

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA  
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO  
MAESTRÍA EN CIENCIAS AMBIENTALES**



**“DIAGNÓSTICO ESTACIONAL Y PREDICTIBILIDAD DE LA  
PRECIPITACIÓN EN LA CUENCA ALTA DEL MANTARO  
BASADAS EN RADIACIÓN DE ONDA LARGA EMERGENTE”**

**Presentada por:**

**KENYI GLICERIO CAVALCANTI CÁRDENAS**

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE  
MAGISTER SCIENTIAE EN CIENCIAS AMBIENTALES**

**Lima - Perú**

**2017**

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA  
LA MOLINA**

**ESCUELA DE POSGRADO  
MAESTRÍA EN CIENCIAS AMBIENTALES**

**“DIAGNÓSTICO ESTACIONAL Y PREDICTIBILIDAD  
DE LA PRECIPITACIÓN EN LA CUENCA ALTA DEL  
MANTARO BASADAS EN RADIACIÓN DE ONDA  
LARGA EMERGENTE”**

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE  
MAGISTER SCIENTIAE**

**Presentada por:**

**KENYI GLICERIO CAVALCANTI CÁRDENAS**

**Sustentada y aprobada ante el siguiente jurado:**

**Lic.rer.reg. Víctor Aguilar Vidangos.  
PRESIDENTE**

**Mg.Sc. Ángel Cornejo Garrido.  
PATROCINADOR**

**Mg.Sc. Víctor Miyashiro Kiyan.  
MIEMBRO**

**Ph.D. Eduardo Chávarri Velarde  
MIEMBRO**



UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA  
ESCUELA DE POSGRADO

"Año del Buen Servicio al Ciudadano"

EPG ↑

## ACTA DE SUSTENTACIÓN

Los Miembros del Jurado que suscriben, reunidos para evaluar la sustentación de tesis presentada por el alumno **KENYI GLICERIO CAVALCANTI CÁRDENAS**, denominada: "DIAGNÓSTICO ESTACIONAL Y PREDICTIBILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN EN LA CUENCA ALTA DEL MANTARO BASADAS EN RADIACIÓN DE ONDA LARGA EMERGENTE", para cumplir con uno de los requisitos para optar el grado académico de *Magister Scientiae* en **CIENCIAS AMBIENTALES**.

Teniendo en consideración los méritos del referido trabajo así como los conocimientos demostrados por el sustentante, declaramos la tesis como:

APROBADA



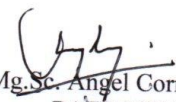
Calificada como (\*):

SOBRESALIENTE

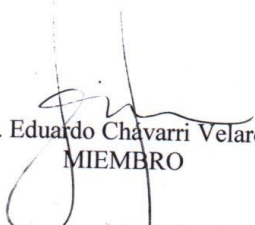
En consecuencia, queda en condición de ser considerado APTO por el Consejo Universitario y recibir el grado académico de *Magister Scientiae*, de conformidad con lo estipulado en el Artículo 42° del Reglamento de la Escuela de Posgrado.

La Molina, 12 de enero de 2017

  
Lic. rer.reg. Víctor Aguilar Vidangos  
PRESIDENTE

  
Mg.Sc. Ángel Cornejo Garrido  
PATROCINADOR

  
Mg.Sc. Víctor Miyashiro Kiyari  
MIEMBRO

  
Ph.D. Eduardo Chavarri Velarde  
MIEMBRO

(\* ) De acuerdo con el Artículo 39° del Reglamento de Tesis, éstas deberán ser calificadas con términos de: SOBRESALIENTE, MUY BUENA o BUENA.

Avergüénzate de morir antes de haber conseguido alguna victoria para la humanidad.

**Horace Mann.**



## **DEDICATORIA**

A una de las personas que más he querido en este mundo, mi abuelita Petronila, siempre más cerca que lejos, en un allá que siempre será aquí.

## **AGRADECIMIENTO**

Si pudiera nombrar en estos párrafos a todas aquellas personas a las que debo algo o mucho, su brillo ahogaría la noche más insondable. Son innumerables. En primer término, mi agradecimiento al MgSc Ángel Cornejo Garrido, por su inmejorable guía y apoyo constante durante la realización de esta investigación.

Mi eterna gratitud para con mis padres, por permitirme vivir la vida total y plenamente, dándole forma a cada sentimiento, expresión a cada pensamiento, realidad a cada uno de mis sueños y hacerme entender el verdadero valor de la libertad. A mis profesores de la Maestría en Ciencias Ambientales, por los conocimientos brindados durante mis años de estudio, de manera especial, al Arq. Víctor Aguilar Vidangos, por sus enseñanzas, su confianza y sobre todo, su inmejorable amistad. A mis compañeros de trabajo, en especial a la Sra. Rossana Rodríguez, por su cariño y confianza. A mi Familia, por conocer la canción de mi corazón y cantarla en los momentos en los que creí haberla olvidado y a mis compañeros de la Maestría, por ser el faro en los momentos de tempestad, tanto profesional como personal.

## RESUMEN

Eventos extremos como El Niño y La Niña modifican la variabilidad hidrológica en muchos lugares del planeta, generando impactos significativos en el bienestar socio económico del país; empero, los procesos físicos y dinámicas atmosféricas vinculados a la generación y al desarrollo de precipitaciones extremas, están aun pobremente estudiados. En la presente investigación, se analiza la variabilidad temporal y espacial de la precipitación, a escala interanual y diaria, durante eventos El Niño y La Niña, de magnitud moderada y fuerte, identificados durante el período 1998-2015, en la cuenca alta del río Mantaro. Para ello, se utilizaron datos de precipitación in situ, así como de la Misión de Medición de Lluvias Tropicales (TRMM). Inicialmente, se analizó la confiabilidad de los datos de precipitación obtenidos de la fuente de información TRMM; los resultados sugieren que, durante el período húmedo, la información es confiable de acuerdo a los indicadores propuestos. Seguidamente, se procedió a la corrección de valores desusados mediante la generación de factores aditivos, obteniendo de esta manera patrones comunes de precipitación. Ulteriormente, se regionalizó la precipitación mediante la aplicación del Método del Vector Regional (MRV) obteniendo dos regiones climáticas diferenciadas: la región sur y norte; posteriormente se analizó la variabilidad de la precipitación, a escala diaria, mediante el cálculo de diez índices de precipitación. Seguidamente se obtuvo patrones diarios de precipitación mediante la aplicación de la técnica del Análisis de Componentes Principales, para los meses de mayor precipitación, en años identificados con eventos La Niña y El Niño. Finalmente, se analizó la capacidad de predictibilidad de la precipitación durante eventos La Niña mediante la utilización de un índice que utiliza valores de OLR medidos en el Pacífico Central (Niño 4) así como en el análisis de los procesos de circulación atmosférica que favorecen la ocurrencia de precipitaciones extremas en 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

Extreme events such as El Niño and La Niña modified hydrological variability in many places on the planet, generating significant impacts in the country socio-economic well-being; however, the generation and the development of extreme rainfall, atmospheric dynamics and physical processes are still poorly studied. This research analyzes the temporal and spatial variability of precipitation, annual and daily scale, during El Niño and La Niña events, of magnitude moderate to strong, identified during the period 1998-2015, in the upper basin of the Mantaro River. In addition, data precipitations on-site, as well as the Mission of Measuring tropical rainfall (TRMM) were used. Initially, discussed the reliability of rainfall data obtained from the TRMM information source; the results suggest that, during the wet season, the information is reliable according to proposed indicators. Then was the correction of values through the generation of additive factors, thus obtaining common patterns of precipitation. Subsequently, be regionalized precipitation through the application of the method of Regional Vector (MRV) obtaining two distinct climatic regions: the South and North; subsequently, we analyzed the variability of precipitation, a daily scale, through ten precipitation indices calculation. Daily precipitation patterns through the application of the principal component analysis technique, was then obtained for the months of greater precipitation, in years identified with La Niña and El Niño events. Finally, we analyzed the ability of predictability of precipitation during events the girl through the use of an index that uses OLR values measured in the Central Pacific (Niño 4) as well as in the analysis of the atmospheric circulation processes that favour the occurrence of extreme rainfall in the upper basin of the Mantaro.

**Key words:** Precipitation regionalization, precipitation indices, daily precipitation patterns, Mantaro high basin, La Niña event.

## ÍNDICE GENERAL.

### RESUMEN

I.	INTRODUCCIÓN. ....	1
II.	REVISIÓN DE LA LITERATURA. ....	3
2.2.	Relación entre los valores de Radiaci y la precipitación. ....	3
2.3.	El radar de precipitación - Tropical Rainfall Measuring Mission (PR TRMM).6	
2.3.1.	Los productos TRMM. ....	8
2.3.2.	Características de la órbita TRMM. ....	8
2.4.	Elementos de la circulación atmosférica.....	9
2.4.1.	Principales elementos de la circulación global.....	9
2.4.2.	Mecanismos oceánicos – atmosféricos.....	13
2.4.3.	La circulación atmosférica y su relación con la ocurrencia de lluvias. ....	16
A.	Flujo del Este. ....	17
B.	El Océano Pacífico y el Anticiclón del Pacífico Sur. ....	18
C.	La Zona de Convergencia Intertropical (ZICT).....	21
D.	El sistema Monzónico Suramericano. ....	22
E.	Fenómenos de El Niño y la Niña. ....	22
2.5.	Variabilidad de la precipitación en el Perú. ....	25
2.6.	Eventos extremos sobre las precipitaciones en el Perú.....	29
2.6.1.	El fenómeno de El Niño en el Perú. ....	29
2.6.3.	El fenómeno de La Niña en el Perú.....	31
2.7.	Análisis exploratorio y de consistencia de datos. ....	33
2.7.3.	Análisis de doble masa. ....	33

2.8.	Sistemas de información geográfica en la hidrología.....	34
2.9.	Análisis de componentes principales.....	36
2.10.	Predictibilidad del Fenómeno de La Niña.....	38
III.	MATERIALES Y MÉTODOS.....	44
3.1.	Materiales.....	44
3.1.1.	Descripción de la zona de estudio.....	44
3.1.2.	Información climática.....	46
3.1.3.	Equipos y programas:.....	50
3.2.	Métodos.....	50
3.2.1.	Análisis temporal y espacial de la variabilidad de la precipitación.....	51
3.2.2.	Comparación entre las fuentes de información.....	55
3.2.3.	Análisis de componentes principales.....	60
3.2.4.	Índices de precipitación.....	62
3.2.5.	Análisis de correlación entre los índices de precipitación y las anomalías de OLR y TSM.....	64
3.2.6.	Análisis de los periodos secos en la cuenca alta del río Mantaro.....	65
3.2.6.	Análisis de la circulación relacionada con la ocurrencia de lluvias.....	66
3.2.7.	Pronóstico de precipitaciones en la cuenca alta del Mantaro.....	66
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	70
4.1.	Análisis de la variabilidad de la precipitación.....	70
4.1.1.	Variabilidad interanual de la precipitación.....	70
4.1.2.	Comparación de los valores de precipitación del TRMM y SENAMHI.....	73
4.1.3.	Patrones comunes entre los datos in situ y TRMM.....	76
4.1.5.	Identificación de regiones homogéneas.....	115
4.2.5.	Variabilidad estacional de la precipitación.....	120
4.2.6.	Índices de precipitación.....	126
4.2.7.	Análisis de la presencia de periodos lluviosos y secos.....	139

4.2.8.	Variabilidad de periodos lluviosos y secos. ....	140
4.3.	Variabilidad diaria de la precipitación durante eventos La Niña.....	142
4.3.1.	Patrones espacio- temporales de la precipitación diaria.....	142
a.	Evento La Niña 1998-1999.....	143
b.	Evento La Niña 1999-2000.....	145
c.	Evento La Niña 2007/2008.....	147
d.	Evento La Niña 2010-2011.....	149
e.	Evento El Niño 1997-1998 .....	151
f.	Evento El Niño 2002-2003 .....	153
g.	Evento El Niño 2009-2010 .....	155
4.4.	Relación entre la precipitaciones y la Temperatura Superficial del Mar.....	157
4.4.1.	Análisis de caudales.....	166
4.5.	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.....	170
4.5.1.	Circulación atmosférica en la ocurrencia de días lluviosos y secos.....	170
4.5.	Análisis del pronóstico de precipitaciones sobre la base de OLR. ....	173
V.	CONCLUSIONES. ....	191
VI.	RECOMENDACIONES. ....	195
VII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS. ....	197
VIII.	ANEXOS.....	208

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Ubicación de estaciones meteorológicas en la cuenca alta del Río Mantaro...	45
Tabla 2.- Características de la información climática global. ....	47
Tabla 3.- Ubicación de estaciones hidrométricas en la cuenca alta del Río Mantaro. ...	47
Tabla 4.- Definición de índices de precipitación. ....	62
Tabla 5.- Resumen de la precipitación mensual y anual en la cuenca alta del Mantaro.	70
Tabla 6.- Resumen de las diferencias de precipitación entre TRMM y SENAMHI. ....	72
Tabla 7.- Variación de los errores y del coeficiente por cada estación a nivel mensual.	78
Tabla 8.- Resumen de diferencias de los datos transformados TRMM y SENAMHI. ....	105
Tabla 9.- Variación de los errores relativos y del coeficiente de correlación en cada una de las estaciones de la cuenca alta del Mantaro a nivel mensual obtenido mediante el modelo aditivo. ....	107
Tabla 10.- Correlaciones entre anomalías de precipitación en la cuenca alta del Mantaro y anomalías de TSM en las cuatro regiones de monitoreo El Niño. ....	157
Tabla 11.- Correlación de anomalías de precipitación observada con anomalías de OLR en el Pacífico Central a nivel mensual. ....	161
Tabla 12.- Correlación de anomalías de precipitación observada con anomalías de OLR en el Pacífico Central a nivel mensual durante evento La Niña. ....	162
Tabla 13.- Correlación de anomalías de precipitación observada con anomalías de OLR en el Pacífico Central (promedios trimestrales) ....	163
Tabla 14.- Correlación de anomalías de caudal observado con anomalías de OLR en el Pacífico Central a nivel mensual. ....	166
Tabla 15.- Correlación de anomalías de caudal observado con anomalías de OLR en	166
Tabla 16.- Lista de eventos El Niño y La Niña. ....	206
Tabla 17.- Índices de calidad por estación del Grupo 1. ....	212
Tabla 18.- Índices de calidad por estación del Grupo 2 ....	212
Tabla 19.- Varianza explicada por cada componente principal para La Niña 98/99....	229
Tabla 20.- Varianza explicada por cada componente principal para La Niña 99/00....	230
Tabla 21.- Varianza explicada por cada componente principal para La Niña 07/08....	231



Tabla 22.- Varianza explicada por cada componente principal para La Niña 10/11....	232
Tabla 23.- Relación de días lluviosos durante eventos La Niña.....	233
Tabla 24.- Relación de días lluviosos durante eventos El Niño .....	233

## ÍNDICE DE FIGURAS.

Figura 1: Geometría de escaneo actual del radar de precipitación a bordo del satélite TRMM. ....	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 de monitoreo El Niño .....	11
Figura 6.- Interacción océano-atmósfera sobre el Pacífico Tropical donde se ilustra las múltiples posiciones de la termoclina y las condiciones de convección atmosférica asociadas con eventos La Niña, ENSO neutral y El Niño.....	12
Figura 7: Esquema de la circulación de bajo nivel de la atmósfera en América del Sur durante el verano austral (panel izquierdo) y para el invierno (panel derecho).HP y BP son los centros de alta y baja presión, respectivamente ZCIT, la zona de convergencia intertropical y ZCAS, zona de convergencia del Atlántico Sur. ....	16
Figura 8A.- Climatología media basada en valores de OLR y viento a 200 hPa durante el verano austral (Dic-Febrero). Fig. B. Condiciones similares a la Fig A con vientos en 850hPa. ....	18
Figura 9.- Correlación de anomalías de precipitación y anomalías de TSM en las regiones Niño 1+2 y Niño 3.4 para febrero. ....	23
Figura 10.- Correlaciones significativas al 95% 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)....	24
Figura 11: Anomalías de TSM promedio (diciembre-febrero) y las anomalías de viento para los eventos La Niña 1995 y 1998. ....	28
Figura 12: Relación entre los dos componentes principales de las series de tiempo. El evento La Niña (puntos azules). Asimismo se muestran eventos El Niño extremos (los	

puntos rojos) y los eventos La Niña Moderada (puntos verdes). Los puntos negros indican otros años. ....	29
Figura 13: Anomalías de temperatura superficial del mar (°C) en la región Niño 3.4 (170°W-120°W, 5°S-5°N).....	35
Figura 14: Evolución temporal de (a) anomalía de TSM en Niño 3.4 y (b) gradiente zonal de TSM durante los tres eventos El Niño más fuertes registrados. ....	36
Figura 15: Anomalías de TSM y viento superficial en setiembre de 2016 y 1998. Datos del arreglo TAO/TRITON. ....	38
Figura 16: Promedio multi-modelo NMME de anomalías de precipitación pronosticado para el periodo diciembre 2016-febrero 2017. (b) Promedio diciembre-febrero de 12 eventos La Niña observados desde 1979. ....	40
Figura 17: Ubicación de las estaciones meteorológicas dentro de la cuenca del Mantaro. ....	42
Figura 18.- Variación de la precipitación media mensual en las estaciones SENAMHI y ELECTROPERU. ....	68
Figura 19.- Variación estacional de las diferencias entre los valores de precipitación obtenidos con TRMM y SENAMHI. ....	70
Figura 20 a.) Variación de la raíz del error cuadrático medio (RMSE), el error medio (RBE) y el error medio absoluto (AE) en mm. b) Variación de la raíz del error cuadrático medio relativo (%RMSE), el error medio relativo (%RBE) y el error medio absoluto relativo (%AE) para cada estación de la cuenca alta del Mantaro durante el mes de Enero. ....	74
Figura 21 a.) Variación de la raíz del error cuadrático medio (RMSE), el error medio (RBE) y el error medio absoluto (AE) en mm. b) Variación de la raíz del error cuadrático medio relativo (%RMSE), el error medio relativo (%RBE) y el error medio absoluto relativo (%AE) para cada estación de la cuenca alta del Mantaro durante el mes de Julio. ....	75
Figura 22.- Regresión lineal para la estación Huancalpi durante el mes de enero, entre los datos de TRMM y SENAMHI con un coeficiente de correlación lineal de 0.8 considerado como adecuado. ....	76
Figura 23.- Variación del promedio de las diferencias transformadas de los datos de SENAMHI y TRMM. ....	103
Figura 24.- Patrón mensual de los datos transformados SENAMHI y TRMM según el modelo aditivo. ....	103

Figura 25.- Comportamiento de las precipitaciones SENAMHI, TRMM y TRMM corregido por el modelo aditivo para la estación Cerro de Pasco. ....	105
Figura 26.- Regionalización y agrupación de estaciones según el vector en Grupo 1 (color azul) y Grupo 2 (color rojo) .....	112
Figura 27.- Régimen estacional de la precipitación- Grupo 1.....	113
Figura 28.- Régimen estacional de la precipitación- Grupo 2.....	113
Figura 29.- Series de Precipitación total anual- Grupo 1. ....	114
Figura 30.- Series de Precipitación total anual- Grupo 2. ....	114
Figura 31.- Índices anuales del vector del Grupo 1.....	115
Figura 32.- Suma de los índices anuales del Grupo 1. ....	116
Figura 33.- Índices anuales del vector del Grupo 2.....	116
Figura 34.- Suma de los índices anuales del Grupo 2. ....	117
Figura 35.-Variación de la precipitación media mensual en las estaciones que conforman el Grupo 1.....	117
Figura 36.- Variación de la precipitación media mensual en las estaciones que conforman el Grupo 2.....	118
Figura 37: Variación temporal del Primer Componente Principal (PC1), obtenido para los valores estandarizados de precipitación de todas las estaciones analizadas.....	121
Figura 38.- Variación temporal de las anomalías de precipitación anual en la cuenca del Mantaro donde se señalan los años identificados con la ocurrencia de eventos El Niño (flechas rojas) y La Niña (flechas azules). ....	122
Figura 39.- 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. ....	123
Figura 40.- 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. ....	124
Figura 41.- Índice de Precipitación promedio anual (SDII) para el grupo 1. ....	125
Figura 42.- Índice de Precipitación promedio anual (SDII) para el grupo 2. ....	125
Figura 43.- Índice anual de los Días húmedos consecutivos (CWD) para e Grupo 1. .	126
Figura 44.- Índice anual de los Días húmedos consecutivos (CWD) para el Grupo 2.	127
Figura 45.- Índice anual de los días secos consecutivos (CDD) para el Grupo 1. ....	127
Figura 46.- Índice anual de los días secos consecutivos (CDD) para el Grupo 2. ....	128

Figura 47.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 10mm (R10) para las estaciones del Grupo 1.....	129
Figura 48.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 10mm (R10) para las estaciones del Grupo 2.....	129
Figura 49.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 20mm (R20) para el grupo 1.....	130
Figura 50.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 20mm (R20) para el grupo 2.....	131
Figura 51.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 95 para las estaciones del Grupo 1. ....	131
Figura 52.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 95 para las estaciones del Grupo 2. ....	132
Figura 53.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 99 para las estaciones del Grupo 1. ....	133
Figura 54.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 99 para las estaciones del Grupo 2. ....	133
Figura 55.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima (RX1day) para las estaciones del Grupo 1 .....	134
Figura 56.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima (RX1day) para las estaciones del Grupo 2.....	135
Figura 57.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima de 5 días consecutivas (RX5day) para las estaciones del Grupo 1. ....	135
Figura 58.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima de 5 días consecutivas (RX5day) para las estaciones del Grupo 2. ....	136
Figura 59.- Climatología mensual de precipitación en la cuenca alta del Mantaro (mm/mes, promedio de 22 estaciones) para el periodo 1965-2015.....	137
Figura 60.- Porcentaje de estaciones con $SPI \geq 1$ durante, al menos, tres meses en la temporada lluviosa (septiembre-abril) en la cuenca alta del Mantaro.....	138
Figura 61.- Porcentaje de estaciones con $SPI \leq -1$ durante, al menos, tres meses en la temporada lluviosa (septiembre-abril) en la cuenca alta del Mantaro.....	138
Figura 62.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 1998/99. ....	140
Figura 63.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 1998/99.....	141

Figura 64.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 1999/00 .....	142
Figura 65.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 1999/00.....	143
Figura 66.-Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 2007/08. ....	144
Figura 67.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 2007/08.....	145
Figura 68.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 21010/11. ....	146
Figura 69.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 2010/11.....	147
Figura 70.-Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento El Niño 1997/98.....	148
Figura 71.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento El Niño 1997/98.....	149
Figura 72.-Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 2002/03. ....	150
Figura 73.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento El Niño 2002/03 .....	151
Figura 74.-Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 2009/10. ....	152
Figura 75.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento El Niño 2009/10 .....	153
Figura 76: Correlación entre las lluvias y la TSM en la región del Pacífico Oriental (Niño 1+2), Central (Niño 3, Niño 3.4) y Occidental (Niño 4) para el mes de febrero. ....	157
Figura 77: Correlación entre las lluvias y la TSM en la región del Pacífico Oriental (Niño 1+2), Central (Niño 3, Niño 3.4) y Occidental (Niño 4) para el mes de noviembre. ....	158
Figura 78: Variación temporal de los valores estandarizados de precipitación en la cuenca alta del Mantaro y valores de OLR en el Pacífico central (Niño 4) para el periodo 1965-2015.....	159

Figura 79: Valores estandarizados para el promedio anual diciembre-abril (1965-2005)	163
Figura 80: Variabilidad interanual del Primer Componente Principal (PC1)	164
Figura 81: Correlación entre los valores estandarizados de caudal observado y de OLR en el Pacífico Central a nivel trimestral	164
Figura 82: Vientos zonales mensuales a 200 hPa y OLR sobre la cuenca alta del Mantaro. (17.58° S, 70.8° W) por cada mes de mayor precipitación	167
Figura 83- Valores promedio de Radiación de Onda Larga Emergente (OLR), viento (200hPa) y altura geopotencial para el periodo diciembre-abril para el periodo 1965-2015.	169
Figura 84.- Anomalías de OLR promedio durante los días lluviosos (derecha) y durante los días secos (izquierda) para el periodo 1974-2015.	170
Figura 85: Composites de anomalías de OLR durante eventos El Niño.	173
Figura 86: Composites de anomalías de OLR durante eventos La Niña.	175
Figura 87: Variación temporal y longitudinal de anomalías de la radiación de onda larga (OLR) promedio para la región comprendida entre 5N-5S. El intervalo entre contornos es 10 Wm <sup>-2</sup> para el periodo Jul (2005) a Abril (2015). Los contornos discontinuos indican anomalías OLR negativas. Las anomalías son salidas desde 1981-2010 base período mensual medio.	177
Figura 88: Variación temporal y longitudinal de anomalías de la radiación de onda larga (OLR) promedio para la región comprendida entre 5N-5S. El intervalo entre contornos es 10 Wm <sup>-2</sup> para el periodo Jul (2005) a Abril (2015) Los contornos discontinuos indican anomalías OLR negativas. Las anomalías son obtenidas para un período base mensual desde 1981-2010 (continuación).	178
Figura 89: Valores diarios promediados de OLR para la región del Pacífico Central (160°W- 150°E; 5°S-5°N) desde el mes de marzo del año anterior (año -1) hasta el mes de enero (año 0) del evento La Niña 1998/99.	180
Figura 90: Valores diarios promediados de OLR para la región del Pacífico Central (160°W- 150°E; 5°S-5°N) desde el mes de marzo del año anterior (año -1) hasta el mes de enero (año 0) del evento La Niña 1999/00.	181
Figura 91: Valores diaria promediados de OLR para la región del Pacífico Central (160°W- 150°E; 5°S-5°N) desde el mes de marzo del año anterior (año -1) hasta el mes de enero (año 0) del evento La Niña 2007/08.	182

Figura 92: Valores diaria promediados de OLR para la región del Pacífico Central (160°W- 150°E; 5°S-5°N) desde el mes de marzo del año anterior (año -1) hasta el mes de enero (año 0) del evento La Niña 20010/11. ....	183
Figura 93: Variación temporal del Índice OLR La Niña (OLNI).....	184
Figura 94.- Comparación entre la variación temporal de anomalías de TSM en la Región Niño 4 y la variación temporal del Índice OLR La Niña (OLNI) .....	185
Figura 95: Índice OLR- La Niña (OLNI) vs el índice RX5day normalizado para el periodo 1998-2015.....	186
Figura 96: Índice OLR- La Niña (OLNI) vs el índice PRCPT normalizado para el periodo 1998-2015.....	187
Figura 97.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 1.....	207
Figura 98.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 2.....	209
Figura 99.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 1.....	219
Figura 100.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 2.....	221
Figura 101.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 2.....	222
Figura 102: Variabilidad temporal de los caudales observados (líneas azules) y los obtenidos a partir de la correlación con OLR (línea roja) para la estación Conchas Túnel .....	223
Figura 103: Variabilidad temporal de los caudales observados (líneas azules) y los obtenidos a partir de la correlación con OLR (línea roja) para la estación PACHACAYO .....	224
Figura 104: Variabilidad temporal de los caudales observados (líneas azules) y los obtenidos a partir de la correlación con OLR (línea roja) para la estación PIÑASCOCHA.....	225
Figura 105: Variabilidad temporal de los caudales observados (líneas azules) y los obtenidos a partir de la correlación con OLR (línea roja) para la estación PUENTE STUART.....	226
Figura 106: Variabilidad temporal de los caudales observados (líneas azules) y los obtenidos a partir de la correlación con OLR (línea roja) para la estación UPAMAYO .....	227



## ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1.-Lista de eventos El Niño y La Niña sobre la base del Índice Oceánico El Niño (ONI). .....	206
Anexo 2.- Registro de información pluviométrica. ....	207
Anexo 3.- Análisis de la variabilidad interanual de la precipitación (1965-2015).....	208
Anexo 4.- Índices de calidad por estación acorde al Vector Regional .....	212
Anexo 5.- Variación temporal de la precipitación obtenida por SENAMHI, TRMM y TRMM corregido con el modelo aditivo. ....	213
Anexo 6.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal durante los periodos de mayor precipitación para cada evento La Niña.....	229

## **I. INTRODUCCIÓN.**

Uno de los grandes desafíos para la comunidad científica actual, es poder proporcionar información útil y oportuna a los tomadores de decisiones y así poder reducir la vulnerabilidad ante el cambio climático. Si bien los pronósticos probabilísticos de cantidades medias estacionales han mostrado gran utilidad, éstos no responden las grandes interrogantes relacionadas con características específicas de la precipitación, los cuales son usados para pronósticos detallados (e.g., para determinar el inicio y término de una temporada de lluvias en algunos lugares específicos o para el análisis de riesgo de fenómenos meteorológicos de alto impacto). Por otro lado, nuestro conocimiento actual del sistema climático sugiere que aún no es posible satisfacer pronósticos, con un adecuado grado de confiabilidad a muy corto plazo. Asimismo, en los últimos años se ha realizado importantes esfuerzos orientados a entender y caracterizar la variabilidad de la precipitación. Por ejemplo, Silva et al. (2008), documentaron una tendencia negativa de dos por ciento por década para las precipitaciones y cuatro por ciento por década para periodos de lluvia desde la segunda mitad de 1980 en la cuenca del río Mantaro. Estudios recientes de Segura et al. (2016), sugieren la presencia de una variabilidad de baja frecuencia en la hidroclimatología de los Andes centrales, posiblemente relacionanda a la variabilidad decadal e interdecadal del Pacífico Central- Occidental y de los vientos zonales a 200 hPa. Por otro lado, Sulca et al. (2015) han estudiado los procesos de teleconexión entre los Andes centrales y el noreste del Brasil durante eventos de precipitaciones extremas. Si bien estos estudios, muestran un importante avance en el estado del conocimiento relacionado a la ocurrencia de precipitaciones sobre los Andes Centrales, pocos estudios han analizado la posible correlación entre la variabilidad de precipitaciones y los valores de Radiación de Onda Larga Emergente, así como la capacidad de predicción de precipitaciones sobre la base de dicha correlación (Chiodi y Harrison, 2016).

Por otro lado, si bien la Radiación de Onda Larga Emergente (OLR, por sus siglas en inglés), la Temperatura Superficial del Mar (TSM), Presión a Nivel del Mar (SLP, por sus siglas en inglés) son medidas del estado del sistema acoplado ENSO, los valores del OLR muestran una mayor conexión con anomalías en la atmósfera; generando, en algunos casos, condiciones adecuadas para la ocurrencia de precipitaciones extremas en muchas partes del mundo (Chiodi y Harrison, 2015). Actualmente, valores de Radiación de Onda Larga Emergente (OLR) se han venido utilizando ampliamente en diversos estudios meteorológicos como un componente del balance de radiación en la atmósfera; así como, para colegir cambios en la cantidad y en la altura de las nubes (Waliser y Graham, 1993; Krishnan et al., 2000; Matsumoto y Murakami, 2000; Chiodi y Harrison, 2010). Dichos estudios han demostrado que, en los trópicos, los valores de temperatura superficial del mar varían de manera ligera a lo largo de un ciclo anual; por tanto, la presencia de fuertes anomalías en los valores de OLR son un indicador de la presencia de nubes y de la profundidad de las mismas. Dicha conexión física directa, ha hecho posible la utilización de los valores de OLR para la estimación de la precipitación desde la década de 1980 (Xie y Arkin, 1998). Por otro lado, si bien existen modelos atmosféricos para la estimación de la variación de calor en la atmósfera, no está claro el grado de corrección de dichos valores, sobre todo en años identificados con la presencia de eventos extremos. Por otra parte, no se cuenta con mediciones directas disponibles de las anomalías del calor en la atmósfera. Es por ello que, un análisis del comportamiento de OLR en el Pacífico Central puede brindar un mejor entendimiento de cómo se relaciona el calentamiento atmosférico en esta región con la variabilidad estacional de la precipitación observada en la cuenca alta del Mantaro.

En esta investigación, el objetivo principal es proponer una primera aproximación a una metodología, la cual, mediante la identificación de ciertas condiciones asociadas a la Radiación de Onda Larga Emergente medidas en la zona central del Océano Pacífico y del análisis de los procesos físicos y las dinámicas atmosféricas vinculadas con la generación de precipitaciones, pueda caracterizar los años con presencia de eventos extremos, como el evento La Niña, sobre la cuenca alta del Mantaro y, de esta manera, mejorar nuestra capacidad de pronóstico estacional en la cuenca alta del río Mantaro. Para ello, técnicas estadísticas como el Análisis de Correlación Lineal, el Análisis de Componentes Principales, etc. serán utilizadas para el estudio de la variabilidad y predictibilidad de la precipitación. Por otro lado, para obtener una mejor comprensión

de la correlación entre éstas variables, se realizará un análisis espacio temporal de las precipitaciones y de la Radiación de Onda Larga Emergente, así como un análisis de la circulación atmosférica relacionada con la generación de precipitaciones para los periodos lluviosos y secos.

Finalmente, la importancia de la presente investigación está sustentada en que 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). Por ello, 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).

## **II. REVISIÓN DE LA LITERATURA.**

### **2.2.Relación entre los valores de Radiaci y la precipitación.**

La radiación de Onda Larga Emergente (OLR, por sus siglas en inglés), es un componente del balance de radiación en la Tierra y representa el total de radiación emitida al espacio por el sistema Tierra- Atmósfera. Por otro lado, valores de OLR se encuentran disponibles desde el año 1974 basadas sobre 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).

En términos generales, los valores de la Radiación de Onda Larga Emergente (OLR), en los niveles superiores de la atmósfera, se encuentran fuertemente modulados por dos factores: la temperatura de la superficie terrestre y las nubes (Xie y Arkin, 1998), los cuales, a su vez, están relacionados con la precipitación. Por ejemplo, una precipitación convectiva se caracteriza por una amplia cobertura de nubes profundas, con temperaturas frías en el tope, y, por otro lado, una ocurrencia frecuente durante los periodos lluviosos (Chiodi y Harrison, 2010). En latitudes medias y altas, altos valores de la temperatura de la superficie están asociados con valores de OLR elevados; asimismo, se presenta mayor humedad y, en algunos casos, precipitaciones de mayor intensidad (Xie y Arkin, 1998); empero, esta relación podría ser afectada por el hecho de que para un cierto valor de temperatura de superficie, aumenta la cobertura de nubes, haciendo que los valores de OLR registrados sean negativos. Por otro lado, el estudio de la dinámica de acoplamiento entre los procesos ocurridos en el océano y en la atmósfera, sugieren que durante eventos La Niña, la parte occidental del Pacífico tropical, experimenta una disminución de la actividad convectiva (aumento de OLR) (Chiodi y Harrison, 2016).

Asimismo, valores de OLR en las zonas tropicales se ven fuertemente influenciados por la presencia o ausencia de actividad convectiva profunda en la atmósfera. Verbigracia, Chiodi y Harrison (2010) encontraron bajos valores de anomalías de OLR, indicativos de la presencia y de la intensidad de la actividad convectiva profunda en el Pacífico Central, durante años identificados con eventos El Niño, siendo este comportamiento de OLR exclusivo de estos periodos. Por otro lado, mientras los indicadores basados en la TSM muestran una distribución continua para todos los años, altos valores negativos de OLR identificados en estos años, están bien separados de la variabilidad producida en esta región para otros periodos (Chiodi y Harrison, 2015).

