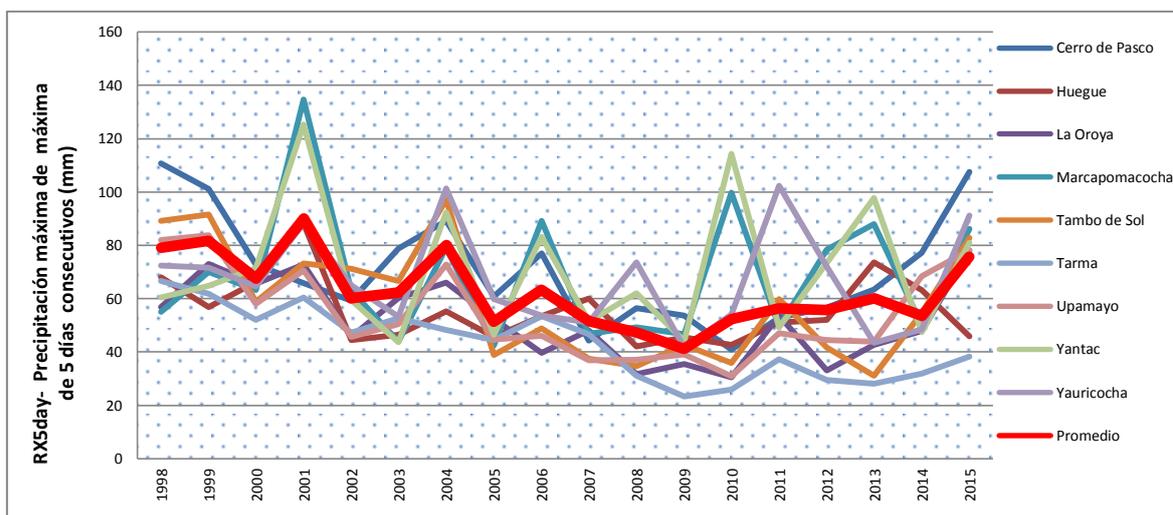


Figura 44.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima de 5 días consecutivos (RX5day) para las estaciones del Grupo 2.

4.1.4. Variabilidad diaria de la precipitación durante eventos La Niña.

El análisis de las series temporales y espaciales de la precipitación total diaria para el total de estaciones pertenecientes a los dos Grupos de estaciones previamente clasificados, se realizó para los periodos de diciembre a abril en los años identificados con eventos La Niña. Según los procedimientos descritos en la metodología, se procedió a la aplicación de la técnica estadística de Análisis de Componentes Principales, se eligió la matriz de correlaciones, los cuales explican la cantidad total de precipitación producida durante dichos eventos.

De la variabilidad de la precipitación a nivel diario durante los eventos La Niña, se analizaron el primer y segundo modo de variabilidad temporal (CP-1 y CP- 2) y los dos principales modos de variabilidad espacial durante los eventos La Niña 1998/99, 1999/00, 2007/08 y 2010/11.

Es importante tener en cuenta que valores más altos de correlación de una determinada estación con respecto al componente principal, sugieren un mayor grado de representación mediante dicho componente. Por ello, se procedió a agrupar estaciones por el signo de su correlación, permitiendo seleccionar las estaciones cuyo comportamiento está siendo reflejado por dicho componente principal (León, 2014).

a. Evento La Niña 1998-1999.

De diciembre de 1998 a mayo de 1999, los dos principales componentes llegan a explicar 68.76 de la varianza (55.0 por ciento para el CP-1 y el 13.76 por ciento para el CP-2).

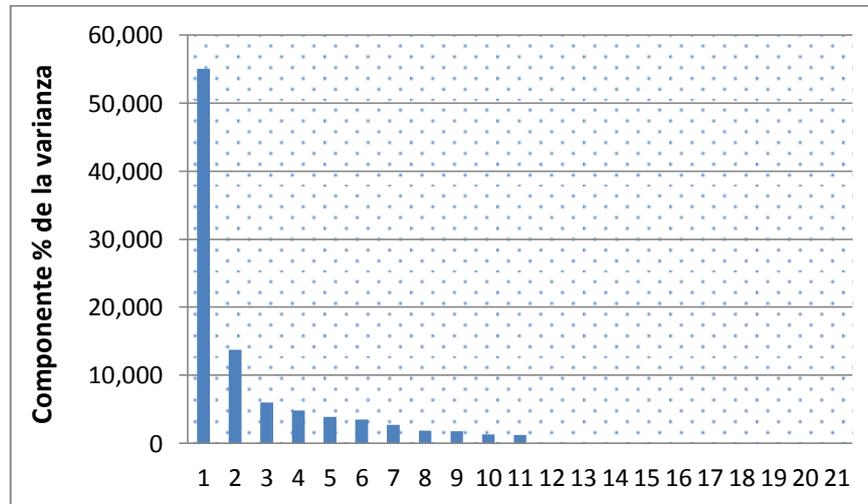
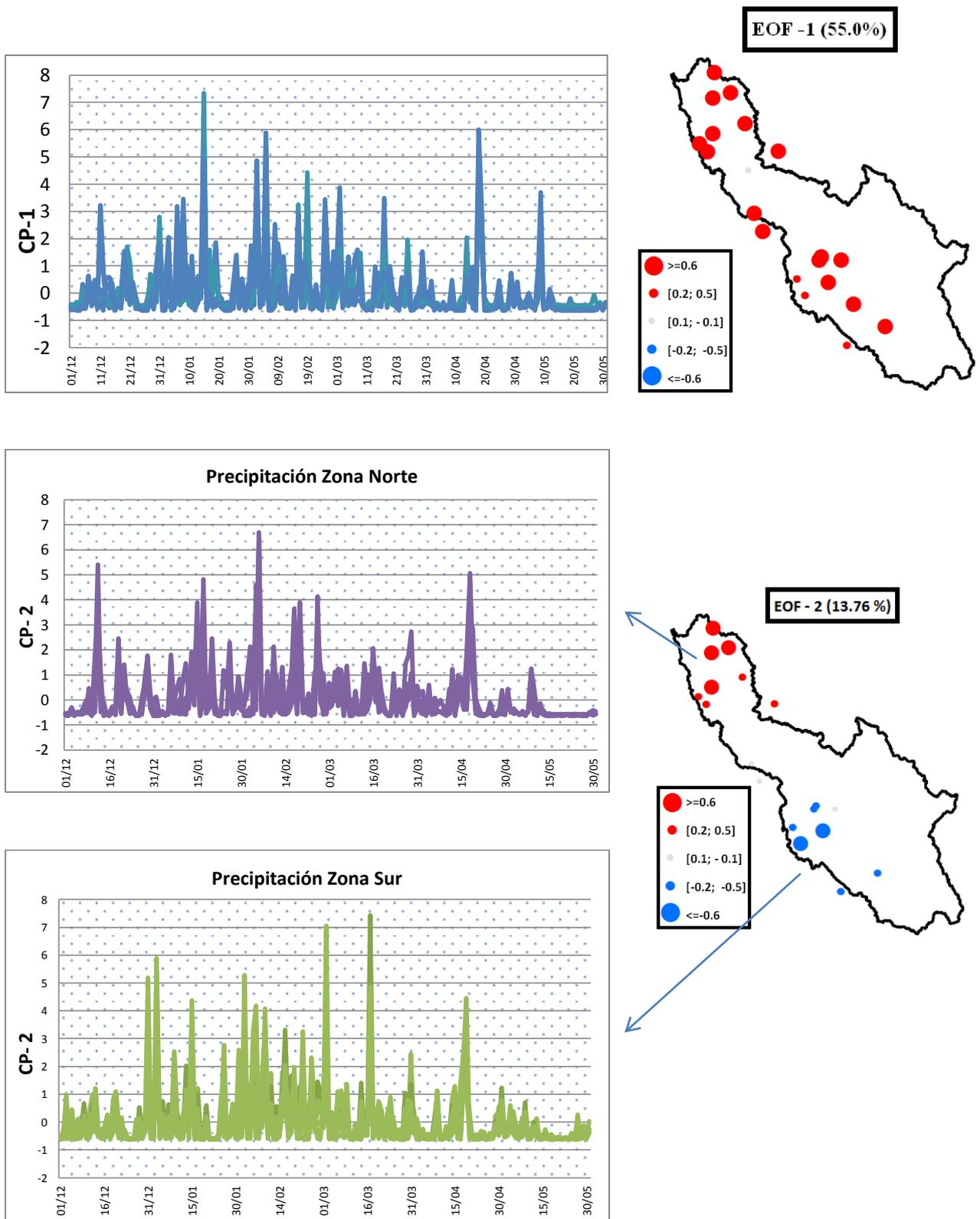


Figura 45.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 1998/99.

Los resultados del análisis espacial de las precipitaciones para el evento La Niña sugieren que existe una correlación positiva para todas las estaciones. Respecto al análisis del primer CP, se puede observar que el periodo de mayor precipitación ocurrió durante los primeros días de diciembre de 1999 hasta los últimos días del mes de febrero de 1999. Por otro lado, del análisis de variabilidad de la precipitación a nivel diario (EOF-02), muestra una correlación positiva para la mayoría de estaciones ubicadas en la parte norte de la cuenca alta, mientras que la zona sur y centro muestran correlaciones negativas; por lo que se sugiere que los valores negativos del componente principal representan la precipitación diaria de la zona Sur de la cuenca, mientras que valores negativos representan valores de precipitación de la zona sur de la cuenca del Mantaro. Por otro lado, del análisis de la CP-2, durante el evento La Niña 1998/99, se observa un periodo muy lluvioso desde los primeros días del mes de enero, hasta inicios del mes de marzo, con pequeños periodos de lluvia de corta duración como en la segunda semana del mes de diciembre de 1998 o a mediados del mes de abril de 1999. Para las estaciones con correlaciones negativas se observa ligeras diferencias; el periodo lluvioso se extiende, empezando en los primeros días de enero de 1999 hasta mediados del mes de abril del mismo año.

Figura 46.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 1998/99



b. Evento La Niña 1999-2000.

Para el evento La Niña 1999/00 se analizó el periodo correspondiente de diciembre de 1999 a mayo del 2000, donde los dos principales componentes llegan a explicar 59.7 de la varianza (45.4 por ciento para el CP-1 y el 14.3 por ciento para el CP-2).

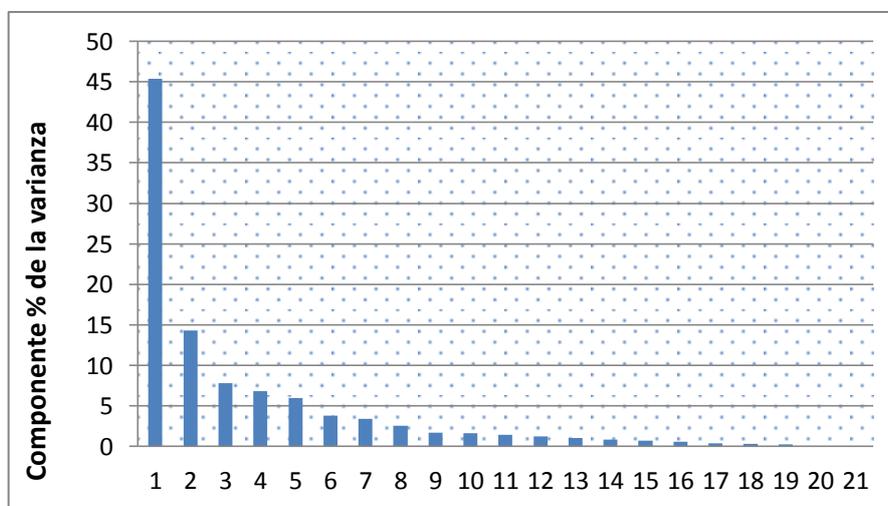
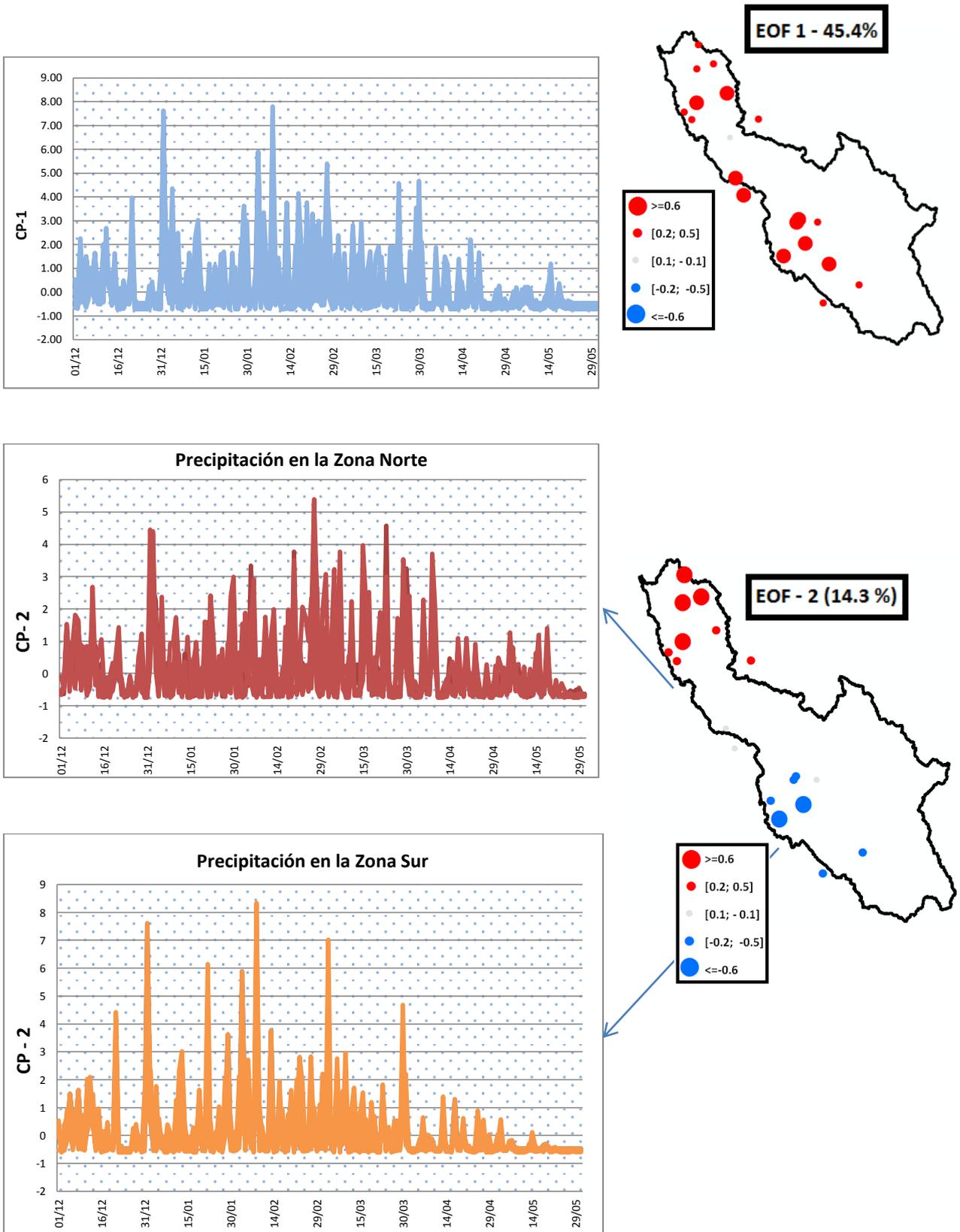


Figura 47.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 1999/00.

Los resultados del análisis espacial de las precipitaciones para el evento La Niña 1999/00 sugieren que existe una correlación positiva para todas las estaciones. Con respecto al análisis del primer CP, se puede observar que el periodo de mayor precipitación ocurrió durante los primeros días de diciembre de 1999 hasta los últimos días del mes de marzo del 2000. Por otro lado, el análisis de variabilidad de la precipitación a nivel diario (EOF-02), muestra una correlación positiva para la mayoría de estaciones ubicadas en la parte Norte de la cuenca alta, mientras que la zona Sur y centro muestran correlaciones negativas; por lo que se sugiere que los valores negativos del componente principal representan la precipitación diaria de la parte Sur de la cuenca, mientras que valores positivos representan valores de precipitación de la zona Norte y centro de la cuenca del Mantaro. Por otro lado, del análisis de la CP-2, durante el evento La Niña 1998/99, se observa un periodo muy lluvioso desde los primeros días del mes de enero, hasta inicios del mes de marzo, con pequeños periodos de lluvia de corta duración como en la segunda semana del mes de diciembre de 1998 o a mediados del mes de abril de 1999.

Figura 48.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 1999/00



c. Evento La Niña 2007/2008.

Para el evento La Niña 2007/2008 se analizó el periodo correspondiente de diciembre del 2007 a mayo de 2008, los dos principales componentes llegan a explicar 59.7 de la varianza (36.0 por ciento para el CP-1 y el 12.8 por ciento para el CP-2).

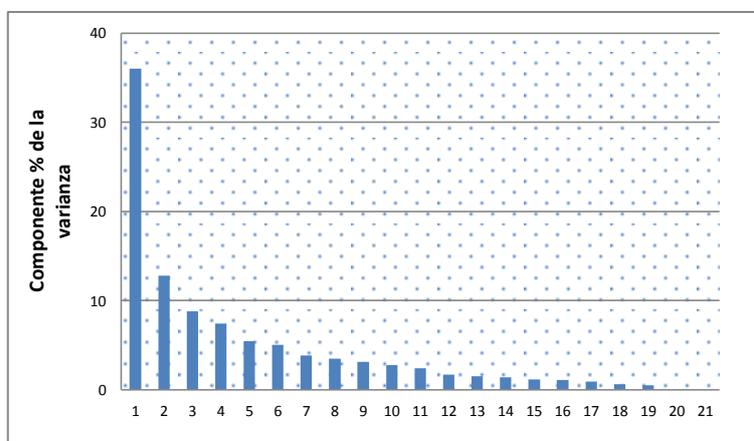
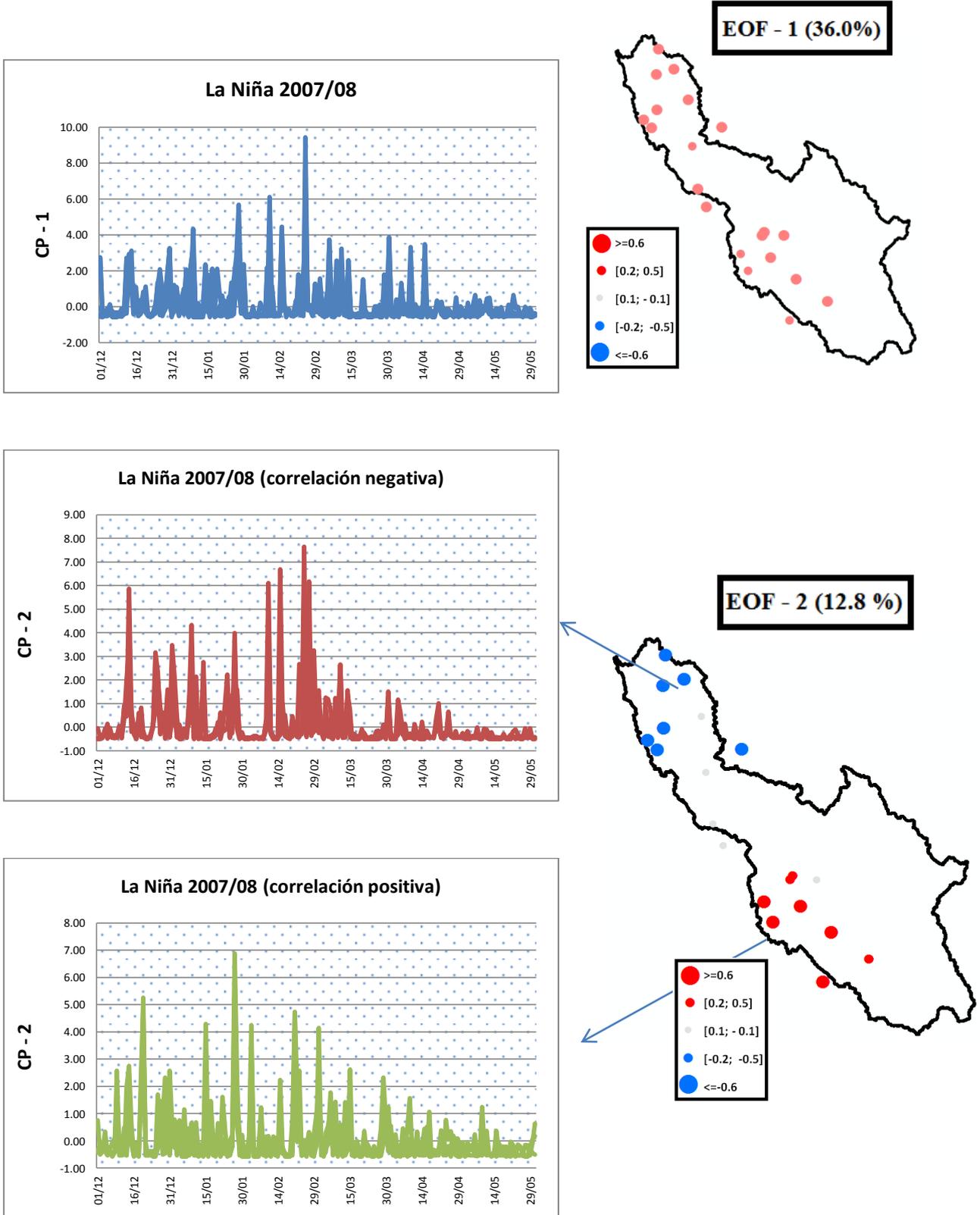


Figura 49.-Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 2007/08.

Los resultados del análisis espacial de las precipitaciones (EOF -1) para el evento La Niña 2007/08 sugieren que existe una correlación positiva para todas las estaciones. Con respecto al análisis del primer CP, se puede observar que el periodo de mayor precipitación ocurrió durante todo el mes de febrero del 2000. Por otro lado, el análisis de variabilidad de la precipitación a nivel diario (EOF-02), muestra una correlación positiva para las estaciones ubicadas en la parte Norte de la cuenca alta, mientras que la zona Sur muestran correlaciones negativas; por lo que se sugiere que los valores positivos del componente principal representan la precipitación diaria de la parte Norte de la cuenca, mientras que valores negativos representan valores de precipitación de la zona Sur de la cuenca del Mantaro. Por otro lado, del análisis de la CP-2, durante el evento La Niña 1998/99, se observa que el periodo de mayor precipitación empieza en la zona Sur desde mediados del mes de enero hasta mediados de marzo del 2008, mientras que en la parte Norte de la cuenca del Mantaro, el periodo de mayor precipitación inicia a mediados del mes de febrero.

Figura 50.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 2007/08



d. Evento La Niña 2010-2011.

Para el evento La Niña 2010-2011 se analizó el periodo correspondiente de diciembre del 2007 a mayo de 2008, los dos principales componentes llegan a explicar 59.7 de la varianza (41.2 por ciento para el CP-1 y el 11.88 por ciento para el CP-2).