Valores de precipitación, Radiación de Onda Larga Emergente (OLR), medidos por los sensores y transmitidos por satélite, y los resultados del balance de humedad, han sido utilizados como indicadores de procesos de convección, especialmente en investigaciones sobre la capacidad de predictibilidad de precipitaciones en las zonas tropicales. Por otro lado, una adecuada cobertura espacial y un amplio registro histórico son algunas de las características que han contribuido a que la utilización de valores de OLR en estudios de fenómenos atmosféricos, en una gran variedad de escalas tanto temporal como espacial, se haga más generalizada. Lim et al. (2011) estudiaron la correlación entre la radiación de onda larga emergente (OLR) y las precipitaciones sobre la región del sureste de Asia, examinadas mediante el uso de datos de OLR diarias 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  $92,5^{\circ}\text{E}$  -  $122,5^{\circ}\text{E}$  y las latitudes  $20^{\circ}\text{N}$  -  $20^{\circ}\text{S}$ . En dicho estudio, se utilizó la técnica de interpolación bilineal para generar nuevos datos de cuadrícula de precipitaciones con una resolución de  $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$  para superponerlos con los datos de OLR. Los resultados mostraron una alta correlación negativa entre OLR y las precipitaciones en las regiones de latitudes más bajas a comparación de las regiones de mayor latitud y relacionadas a las características temporales y espaciales de la actividad convectiva profunda a gran escala (Lim et al., 2011; Matsumoto y Murakami, 2000). Otras aplicaciones de los datos de OLR, incluyen el desarrollo de un índice para las fechas de inicio de la temporada de lluvias sobre la región amazónica central (Garcia y Kayano, 2009). Asimismo, Zelinka y Hartmann (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 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. Además, datos a nivel mensual de OLR han sido utilizados con éxito en el desarrollo de un índice de precipitación (Xie y Arkin, 1998).

Estudios recientes de Chiodi y Harrison (2015), sugieren que los procesos físicos que permiten que un evento extremo como El Niño pueda modificar las condiciones estacionales, están ligadas a anomalías de calor en la atmósfera la cual se extiende a lo largo del Pacífico Tropical, es decir, las anomalías de calor registradas en la atmósfera son provocadas por cambios en la ubicación y en los patrones de los procesos de convección profunda los cuales, a su vez, están asociadas, pero no determinados, por las anomalías de TSM. Finalmente, sobre la base de estas consideraciones, Chiodi y Harrison (2010) recientemente han propuesto un índice para identificar eventos El Niño, sobre la base del comportamiento de OLR en el Pacífico Central y Oriental.

### **2.3. El radar de precipitación - Tropical Rainfall Measuring Mission (PR TRMM).**

En 1997 se obtuvieron los primeros registros de mediciones continuas de precipitación para todas las regiones tropicales del planeta, gracias a las observaciones registradas por el radar de precipitación que fue instalado a bordo del satélite de la Misión de Mediciones de Precipitaciones Tropicales (TRMM, por sus siglas en inglés). Desde entonces, ha tenido una gran aplicación en diversos estudios hidrológicos y meteorológicos, entre otras cosas, debido a que genera una mejor descripción de la estructura vertical de la precipitación gracias a su gran ángulo de observación. Adicionalmente, no muestra grandes inconvenientes con el alcance, como variaciones de sensibilidad o alteración en la calibración del radar (Rau, 2009).

El primer instrumento para obtener mapas tridimensionales de tormentas fue el radar de precipitación (PR), el cuál emitía pulsos de radar a través de la Tierra, las cuales eran reflejadas por las partículas de precipitación y capturadas por el radar; asimismo, 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), el cual detectaba la radiación emitida desde gotas de agua, partículas de hielo entre otras, el escáner en Visible Infrarrojo (VIRS) que mide la radiación emitida por las nubes, el vapor de agua, etc. y el sensor de

imagen luminosa han estado en funcionamiento; empero, el TRMM fue el primero en hacer mediciones de lluvia (Chávez, 2013; Rau, 2009). El PR es un radar meteorológico espacial activo de 13.85 GHz que capta la energía reflejada en la atmósfera de las gotas de lluvia y cristales de hielo, a diferentes distancias, permitiendo obtener información de la tasa y estructura de la precipitación con una resolución espacial de cinco kilómetros y una franja de barrido de 220 kilómetros. El radar tiene una longitud de onda de 2.17cm por lo que está sujeta a una atenuación por la lluvia, pudiendo ésta ser corregida mediante el uso de algoritmos (Chávez, 2013).

Asimismo, productos de TRMM han estado disponibles desde 1998. Para este estudio se hizo uso del producto TRMM 3B42 versión7, el cual proporciona datos de precipitación en diversos intervalos de tiempo (hasta de 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  $0.25^\circ$  (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., 2016). Asimismo, Scheel et al. (2011), realizaron una evaluación del desempeño del análisis de la precipitación de TRMM multi satélite en la región de los Andes Centrales y su dependencia en cuanto a la resolución temporal y espacial, con la finalidad de estimar tasas de precipitación diaria en una escala de  $0.25$  grados x  $0.25$  grados. Dichas estimaciones se compararon con mediciones de campo en Perú y Bolivia llegando a encontrar grandes sesgos y subestimaciones en los datos obtenidos. En dicho estudio, se analizaron las correlaciones a diferentes escalas temporales como 1, 7, 15 y 30 días obteniendo como resultado un fuerte aumento de la correlación casi lineal con la agregación temporal.

Por otro lado, una de las principales limitaciones de los valores obtenidos por TRMM es su baja eficiencia en zonas cubiertas de nevado, debido a la presencia de hielo sobre el suelo, el cual tiene un comportamiento similar a la lluvia en la atmosfera en términos de dispersión de energía en forma de ondas microondas (Mourre et al., 2016).



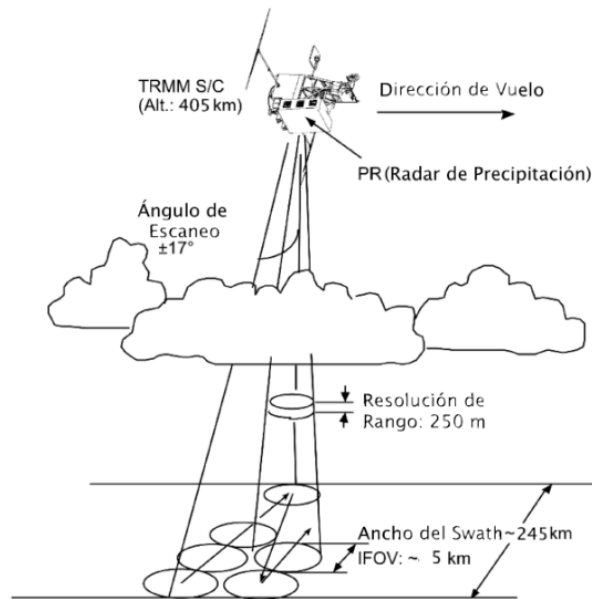
### **2.3.1. Los productos TRMM.**

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°. Con un trabajo integrado del radar de precipitación y del radiómetro de microondas TMI, se puede obtener datos muy exactos de precipitación extraídos del radar pero que son muy limitados en su resolución espacial. Este producto combinado se denomina 3B42, el cual es capaz de proveer valores de precipitación cada 3 horas a una resolución de 0.25° (Chávez, 2013).

Los productos 3B43 de TRMM muestran mejor estimación de la tasa de precipitación (mm/hr), resumidos en grillas de 0.25 x 0.25 grados (latitud/longitud) de resolución y bajo el formato raster.

### **2.3.2. Características de la órbita TRMM.**

El área geográfica que es cubierta por el satélite TRMM comprende 38° S-38° N y 180° W-180° E. El satélite orbita alrededor del planeta unas 16 veces al día, con una duración de 93min por cada una. Por otro lado, en el año 2001, la altitud a la que se encontraba el satélite fue cambiada de 350 a 402.5 km 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).



**Figura 1: Geometría de escaneo actual del radar de precipitación a bordo del satélite TRMM.**

FUENTE: Chávez (2013).

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).

Para la presente investigación se emplearon datos TRMM 3B42 los cuales se encuentran disponibles, bajo descarga libre, en la base de datos de la NASA a través de su página web: [http://trmm.gsfc.nasa.gov/data\\_dir/data.html](http://trmm.gsfc.nasa.gov/data_dir/data.html)

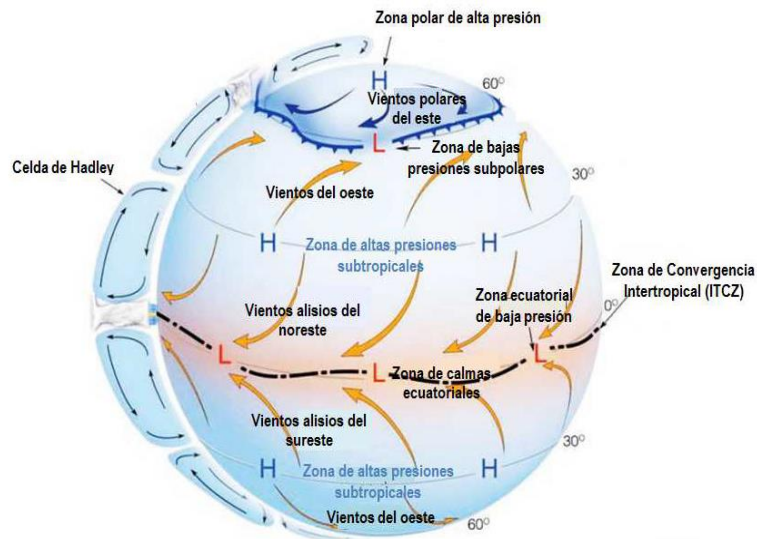
## **2.4. Elementos de la circulación atmosférica.**

### **2.4.1. Principales elementos de la circulación global.**

La circulación atmosférica es definida como el sistema de vientos y presiones que se producen en el planeta, a consecuencia del flujo de energía proveniente del Sol, el movimiento de rotación de la Tierra y al efecto de continentalidad.

La franja tropical ubicada entre las latitudes 23.27°S y 23.27°N, es donde se presenta mayor absorción de calor a lo largo de la parte oceánica del planeta por su posición casi oblicua a los rayos solares (Espinoza, 2009; León 2014); donde la temperatura superficial del mar (TSM) es la responsable de originar la actividad convectiva profunda en la atmósfera y, consecuentemente, podría generar precipitación (Godfrey et al., 2001).

Por otro lado, grandes cambios en la temperatura, producto de cambios estacionales, son moderados por la capacidad térmica de los océanos, la cual provee un almacenamiento estacional de energía térmica (Rau, 2009). 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 mediante la circulación de Hadley, la cual representa la principal fuente de transporte de energía desde las bajas latitudes hacia las latitudes medias (Espinoza, 2009). Asimismo, se genera un descenso de aire sobre el Ecuador, en forma de convección húmeda, así como un movimiento divergente de las masas de aire con dirección polar en los niveles altos de la Tropósfera y procesos de subsidencia en los subtrópicos (Espinoza, 2009).



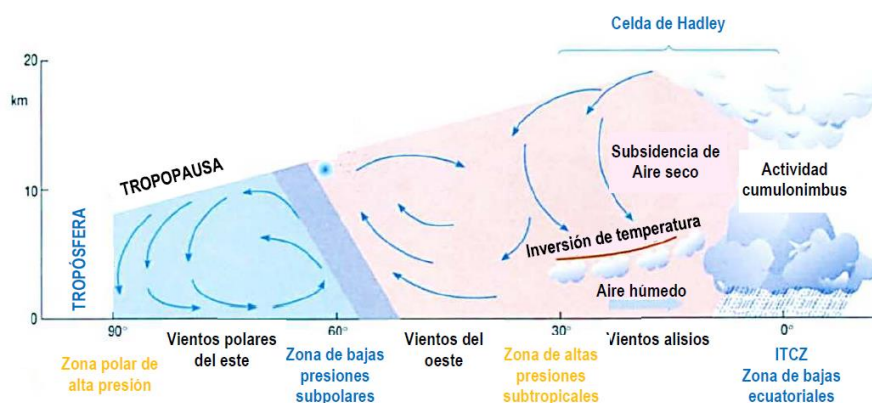
**Figura 2: Esquema idealizado de la distribución de los vientos y la presión en la superficie de la Tierra.**

FUENTE: Ahrens (2014).

Los primeros estudios referentes al esquema general de la circulación determinaron los mecanismos físicos que rigen el transporte de calor desde el Ecuador hacia los polos, la cual consistía en una única célula de circulación, la cual asciende desde los trópicos hacia los polos y desciende desde los polos hacia el Ecuador en la superficie. Este modelo de circulación fue propuesto por George Hadley en 1735.

La figura 2, brinda una aproximación de cómo sería el sistema global de vientos si nuestro planeta estuviera cubierto completamente por agua; empero, debido al movimiento de rotación de la Tierra, la inclinación de su eje y las masas continentales, el patrón de circulación es mucho más complicado. La circulación global, en términos generales, consiste en un modelo de tres células, en lugar de un modelo único de célula, para ambos hemisferios. Estas células son: la célula tropical (conocida con el nombre de célula de Hadley), la célula de latitud media y una célula polar (Rau, 2009).

Los vientos alisios son otro 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 como se aprecia en la Figura 3 (León, 2014).

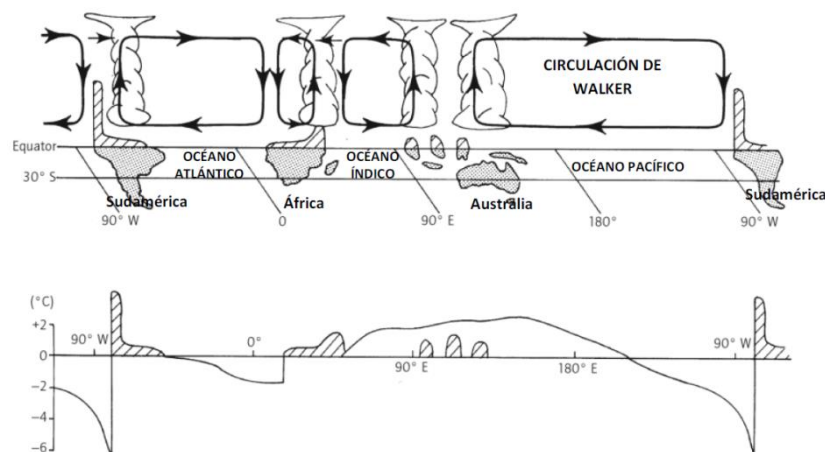


**Figura 3.-Representación de la celda de Hadley (corte transversal de la Tierra)**

FUENTE: Open University (2001)

Por otro lado, la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés), es la región que libera la mayor cantidad de energía a través de procesos de convección y donde se produce la convergencia de los vientos alisios (Espinoza, 2009), 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).

En la Figura 4, se muestra el Pacífico Occidental más cálido que el Pacífico Oriental, debido al rol de los vientos alisios; ello origina la subsidencia y ascendencia de las masas de aire ocurren precisamente en estas ubicaciones. Otro tipo de circulación muy importante, en dirección longitudinal (Este-Oeste), es la 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).



**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).

Por otro lado, la dinámica de los procesos atmosféricos en los Andes peruanos ha sido poco estudiada. Sulca et al. (2015) analizaron los procesos de teleconexión a gran escala entre los Andes Centrales y el Noreste de Brasil, durante eventos de lluvia extrema en el verano húmedo austral (diciembre-marzo), mediante un reanálisis, grillas, y datos de

precipitación in situ. El estudio reveló que, en niveles altos y medios de la Tropósfera, anomalías de vientos del Oeste suprimen el flujo de humedad desde la Amazonia durante los eventos secos, en contraste con lo que se produce durante eventos húmedos; empero, si bien anomalías de vientos del Este parecen ser un requisito para originar precipitación, no son suficientes para producirlos; por otro lado, los periodos de sequía parecen estar vinculados a un debilitamiento de la actividad convectiva sobre el Pacífico tropical occidental, lo que es consistente con estudios realizados acerca de la influencia de El Niño. Por lo mencionado anteriormente, se puede colegir que la circulación atmosférica es factor fundamental en la formación de las precipitaciones y en la asignación de determinadas características climáticas.

#### **2.4.2. Mecanismos oceánicos – atmosféricos.**

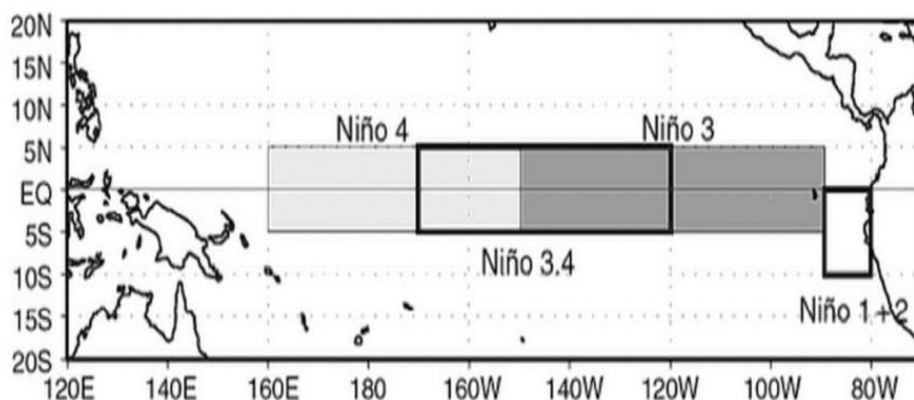
El clima en la Tierra surge como respuesta a las múltiples interacciones entre la atmósfera, los océanos, la superficie terrestre, y su biomasa, con fuentes de energía provenientes del exterior del planeta. Maidment (1993) menciona que el clima lejos, de ser una característica estática de un determinado lugar, la cual puede ser descrita por medio de un simple promedio de las variables meteorológicas que la componen, es un proceso de evolución continua sobre la base de distintas escalas, tanto temporales como espaciales, que son el resultado de múltiples interacciones dinámicas internas en el sistema.

El sistema de circulación Océano-Atmósfera está sujeto a múltiples intercambios de energía y *momentum*. Debido a su gran capacidad calorífica, el océano actúa como el principal almacén de calor; asimismo, responde a cambios en el flujo de calor superficial y a la evaporación, lo cual podría generar cambios en la densidad de la superficie del agua y en el grado de salinidad que presenta. Por otro lado, El Niño- Oscilación del Sur constituye uno de los fenómenos acoplados atmósfera-océano más intensos, produciendo cambios importantes en la circulación atmosférica y oceánica del Pacífico tropical y de otras regiones alrededor del planeta (Chiodi y Harrison, 2013).

Asimismo, definiciones de las fases cálidas (eventos El Niño) y frías (eventos La Niña) de El Niño- Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) basados en las condiciones de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico Tropical han venido siendo

utilizadas para el estudio de sus vínculos con anomalías climáticas en muchas partes del mundo [Ropelewski y Halpert (1986, 1987 y 1989); Halpert y Ropelewski ,1992], los cuales brindaron una sólida base para el desarrollo de modelos estadísticos de predicción climática estacional (Kiladis y Diaz, 1989). Empero, incluso en las regiones fuertemente afectadas por éstos eventos, existen considerables diferencias en los patrones espacial y de intensidad entre las anomalías climáticas estacionalesde entre cada uno de los años identificados con la presencia de ENOS (Chiodi & Harrison, 2013). Verbigracia, durante el Niño 82-83 se reportaron condiciones extremadamente secas en los Andes centrales (Garreaud y Aceituno, 2001); empero, durante El Niño 97-98, el cual fue uno de los más cálidos, no se reportaron condiciones extremas en los Andes Centrales para todas las estaciones; asimismo, los años 1966, 1980, 1990 y 2005 no fueron identificados como eventos El Niño, pero se apreciaron condiciones extremas en la zona andina del Perú (Segura et al., 2016).

Por otro lado, el estudio de las condiciones océano-atmosféricas sobre el Pacífico Central es fundamental para una debida comprensión de fenómenos extremos como los fenómenos de El Niño y La Niña. Debido a ello, el Centro de Predicción Climática (CPC) de la NOAA, determinó cuatro regiones en el Pacífico Tropical para un adecuado monitoreo de este 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).

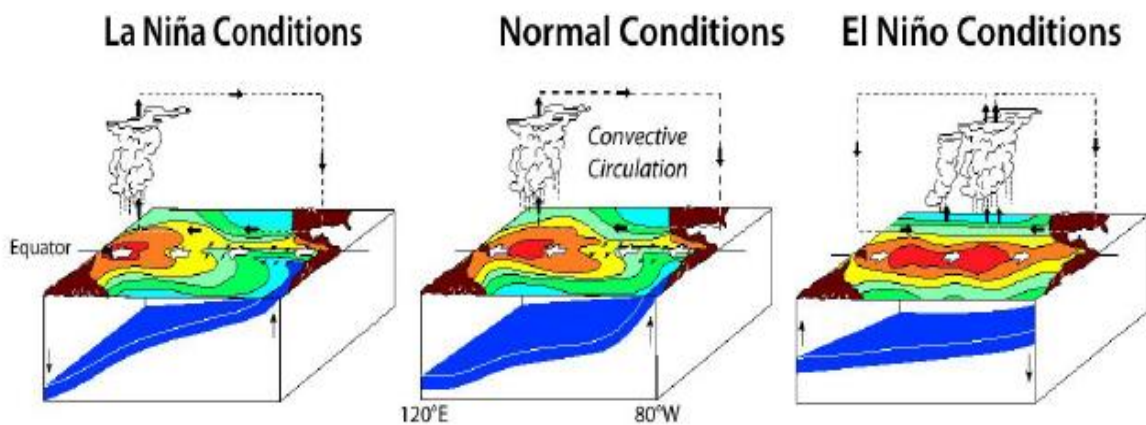


**Figura 5.- Mapa del Pacífico Tropical y las regiones de monitoreo El Niño**

FUENTE: Sarachik y Cane, 2010.

Al unir las regiones Niño 3 y Niño 4 se obtuvo la región Niño 3.4 (120°W-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 relacionados a variabilidad de la precipitación en la zona andina del Perú.

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 oriental por la Tropósfera, para descender sobre el Pacífico Oriental; completando de esta manera la circulación de Walker. Dicho proceso, se ve alterado al presentarse condiciones anómalas como las generadas durante los eventos El Niño y La Niña.



**Figura 6.- Interacción océano-atmósfera sobre el Pacífico Tropical donde se ilustra las múltiples posiciones de la termoclina y las condiciones de convección atmosférica asociadas con eventos La Niña, ENSO neutral y 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) debido a que, a diferencia de la atmósfera, la cual recibe la energía térmica desde abajo, los océanos reciben dicha fuente de energía desde la superficie superior (Rau, 2009).



Bajo condiciones normales (panel central, Figura 6) 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, 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 durante los fenómenos de El Niño y La Niña están influenciadas por el ciclo estacional de la ITCZ, verbigracia, cuando su posición es la más austral, el evento provoca precipitación intensa.

Bajo condiciones anómalas en la circulación atmosférica, como las presentes durante la ocurrencia del fenómeno de “El Niño” (panel derecho de la Figura 6), hay una modificación importante en la Circulación de Walker, la presión sobre el nivel del mar que caracteriza al Pacífico Oriental disminuye; así mismo, 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 del mar en el Oeste e incrementándose en el Este. (León, 2014).

#### **2.4.3. La circulación atmosférica y su relación con la ocurrencia de lluvias.**

Diversos estudios de las condiciones atmosféricas sobre los andes centrales (e.g., Vuille et al., 1998), sugieren que ésta se caracteriza por fuertes gradientes entre las condiciones secas y estables en el suroeste del continente Suramericano y condiciones más húmedas hacia el noreste (Garreaud y Aceituno, 2001). Por otro lado, en términos generales, la presencia de precipitaciones en la costa del Perú es nimia o nula por debajo de cierta altitud (1500 m.s.n.m., exceptuando el Norte del país). A continuación se hace referencia a los principales mecanismos climáticos asociados a la generación de lluvias y algunos importantes estudios referidos al tema.

### **A. Flujo del Este.**

En la región de los Andes Centrales, la precipitación muestra una fuerte estacionalidad, cerca del 50 por ciento de la cantidad total de precipitación se produce durante el periodo de diciembre a marzo (Vuille, 1999; Garreaud, 1999; Garreaud et al., 2003; Vuille et al., 2004). Según Lenters y Cook (1999) y Vuille (1999), esta estacionalidad se encuentra relacionada con la presencia de la Alta de Bolivia en la Tropósfera superior, la cual se encuentra asociada al anticiclón y el movimiento divergente de los vientos a 200 hPa permitiendo el transporte de vientos húmedos desde la cuenca amazónica hacia el interior del continente (Vuille, 1999).

Asimismo, 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 Alto Boliviano (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 precipitación en los Andes Centrales está caracterizado por un fuerte contraste espacial debido, principalmente, a la compleja gradiente orográfica que se presenta (Garreaud et al., 2003). Los Andes constituyen un tipo de barrera natural, la cual detiene el flujo de vientos del Este provenientes de la cuenca central amazónica y del océano Atlántico, en las zonas baja y media de la Tropósfera, con gran presencia de humedad, la cual genera precipitaciones sobre el lado amazónico de la cordillera (Garreaud, 1999; Garreaud et al., 2003; Garreaud, 2009). El análisis de la precipitación en los Andes Centrales de América del Sur muestra un marcado ritmo de ocurrencia, con concentraciones durante la temporada del verano austral (diciembre - febrero) cuando la circulación atmosférica favorece el ascenso de un flujo de aire húmedo proveniente de las zonas bajas del Este de la cordillera (Garreaud, 1999). A pesar de la inestabilidad que caracteriza a la mayoría de tardes en el verano austral, la ocurrencia de procesos de convección profunda se pueden producir cuando la proporción de mezcla dentro de dicha

capa límite supera un cierto umbral (7g/kg) en el rendimiento de saturación de las parcelas de aire cercanas a la superficie (Garreaud, 1999).

Por otro lado, diversos estudios han analizado la relación entre la circulación atmosférica y la variabilidad de la precipitación en los Andes. Estudios como Póveda et al. (2014) revelan la permanencia de los denominados *hotspots* húmedos durante gran parte del año, mientras que la evapotranspiración estimada no excede la precipitación en un determinado mes. En dichas regiones, denominadas 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. Adicionalmente, las fluctuaciones en las precipitaciones durante el verano austral, podrían estar ligadas a una marcada variabilidad tanto temporal como espacial de la ZCAS.

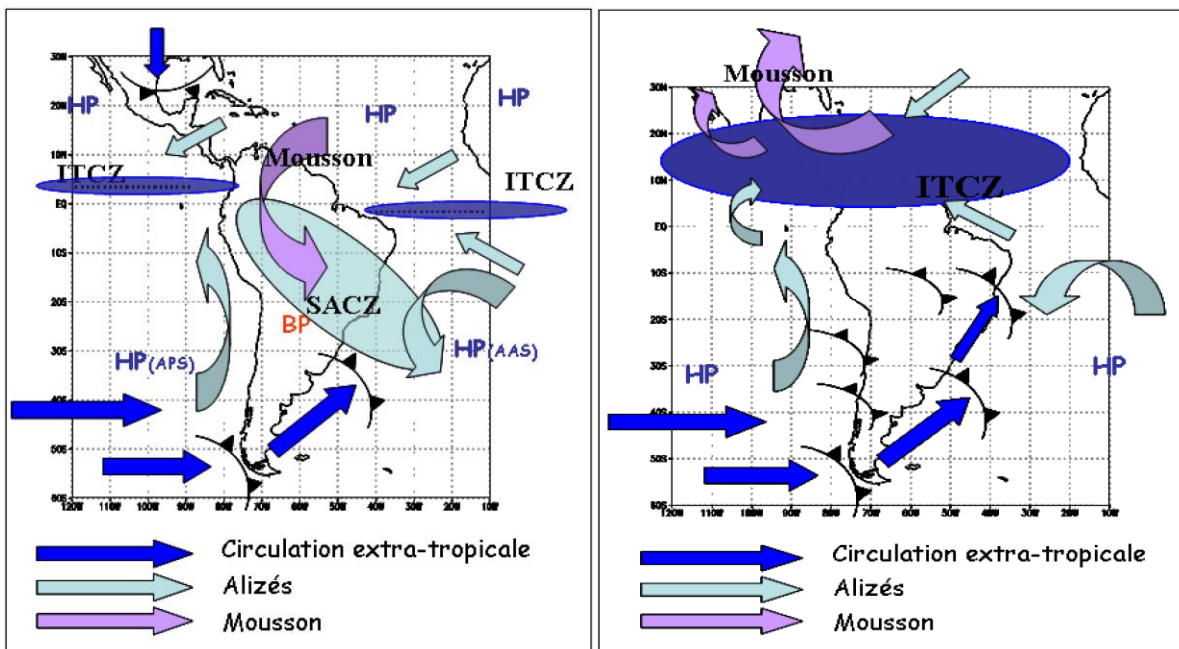
En cuanto a eventos extraordinarios, Ropelewski y Halpert (1989) demostraron que las precipitaciones durante el período noviembre - febrero tienden a estar por encima de los valores medios en años con presencia del evento El Niño mientras que, durante el período junio-diciembre los valores de precipitación 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). En el mismo sentido, 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. En resumen altos (bajos) valores del Índice de Oscilación del Sur son asociados con anomalías de viento del este (oeste) a 200 hPa sobre la región de los Andes Centrales, los cuales se caracterizan por años lluviosos (secos). Por otro lado, estudios recientes realizados por Sulca et al. (2015) sugieren que si bien los vientos del Este en los niveles superiores son necesarios, no son un requisito indispensable para la ocurrencia de periodos lluviosos sobre la cuenca del Mantaro, encontrando periodos con fuertes anomalías de viento del Este vinculados a mínimos o nulos periodos de precipitación.

## **B. El Océano Pacífico y el Anticiclón del Pacífico Sur.**

Estudios previos han documentado el importante rol que desempeña el Pacífico Tropical sobre la variabilidad de las precipitaciones en los Andes Centrales en diversas escalas de

tiempo (Aceituno y Garreaud, 1995; Vuille, 1999; Garreaud y Aceituno, 2001; Lagos et al., 2008; Lavado y Espinoza, 2014).

Las aguas del Pacífico Oriental adyacentes a las costas de Perú son desusadamente frías, a consecuencia de la corriente de Humbolt, la cual se extiende a lo largo de toda la franja costera, favoreciendo el surgimiento de aguas frías del océano (*upwelling*). Asimismo, las capas inferiores de la atmósfera costera tienen una temperatura que está por debajo de los valores en las partes superiores de la Tropósfera, generando el fenómeno de inversión térmica, la cual, a su vez, impide la formación de nubes bajas generadoras de precipitación (Rau, 2009).



**Figura 7: Esquema de la circulación de bajo nivel de la atmósfera en América del Sur durante el verano austral (panel izquierdo) y para el invierno (panel derecho).HP y BP son los centros de alta y baja presión, respectivamente ZCIT, la zona de convergencia intertropical y ZCAS, zona de convergencia del Atlántico Sur.**

FUENTE: Espinoza et al. (2012)

Díaz et al. (1998), realizaron un estudio que se centró en las precipitaciones de Uruguay y el estado de Río Grande do Sul en Brasil; en dicho estudio, se describe el ciclo anual de las

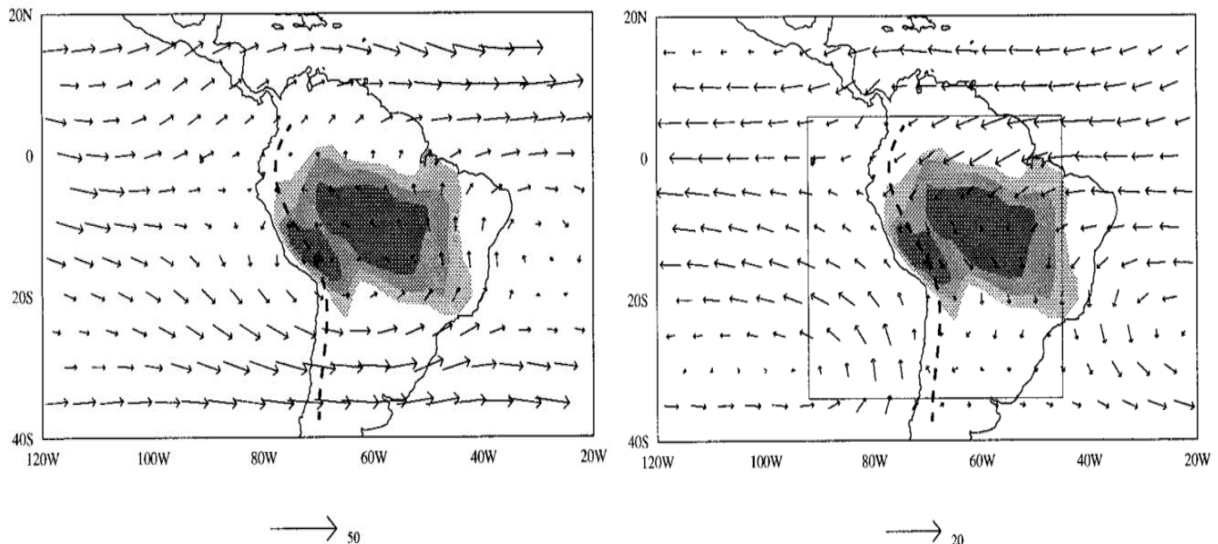
precipitaciones analizando la correlación entre las anomalías de precipitación y la Temperatura Superficial del Mar en los océanos Pacífico y Atlántico. Para dicho estudio se utilizaron herramientas estadísticas como el Análisis de Componentes Principales y el Análisis de Correlación Canónica. Los resultados de dicho estudio, mostraron una distribución temporal y espacial heterogénea de la precipitación durante gran parte del año y relaciones significativas entre las anomalías en la precipitación y la TSM en los océanos Pacífico y Atlántico (Diaz et al.,1998).

Asimismo, estudios realizados por Lenters y Cook (1995) acerca de la precipitación sobre América del Sur, en el que utilizaron modelos de circulación, mostraron que la convergencia del flujo de humedad vertical debido a las características orográficas locales, es uno de los principales mecanismos que regulan la precipitación en los Andes y en el Antiplano. Por otro lado, anomalías de nubosidad convectiva y de la circulación atmosférica en los niveles superiores han sido relacionadas con episodios secos y con presencia de lluvias en el Antiplano; durante dichos episodios se presentan anomalías de OLR los cuales se extienden hacia el Sureste provenientes del Antiplano (Aceituno y Montecinos, 1993; Lenters y Cook, 1999).

En el caso del Perú, los Andes están expuestos a una circulación de gran escala, caracterizada por vientos moderados en bajas altitudes y vientos del Oeste de latitudes sub tropicales (Garreaud, 1999; Houston y Hartley, 2003), mientras que, al Oeste de los Andes, el anticiclón subtropical del Pacífico Sur produce condiciones estables y secas, con aire húmedo confinado bajo la capa de inversión (900hPa) (Garreaud, 1999), mientras que en los niveles bajos al Este de los Andes se rigen por un poco de calor y de alta humedad que predomina en la baja y media Tropósfera. Por otro lado, mientras el lado oriental de los Andes Centrales muestra una atmosfera inestable, con procesos de convección profunda y grandes cantidades de precipitación (Garreaud et al., 2003; Vuille et al., 2004, Espinoza et al., 2015), la parte occidental está caracterizada por una gran estabilidad atmosférica debido, principalmente, a procesos de subsidencia de gran escala y a los bajos valores de TSM cerca al Pacífico Tropical Oriental (Garreaud, 1999). Durante los periodos lluviosos y secos, el transporte de humedad que se presenta, es más fuerte en las tardes y en las noches llegando a sus valores más altos en los niveles cercanos a 500hPa. Por otro lado, a lo largo de la Tropósfera se presentan niveles de humedad relativamente altos y flujos

hacia el Suroeste más débiles de lo normal con vientos del Este cerca de la tropósfera media (Aceituno y Montecinos, 1997).

En la figura 8a, se muestra la climatología media basada en valores de OLR y viento a 200 hPa durante el verano austral (dic-febrero), donde los espacios claros, medios y sombreados indican valores menores de 230, 220 y 210  $Wm^{-2}$ , respectivamente. La línea



punteada representa los Andes. Asimismo, la figura 8b muestra condiciones similares a la figura A con vientos en 850hPa. El cuadro indica el dominio externo utilizado en la simulación del modelo

**Figura 8A.- Climatología media basada en valores de OLR y viento a 200 hPa durante el verano austral (Dic-Febrero). Fig. B. Condiciones similares a la Fig A con vientos en 850hPa.**

FUENTE: Barnett y Preisendorfer (1987).

### **C. La Zona de Convergencia Intertropical (ZICT).**

La influencia de la ZCIT, se acentúa durante los años con presencia de eventos El Niño, provocando fuertes lluvias, incluso en zonas consideradas desérticas. Frecuentemente situada en el hemisferio Norte (Panamá, Colombia, Caribe) donde genera grandes precipitaciones, hacia finales del verano austral, se desplaza hacia la zona Sur provocando

lluvias en la costa del Perú. Por otro lado, estudios recientes sugieren que, si bien el desplazamiento de la ZCIT afecta en gran medida las precipitaciones en la cuenca amazónica, éste mecanismo no es suficiente fuerte como para controlar los procesos relacionados con la ocurrencia de precipitaciones en la cuenca alta del Mantaro (Sulca et al., 2015)

#### **D. El sistema Monzónico Suramericano.**

Definido como cambios estacionales en la circulación atmosférica y en las precipitaciones, viene a ser una alteración en la dirección de los vientos estacionales entre la superficie terrestre y el océano, es decir, durante una estación los vientos circulan del océano hacia la Tierra, y durante otra, la dirección se invierte (Trenberth et al., 2000). En términos generales, el mecanismo generador de la circulación monzónica es el calentamiento diferencial que se produce entre el océano y la superficie terrestre, es decir, durante el verano se produce un mayor calentamiento en la parte continental del planeta generando una zona de baja presión en las zonas continentales y una zona de alta presión sobre las regiones oceánicas; dicha diferencia de presión es compensada con el transporte de energía, masa y calor. Durante el invierno se presentan condiciones contrarias a la descrita.

El sistema monzónico suramericano es un factor importante en el régimen de circulación y la generación de precipitaciones en la zona de los Andes del Perú, ya que su fase inicial ocurre durante la primavera austral (sep.- nov.), donde se presenta una migración de la convección profunda, asociada a la intensidad calorífica atmosférica, desde el extremo Noreste hacia la zona de la Amazonia central (Nogués-Paegle et al., 2002). Es durante el verano austral, cuando hay un cambio en la circulación atmosférica y un máximo de precipitaciones sobre la zona amazónica asociado con el anticiclón conocido como Alta de Bolivia, que el sistema monzónico alcanza su máxima intensidad (Grimm et al., 2000).

#### **E. Fenómenos de El Niño y la Niña.**

El fenómeno climático El Niño, fue identificado y, en cierta manera, documentado por primera vez de manera científica, por Carranza (1891) a finales del siglo XIX a raíz del evento de 1891, el cual lo describe como:

“Contracorriente cálida del golfo de Guayaquil, y que produjo sin duda una evaporación anormal y excesiva en las aguas del mar de nuestro litoral, arrojando ese excedente de humedad atmosférica al suelo de nuestra costa, en forma de nubes tempestuosas, que ocasionaron las grandes inundaciones de abril y mayo” (Carranza, 1891).

Dicho evento El Niño, estuvo caracterizado por un calentamiento desusado del mar con altas temperaturas del aire y lluvias intensas en las costas del Perú (Carranza, 1891; Takahashi, 2014).

Existe aún cierto desacuerdo entre los diversos autores con respecto a la identificación de años con presencia de eventos El Niño y La Niña debido, principalmente, a los diversos criterios usados en su reconocimiento (Grimm et al., 2000); por otro lado, la confiabilidad estadística de la influencia de los eventos ENSO sobre los países de latitudes tropicales es aún pobre, sin considerar las diferentes variedades y tipos de eventos, los cuales impactan de manera diferenciada sobre el bienestar económico y social de los países. Schneider y Fler (1989) proporcionaron una lista básica de los eventos El Niño, sobre la base de la intensidad de dichos eventos, los cuales fueron clasificados de acuerdo a los valores promedio de las anomalías de Temperatura Superficial del Mar (TSM) sobre la región 0°–5°S y 130°–80°W. Asimismo, otros eventos fueron definidos por y Rompelewski y Halper (1987) basados en la definición del índice de Oscilación del Sur (SOI, por sus siglas en inglés) junto con anomalías de TSM sobre el Pacífico Oriental (48°N–48°S, 130°W hasta la costa de Suramérica). Por otro lado, si bien los fenómenos ENSO han sido ampliamente estudiados desde la década de los 60, estudios recientes han demostrado que no se puede hablar de un solo tipo de evento ENSO. Verbigracia, si bien el fenómeno de El Niño 1997/98, calificado como extremo, que causó grandes impactos sobre los Andes Centrales es el tipo de fenómeno más estudiado, aún no hay muchas investigaciones sobre El Niño del Pacífico Central (Niño Modoki) ocurrido el año 2015/16 el cual no tuvo mayores impactos sobre la costa del Perú y los Andes Centrales (Dewitte et al., 2014).

Por otro lado, muchos estudios sugieren que una significativa fracción de la variabilidad interanual de la precipitación sobre los Andes Centrales, y sobre el Antiplano, es influenciada por el fenómeno de El Niño- La oscilación del Sur (e.g., Aceituno y Garreaud, 1995; Lenters y Cook, 1999; Vuille, 1999). Sobre la base de diferentes estimaciones de la precipitación (estaciones meteorológicas, nivel del lago Titicaca, etc) y diversas técnicas



estadísticas han documentado una tendencia de condiciones húmedas durante la fase fría del ENSO (eventos La Niña) y condiciones secas durante la fase cálida (eventos El Niño).

En cuanto a la precipitación y los fenómenos extremos como El Niño, estudios como el de Takahashi (2004) y Douglas et al. (2008) analizaron la circulación atmosférica 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.

Por otro lado, 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 la 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 continúa hasta marzo del año en el que se produce el evento mientras que 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.

En la presente investigación, para el análisis de la circulación atmosférica, se utilizaron mapas con valores promedio de variables climáticas, como valores de velocidad de viento a 850 hPa, analizando tanto la magnitud como la dirección de la misma, y radiación de onda larga emergente (Outgoing Longwave Radiation- OLR), cuyo análisis permitió detectar la presencia de nubes, la cual está ligada a la actividad convectiva de la zona, y por lo tanto, a la presencia de precipitación; es decir, si la energía que sale de la Tierra

(W/m<sup>2</sup>) se encuentra con valores debajo del promedio histórico, anomalías negativas de valores de OLR, podrían ser indicativos de la presencia de una fuerte actividad convectiva.

## **2.5. Variabilidad de la precipitación en el Perú.**

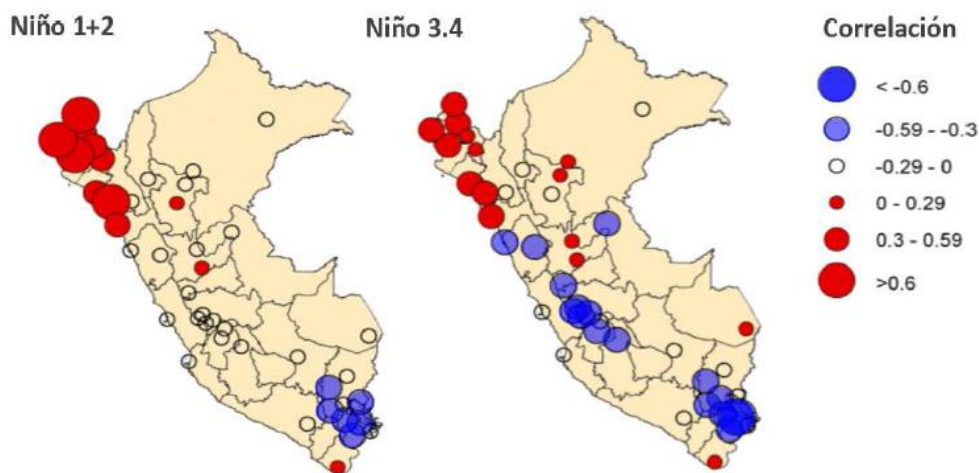
Al hablar de variabilidad en el clima, se hace referencia a una variación en las condiciones climáticas promedio (temperatura, precipitación, etc.) tanto espacial como temporal; es decir, se producen en cualquier lugar del planeta y en cualquier momento teniendo, como causas posibles, procesos naturales o antropogénicos (Lavado y Espinoza, 2014). Por otro lado, casi el 80 por ciento de la precipitación total (350-400mm) en los Andes Centrales se produce durante el verano austral (diciembre-marzo), cuando los vientos provenientes del Este, causados por el Alto Boliviano, son arrastrados cerca de la superficie. Este flujo es el responsable de la afluencia de aire húmedo desde la Amazonia hacia los Andes Centrales las cuales alimentan la actividad convectiva (Garreaud et al., 2003; Vuille, 1999; Vuille y Keimig, 2004).

Estudios recientes de Segura et al. (2016) han analizado la variabilidad interdecadal e interdecadal de las series de tiempo hidrológicas en los Andes Centrales. Los resultados mostraron que la parte central-occidental del Pacífico explica cerca del 60 por ciento de la variabilidad hidrológica. Por otro lado, la baja frecuencia de los vientos zonales a 200 hPa sobre los Andes Centrales, explican entre el 45 a 75 por ciento de la variabilidad hidrológica. Asimismo, estos resultados son consistentes con los obtenidos por Garreaud et al. (2003), quienes demostraron el importante rol que cumplen los vientos a 200hPa en la variabilidad de las precipitaciones a escala estacional e interanual sobre los Andes Centrales; debido, principalmente, a que los vientos del Este transportan humedad desde la cuenca amazónica. En ese sentido, los estudios de Segura et al. (2016) demuestran que la variabilidad decadal e inter-decadal de los vientos a 200 hPa cumplen un rol esencial sobre la variabilidad de las precipitaciones sobre esta región.

Lagos et al. (2008), realizaron un estudio en el que analizaron la relación del evento El Niño con la variabilidad en las precipitaciones en todo el Perú; para ello, 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

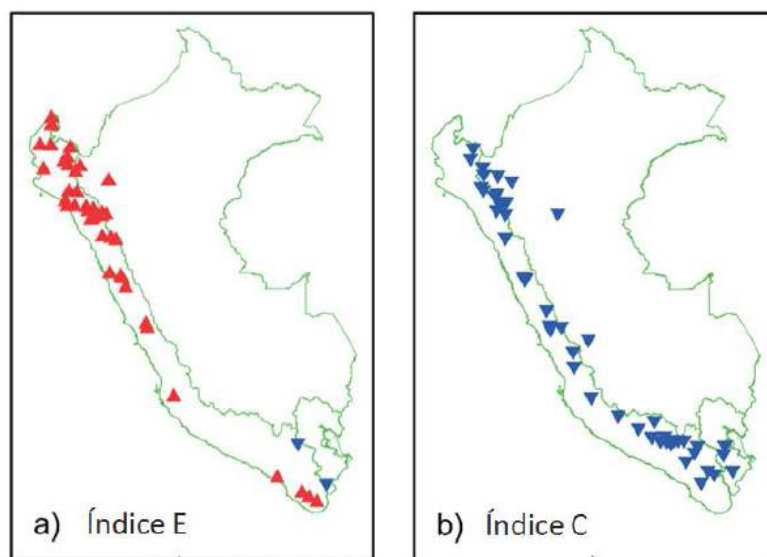
variabilidad interanual dominante y en la existencia de una fuerte correlación entre las precipitaciones, en la costa norte peruana, con un calentamiento anómalo de las aguas en el mar adyacentes a la costa del Perú, mientras que la región de los Andes mostraba una mayor relación con un enfriamiento en la región central del Pacífico conocida como Niño 3.4. Adicionalmente, Espinoza et al. (2012, 2013) analizaron la relación entre eventos La Niña y los procesos de teleconexión, los cuales generan un incremento en el transporte de humedad proveniente del Atlántico tropical y del mar Caribe con dirección Oeste y un debilitamiento del Monzón suramericano, lo cual está asociado a grandes precipitaciones en la Amazonia.

Por otro lado Lavado y Espinoza (2014), investigaron la variación de la precipitación a nivel interanual en todo el Perú, 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 y una mayor precipitación en los Andes del Perú, esta vez asociado a un enfriamiento del Pacífico Central (Lavado y Espinoza, 2014).



**Figura 9.- 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).



**Figura 10.- Correlaciones significativas al 95% 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).

Asimismo, en el estudio de Zubieta et al. (2016) se 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, en términos de valores medios, 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, ésta representa tan solo un 9 por ciento de la cantidad total de lluvia. Por el contrario, eventos de 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 (Martín-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.

En cuanto a eventos extremos, de manera general, se sugiere que el régimen de precipitaciones y de caudales en el Norte de la cuenca del Pacífico en la vertiente del Atlántico, tienen una relación inversa con la variabilidad del ENOS, por lo que durante eventos El Niño hay presencia de lluvias intensas por encima de sus valores históricos promedio en la costa norte mientras que, al este de los Andes y en vertiente del Atlántico se presentan periodos con déficit de lluvias (Rompelewski y Halpert, 1987; Tapley y Waylen, 1990; Rome-Gaspaldy y Ronchail, 1998; Vuille et al., 1999).

Finalmente, Segura et al. (2016) han descrito la variabilidad hidroclimática decadal e interdecadal sobre los Andes Centrales, identificando una significativa variabilidad de baja frecuencia (8 a 20 años), para lo cual relacionaron la variabilidad decadal e interdecadal con Pacífico Central-Occidental y los vientos zonales a 200 hPa. El estudio sugiere que, durante las décadas cálidas (frías) en el Pacífico Central, los vientos del Oeste (Este) a 200 hPa se intensifican. Asimismo, el estudio muestra que el Pacífico Central-Occidental podría llegar a explicar entre un 45 a 60 por ciento de la variabilidad de las precipitaciones en los Andes centrales, lo cual significa que las regiones del Pacífico no son el principal modo de variabilidad hidrológica a escalas de tiempo decadal e interdecadal. Por otro lado, la baja frecuencia de vientos zonales a 200 hPa podría llegar a explicar el 75 por ciento de la varianza de la variabilidad de precipitaciones sobre esta región. Asimismo, durante las décadas con vientos de baja frecuencia a 200 hPa con anomalías negativas (positivas), se esperan mayores (menores) tasas de precipitación, es decir, las décadas con altos valores de precipitación son caracterizadas con fuertes anomalías de viento del Este. Éstos resultados son consistentes con los resultados obtenidos por Garreaud et al. (2003).

Por último, los estudios que han sido citados muestran que, si bien hay estudios realizados que revelan las características climáticas a gran escala y las condiciones locales que están relacionadas con la variabilidad de las precipitaciones en la zona andina del continente Suramericano, existe aún una gran brecha de conocimiento especialmente en lo concerniente a la relación de procesos regionales que enlazan a anomalías a gran escala con las condiciones locales (Garreaud, 1999). Eventos extremos sobre las precipitaciones en el Perú.

### **2.5.1. El fenómeno de El Niño en el Perú.**

El fenómeno de El Niño es considerado uno de los principales modos de variabilidad climática en el mundo (Rompelewski y Halpert, 1987). En el Perú, la definición del fenómeno El Niño, se encuentra estrechamente ligado a un régimen anómalo de precipitaciones en la costa, con consecuentes inundaciones, y déficit de lluvias en los Andes; empero, en años recientes, ha surgido una confusión sobre a qué denominar El Niño, debido, principalmente, a la diferencia de conceptos que se manejan en el Perú y en el resto del mundo (Takahashi K., 2014). La primera descripción de un evento Niño fue realizada por Luis Carranza en 1891, en la que describe este fenómeno como «*una corriente cálida del golfo de Guayaquil, que produjo sin duda una evaporación anormal y excesiva de las aguas del mar de nuestro litoral*» (Takahashi K., 2014). Esta definición podría resumir la esencia del concepto peruano sobre dicho fenómeno; empero, un calentamiento anómalo estacional de las aguas superficiales del mar en el extremo oriental del Océano Pacífico y fuertes lluvias son solo las principales características asociados al fenómeno de El Niño (Takahashi K., 2014). Normalmente, comienzan días después de las celebraciones por Navidad, lo que probablemente originó el término que, inicialmente, fue utilizado por los pescadores de la zona de Paita, los cuales lo utilizaban para describir una corriente de agua con una temperatura mayor a la normal en la superficie del mar que se origina en el Ecuador y se mueve hacia el Sur (Carrillo, 1892).

Posteriormente, el fenómeno de El Niño se haría mundialmente conocido por la comunidad científica internacional gracias a un artículo de Murphy (1926) sobre el evento El Niño de 1925, el cual fue uno de los de mayor intensidad en nuestra costa. En el año 1982, el Comité Científico para la Investigación del Océano (SCOR, por sus siglas en inglés), conformó un equipo de trabajo denominado SCOR WG 55 para definir adecuadamente el término El Niño (Scientific Committee on Oceanic Research, 1983).

El término “El Niño” ha ido evolucionando en estos cincuenta años. En un inicio el término fue utilizado para describir un fenómeno que se creía solo de alcance regional; empero, ahora se conoce que El Niño tiene un alcance mundial debido a la conexión que tiene con la Oscilación del Sur, lo que ha originado más de una interpretación en el uso que se le da a dicho término (Aceituno, 1992). A nivel técnico, el término empezó a utilizarse a partir de la década de 1960, principalmente por los investigadores de Ecuador y de Perú;

año en que se inició con la disponibilidad de información de los valores de la TSM en la región ecuatorial del Pacífico (Lagos et al., 2005).

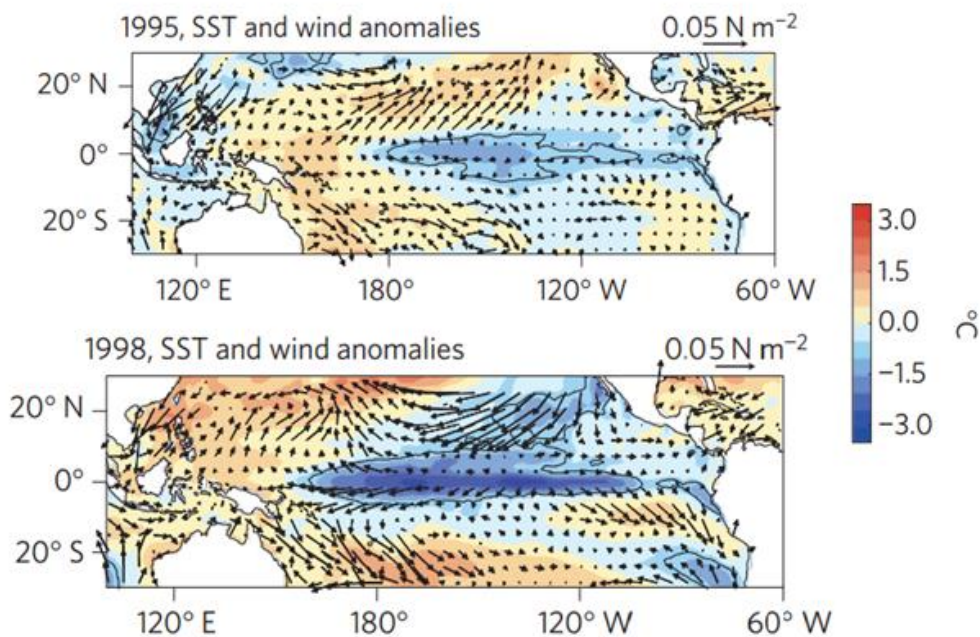
Dewitte et al. (2014), mencionan que el fenómeno de El Niño es una fluctuación climática que ocurre en el océano Pacífico con una periodicidad de dos a siete años. Este evento es un fenómeno acoplado entre la atmósfera (Oscilación del Sur) y el océano. Asimismo, el evento El Niño se ha cuantificado en términos de índices simples correspondientes al período correspondiente a cuando las anomalías en los valores de la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) en la región Niño 3 (5°N - 5°S y 150°O - 90°O) exceden los 0.58°C o cuando las anomalías en los valores de SST en la región Niño 3.4 (5°N - 5°S y 170°O-120°O) excedan 0.48°C (Trenberh y Stepaniak, 2000). Dicha definición es aceptada y utilizada por diversas agencias científicas como la Agencia Meteorológica del Japón (JMA, por sus siglas en inglés), el Centro para la Predicción del Ambiente de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés), etc.; empero, dicha definición no discrimina la intensidad de los eventos El Niño ni el carácter de las pruebas individuales en cuanto a diferentes patrones de TSM en el resto de la zona del Pacífico (Trenberh y Stepaniak, 2000).

Ulteriormente, la NOAA ha definido al evento El Niño como un fenómeno que se caracteriza por presentar anomalías positivas de la TSM, en referencia a su normal (sobre la base del periodo correspondiente entre los años 1971-2000) en un rango mayor o igual a 0.5°C, promedio de tres meses consecutivos, y que se producen en la región 3.4 (Lagos et al., 2005). Para propósitos de monitoreo, esta nueva definición no representa claramente la situación de la región del Pacífico sudoriental paralela a las costas del Perú; verbigracia, para el año 2003, las anomalías de la TSM en la región Niño 3.4, fueron superiores al valor límite de 0.5°C, por lo cual la NOAA, clasificó a dicho año como uno en el que se ha producido el fenómeno; empero, las anomalías de la TSM en las regiones adyacentes a la costa norte del país fueron mínimas por lo que dicho año fue considerado como uno normal (Lagos et al., 2005). Por otro lado, los eventos El Niño no muestran siempre los mismos impactos en las condiciones hidrológicas sobre los Andes centrales; por ejemplo, el evento El Niño 1982/83 fue caracterizado por condiciones extremas de déficit en las precipitaciones sobre los Andes, mientras que el evento El Niño 1997/98 no causó los mismos efectos.

### 2.6.3. El fenómeno de La Niña en el Perú.

América del Sur experimenta anomalías constantes y fuertes precipitaciones asociadas con los eventos La Niña (Rompelewski y Halper,1987; Grimm et al.,2000), con altos valores de anomalías negativas de TSM durante el verano austral y perturbaciones en la circulación atmosférica. Por otro lado, los eventos La Niña suelen estar relacionados con alteraciones en componentes importantes del régimen del monzón suramericano, como la zona de convergencia del Atlántico Sur (ZACZ, por sus siglas en inglés).

Durante los eventos La Niña, el Pacífico Central-Oriental presenta temperaturas más bajas de lo normal, lo que conlleva a la inhibición de la formación de nubes que produzcan precipitaciones en dicha región, mejorando el desarrollo de procesos convectivos y de precipitación en el Pacífico Occidental (Cai et al., 2015). Asimismo, el evento La Niña está asociada con anomalías en los patrones de TSM, las cuales difieren entre cada evento producido.

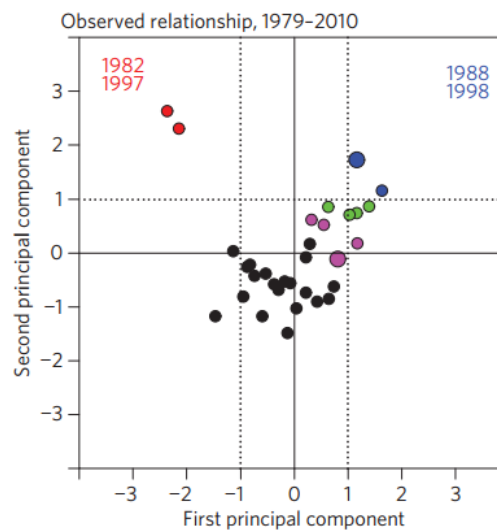


**Figura 11: Anomalías de TSM promedio (diciembre-febrero) y las anomalías de viento para los eventos La Niña 1995 y 1998.**

FUENTE: Cai et al. (2015).



En la figura 11 se muestra las características diferenciadas entre los eventos La Niña de 1995/96 (evento débil) y La Niña 1998/99 (evento extremo) en el cuál se aprecian las temperaturas frías más intensas sobre el Pacífico Occidental. Es importante mencionar que este evento extremo ocurrió después de otro fenómeno extremo como es El Niño 1997/98. Estudios realizados por Rompelewski y Halper (1987) muestran una tendencia creciente de mayor precipitación sobre el noreste de América del Sur para junio del año de inicio de un evento La Niña, hasta marzo del siguiente año, en contraste, se detectaron déficit de precipitaciones en las regiones del sureste de América del Sur (norte de América, partes del sur de Brasil y Uruguay) para el periodo de junio a diciembre del año de inicio del evento La Niña.



**Figura 12: Relación entre los dos componentes principales de las series de tiempo. El evento La Niña (puntos azules). Asimismo se muestran eventos El Niño extremos (los puntos rojos) y los eventos La Niña Moderada (puntos verdes). Los puntos negros indican otros años.**

FUENTE: Cai et al. (2015).

Por otro lado, estudios recientes de Cai et al.(2015) han documentado el incremento en la frecuencia de los eventos La Niña. En dicho estudio, la técnica de Funciones Empíricas Ortogonales fue empleada para descomponer la variabilidad espacio-temporal de los eventos La Niña extremos. En la figura 12 se muestra la relación entre los dos componentes principales de las series de tiempo donde el evento La Niña (puntos azules),

se puede definir cuando el valor de la desviación estándar es mayor a 1 para el primer y segundo componente principal. Asimismo, los eventos El Niño extremos (1982/83 y 1997/98) muestran una superposición de fuertes patrones de El Niño Canónico. Por otro lado, el evento La Niña 1998 muestra una sumatoria positiva de EOF-1 y EOF-2 caracterizadas por valores máximos de anomalías frías sobre la región El Niño 4.

## **2.7. Análisis exploratorio y de consistencia de datos.**

La técnica estadística del Análisis Exploratorio de Datos (A.E.D.) permite apreciar las relaciones existentes entre las variables que son analizadas, siendo de fácil aplicación en cuanto a la preparación, tratamiento, identificación de datos faltantes, etc. En la actualidad se cuenta con una gran cantidad de paquetes estadísticos que permiten utilizar diversos métodos para un adecuado trato de la información recolectada, entre los métodos más usados están:

- 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 permite determinar si un grupo de datos es consistente o uniforme, es decir, que pertenecen a una misma población. Asimismo, la inconsistencia de datos hace referencia 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 tanto naturales (cambios en el ambiente) u ocasionados por el hombre (errores en la medición). Entre las técnicas estadísticas más usadas están la prueba de T-student la que permite detectar la inconsistencia en la media para una o dos muestras.

### **2.7.3. 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.

En el caso de las precipitaciones, el análisis de doble masa se realiza para la comparación de lluvias anuales o mensuales (valores acumulados), comparando ésta con otra estación de similares 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.

## **2.8. Sistemas de información geográfica en la hidrología.**

Según Teixeira (1995), los Sistemas de Información Geográfica son definidos como un 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.

Los SIGs son una herramienta con 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 multidisciplinar que está basada sobre 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 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 posterior toma de decisiones (Del Río, 2010).

Morad y Pérez (2001) destacan el uso de los SIGs en los estudios hidrológicos debido a su 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. 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 el 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, son 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). La importancia de los modelos hidrológicos radica en la facilidad para la simulación y la predicción de fenómenos físicos a distintas escalas de tiempo, para ello es necesario un pleno conocimiento de los 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 lluvia–escorrentía, Marchandise (2007) menciona que los modelos de precipitación–escorrentía difieren dependiendo de la naturaleza del modelo matemático subyacente, el nivel de abstracción del modelo, la naturaleza de las unidades de base o de la naturaleza del proceso que se muestra. Según la naturaleza del modelo matemático éste modelo puede ser determinista si la relación entre las variables de entrada en el modelo y las variables de salida es fenomenológica o probabilística (estocástica). Por otro lado, los modelos estadísticos tienen un interés limitado para la simulación de inundaciones, ya que no hay información sobre la dinámica del flujo actual.

En cuanto al nivel de abstracción del modelo, los modelos de base física se describen utilizando las leyes de la mecánica de fluidos y la física de los suelos, verbigracia, la ley de transferencia de medios no saturados de Richards, la ley de transferencia en medio saturado de Darcy, la ley Barré Saint-Venant para la escorrentía superficial, etc. Su aplicación en la hidrología de una cuenca, está limitado por la falta de conocimiento de la variabilidad espacial de los descriptores ambientales involucrados en sus ecuaciones; por ello, sus parámetros de sincronización son a menudo necesarios (Marchandise, 2007).

## **2.9. Análisis de componentes principales.**

El Análisis de Componentes Principales (PCA, por sus siglas en inglés), es una herramienta sencilla que es ampliamente utilizada actualmente en diferentes áreas del conocimiento y bajo distintos enfoques, tanto para la reducción de la dimensión como en la extracción de propiedades de un grupo de datos. Al recolectar información de una determinada muestra y agruparlas en matrices de datos, lo sólito es considerar la mayor cantidad de variables para, de esta manera, captar la mayor cantidad de información posible, la cual está relacionada con mayor variabilidad o varianza absorbida, y hacer una mejor caracterización de la muestra que se está estudiando; empero, al trabajar con un

número grande de variables y, al estar éstas, en la mayoría de casos, interrelacionadas entre ellas, surge la dificultad de visualizar cuáles de éstas variables explican, en mayor medida, el comportamiento de la muestra (González y Taborda, 2015). Por ello, surge la necesidad de reducir la dimensión de las variables con las cuales se está trabajando, procurando disminuir la pérdida de información.

El Análisis de Componentes Principales puede definirse como una técnica estadística que permite la extracción de propiedades o características, la cual es utilizada para reducir la dimensión de matrices de datos y que tiene como principal ventaja proyectar los datos de entrada (*inputs*) en direcciones que agrupen la mayor cantidad de información posible, descartando aquellas variables que aporten menos información (Sánchez, 2012). Una de las primeras publicaciones científicas en la que se hace referencia al Análisis de Componentes Principales, fue realizada por Pearson, en la *Philosophical Magazine*. Su definición fue enmarcada dentro del Análisis de Regresión Lineal, debido a que su objetivo era encontrar el mayor ajuste posible entre los datos analizados, utilizando para ello, la técnica de mínimos cuadrados. Ulteriormente, Hotelling (1933) utilizaría este concepto al usar nuevas variables conocidas como componentes principales, las cuales eran combinaciones lineales de las primeras, poniendo énfasis en la variabilidad absorbida (González y Taborda, 2015).

Posteriormente, Bro y Smilde (2014) marcaron una diferencia sustancial entre las definiciones de Hotelling y Pearson; en el primero, los componentes principales definen unos nuevos ejes, es decir, al ser tomadas en una dirección específica, la cantidad de varianza explicada por cada componente va disminuyendo de forma progresiva; por otro lado, el enfoque de Pearson definía un espacio de proyección, los cuales eran más importantes que los ejes propiamente dichos, al estar éstos contenidos en dicho subespacio.

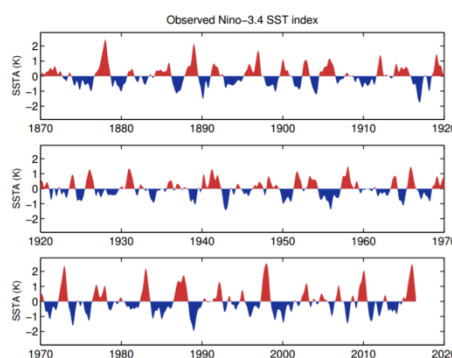
En décadas posteriores a los estudios de Pearson y Hotelling, se realizaron muchos estudios referidos al Análisis de Componentes Principales, ampliando su campo de aplicación a diferentes disciplinas; empero, es la evolución de la informática la que hizo posible su uso extendido, debido a la gran capacidad computacional que era requerido cuando las matrices de datos eran amplias, especialmente con un número elevado de variables, las cuales conllevaban la utilización de complicados algoritmos de solución (Jolliffe, 2002).

Actualmente, la reducción de la dimensión de matrices de datos, es decir, la capacidad de poder describir con precisión la naturaleza de una muestra analizada con un conjunto de  $p$  variables mediante una parte de ella (subconjunto  $r$ ), y con la menor cantidad de pérdida de información posible es el objetivo principal del Análisis de Componentes Principales. (Horel,1984)

## 2.10. Predictibilidad del Fenómeno de La Niña.

Basados sobre el registro histórico de temperaturas en el Pacífico central, se pensaba que el inicio del evento La Niña, era influenciado, en gran medida, por las ondas oceánicas lentas generadas por el evento La Niño (DiNezio, 2016); empero, registros de un evento El Niño extraordinario como el producido el año 2015/16, uno de los más fuertes registrados históricamente, no han generado las condiciones suficientes para el desarrollo de un evento La Niña durante el 2016.

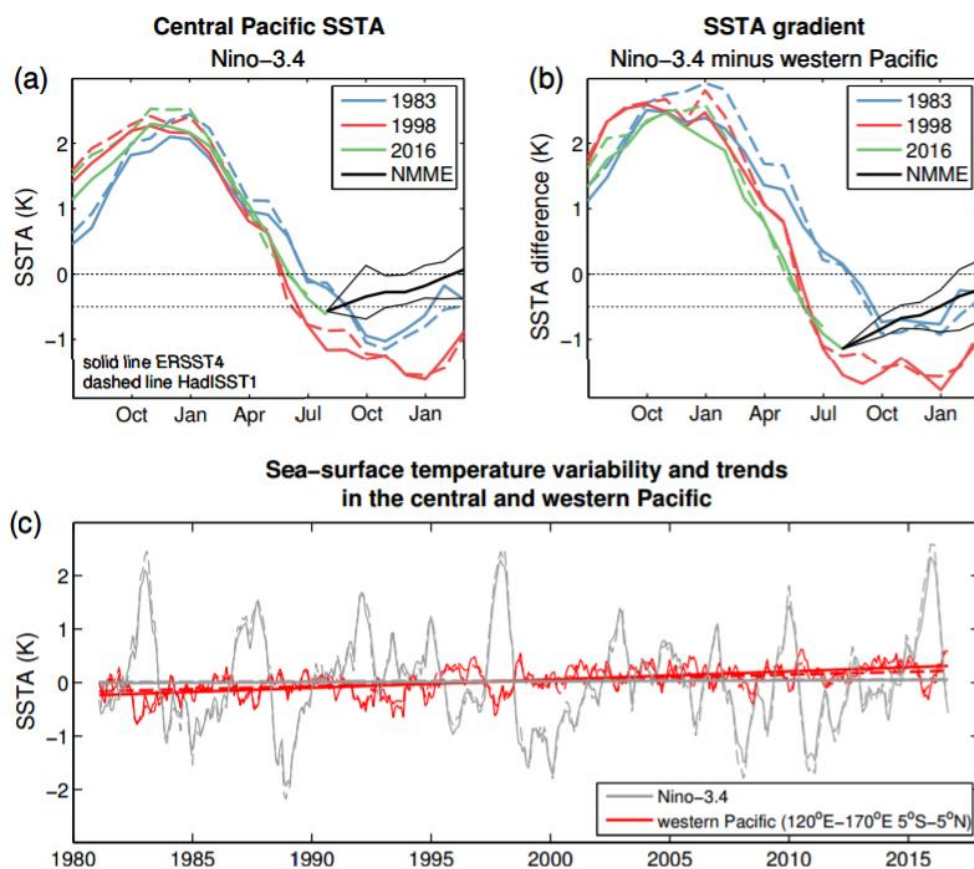
Históricamente, los eventos El Niño de gran intensidad, son seguidos por eventos La Niña de mediana y gran duración. En la figura 13 se aprecia un registro histórico, desde finales del siglo XIX, del índice de temperatura del mar en el Pacífico central, en el cual se aprecia que la mayoría de eventos El Niño extraordinarios, son seguidos de eventos La Niña (Kessler, 2002; McPhaden y Zhang, 1993). En contraste, se observa que los eventos La Niña, rara vez genera las condiciones favorables para el inicio de El Niño.