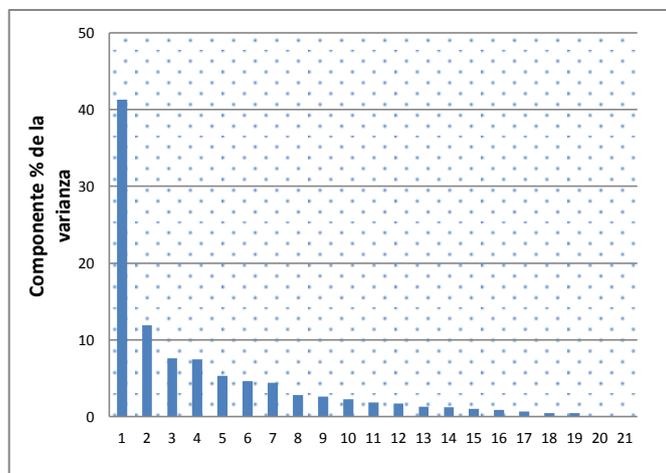
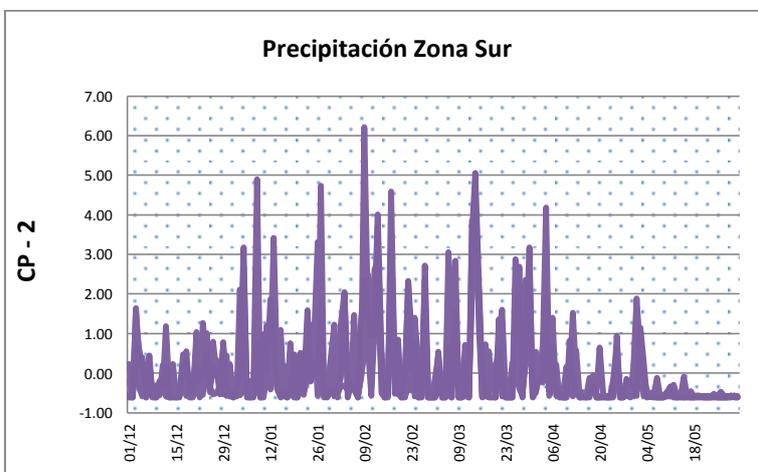
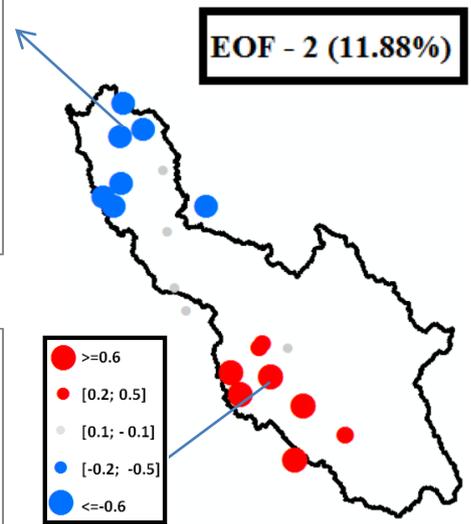
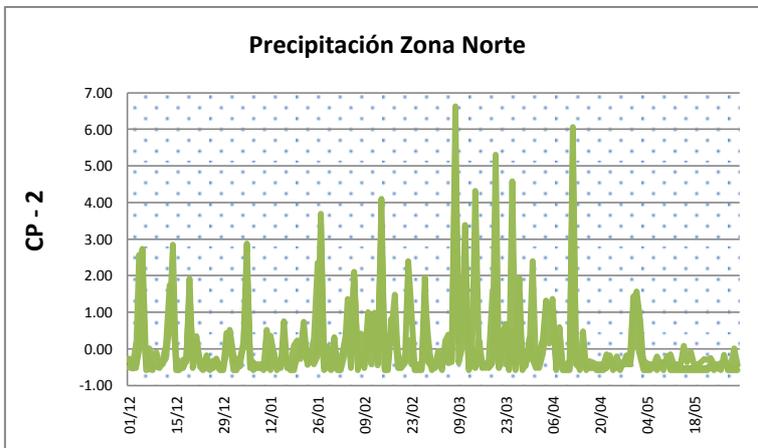
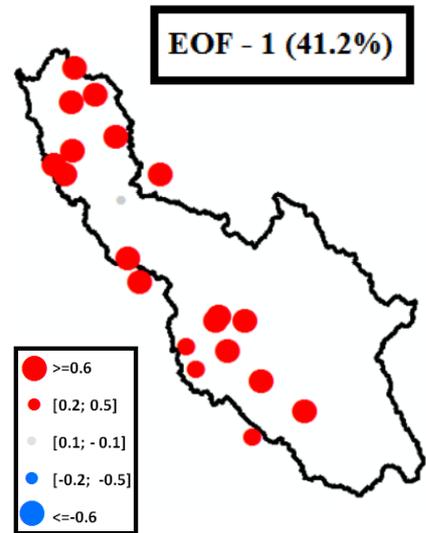
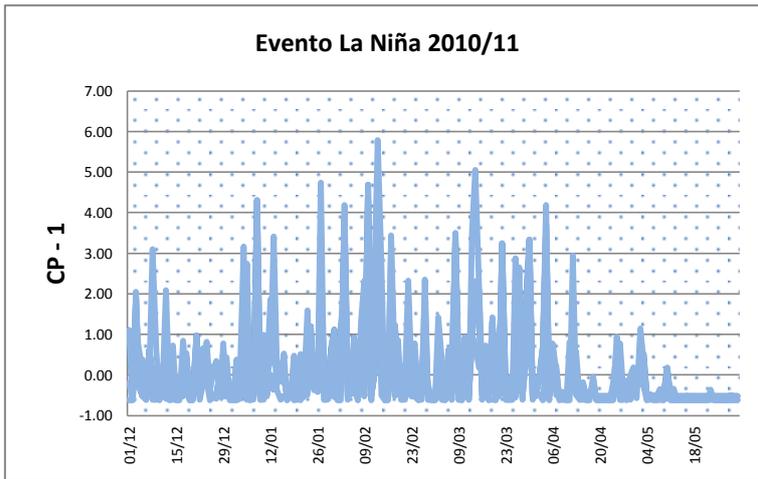


Figura 51.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 2010/11.

Los resultados del análisis espacial de las precipitaciones (EOF -1) para el evento La Niña 2010/11 sugieren que existe una correlación positiva para todas las estaciones. Con respecto al análisis del primer CP, se puede observar un periodo bastante extenso de mayor precipitación el cual ocurrió durante los tres primeros meses del año 2011. Por otro lado, el análisis de variabilidad de la precipitación a nivel diario (EOF-02), muestra una correlación negativa para las estaciones ubicadas en la parte Norte de la cuenca alta, mientras que la zona sur muestran correlaciones positivas; por lo que se sugiere que los valores positivos del componente principal representan la precipitación diaria de la parte Sur de la cuenca, mientras que valores negativos representan valores de precipitación de la zona Norte de la cuenca del Mantaro. Por otro lado, del análisis de la CP-2, durante el evento La Niña 2010/11, se observa que el periodo de mayor precipitación empieza en la zona Sur desde finales del mes de diciembre hasta la primera semana del mes de abril del 2011, mientras que en la parte Norte de la cuenca del Mantaro, el periodo de mayor precipitación inicia los primeros días del mes de marzo del 2011 hasta la primera semana del mes de abril.

Figura 52.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 2010/11



4.2.Relación entre el régimen de precipitaciones y la región central del Pacífico.

En el presente estudio, se realizó un análisis de la variabilidad estacional a escala interanual de las precipitaciones en la cuenca alta del río Mantaro, cuyo principal objetivo es entender la variabilidad de las lluvias e investigar las posibles causas que la originan.

A continuación se presenta el análisis de la correlación entre las precipitaciones en la cuenca alta del Mantaro y la regiones de monitoreo El Niño 4, sobre la base de los estudios realizados por Lagos et al. (2005). Para ello, se utilizó datos de precipitación a nivel mensual para las 20 estaciones analizadas, para el periodo 1974-2015 (algunas estaciones cuentan con un registro de información menor), así como valores de Radiación de Onda Larga Emergente en el océano Pacífico ecuatorial para la región de monitoreo El Niño 4.

La metodología empleada es similar a la utilizada por Lagos et al. (2005). Es importante mencionar que los índices tanto de precipitación como los índices climáticos de OLR, son valores adimensionales, los cuales permiten identificar años con grandes precipitaciones o sequías, y años cálidos o fríos. El análisis se realizó en primer término para todos los años del registro y, posteriormente, se realizó solo para aquellos años identificados con presencia de eventos La Niña. El análisis fue realizado solo para los meses de mayor precipitación (octubre-marzo) debido a que la correlación durante el periodo abril-septiembre no muestra valores de correlación estadísticamente significativos de acuerdo a los resultados obtenidos por Silva et al. (2008).

En la tabla 6 se muestran las correlaciones de anomalías de OLR medidas en el Pacífico Central (Niño 4) y las anomalías de precipitaciones en la cuenca alta del Mantaro. Se observa valores de correlación positivo y más altos que los obtenidos con TSM para esta región del océano Pacífico para el mes de febrero; empero, los valores no son estadísticamente significativos para otros meses.

Cuadro 6: Correlación de anomalías de precipitación observada con anomalías de OLR en el Pacífico Central a nivel mensual.

	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR
Cercapuquio	0.13	-0.03	0.38	0.53	0.62	0.60
Cerro de Pasco	-0.22	-0.47	-0.41	0.32	0.10	-0.14
Chilicocha	-0.02	0.15	0.22	0.47	0.37	0.46
Choclococha	0.07	-0.02	0.24	0.17	0.22	0.21
Huancalpi	-0.27	-0.18	-0.08	0.31	0.28	0.12
Huancavelica	-0.33	-0.33	-0.03	0.13	0.20	-0.07
Huegue	-0.22	-0.16	-0.09	0.13	0.48	0.24
Huichicocha	-0.06	-0.53	-0.01	0.33	0.24	0.33
La Oroya	-0.20	-0.44	0.05	0.41	0.42	-0.11
Lircay	-0.11	-0.22	0.00	0.22	0.42	0.17
Marcapomacocha	-0.22	-0.29	-0.07	-0.05	0.44	0.11
Pachacayo	0.00	-0.20	0.02	0.29	0.37	0.54
Palaco	-0.04	-0.43	-0.10	0.14	0.37	0.29
Tambo de Sol.	-0.15	-0.27	-0.04	0.03	0.22	0.15
Tarma	0.12	-0.21	0.14	0.56	0.36	0.25
Telleria	0.13	-0.18	-0.07	0.13	0.61	0.42
Upamayo	0.05	-0.17	0.04	-0.04	0.11	0.30
Vilca	-0.21	0.12	0.07	0.01	0.20	0.12
Yantac	0.12	-0.10	0.22	0.36	0.35	0.26
Yauli	0.21	0.06	0.28	0.37	0.40	0.16
Yauricocha	-0.23	-0.72	-0.26	-0.16	0.39	-0.21

Adicionalmente se analizó las correlaciones de anomalías de OLR en el Pacífico Central con las anomalías de precipitación solo para aquellos años identificados con la presencia de eventos La Niña. En la tabla 7 se aprecia valores de correlación positivos y considerablemente más altos para los meses de mayor precipitación, especialmente en febrero, lo cual confirma que durante estos eventos los valores de OLR están vinculados a mayor presencia de nubes en el Pacífico y, mediante procesos de teleconexión, con mayores precipitaciones en la cuenca alta del Mantaro.

Cuadro 7: Correlación de anomalías de precipitación observada con anomalías de OLR en el Pacífico Central a nivel mensual durante evento La Niña.

	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR
Cercapuquio	0.06	0.09	-0.09	0.16	0.38	0.56
Cerro de Pasco	-0.40	-0.11	-0.07	0.37	0.27	-0.18
Chilicocha	0.33	0.47	0.58	-0.14	0.55	0.57
Choclococha	0.03	0.50	0.52	-0.10	-0.15	0.05
Huancalpi	-0.01	0.02	0.11	0.21	0.41	-0.16
Huancavelica	-0.09	0.25	0.80	0.04	0.49	-0.15
Huegue	-0.15	-0.17	0.40	0.21	0.68	0.21
Huichicocha	0.37	-0.22	0.09	0.41	0.52	0.34
La Oroya	-0.30	0.22	0.19	0.59	0.24	0.21
Lircay	0.03	0.21	0.60	0.15	0.53	-0.12
Marcapomacocha	0.00	0.12	-0.11	0.29	0.45	-0.16
Pachacayo	0.34	0.21	-0.09	0.03	0.21	0.29
Palaco	0.18	0.13	0.38	0.14	0.75	0.51
Tambo de Sol.	0.34	-0.28	0.14	-0.19	0.19	0.54
Tarma	0.55	0.38	0.58	0.74	0.19	-0.10
Telleria	0.52	-0.14	0.70	-0.21	0.38	0.56
Upamayo	0.12	-0.20	-0.09	-0.75	-0.27	0.31
Vilca	0.06	-0.31	0.33	0.11	-0.25	0.14
Yantac	0.06	-0.02	0.68	0.35	0.32	-0.03
Yauli	0.26	-0.09	0.17	0.45	0.47	-0.07
Yauricocha	-0.09	-0.29	0.08	-0.42	0.53	-0.57

Asimismo, se analizaron las correlaciones de anomalías de OLR y de precipitación tomando promedios móviles trimestrales con la finalidad de evitar los valores picos registrados en algún mes puntual. Este tipo de análisis es muy útil para pronósticos a mediano y largo plazo, registrando valores de correlación más altos para los meses de mayor precipitación en la cuenca alta del Mantaro.

Cuadro 8: Correlación de anomalías de precipitación observada con anomalías de OLR en el Pacífico Central (promedios trimestrales)

	SON	OND	NDE	DEF	EFM	FMA
Cercapuquio	0.10	0.15	0.28	0.51	0.67	0.58
Cerro de Pasco	-0.47	-0.52	-0.31	0.09	0.15	-0.15
Chilicocha	-0.02	0.08	0.35	0.41	0.50	0.26
Choclococha	0.02	0.15	0.17	0.21	0.21	0.28
Huancalpi	-0.30	-0.22	0.02	0.18	0.28	0.14
Huancavelica	-0.49	-0.26	-0.13	0.03	0.08	0.17
Huegue	-0.35	-0.23	-0.05	0.28	0.49	0.45
Huichicocha	-0.24	-0.15	-0.06	0.28	0.37	0.38
La Oroya	-0.62	-0.27	0.05	0.22	0.14	0.10
Lircay	-0.38	-0.22	-0.04	0.27	0.35	0.23
Marcapomacocha	-0.36	-0.29	-0.16	0.00	0.02	0.09
Pachacayo	-0.22	-0.10	0.06	0.32	0.54	0.51
Palaco	-0.17	-0.13	-0.17	0.19	0.42	0.47
Tambo de Sol.	-0.25	-0.19	-0.15	0.12	0.12	0.13
Tarma	-0.11	-0.01	0.29	0.49	0.47	0.47
Telleria	-0.05	0.01	-0.03	0.16	0.41	0.58
Upamayo	-0.14	-0.04	-0.08	0.14	0.19	0.14
Vilca	-0.08	-0.04	0.07	0.07	0.13	0.15
Yantac	-0.05	0.09	0.25	0.39	0.44	0.36
Yauli	0.07	0.22	0.28	0.38	0.37	0.35
Yauricocha	-0.66	-0.53	-0.59	-0.03	-0.06	-0.05

4.3. Análisis la relación de la circulación atmosférica con la presencia de periodos secos y lluviosos durante los eventos La Niña 1999/00, 2007/08, 2010/11.

Para la selección de días lluviosos y secos, se utilizó el análisis de componentes principales (ACP) eligiéndose aquellos días donde se han registrado altos valores de precipitación en la cuenca alta del Mantaro, es decir, donde el índice de precipitación estandarizado (SPI por sus siglas en inglés) tenga valores altos. Para fines de este estudio se eligieron aquellos días donde $SPI > 4$. Es importante mencionar que el análisis se realizó solo sobre el componente que mejor represente la variabilidad temporal del periodo de estudio, es decir, que explique la mayor cantidad de varianza (CP1).

Para el presente estudio se ha analizado los eventos La Niña (1999/00, 2007/08 y 2010/2011). La lista de los días con mayor precipitación que fueron seleccionados para cada uno de los eventos se muestra en la tabla del Anexos.

4.3.1. Circulación atmosférica asociada a la ocurrencia de días lluviosos y secos.

La figura 53 muestra el promedio de las variables climatológicas globales: radiación de onda larga emergente (OLR), vientos (200 hPa) y altura geopotencial para los meses de diciembre a marzo en la cuenca alta del Mantaro para el periodo 1974-2015, en la cual se muestra la presencia de los vientos alisios (este-oeste) a lo largo del Pacífico Ecuatorial. Por otro lado, del análisis de OLR se aprecian bajos valores (presencia de actividad convectiva) sobre toda la región de los Andes centrales y sobre la cuenca amazónica.

En los niveles superiores de la Tropósfera, se muestra la presencia del sistema de la Alta de Bolivia (anticiclón cerrado) siendo la principal característica durante el verano en la parte Sur del continente, cuya forma responde al calor latente durante el proceso de convección profunda, siendo la posición y la intensidad de éste muy variable (Kousky y Gan, 1981). Este vórtice está asociado con la subsidencia (hundimiento) neto el cual es compensado con el movimiento vertical de vientos intensos durante los meses de mayor precipitación sobre la región amazónica (Garreaud et al, 2003), lo cual ha sido demostrado por diversos estudios de balance de energía (Garcia y Kayano, 2009; Kyle et al., 1993) Es importante mencionar que el sistema de Alta Bolivia es altamente estacional, y se atenúa durante los meses de invierno austral, debido al flujo zonal del Oeste en los niveles superiores de la Tropósfera, que se fortalecen durante el otoño (Garreaud et al, 2003).

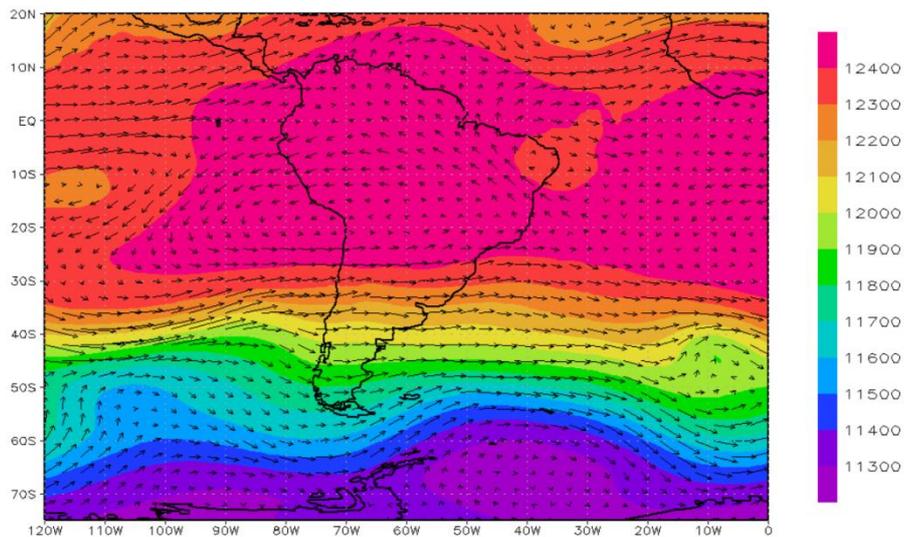
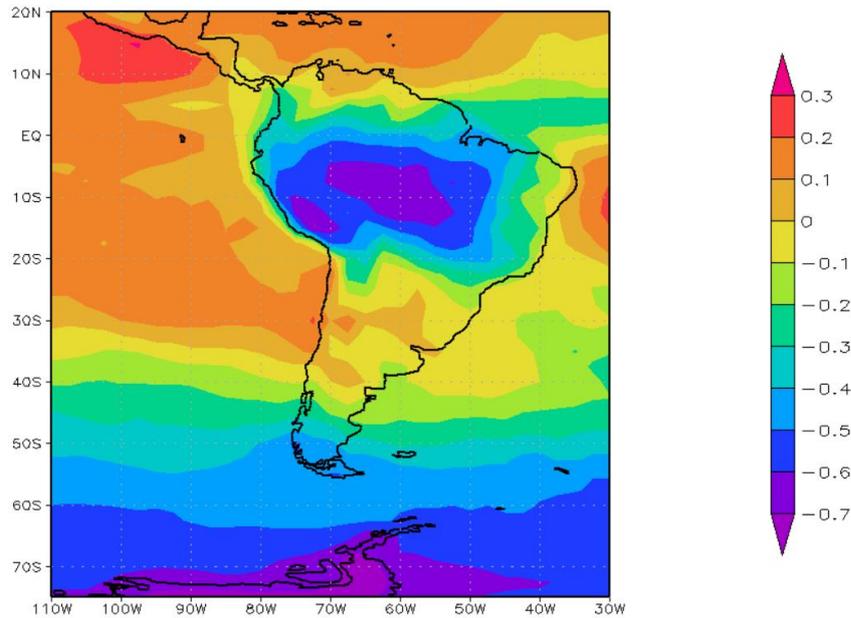


Figura 53- Valores promedio de Radiación de Onda Larga Emergente (OLR), viento (200hPa) y altura geopotencial para el periodo diciembre-abril para el periodo 1965-2015.

La figura 54 muestra los eventos secos (panel izquierdo) en la cuenca alta del Mantaro para el periodo 1974-2015, los cuales están caracterizadas por la presencia de anomalías significativamente altas y positivas de OLR, las cuales afectan a toda la región de los Andes centrales, lo cual sugiere que la presencia de los periodos secos dentro de la cuenca alta podrían estar ligados a anomalías de circulación a gran escala, como el cambio de posición de la Zona de Convergencia Inter Tropical hacia el norte. Por otro lado, los

periodos identificados como lluviosos se caracterizan por la presencia de anomalías de OLR negativas que prácticamente cubren todos los Andes Centrales y la cuenca amazónica.

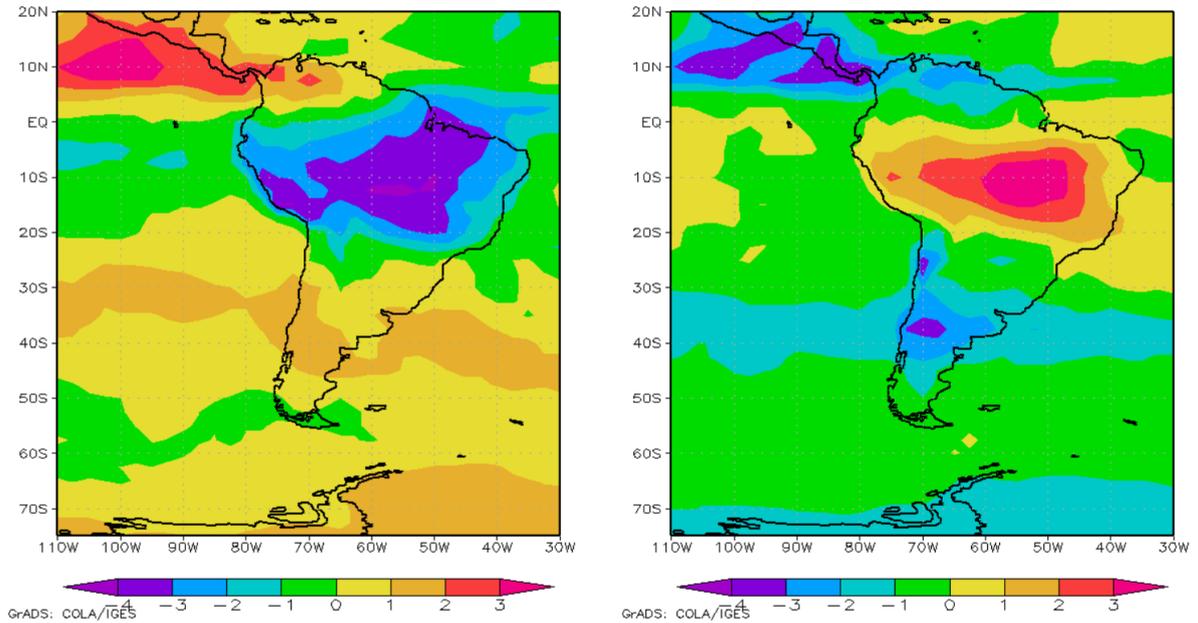


Figura 54.- Anomalías de OLR promedio durante los días lluviosos (derecha) y durante los días secos (izquierda) para el periodo 1974-2015.