**Figura 13: Anomalías de temperatura superficial del mar ( $^{\circ}\text{C}$ ) en la región Niño 3.4 ( $170^{\circ}\text{W}$ - $120^{\circ}\text{W}$ ,  $5^{\circ}\text{S}$ - $5^{\circ}\text{N}$ ).**

**FUENTE: DiNezio (2016)**

Asimismo, en la figura 14 se muestran las anomalías de TSM en la región 3.4, donde se aprecia que, durante el mes de agosto del 2016, se muestran valores que rayanan con el valor de  $-0.5^{\circ}\text{C}$  (valor usado para definir condiciones La Niña), como se aprecia en el año 1998, después del evento El Niño, donde se registraron valores de TSM menores a  $-1^{\circ}\text{C}$  en el Pacífico central. Actualmente se presentan nuevas condiciones que dificultan la capacidad de predicción de eventos La Niña, entre los cuales, la principal es que se muestra una importante tendencia de calentamiento de largo plazo en el Pacífico tropical (Figura 14c), la cual podría dar lugar a una subestimación no despreciable de TSM en la región El Niño 3.4 (DiNezio, 2016).



**Figura 14: Evolución temporal de (a) anomalía de TSM en Niño 3.4 y (b) gradiente zonal de TSM durante los tres eventos El Niño más fuertes registrados.**

**FUENTE: DiNezio (2016)**

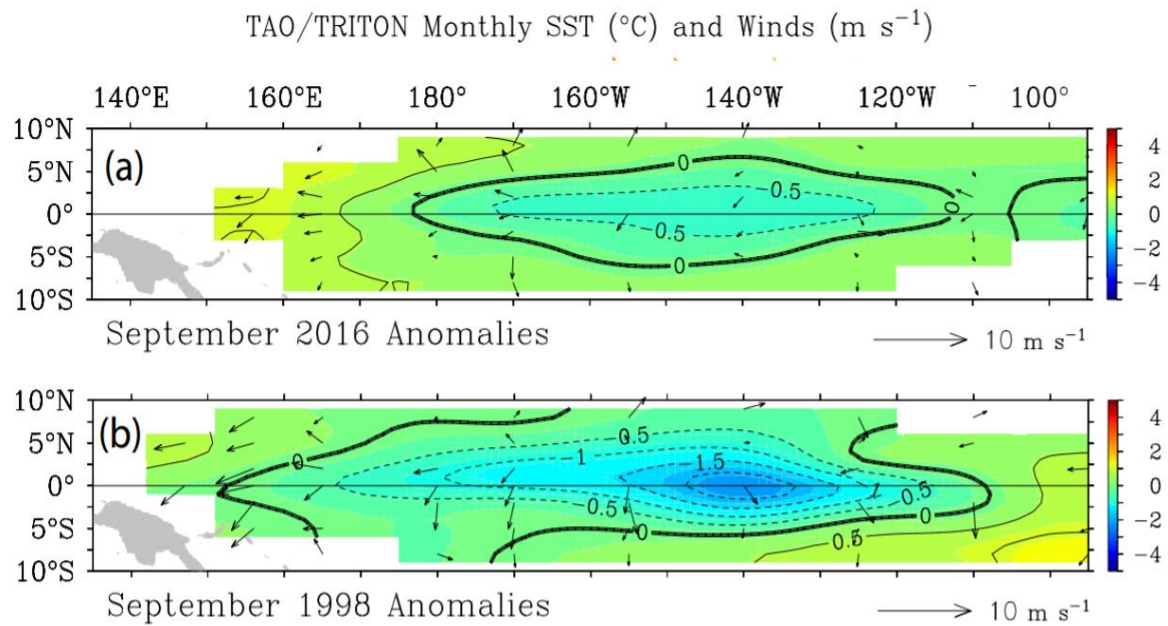
En la figura 15 se muestra la evolución temporal de anomalía de TSM en Niño 3.4 y la gradiente zonal de TSM durante los tres eventos El Niño más fuertes registrados. El



gradiente zonal se define como la anomalía de TSM en la región Niño 3.4 menos la promediada en una región en el Pacífico occidental (120°E-170°E 5°S-5°N). Los datos usados son ERSST4 (sólido) y HadISST1 (rayas), así como el pronóstico promedio de modelos NMME (negro). (c) Las series completas de estos índices y sus tendencias lineales con la técnica del mínimo cuadrado.

Los eventos La Niña, se caracterizan por una alta gradiente de TSM zonas entre la zona occidental y oriental en el Pacífico tropical, el cual podría ser utilizado con fines de aumentar la capacidad de predicción, debido a que, no está afectado por las tendencias de calentamiento promedio a largo plazo; asimismo, es una medida de la fuerza de los vientos alisios ecuatoriales (Cai et al., 2015). Recientes estudios relacionados con la predicción de eventos La Niña, vienen utilizando la diferencia de anomalías de TSM entre la región occidental del Pacífico (120°E-170°E, 5°S-5°N) y la región central (Niño 3.4) debido a la presencia de altos valores de anomalías de vientos del Este que se presentan en esta región (DiNezio, 2016). Actualmente, datos de ERSST4 y HadISST1 muestran condiciones similares a las presentadas durante el evento La Niña 1998 para el presente año 2016; asimismo, se muestra la intensificación de los vientos alisios con intensidades similares a las registradas durante el mes de septiembre del 1998 (Figura 15), por lo que, se espera una continuación de la retroalimentación de Bjerknes la cual favorece el evento La Niña (DiNezio, 2016).

Por otro lado, actualmente se cuentan con múltiples plataformas digitales de diversas instituciones académicas y científicas, las cuales proveen pronósticos de diversas variables climáticas globales en distintas escalas temporales y espaciales. Verbigracia, los modelos climáticos del Conjunto de Multimodelos Noramericanos (NMME, por sus siglas en inglés) muestran valores de TSM para el mes de enero del 2017, los cuales muestran valores neutrales en la región Niño 3.4; empero, al hacer el cálculo de la gradiente de TSM muestran condiciones similares a la gradiente registrada en el pico de La Niña 1983/84, aunque menores a las registradas durante el mes de enero de 1999 (Figura 14b)



**Figura 15: Anomalías de TSM y viento superficial en setiembre de 2016 y 1998. Datos del arreglo TAO/TRITON.**

**FUENTE: DiNezio (2016)**

Por otro lado, el Sistema de Predicción del Clima del Centro Nacional de Predicción del Clima (NCEP CFS, por sus siglas en inglés), constituye un importante paso en la dinámica de predicción estacional, con una capacidad de pronóstico de TSM comparable a los mejores métodos estadísticos utilizados en la actualidad (Higgins et al., 2008).

El CFS es un sistema dinámico acoplado océano-tierra-atmósfera de predicción estacional que entró en vigencia en el NCEP en agosto del 2004 (Saha, 2006). La versión actual se ejecuta a una resolución de T62L64. El componente atmosférico de la CFS es una versión de baja resolución de la NCEP del Sistema Global de Predicción (GFS) que fue el modelo utilizado en la predicción del NCEP durante el 2003 (Higgins et al., 2008). Por otro lado, el componente oceánico es la versión del Laboratorio Geofísico de Dinámica de Fluidos (GFDL, por sus siglas en inglés) y para la superficie terrestre fueron utilizados un modelo de Hidrología Superficial de dos capas descrito en Mahrt y Pan (1984).

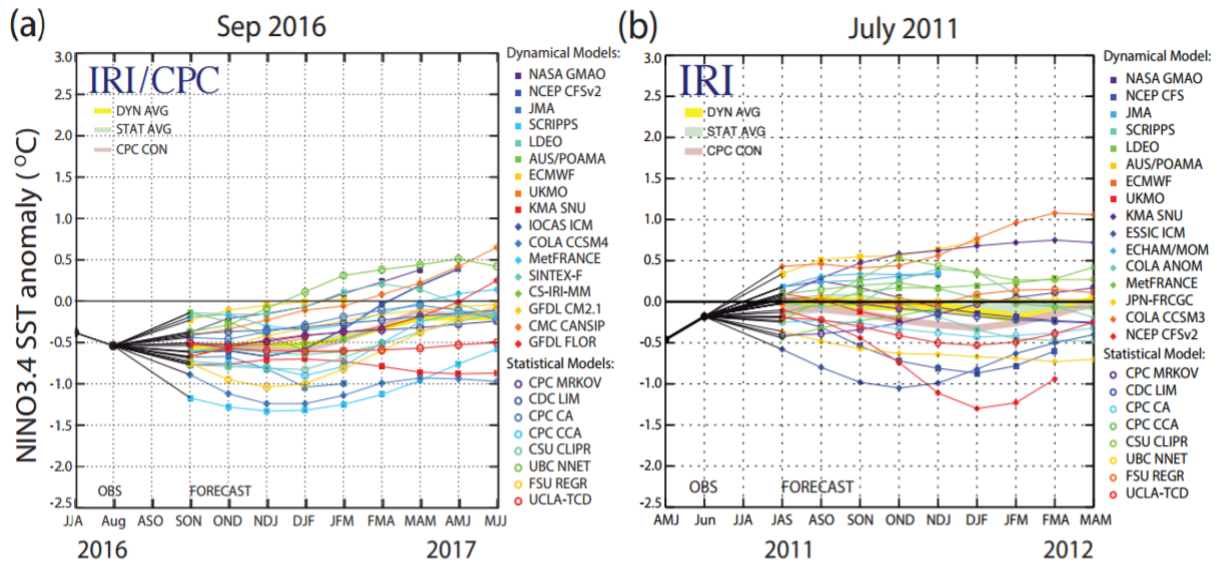
En la actualidad, estudios importantes han venido utilizando dicho sistema para el pronóstico de precipitaciones en todo el mundo. Higgins et al. (2008) realizaron una comparación del registro estadístico de la precipitación diaria en los Estados Unidos

utilizando datos de estaciones y datos generados por el Sistema de Pronóstico del Clima (CFS) durante un periodo comprendido entre 1982-2005. Los resultados mostraron una evolución considerable, dependiendo de la temporada, y con un sesgo positivo para los datos de CFS en la mayoría de localidades durante los meses de primavera y verano. Estas comparaciones muestran detalles de la dependencia regional y estacional de las tendencias en las simulaciones de CFS. Para la caracterización de la estadística de las precipitaciones, se realizó una comparación del registro histórico del clima para determinar qué ha venido sucediendo y posteriormente utilizar dicha información en las simulaciones y predicciones y de esta manera entender por qué sucedió y qué es lo que probablemente ocurra a continuación.

Otra de las metodologías muy utilizadas en el pronóstico de las precipitaciones es el análisis de correlación canónica (CCA, por sus siglas en inglés), el cual se utiliza para hacer una evaluación de la previsibilidad de las precipitaciones a nivel estacional en la región tropical Suramericana cuando la SST del Pacífico tropical es utilizada como predictor (Montecinos et al., 2000). El análisis de correlación canónica es una herramienta estadística utilizada cuando se dispone de un número grande de variables, las cuales, por su naturaleza, pueden agruparse en dos grupos, las variables explicativas y explicadas; y en las que se observa un adecuado grado de correlación entre las variables que conforman cada uno de los grupos.

El CCA, es una técnica multivariante lineal que se ha utilizado con frecuencia para estudios de diagnóstico (Diaz et al., 1998) y estudios de predictibilidad (Barnett y Preisendorfer, 1987; Barnston y Ropelewski, 1992).

En la figura 16 se muestra valores de TSM obtenidos por diversos modelos dinámicos y estadísticos, donde se aprecia una subestimación de la magnitud de los eventos La Niña y una corta duración de los mismos. Por ejemplo, durante el evento La Niña 2010/11, cuya duración fue cercana a los dos años, se aprecia valores de TSM en la región Niño 3.4 casi neutros (Figura 16b); asimismo, diversos modelos predijeron valores negativos y positivos para los inviernos subsiguientes, lo cual muestra una imagen poco confiable de la capacidad de predicción de estos eventos extremos.



**Figura 16: Promedio multi-modelo NMME de anomalías de precipitación pronosticado para el periodo diciembre 2016-febrero 2017. (b) Promedio diciembre-febrero de 12 eventos La Niña observados desde 1979. Datos de GPCPv2. Punteado indica donde la relación señal/ruido es mayor que la unidad (el promedio de cada modelo es considerado un miembro de la muestra).**

**FUENTE: DiNezio (2016)**

### **III. MATERIALES Y MÉTODOS**

#### **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 ( $76.65^{\circ}$ - $73.9^{\circ}$  W;  $14.76^{\circ}$ - $13.54^{\circ}$  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') en las partes altas de la cuenca y un clima Semi Frío (B'1) en las zonas de valle. Por otro lado, el régimen de precipitación y de humedad muestra condiciones que varían desde un clima Semi Húmedo, con pequeños déficit y excesos moderados en verano (C2rs') en gran parte de la cuenca, hasta condiciones muy húmedas en verano (B4rs'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). Asimismo, 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.

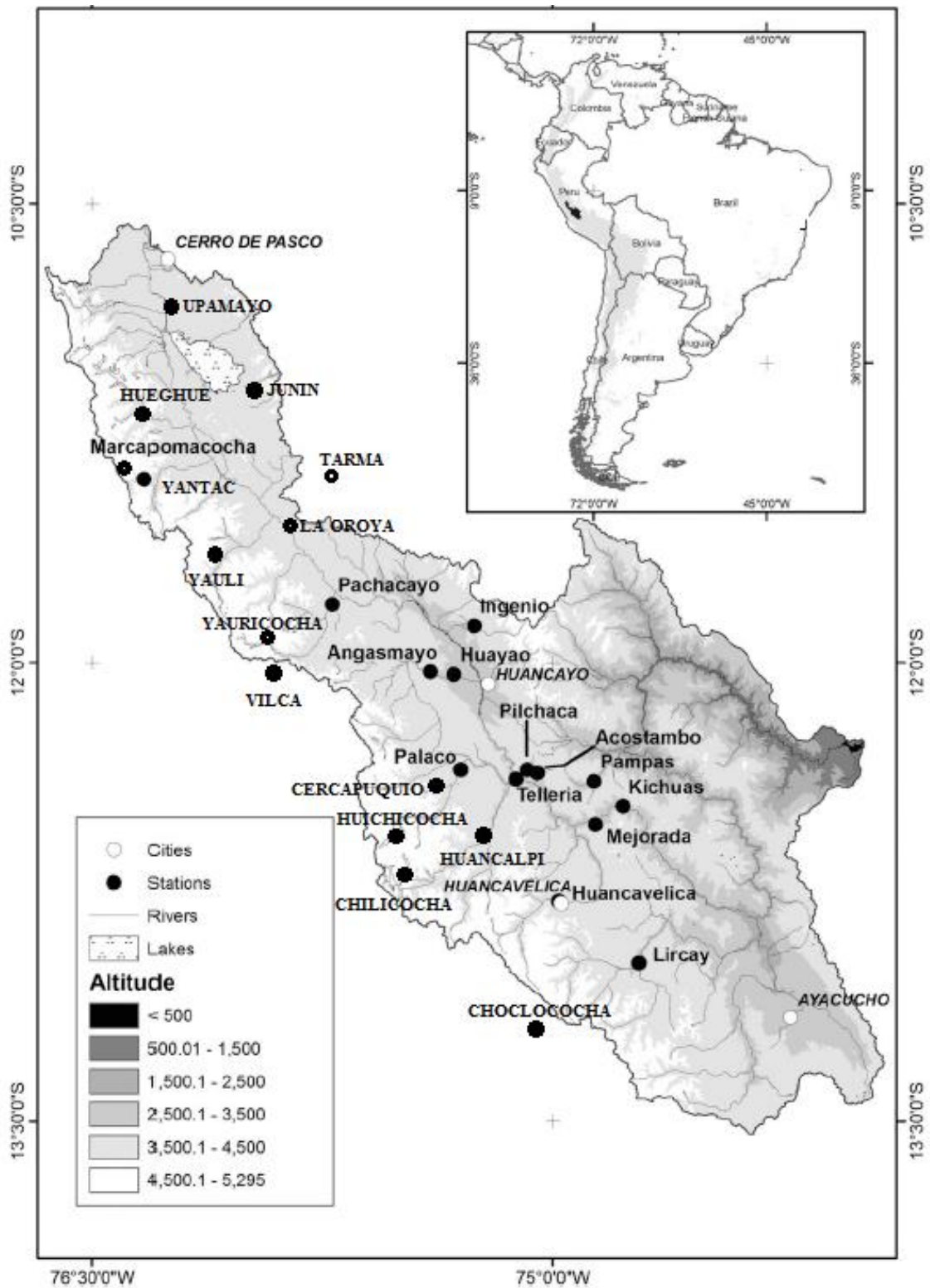


Figura 17: Ubicación de las estaciones meteorológicas dentro de la cuenca del Mantaro.

### **3.1.2. Información climática.**

#### **3.1.2.1. Precipitación.**

Para la presente investigación se obtuvo información pluviométrica a nivel mensual, 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 (Tabla 1). El período de registro de datos considerado en el presente estudio abarca el periodo comprendido entre 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, las cuales contienen registro de las precipitaciones durante el evento El Niño de 1997-1998. Así mismo, se recolectó 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: [http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/documentation/TRMM\\_README](http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/documentation/TRMM_README)

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

Nº	Nombre	Tipo	Distrito	Provincia	Latitud (°S)	Longitud (°N)	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	11° 24' 16"	74° 43' 5.1"	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

**3.1.2.2. Temperatura Superficial del Mar (TSM).**

Para la presente investigación se utilizó valores mensuales de TSM (Reynolds y Smith, 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 cuadrículada se puede consultar la página de la GPCC: <http://gpcc.dwd.de>.

### **3.1.2.3. Radiación de Onda Larga Emergente (OLR) y vientos.**

Para el presente estudio se obtuvo 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 fueron 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, 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](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) con un registro de 40 años de análisis logrando una descripción del clima a nivel global mediante una combinación de datos observados y aquellos obtenidos mediante modelos. En la tabla 2 se presenta un resumen de los datos usados en la presente investigación.

**Tabla 2.- Características de la información climática global.**

Variable	Periodo	Nivel de presión	Unid.	Base de datos	Tipo	Resolución
Precipitación	1998-2016	-	mm/día	TRMM	Series de tiempo	2.5° x 2.5°
Velocidad de viento	1981-2016	850 hPa	m/s	NCEP/NCAR Reanalysis (2014)	Vectorial	2.5° x 2.5°
OLR	1974-2016	Tropósfera alta	w/m2	NOAA/OAR ESRL (2014)	Raster	2.5° x 2.5°

**3.1.2.4. Información hidrométrica.**

Para el presente estudio se obtuvo información hidrométrica de las estaciones administradas por la empresa ELECTRO PERÚ, ubicadas en la parte alta de la cuenca del río Mantaro (Tabla 3). El período de registro corresponde a 1965-2005.

**Tabla 3.- Ubicación de estaciones hidrométricas en la cuenca alta del Río Mantaro.**

Nº	Nombre	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m)	Periodo de registro
1	Puente Chulec	11° 30' 47"	75° 55' 22"	3710	1965-2005
2	Conchas Túnel	11° 51' 18"	75° 44' 27"	3750	1965-2005
3	Piñascocha	11° 51' 05"	76° 46' 43"	3750	1965-2005
4	Puente Stuart	11° 48' 00"	76° 29' 12"	3360	1965-2005
5	Quillón	12° 23' 33"	75° 08' 38"	3190	1965-2005
6	Moya	12° 23' 38"	75° 08' 38"	3180	1965-2005
7	Mejorada	12° 31' 41"	74° 55' 16"	2799	1965-2005
8	Pachacayo	11° 49' 18"	75° 43' 09"	3550	1965-2005
9	Upamayo	10° 55' 19"	76° 16' 24"	4080	1965-2005

### **3.1.3. Equipos y programas:**

Durante el desarrollo de la presente investigación se utilizó equipos de gabinete y los siguientes programas de cómputo.

#### **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 1.0
- ✓ GRADS.

### **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 espacial y temporal de la precipitación, a escala mensual y diaria, e identificar los mecanismos físicos responsables de su ocurrencia en la cuenca alta del Mantaro y analizar su predictibilidad utilizando valores de Radiación de Onda Larga Emergente (OLR) medidos en el Océano Pacífico Ecuatorial Central

## Objetivos Específicos:

Caracterizar la variabilidad espacial y temporal de la precipitación, a escala interanual (1965-2015) y diaria (1998-2015), a partir de registros observados y datos medidos por el satélite TRMM en la cuenca alta del Mantaro, y su relación con eventos El Niño y La Niña.

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

Analizar la capacidad de predictibilidad de la precipitación y caudales, utilizando valores de radiación de onda larga emergente (OLR) medidos en el Pacífico Ecuatorial Central y los patrones de circulación atmosférica relacionados con la ocurrencia de días secos y lluviosos en la cuenca alta del Mantaro.

## Métodos:

Método aditivo para la corrección de valores de precipitación obtenidos del satélite TRMM

Índices de precipitación y Análisis de Componentes Principales

Correlación lineal y Funciones Ortogonales Empíricas

Aplicación del índice OLNi en la predictibilidad utilizando valores de radiación de onda larga emergente (OLR) en el Pacífico Tropical Central.

Composites de la Circulación atmosférica durante los periodos lluviosos y secos.

### 3.2.1. Análisis temporal y espacial de la variabilidad de la precipitación.

#### 3.2.1.1. 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. Esta nueva estación, sirve de base para comparar cada una de las estaciones. Para una mejor aplicación se utiliza una precipitación media extendida, de esa manera, se

evita el problema de asignarle un peso a cada estación y algún problema con la falta de datos (Espinoza, 2005).

### A. Método Brunet- Moret

Se aplicó dicho método con la finalidad de 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 utilizó 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.

En la presente investigación, se utilizó 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 un índice pluviométrico regional anual. Los datos faltantes son proporcionados por el método de Vector Regional. Asimismo, se obtuvo un índice anual pluviométrico que corresponde a una serie de valores de  $P_{ij}/P_{mj}$  (León, 2014).

### **B. 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 es aplicado a cada grupo de estaciones evaluando 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).

### **C. Análisis de regresión lineal.**

Es una expresión matemática que explica el tipo y el grado de relación presente 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:

$$y = a + b_1 \cdot x_1 + b_2 \cdot x_2 + \dots + b_j \cdot x_j + \varepsilon \quad \text{Ecuación 4}$$

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 modelo de regresión se expresa mediante un diagrama de dispersión.

Adicionalmente, 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  $r=-1$ , existe 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.

$$R_{xy} = \frac{Cov}{S_x \cdot S_y} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})\}}{\sqrt{\left\{ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right\}} \sqrt{\left\{ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right\}}} \quad \text{Ecuación 5}$$

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.

#### **D. 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:

- Una 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.

#### **3.2.2. Comparación entre las fuentes de información.**

En esta etapa se compara los valores de precipitación, a nivel mensual y diario, obtenidos del SENAMHI, con aquellos valores del tipo TRMM. Dicha comparación se realizó solo para el periodo común de ambas fuentes de información. Para los fines de la presente investigación se utilizó la metodología desarrollada por Rau (2009).

La distribución heterogénea de las estaciones SENAMHI dentro de la cuenca alta del río Mantaro, así como sus condiciones orográficas no hacen recomendable la interpolación de datos en resoluciones espaciales de gran tamaño. En el presente estudio, se realizó un análisis punto-grilla, entre las dos fuentes de información para un periodo de tiempo común y un espacio geográfico compartido.

A continuación se describen las ecuaciones utilizadas para la comparación y, seguidamente, las estaciones que fueron analizadas.



La diferencia entre los valores mensuales de ambas fuentes de información está dada por la siguiente ecuación:

$$\Delta P_i = \mu_{TRMM\ i} - \mu_{SENAMHI\ i} \quad \text{Ecuación 6}$$

Dónde:

- $i =$  Mes comparado (1,2,...,12).
- $\mu_{TRMM\ i} =$  Media del registro de valores TRMM para un determinado mes  $i$ .
- $\mu_{SENAMHI\ i} =$  Media del registro de valores de SENMAHI para un determinado mes  $i$ .

A continuación se muestra la disponibilidad de estaciones con su correspondiente registro histórico a compararse.

### 3.2.2.1. Obtención de patrones comunes.

En primer término se realizó un análisis independiente de histogramas de precipitación, por cada estación y a nivel mensual, del conjunto de datos obtenidos por SENAMHI y los valores de precipitación TRMM. Ulteriormente, se realizó el cálculo de errores, para determinar la confiabilidad de los valores obtenidos de TRMM sobre aquellos registrados por las estaciones de SENAMHI. Para ello, al igual que el estudio de Rau (2009), se determinó el Error Medio Relativo (%MBE), el Error Absoluto Relativo (%AE) y la Raíz del Error Cuadrático Medio relativo (%RMSE).

#### A. Error Medio Relativo (MBE).

Es calculado mediante la siguiente ecuación:

$$MBE = \frac{\sum(P_{TRMM\ i} - P_{SENAMHI\ i})}{N} \quad \text{Ecuación 7}$$

- $P_{TRMM\ i} =$  Precipitación estimada por TRMM para un determinado mes  $i$  (mm/mes)
- $P_{SENAMHI\ i} =$  Precipitación estimada por SENAMHI para un determinado mes  $i$  (mm/mes)

- $i$  = Mes comparado (1998 - 2015).
- $N$  = Número de años analizados.

### B. Raíz del Error Medio Relativo (RMBE)

Es calculado mediante la siguiente ecuación:

$$RMBE = \sqrt{\frac{\sum (P_{TRMM\ i} - P_{SENAMHI\ i})^2}{N}} \quad \text{Ecuación 8}$$

- $P_{TRMM\ i}$  = Precipitación estimada por TRMM para un determinado mes  $i$  (mm/mes)
- $P_{SENAMHI\ i}$  = Precipitación estimada por SENAMHI para un determinado mes  $i$  (mm/mes)
- $i$  = Mes comparado (1998 - 2015).
- $N$  = Número de años analizados.

### C. Raíz del Error Medio Relativo (RMBE)

Es calculado mediante la siguiente ecuación:

$$AE = \frac{\sum \text{Valor.Abs.}(P_{TRMM\ i} - P_{SENAMHI\ i})}{N} \quad \text{Ecuación 9}$$

El cálculo de dichos errores, brinda un mejor análisis de la exactitud de dichas estimaciones al mostrar el rango de valores que se podrá considerar como confiable. Para un mejor análisis, los resultados de cada tipo de error fueron divididos entre la media del registro de precipitación de SENAMHI, permitiendo ser expresados en porcentajes.

Para este estudio, se utilizaron los valores de %MBE y %RMBE para determinar los componentes sistemáticos y aleatorios del error en los datos estimados de TRMM. Asimismo, al igual que en el estudio de Rau (2009), se consideró una estimación confiable cuando los valores de %RMBE son menores o iguales al 50 por ciento (Franchito et al, 2009).

Posteriormente, se relacionó los valores de precipitación de cada fuente de información, mediante un coeficiente de correlación, el cual es el resultado de aplicar una correlación lineal al conjunto de datos de cada estación y por cada mes analizado. Para efectos de este estudio, se consideró como confiable un nivel de correlación mayor o igual al 70 por ciento, el cual es validado mediante una prueba estadística de T-student con un nivel de significancia del 99 por ciento.

Por otro lado, debido a la presencia de valores de precipitación mínima y de valores iguales a cero, la distribución probabilística de la mayoría de estaciones analizadas muestra una fuerte asimetría negativa (Rau, 2009). Por ello, se obtuvo por una transformación matemática de los valores de precipitación en valores estadísticos dependientes de los mismos, como un porcentaje del promedio, o en términos de alguna distribución estadística (e.g. Jones y Hulme, 1996; Díaz et al., 1989; Rau, 2009). En esta investigación se obtuvo por una transformación por logaritmos naturales, para lo cual se incrementa el valor de la precipitación en una unidad, con lo que se evitan aquellos valores de precipitación iguales a cero. La ecuación matemática utilizada es:

$$\text{Precipitación}_{\text{transf.}} = \text{Log} (\text{Precipitación}+1) \quad \text{Ecuación 10}$$

En último término, con los datos de precipitación expresados en términos de logaritmos naturales, se obtiene el promedio mensual para, posteriormente, realizar ecuaciones del tipo aditiva.

#### **D. Modelo Aditivo:**

$$\Delta P_i = \mu \log (\text{TRMM}_{i+1}) - \mu \log (\text{SENAMHI}_{i+1}) \quad \text{Ecuación 11}$$

Dónde:

- $i =$  Mes comparado (1,2,...,12).
- $\mu_{\text{TRMM } i} =$  Media del registro de valores TRMM transformado para un determinado mes  $i$ .
- $\mu_{\text{SENAMHI } i} =$  Media del registro de valores de SENMAHI transformado para un determinado mes  $i$ .

### E. Corrección de las fuentes de información:

El objetivo para la corrección de valores de precipitación TRMM, a partir de los valores observados por SENAMHI, es encontrar un patrón común entre ambas fuentes de información, para lo cual se calcula el vector  $F_i$  mediante la siguiente ecuación:

$$F_i = \mu \log (TRMM_{i+1}) - \mu \log (SENAMHI_{i+1}) \quad \text{Ecuación 12}$$

De esta manera, se obtuvo medias de los registros corregidos, expresados en logaritmos, los cuales se encuentran incrementados en una unidad.

$$\mu \log (TRMM_{ic+1}) = \mu \log (TRMM_{i+1}) - F_i \quad \text{Ecuación 13}$$

Dónde:

- $i =$  Mes comparado (1,2,...,12).
- $ic =$  Mes de la serie corregida (1,2,...,12).
- $\mu \log (TRMM_{ic+1}) =$  Media del registro de TRMM transformado para un mes  $i$ .

Por otro lado, se calcula un factor  $f_i$  a nivel mensual, para la obtención de la serie completa de TRMM corregida, la cual es calculada mediante la siguiente ecuación:

$$f_i = \frac{\mu \log (TRMM_{i+1})}{\mu \log (TRMM_{ic+1})} = \frac{\sum \log (TRMM_{i+1})}{\sum \log (TRMM_{ic+1})} \quad \text{Ecuación 14}$$

Desarrollando la ecuación se obtiene:

$$f_i * (\log (TRMM_{ic+1}))_j = \log (TRMM_{i+1})_j$$

- $i =$  Mes comparado (1,2,...,12).
- $ic =$  Mes de la serie corregida (1,2,...,12).
- $j =$  Año de la serie analizado (1998, 1999,...,2015).

En último término se obtuvo los valores de precipitación total mensual corregidos de TRMM para cada mes y de cada año analizado, mediante la siguiente expresión:

$$TRMM_{icj} = \sqrt[1.1]{TRMM_{ij} + 1} - 1 \quad \text{Ecuación 15}$$

- $TRMM_{icj}$  = Precipitación TRMM corregida para el mes  $i$  y para el año  $j$ .
- $i$  = Mes de la serie corregida (1,2,...,12).
- $j$  = Año de la serie corregida (1998, 1999,...,2015).

### 3.2.3. 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 responsables de generar 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 éstas no se encuentran correlacionadas y cada una de ellas explica la mayor cantidad de varianza contenida en el grupo de datos originarios.

Para el análisis espacio-temporal de la precipitación se empleó el método basado en una matriz de correlaciones. En primer término, se preparó 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 construyó 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 obtuvo aplicando la siguiente ecuación:

$$C = \frac{1}{N-1} \cdot (X^T x X) \quad \text{Ecuación 16}$$

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<sup>T</sup>= Matriz transpuesta de X.

La elección de cada vector propio (FOE) se realizó 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:

$$C = E \Lambda x E^T \quad \text{Ecuación 17}$$

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

- C= Matriz de correlaciones
- E= Matriz de Funciones Empíricas (EOFs)
- E<sup>T</sup>= Matriz transpuesta de EOFs.
- Λ= Matriz de valores propios
- Λ<sub>k</sub>= 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  $\Lambda$  incluye en la diagonal los llamados valores propios, los cuales están ordenados de mayor a menor ( $\lambda_k$ ); ello explica por qué el primer componente explica el mayor porcentaje de la varianza.

Ulteriormente, se hallaron los Componentes Principales mediante la ecuación:

$$Z = X x E \quad \text{Ecuación 18}$$

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 obtenidos 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:

$$V_k (\%) = \frac{\lambda_k}{\sum_{k=1}^M \lambda_k} \times 100 \quad \text{Ecuación 19}$$

Dónde:

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

### 3.2.4. Índices de precipitación.

Los Índices de Cambio Climático son indicadores que permiten realizar un análisis del clima, en especial, 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.

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 escala diaria (1995-2015) para aquellas estaciones que cuenten con información de precipitación a nivel diario, 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.



**Tabla 4.- Definición de índices de precipitación.**

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

**FUENTE: Haylock (2006).**

### **3.2.5. Análisis de correlación entre los índices de precipitación y las anomalías de OLR y TSM.**

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. Para ello, se analizaron las posibles relaciones entre la variabilidad de las precipitaciones con la variabilidad de la Temperatura Superficial del Mar (TSM), en las regiones de monitoreo conocidas como Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 y Niño 4, y 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 TSM y OLR observada en el Océano Pacífico Ecuatorial se construyeron índices climáticos de precipitación. Dichos índices son el resultado de dividir las anomalías (diferencia entre los valores promedio, es decir la 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 serán 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 y de TSM definidas para las regiones Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 y Niño 4.

### **3.2.6. Análisis de los periodos secos y lluviosos en la cuenca alta del río Mantaro.**

El análisis se realizó para la temporada de lluvias (septiembre-abril), el cual se divide en una temporada de inicio (sep- dic.) y una temporada de máximos valores (enero-marzo). Se utilizó data a nivel mensual.

Para determinar las anomalías en las estaciones lluviosas y secas, se utilizaron los Índices de Precipitación Estandarizada (SPI, por sus siglas en inglés). El SPI (McKee et al., 1993), para un periodo de tiempo determinado, vienen a ser anomalías de precipitación normalizada, es decir, la diferencia con el promedio multianual dividido entre su desviación estándar), asumiendo que el promedio de la precipitación para el periodo de análisis se ajusta a una distribución normal. El SPI es un índice muy versátil, el cual permite la identificación de periodos lluviosos y secos a diferentes escalas de tiempo analizados, y es utilizado por el Centro Nacional para la Mitigación de la Sequía (NDMC, por sus siglas en inglés) para el monitoreo de sequías y que podría ser utilizado para el monitoreo de eventos lluviosos y secos.

Los periodos secos y húmedos en la cuenca del Mantaro, fueron definidos como aquellos en los cuales al menos 20 por ciento del total de estaciones analizadas presenten valores positivos y negativos del SPI. Asimismo, los eventos de sequía fueron definidos para cada periodo de tiempo en el cual el SPI es continuamente negativo y con valores iguales o menores a 1.0.

### **3.2.6. Análisis de la circulación atmosférica relacionada con la ocurrencia de lluvias.**

Con la finalidad de tener un mejor conocimiento de la dinámica de la atmósfera, a una escala espacial adecuada, se analizaron climatologías de vientos y humedad del aire a diferentes niveles de la atmósfera. Para la caracterización a gran escala de la circulación atmosférica asociada a la presencia de eventos hidrológicos extremos sobre la cuenca alta del Mantaro, se utilizó información de vientos a una escala de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  del NCEP-NCAR (Kalnay, 1996) para el mismo periodo, a diferentes niveles (200, 500 y 850 hPa).

### **3.2.7. Pronóstico de precipitaciones en la cuenca alta del Mantaro.**

Los métodos estadísticos utilizados en la predicción climática incluyen el análisis de regresión lineal (Barnston, 1994; Lin et al., 1994), análisis discriminante (Mason, 1998), análisis de conglomerados, análisis de series de tiempo y periodo de análisis. Actualmente medias climáticas óptimas (Huang et al., 1996) y métodos no lineales como las redes neuronales (Navone y Ceccatto, 1994; ; Hastenrath et al., 1995) han venido siendo utilizados con éxito.

El método estadístico elegido para construir un modelo de predicción en esta investigación será el Análisis de Correlación Canónica (CCA, por sus siglas en inglés), el cual ha sido ampliamente usado como técnica de predicción climática (Barnett et al., 1987; Graham et al., 1987; Barnston et al., 1992; Barnston y Smith, 1996) que es una técnica estadística multivariada que determina las combinaciones lineales dos grupos de datos (el grupo de datos predictores, e.g. valores de radiación de onda larga emergente, y un grupo de datos predictandos, e.g. precipitación) los cuales deben estar correlacionados.

#### **3.2.7.1. Análisis de correlación canónica.**

Inicialmente descrito por Hotelling (1933), el Análisis de Correlación Canónica (ACC) es un tipo análisis estadístico de múltiples variables independientes y dependientes. De manera similar a la regresión, el objetivo de esta técnica es poder cuantificar la significancia de la relación de un conjunto de variables, identificando de esta manera la dimensionalidad de cada conjunto de variables analizadas, la cual maximiza la relación entre dichas variables, es decir, busca las relaciones entre dos o más conjuntos de variables

y la óptima combinación lineal entre éstos sistemas buscado obtener una correlación máxima.

En la presente investigación se utilizó la herramienta de ACC para correlacionar patrones de OLR como predictores con patrones de precipitación predichas (predictandos). El supuesto del cual se parte es que los patrones anómalos de OLR actúan sobre procesos de la circulación atmosférica, las cuales influyen sobre los patrones de precipitación.

Inicialmente, se preparó la información de los campos tanto del predictor como del predictando, utilizando, para ello, igual número de componentes principales “p”. Posteriormente, se relacionaron los patrones de variabilidad en ambos campos, representados por sus respectivas componentes principales, por medio de “q” relaciones. Ulteriormente, se procedió a analizar un número razonable de combinaciones “p” y “q” para así definir un modelo estadístico óptimo. La cantidad de valores “p” y “q” para analizar dicho modelo, fueron aquellos que muestran, en promedio, la máxima capacidad predictante (Alfaro, 2007).

### **3.2.7.2. Índice OLR para eventos La Niña.**

Estudios previos del análisis de acoplamiento dinámico relacionado con ENSO, han demostrado que la región cálida del Pacífico Ecuatorial, caracterizada por la presencia de una profunda actividad convectiva, experimenta una disminución de éste proceso en años identificados con eventos La Niña. Chiodi y Harrison (2015), desarrollaron un índice para poder identificar la región oceánica asociada con dicha transición; para ello, calcularon la diferencia entre los valores de OLR promedio para todos aquellos años identificados con eventos La Niña y el promedio de todos los años considerados neutro. Es importante mencionar que, los años con presencia de eventos ENSO fueron previamente identificados, con los datos de TSM para la región 3.4. Para este estudio se delimitó la región El Niño 4 comprendida entre 160° W y 150° E y -5° S y 5° S para el cálculo del índice OLR para eventos La Niña. Recientes estudios han demostrado el rol que cumplen los vientos del Este sobre la aparición y el desarrollo de eventos La Niña (Chiodi y Harrison, 2010). Los vientos del Este, se caracterizan por valores de amplitud de anomalías de viento en la superficie superiores a 0.45 Pa, con escalas temporales promedio de una semana; asimismo, dichas `oleadas` de vientos del Este conducen a un mayor enfriamiento de unas

décimas de grados centígrados en promedio sobre el Pacífico occidental, el cual persiste dos o tres meses. Es importante mencionar que la frecuencia de esas llamadas oleadas de vientos del Este aumentan considerablemente durante la fase fría del ENSO, proporcionando una retroalimentación positiva para el desarrollo de eventos La Niña (Chiodi y Harrison, 2015). En otras palabras, la presencia e intensidad de los vientos del Este son tan importantes para el desarrollo de eventos La Niña como los vientos del Oeste lo son para los eventos La Niña (Chiodi y Harrison, 2015 y 2016).

Por otro lado, Chiodi y Harrison (2016), estudiaron la presencia de fuertes anomalías positivas de OLR sobre el Pacífico Tropical Occidental, región típicamente asociada con el incremento estacional de anomalías de los vientos del Este. Asimismo, la acumulación de días con altos valores de OLR sobre esta región está ligada a la ocurrencia de vientos del Este los cuales mantienen las bajas temperaturas de la superficie del mar.

Sobre la base de estas consideraciones, Chiodi y Harrison (2016) propusieron el Índice OLR para eventos La Niña (OLNI), el cual está definido sobre la suma de valores de OLR diario fuertemente positivos (cielo despejado) sobre la Pacífico Tropical Occidental en los meses típicamente asociados con el inicio y el desarrollo de eventos La Niña. Específicamente, el índice OLR La Niña, es definido sobre el promedio diario de valores OLR mediante:

$$OLNI = \sum_{i=1}^n C(i), \quad \text{con:}$$

$$C(i) = \begin{cases} 1 & \text{si } OLR(i) > OLR_c \\ 0 & \text{en otros casos.} \end{cases}$$

Dónde:

- $n, i$  = número de días contados a partir del 1 de Marzo del año 0 ( la sumatoria del índice es contado a partir de esta fecha para cada año). El valor de  $n$  equivale al 31 de diciembre.

- OLR (i) = Promedio diario de los valores de OLR sobre la región de El Niño 4 [160°E, 150°W y -5°S 5°N]
- OLRc = 270 W m<sup>2</sup>, valor equivalente al percentil 90 para la región El Niño 4.

El periodo para este análisis (Marzo-Diciembre) fue considerando teniendo en cuenta que en este periodo el evento se inicia y se desarrolla.

Para los propósitos de esta investigación, se definió un valor de OLRc = 270 W m<sup>2</sup>, para la zona de estudio analizado (región El Niño 4), valor que representa el percentil 90 de los valores.

## **IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

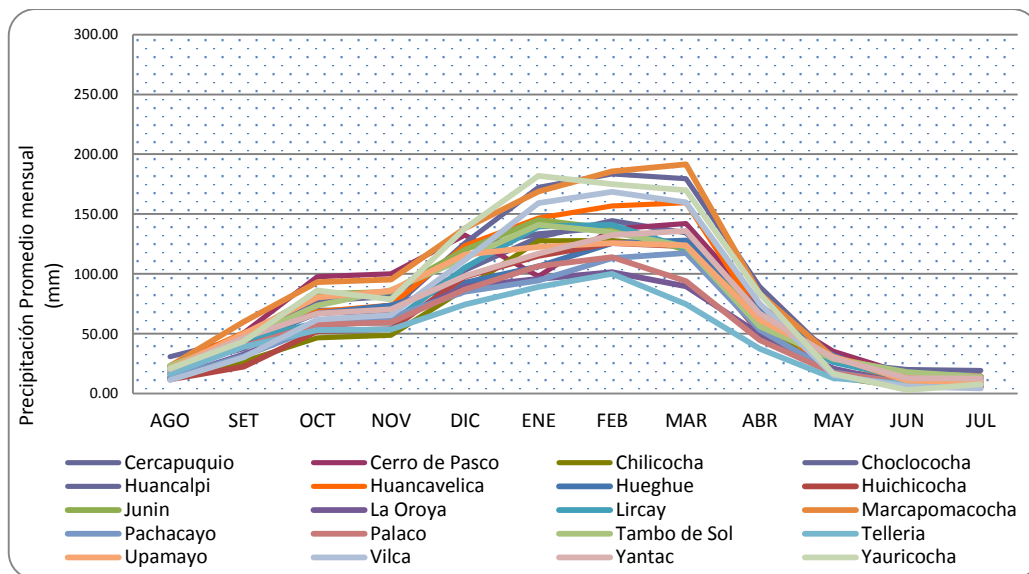
Los resultados y las discusiones están presentadas teniendo en cuenta los objetivos que han sido definidos al inicio de la investigación: i) resultados del análisis de la variabilidad de la precipitación a escala interanual para el período 1965-2015; así como de la precipitación diaria durante los eventos La Niña y el Niño moderados y fuertes presentes durante el período comprendido entre 1998-2015, ii) resultados del análisis de correlación entre las precipitaciones y caudales de la cuenca alta del Mantaro con los indicadores globales del clima como son la TSM y los valores de OLR en el Pacífico Central y Occidental y iii) resultados del análisis de la circulación atmosférica y de las anomalías de OLR en el Pacífico Central así como su utilización como predictores de la precipitación en la cuenca alta del Mantaro durante eventos La Niña.

### **4.1. Análisis de la variabilidad de la precipitación.**

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

#### **4.1.1. Variabilidad interanual 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 23 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 8 y 9 del Anexo 1)



**Figura 18.- Variación de la precipitación media mensual en las estaciones SENAMHI y ELECTROPERU.**

La figura muestra la variación de la precipitación mensual de todas las estaciones analizadas dentro de la cuenca alta del Mantaro.



**Tabla 5.- Resumen de la precipitación total mensual y anual en la cuenca alta del Mantaro.**

<b>Estación</b>	<b>REGISTRO</b>	<b>AGO</b>	<b>SET</b>	<b>OCT</b>	<b>NOV</b>	<b>DIC</b>	<b>ENE</b>	<b>FEB</b>	<b>MAR</b>	<b>ABR</b>	<b>MAY</b>	<b>JUN</b>	<b>JUL</b>	<b>ANUAL</b>
Cercapuquio	1965 - 2015	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
Cerro de Pasco	1966 - 2015	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
Chilicocha	1967 - 2015	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	1968 - 2015	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	1969 - 2015	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	1970 - 2015	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
Hueghue	1971 - 2015	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
Huichicocha	1972 - 2015	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
La Oroya	1974 - 2015	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
Lircay	1975 - 2015	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
Marcapomacocha	1976 - 2015	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
Pachacayo	1977 - 2015	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	1978 - 2015	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
Tambo de Sol	1979 - 2015	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	1980 - 2015	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
Telleria	1981 - 2015	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
Upamayo	1982 - 2015	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
Vilca	1983 - 2015	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
Yantac	1984 - 2015	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	1985 - 2015	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

#### 4.1.2. Comparación de los valores de precipitación del TRMM y SENAMHI.

Los registros de precipitación mensual total obtenidos del SENAMHI y ELECTROPERÚ, son comparados con los registros obtenidos de TRMM, mediante la diferencia a nivel mensual para un período de registro común.

En la figura 19 se aprecia el comportamiento a nivel espacial de las diferencias totales a nivel mensual entre los datos de precipitación obtenida mediante el sensor TRMM y aquellos obtenidos del SENAMHI. El gráfico muestra que, en términos generales, hay una subestimación de la precipitación de los datos de TRMM (diferencias negativas), a excepción de algunas estaciones como Tarma y Telleria, especialmente durante los meses de mayor lluvia. Por otro lado, durante los meses de menor precipitación (abril – agosto) los valores de precipitación obtenidos por TRMM son ligeramente mayores a las mediciones realizadas por SENAMHI. Por cuanto, se sugiere que la corrección de datos debe realizarse a nivel mensual, obteniendo de esta manera patrones de corrección adecuados para cada mes.

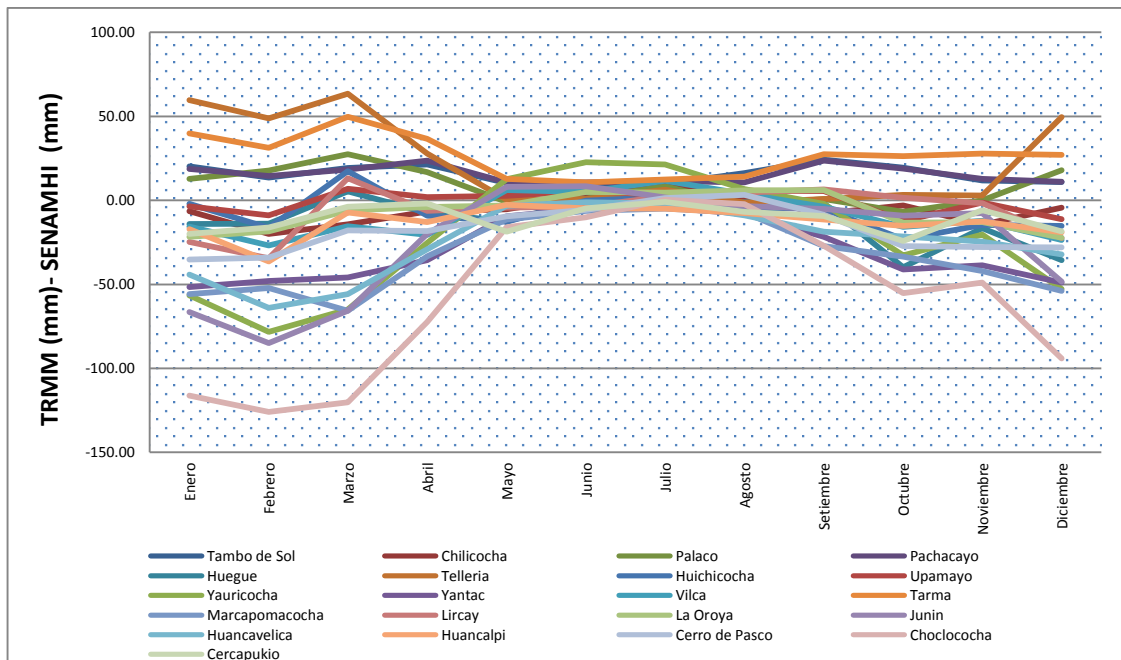


Figura 19.- Variación estacional de las diferencias entre los valores de precipitación obtenidos con TRMM y SENAMHI.

**Tabla 6.- Resumen de las diferencias de precipitación entre TRMM y SENAMHI.**

$$\Delta \text{MES} = \text{TRMM mes} - \text{SENAMHI mes}$$

<b>Estación</b>	<b>Δ ENE</b> <b>mm</b>	<b>Δ FEB</b> <b>mm</b>	<b>Δ MAR</b> <b>mm</b>	<b>Δ ABR</b> <b>mm</b>	<b>Δ MAY</b> <b>mm</b>	<b>Δ JUN</b> <b>mm</b>	<b>Δ JUL</b> <b>mm</b>	<b>Δ AGO</b> <b>mm</b>	<b>Δ SEP</b> <b>mm</b>	<b>Δ OCT</b> <b>mm</b>	<b>Δ NOV</b> <b>mm</b>	<b>Δ DIC</b> <b>mm</b>	<b>Δ TOTAL</b> <b>mm</b>
Cercapuquio	-20.1	-16.1	-3.8	-1.9	-18.7	-4.8	-1.0	-6.8	-9.3	-24.2	-5.8	-18.5	-130.9
Cerro de Pasco	-35.2	-34.1	-17.8	-18.2	-9.4	-5.7	1.5	3.2	-8.5	-27.1	-27.8	-28.0	-207.2
Chilicocha	-6.4	-19.9	-14.2	-6.5	-5.4	2.3	9.0	1.4	-7.8	-3.0	-14.4	-4.3	-69.3
Choclococha	-116.1	-125.9	-120.3	-72.3	-16.0	-10.0	0.4	-2.3	-27.0	-55.3	-48.9	-94.1	-687.6
Huancalpi	-17.1	-36.4	-7.2	-12.8	-2.5	-4.7	-4.8	-7.6	-11.4	-15.2	-12.4	-19.1	-151.3
Huancavelica	-44.1	-63.9	-55.9	-29.1	-3.3	-1.1	-1.9	-9.0	-18.6	-21.4	-24.5	-32.1	-304.8
Huegue	-14.1	-13.9	5.4	-7.3	-12.6	0.8	-0.2	-1.0	-1.7	-39.9	-16.5	-35.5	-136.6
Huichicocha	-2.1	-16.3	17.5	-9.2	-12.8	-0.1	1.9	-4.5	-5.0	-23.1	-14.6	-15.3	-83.7
Junin	-66.4	-85.0	-65.6	-19.9	8.1	8.5	1.7	-3.3	-5.1	-9.1	-7.5	-48.3	-291.9
La Oroya	-21.6	-18.4	-6.0	-3.9	-2.9	4.9	4.7	6.0	6.2	-13.4	-12.9	-22.3	-79.7

**Tabla 6.-Resumen de las diferencias de precipitación entre TRMM y SENAMHI (continuación)**

$$\Delta \text{MES} = \text{TRMM mes} - \text{SENAMHI mes}$$

Estación	$\Delta$ ENE mm	$\Delta$ FEB mm	$\Delta$ MAR mm	$\Delta$ ABR mm	$\Delta$ MAY mm	$\Delta$ JUN mm	$\Delta$ JUL mm	$\Delta$ AGO mm	$\Delta$ SEP mm	$\Delta$ OCT mm	$\Delta$ NOV mm	$\Delta$ DIC mm	$\Delta$ TOTAL mm
Lircay	-24.7	-34.5	13.2	-6.2	-4.3	-3.6	2.3	4.6	6.5	1.6	-1.6	-22.3	-69.1
Marcapomacocha	-55.8	-52.2	-65.8	-33.4	-11.4	-6.2	-4.9	-7.1	-27.2	-33.4	-42.1	-53.8	-393.2
Pachacayo	18.6	14.6	18.4	23.7	10.7	10.8	11.5	10.7	23.6	18.9	12.8	11.1	185.4
Palaco	12.9	17.7	27.5	16.8	-0.9	1.1	8.3	-3.1	0.8	-6.7	0.0	17.9	92.3
Tambo de Sol	20.3	13.6	19.3	21.3	10.4	7.1	9.8	16.2	24.3	19.5	11.8	10.9	184.6
Tarma	39.8	31.2	49.7	36.6	12.7	10.7	12.4	14.1	27.4	26.3	27.9	27.1	315.9
Telleria	59.7	48.8	63.4	27.9	0.5	0.9	6.4	-1.3	0.8	3.2	3.0	49.6	262.7
Upamayo	-3.5	-8.9	6.9	2.0	2.8	5.6	3.0	5.7	5.6	-12.4	-1.3	-11.2	-5.6
Vilca	-15.6	-26.8	-15.5	-20.6	6.2	5.0	11.7	3.9	-3.7	-15.7	-12.2	-23.7	-106.9
Yantac	-51.6	-48.0	-45.9	-35.6	-9.5	-4.9	-4.3	-8.0	-21.6	-41.2	-38.7	-48.9	-358.1
Yauricocha	-56.6	-78.2	-65.0	-25.2	12.6	22.7	21.4	6.6	-2.0	-32.6	-20.2	-52.7	-269.2

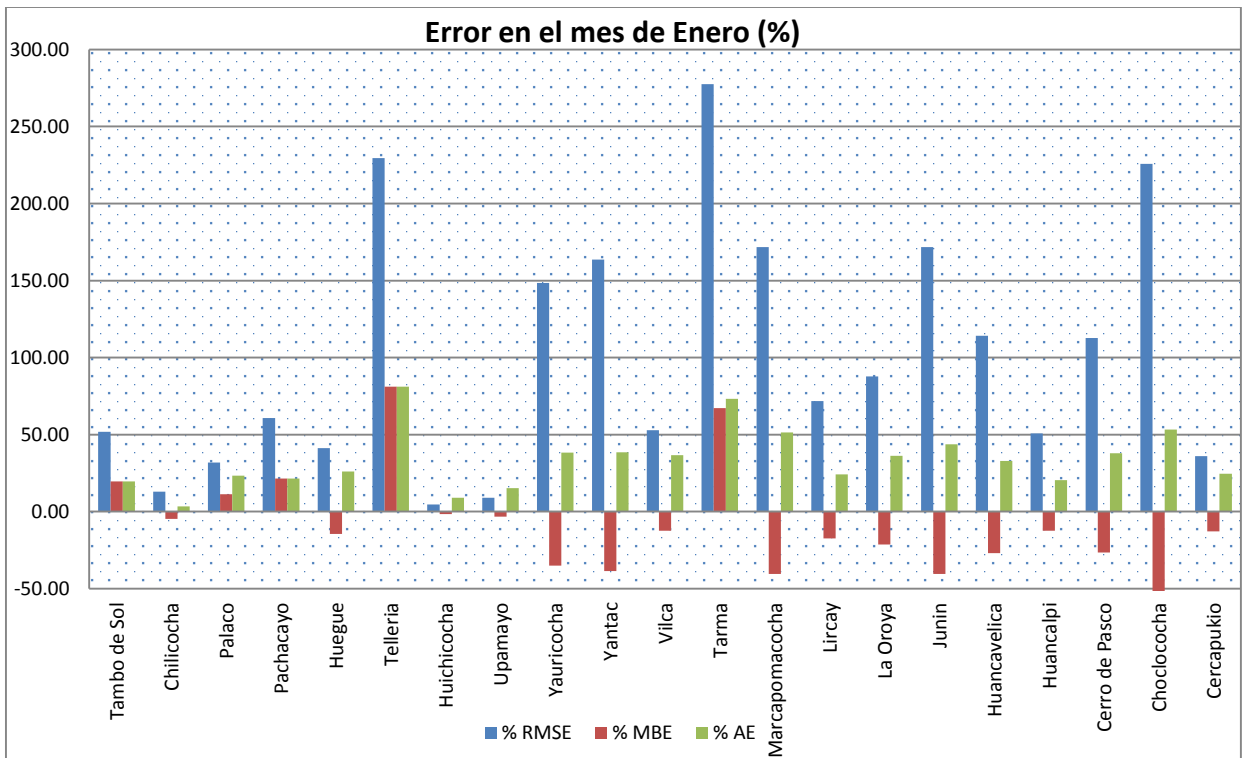
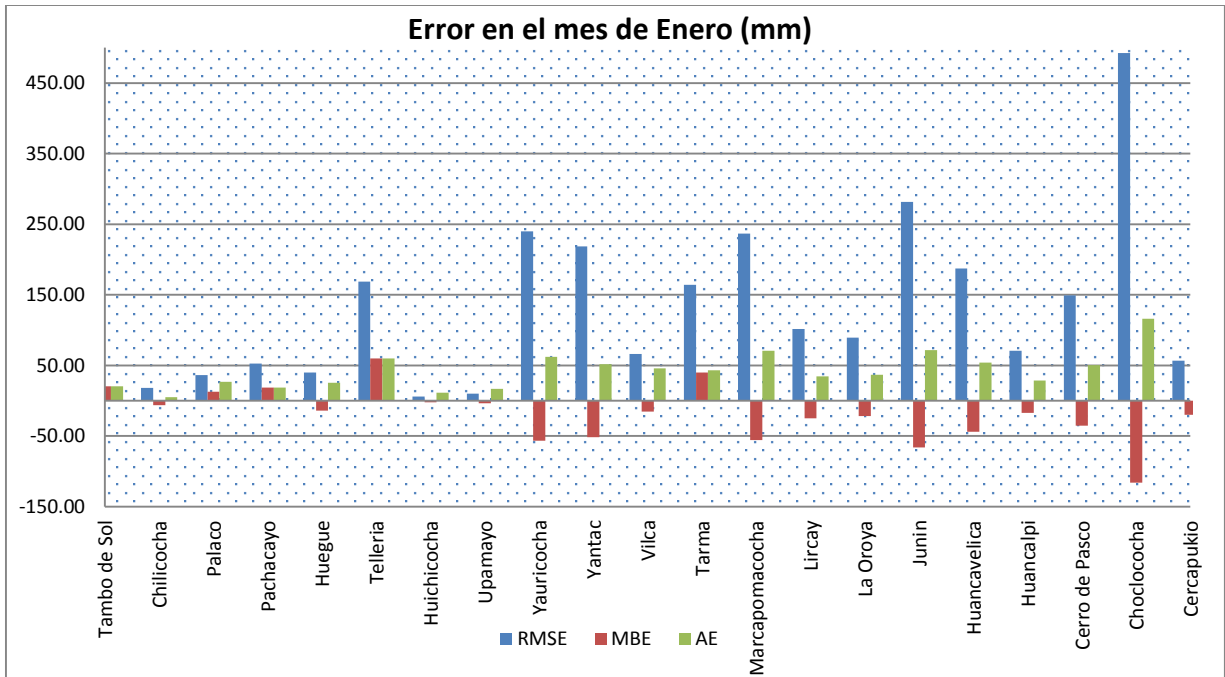
#### **4.1.3. Patrones comunes entre los datos in situ y TRMM.**

Del análisis de los gráficos en los que se comparan los comportamientos temporales de los datos obtenidos por ambas fuentes de información, se observa un comportamiento similar en la mayoría de estaciones, a excepción de algunas, cuyos valores se alejan de los patrones obtenidos con las diferencias de promedio mensuales. A continuación, se obtienen parámetros que validen los datos de TRMM obtenidos a partir de los registros de las estaciones de SENAMHI. Dichos parámetros vienen a ser los errores relativos (%RMSE, %MBE, %AE) además del coeficiente de correlación (%CC).

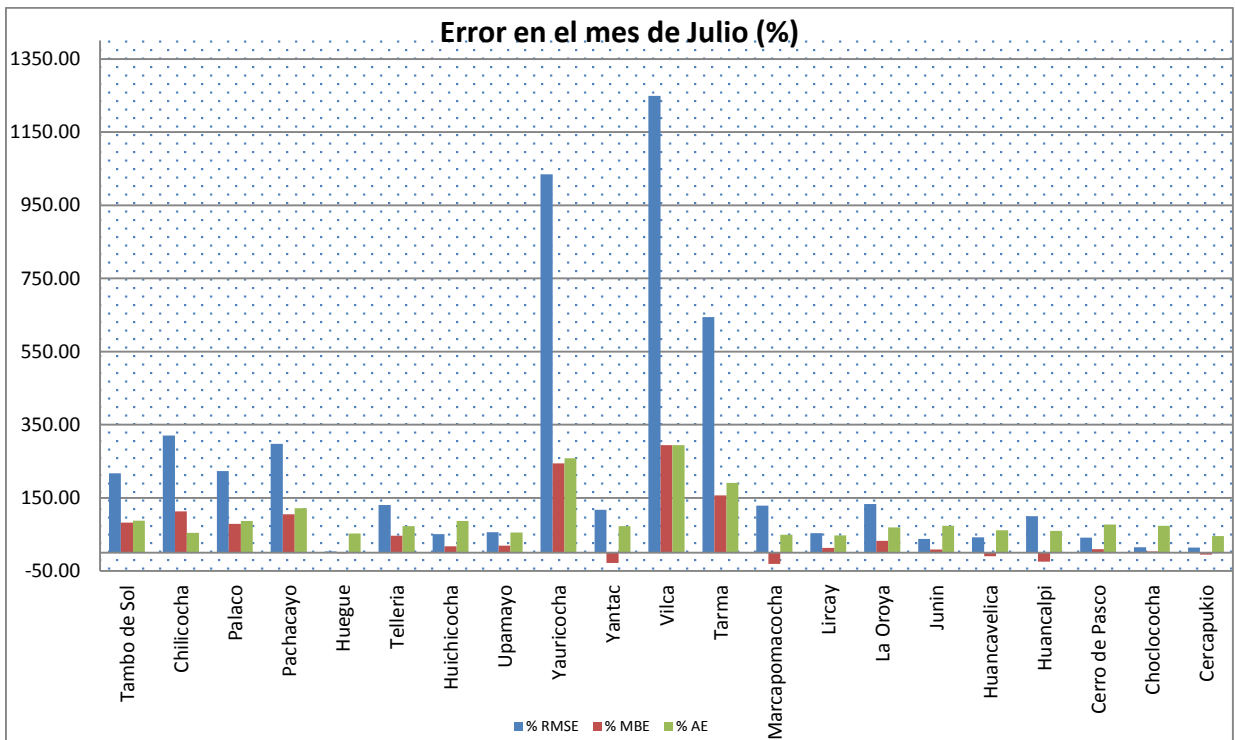
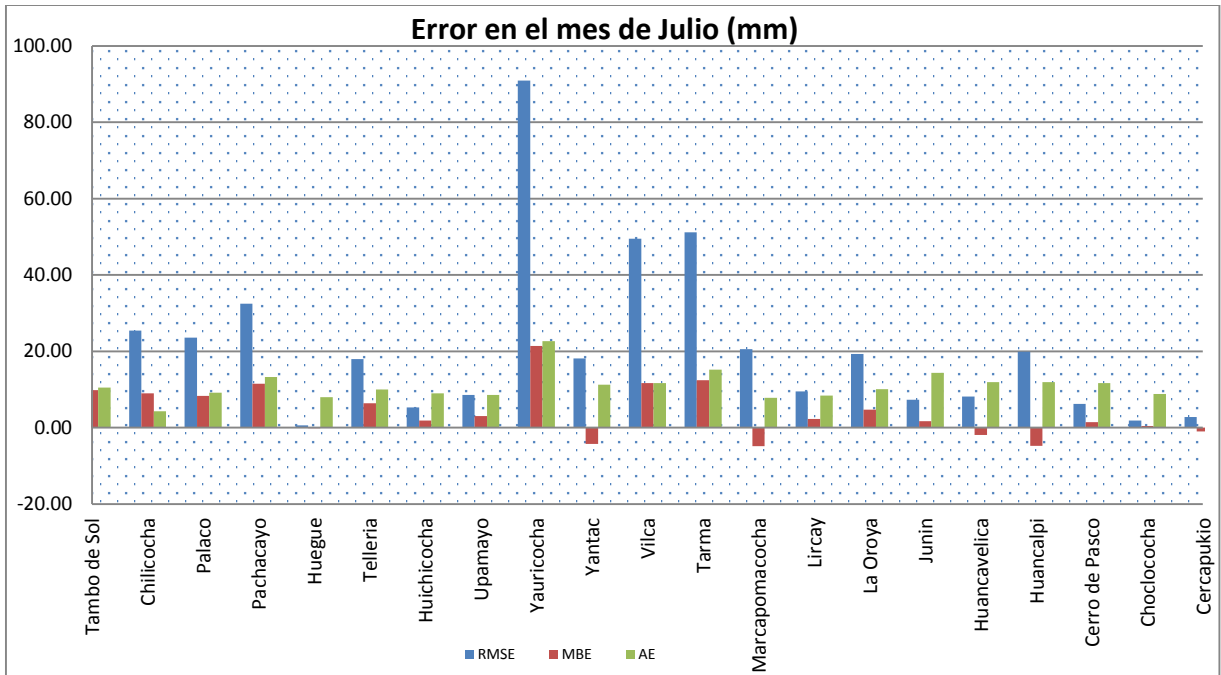
Inicialmente se procedió al cálculo de los errores relativos, los cuales sirven para precisar el grado de confiabilidad de los datos de precipitación obtenidos mediante el sensor TRMM con respecto a los datos de precipitación observada del SENAMHI, así como la evaluación de la calidad de información que proporcionan ambas. Según la literatura consultada para esta estimación (Rau, 2009), un valor de %RMSE por debajo del 50 por ciento otorga un grado adecuado de confiabilidad para la utilización de datos TRMM; así como, un %MBE cercano al cero indica un mejor grado de validación y un %AE inferior al 50 por ciento ofrece un mayor grado de validez a los resultados obtenidos (Rau, 2009).

El cuadro muestra la variación del %RMSE para cada estación analizada a nivel mensual.

**Figura 20 a.) Variación de la raíz del error cuadrático medio (RMSE), el error medio (RBE) y el error medio absoluto (AE) en mm. b) Variación de la raíz del error cuadrático medio relativo (%RMSE), el error medio relativo (%RBE) y el error medio absoluto relativo (%AE) para cada estación de la cuenca alta del Mantaro durante el mes de Enero.**



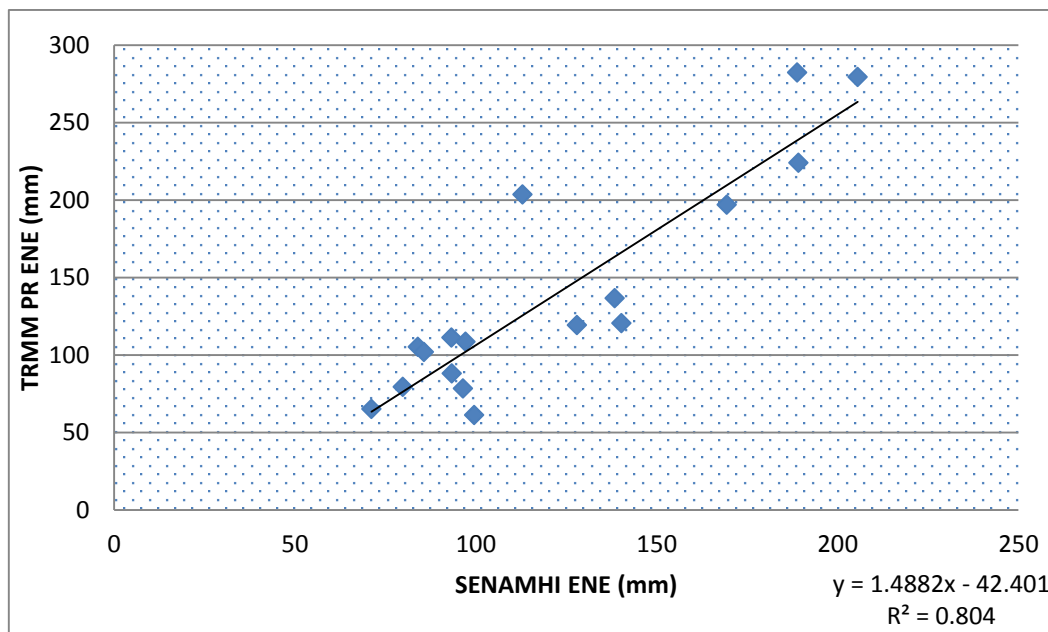
**Figura 21 a.) Variación de la raíz del error cuadrático medio (RMSE), el error medio (RBE) y el error medio absoluto (AE) en mm. b) Variación de la raíz del error cuadrático medio relativo (%RMSE), el error medio relativo (%RBE) y el error medio absoluto relativo (%AE) para cada estación de la cuenca alta del Mantaro durante el mes de Julio.**



Del análisis de los gráficos de variación de errores para cada una de las estaciones de la cuenca alta del Mantaro, se puede apreciar una notable diferencia entre los valores de error registrados para un mes húmedo, verbigracia enero, y uno seco como julio. En cuanto a la confiabilidad de las estimaciones se sugiere que, durante el mes de enero, solo son confiables los registros de las estaciones Tambo de Sol, Chilicocha, Palaco, Huegue, Huichicocha, Upamayo, Huancalpi y Cercapuquio. Por otro lado, durante el mes seco de julio, son confiables las estaciones de Huegue, Huichicocha, Junín, Huanvaelica, Cerro de Pasco, Choclococha y Cercapuquio.