Por otro lado, en la figura 55 se muestra la presencia de anomalías de viento del Oeste (a 200hPa) durante la ocurrencia de eventos secos (panel izquierdo), sobre la cuenca del río Mantaro y de, prácticamente, todos los Andes Centrales. Por otro lado, los periodos lluviosos son caracterizados por la presencia de vientos del Este (panel derecho. Asimismo, se puede apreciar que las anomalías de precipitación tanto en los periodos secos como húmedos, están vinculados con las anomalías de viento a gran escala en los niveles superiores sobre la cuenca del Mantaro y, en general, sobre todos los Andes centrales, estos resultados son consistentes con los obtenidos por Vuille et al. (1998) y Sulca et al. (2015)

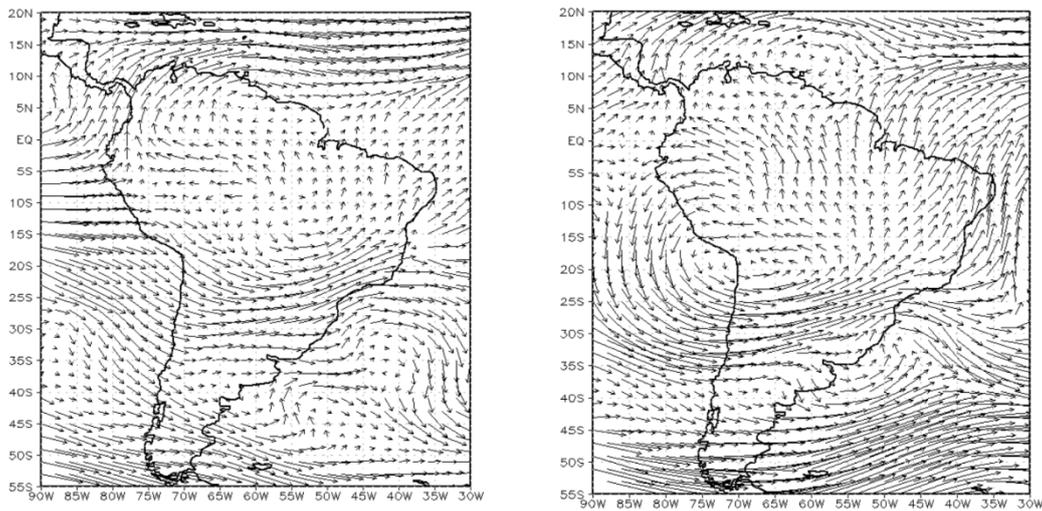


Figura 55.- Anomalías promedio de vientos a 200hPa para los días lluviosos (derecha) y para los días secos (izquierda).

Asimismo, la figura 56 muestra anomalías de circulación observada durante los periodos lluviosos (secos) en la cuenca del Mantaro están vinculadas con un fortalecimiento (debilitamiento) del sistema de la Alta Bolivia (Chen et al.,1999; Sulca et al., 2015). Por otro lado, se aprecia que el monzón de precipitación se extiende desde la cuenca amazónica con dirección al suroeste del Atlántico como una banda de actividad convectiva conocida como la Zona de Convergencia del Atlántico (Liebmann y Allured, 2005). La presencia de la SACZ es continua a lo largo del año; empero, muestra una mayor intensidad durante el verano austral (Kodama, 1992; Carvalho et al., 2002).

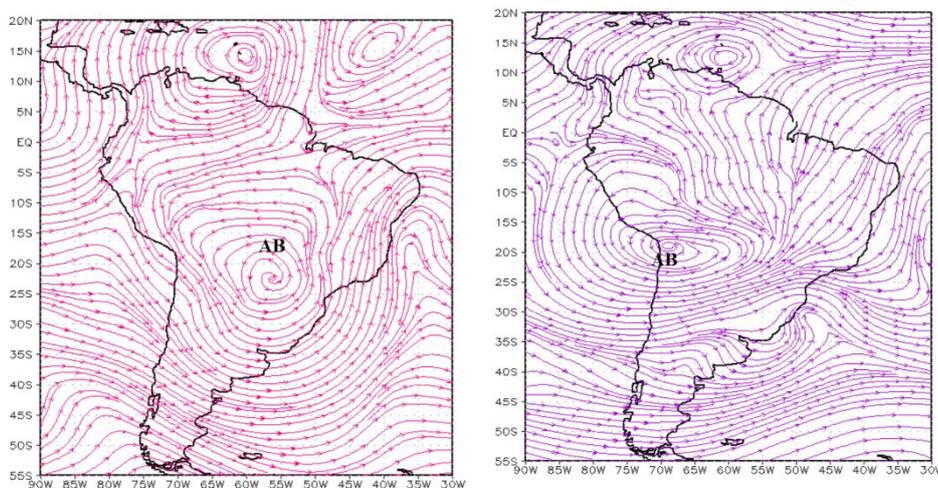


Figura 56.- Líneas de flujo de viento promedio a 200 hPa(m/s) durante los días secos (izquierda) y los días lluviosos (derecha) sobre la cuenca alta del Mantaro para el periodo 1965-2015

4.3.2. Análisis de la propagación de perturbaciones atmosféricas.

El análisis de las perturbaciones atmosféricas se muestra en las siguientes figuras para distintas variables atmosféricas, calculados tres días antes y dos días después de los días lluviosos para los eventos La Niña para el periodo de mayor precipitación (diciembre-marzo).

En la Figura 58, 59 y 60 se analiza la evolución diaria de la actividad convectiva sobre la cuenca alta del Mantaro tres días antes y dos días después del periodo identificado con mayor precipitación (Día 0) durante los eventos La Niña 1999/2000, 2007/08 y 2010/11. Se observa la aproximación de la actividad convectiva desde la parte oriental del continente cercana a la cuenca amazónica, hacia los andes centrales con valores bajos de OLR, indicativos de un aumento en la cantidad y frecuencia de nubes frías, lo que conlleva a mayores precipitaciones. Para todos los eventos, se muestra la llegada de las nubes convectivas desde la cuenca amazónica y en la dirección de los vientos en los niveles bajos de la Tropósfera. Por otro lado, si bien la presencia de nubes es constante días antes del día más lluvioso (Día 0), en algunos casos persiste días posteriores del mismo.

Asimismo, se muestra la aproximación de la Alta Migratoria (AM), sistemas de alta presión que se movilizan desde el Polo Sur hacia la zona ecuatorial, así como una zona de alta de presión proveniente del Atlántico, la cual favorece la formación de nubes convectivas, las cuales se desplazan hacia zonas cercanas a la cuenca del Mantaro a medida que se aproxima el día 0.

Un mejor análisis de estos eventos, se muestra en la Figura 57, en la que se esquematiza los procesos físicos desarrollados en los niveles bajos de la Troposfera. El análisis de las condiciones presentes en los niveles bajos de la Tropósfera, se aprecia zonas de Alta presión provenientes del Pacífico y el Atlántico, los cuales están relacionados con el desarrollo de Dorsales en los niveles superiores. Días antes del evento (d-3 a d-1) se observa la incursión de la Alta Migratoria (AM) desde la zona Sur del Pacífico, alcanzando posicionarse cerca de la cuenca del Mantaro durante el día de mayor precipitación (día0). Asimismo, se muestra el desarrollo de un frente de baja presión, la cual está asociada al desarrollo de vaguadas en los niveles superiores de la Tropósfera, la cual permite el

desarrollo de nubes y de la actividad convectiva proveniente de la cuenca amazónica hacia los Andes Centrales.

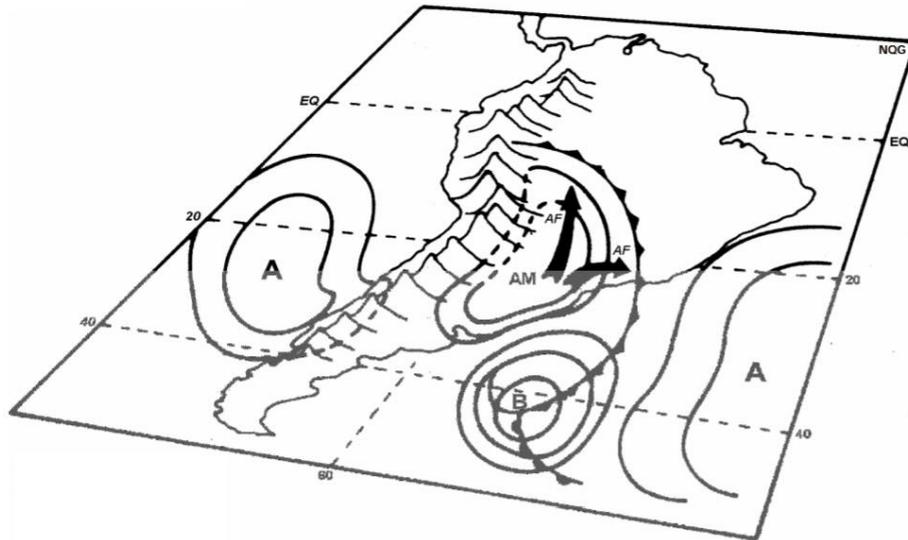


Figura 57: Modelo conceptual de las condiciones atmosféricas en la Tropósfera baja, presentes durante los eventos lluviosos.

Fuente: Quispe (2006)

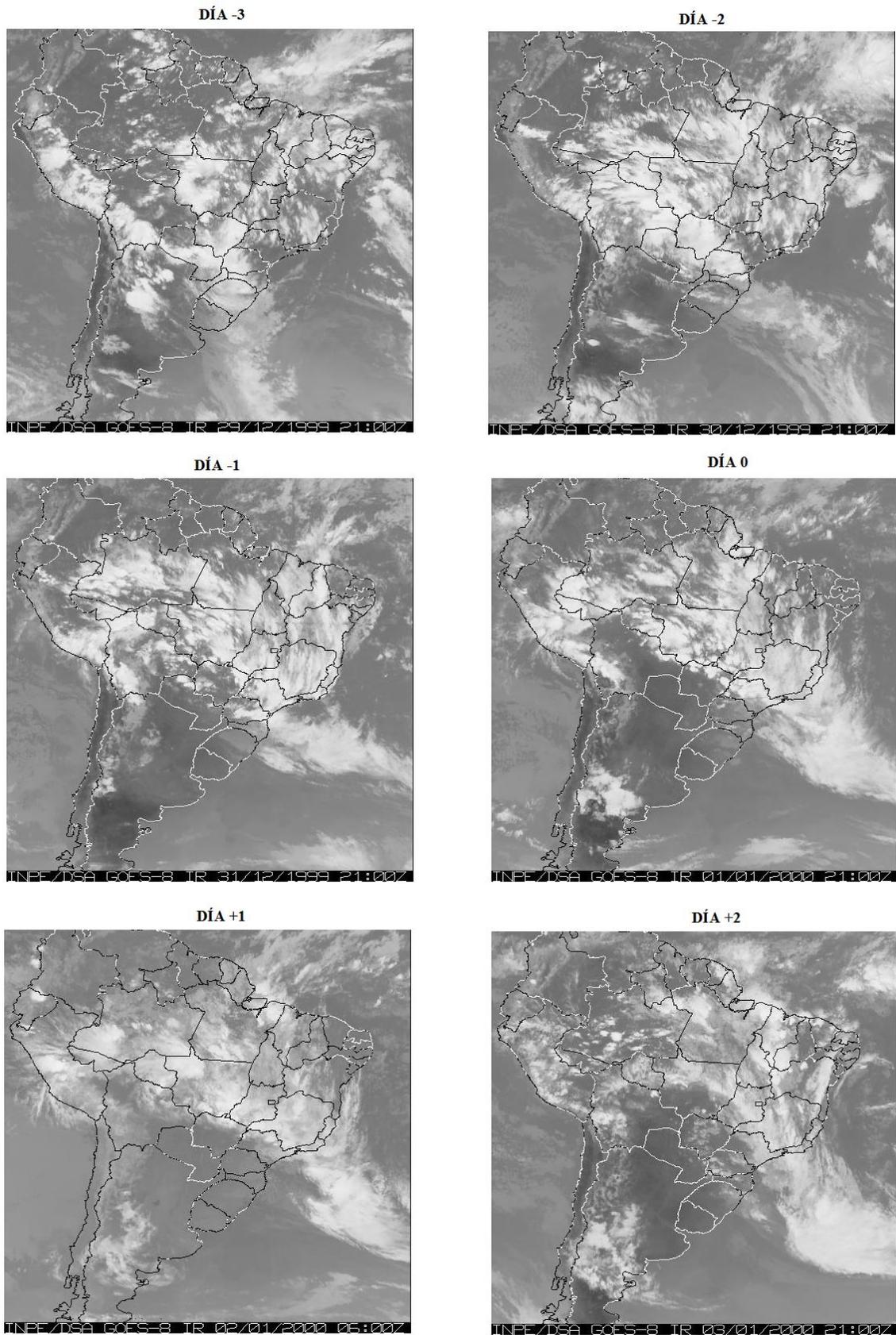


Figura 58: Imágenes satelitales GOES tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 1999/00

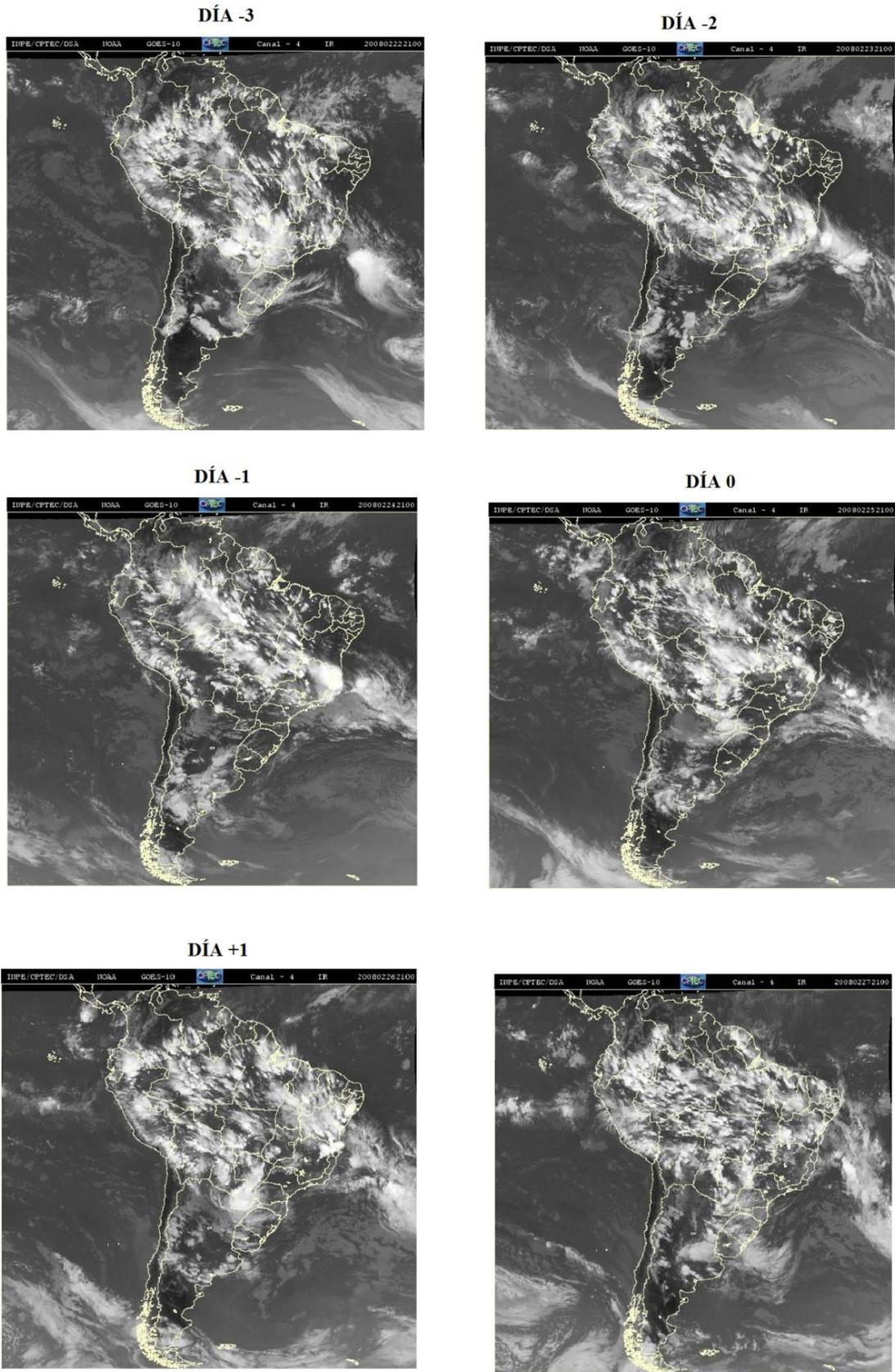


Figura 59: Imágenes satelitales GOES tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 2007/08

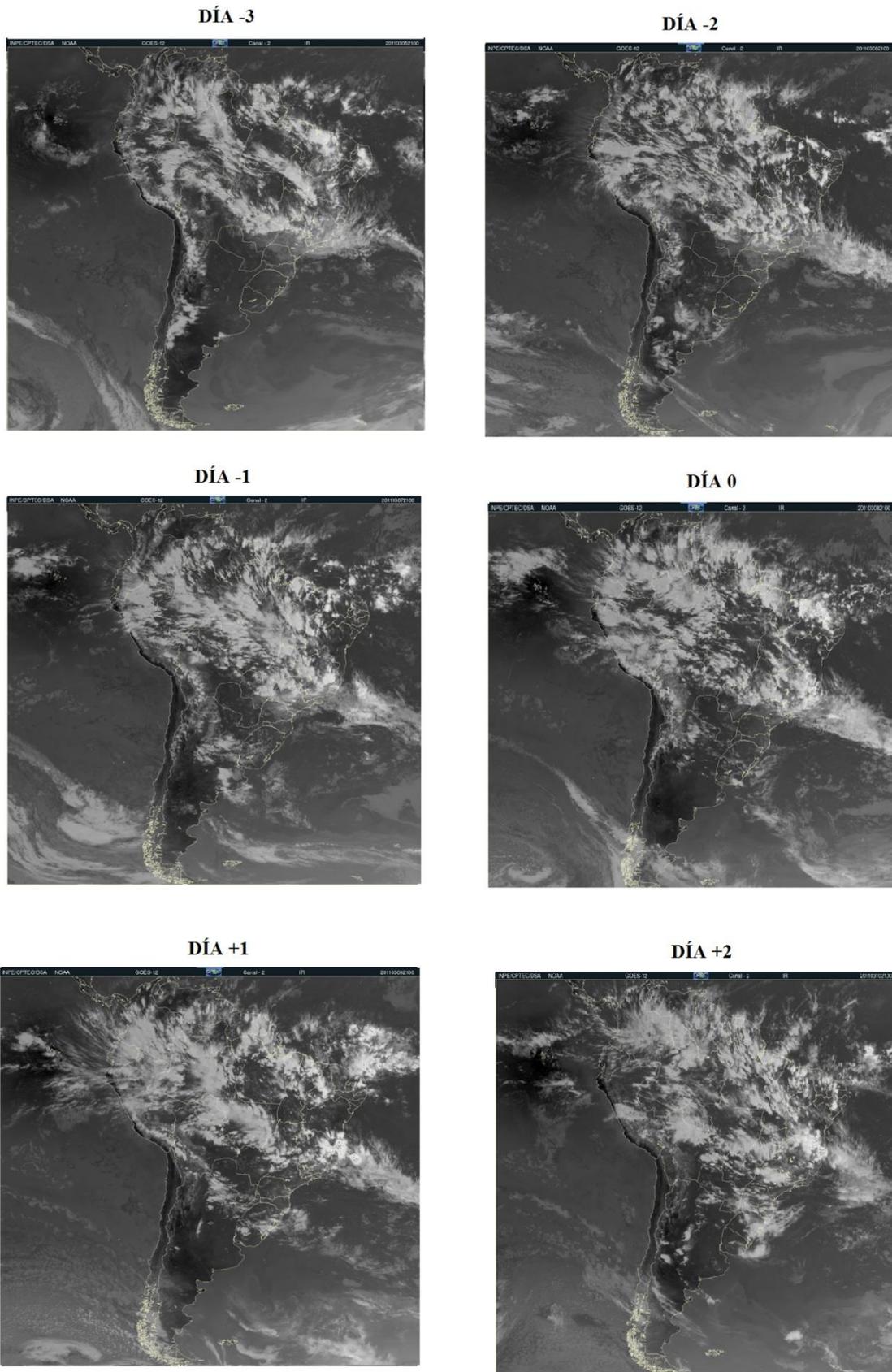


Figura 60: Imágenes satelitales GOES tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 2010/11

En las figuras 61, 62 y 63 se analiza el comportamiento de la radiación de onda larga emergente, tres días antes y dos días después del evento más lluvioso (día 0) para los eventos La Niña 1999/00, 2007/08 y 2010/11. Se aprecia que anomalías negativas de OLR ingresan hacia los andes centrales desde la cuenca amazónica, intensificando su valor a medida que se aproxima al día más lluvioso. Asimismo, durante el evento La Niña 1999/00, la convección profunda se extiende en todos los andes centrales y gran parte de la cuenca amazónica, donde se muestra la presencia de un gran cinturón de precipitación, el cual se extiende desde latitudes bajas (30°S) y orientales (30°W) hasta los andes centrales. Por otro lado, durante el evento La Niña 2007/08 se muestran menores valores de anomalías negativas de OLR, excepto en el día más lluvioso, extendiéndose hacia la zona norte del Perú en días posteriores. Durante el evento La Niña del 2010/11, valores altos de anomalías negativas de OLR que se desplazan desde la zona norte del País, hacia la cuenca del Mantaro, los cuales se intensifican incluso en días posteriores al día más lluvioso para esta región del país. Por otro lado, a diferencia del evento La Niña 1999/00, se muestra un vínculo más amplio entre el proceso de convección profunda que se inicia en la región oriental del Brasil y gran parte de la costa peruana.

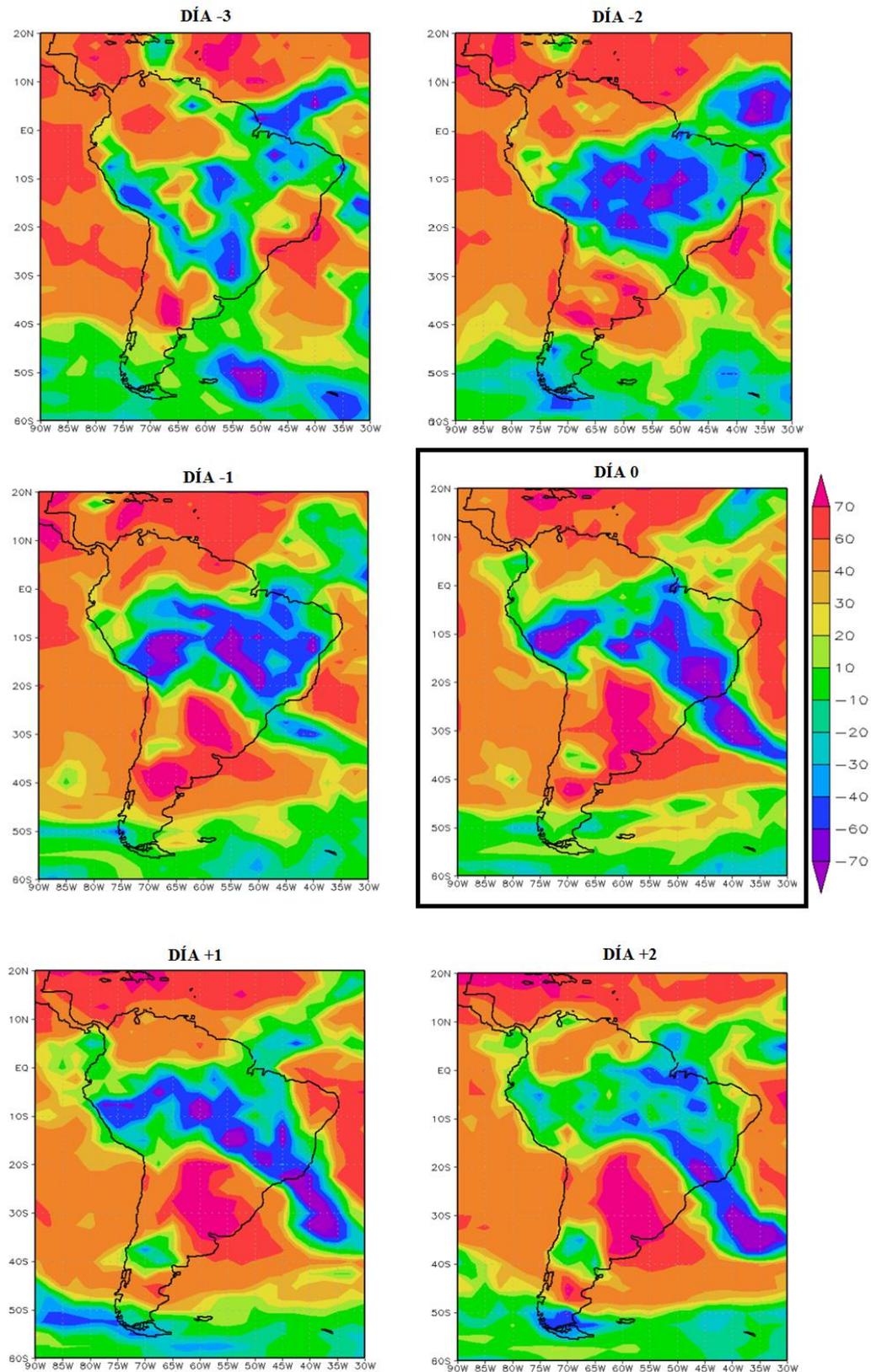


Figura 61: Anomalías de OLR provenientes de NOAA/OAR/ESRL (en W/m^2), tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 1999/00.

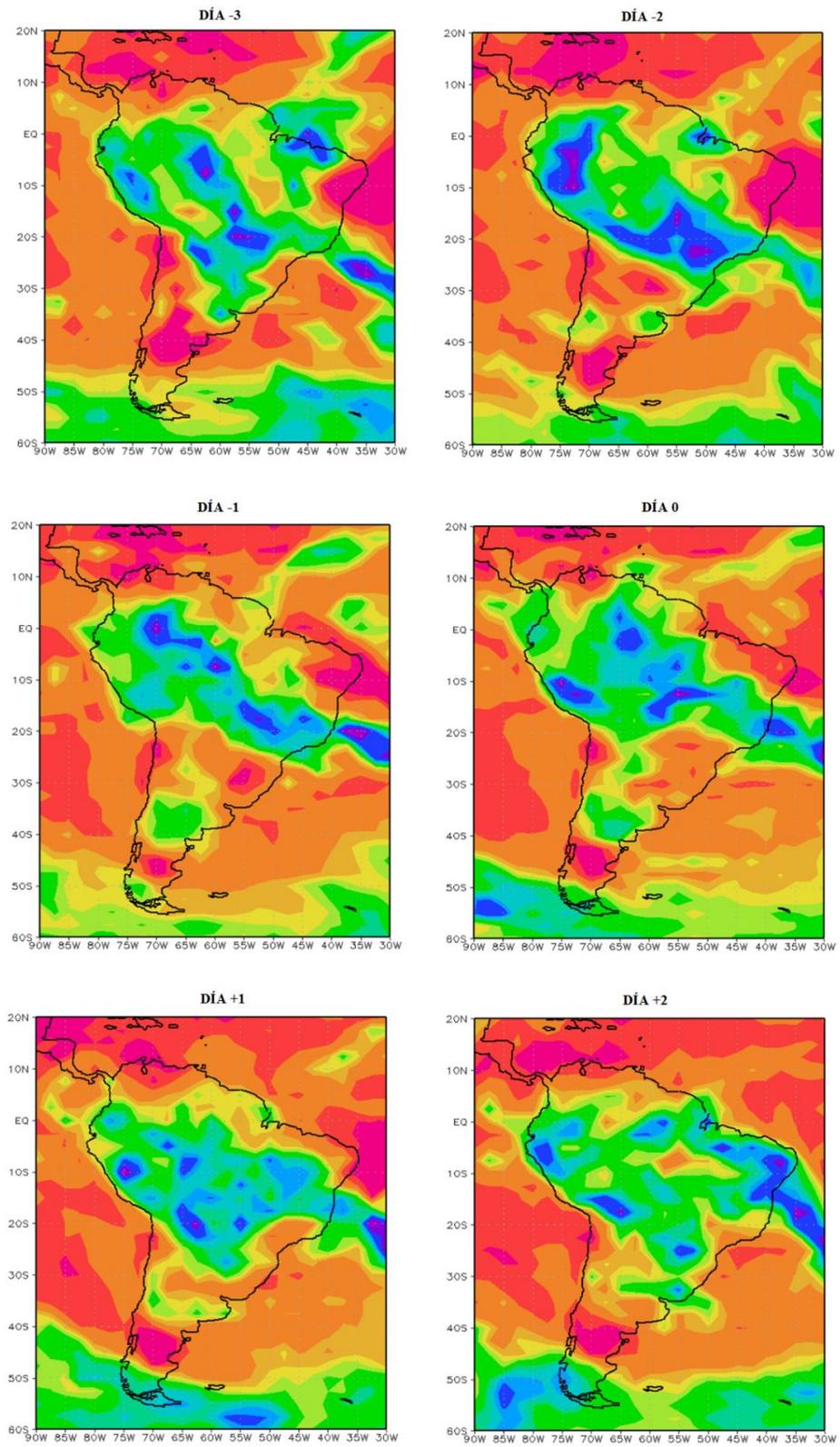


Figura 62: Anomalías de OLR provenientes de NOAA/OAR/ESRL (en W/m²), tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 2007/08

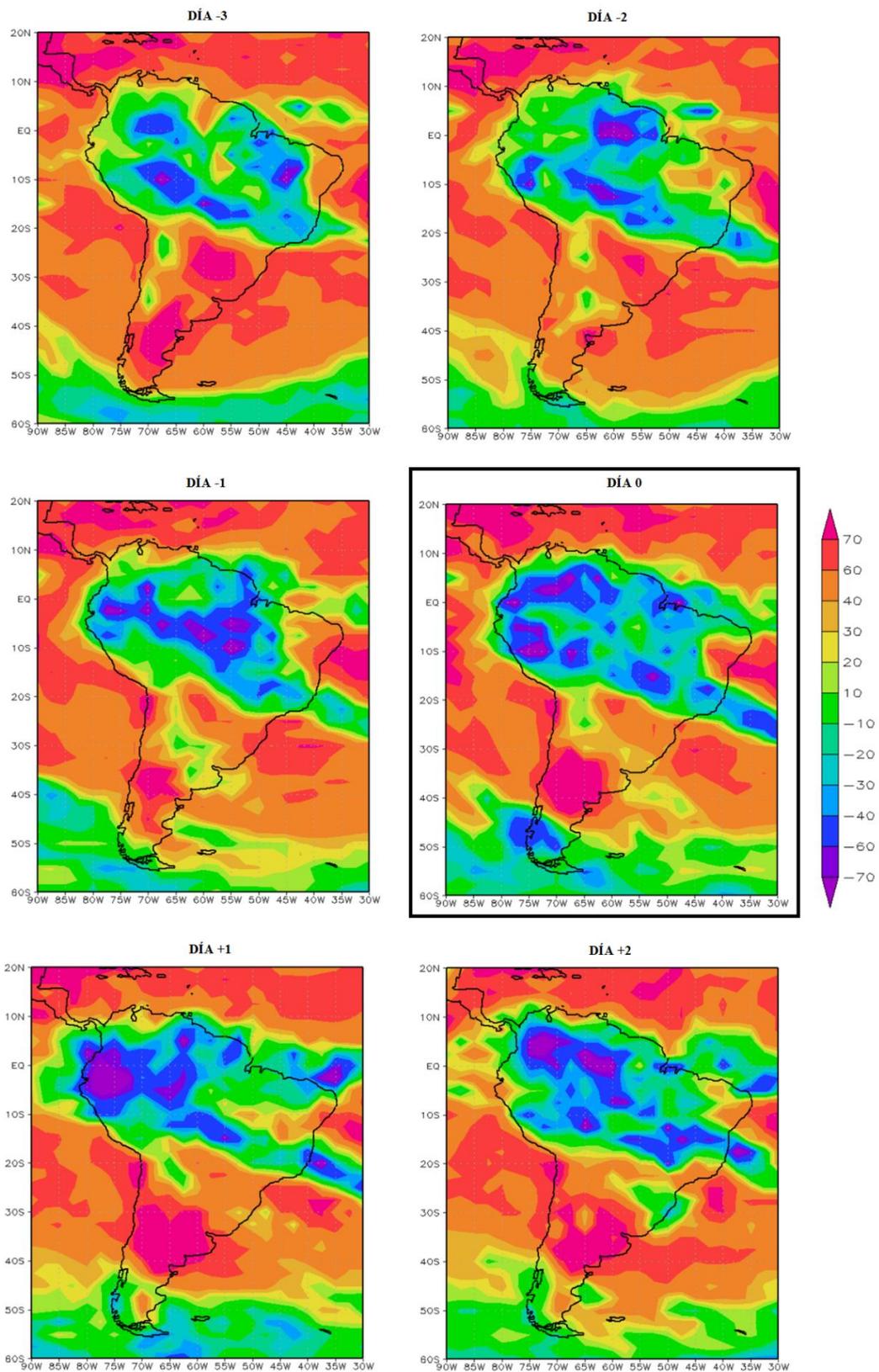


Figura 63: Anomalías de OLR provenientes de NOAA/OAR/ESRL (en W/m^2), tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 2010/11

Por otro lado, la evolución de la humedad relativa es consistente con lo mostrado en el análisis de OLR (Figuras 61,62 y 63) con un incremento de los valores de humedad al mismo tiempo que decrecen los valores de OLR. Asimismo, altos valores de humedad relativa que caracterizan el periodo lluvioso en la cuenca del Mantaro, están relacionados con valores totalmente contrarios en la cuenca amazónica del Brasil, el cual podría ser el resultado de una relación dinámica entre los sistemas de presión existentes. Estos resultados son consistentes estudios previos realizados sobre el control y la dinámica de transporte de humedad sobre los andes centrales y con los resultados obtenidos por Sulca et al. (2015), quienes sugieren que la ubicación del sistema de Alta de Bolivia es afectado por la propagación de ondas Rosby afectando la modulación de vientos en los niveles superiores de la Tropósfera y, por lo tanto, la generación de eventos lluviosos sobre la cuenca del Mantaro.

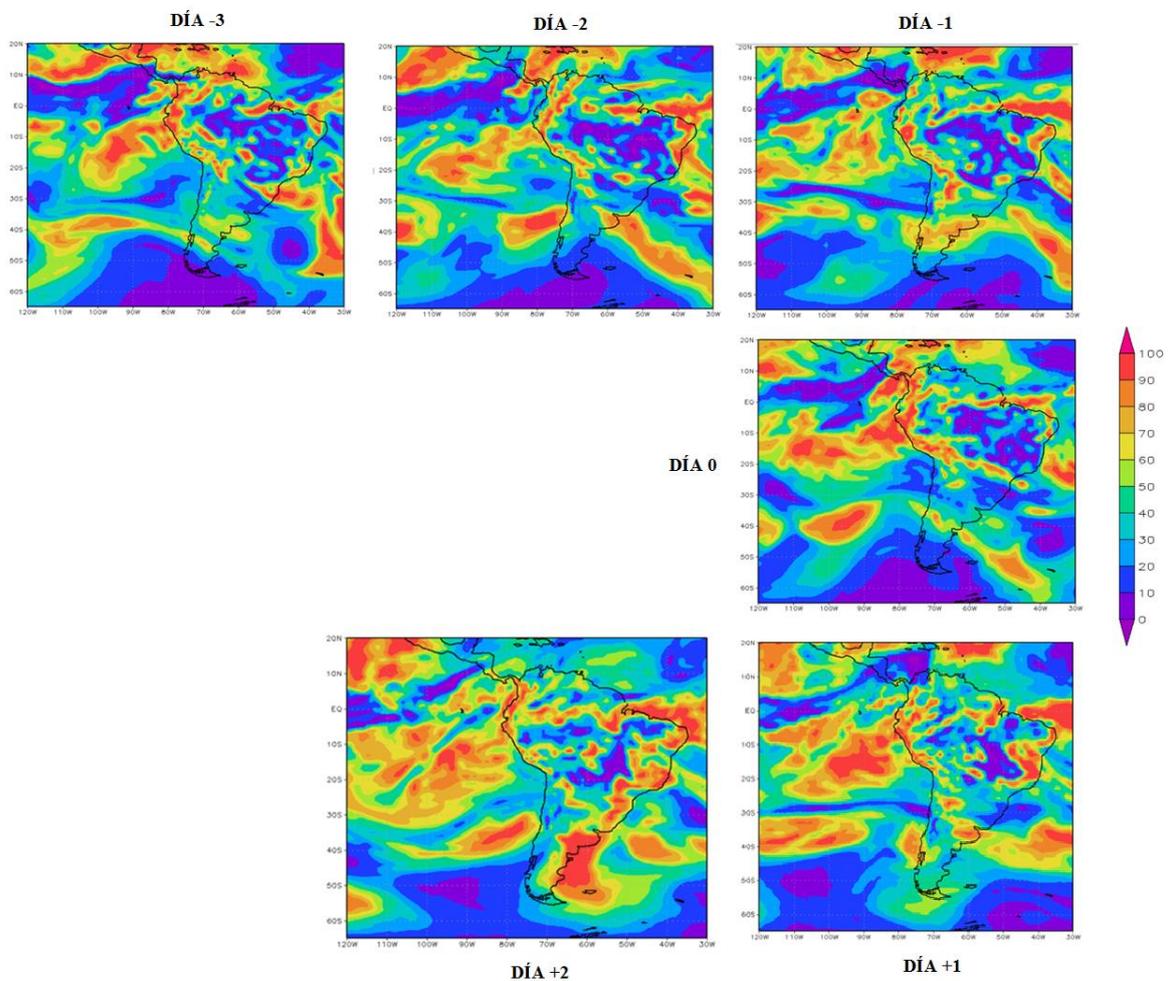


Figura 64: Valores de Humedad Relativa de NCEP/NCAR Reanalysis tres días antes y dos días después del día lluvioso (*día 0*)

En las figuras 66, 67 y 68 se puede apreciar que la ocurrencia de días con mayor precipitación durante los eventos La Niña 1999/2000, 2007/08 y 2010/2011 están asociadas con un fortalecimiento del sistema de la Alta de Bolivia (AB) en los niveles superiores de la Tropósfera, asimismo, las anomalías de vientos en éstos niveles asociadas con eventos de lluvias se extienden a lo largo de gran parte de América del Sur. Asimismo, se aprecia que el centro de la AB se acerca a los andes centrales a medida que se acerca el día de mayor precipitación, con lo cual la intensidad y el ángulo de impacto de vientos con la cordillera, es mayor. Para el evento La Niña 1999/00 se observa que tres días antes, el centro de la AB está ubicado aproximadamente en los 20°S, 60°W mientras que el día 0, se ubica más al Oeste (70°W). Condiciones similares se aprecian durante los eventos La Niña 2007/08 y 2010/11.

Por otro lado, se muestra el análisis de la convergencia y divergencia de los vientos en el nivel superior de la Tropósfera. Se muestra la presencia de vientos divergentes al norte de Brasil (10°N- 40°W) días antes del día 0, la cual está asociada al ascenso de aire con altos valores de vapor de agua, la cual permitirá la formación de nubosidad generadora de precipitación. Asimismo, la presencia de valores más altos de divergencia en los niveles superiores, y su intensificación a medida que se acercan los días más lluviosos Dichos procesos de divergencia, están asociados a la vorticidad anticiclónica producida en los niveles superiores los que son los causantes del movimiento ascendente de aire con altos valores de humedad, los que a su vez, generan el movimiento de aire en los niveles inferiores (850 hPa) en dirección norte-sur los que reemplazan los vacíos producidos por el aire húmedo ascendente. Finalmente, para todos los eventos La Niña, valores positivos de divergencia se desplazan desde latitudes bajas hacia la parte sur de la cuenca amazónica, donde se intensifican la velocidad de vientos. En la figura 65 se muestra un modelo conceptual asociado a los procesos desarrollados en los niveles altos de la Tropósfera, los cuales están asociados al desarrollo de días lluviosos. Se muestra el ingreso de una vaguada, una zona alargada de baja presión atmosférica, ubicada entre dos áreas de mayor presión, la cual favorece el ascenso de masas de aire cálido y húmedo.

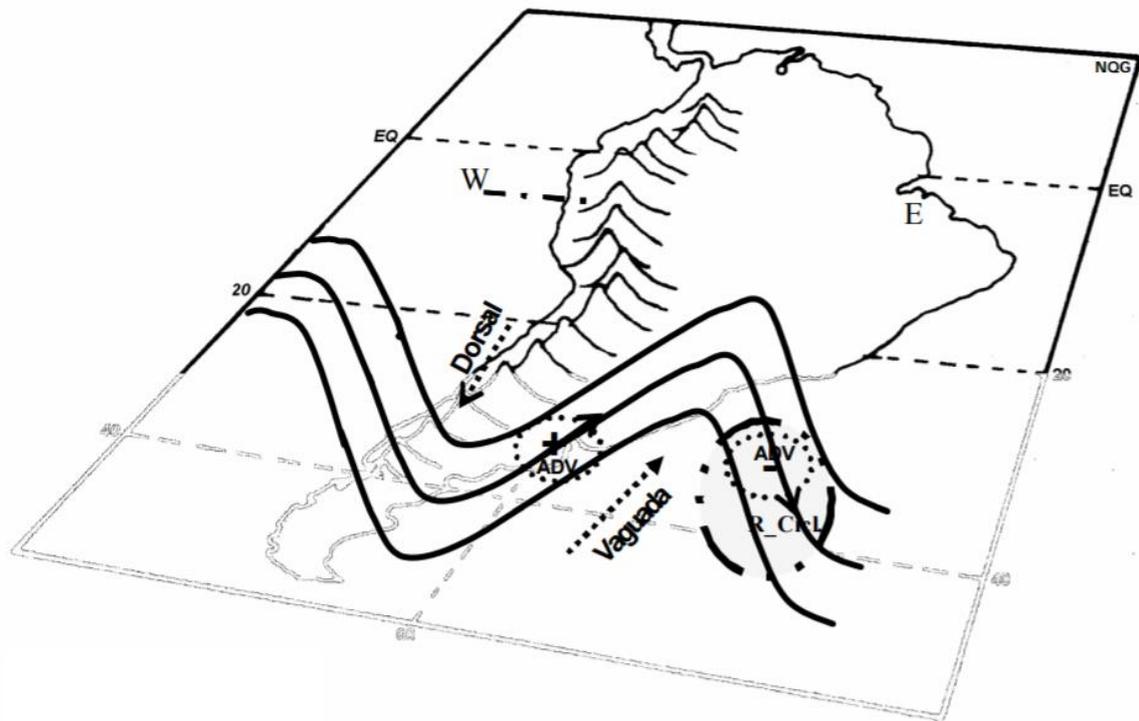


Figura 65: Modelo conceptual de las condiciones atmosféricas en la Tropósfera alta, presentes durante los eventos lluviosos.

Fuente: Quispe (2006)

Asimismo, en los niveles superiores de la Troposfera se aprecian grandes regiones de divergencia positiva, asociada a la vorticidad anticiclónica en los niveles altos, la cual genera movimiento ascendente de aire húmedo y cálido, principalmente del Norte. Esta divergencia en la parte Norte de la cuenca amazónica, genera procesos de convergencia en los niveles bajos de la Tropósfera, generando zonas de baja presión y un frente de avance para la Alta Migratoria, así como los vientos fríos y secos del Sur.

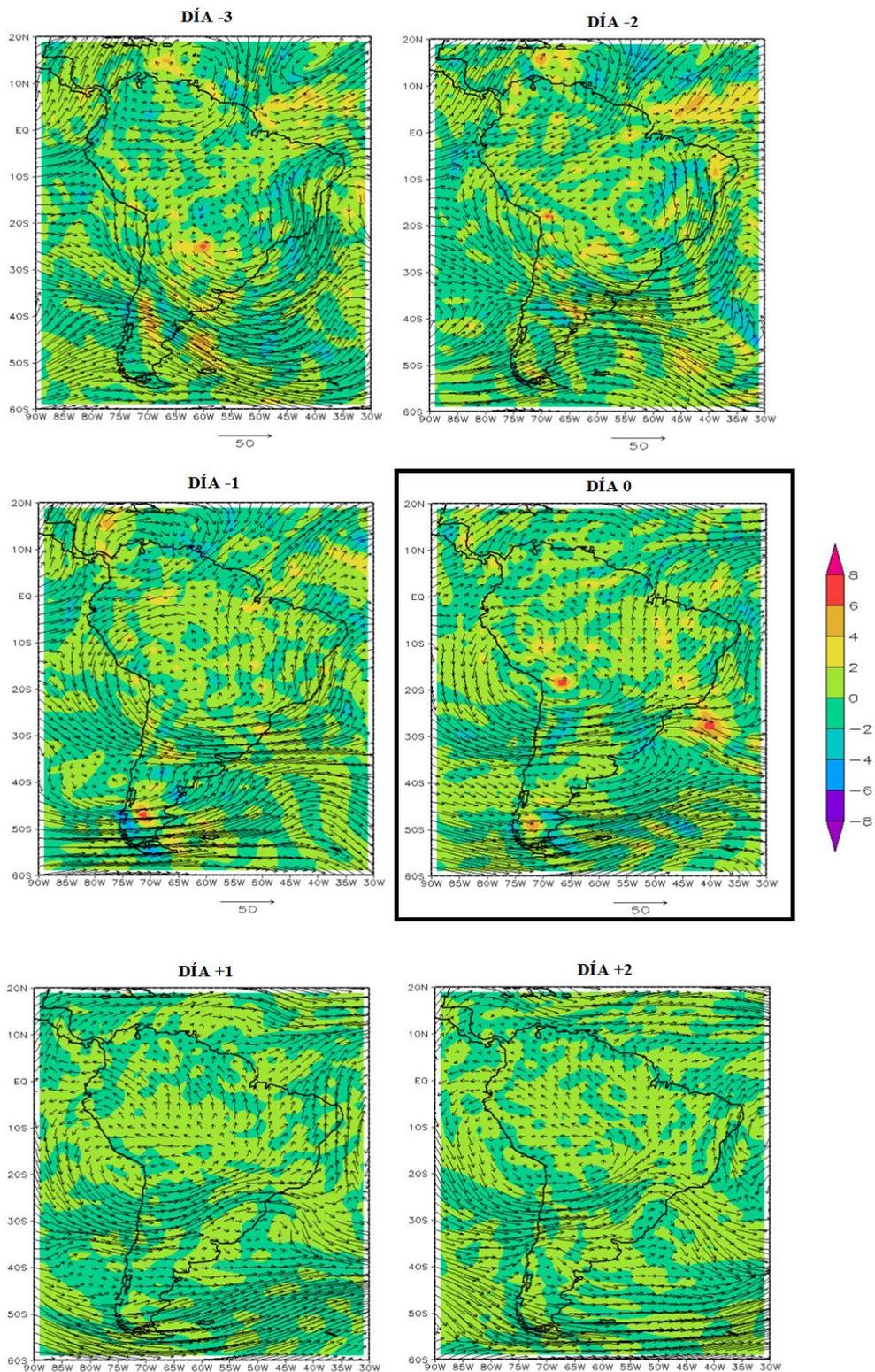


Figura 66: Divergencia y dirección de viento a 200 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (*día 0*) para el evento La Niña 1999/00