Ulteriormente, se procede a establecer un coeficiente lineal de correlación para todas las estaciones de la cuenca alta del río Mantaro para cada mes. Para ello, se consideró una ecuación lineal cuya intersección se da en el eje de coordenadas, siendo representada mediante la ecuación:

$$P_{TRMM} = A' \cdot P_{SENAMHI}$$



**Figura 22.- Regresión lineal para la estación Huancalpi durante el mes de enero, entre los datos de TRMM y SENAMHI con un coeficiente de correlación lineal de 0.8 considerado como adecuado.**



**Tabla 7.- Variación de los errores relativos y del coeficiente de correlación por cada estación a nivel mensual.**

MES	ESTACIÓN	Prom SENAMHI	Prom. TRMM	%CC	%RMSE	%MBE	%MAE
ENERO	Tambo de Sol	40.24	48.13	98.47	51.91	19.62	19.62
	Chilicocha	62.22	59.37	99.07	12.98	-4.59	3.51
	Palaco	50.88	56.6	92.87	31.8	11.24	23.32
	Pachacayo	38.53	46.82	97.89	60.84	21.51	21.51
	Huegue	43.17	36.89	87.59	41.15	-14.55	26.08
	Telleria	32.68	59.2	94.74	229.58	81.17	81.17
	Huichicocha	56.43	55.49	98.42	4.69	-1.66	9.06
	Upamayo	48.66	47.1	95.91	9.07	-3.21	15.23
	Yauricocha	152.72	96.13	40.65	148.46	-34.99	38.34
	Yantac	133.66	82.1	46.69	163.64	-38.57	38.57
	Vilca	125.12	109.53	33.15	52.86	-12.46	36.58
	Tarma	55.88	93.5	38.6	277.53	67.31	73.21
	Marcapomacocha	137.92	82.1	12.83	171.7	-40.47	51.44
	Lircay	133.71	110.4	72.5	71.88	-17.43	24.26
	La Oroya	95.96	75.52	20.09	87.82	-21.3	36.23
	Junin	163.91	97.53	2.4	171.81	-40.5	43.81
	Huancavelica	163.91	119.8	11.03	114.17	-26.91	33.01
	Huancalpi	139.05	121.93	80.4	50.77	-12.31	20.54
	Cerro de Pasco	132.53	97.32	7.21	112.73	-26.57	37.91
	Choclococha	218.08	101.99	40.5	225.86	-53.24	53.24
Cercapukio	69.96	61.05	93.43	36.03	-12.74	24.63	
FEBRERO	Tambo de Sol	52.7	58	98.47	26.62	10.06	23.71
	Chilicocha	74.36	65.52	99.07	33.62	-11.89	9.23
	Palaco	53.25	61.12	92.87	41.79	14.77	25.08
	Pachacayo	49.27	55.75	97.89	37.17	13.14	16.53
	Huegue	55.31	49.13	87.59	31.59	-11.17	20.85
	Telleria	46.01	67.69	94.74	133.27	47.12	47.12
	Huichicocha	67.79	60.55	98.42	30.23	-10.69	16.66
	Upamayo	59.19	55.22	95.91	18.96	-6.7	16.83
	Yauricocha	167.39	89.18	40.65	187.22	-44.13	46.72
	Yantac	143.28	95.26	46.69	142.19	-33.51	40.81
	Vilca	140.38	113.54	33.15	81.12	-19.12	29.06
	Tarma	66.5	95.97	38.6	182.74	44.32	66
	Marcapomacocha	147.42	95.26	12.83	150.1	-35.38	43.69
	Lircay	141.52	108.91	72.5	95.01	-23.04	25.08
	La Oroya	96.79	79.42	20.09	74.01	-17.95	30.81
	Junin	185.58	100.59	2.4	194.3	-45.8	49.63
	Huancavelica	185.58	121.66	11.03	146.13	-34.44	38.32
	Huancalpi	155.2	118.79	80.4	96.74	-23.46	27.84
	Cerro de Pasco	139.08	104.98	7.21	104.02	-24.52	29.66
	Choclococha	236.62	110.72	40.5	225.74	-53.21	53.21

**Tabla 7.- Variación de los errores relativos y del coeficiente de correlación por cada estación a nivel mensual (continuación).**

MES	ESTACIÓN	Prom. SENAMHI	Prom. TRMM	%CC	%RMSE	%MBE	%MAE
<b>MARZO</b>	Tambo de Sol	44.01	51.52	97.27	45.18	17.08	19.74
	Chilicocha	60.65	55.12	98.82	24.13	-9.12	4.68
	Palaco	39.61	51.85	98.17	87.41	30.9	30.9
	Pachacayo	45.67	52.82	98.07	41.46	15.67	16.91
	Huegue	49.68	51.77	88.7	11.12	4.2	19.71
	Telleria	36.49	64.68	93.96	218.56	77.27	77.27
	Huichicocha	47.45	54.24	97.08	37.86	14.31	14.6
	Upamayo	54.88	57.96	94.85	15.87	5.61	16.74
	Yauricocha	161.99	97.04	64.12	160.67	-37.87	40.22
	Yantac	153.57	107.66	34.28	126.82	-29.89	32.75
	Vilca	133.25	117.78	16.6	49.27	-11.61	36.79
	Tarma	61.79	108.77	21.84	313.44	76.02	79.76
	Marcapomacocha	173.44	107.66	73.75	160.91	-37.93	37.93
	Lircay	113.22	125.65	68.01	45.29	10.98	21.2
	La Oroya	92.24	86.59	25.95	25.26	-6.13	35.77
	Junin	177.25	111.61	15.07	157.11	-37.03	43.89
	Huancavelica	177.25	121.39	20.19	133.71	-31.51	35.86
	Huancalpi	132.02	124.85	68.67	22.37	-5.43	14.17
	Cerro de Pasco	139.13	121.32	10.22	54.31	-12.8	26.26
	Choclococha	236.62	116.35	7	215.65	-50.83	53.34
Cercapukio	58.21	56.72	93	6.79	-2.57	16.78	
<b>ABRIL</b>	Tambo de Sol	20.21	28.49	88.57	108.41	40.98	49.39
	Chilicocha	26.75	24.21	74.23	25.16	-9.51	12.84
	Palaco	19.93	26.45	91.01	86.65	32.75	33.65
	Pachacayo	19.68	28.88	89.27	123.72	46.76	40.92
	Huegue	24.94	22.08	88.62	30.3	-11.45	24.53
	Telleria	14.2	25.04	77.63	201.9	76.31	69.94
	Huichicocha	26.16	22.58	86.71	36.14	-13.66	27.65
	Upamayo	28.14	29.02	85.65	8.78	3.11	29.47
	Yauricocha	74.14	48.9	17.22	136.42	-32.15	45.32
	Yantac	75.67	40.11	16.09	199.35	-46.99	48.58
	Vilca	73.88	53.26	2.73	118.41	-27.91	41.72
	Tarma	28.57	63.1	6.09	498.47	120.9	140.41
	Marcapomacocha	73.49	40.11	28.47	192.69	-45.42	46.21
	Lircay	50.4	44.54	34.24	47.91	-11.62	32.8
	La Oroya	51.33	47.68	1.14	29.33	-7.11	59.22
	Junin	76.61	56.71	2.79	110.18	-25.97	50.83
	Huancavelica	76.61	47.52	42.66	161.08	-37.97	44.47
	Huancalpi	64.74	51.9	68.71	81.75	-19.83	31.24
	Cerro de Pasco	73.27	55.07	0	105.35	-24.83	38.84
	Choclococha	114.06	41.77	43.88	268.88	-63.38	63.38

**Tabla 7.- Variación de errores relativos y del coeficiente de correlación (continuación)**

MES	ESTACIÓN	Prom SENAMHI	Prom. TRMM	%CC	%RMSE	%MBE	%MAE
MAYO	Tambo de Sol	12.16	16.19	84.06	87.75	33.17	38.92
	Chilicocha	7.04	4.95	89.02	78.6	-29.71	19.13
	Palaco	6.33	5.97	48.47	15.13	-5.72	54.16
	Pachacayo	5.94	10.11	60.97	185.87	70.25	64.65
	Huegue	14.66	9.75	85.22	88.52	-33.46	34.11
	Telleria	6.84	7.03	56.86	7.23	2.73	55.57
	Huichicocha	8.94	3.97	53.66	147.13	-55.61	58.04
	Upamayo	13.23	14.48	82.46	26.58	9.4	32.61
	Yauricocha	15.34	27.9	0.14	328.21	77.36	139.77
	Yantac	23.54	14.02	20.91	171.53	-40.43	54.23
	Vilca	11.81	18	0.25	222.71	52.49	99.53
	Tarma	10.95	22.97	2.12	452.72	109.8	144.06
	Marcapomacocha	25.46	14.02	29.12	190.61	-44.93	61.39
	Lircay	26.12	22.07	51.47	63.93	-15.5	34.62
	La Oroya	22.84	20.06	11.45	50.21	-12.18	51.53
	Junin	18.53	26.61	0	184.86	43.57	104
	Huancavelica	18.53	15.25	33.35	75.21	-17.73	50.69
	Huancalpi	18.78	16.25	31.11	55.63	-13.49	39.16
	Cerro de Pasco	35.08	25.66	1.37	113.97	-26.86	43.86
	Choclococha	25.74	9.75	2.4	263.51	-62.11	78.42
Cercapukio	13.24	5.97	64.21	145.25	-54.9	57.81	
JUNIO	Tambo de Sol	5.01	7.79	38.81	146.72	55.46	101.96
	Chilicocha	1.99	3.01	32.43	145.37	51.4	44.07
	Palaco	2.61	3.08	44.61	51.98	18.38	78.36
	Pachacayo	2.44	7.22	5.05	552.84	195.46	264.92
	Huegue	4.35	4.69	56.43	22.25	7.87	69.46
	Telleria	2.47	2.87	52.4	45.02	15.92	75.35
	Huichicocha	2.59	2.54	53.79	5.58	-1.97	57.92
	Upamayo	4.92	7.42	38.21	143.7	50.81	99.03
	Yauricocha	2.87	25.57	5.89	3166.31	746.31	790.21
	Yantac	12.35	7.45	11.78	168.36	-39.68	76.93
	Vilca	5.48	10.52	0.54	389.62	91.84	143.76
	Tarma	5.04	15.12	41.44	823.36	199.69	206.26
	Marcapomacocha	13.63	7.45	18.8	192.35	-45.34	63.34
	Lircay	9.25	5.81	22.17	153.38	-37.2	59.5
	La Oroya	8.27	12.92	13.53	232.05	56.28	102.17
	Junin	8.64	17.14	11.29	417.29	98.36	138.61
	Huancavelica	8.64	7.58	9.52	52.11	-12.28	73.51
	Huancalpi	11.65	6.93	24.96	167.03	-40.51	67.99
	Cerro de Pasco	16.47	10.75	0.49	147.41	-34.74	66.07
	Choclococha	14.97	5	1.35	282.41	-66.57	89.01

**Tabla 7.- Variación de errores relativos y del coeficiente de correlación (continuación)**

MES	ESTACIÓN	Prom SENAMHI	Prom. TRMM	%CC	%RMSE	%MBE	%MAE
<b>JULIO</b>	Tambo de Sol	4.66	8.47	72.25	216.76	81.93	87.75
	Chilicocha	3.52	7.51	81.19	320.58	113.34	54.36
	Palaco	4.7	8.41	64.45	223.2	78.91	86.39
	Pachacayo	4.84	9.94	60.48	297.94	105.34	122.09
	Huegue	6.71	6.62	60.61	3.81	-1.35	52.61
	Telleria	6.11	8.93	72.24	130.62	46.18	72.81
	Huichicocha	4.59	5.42	36.78	50.94	18.01	86.46
	Upamayo	6.84	8.19	56.68	55.78	19.72	55.63
	Yauricocha	8.29	29.72	2.8	1034.85	243.92	258.27
	Yantac	15.42	11.16	0.23	117.27	-27.64	72.99
	Vilca	3.96	15.62	23.18	1248.87	294.36	294.36
	Tarma	7.49	19.21	8.39	644.66	156.35	191.27
	Marcapomacocha	16.01	11.16	43.88	128.57	-30.3	48.71
	Lircay	16.68	18.86	65.71	53.9	13.07	47.6
	La Oroya	13.71	18.12	24.36	132.74	32.19	69.59
	Junin	19.44	21.17	40.64	37.61	8.87	73.86
	Huancavelica	19.44	17.53	45.05	41.83	-9.86	61.34
	Huancalpi	19.91	15.1	83.61	99.7	-24.18	59.93
	Cerro de Pasco	15.08	16.54	0.38	41.19	9.71	77.35
	Choclococha	11.97	12.4	23.81	15.29	3.6	73.28
Cercapukio	8.84	8.41	73.02	13.76	-4.86	45.82	
<b>AGOSTO</b>	Tambo de Sol	5.53	11.42	46.82	300.64	113.63	137.33
	Chilicocha	4.12	4.98	84.09	41.28	14.59	24.74
	Palaco	7.54	6.57	91.19	51.57	-18.23	24.7
	Pachacayo	5.46	10.19	77.83	247.21	87.4	87.4
	Huegue	8.48	8.09	62.01	15.26	-5.39	54.82
	Telleria	7.38	7.19	75.66	22.58	-7.98	40.41
	Huichicocha	5.41	3.69	61.15	104.62	-36.99	70.47
	Upamayo	7.77	10.15	66.67	92.57	32.73	56.84
	Yauricocha	22.38	24.27	8.84	152.69	35.99	83.61
	Yantac	25.19	13.32	3.86	159.21	-37.53	58.34
	Vilca	12.63	13.73	0.26	177.43	41.82	112.6
	Tarma	7.58	20.64	2.73	744.49	180.56	208.87
	Marcapomacocha	22.68	13.32	7.96	147.46	-34.76	62.65
	Lircay	16.79	17.91	23.12	125.98	30.55	64.42
	La Oroya	14.1	18.34	7.86	183.32	44.46	88.03
	Junin	30.24	22.93	25.8	53.67	-12.65	56.37
	Huancavelica	30.24	17.55	6.73	144.72	-34.11	61.95
	Huancalpi	24.94	14.17	26.32	145.23	-35.22	55.45
	Cerro de Pasco	18.96	19.07	6.94	84.14	19.83	66.22
	Choclococha	19.13	13.35	5.69	62.01	-14.61	79.17
Cercapukio	9.17	6.57	64.3	92.61	-32.74	55.84	

**Tabla 7.- Variación de errores relativos y del coeficiente de correlación (continuación)**

MES	ESTACIÓN	Prom SENAMHI	Prom. TRMM	%CC	%RMSE	%MBE	%MAE
<b>SEPTIEMBRE</b>	Tambo de Sol	14.06	21.27	65.52	177.98	67.27	71.67
	Chilicocha	16.17	12.9	65.36	60.28	-21.31	20.52
	Palaco	15.1	15.52	52.32	6.72	2.38	48.41
	Pachacayo	12.03	21	64.89	246.57	87.17	90.57
	Huegue	19.72	15.9	87.88	10.52	-3.72	22.6
	Telleria	17.4	17.83	97.09	5.59	1.98	14.79
	Huichicocha	12.47	10.27	82.47	50.28	-17.78	27.74
	Upamayo	18.87	19.13	74.27	37.53	13.27	45.34
	Yauricocha	41.69	37.3	29.24	19.83	-4.67	44.03
	Yantac	51.43	27.04	10.54	177.15	-41.75	48.46
	Vilca	34.44	30.1	24.94	45.56	-10.74	39.92
	Tarma	14.67	36.09	1.69	840.54	203.86	211.33
	Marcapomacocha	58.96	27.04	22.28	201.03	-47.38	56.56
	Lircay	29.09	35.61	27.96	86.57	21	45.55
	La Oroya	33.34	34.69	28	78.19	18.96	45.23
	Junin	48.46	42	8.67	44.04	-10.38	47.06
	Huancavelica	48.46	31.15	51.62	160.72	-37.88	44.22
	Huancalpi	41.81	32.61	38.71	106.26	-25.77	41.4
	Cerro de Pasco	52.74	39.05	18.58	72.48	-17.08	38.97
	Choclococha	46.52	20.14	5.89	250.95	-59.15	69.39
Cercapukio	19.59	15.52	88.47	59.63	-21.08	25.15	
<b>OCTUBRE</b>	Tambo de Sol	26.6	30.22	79.87	75.41	28.5	47.74
	Chilicocha	27.01	22.1	71.06	13.88	-4.91	9.05
	Palaco	32.57	25.68	86.13	26.02	-9.2	19.54
	Pachacayo	24.36	29.33	81.13	97.46	34.46	39.46
	Huegue	42	21.18	81.84	119.28	-42.17	42.17
	Telleria	30.43	28.02	89.18	13.39	4.73	20.9
	Huichicocha	30.81	17.81	78.26	94.34	-33.36	35.22
	Upamayo	38.69	29.82	77.4	40.25	-14.23	26.68
	Yauricocha	81.05	48.3	7.39	155.68	-36.69	44.58
	Yantac	83.49	39.63	33.1	210.15	-49.53	49.53
	Vilca	62.95	43.44	1.69	106.46	-25.09	39.02
	Tarma	34.42	55.33	0.28	292.77	71.01	103.98
	Marcapomacocha	77.69	39.63	42.61	188.09	-44.33	59.57
	Lircay	53.51	50.55	44.23	11.63	2.82	36.16
	La Oroya	62.79	43.74	4.33	87.47	-21.21	34.17
	Junin	71.38	57.28	0.32	54.69	-12.89	44.64
	Huancavelica	71.38	45.82	19.18	128.4	-30.26	33.96
	Huancalpi	77.48	54.08	14.17	85.71	-20.79	33.91
	Cerro de Pasco	99.36	68.24	17.47	116.5	-27.46	34.56
	Choclococha	94.96	33.96	0.05	255.47	-60.21	62.69
Cercapukio	40.31	25.68	86.33	75.32	-26.63	29.55	

**Tabla 7.- Variación de errores relativos y del coeficiente de correlación (continuación)**

MES	ESTACIÓN	Prom SENAMHI	Prom. TRMM	%CC	%RMSE	%MBE	%MAE
NOVIEMBRE	Tambo de Sol	30.26	33.14	79.11	40.23	15.2	44.09
	Chilicocha	28.47	20.25	73.43	63.61	-22.49	12.62
	Palaco	26.08	24.18	80.81	0	0	23.02
	Pachacayo	25.86	30.51	93.94	62.16	21.98	22.98
	Huegue	31.31	0	86.78	54.31	-20.53	23.06
	Telleria	25.96	25.51	64.38	14.33	5.07	34.62
	Huichicocha	26.67	18.45	80.08	68.76	-24.31	24.9
	Upamayo	34.06	31.62	81.2	4.65	-1.64	17.6
	Yauricocha	71.88	49.89	24.89	113.87	-26.84	38.66
	Yantac	87.58	48.17	23.58	190.82	-44.98	45.4
	Vilca	63.61	47.98	0.48	83.65	-19.72	48.17
	Tarma	37.54	58.88	1.39	325.73	79	104.8
	Marcapomacocha	91.71	48.17	35.55	199.7	-47.07	53.08
	Lircay	58.02	46.38	9.67	12.77	-3.1	37.13
	La Oroya	64.27	48.98	0.95	81.88	-19.86	38.84
	Junin	82.04	62.94	0.64	44.39	-10.46	54.8
	Huancavelica	82.04	45.34	11.75	145.09	-34.2	43.46
	Huancalpi	67.52	52.2	19.43	77.12	-18.7	29.51
	Cerro de Pasco	105.14	69.67	0.39	117.58	-27.71	34.35
	Choclococha	89.62	29.66	12.3	259.85	-61.25	71.27
Cercapukio	28.67	24.18	67.33	25.49	-9.01	27.62	
DICIEMBRE	Tambo de Sol	42.91	47.02	84.97	26.18	9.89	27.67
	Chilicocha	55.24	52.4	91.51	9.89	-3.5	9.69
	Palaco	47.11	54.18	75.82	47.81	16.9	33.68
	Pachacayo	39.91	44.81	96.11	35.05	12.39	14.94
	Huegue	46.38	33.43	92.33	78.79	-29.78	27.8
	Telleria	34.94	55.25	92.96	178.36	63.06	63.06
	Huichicocha	54.17	46.56	85.69	35.46	-12.54	22.95
	Upamayo	51.17	46.58	85.02	27.58	-9.75	22.84
	Yauricocha	128.46	75.88	32.36	164.28	-38.72	42.82
	Yantac	121.09	72.86	21.07	171.39	-40.4	48.26
	Vilca	117.18	93.61	0.26	85.65	-20.19	48.14
	Tarma	62.82	89.01	0.47	167.77	40.69	66.15
	Marcapomacocha	126.01	72.86	1.44	181.26	-42.72	57.52
	Lircay	119.94	99.07	34.16	72.56	-17.6	26.14
	La Oroya	93.15	72.16	1.36	93.19	-22.6	41.78
	Junin	140.39	92.59	6.83	145.9	-34.39	46.19
	Huancavelica	140.39	107.17	18.11	96.92	-22.84	33.36
	Huancalpi	129.48	108.82	70.98	60.75	-14.73	21.98
	Cerro de Pasco	133.8	105.68	1.21	88.78	-20.93	27.51
	Choclococha	179	84.62	40.06	222.98	-52.56	52.56
Cercapukio	54.18	46.09	94.8	35.18	-13.3	18.24	

#### **a. Estación Tambo de Sol-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación muestran valores de %RMSE por debajo del 50 por ciento durante los meses de noviembre a febrero (ligeramente superior en el mes de enero), es decir, en los meses de mayor precipitación; claro indicador de que durante este periodo, las estimaciones realizadas tienen un grado adecuado de confiabilidad. El máximo valor de %RMSE se registra durante el mes de agosto (300 por ciento); asimismo, durante el periodo seco, que comprende los meses de abril a octubre, todos los valores son superiores al 50 por ciento de RMSE, considerando que la precipitación media durante estos meses tienden a ser mínimas en comparación a la precipitación media anual, como es el caso del mes de julio, cuya precipitación media del registro de SENAMHI es de 4.66 mm. Por consiguiente, para el periodo que comprende los meses de abril a octubre no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra un alto valor para todo el periodo húmedo, tendiendo a disminuir durante el periodo seco, llegando a valores mínimos del 39 por ciento durante el mes de junio. Asimismo, los valores de %MBE muestran valores positivos para todos los meses, indicando que los valores de precipitación estimados mediante el TRMM son mayores a los valores observados de SENAMHI; además, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante el mes de diciembre con un valor de 9.9 por ciento, siendo el mes con mejor aproximación entre ambas fuentes de información para esta estación.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante el periodo octubre – mayo teniendo como valor mínimo 19.62 por ciento para el mes de enero; en contraste, durante el período junio–septiembre se registran los valores máximos, con valores de 137 por ciento para el mes de agosto.

En último término, se concluye que se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM son confiables durante el periodo húmedo (nov-mar) a diferencia del periodo seco cuya confiabilidad no es adecuada.

### **b. Estación Chilicocha-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación muestran valores de %RMSE por debajo del 50 por ciento durante los meses de octubre a abril (exceptuando el mes de noviembre), es decir, en los meses de mayor precipitación; lo cual indica que, durante éste período las estimaciones realizadas tienen un grado adecuado de confiabilidad. El máximo valor de %RMSE se registra durante el mes de julio (320 por ciento); asimismo, durante el periodo seco todos los valores son superiores al 50 por ciento de RMSE, exceptuando el mes de agosto, cuyo valor es menor al 50 por ciento. Por consiguiente, para el periodo que comprende los meses de mayo a noviembre, no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra, en general, altos valores de correlación para todo el año, con valores superiores al 70 por ciento, exceptuando el mes de junio, cuyo valor es de 39 por ciento. Asimismo, los valores de %MBE muestran valores negativos para todo el año (excepto durante los meses de junio, julio y agosto, con picos de 113 por ciento para julio) indicando que los valores de precipitación estimados mediante el TRMM son menores a los valores observados de SENAMHI; además, el mes con %MBE más cercano a cero, ocurre durante el mes de diciembre, con un valor de 3.5 por ciento, siendo el mes con mejor aproximación entre ambas fuentes de datos para esta estación.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante todo el año, excepto durante el mes de julio con un valor de 54.36 por ciento. En último término, se concluye que se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, en general las estimaciones de TRMM son confiables para casi todo el año, exceptuando el mes de julio.



### **c. Estación Palaco-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación muestran valores de %RMSE por debajo del 50 por ciento durante los meses de septiembre a febrero (además del mes de mayo), es decir, en los meses de mayor precipitación; lo cual indica que, durante este periodo, las estimaciones realizadas tienen un grado adecuado de confiabilidad. El máximo valor de %RMSE se registra durante el mes de julio (223 por ciento); asimismo, durante el periodo seco, todos los valores son superiores al 50 por ciento de RMSE, exceptuando el mes de mayo cuyo valor es menor al 50 por ciento. Por consiguiente, para el período que comprende los meses de marzo a agosto no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación TRMM originales.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra, en general, altos valores de correlación para todo el año, con valores superiores al 70 por ciento, exceptuando los meses de mayo, junio y septiembre con valores mínimos de 44 por ciento para junio. Asimismo, los valores de %MBE muestran valores positivos para todo el año (excepto durante los meses de mayo, agosto y septiembre) indicando que los valores de precipitación estimados mediante el TRMM son, en general, mayores a los valores observados de SENAMHI; además, el mes con %MBE más cercano a cero, ocurre durante el mes de noviembre con un valor igual a cero, siendo el mes con una perfecta aproximación entre ambas fuentes de datos para esta estación.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante casi todo el año, excepto durante los meses de mayo, junio y julio. En último término se concluye que se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM son confiables para casi todo el año, exceptuando los meses de mayo, junio y julio.

#### **d. Estación Pachacayo.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación muestran valores de %RMSE por debajo del 50 por ciento solo durante los meses de febrero, marzo y diciembre, es decir, en los meses de mayor precipitación; lo cual indica que, durante este periodo las estimaciones realizadas tienen un grado adecuado de confiabilidad. El máximo valor de %RMSE se registra durante el mes de junio (552 por ciento). Por consiguiente, solo para el periodo que comprende los meses diciembre a marzo, se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra, en general, altos valores de correlación para casi todo el año, con valores superiores al 70 por ciento, exceptuando el mes de junio con un valor desusadamente mínimo de 5 por ciento. Asimismo, los valores de %MBE muestran valores positivos para todo el año, indicando que los valores de precipitación estimados mediante el TRMM son mayores a los valores observados del SENAMHI; además, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante el mes de diciembre, con un valor igual a 12.39 por ciento, siendo el mes con una mejor aproximación entre ambas fuentes de datos para esta estación.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante todo el periodo húmedo (octubre–abril). En último término, se concluye que se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, en general, las estimaciones de TRMM son confiables para el periodo de mayor precipitación en la cuenca, es decir, durante los meses de diciembre a febrero.

#### **e. Estación Huego.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación muestran, en general, valores de %RMSE por debajo del 50 por ciento, excepto durante los meses de octubre, noviembre y diciembre, es decir, en los meses en los que inicia la temporada de lluvia en el Mantaro; lo cual indica que, durante este periodo, las estimaciones realizadas no presentan un grado adecuado de confiabilidad. El máximo valor de %RMSE se registra durante el mes de octubre (119.28 por ciento). Por consiguiente, solo para el periodo que comprende los meses enero a abril, la fase pico de las precipitaciones, se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información, muestra altos valores de correlación (superiores al 80 por ciento) para casi todo el año, exceptuando los meses de junio, julio y agosto con valores de entre 50 y 60 por ciento en promedio.

Asimismo, los valores de %MBE muestran valores negativos para casi todo el año, exceptuando los meses de marzo y junio, lo cual indica que los valores de precipitación estimados mediante el TRMM son menores a los valores observados de SENAMHI; además, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante el mes de julio, con un valor igual a 1.35 por ciento, siendo el mes con una mejor aproximación entre ambas fuentes de datos para esta estación.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante todo el período húmedo (septiembre–mayo), mostrando valores altos en los meses de junio, julio y agosto. En último término, se concluye que se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM son confiables para el período de mayor precipitación en la cuenca, es decir, durante los meses de noviembre a abril.

#### **f. Estación Huichicocha.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación muestran valores de %RMSE por debajo del 50 por ciento, durante el periodo diciembre-abril, es decir, en los meses de mayor presencia de lluvia en el Mantaro; lo cual indica que, solo durante este período, las estimaciones realizadas presentan un grado adecuado de confiabilidad. El máximo valor de %RMSE se registra durante el mes de agosto (104.62 por ciento). Por consiguiente, solo para el período que comprende los meses diciembre a abril, la fase pico de las precipitaciones, se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra altos valores de correlación (superiores al 80 por ciento) solo para el período de lluvias; en contraste, el periodo seco (mayo- agosto) muestra valores de entre 50 y 60 por ciento en promedio.

Asimismo, valores de %MBE muestran valores negativos para casi todo el año, exceptuando los meses de marzo y julio, lo cual indica que los valores de precipitación estimados mediante el TRMM son menores a los valores observados del SENAMHI; además, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante el mes de junio con un valor igual a 1.97 por ciento, siendo el mes con una mejor aproximación entre ambas fuentes de datos para esta estación.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante todo el periodo húmedo (septiembre-abril), mostrando valores altos en los meses de junio, julio y agosto, con un valor máximo de 86 por ciento en el mes de julio. En último término, se concluye que se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM son confiables para el período húmedo en la cuenca, es decir, durante los meses de octubre a abril.

#### **g. Estación Upamayo.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación muestran valores de %RMSE por debajo del 50 por ciento, durante el período septiembre-mayo, es decir, en el período húmedo y con mayor presencia de lluvia en el Mantaro; lo cual indica que, solo durante este período las estimaciones realizadas presentan un grado adecuado de confiabilidad. Durante el período considerado seco, de junio a agosto, los valores son considerablemente más altos, con un máximo valor de %RMSE durante el mes de junio (143.70 por ciento). Por consiguiente, solo para el periodo que comprende los meses de septiembre a abril, el periodo húmedo, se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra altos valores de correlación (superiores al 80 por ciento) para el periodo de lluvias; en contraste, el periodo seco (junio- agosto) registra valores de entre 50 y 60 por ciento en promedio, con un valor mínimo en el mes de junio de 38.21 por ciento.

Asimismo, valores de %MBE muestran meses con valores negativos para el período de mayores valores de precipitación y, en contraste, valores positivos para el período seco; además, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante el mes de noviembre con un valor igual a 1.67 por ciento, siendo el mes con una mejor aproximación entre ambas fuentes de datos para esta estación.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento, ocurren durante todo el período húmedo (septiembre-abril), mostrando valores altos en los meses de junio, julio y agosto, con un valor máximo de 99 por ciento en el mes de junio. En último término, se concluye que se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM son confiables para el periodo húmedo en la cuenca, es decir, durante los meses de septiembre a mayo.

#### **h. Estación Yauricocha.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación muestran valores de %RMSE superiores al 50 por ciento para casi todo el año, exceptuando el mes de septiembre con un valor de 19.83 por ciento, lo cual indica que solo durante este mes las estimaciones realizadas presentan un grado mínimo de confiabilidad. Durante el resto del año, los valores son desusadamente altos, con un máximo valor de %RMSE durante el mes de junio (3166.3 por ciento), valor que se considera aislado. Por consiguiente, no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestran valores muy bajos de correlación (inferiores al 50 por ciento) lo que muestra que no hay una adecuada correlación entre los valores obtenidos por las dos fuentes de información, con un valor mínimo de 0.14 por ciento para el mes de mayo, donde no hay ningún grado de vinculación entre datos.

Asimismo, los valores de %MBE muestran meses con valores negativos para el período de mayor precipitación y, en contraparte, valores positivos, y muy altos, para el periodo seco; con un valor máximo de 746 por ciento; además, el mes con %MBE más cercano a cero es septiembre con un valor igual a 4.67 por ciento, siendo el mes con una mayor aproximación entre ambas fuentes de datos para esta estación.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante todo el período húmedo (septiembre–abril), mostrando valores altos en los meses de mayo, junio y julio, con un valor desusadamente alto de 790 por ciento en el mes de junio. En último término, se concluye que no se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM no son confiables para ser utilizados en ninguno periodo del año para esta estación

### **i. Estación Yantac.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación muestran una ausencia de valores de %RMSE inferiores al 50 por ciento para todo el año, lo cual indica que en ninguno de los meses, las estimaciones realizadas presentan un grado mínimo de confiabilidad. Durante todo el año, los valores son desusadamente altos, con un máximo valor de %RMSE durante el mes de octubre (210.15 por ciento). Por consiguiente, en general, no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales para todo el año

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra valores muy bajos de correlación (inferiores al 30 por ciento) lo que muestra que no hay una adecuada correlación entre los valores obtenidos por las dos fuentes de información, con valores iguales a cero para el mes de julio, donde no hay ningún grado de vinculación entre datos.

Asimismo, los valores de %MBE muestran meses con valores negativos todo el año, lo que significa que los valores de precipitación de TRMM son inferiores a los datos obtenidos por el SENAMHI, con un valor máximo de 46 por ciento; además, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante julio, con un valor igual a 27.64 por ciento, siendo el mes con una mejor aproximación entre ambas fuentes de datos para esta estación.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante todo el período húmedo (septiembre–abril), mostrando valores altos en los meses de mayo, junio y julio, con un valor desusadamente alto de 76 por ciento en el mes de junio. En último término, se concluye que no se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM no son confiables para ser utilizados en ninguno período del año para esta estación.

#### **j. Estación Vilca.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación no presentan valores de %RMSE inferiores al 50 por ciento, excepto en los meses de septiembre y marzo, aunque con valores muy altos; lo cual sugiere que en ninguno de los meses, las estimaciones realizadas presentan un grado mínimo de confiabilidad. Durante todo el año, los valores son altos, con un máximo y único valor de %RMSE durante el mes de julio (1248.8 por ciento). Por consiguiente, en general, no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales para todo el año.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra valores muy bajos (inferiores al 30 por ciento) lo cual sugiere que no hay una adecuada correlación entre los valores obtenidos por las dos fuentes de información, con valores iguales a cero para el mes de julio, donde no hay ningún grado de vinculación entre datos.

Asimismo, los valores de %MBE muestran meses con valores negativos durante los períodos de mayor precipitación (septiembre-abril), lo que sugiere que los valores de precipitación de TRMM son inferiores a los datos obtenidos por SENAMHI; en contraste, durante los meses de menor precipitación (mayo-agosto) se tienen valores positivos; además, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante septiembre con un valor igual a 10.74 por ciento, siendo el mes con una mayor aproximación entre ambas fuentes de datos para esta estación.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante todo el período húmedo (septiembre-abril), mostrando valores altos en los meses de mayo, junio y julio, con un valor desusadamente alto de 76 por ciento en el mes de junio. En último término se concluye que no se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM solo son confiables para ser utilizados en los periodos de mayor precipitación, pero no gozan de un adecuado grado de confiabilidad.



#### **k. Estación Tarma.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación no muestran valores de %RMSE inferiores al 50 por ciento para todo el año, lo cual indica que en ninguno de los meses, las estimaciones realizadas presentan un grado mínimo de confiabilidad. Durante todo el año, los valores tienden a ser desusadamente altos, con un máximo de %RMSE durante el mes de septiembre (840.54 por ciento). Por consiguiente, no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales durante todo el año.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra valores muy bajos de correlación (inferiores al 40 por ciento) lo que sugiere que no hay una adecuada correlación entre los valores obtenidos por las dos fuentes de información, con valores cercanos a cero para el mes de octubre, donde no hay ningún grado de vinculación entre datos.

Asimismo, los valores de %MBE muestran meses con valores positivos durante todo el año, lo que sugiere que los valores de precipitación de TRMM son superiores a los datos obtenidos por el SENAMHI; por otro lado, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante septiembre con un valor igual a 40.69 por ciento, por lo tanto, no hay ningún grado de semejanza entre valores.

Por otro lado, no hay presencia de valores de %AE por debajo del 50 por ciento durante todo el año, mostrando valores altos, especialmente, durante los meses de mayo, junio y julio, con un valor máximo de 208 por ciento en el mes de agosto. En último término, se concluye que no se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM no son confiables para ser utilizados en ningún periodo del año.

## **1. Estación Marcapomacocha.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación muestran ausencia de valores de %RMSE inferiores al 50 por ciento para todo el año, lo cual indica que en ninguno de los meses, las estimaciones realizadas presentan un grado mínimo de confiabilidad. Durante todo el año, los valores tienden a ser desusadamente altos, con un máximo de %RMSE durante el mes de septiembre (210.03 por ciento). Por consiguiente, no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales para todo el año

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra valores muy bajos de correlación (inferiores al 40 por ciento, excepto en el mes de marzo en donde se llega a valores de 70 por ciento) lo que sugiere que no hay una adecuada correlación entre los valores obtenidos por las dos fuentes de información, con valores cercanos a cero para el mes de octubre, donde no hay ningún grado de vinculación entre datos.

Asimismo, los valores de %MBE muestran meses con valores negativos durante todo el año, lo que sugiere que los valores de precipitación de TRMM son inferiores a los datos obtenidos por SENAMHI; por otro lado, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante en julio con un valor igual a 30.69 por ciento, por lo tanto, no hay ningún grado de semejanza entre valores.