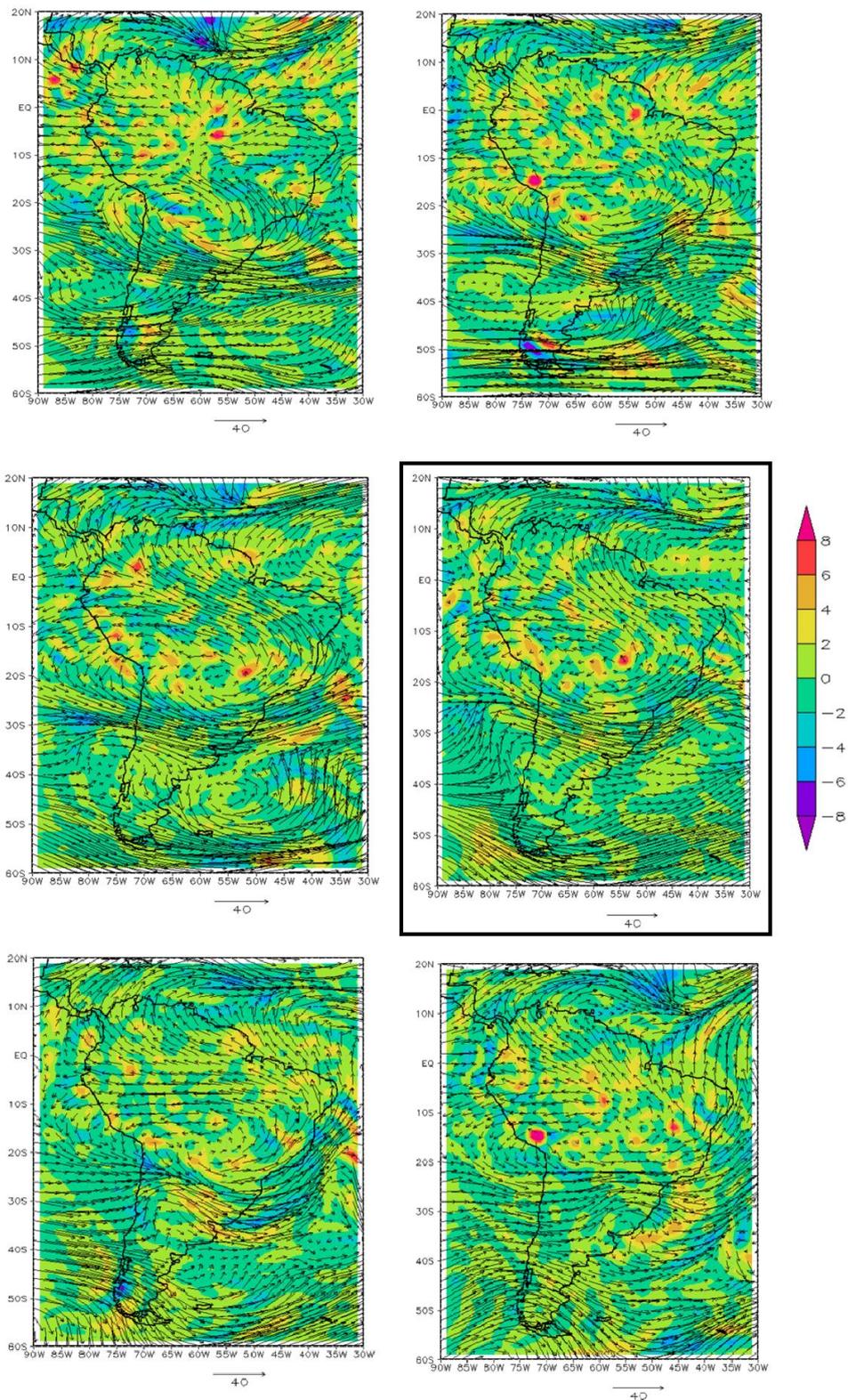


Figura 67: Divergencia y dirección de viento a 200 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (*día 0*) para el evento La Niña 2007/08

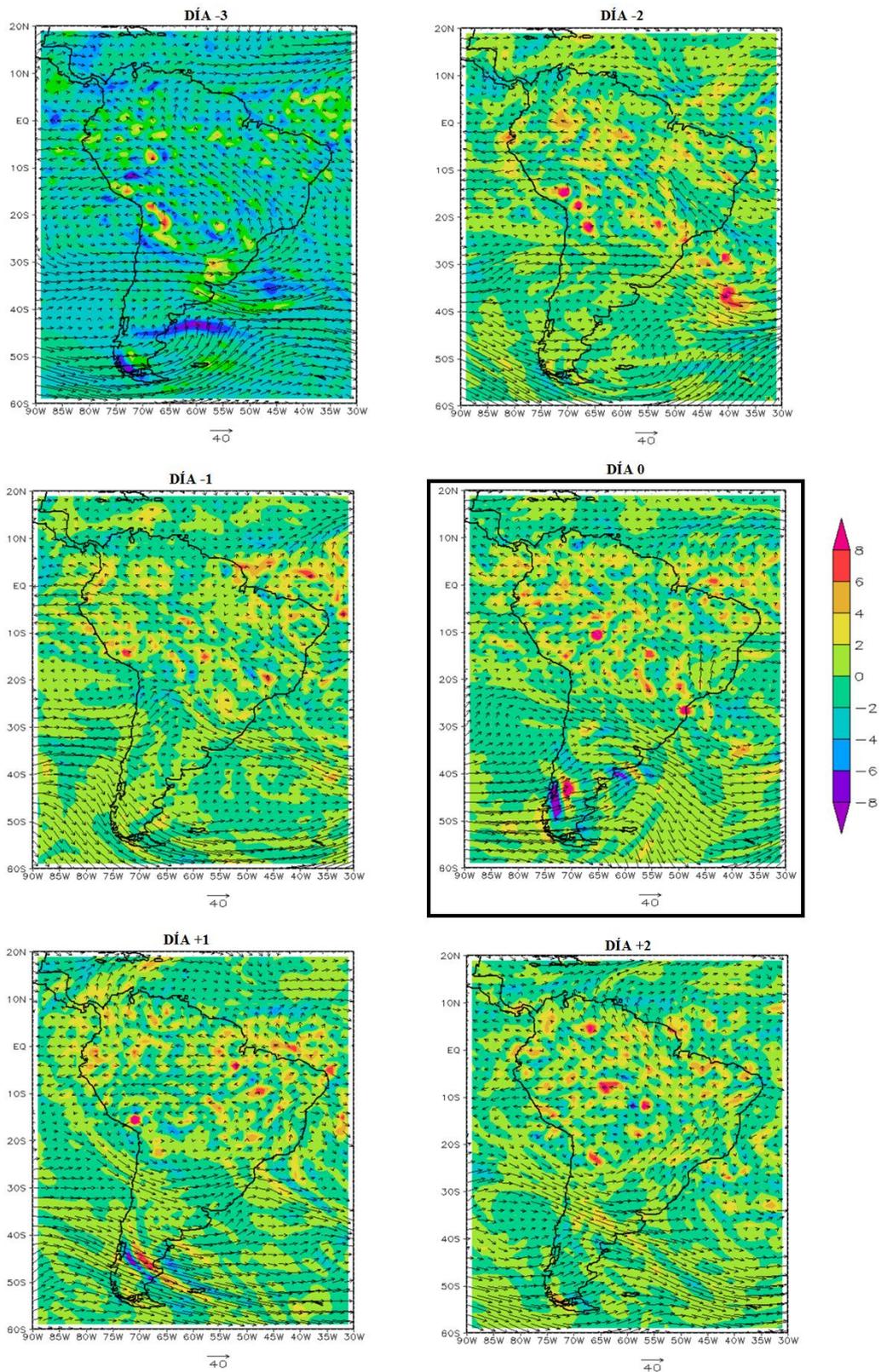


Figura 68: Divergencia y dirección de viento a 200 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (*día 0*) para el evento La Niña 2010/11

Asimismo, el análisis de la dirección de los vientos zonales a 850 hPa muestran una dirección distinta de las observadas en la parte elevada de la Tropósfera durante el periodo lluvioso en la cuenca alta del Mantaro, cambio que podría estar explicado por las condiciones orográficas de los andes centrales que implican un cambio en los vientos verticales a lo largo del flanco occidental. Asimismo, los resultados obtenidos por Sulca et al.(2015) sugieren que, si bien los vientos del Este en los niveles superiores son necesarios, no son los únicos relacionados con la ocurrencia de periodos lluviosos sobre la cuenca del Mantaro, por lo que la presencia de vientos en dirección sureste como los mostrados para el día de mayor precipitación (Día 0) podrían cumplir un rol importante en la generación de lluvias.

Un análisis de la dirección de los vientos en los niveles bajos de la Tropósfera como en los estudios realizado por Espinoza et al. (2015) permite tener un mejor análisis de las condiciones que favorecen el desarrollo de precipitaciones en la cuenca alta del Mantaro.

En el estudio, se demuestra que los vientos en bajos niveles sobre las regiones del norte de los andes centrales, soplan casi perpendicularmente sobre las estribaciones orientales de los Andes, favoreciendo la circulación local y la convección forzada por la topografía. En contraste, al sur de los andes centrales, se muestra la presencia de vientos del noreste y sureste, los cuales son paralelos a la cordillera de los Andes, siendo más intensos durante el invierno austral, favoreciendo el desarrollo del Anticiclón del Atlántico Sur.

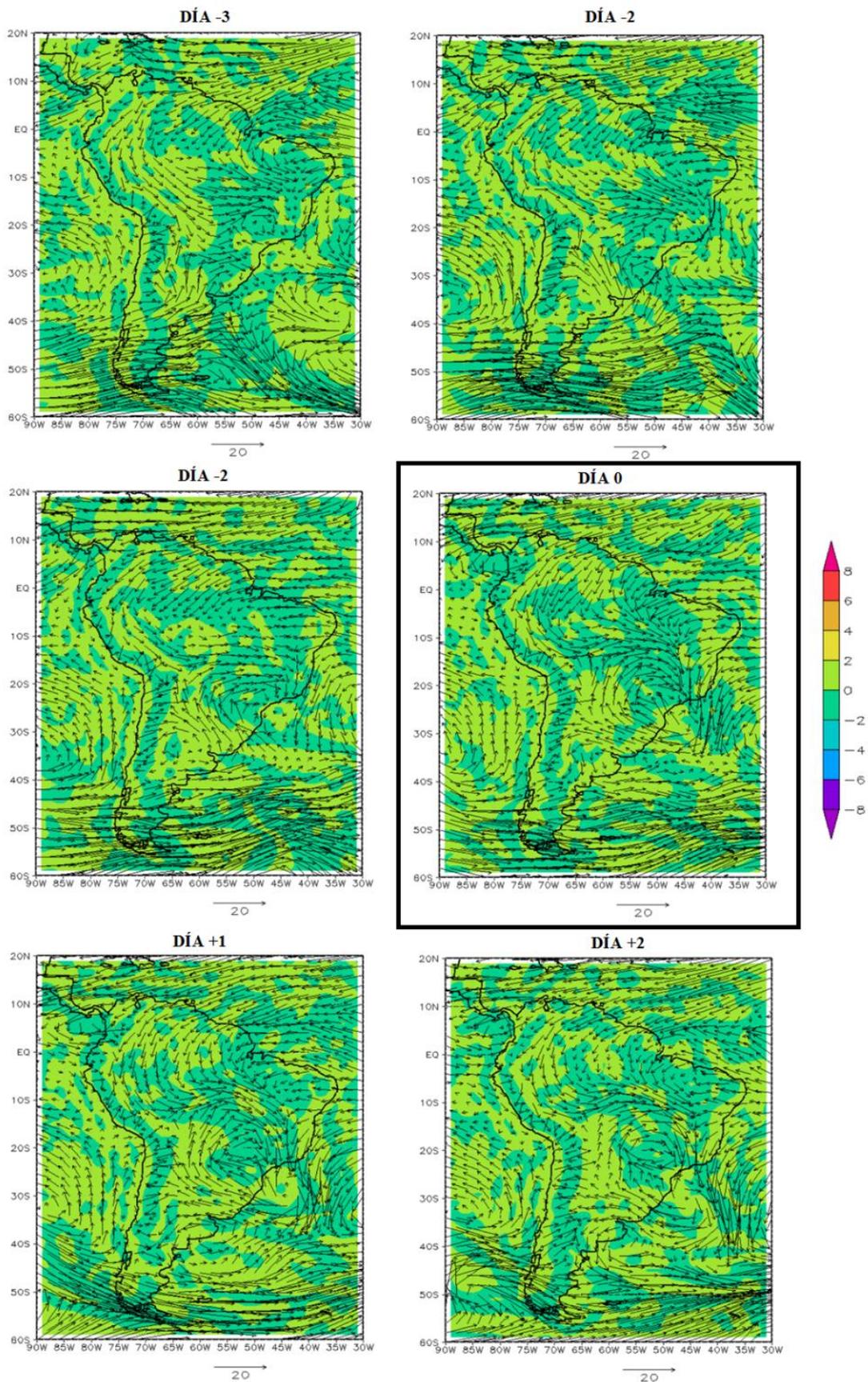


Figura 69: Divergencia y dirección de viento a 850 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (*día 0*)

Por otro lado, el análisis tres días antes (D-3 hasta el D-1), muestra bajos valores de altura geopotencial predominantes sobre todos los andes centrales sobre los 850 hPa. Estas condiciones, permiten el desarrollo de anomalías de vientos del Este hacia los Andes desde la cuenca Amazónica hacia el Sureste del continente. En el D-0, se muestra el transporte del viento hacia el Este y hacia el Sur observándose incursiones sobre la cuenca alta del Mantaro, resultando en la convergencia de vientos sobre el noreste de Argentina y el sur de la cuenca del Amazonas. Adicionalmente, el D-0 se caracteriza por un fuerte régimen de vientos del Norte desde el océano Atlántico y el norte de la cuenca amazónica. Por otro lado, la intensidad de la advección húmeda desde el norte y el desarrollo de la convergencia producida por vientos del Sur, podrían explicar la ocurrencia de periodos más lluviosos.

En contraste, un análisis de la circulación atmosférica durante episodios lluviosos y secos en la cuenca del Mantaro revela que los eventos secos están caracterizados por regímenes de vientos del Sur en su gran mayoría, en contraste con los eventos lluviosos, los cuales están caracterizados por regímenes de vientos del Norte. Asimismo, se aprecia que durante los eventos lluviosos el régimen de vientos del norte, empieza días antes del evento más lluvioso, manteniéndose días después de ocurrido éste. Estos resultados son consistentes con los obtenidos por Espinoza et al. (2015) y Sulca et al. (2015).

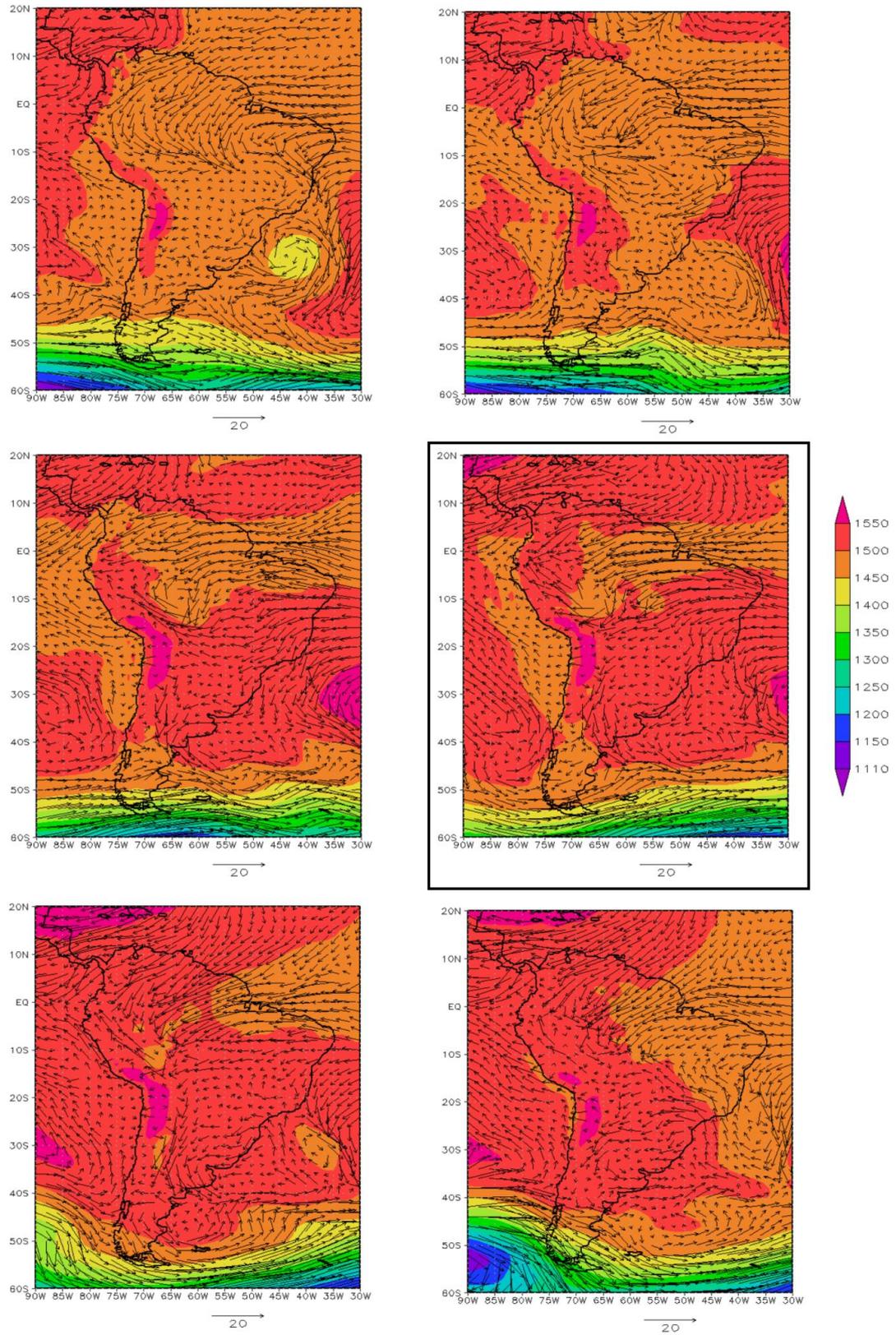


Figura 70: Altura geopotencial y vientos a 850 hPa del NCEP/NCAR Reanalysis de tres días antes y dos días después del día lluvioso (*día 0*) para un evento lluvioso.

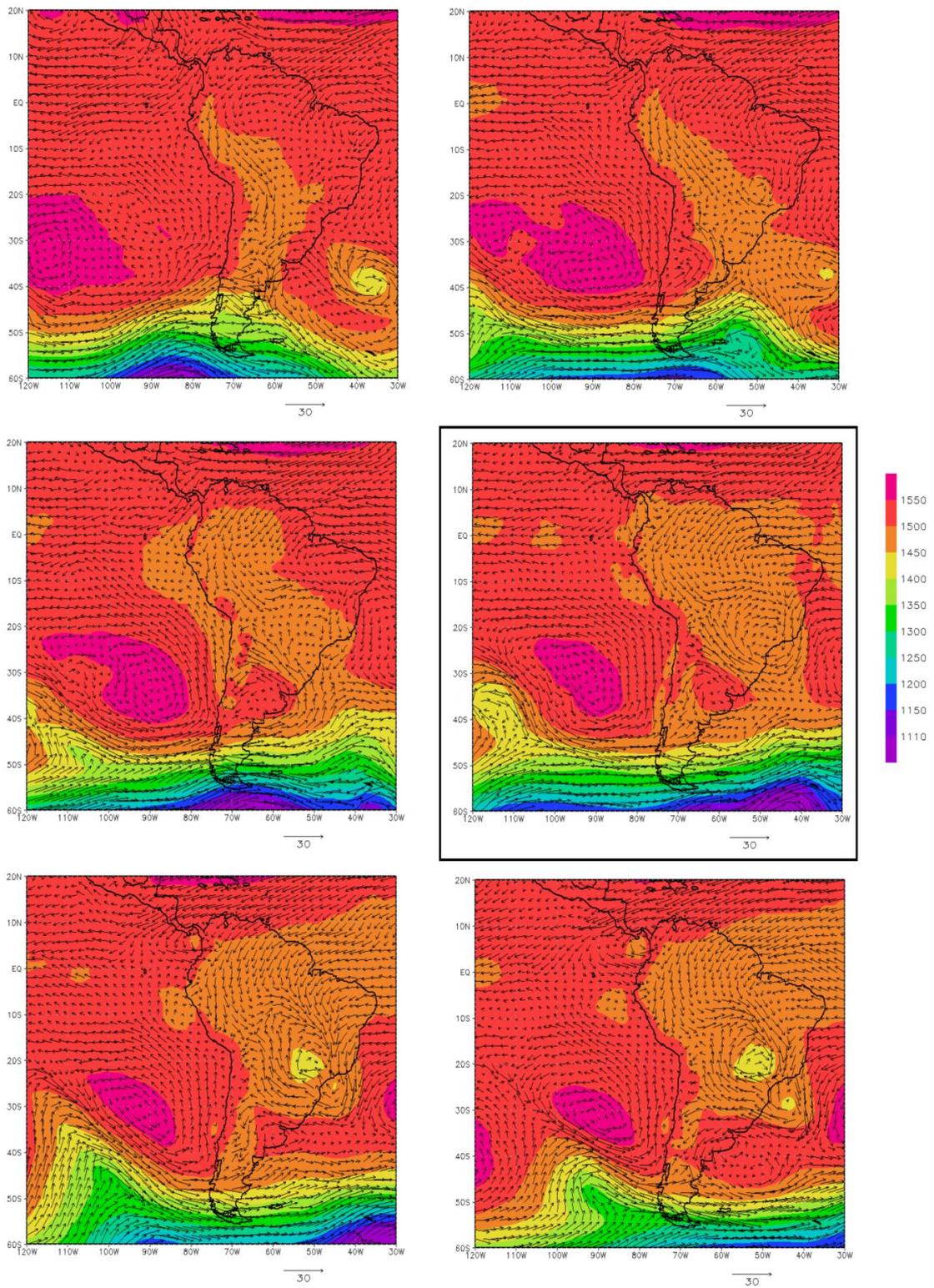


Figura 71: Altura geopotencial y vientos a 850 hPa del NCEP/NCAR Reanalysis de tres días antes y dos días después del día lluvioso (*día 0*) para un evento seco.

Finalmente, en las figuras 72, 73 y 74 se analiza la vorticidad, en los niveles superiores de la Tropósfera para los eventos La Niña 1999/00, 2007/08 y 2010/11. Las perturbaciones describen el movimiento rotacional del aire. Se aprecia que los episodios lluviosos en la cuenca alta del Mantaro y, en general, sobre los andes centrales, están relaciones con anomalías de vientos del Este en los niveles altos de la Tropósfera (Aceituno y Montecinos, 1993; Vuille et al., 1998). La vorticidad en los niveles superiores de la atmosfera, son producidas por el movimiento de rotación anticiclónica, la cual conlleva a un ascenso de aire con altos valores de vapor de agua. En el análisis de perturbaciones, se puede apreciar altos valores negativos de vorticidad la cual está asociada a bajas presiones y con procesos de convección profunda en los niveles altos de la Tropósfera, así como con una intensificación de los vientos.