Por otro lado, no hay presencia de valores de %AE por debajo del 50 por ciento durante gran parte del año, y solo se presentan en los meses de febrero, marzo y abril, aunque con valores altos; por otro lado, durante los meses de mayo a diciembre los valores son ligeramente superiores al valor límite, con un valor máximo de 63 por ciento en el mes de junio. En último término se concluye que no se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM no son confiables para ser utilizados en ningún periodo del año.

### **m. Estación Lircay.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación, muestran una ausencia de valores de %RMSE inferiores al 50 por ciento para casi todo el año (excepto en algunos meses como marzo, abril y octubre) lo cual indica que en la mayoría de meses, las estimaciones realizadas presentan un grado mínimo de confiabilidad. Durante todo el año, los valores tienden a ser altos, con un máximo de %RMSE durante el mes de febrero (72.50 por ciento). Por consiguiente, de manera general, no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales para todo el año.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra valores muy bajos de correlación (inferiores al 40 por ciento, excepto en el mes de enero, febrero y marzo en donde se llega a valores de 70 por ciento) lo que sugiere que no hay una adecuada correlación entre los valores obtenidos por las dos fuentes de información para la mayor parte del año, con valores mínimo de 10 por ciento para el mes de noviembre, donde hay un insignificante grado de vinculación entre datos.

Asimismo, los valores de %MBE muestran meses con valores negativos para la mayor parte del año, lo que significa que los valores de precipitación de TRMM son inferiores a los datos obtenidos por el SENAMHI; por otro lado, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante el mes de octubre con un valor igual a 2.82 por ciento, siendo el mes con mayor aproximación de los datos entre ambas fuentes de información.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante la mayor parte del año, excepto en los meses de junio y agosto con valores altos; con un valor máximo de 64 por ciento durante el mes de agosto. En último término, se concluye que no se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM solo son confiables en algunos meses como octubre y noviembre.

#### **n. Estación La Oroya.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación sugieren que no hay presencia de valores de %RMSE inferiores al 50 por ciento para casi todo el año (excepto en algunos meses como marzo y abril) lo cual indica que en la mayoría de meses, las estimaciones realizadas presentan un grado mínimo de confiabilidad. Durante todo el año, los valores tienden a ser altos, con un máximo de %RMSE durante el mes de junio (232.05 por ciento). Por consiguiente, de manera general, no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales para todo el año.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra valores muy bajos de correlación (inferiores al 30 por ciento) lo que muestra que no hay una adecuada correlación entre los valores obtenidos por las dos fuentes de información durante la mayor parte del año, con valores mínimos cercanos a cero por ciento para el mes de abril, donde hay un insignificante grado de vinculación entre datos.

Asimismo, los valores de %MBE muestran valores negativos para los meses con presencia de lluvias, lo que significa que los valores de precipitación de TRMM son inferiores a los datos obtenidos por SENAMHI; por otro lado, durante los periodos secos, hay presencia de valores positivos; por otro lado, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante en marzo, con un valor igual a 6.13 por ciento, siendo el mes con una mayor aproximación de los datos entre ambas fuentes de información.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante el período lluvioso (septiembre- marzo), en contraste, con los valores altos presentes durante la época de menores precipitaciones (abril- agosto) con un valor máximo de 102 por ciento en el mes de junio. En último término, se concluye que no se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM son confiables, en general, durante la fase pico de precipitaciones, es decir, enero a marzo.

#### **o. Estación Junín.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación, en general, no muestran valores de %RMSE inferiores al 50 por ciento para todo el año (excepto en algunos meses como julio, septiembre y noviembre) lo cual indica que, en la mayoría de meses, las estimaciones realizadas presentan un grado mínimo de confiabilidad. Durante todo el año, los valores tienden a ser altos, con un máximo de %RMSE durante el mes de junio (417.29 por ciento). Por consiguiente, en general, no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales para todo el año

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra valores muy bajos de correlación (inferiores al 20 por ciento, excepto en julio) lo que muestra que no hay una adecuada correlación entre los valores obtenidos por las dos fuentes de información para la mayor parte del año, con valores mínimo iguales a cero por ciento para el mes de mayo, donde hay un insignificante grado de vinculación entre datos.

Asimismo, los valores de %MBE muestran valores negativos para los meses con presencia de lluvias, lo que sugiere que los valores de precipitación de TRMM son inferiores a los datos obtenidos por SENAMHI; por otro lado, durante los períodos secos (mayo a junio) hay presencia de valores positivos; por otro lado, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante el mes de noviembre con un valor igual a 10.46 por ciento, siendo el mes con mayor aproximación de los datos entre ambas fuentes de información.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante el período lluvioso (septiembre- marzo), en contraste, con los valores altos presentes durante la época de menores precipitaciones (abril- agosto) con un valor máximo de 138 por ciento en el mes de junio. En último término, se concluye que no se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM no son confiables en ningún mes del año.

**p. Estación Huancavelica.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación, no muestran valores de %RMSE inferiores al 50 por ciento para todo el año (excepto en algunos meses como junio y julio) lo cual indica que en la mayoría de meses, las estimaciones realizadas presentan un grado mínimo de confiabilidad. Durante todo el año, los valores tienden a ser altos, con un máximo de %RMSE durante el mes de abril (166.08 por ciento). Por consiguiente, de manera general, no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales para casi todo el año.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestran valores muy bajos de correlación (inferiores al 50 por ciento) lo que muestra que no hay una adecuada correlación entre los valores obtenidos por las dos fuentes de información para la mayor parte del año, con un valor mínimo igual a cero por ciento para el mes de agosto, donde hay un insignificante grado de vinculación entre datos.

Asimismo, los valores de %MBE muestran meses con valores negativos para todos los meses del año, lo que significa que los valores de precipitación de TRMM son inferiores a los datos obtenidos por SENAMHI; por otro lado, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante el mes de julio con un valor igual a 9.86 por ciento, siendo el mes con mayor aproximación de los datos entre ambas fuentes de información.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante el periodo lluvioso (septiembre- abril), en contraste con los valores altos presentes durante la época de menores precipitaciones (mayo- agosto) con un valor máximo de 73 por ciento durante el mes de junio. En último término, se concluye que no se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM originales no son confiables en ningún mes del año.

#### **q. Estación Huancalpi.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación no muestran valores de %RMSE inferiores al 50 por ciento para el período de poca o nula precipitación en la cuenca (mayo, junio, agosto, septiembre, octubre y noviembre) lo cual indica que solo en estos meses, las estimaciones realizadas presentan un grado mínimo de confiabilidad. Durante el periodo de mayor precipitación, los valores tienden a ser altos, con un máximo de %RMSE durante el mes de enero y febrero (80.5 por ciento). Por consiguiente, en general, no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales para la fase de mayor precipitación en la cuenca alta del Mantaro.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra valores altos, por encima del 80 por ciento para los meses de mayor precipitación, e incluyendo al mes de julio, en los que se muestra una adecuada correlación entre los valores obtenidos por las dos fuentes de información; por otro lado, los valores de correlación entre mayo a noviembre son considerablemente bajos.

Asimismo, los valores de %MBE muestran meses con valores negativos para todos los meses del año, lo que sugiere que los valores de precipitación de TRMM son inferiores a los datos obtenidos por SENAMHI; por otro lado, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante el mes de marzo con un valor igual a 5.43 por ciento, siendo el mes con mejor aproximación de los datos entre ambas fuentes de información.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante el período lluvioso (septiembre- mayo), en contraste con los valores altos presentes durante la época de menores precipitaciones (junio- agosto) con un valor máximo de 67 por ciento en el mes de junio. En último término se concluye que no se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM originales son confiables durante el periodo más lluvioso en la cuenca alta del Mantaro.

**r. Estación Cerro de Pasco.-**

Las estimaciones de TRMM para esta estación no muestra la presencia de valores de %RMSE inferiores al 50 por ciento para todo el año lo cual indica que en la mayoría de meses, las estimaciones realizadas no presentan un grado adecuado de confiabilidad, excepto en el mes de julio; por otro lado, el máximo valor de %RMSE se produce durante el mes de junio (147.4 por ciento). Por consiguiente, en general, no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales para todo el año

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra valores muy bajos de correlación (inferiores al 20 por ciento) lo que muestra que no hay una adecuada correlación entre los valores obtenidos por las dos fuentes de información para la mayor parte del año, con valores mínimo cercano a cero por ciento para el mes de julio, donde no hay grado de vinculación entre datos.

Asimismo, los valores de %MBE muestran meses con valores negativos para todos los meses del año, excepto en los meses de julio y agosto, lo que significa que los valores de precipitación de TRMM son inferiores a los datos obtenidos por SENAMHI; por otro lado, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante el mes de julio con un valor igual a 9.71 por ciento, siendo el mes con mayor aproximación de los datos entre ambas fuentes de información.

Por otro lado, valores de %AE por debajo del 50 por ciento ocurren durante el periodo lluvioso (septiembre- mayo), en contraste con los valores altos presentes durante la época de menores precipitaciones (junio- agosto) con un valor máximo de 77 por ciento en el mes de julio. En último término se concluye que no se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM originales no son confiables en ningún mes del año.



#### **s. Estación Choclococha.**

Las estimaciones de TRMM para esta estación no muestra la presencia de valores de %RMSE inferiores al 50 por ciento para todo el año lo cual indica que en la mayoría de meses, las estimaciones realizadas no presentan un grado adecuado de confiabilidad, excepto en el mes de julio; por otro lado, los valores son desusadamente altos para todos los meses del año, especialmente durante los meses de mayor precipitación, es así como el máximo valor de %RMSE se produce durante el mes de junio (282.4 por ciento). Por consiguiente, de manera general, no se considera conveniente la utilización de datos de precipitación de TRMM originales para todo el año.

Por otro lado, el coeficiente de correlación lineal entre ambas fuentes de información muestra valores muy bajos de correlación (inferiores al 40 por ciento) lo que muestra que no hay una adecuada correlación entre los valores obtenidos por las dos fuentes de información durante la mayor parte del año, con un valor mínimo cercano a cero por ciento para el mes de octubre, donde no hay grado de vinculación entre datos.

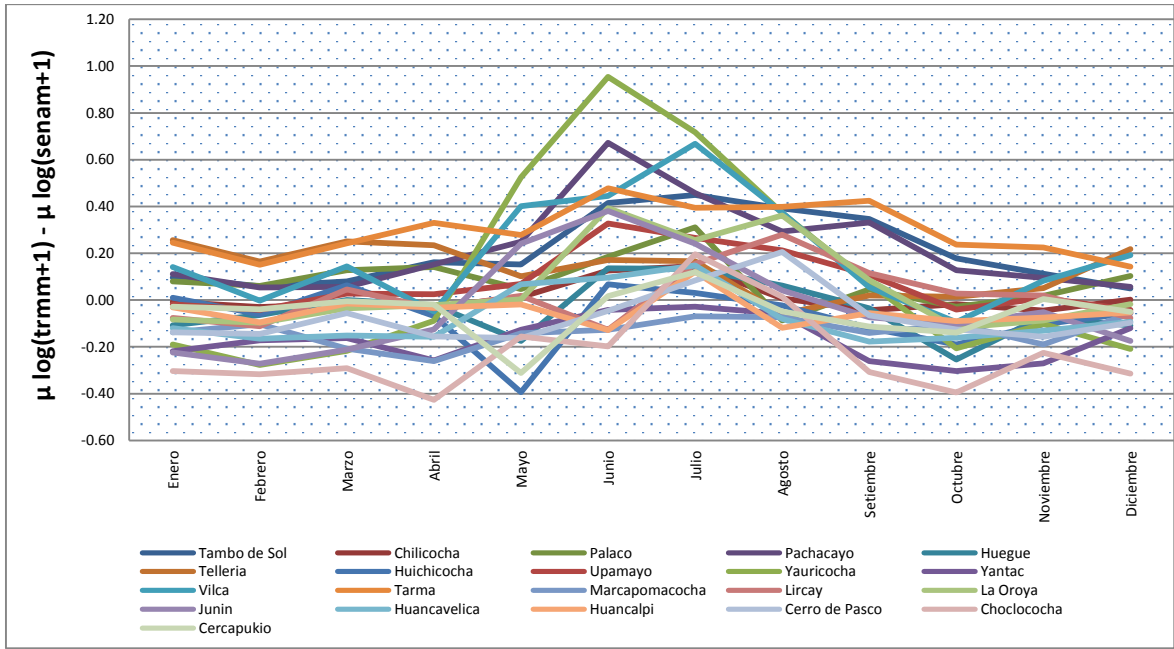
Asimismo, los valores de %MBE muestran meses con valores negativos para casi todos los meses del año, excepto en el mes de julio, lo que sugiere que los valores de precipitación de TRMM son inferiores a los datos obtenidos por SENAMHI; por otro lado, el mes con %MBE más cercano a cero ocurre durante el mes de julio con un valor igual a 3.60 por ciento, siendo el mes con mayor aproximación de los datos entre ambas fuentes de información.

Por otro lado, no hay valores de %AE por debajo del 50 por ciento en ningún periodo del año. En último término, se concluye que no se tiene un similar comportamiento temporal para los cuatro parámetros de validación; por consiguiente, las estimaciones de TRMM originales no son confiables en ningún mes del año.

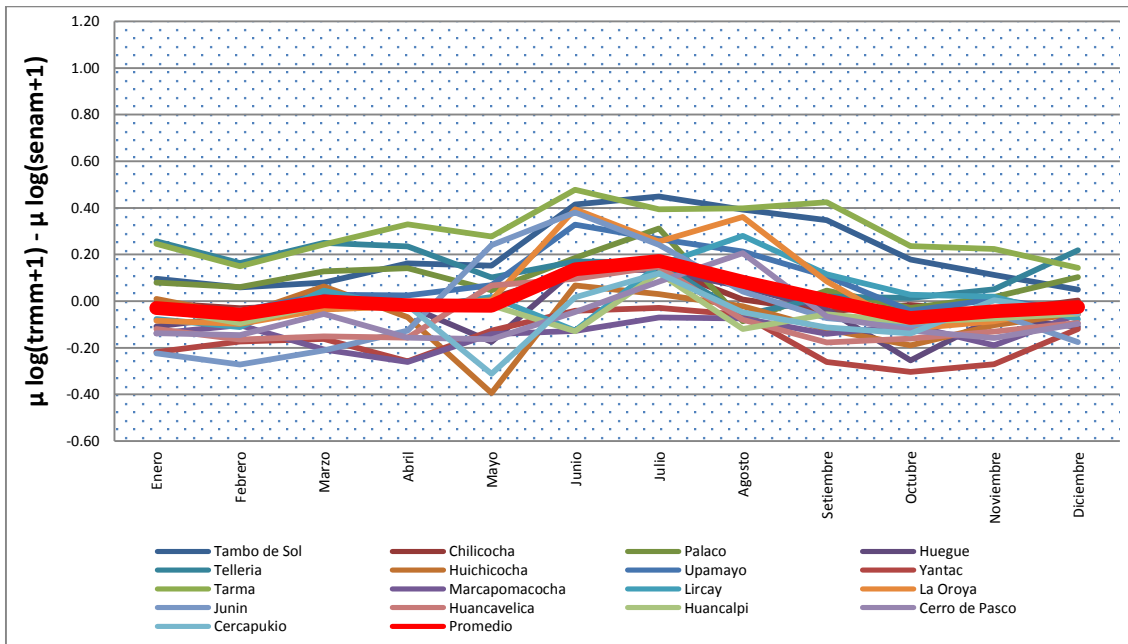
Luego de la interpretación del comportamiento de los datos obtenidos mediante ambas fuentes de información para cada una de las estaciones de la cuenca alta del río Mantaro, se procede a la corrección de los datos de TRMM descritos en la metodología. En primer término se procede a la transformación de los registros de precipitación de ambas fuentes de información, para todas las estaciones con las que se ha venido trabajando; para lo cual, se procedió a la aplicación de un logaritmo natural a los valores de precipitación incrementados en una unidad. Se puede apreciar que, la distribución de probabilidad aplicada al registro de datos transformados, muestra un menor sesgo a la izquierda mostrada en la distribución de frecuencias para los datos originales.

Ulteriormente, se procede a la aplicación de la metodología descrita para el modelo aditivo. Esta metodología se basa sobre la diferencia de los valores de la media mensual de los datos transformados para cada estación, con la finalidad de obtener un patrón de comportamiento mensual más aproximado a cero. Las estaciones que se alejan notoriamente del comportamiento promedio son las estaciones de Yauricocha, Pachacayo, Vilca y Choclococha.

Las estaciones mencionadas no son tomadas en cuenta en el cálculo del vector promedio de este patrón mensual.



**Figura 23.- Variación del promedio de las diferencias transformadas de los datos de SENAMHI y TRMM.**



**Figura 24.- Patrón mensual de los datos transformados SENAMHI y TRMM según el modelo aditivo.**

**Tabla 8.- Resumen de las diferencias de los datos transformados TRMM y SENAMHI.**

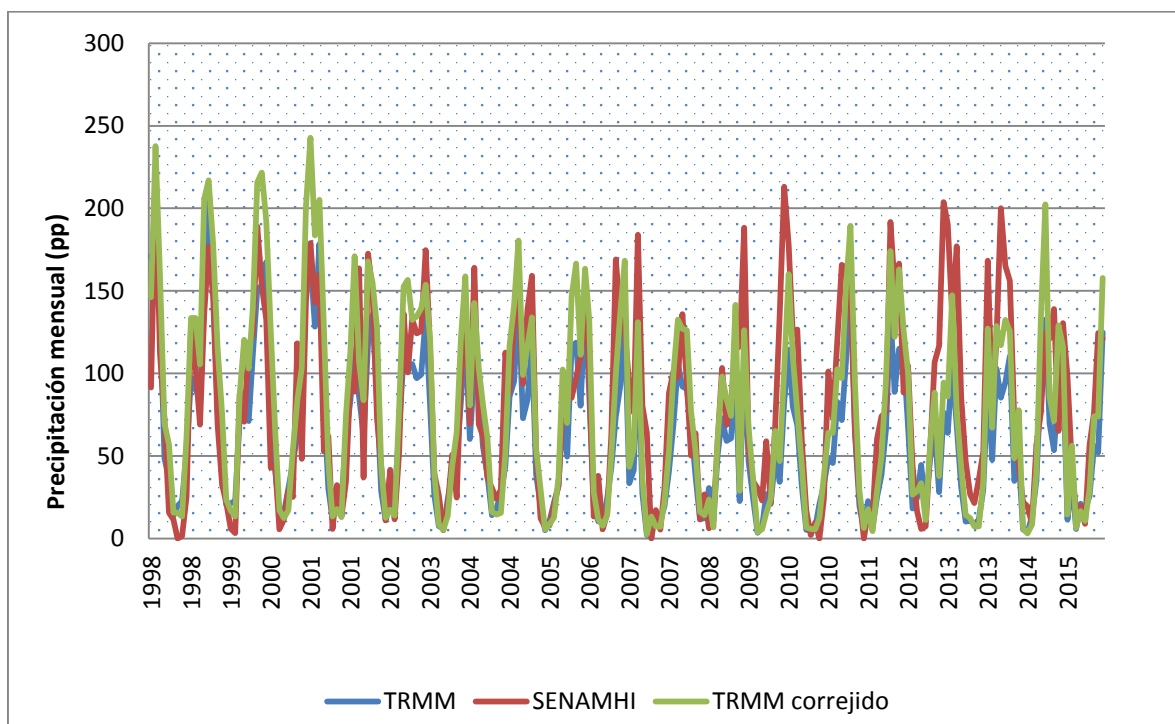
$$\Delta \text{MES} = \mu \log(\text{trmm}+1) - \mu \log(\text{senam}+1)$$

<b>Estación</b>	<b>Δ ENE</b>	<b>Δ FEB</b>	<b>Δ MAR</b>	<b>Δ ABR</b>	<b>Δ MAY</b>	<b>Δ JUN</b>	<b>Δ JUL</b>	<b>Δ AGO</b>	<b>Δ SEP</b>	<b>Δ OCT</b>	<b>Δ NOV</b>	<b>Δ DIC</b>	<b>Δ ANUAL</b>
Cercapuquio	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.3	0.0	0.1	0.0	-0.1	-0.1	0.0	-0.1	-0.1
Cerro de Pasco	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.2	0.0	0.1	0.2	-0.1	-0.1	-0.2	-0.1	-0.1
Chilicocha	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Huancalpi	0.0	-0.1	0.0	0.0	0.0	-0.1	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	0.0
Huancavelica	-0.1	-0.2	-0.2	-0.2	0.1	0.1	0.1	-0.1	-0.2	-0.2	-0.1	-0.1	-0.1
Huegue	-0.1	-0.1	0.0	0.0	-0.2	0.1	0.1	0.1	0.0	-0.3	-0.1	-0.1	0.0
Huichicocha	0.0	-0.1	0.1	-0.1	-0.4	0.1	0.0	0.0	-0.1	-0.2	-0.1	-0.1	-0.1
Junin	-0.2	-0.3	-0.2	-0.1	0.2	0.4	0.2	0.0	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2	0.0
La Oroya	-0.1	-0.1	0.0	0.0	0.0	0.4	0.3	0.4	0.1	-0.1	-0.1	0.0	0.1
Lircay	-0.1	-0.1	0.0	0.0	0.0	-0.1	0.2	0.3	0.1	0.0	0.0	-0.1	0.0
Marcapomacocha	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.1	-0.1
Palaco	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.2	0.3	-0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1
Tambo de Sol	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.4	0.4	0.4	0.3	0.2	0.1	0.0	0.2
Tarma	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.5	0.4	0.4	0.4	0.2	0.2	0.1	0.3
Telleria	0.3	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2	-0.1	0.0	0.0	0.1	0.2	0.1
Upamayo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1
Yantac	-0.2	-0.2	-0.2	-0.3	-0.1	0.0	0.0	-0.1	-0.3	-0.3	-0.3	-0.1	-0.2
<b>Patrón o Vector de Corrección (F)</b>	<b>-0.03</b>	<b>-0.06</b>	<b>0.00</b>	<b>-0.02</b>	<b>-0.02</b>	<b>0.14</b>	<b>0.17</b>	<b>0.08</b>	<b>0.00</b>	<b>-0.07</b>	<b>-0.04</b>	<b>-0.03</b>	<b>0.01</b>

#### 4.1.4. Corrección de los datos de TRMM según el modelo aditivo.

El patrón o vector de corrección obtenido, es aplicada a la ecuación de transformación, obteniendo de esta manera los valores de TRMM corregidos para todas las estaciones analizadas dentro de la cuenca alta del río Mantaro.

A continuación se muestra, a manera de ejemplo, la variabilidad de las precipitaciones de la estación Cerro de Pasco donde se aprecia una comparación entre los datos obtenidos del SENAMHI, TRMM original y los valores de TRMM corregidos.



**Figura 25.- Comportamiento de las precipitaciones SENAMHI, TRMM y TRMM corregido por el modelo aditivo para la estación Cerro de Pasco.**

Ulteriormente se procedió a la validación de este modelo mediante la estimación de errores estimados y correlaciones. A continuación se muestra el cuadro resumen.

**Tabla 9.- Variación de los errores relativos y del coeficiente de correlación en cada una de las estaciones de la cuenca alta del Mantaro a nivel mensual obtenido mediante el modelo aditivo.**

MES	ESTACIÓN	Prom SENAMHI	Prom. TRMM	%CC	%RMSE	%MBE	%MAE
ENERO	Tambo de Sol	40.24	38.2	98.38	13.43	-5.07	11.86
	Chilicocha	62.22	62.11	99.08	0.49	-0.17	2.87
	Palaco	50.88	46.74	92.65	23.06	-8.15	20.13
	Pachacayo	38.53	35.86	97.38	19.57	-6.92	13.98
	Huegue	43.17	48.17	86.37	32.77	11.59	31.74
	Telleria	32.68	32.08	95.16	5.15	-1.82	17.43
	Huichicocha	56.43	54.23	98.41	11.01	-3.89	9.46
	Upamayo	48.66	49.33	95.87	3.92	1.39	15.96
	Yauricocha	152.72	151.7	39.45	2.66	-0.63	32.89
	Yantac	133.66	139.59	45.96	18.83	4.44	26.63
	Vilca	125.12	78.2	33.08	159.1	-37.5	50.59
	Tarma	55.88	51.82	39.23	29.98	-7.27	32.5
	Marcapomacocha	137.92	114.84	12.26	71.02	-16.74	35.03
	Lircay	133.71	132.29	72.26	4.39	-1.07	16.56
	La Oroya	95.96	92.22	19.63	16.07	-3.9	41.43
	Junin	163.91	167.1	2.14	8.26	1.95	48.59
	Huancavelica	163.91	162.82	8.97	2.81	-0.66	33.97
	Huancalpi	139.05	131.47	80.45	22.49	-5.46	19.09
	Cerro de Pasco	132.53	135.55	7.05	9.66	2.28	38.37
	Choclococha	218.08	208.42	40.21	18.79	-4.43	24.2
Cercapukio	157.41	146.94	80.86	18.82	-6.65	22.61	
FEBRERO	Tambo de Sol	52.7	50.42	98.38	11.46	-4.33	25.43
	Chilicocha	74.36	76.96	99.08	9.91	3.5	10.34
	Palaco	53.25	53.01	92.65	1.3	-0.46	16.15
	Pachacayo	49.27	49.22	97.38	0.32	-0.11	10.06
	Huegue	55.31	57.19	86.37	9.62	3.4	21.41
	Telleria	46.01	46.04	95.16	0.15	0.05	11.91
	Huichicocha	67.79	69.9	98.41	8.77	3.1	16.99
	Upamayo	59.19	60.95	95.87	8.4	2.97	21.94
	Yauricocha	167.39	172.13	39.45	11.33	2.67	32.15
	Yantac	143.28	143.85	45.96	1.68	0.39	34.92
	Vilca	140.38	114.06	33.08	79.55	-18.75	28.8
	Tarma	66.5	66.89	39.23	2.42	0.59	39.75
	Marcapomacocha	147.42	121.94	12.26	73.33	-17.28	33.3
	Lircay	141.52	141.77	72.26	0.73	0.18	15.96
	La Oroya	96.79	100.33	19.63	15.06	3.65	35.23
	Junin	185.58	195.02	2.14	21.58	5.09	56.78
	Huancavelica	185.58	181.51	8.97	9.3	-2.19	32.29
	Huancalpi	155.2	148.93	80.45	16.67	-4.04	21.91
	Cerro de Pasco	139.08	148.91	7.05	29.98	7.07	24.58
	Choclococha	236.62	234.11	40.21	4.51	-1.06	25.05
Cercapukio	167.38	165.95	80.86	2.4	-0.85	22.39	

**Tabla 9.- Variación de los errores relativos y del coeficiente de correlación en cada una de las estaciones de la cuenca alta del Mantaro a nivel mensual obtenido mediante el modelo aditivo (continuación)**

MES	ESTACIÓN	Prom SENAMHI	Prom. TRMM	%CC	%RMSE	%MBE	%MAE
<b>MARZO</b>	Tambo de Sol	44.01	42.76	97.14	7.49	-2.83	10.5
	Chilicocha	60.65	60.75	98.79	0.45	0.17	2.34
	Palaco	39.61	38.36	97.78	8.94	-3.16	12.42
	Pachacayo	45.67	45.35	98.09	1.81	-0.69	6.9
	Huegue	49.68	51.64	88.71	10.43	3.94	19.67
	Telleria	36.49	36.04	94.3	3.45	-1.22	12.38
	Huichicocha	47.45	46.81	97.06	3.57	-1.35	12.15
	Upamayo	54.88	54.3	94.9	2.96	-1.04	14.77
	Yauricocha	161.99	162.8	62.85	2	0.47	19.48
	Yantac	153.57	158.48	34.36	13.57	3.2	25.06
	Vilca	133.25	83.85	16.5	157.28	-37.07	51.87
	Tarma	61.79	60.9	24.02	5.95	-1.44	32.06
	Marcapomacocha	173.44	176.17	74.92	6.66	1.57	15.79
	Lircay	113.22	112.87	68.24	1.24	-0.3	17.19
	La Oroya	92.24	94.39	25.72	9.61	2.33	38.47
	Junin	177.25	185.63	15.33	20.06	4.73	37.58
	Huancavelica	177.25	178.89	10.6	3.93	0.93	30
	Huancalpi	132.02	129.35	68.66	8.32	-2.02	14.69
	Cerro de Pasco	139.13	138.3	10.18	2.52	-0.59	27.8
	Choclococha	236.62	230.87	6.86	10.31	-2.43	31.91
Cercapukio	130.98	129.15	74.4	3.68	-1.39	16.92	
<b>ABRIL</b>	Tambo de Sol	20.21	19.38	88.78	10.84	-4.1	21.8
	Chilicocha	26.75	29.13	73.25	23.58	8.91	16.78
	Palaco	19.93	17.82	90.86	28.05	-10.6	20.56
	Pachacayo	19.68	19.16	89.61	7.02	-2.65	18.79
	Huegue	24.94	23.39	88.62	16.42	-6.21	23.4
	Telleria	14.2	13	78.42	22.29	-8.42	33.03
	Huichicocha	26.16	26.6	86.15	4.52	1.71	27.2
	Upamayo	28.14	27.34	85.72	8.05	-2.84	28.82
	Yauricocha	74.14	60.59	17.02	73.27	-17.27	40.27
	Yantac	75.67	75.19	16.28	2.67	-0.63	37.27
	Vilca	73.88	59.89	2.74	80.37	-18.94	37.8
	Tarma	28.57	27.67	7.15	12.94	-3.14	52.33
	Marcapomacocha	73.49	75.81	28.42	13.42	3.16	33.06
	Lircay	50.4	48.5	33.99	15.52	-3.76	33.46
	La Oroya	51.33	50.36	1.1	7.8	-1.89	62.22
	Junin	76.61	77.98	2.81	7.64	1.8	57.79
	Huancavelica	76.61	73.17	16.02	19.04	-4.49	33
	Huancalpi	64.74	56.15	68.56	54.69	-13.26	26.99
	Cerro de Pasco	73.27	80.92	0	44.29	10.44	44.49
	Choclococha	114.06	116.63	46.31	9.56	2.25	27.68
Cercapukio	61.21	62.26	94.04	4.55	1.72	10.36	

**Tabla 9.- Variación de los errores relativos y del coeficiente de correlación en cada una de las estaciones de la cuenca alta del Mantaro a nivel mensual obtenido mediante el modelo aditivo (continuación)**

MES	ESTACIÓN	Prom SENAMHI	Prom. TRMM	%CC	%RMSE	%MBE	%MAE
MAYO	Tambo de Sol	12.16	11.26	84.17	19.53	-7.38	30.36
	Chilicocha	7.04	4.53	88.57	94.58	-35.75	20.23
	Palaco	6.33	5.2	49.15	47.31	-17.88	52.27
	Pachacayo	5.94	5.03	63.35	40.63	-15.36	44.05
	Huegue	14.66	16.13	81.5	26.69	10.09	23.63
	Telleria	6.84	5.18	58.38	64.24	-24.28	49.76
	Huichicocha	8.94	12.07	41.3	92.48	34.95	75.65
	Upamayo	13.23	12.27	82.35	20.6	-7.28	29.39
	Yauricocha	15.34	7.29	0.03	210.23	-49.55	83.96
	Yantac	23.54	20.04	19.83	63.05	-14.86	55.48
	Vilca	11.81	6.15	0.71	203.25	-47.91	80.39
	Tarma	10.95	10.56	2.59	14.62	-3.55	71.63
	Marcapomacocha	25.46	20.88	29.87	76.37	-18	53
	Lircay	26.12	21.1	51.66	79.18	-19.2	35.65
	La Oroya	22.84	19.88	11.45	53.42	-12.96	51.48
	Junin	18.53	13.98	0	104.22	-24.57	75.29
	Huancavelica	18.53	12.55	36.16	137.08	-32.31	50.46
	Huancalpi	18.78	17.03	31.11	38.53	-9.35	38.65
	Cerro de Pasco	35.08	39.43	1.62	52.54	12.38	56.3
	Choclococha	25.74	14.88	2.23	178.94	-42.18	74.25
Cercapukio	29.79	29.89	22.93	0.95	0.36	47.09	
JUNIO	Tambo de Sol	5.01	2.75	39.47	119.63	-45.22	77.26
	Chilicocha	1.99	1.28	35.14	101.44	-35.86	36.74
	Palaco	2.61	1.71	43.42	96.86	-34.24	72.28
	Pachacayo	2.44	1.14	9.65	151.17	-53.45	98.71
	Huegue	4.35	3.22	56.23	73.68	-26.05	65.18
	Telleria	2.47	1.59	50.72	101.05	-35.73	73.55
	Huichicocha	2.59	2.08	54.55	56.1	-19.83	58.5
	Upamayo	4.92	3.22	38.22	97.9	-34.61	74.31
	Yauricocha	2.87	1.6	1.45	177.52	-41.84	100.74
	Yantac	12.35	8.44	11.64	134.45	-31.69	77.14
	Vilca	5.48	2.79	0.52	208.42	-49.12	91.87
	Tarma	5.04	3.48	35.63	128.07	-31.06	62.4
	Marcapomacocha	13.63	10.84	17.27	86.7	-20.44	53.89
	Lircay	9.25	8.86	19.45	17.36	-4.21	64.04
	La Oroya	8.27	4.26	12.22	199.85	-48.47	90.64
	Junin	8.64	5.64	9.96	147.46	-34.76	72.22
	Huancavelica	8.64	5.99	9.7	130.25	-30.7	68.2
	Huancalpi	11.65	10.53	25.86	39.8	-9.65	59.16
	Cerro de Pasco	16.47	12.2	0.48	109.95	-25.92	67.86
	Choclococha	14.97	9.14	1.9	165.18	-38.93	93.48
Cercapukio	11.71	6.6	0	123.43	-43.64	77.21	



**Tabla 9.- Variación de los errores relativos y del coeficiente de correlación en cada una de las estaciones de la cuenca alta del Mantaro a nivel mensual obtenido mediante el modelo aditivo (continuación)**

MES	ESTACIÓN	Prom SENAMHI	Prom. TRMM	%CC	%RMSE	%MBE	%MAE
JULIO	Tambo de Sol	4.66	2.62	65.43	115.91	-43.81	66.99
	Chilicocha	3.52	2.77	84.24	60.38	-21.35	18.35
	Palaco	4.7	3.28	66.08	85.44	-30.21	56.78
	Pachacayo	4.84	2.98	58.17	108.56	-38.38	57.95
	Huegue	6.71	4.63	61.63	87.85	-31.06	48.04
	Telleria	6.11	5.05	74.13	49.03	-17.33	35.1
	Huichicocha	4.59	4.85	37.53	15.65	5.53	76.67
	Upamayo	6.84	4.16	56.75	110.63	-39.11	70.43
	Yauricocha	8.29	4.27	6.06	194.51	-45.85	86.73
	Yantac	15.42	12.1	0.26	91.29	-21.52	74.68
	Vilca	3.96	1.87	27.5	223.76	-52.74	89.64
	Tarma	7.49	5.99	8.19	83.04	-20.14	71.84
	Marcapomacocha	16.01	13.65	43.91	62.38	-14.7	45.87
	Lircay	16.68	12.08	65.41	113.59	-27.55	44.98
	La Oroya	13.71	9.13	23.54	137.55	-33.36	62.78
	Junin	19.44	10.97	37.39	184.91	-43.58	69.72
	Huancavelica	19.44	11.5	44.51	173.29	-40.84	64.04
	Huancalpi	19.91	10.52	81.54	194.49	-47.17	65.75
	Cerro de Pasco	15.08	13.12	0.32	55.06	-12.98	70.48
	Choclococha	11.97	6.87	23.08	180.58	-42.56	70.78
Cercapukio	19.89	13.25	56.69	94.44	-33.39	47	
AGOSTO	Tambo de Sol	5.53	4.33	47.72	48.38	-18.28	50.49
	Chilicocha	4.12	4.52	81.46	25.32	8.95	22.98
	Palaco	7.54	8.13	89.75	17.04	6.02	32.58
	Pachacayo	5.46	4.59	72.67	27.16	-9.6	31.71
	Huegue	8.48	6.77	63.62	53.82	-19.03	55.18
	Telleria	7.38	8.34	76.82	30.56	10.8	45.62
	Huichicocha	5.41	3.88	61.75	90.7	-32.07	70.45
	Upamayo	7.77	5.86	67.52	60.32	-21.33	57.34
	Yauricocha	22.38	9.08	10.48	186.18	-43.88	73.49
	Yantac	25.19	15.51	3.84	115.33	-27.18	55.38
	Vilca	12.63	4.61	0.83	219.89	-51.83	91.63
	Tarma	7.58	6.53	3.05	38.18	-9.26	68.18
	Marcapomacocha	22.68	16.3	8.22	88.82	-20.93	57
	Lircay	16.79	8.7	25.96	155.55	-37.73	66.3
	La Oroya	14.1	7.11	8.89	179.17	-43.45	73.09
	Junin	30.24	19.81	22.22	92.31	-21.76	56.92
	Huancavelica	30.24	21.75	5.87	74.34	-17.52	65.3
	Huancalpi	24.94	19.76	25.03	41.59	-10.09	52.66
	Cerro de Pasco	18.96	11.65	5.43	123.29	-29.06	58.49
	Choclococha	19.13	12.93	6.42	76.29	-17.98	78.33
Cercapukio	20.64	16.88	44.44	62.73	-22.18	57.24	