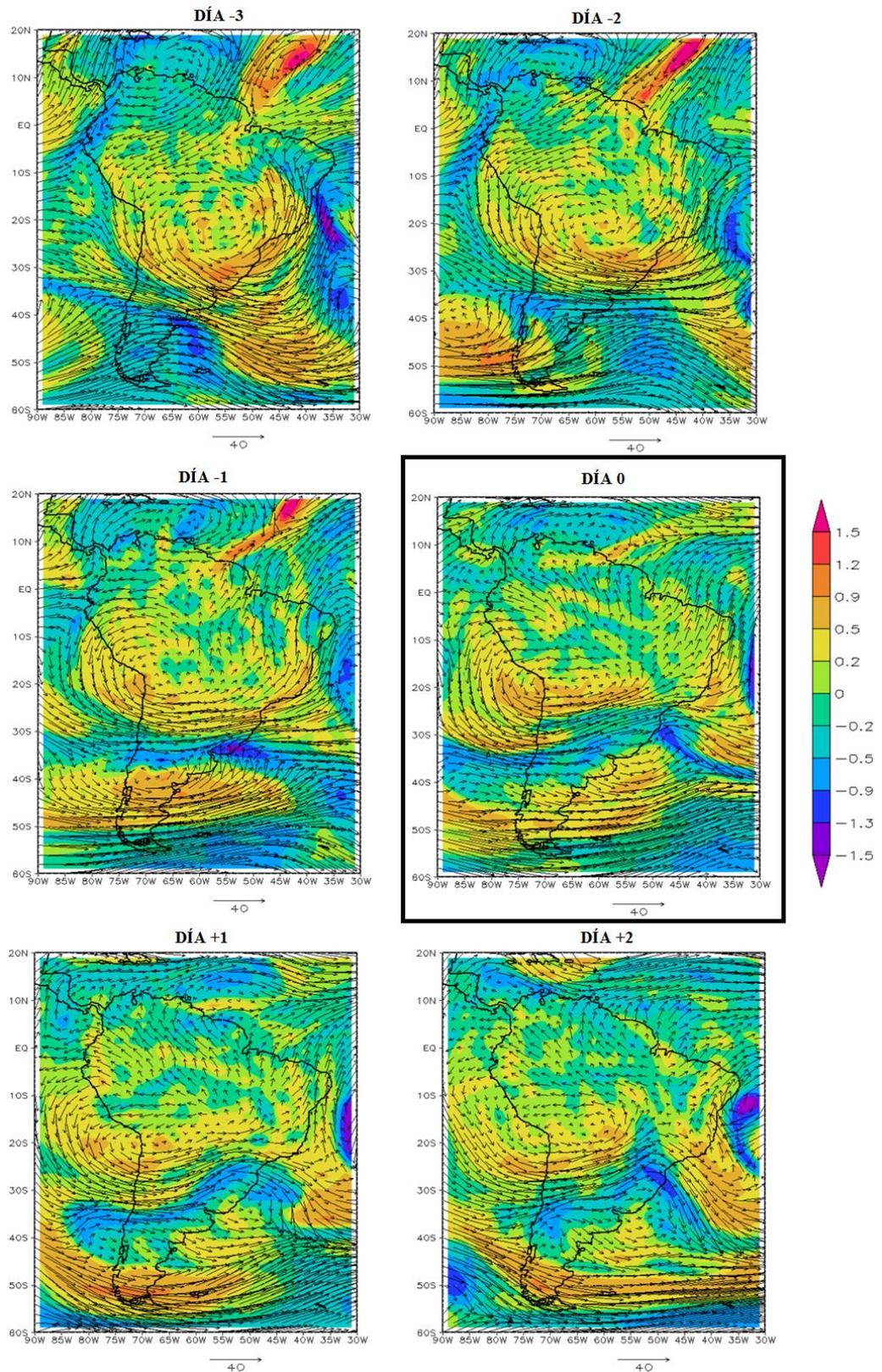


Figura 72: Vorticidad y dirección de viento a 200 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 1999/00

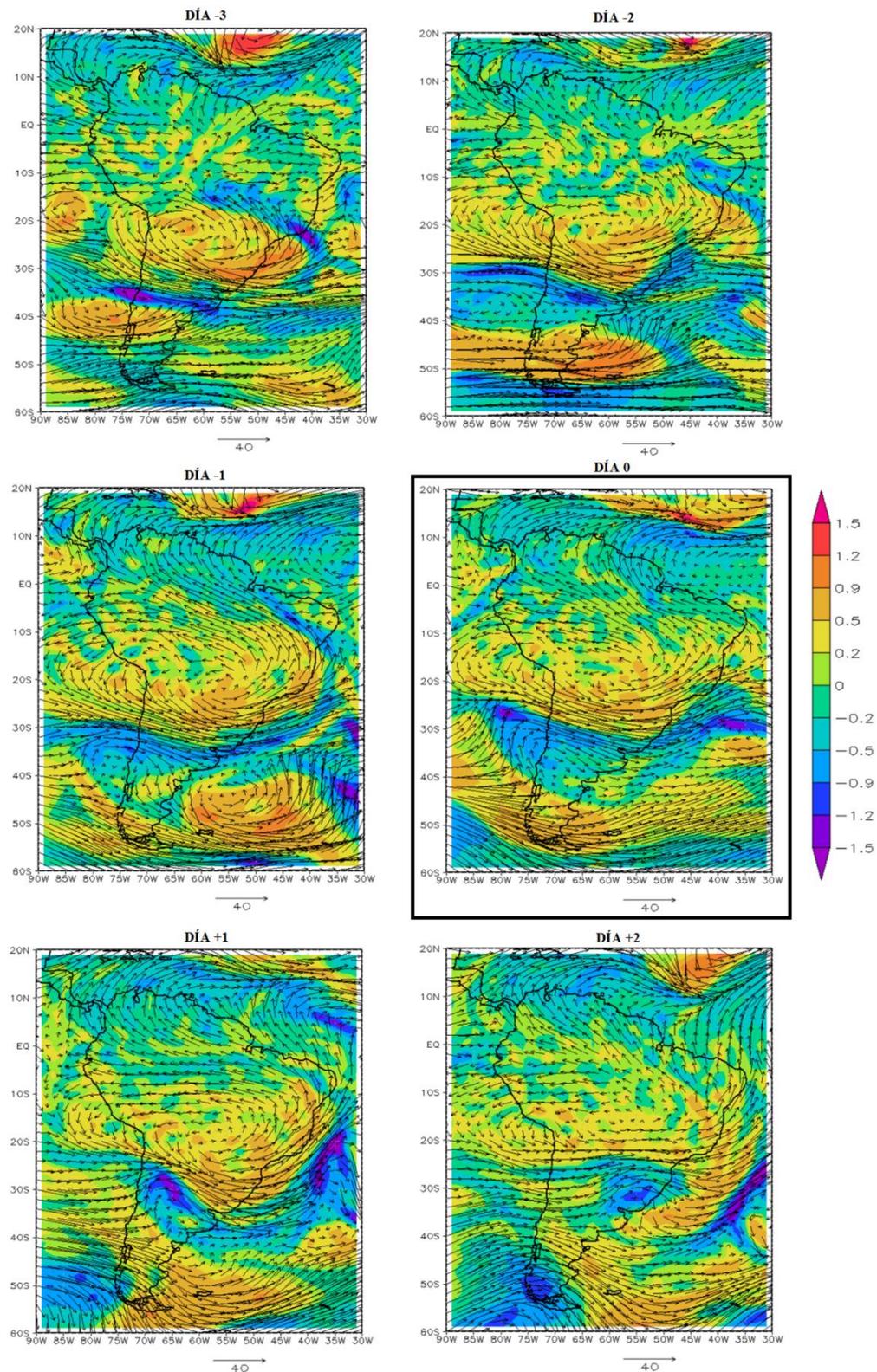


Figura 73: Vorticidad y dirección de viento a 200 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 2007/08

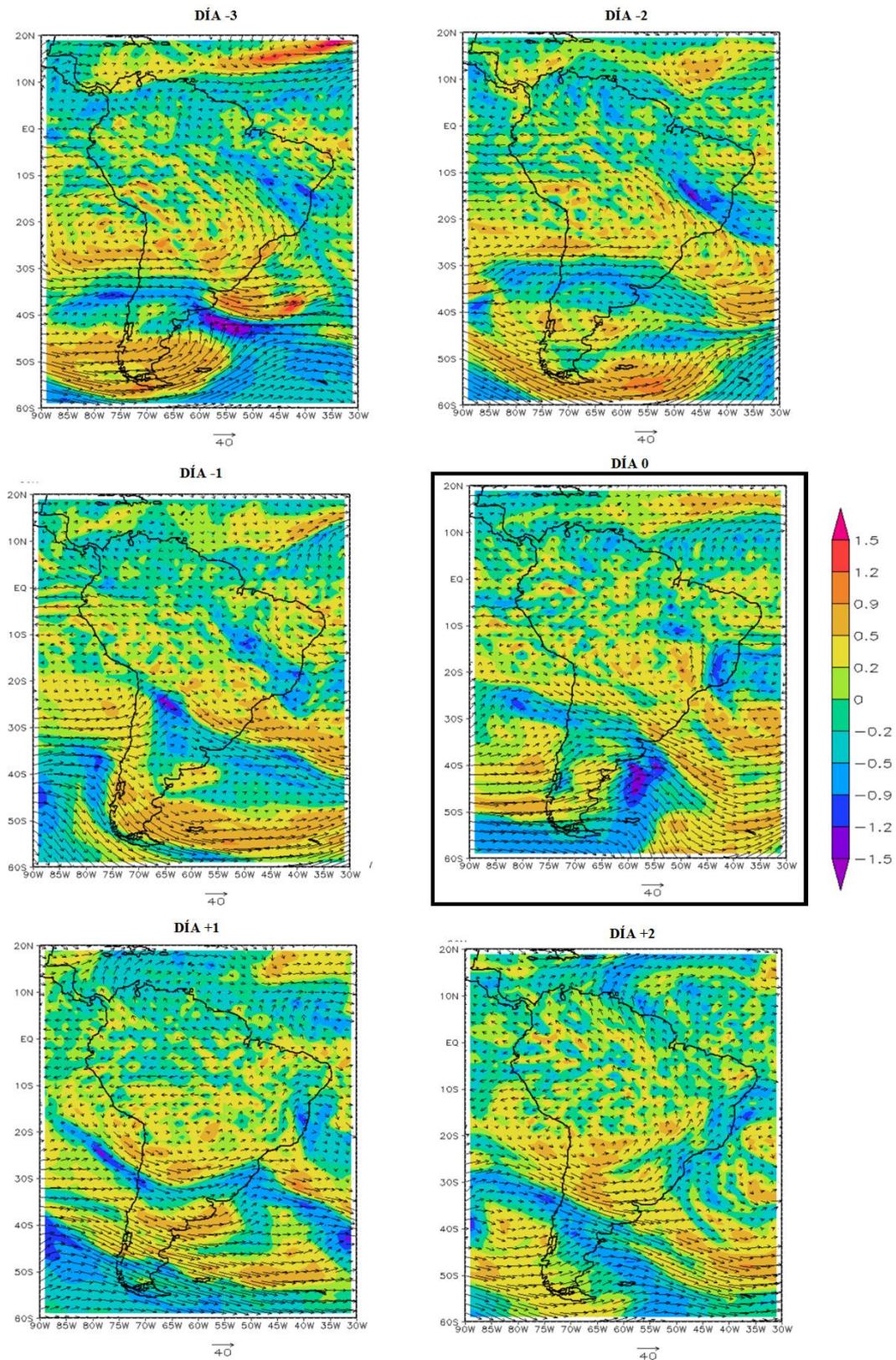


Figura 74: Vorticidad y dirección de viento a 200 hPa NCEP/NCAR Reanalysis composites de tres días antes y dos días después del día lluvioso (día 0) para el evento La Niña 2010/11

V. CONCLUSIONES.

Objetivo específico 1: Analizar la variabilidad espacial y temporal a escala interanual (1965-2015) y diaria (1998-2015), de las precipitaciones en la cuenca alta del Río Mantaro.

Mediante la técnica de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF) se identificaron dos regiones climáticas con similares regímenes de precipitación. La región Norte de la cuenca alta del Mantaro, con un promedio de precipitaciones ligeramente mayor y la región ubicada al Sur, donde se inicia la temporada de mayor precipitación, para el segundo modo de variabilidad durante todos los eventos La Niña analizados. Asimismo, se muestra la variación temporal a escala interanual de las anomalías de precipitación en la cuenca alta del Mantaro, donde se aprecia una variabilidad de baja frecuencia entre los periodos lluviosos y secos de entre 8 a 16 años. Asimismo, se muestra una respuesta de las precipitaciones a grandes cambios producidos en la el Pacífico central, aunque los patrones de respuesta no son similares. Verbigracia, durante el evento El Niño 1982/83, evento calificado como muy fuerte, se aprecian condiciones secas para la cuenca del Mantaro, en contraste, durante el evento El Niño 1997/98, igualmente calificado como evento muy fuerte, el régimen de precipitaciones no mostró condiciones de extrema sequía. Por otro lado, se aprecia una tendencia de mayores precipitaciones durante los eventos La Niña, apreciándose años de con altos valores anuales de precipitación durante los eventos La Niña 1975/76, 1988/89, 1999/2000 entre otros; empero, durante el evento La Niña 2007/08, calificado como un evento fuerte, se registraron valores bajos de lluvias, siendo considerado un año seco. Estos resultados sugieren que, si bien grandes cambios en las condiciones normales del Pacífico central favorecen la ocurrencia de periodos lluviosos y secos, influyendo en la variabilidad hidrológica del Mantaro, no es la única ni el principal factor que regula dicha variabilidad.

Objetivo específico 2: Analizar la relación entre la radiación de onda larga emergente (OLR) en el Océano Pacífico Ecuatorial Central y el régimen de precipitaciones observadas en la cuenca alta del Río Mantaro.

Ambas regiones están fuertemente moduladas por cambios en el Pacífico Central, conocido como región Niño 4, por cuanto, un enfriamiento en dicha región se correlaciona con mayores precipitaciones en la cuenca del Mantaro; por otro lado, altos valores de anomalías positivas de OLR están relaciones con aumento de las precipitaciones, especialmente durante eventos La Niña. Se observa que un enfriamiento del Pacífico Central, durante diciembre a abril está vinculado con un incremento de la precipitación total anual, frecuencia de días húmedos, y días con precipitaciones extremas.

Asimismo, se analizó la variabilidad interanual de los índices de precipitación, donde se observa altos valores para todos los índices en años identificados con evento La Niña; empero, se evidencia que el análisis de la correlación de las precipitaciones y la región central del Pacífico (Niño 4), no es suficiente para explicar completamente, la variabilidad interanual de la precipitación en la cuenca alta del Mantaro.

Objetivo específico 3: Analizar la relación entre los patrones de circulación atmosférica vinculadas con la ocurrencia de días lluviosos y secos durante los eventos La Niña 1998/99, 1999/2000, 2007/08 y 2010/11.

Del análisis de la circulación atmosférica durante años identificados con la presencia de eventos La Niña se observa que la ocurrencia de los periodos secos en la cuenca alta del Mantaro, están asociados con un debilitamiento del sistema de Alta de Bolivia y de un aumento de anomalías positiva de vientos del Oeste, así como altos valores de anomalías positivas de OLR sobre la cuenca alta del Mantaro y sobre todos los andes centrales. Por otro lado, los periodos lluviosos, están caracterizados por un fortalecimiento del sistema de la Alta de Bolivia, anomalías de vientos del Este en los niveles superiores de la Tropósfera, y anomalías significativamente negativas de OLR. Estas anomalías de vientos del Este desarrollan condiciones favorables para la precipitación, mientras que, anomalías del Oeste, en niveles superiores, inhiben las condiciones favorables para el desarrollo de ésta.

Del análisis de las variables meteorológicas globales se aprecia que los eventos lluviosos están asociados con anomalías negativas de OLR sobre todos los andes centrales, así como

el predominio de anomalías positiva de OLR sobre el sureste de Brasil. Por otro lado, se analizaron el patrón de los vientos a diferentes niveles de la Tropósfera. En los niveles bajos (850hPa) se observa la presencia de vientos del Este sobre los andes centrales, las cuales podrían estar asociadas con anomalías anticiclónicas de vientos en el sur de Brasil. Asimismo, en los niveles superiores, se observa el predominio de vientos del Este y de valores positivos de humedad específica sobre la cuenca alta del Mantaro asociada con valores positivos de advección de humedad sobre la cuenca amazónica.

VI. RECOMENDACIONES.

Los resultados obtenidos en la presente investigación proponen nuevas perspectivas de investigación y recomendaciones que son detalladas a continuación:

- Analizar otros índices climáticos para explicar la variabilidad interanual de la precipitación en la región de los Andes Centrales. Recientes estudios sugieren que existen otros factores climáticos (no necesariamente en el Pacífico) como la temperatura superficial del mar en el Atlántico Tropical, que pueden explicar la variabilidad de las lluvias en la región andina (e.g. Espinoza et al., 2009; Espinoza et al., 2011; Lavado et al., 2012; Lavado y Espinoza, 2013).
- Realizar un análisis de los vientos a diferentes niveles de presión, así como el perfil vertical del viento, el transporte de humedad, etc, durante los días lluviosos y secos definidos en la presente investigación. Se puede emplear otras bases de datos para la información de vientos, por ejemplo, del conjunto de datos Era-Interim Reanalysis del Centro Europeo para la Predicción del Tiempo a Plazo Medio (ECMWF por sus siglas en inglés).
- Continuar con el análisis de la variabilidad diaria de la precipitación durante otros eventos El Niño y La Niña, con el fin de encontrar y caracterizar los patrones de circulación atmosférica asociados a precipitaciones extremas durante otros tipos de eventos El Niño (Modoki o Canónico) en otras regiones del Perú.
- Analizar si los patrones encontrados durante eventos La Niña extraordinarios (u otro tipo de eventos) son simulados por Modelos de Circulación Global Atmosféricos bajo escenarios de cambio climático (NCAR- Community Atmospheric Model).

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Aceituno, P. (1992). ANOMALIAS DE PRECIPITACION EN CHILE CENTRAL RELACIONADAS CON LA OSCILACION DEL SUR: MECANISMOS ASOCIADOS. 7(7).
- Aceituno, P. & Montecinos, A. (1993). Análisis de la estabilidad de la relación entre la Oscilación del Sur y la precipitación en América del Sur. *Bulletin de l'institut Francais d'Etudes Andines*, 22(1), 53-64.
- Ahrens, C. (2014). *Essentials of Meteorology: An invitation to the atmosphere* (7ma Ed. ed.). Cengage Learning, USA.
- Barreiro, M. (2010). Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America. *Climate dynamics*, 35(7-8), 1493-1508.
- Bookhagen, B. & Strecker, M. (2008). Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters*, 35(6).
- Brunet-Moret. (1979). Homogénéisation des précipitations. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie*, 147-170.
- Burrough, P. & McDonnell, R. (2000). Principles of Geographical Information systems Oxford University Press. *Oxford*, 333 pp.
- Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., De Bievre, B. & Wyseure, G. (2006). Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of hydrology*, 329(3), 413-421.

- Carvalho, L., Jones, C. & Silva Dias, M. (2002). Intraseasonal large- scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during the TRMM- LBA campaign. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20).
- Casas, C. & Alarcón, J. (1999). *Meteorología y clima*. (1era ed.). (U. P. Catalunya, Ed.) Barcelona: Edicions UPC.
- Chávez, S. (2013). Caracterización de Tormentas en el Valle del Mantaro mediante Sensoramiento Remoto. Lima, Perú: Tesis presentada para optar el Título de Licenciado en Física.
- Chen, T., Weng, S. & Schubert, S. (1999). Maintenance of austral summertime upper-tropospheric circulation over tropical South America: the Bolivian High-Nordeste Low system. *Journal of the atmospheric sciences*, 56(13), 2081-2100.
- Chiodi, A. & Harrison, D. (2015). Equatorial Pacific Easterly Wind Surges and the Onset of La Niña Events. *Journal of Climate*., 28(2), 776-792.
- Del Río, J. (2010). Introducción al tratamiento de datos espaciales en la hidrología. España: Ed. Bubok.
- Díaz, A., Studzinski, C. & Mechoso, C. (1998). Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *Journal of Climate*, 11(2), 251-271.
- DiNezio, P. (2016). Predicción de La Niña. *Generación de información y monitoreo del Fenómeno de El Niño*, 4.
- Douglas, M. W., Mejia, J., Ordinola, N. & Boutead, J. (2008). Synoptic Variability of Rainfall and Cloudiness along the Coasts of Northern Peru and Ecuador during the 1997/98 El Niño Event. *MONTHLY WEATHER REVIEW*, 137, 116-136.
- Espinoza, J. (2009). Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien. *Tesis de doctorado. Université Paris 6- Pierre et Marie Curie -Paris VI*, 203.
- Espinoza, JC. (2005). Manual escrito con motivo del curso taller: Utilización del método del Vector Regional con HYDRACCE., (pág. 9).

- Espinoza, J., Chavez, S., Ronchail, J., Junquas, C., Takahashi, K. & Lavado, W. (2015). Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resources Research*, 51(5), 3459-3475.
- Espinoza, J., Ronchail, J., Frappart, F. & Lavado, W. (2013). The major floods in the Amazonas River and tributaries (Western Amazon basin) during the 1970-2012 period: A focus on the 2012 flood. *Journal of Hydrometeorology*.
- Espinoza, J., Ronchail, J., Guyot, C., Junquas, P. & Vauchel, C. (2012). From drought to flooding: understanding the abrupt 2010-2011 hydrological annual cycle in the upper Solimões River (Western Amazon basin) . *Environmental Research Letters*, 127(3), 7 (2): 024008.
- Garcia, S. & Kayano, M. (2009). Determination of the onset dates of the rainy season in central Amazon with equatorially antisymmetric outgoing longwave radiation. *Theoretical and Applied Climatology*, 97(3-4), 361-372.
- Garreaud, R. (1999). Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes. *Monthly Weather Review*, 127(5), 901-921.
- Garreaud, R., Vuille, M. & Clement, A. (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 194(1), 5-22.
- Godfrey, J., Johnson, G., McPhaden, M., Reverdin, G. & Wijffels, S. (2001). The tropical ocean circulation. En G. Siedler, J. Church, & J. Gould, *Ocean circulation and climate: observing and modelling the global ocean* (Vol. 103, págs. 215-246). Academic Press.
- Grimm, A., Barros, V. & Doyle, M. (2000). Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of climate*, 13(1), 35-58.
- Haylock, M. R. (2006). Trends in total and extreme South American rainfall 1960- 2000 and links with sea surface temperature. *Journal of Climate.*, 11, 1490-1512.
- Hewitt, C. & Jackson, A. (2009). *Atmospheric Science for Environmental Scientists*. (Willey-Blackwell, Ed.) USA.

- Horel, J. (1984). Complex principal component analysis: Theory and examples. *Journal of climate and Applied Meteorology*, 23(12), 1660-1673.
- Huffman, G. & Bolvin, D. (2013). TRMM and other data precipitation data set documentation. *NASA, Greenbelt, USA*, 1-40.
- Instituto Geofísico del Perú (2005). Vulnerabilidad actual y futura ante el cambio climático y medidas de adaptación en la cuenca del Río Mantaro. *Fondo Editorial CONAM*.
- Instituto Geofísico del Perú. (2012). Eventos meteorológicos extremos (sequías, heladas y lluvias intensas) en el valle del Mantaro. *I*.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... & Zhu, Y. (1996). : The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc*, 77, 437–472.
- Kodama, Y. (1992). Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 813-836.
- Kousky, V. & Gan, M. (1981). Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, 33(6), 538-551.
- Kyle, H., Arkina, A., Hickey, J. & Ardanuy, P. (1993). The Nimbus Earth Radiation Budget (ERB) experiment: 1975–1992. *American Meteorological Society*, 74, 815-830.
- Lagos, P., Silva, Y. & Nickl, E. (2005). El Niño y la Precipitación en los Andes del Perú. *Sociedad Geológica del Perú, Volumen jubilar en honor a Alberto Giesecke Matto*, 7-23.
- Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E. & Mosquera, K. (2008). El Niño: related precipitation variability in Perú. *Advances in Geosciences*, 14, 231-237.
- Lau, K. & Chan, P. (1983). Short-term climate variability and atmospheric teleconnections from satellite-observed outgoing longwave radiation. Part I: Simultaneous relationships. *Journal of the atmospheric sciences*, 40(12), 2735–2750.

- Lau, K. & Sheu, P. (1988). Annual cycle, quasi- biennial oscillation, and southern oscillation in global precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 93(D9), 10975-10988.
- Lavado, W. & Espinoza, J. (2014). Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(2), 171-182.
- León, K. (2014). Análisis espacio-temporal de las precipitaciones y caudales durante los eventos El Niño (1982-83 y 1997-98) en la costa norte peruana. Lima: Tesis para obtener el grado de Bachiller en Ingeniería Agrícola.
- Liebmann, B. & Allured, D. (2005). Daily precipitation grids for South America. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(11), 1567.
- Liebmann, B. & Smith, C. (1996). Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 1275-1277.
- Lorenz, E. (1956). Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction.
- Marchandise, A. (2007). Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques. *Ecole Doctorale: Terre, Eau, Espace, Université Montpellier II France*.
- Montecinos, A., Díaz, A. & Patricio, A. (2000). Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *Journal of Climate*, 13(4), 746-758.
- Morad, M. & Pérez, A. (2001). Sistemas de Información Geográfica y modelizaciones hidrológicas: Una aproximación a las ventajas y dificultades de su aplicación. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 31, 23-46.
- Mourre, L., Condom, T., Junquas, C., Lebel, T., E Sicart, J., Figueroa, R. & Cochachin, A. (2016). Spatio-temporal assessment of WRF, TRMM and in situ precipitation data in a tropical mountain environment (Cordillera Blanca, Peru). *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(1), 125–141.
- Open University. (2001). *Ocean Circulation* (Vol. 2da Ed.). Butterworth-Heinemann.

- Peixóto, J. & Oort, A. (1992). *Physics of climate*. American Institute of Physics. New York.
- Philander, S. (1983). El Niño Southern Oscillation phenomena. *Nature*, 302, 295- 301.
- Poveda, G., Jaramillo, L. & Vallejo, L. (2014). Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low- level jets and aerial rivers. *Water Resources Research*, 50(1), 98-118.
- Reynolds, R. &. (1994). Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *Journal of climate*, 7(6), 929-948.
- Rompelewski, C. & Halpert, M. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 1606-1626.
- Rompelewski, C. & Halpert, M. (1989). Precipitation patterns associated with the high index phase of the southern oscillation. 268-284.
- Samper, J., Garca-Vera, M., Pisani, B., Alvares, D., VVarela, A. & Losada, J. (2005). Modelos hidrológicos y Sistemas de Información Geográfica para la estimación de los recursos hídricos: Aplicación de GIS-Balan a varias cuencas espanolas. Estudios de la Zona no Saturada del Suelo.
- Sarachick, E. & Cane, M. (2010). *The El Niño-Southern Oscillation Phenomenon*. (C. U. Press, Ed.) Reino Unido.
- Scheel, M., Rohrer, M., Huggel, C., Santos Villar, D., Silvestre, E. & Huffman, G. (2011). Evaluation of TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) performance in the Central Andes region and its dependency on spatial and temporal resolution. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(8), 2649-2663.
- Silva, Y. & Takahashi K., C. R. (2008). Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Advances In Geosciences*, 14:, 261–264.
- Sulca, J., Vuille, M., Silva, Y. & Takahashi, K. (2015). Teleconnections between the Peruvian central Andes and Northeast Brazil during extreme rainfall events in Austral Summer. *Journal of Hydrometeorology*.

- Takahashi, K. (2004). The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997--1998 and 2002 El Niño events. *Annales Geophysicae, Vol. 22, No. 11*, 3917-3926.
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K. & Dewitte, B. (2011). ENSO Regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38.
- Teixeira, A. (1995). Qual e melhor definicao de SIG? *Factor GIS, 11-200*, 24.
- Vuille, M. (1999). Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology, 19(14)*, 1579-1600.
- Vuille, M., Hardy, D. R., Braun, C., Keimig, F. & Bradley, R. S. (1998). Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/1997 summer precipitation event on Sajama Ice Cap, Bolivia. *J. Geophysic, 11*, 1020-1040.
- Wilson, J., Mitasova, H. & Wright, D. (2000). Water Resource Applications of Geographic Information Systems. . *URISA Journal*, pp.61 -79.
- Xie, P. & Arkin, P. (1998). Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation. *Journal of Climate, 11(2)*, 137–164.
- Zang, X. & Yang, F. (2004). *RClimDex(1.0). Manual del Usuario (en línea). Versión en español del Centro Internacional para la Investigación del Fenómeno El Niño (CIIFN)*. (C. R. Canada, Productor) Obtenido de <http://etccdi.pacificclimate.org/software.shtml>.
- Zelinka, M. & Hartmann, D. (2011). The observed sensitivity of high clouds to mean surface temperature anomalies in the tropics. *ournal of Geophysical Research: Atmospheres, 116(D23)*.
- Zhou, J. & Lau, K. (1998). Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate, 11(5)*, 1020-1040.
- Zubieta, R., Saavedra, M. & Silva, Y. G. (2016). Spatial analysis and temporal trends of daily precipitation concentration in the Mantaro River basin: central Andes of Peru. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* .

Zulkafli, Z., Buytaert, W., Onof, C., Manz, B., Tarnavsky, E., Lavado, W. & Guyot, J. (2014). A comparative performance analysis of TRMM 3B42 (TMPA) versions 6 and 7 for hydrological applications over Andean–Amazon river basins. *Journal of Hydrometeorology*, 15(2), 581-592.

Zuluaga, J. (2009). Análisis de la variabilidad espacio-temporal de la sequía en Colombia. *Tesis de Maestría en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos*.

VIII. ANEXOS.

Anexo 1.-Lista de eventos El Niño y La Niña sobre la base del Índice Oceánico El Niño (ONI).

Cuadro 9: Lista de eventos El Niño y La Niña.

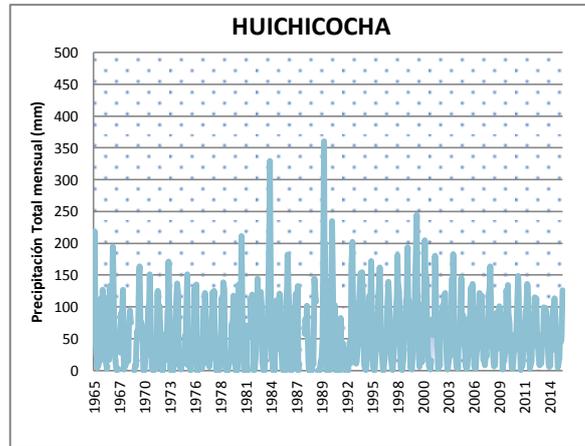
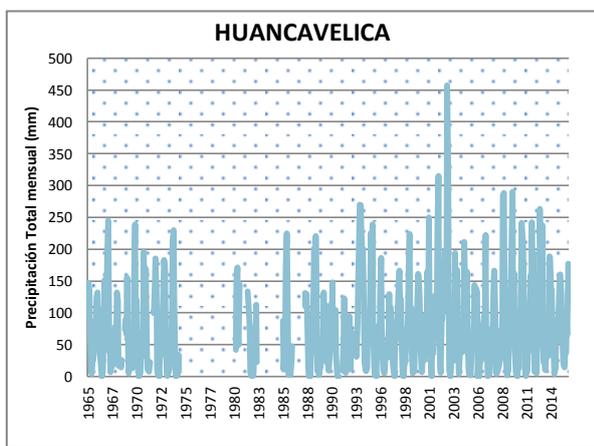
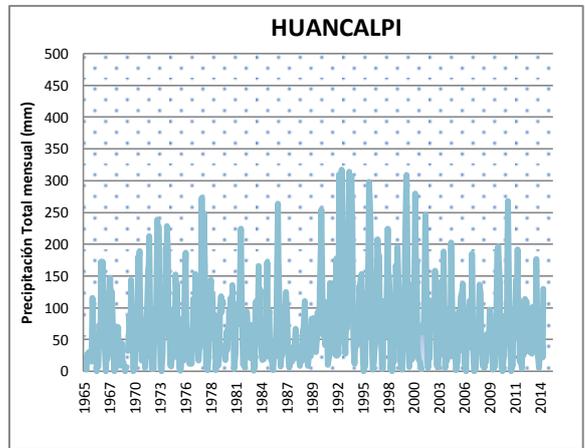
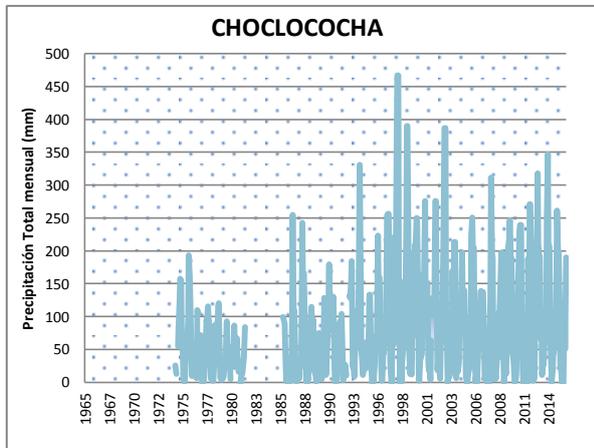
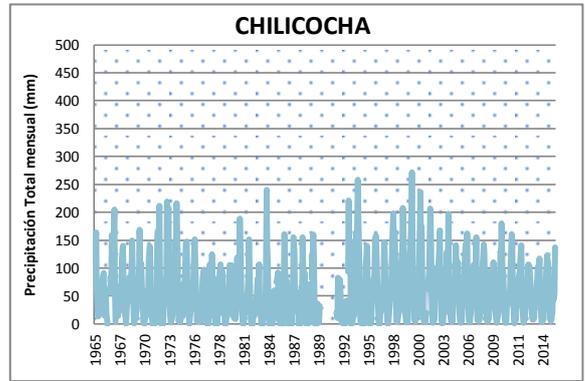
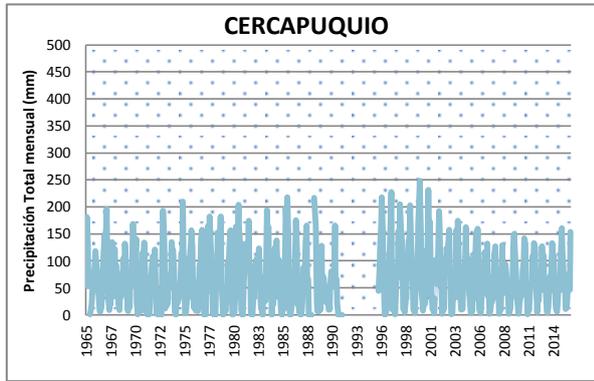
EL Niño			La Niña		
Moderado	Fuerte	Muy Fuerte	Débil	Moderado	Fuerte
1963-64	1957-58	1982-83	1950-51	1955-56	1973-74
1986-87	1965-66	1997-98	1954-55	1970-71	1975-76
1987-88	1972-73	2015-16	1964-65	1998-99	1988-89
1991-92			1967-68	1999-00	
2002-03			1971-72	2007-08	
2009-10			1974-75	2010-11	
			1983-84		
			1984-85		
			1995-96		
			2000-01		
			2011-12		

FUENTE: Chiodi & Harrison (2015).

Anexo 3.- Análisis de la variabilidad interanual de la precipitación (1965-2015)

Anexo 3.1. Series de precipitación total mensual (1965-2015)

Figura 75.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 1.



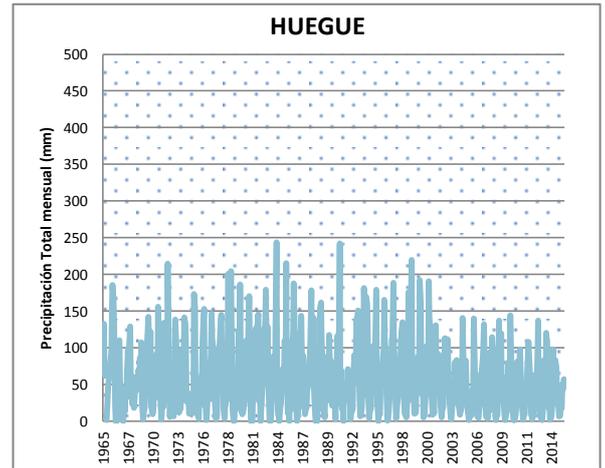
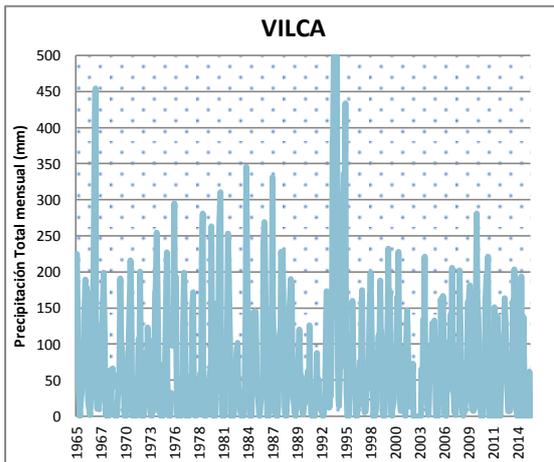
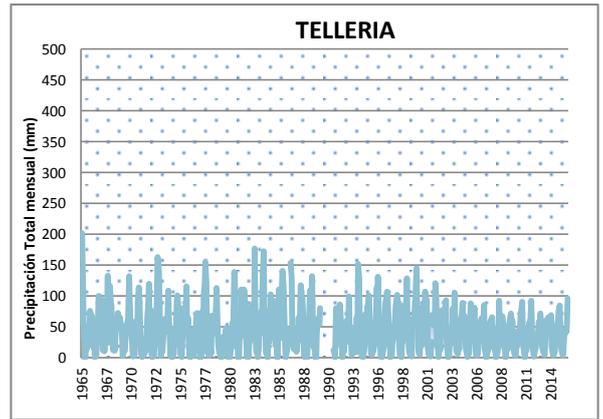
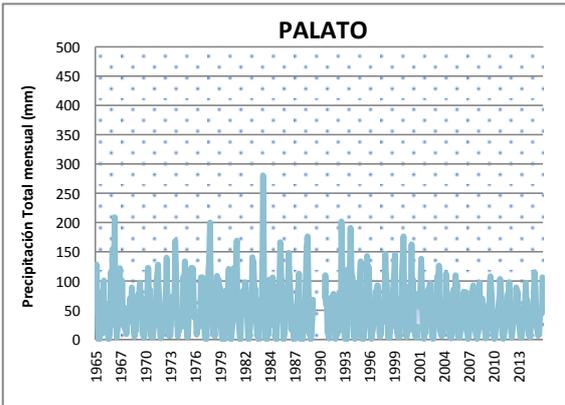
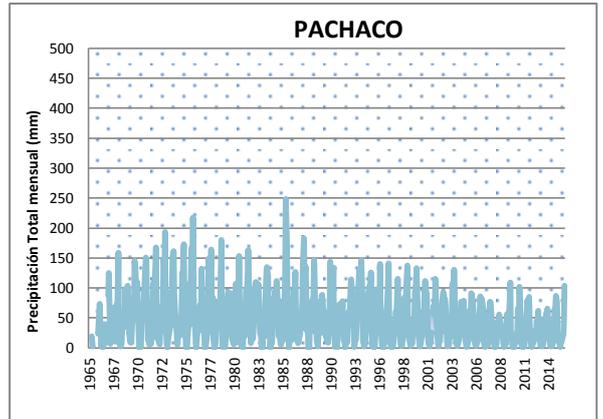
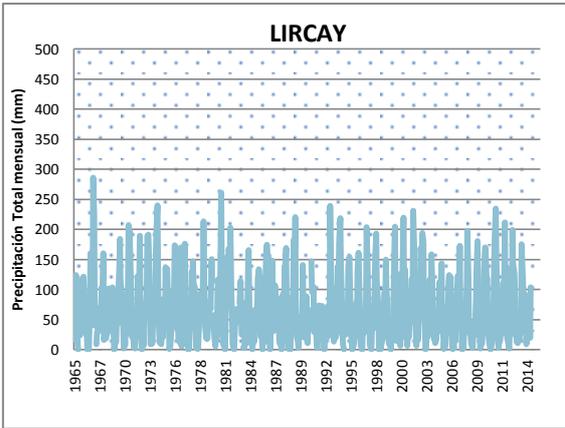
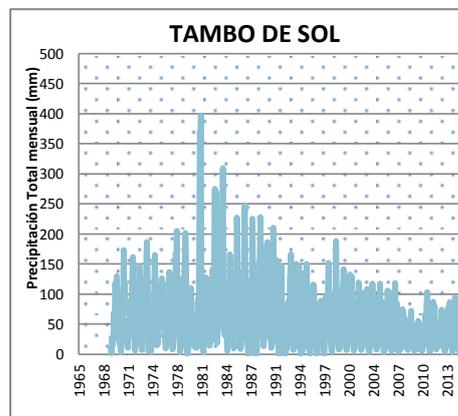
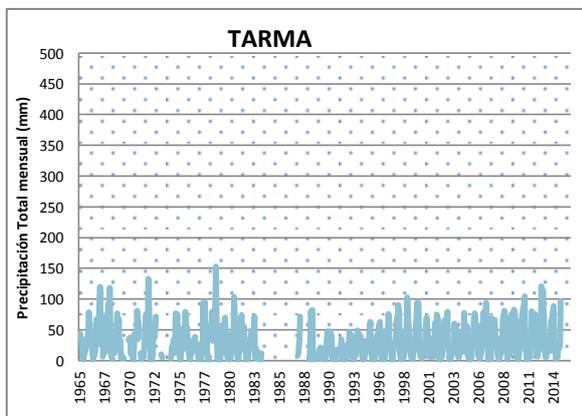
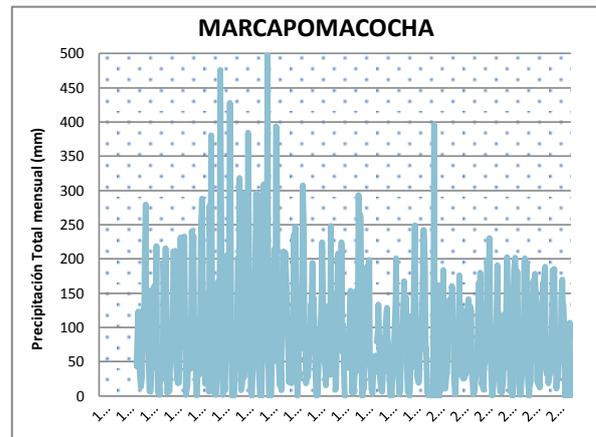
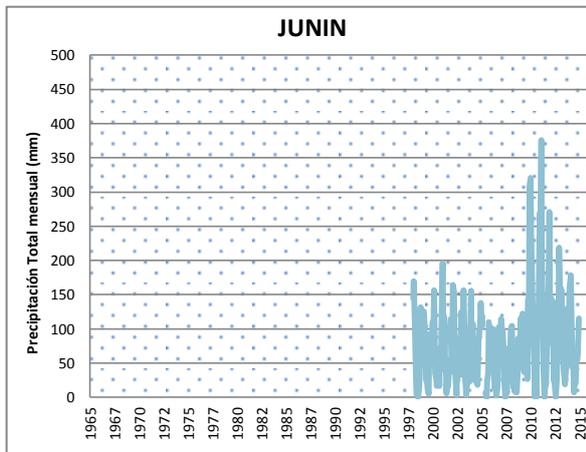
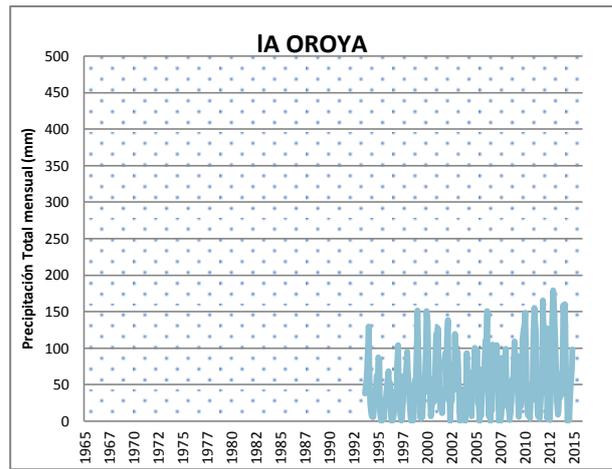
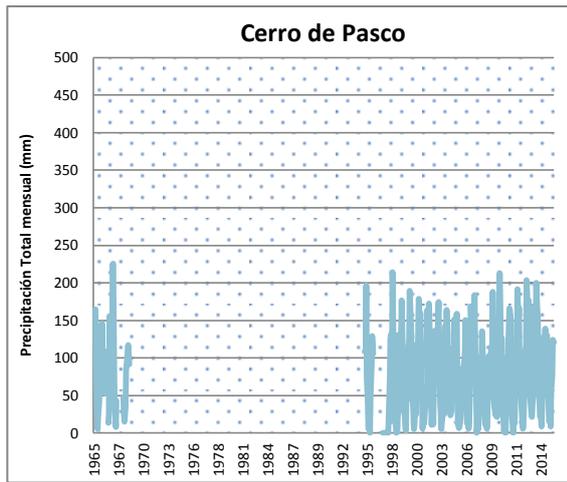
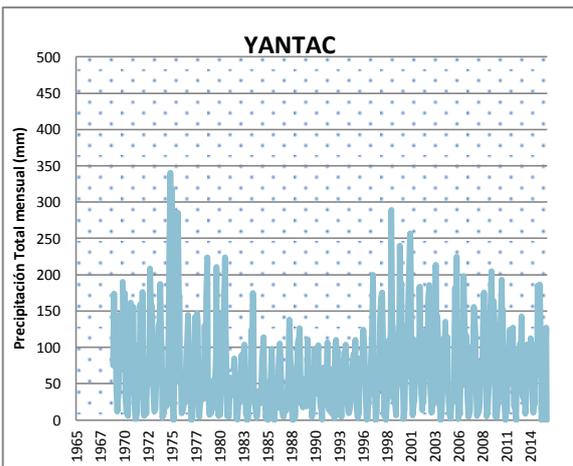
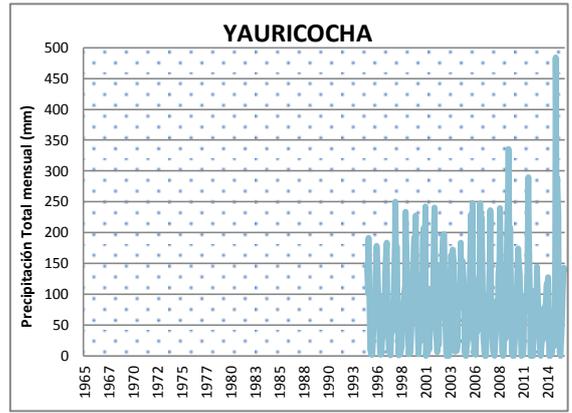
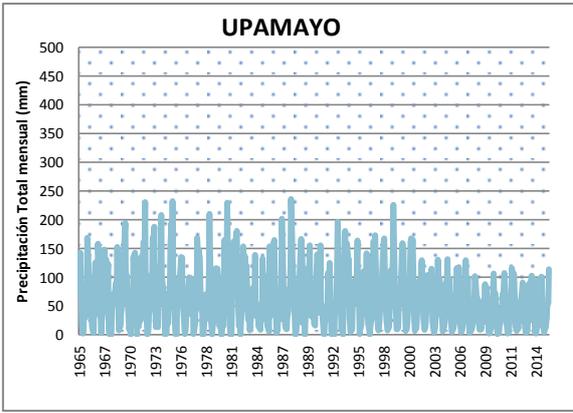


Figura 76.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 2.





Anexo 4.- Índices de calidad por estación acorde al Vector Regional

Cuadro 10: Índices de calidad por estación del Grupo 1.

N°	Estación	N° Años	D.E. Obs.	Coef. Variación	D.E. Desvíos	Correl. /Vector
1	CERCAPUJO	18	132.6	0.164	0.039	0.979
2	CHILICOCHA	18	117.5	0.156	0.039	0.971
3	CHOCLOCOCHA	18	182.3	0.153	0.102	0.743
4	HUANCALPI	18	127.4	0.156	0.046	0.955
5	HUANCAVELICA	18	140.3	0.149	0.032	0.976
6	HUICHICOCHA	18	98.3	0.134	0.061	0.896
7	LIRCAY	18	96.9	0.125	0.09	0.757
8	PACHACO	18	92.3	0.209	0.108	0.87
9	PALATO	18	83.1	0.149	0.033	0.975
10	TELLERIA	18	76.9	0.157	0.059	0.924
11	VILCA	18	73.6	0.138	0.064	0.886

Cuadro 11: Índices de calidad por estación del Grupo 2

N°	Estación	No Años	D.E. Obs.	Coef. Variación	D.E. Desvíos	Correl. /Vector
1	CERRO DE PASCO	18	231.9	0.243	0.062	0.965
2	HUEGUE	18	130.4	0.224	0.117	0.859
3	JUNIN	18	409.1	0.404	0.191	0.949
4	LA OROYA	18	183.6	0.292	0.082	0.975
5	MARCAPOMACOCHA	18	174.2	0.218	0.189	0.62
6	TAMBO DE SOL	18	142.2	0.264	0.08	0.954
7	TARMA	18	119	0.306	0.127	0.922
8	UPAMAYO	18	154.8	0.237	0.046	0.981
9	YANTAC	18	195.8	0.217	0.192	0.607
10	YAURICOCHA	18	172.2	0.19	0.065	0.964

Anexo 3.2. Series de precipitación diaria (1998-2015)

Figura 77.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 1.

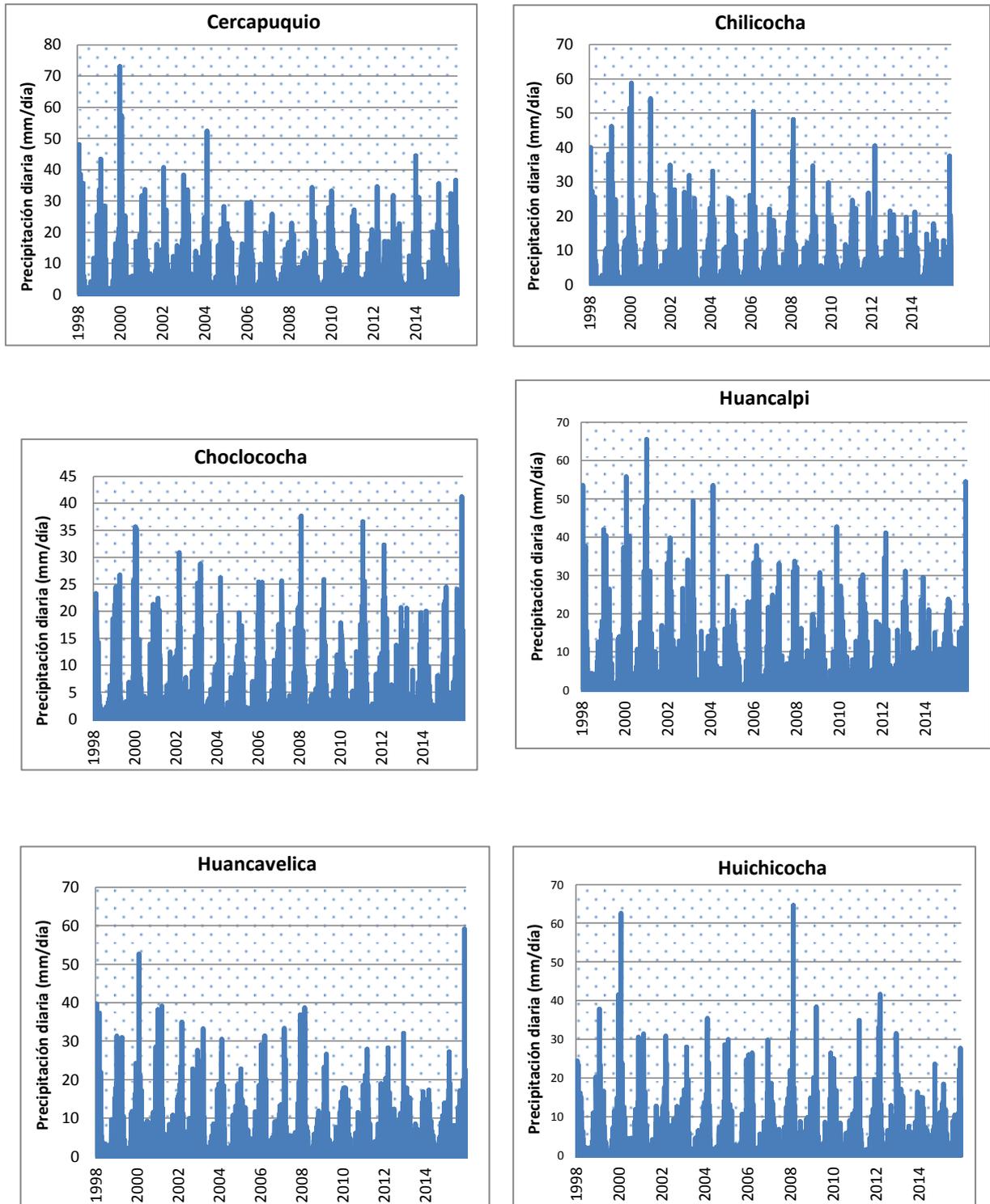


Figura 78: Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 1(continuación)

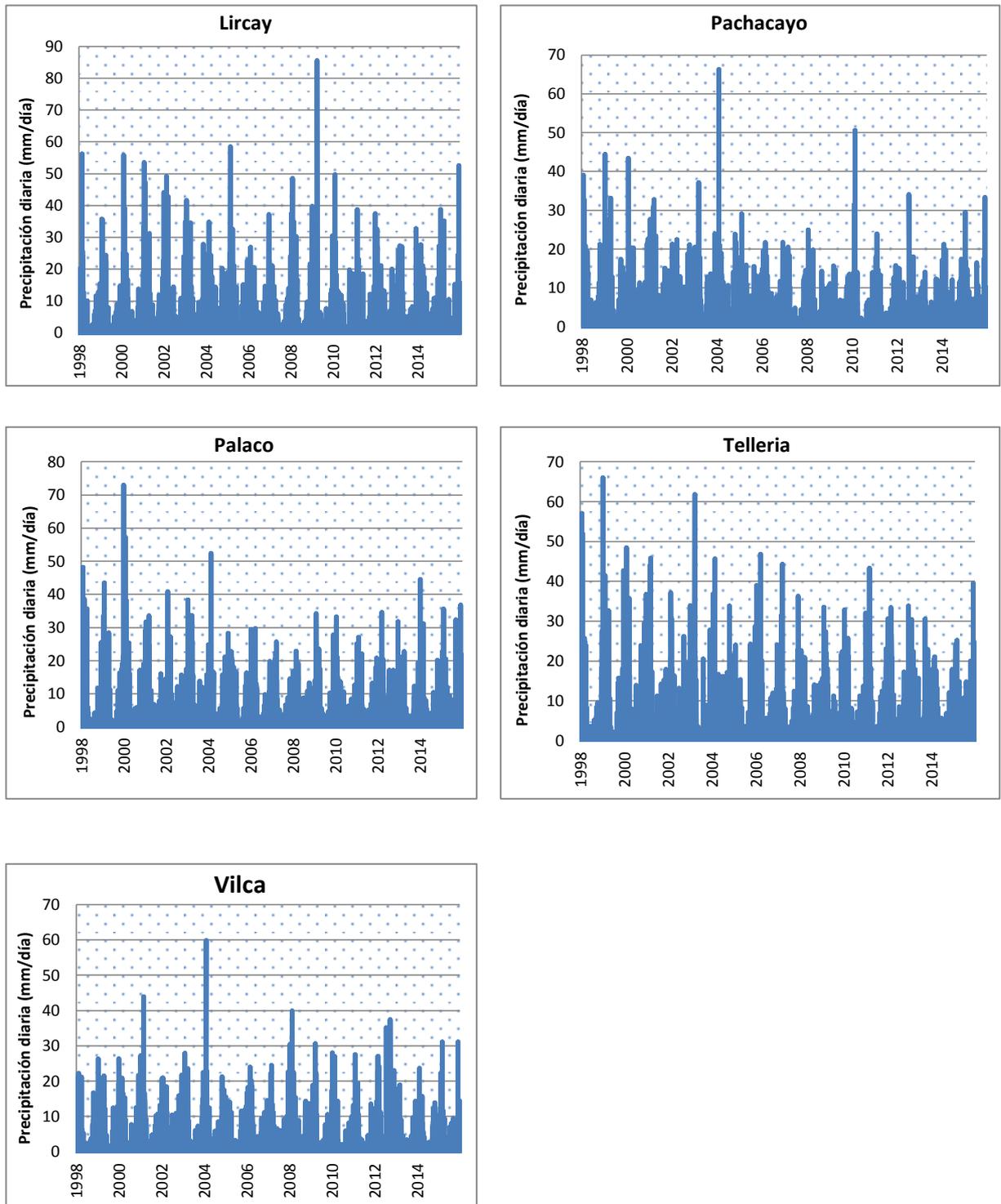


Figura 79.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 2

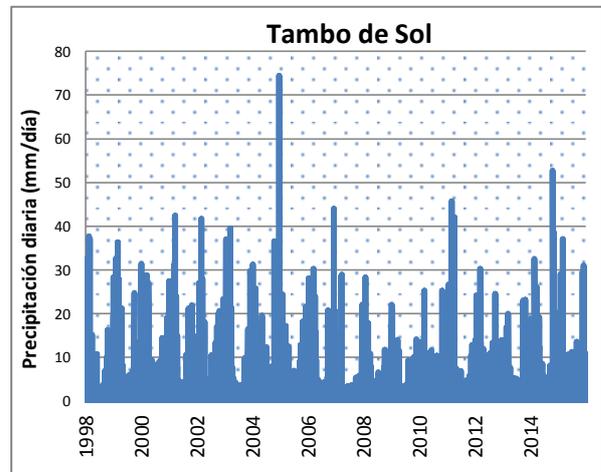
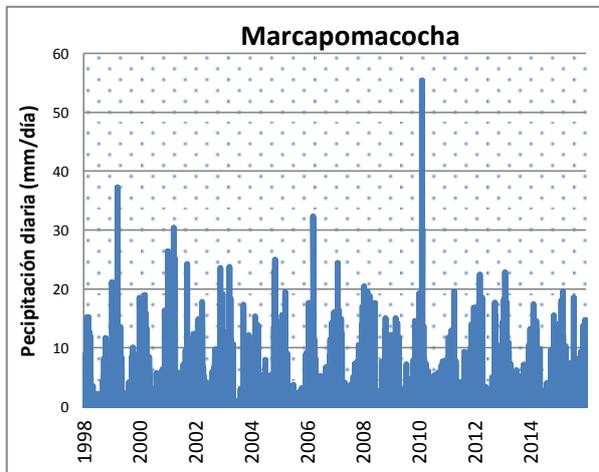
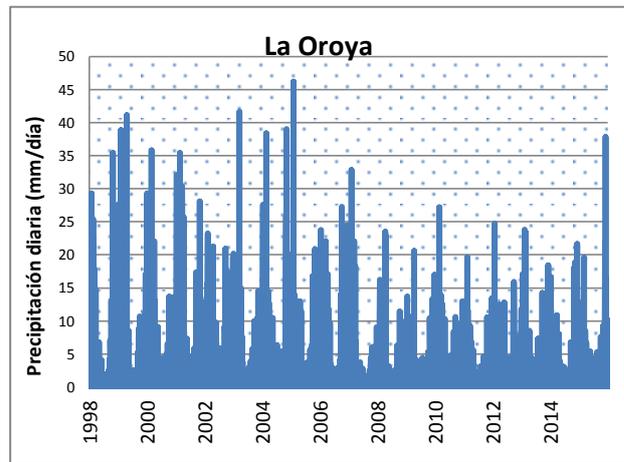
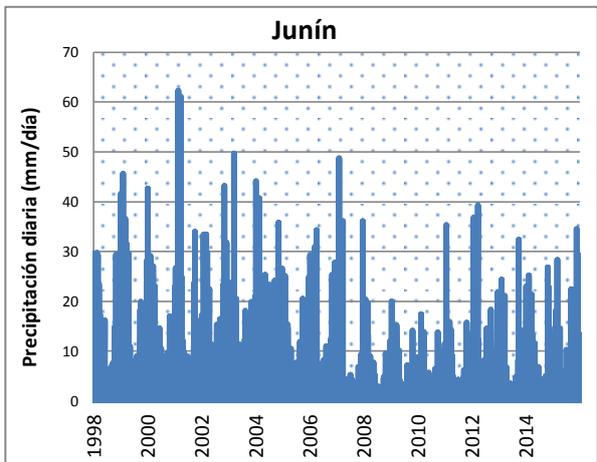
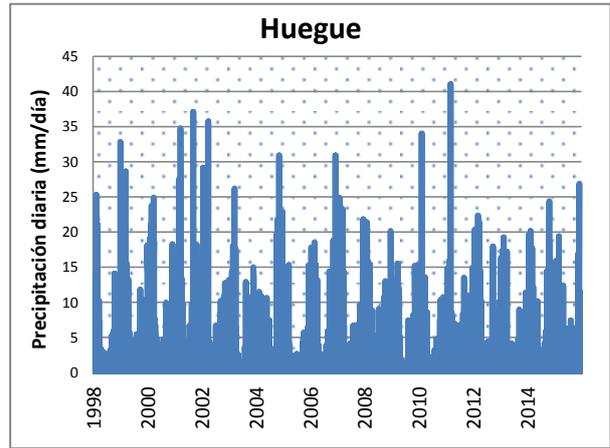
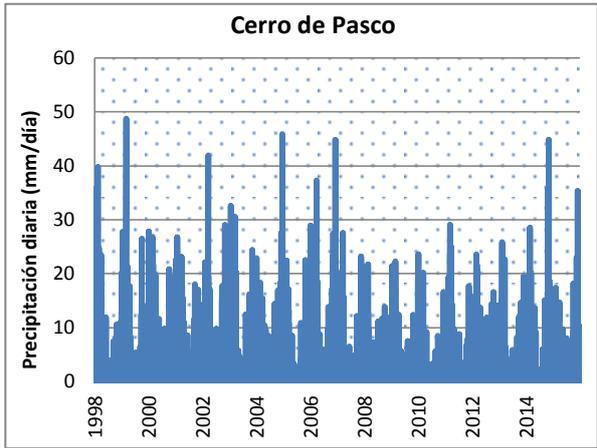
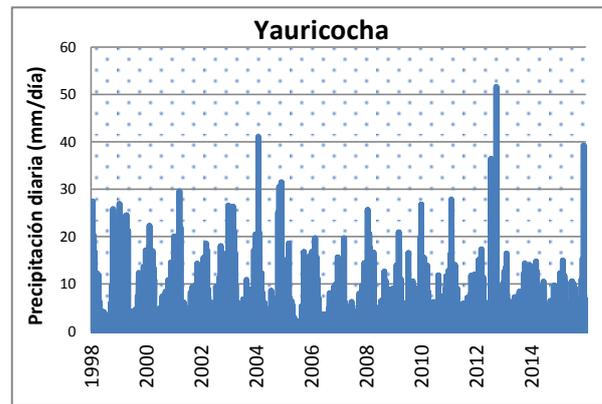
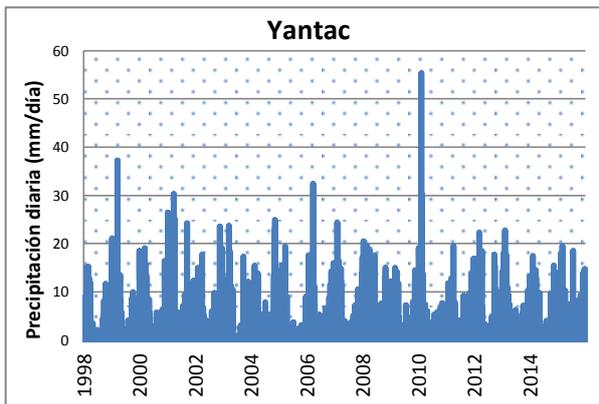
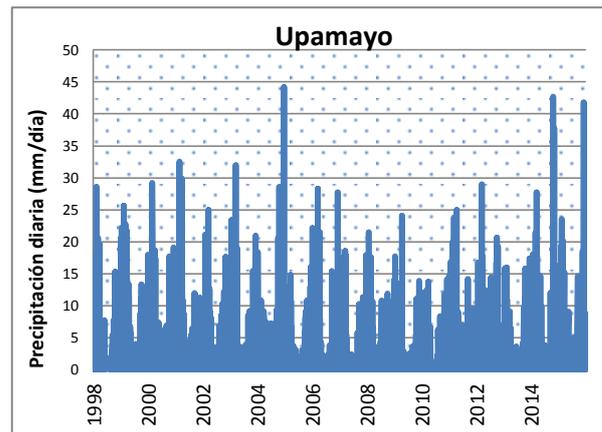
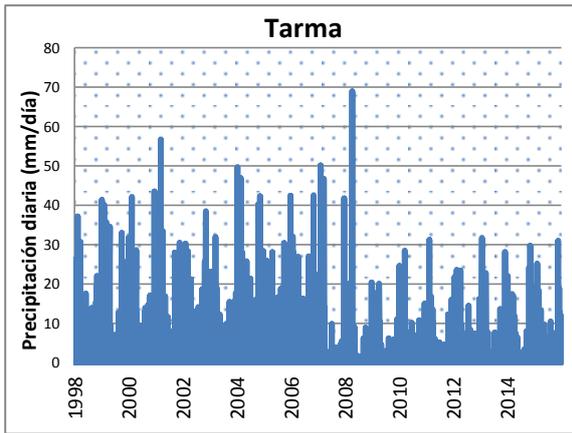


Figura 80: Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 2



Anexo 5.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal durante los periodos de mayor precipitación para cada evento La Niña.

Cuadro 12: Varianza explicada por cada componente principal para La Niña 98/99

Componente	Autovalores iniciales			Sumas de las saturaciones al cuadrado de la extracción			Suma de las saturaciones al cuadrado de la rotación		
	Total	% de la varianza	% acumulado	Total	% de la varianza	% acumulado	Total	% de la varianza	% acumulado
1	11,550	55,000	55,000	11,550	55,000	55,000	6,322	30,103	30,103
2	2,889	13,759	68,759	2,889	13,759	68,759	4,879	23,232	53,335
3	1,264	6,019	74,779	1,264	6,019	74,779	4,226	20,123	73,458
4	1,007	4,796	79,575	1,007	4,796	79,575	1,285	6,117	79,575
5	,822	3,912	83,487						
6	,729	3,470	86,957						
7	,575	2,740	89,697						
8	,384	1,828	91,525						
9	,374	1,779	93,304						
10	,274	1,304	94,608						
11	,261	1,243	95,850						
12	,182	,865	96,716						
13	,152	,725	97,441						
14	,134	,637	98,078						
15	,121	,575	98,653						
16	,087	,415	99,068						
17	,079	,374	99,443						
18	,070	,331	99,774						
19	,048	,226	100,000						
20	0	-1.01E-10	100,000						
21	0	-1.02E-10	100,000						

Método de extracción: Análisis de Componentes principales.

Cuadro 13: Varianza explicada por cada componente principal para La Niña 99/00

Componente	Autovalores iniciales			Sumas de las saturaciones al cuadrado de la extracción			Suma de las saturaciones al cuadrado de la rotación		
	Total	% de la varianza	% acumulado	Total	% de la varianza	% acumulado	Total	% de la varianza	% acumulado
1	9.533	45.396	45.396	9.533	45.396	45.396	4.201	20.007	20.007
2	3.01	14.334	59.731	3.01	14.334	59.731	3.798	18.086	38.092
3	1.64	7.811	67.542	1.64	7.811	67.542	3.721	17.718	55.81
4	1.433	6.824	74.366	1.433	6.824	74.366	3.557	16.936	72.746
5	1.256	5.98	80.346	1.256	5.98	80.346	1.596	7.6	80.346
6	0.792	3.772	84.118						
7	0.707	3.367	87.486						
8	0.539	2.568	90.054						
9	0.348	1.658	91.711						
10	0.335	1.594	93.305						
11	0.301	1.433	94.738						
12	0.257	1.222	95.96						
13	0.212	1.008	96.968						
14	0.177	0.845	97.813						
15	0.148	0.703	98.515						
16	0.116	0.552	99.067						
17	0.085	0.404	99.471						
18	0.061	0.291	99.762						
19	0.05	0.238	100						
20	6.38E-18	3.04E-17	100						
21	-3.62E-16	-1.72E-15	100						

Método de extracción: Análisis de Componentes principales.

Cuadro 14: Varianza explicada por cada componente principal para La Niña 07/08

Componente	Autovalores iniciales			Sumas de las saturaciones al cuadrado de la extracción	
	Total	% de la varianza	% acumulado	Total	% de la varianza
1	7.564	36.018	36.018	7.564	36.018
2	2.689	12.803	48.821	2.689	12.803
3	1.845	8.784	57.605	1.845	8.784
4	1.554	7.401	65.006	1.554	7.401
5	1.14	5.43	70.436	1.14	5.43
6	1.054	5.018	75.454	1.054	5.018
7	0.803	3.822	79.276		
8	0.736	3.505	82.781		
9	0.652	3.105	85.886		
10	0.578	2.754	88.641		
11	0.503	2.398	91.038		
12	0.358	1.706	92.744		
13	0.317	1.507	94.251		
14	0.298	1.421	95.673		
15	0.246	1.173	96.846		
16	0.233	1.108	97.953		
17	0.187	0.893	98.846		
18	0.135	0.644	99.49		
19	0.107	0.51	100		
20	-9.58E-17	-4.56E-16	100		
21	-9.06E-16	-4.31E-15	100		

Método de extracción: Análisis de Componentes principales.

Cuadro 15: Varianza explicada por cada componente principal para La Niña 10/11

Componente	Autovalores iniciales			Sumas de las saturaciones al cuadrado de la extracción		
	Total	% de la varianza	% acumulado	Total	% de la varianza	% acumulado
1	8.67	41.288	41.288	8.67	41.288	41.288
2	2.495	11.882	53.17	2.495	11.882	53.17
3	1.593	7.588	60.758	1.593	7.588	60.758
4	1.572	7.486	68.244	1.572	7.486	68.244
5	1.121	5.338	73.581	1.121	5.338	73.581
6	0.976	4.649	78.231			
7	0.924	4.402	82.633			
8	0.601	2.862	85.494			
9	0.551	2.623	88.117			
10	0.476	2.268	90.386			
11	0.387	1.842	92.228			
12	0.364	1.734	93.961			
13	0.277	1.317	95.278			
14	0.253	1.206	96.484			
15	0.211	1.003	97.487			
16	0.187	0.892	98.379			
17	0.138	0.659	99.038			
18	0.107	0.508	99.546			
19	0.095	0.454	100			
20	2.36E-16	1.13E-15	100			
21	5.52E-17	2.63E-16	100			

Método de extracción: Análisis de Componentes principales.

Cuadro 16: Relación de días lluviosos durante eventos La Niña

Evento	La Niña 98/99	La Niña 99/00	La Niña 07/08	La Niña 10/11
Días lluviosos	15-01-99	01-01-00	09-01-08	08-01-11
	02-02-99	04-01-00	28-01-08	27-01-11
	05-02-99	03-02-00	10-02-08	03-02-11
	19-02-99	08-02-00	15-02-08	10-02-11
	18-04-99	27-02-00	25-02-08	13-02-11
		23-03-00		14-03-11
		23-03-00		04-04-11
			30-03-00	