**Tabla 9.- Variación de los errores relativos y del coeficiente de correlación en cada una de las estaciones de la cuenca alta del Mantaro a nivel mensual obtenido mediante el modelo aditivo (continuación)**

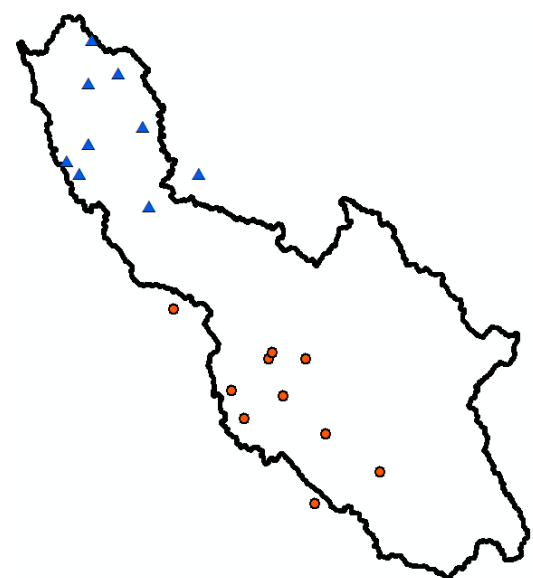
MES	ESTACIÓN	Prom SENAMHI	Prom. TRMM	%CC	%RMSE	%MBE	%MAE
SEPTIEMBRE	Tambo de Sol	14.06	9.08	62.3	71.47	-27.01	51.9
	Chilicocha	16.17	15.63	59.93	2.81	0.99	21.33
	Palaco	15.1	13.15	43.48	24.24	-8.57	46.93
	Pachacayo	12.03	9.12	65.21	46.72	-16.52	46.43
	Huegue	19.72	16.67	80.51	15.07	5.33	24.57
	Telleria	17.4	16.39	94.49	7.6	-2.69	14
	Huichicocha	12.47	13.78	77.18	35.21	12.45	42.01
	Upamayo	18.87	14.49	72.41	35.15	-12.43	43.55
	Yauricocha	41.69	30.22	23.91	81.65	-19.25	43.9
	Yantac	51.43	50.65	8.47	60.98	14.37	58.62
	Vilca	34.44	25.49	17.52	94.04	-22.17	42.57
	Tarma	14.67	11.72	3.67	8.59	-2.08	53.23
	Marcapomacocha	58.96	38.17	19.72	103.14	-24.31	42.85
	Lircay	29.09	26.48	25.12	37.18	-9.02	39.5
	La Oroya	33.34	27.41	25.53	17.11	-4.15	40.23
	Junin	48.46	48.84	5.35	34.7	8.18	55.33
	Huancavelica	48.46	47.33	37.11	13.1	-3.09	30.02
	Huancalpi	41.81	36.84	42.09	61.25	-14.85	37.74
	Cerro de Pasco	52.74	45.3	18.77	11.35	-2.68	37.75
	Choclococha	46.52	42.21	1.89	35.56	-8.38	56.53
Cercapukio	44.08	44.46	46.41	13.03	4.61	28.03	
OCTUBRE	Tambo de Sol	26.6	19.54	77.46	41.31	-15.61	39.32
	Chilicocha	27.01	24.2	70.72	12.02	4.25	9.72
	Palaco	32.57	27.53	86.27	7.57	-2.68	17.69
	Pachacayo	24.36	21.41	79.91	2.36	-0.83	22.21
	Huegue	42	38.79	77.76	23.11	8.17	35.94
	Telleria	30.43	27.09	89.26	3.46	1.22	19.7
	Huichicocha	30.81	28.03	76.55	14.42	5.1	29.06
	Upamayo	38.69	32.33	74.13	15.6	-5.52	23.83
	Yauricocha	81.05	78.06	6.1	0.55	0.13	39.54
	Yantac	83.49	82.74	31.39	26.66	6.28	33.4
	Vilca	62.95	54.23	1.67	26.61	-6.27	38.13
	Tarma	34.42	30.59	0.13	20.57	-4.99	55.15
	Marcapomacocha	77.69	51.04	42.42	119.54	-28.17	47.98
	Lircay	53.51	46.81	42.2	16.31	-3.96	34.92
	La Oroya	62.79	57.35	3.19	21.49	5.21	37.28
	Junin	71.38	73.54	0.42	54.53	12.85	53.85
	Huancavelica	71.38	66.82	19.65	8.71	2.05	28.82
	Huancalpi	77.48	67.06	14.21	7.17	-1.74	28.64
	Cerro de Pasco	99.36	91.06	16.06	9.25	-2.18	28.36
	Choclococha	94.96	89.38	0.14	22.81	5.38	42.73
Cercapukio	90.7	80.37	53.69	6.32	2.24	22.52	

**Tabla 9.- Variación de los errores relativos y del coeficiente de correlación en cada una de las estaciones de la cuenca alta del Mantaro a nivel mensual obtenido mediante el modelo aditivo (continuación)**

MES	ESTACIÓN	Prom SENAMHI	Prom. TRMM	%CC	%RMSE	%MBE	%MAE
NOVIEMBRE	Tambo de Sol	30.26	24.17	77.56	30.41	-11.49	39.94
	Chilicocha	28.47	25.74	72.98	3.79	-1.34	12.41
	Palaco	26.08	23.09	80.26	11.93	-4.22	22.52
	Pachacayo	25.86	23.26	89.19	6.98	-2.47	16.57
	Huegue	31.31	0	87.98	10.15	-3.84	23.71
	Telleria	25.96	22.7	65.69	19.63	-6.94	34
	Huichicocha	26.67	23.61	80.66	9.07	-3.21	17.65
	Upamayo	34.06	30.25	74.64	10.16	-3.59	17.55
	Yauricocha	71.88	62.53	20.22	33.04	-7.79	33.26
	Yantac	87.58	95.11	22.67	31.35	7.39	36.9
	Vilca	63.61	39.48	0.39	144.74	-34.12	54.61
	Tarma	37.54	32.15	2.32	5.81	1.41	41.99
	Marcapomacocha	91.71	76.65	36.29	65.25	-15.38	29.22
	Lircay	58.02	43.93	9.14	31.34	-7.6	36.87
	La Oroya	64.27	58.8	0.34	4.28	-1.04	39.68
	Junin	82.04	71.92	0.45	7.67	1.81	58.04
	Huancavelica	82.04	64.8	6.62	26.33	-6.21	44.02
	Huancalpi	67.52	62.29	19.39	11.75	-2.85	26.62
	Cerro de Pasco	105.14	100.61	0.16	23.99	5.65	35.44
	Choclococha	89.62	51.95	13.39	136.53	-32.18	50.5
Cercapukio	64.5	54.72	13.57	28.2	-9.97	27.72	
DICIEMBRE	Tambo de Sol	42.91	40.66	79.17	5.33	-2.01	23.3
	Chilicocha	55.24	52.18	91.17	13.14	-4.65	9.8
	Palaco	47.11	43.67	80.06	23.03	-8.14	32.1
	Pachacayo	39.91	38.69	95.99	3.8	-1.34	12.57
	Huegue	46.38	47.19	85.76	14.8	-5.59	16.1
	Telleria	34.94	34.59	92.24	5.47	-1.93	19.34
	Huichicocha	54.17	54.13	88.19	2.21	-0.78	25.93
	Upamayo	51.17	51.39	84.93	1.39	-0.49	22.62
	Yauricocha	128.46	124.68	30.76	13	-3.06	27.92
	Yantac	121.09	99.36	13.71	88.19	-20.79	36.99
	Vilca	117.18	61.64	15.44	208.88	-49.23	65.99
	Tarma	62.82	62.27	0.84	0.46	0.11	42.21
	Marcapomacocha	126.01	83.92	1.21	146.05	-34.42	51.42
	Lircay	119.94	117.03	32.79	6.16	-1.49	22.58
	La Oroya	93.15	76.52	1.24	79.93	-19.39	40.52
	Junin	140.39	139.44	5.68	1.83	-0.43	51.71
	Huancavelica	140.39	137.24	14.45	8.36	-1.97	32.41
	Huancalpi	129.48	123.83	70.8	13.87	-3.36	18.1
	Cerro de Pasco	133.8	133.27	1.53	2.92	-0.69	28.91
	Choclococha	179	179.81	35.29	2.01	-0.47	17.53
Cercapukio	121.91	119.34	80.19	6.27	-2.37	16.87	

#### 4.1.5. Identificación de regiones homogéneas.

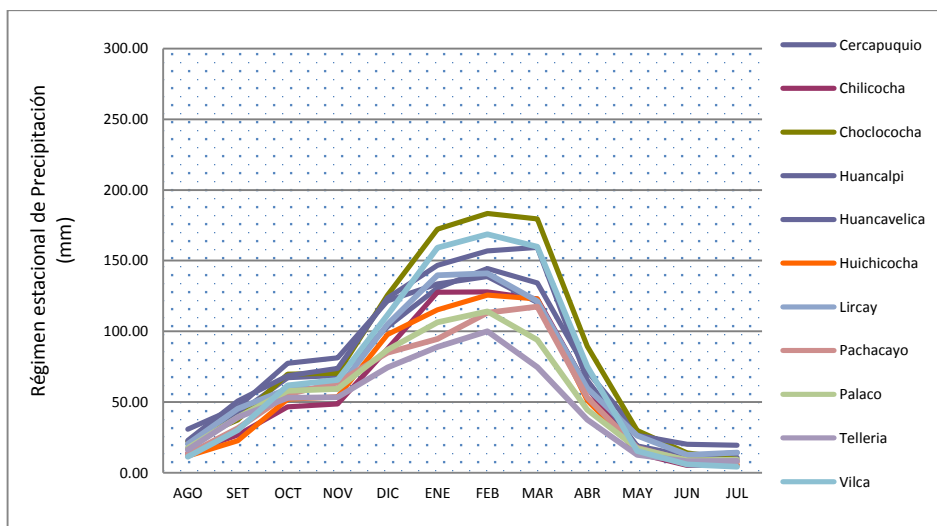
Para la identificación de regiones con un régimen de precipitaciones similar, se optó por trabajar con un periodo común de información para todas las estaciones. Este periodo comprende desde el año 2008 al 2015, para el cual se obtuvieron dos grupos de estaciones meteorológicas con características de precipitación homogéneas, cuya distribución espacial se muestra en la figura 26. En las figuras del Anexo 3.2, se muestran los histogramas de precipitación total mensual a nivel mensual durante el período 1965-2015 basado en los grupos de estaciones obtenidos mediante el Método del Vector Regional.



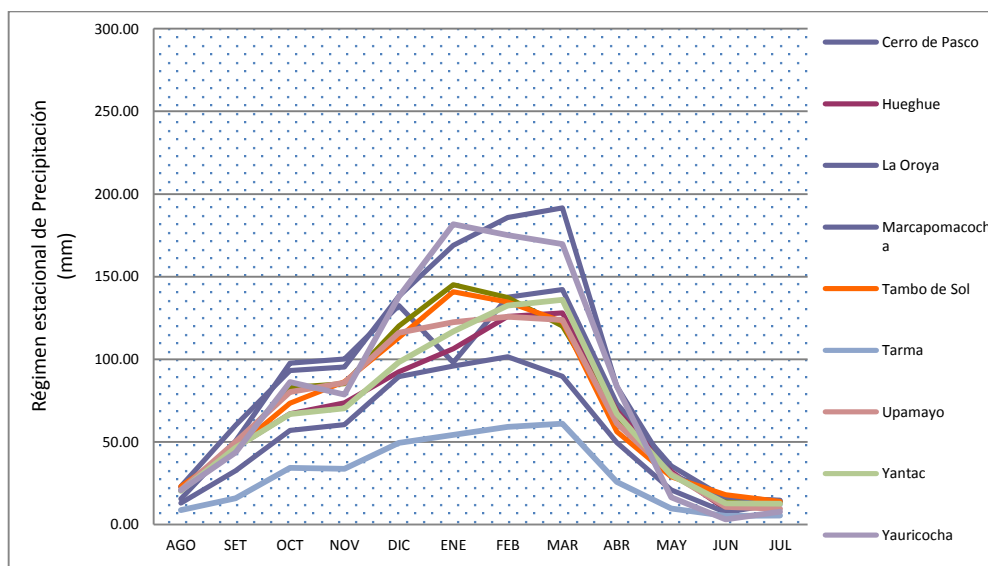
**Figura 26.- Regionalización y agrupación de estaciones según el vector en Grupo 1 (color azul) y Grupo 2 (color rojo)**

De acuerdo a los grupos de estaciones que se ha obtenido, el Grupo 1 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, Huelgas, 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 cuales se presentan en las figuras siguientes:



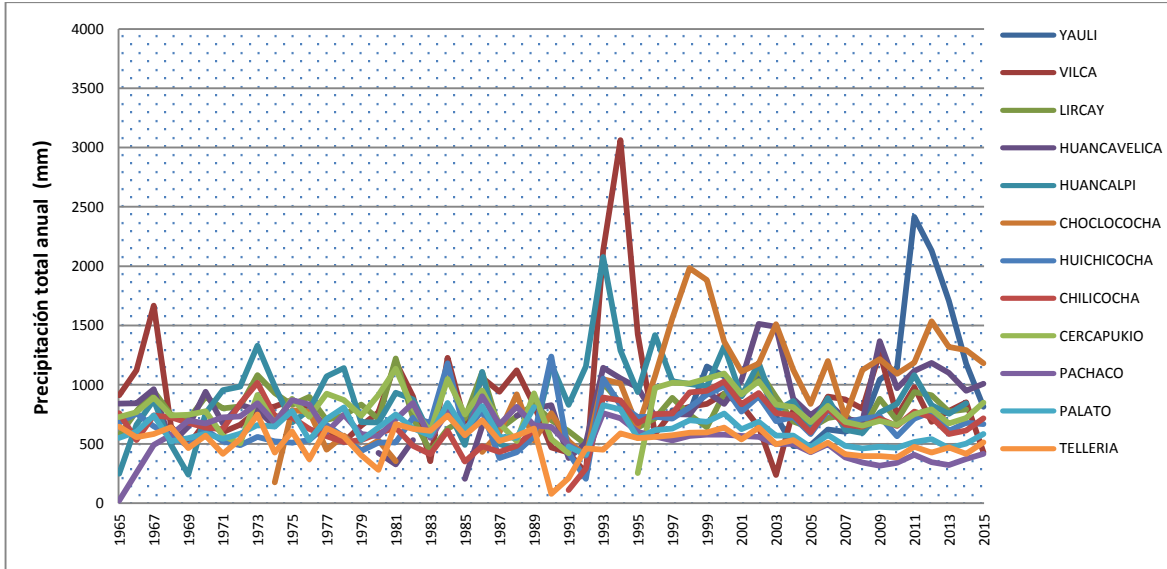
**Figura 27.- Régimen estacional de la precipitación- Grupo 1.**



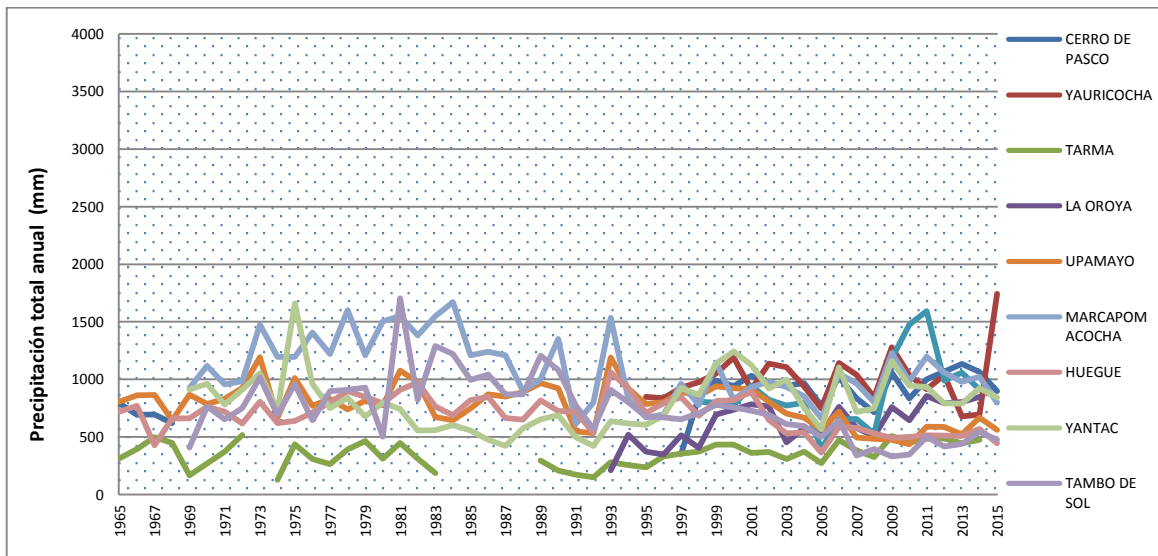
**Figura 28.- Régimen estacional de la precipitación- Grupo 2.**

Del análisis del régimen espacial de la precipitación en un año hidrológico, presentado en las figuras 27 y 28 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 grado, a mayor altura promedio, en comparación a las del

Grupo 1, llegando a valores de precipitación superiores a 180 mm. Asimismo, si bien la mayor cantidad de precipitación ocurre de diciembre a marzo, hay presencia de lluvias durante prácticamente todo el año.



**Figura 29.- Series de Precipitación total anual- Grupo 1.**

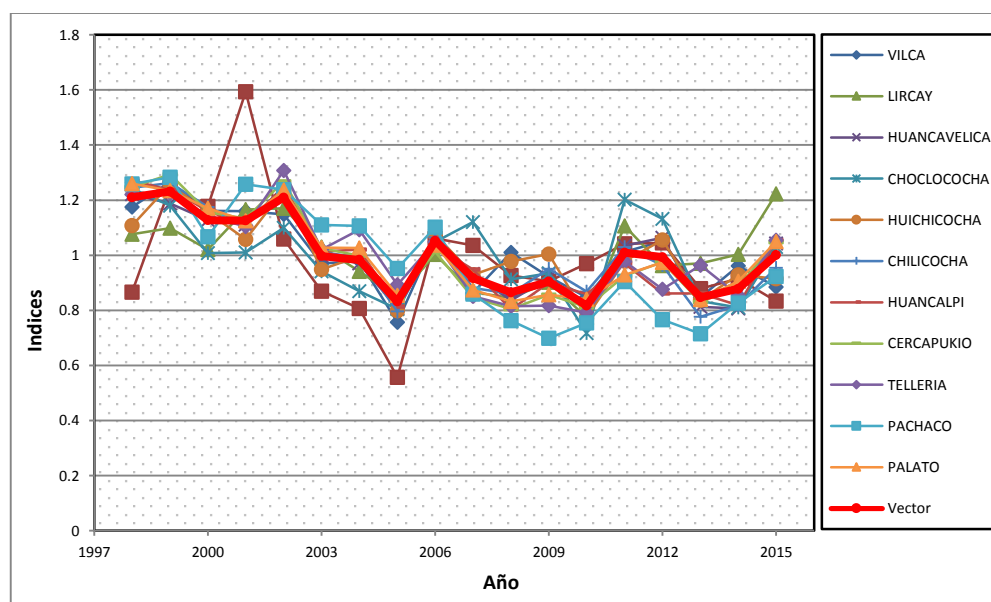


**Figura 30.- Series de Precipitación total anual- Grupo 2.**

En las Figuras 29 y 30 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.

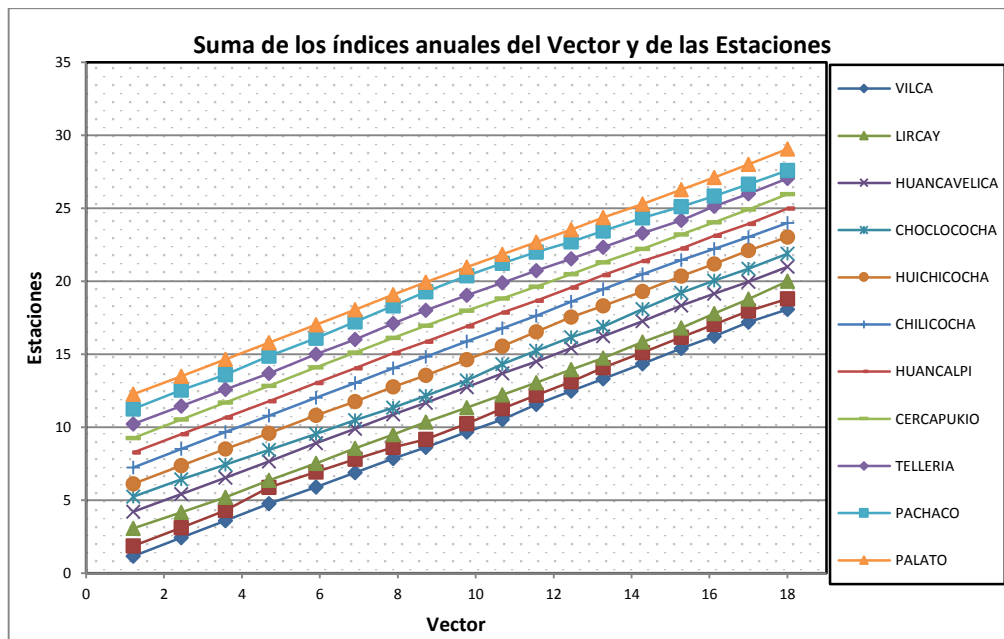
Posteriormente, se analizó el grado de relación del régimen de precipitaciones de cada una de las estaciones con el promedio, mediante la técnica conocida como Vector Regional. Cabe precisar que se muestra un resumen de los índices de calidad de cada estación que conforman el Grupo 1 y Grupo 2 con respecto al vector regional a una escala anual en el Anexo 4. Los resultados sugieren una adecuada correlación con índices de Pearson superiores a 0.7 en la mayoría de casos, lo cual indica 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 2012.

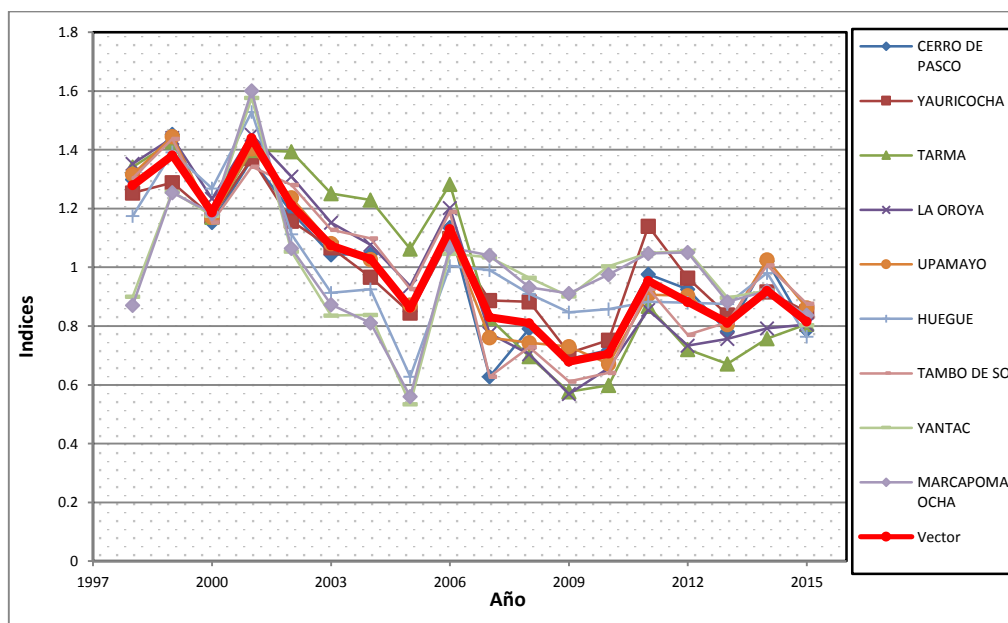


**Figura 31.- Índices anuales del vector del Grupo 1.**

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

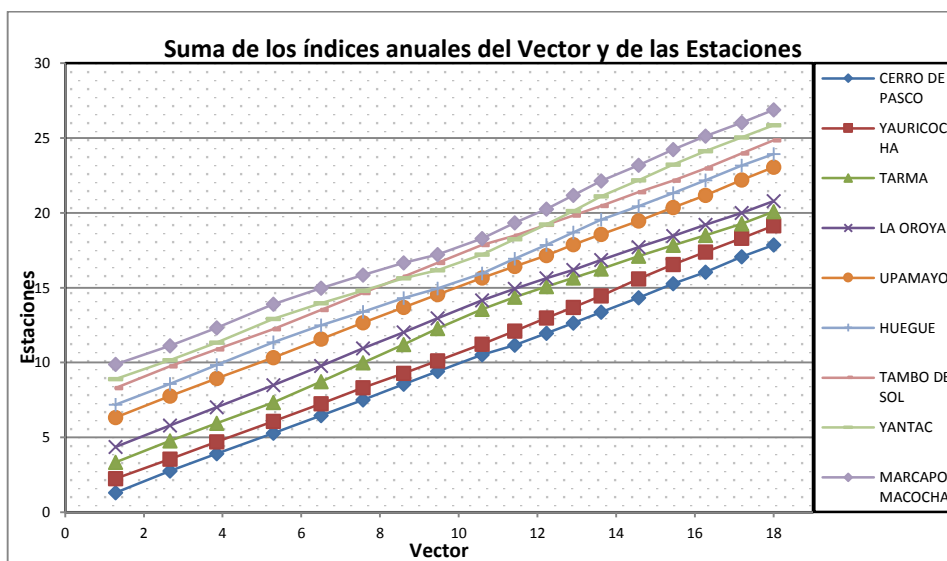


**Figura 32.- Suma de los índices anuales del Grupo 1.**



**Figura 33.- Índices anuales del vector del Grupo 2**

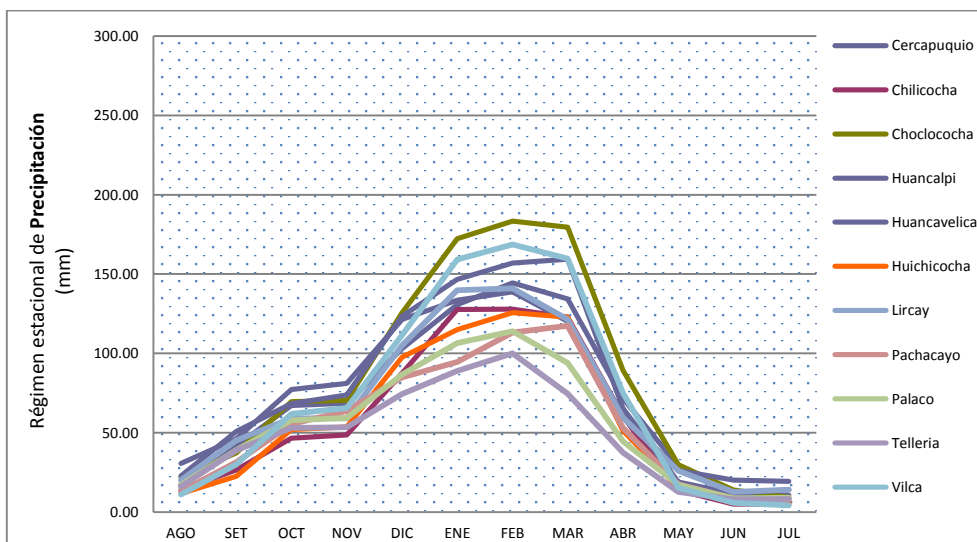




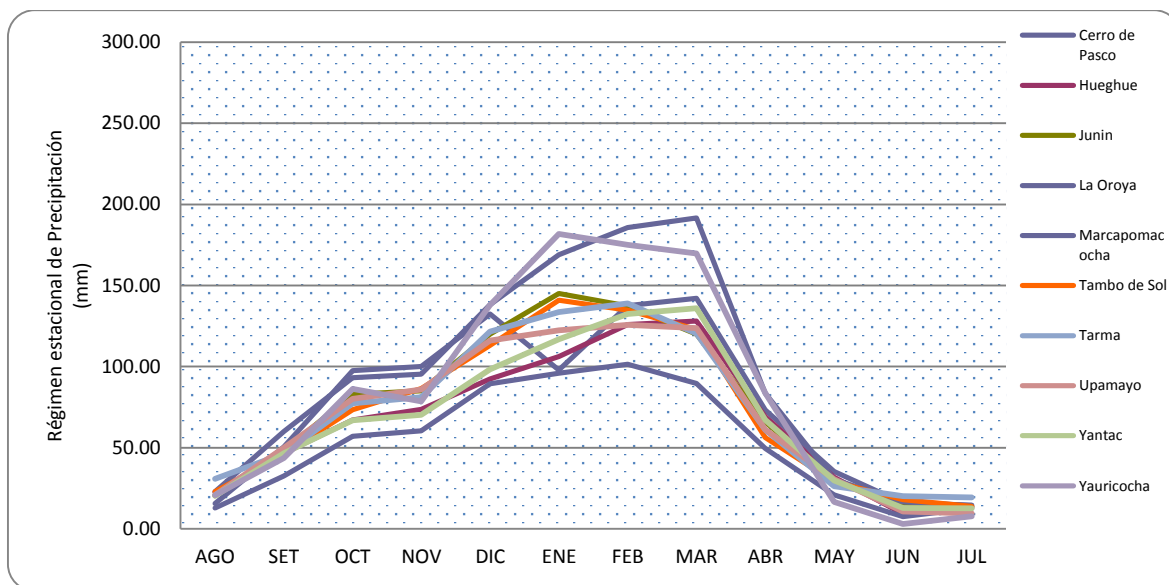
**Figura 34.- Suma de los índices anuales del Grupo 2.**

**4.2.5. Variabilidad estacional de la precipitación.**

Los gráficos muestran la variación de la precipitación a nivel mensual para las 21 estaciones que fueron analizadas.



**Figura 35.-Variación de la precipitación media mensual en las estaciones que conforman el Grupo 1.**



**Figura 36.- Variación de la precipitación media mensual en las estaciones que conforman el Grupo 2.**

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

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 contraste a aquellas que conforman el Grupo 1.

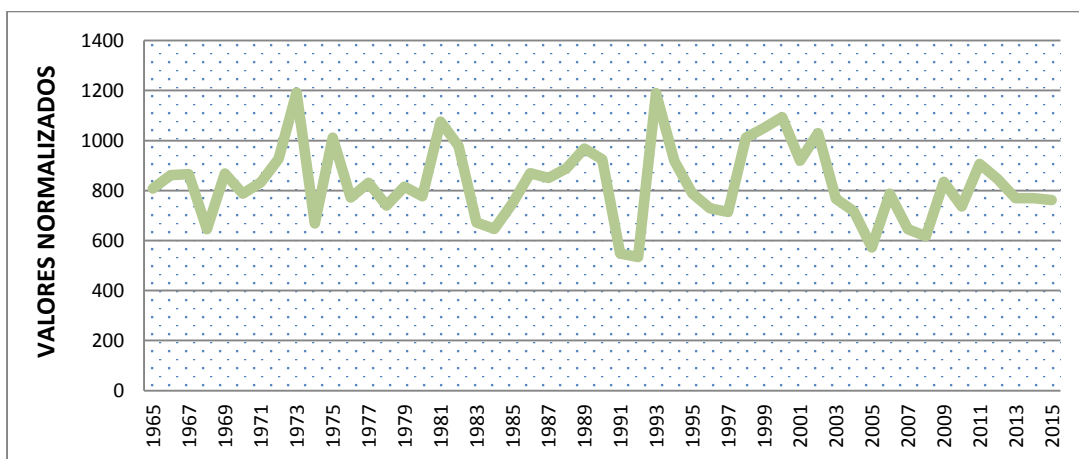
**Tabla 10.- Resumen de la precipitación total mensual y anual de las estaciones que conforman el Grupo 1.**

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

**Tabla 11.- Resumen de la precipitación total mensual y anual de las estaciones que conforman el Grupo 2.**

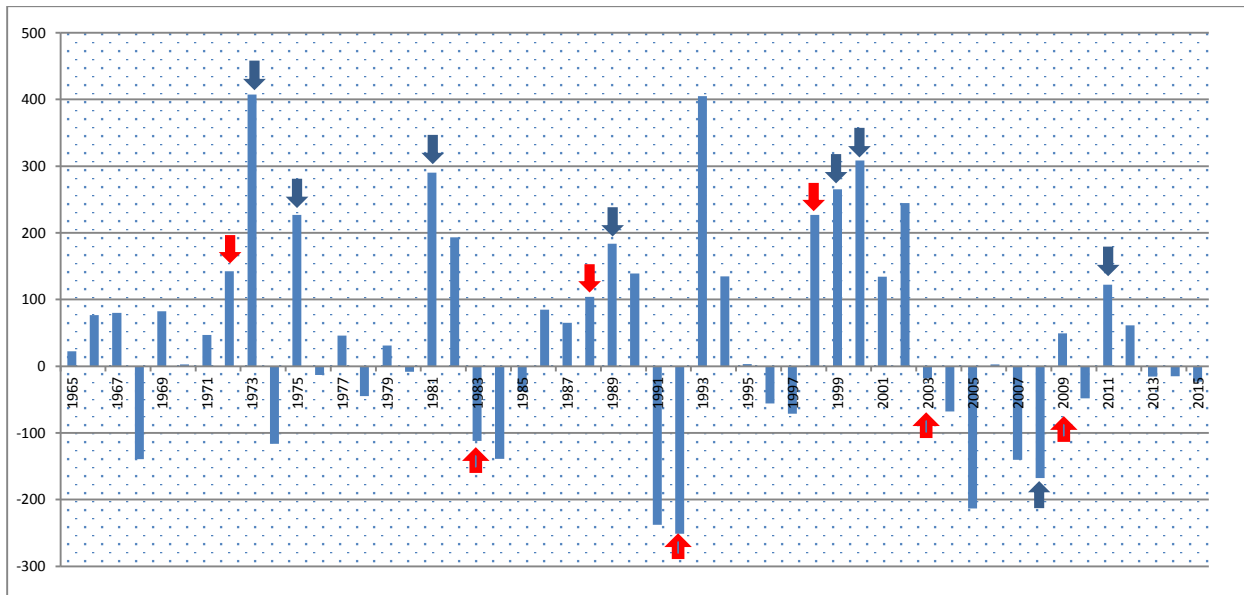
<b>Estación</b>	<b>AGO</b>	<b>SET</b>	<b>OCT</b>	<b>NOV</b>	<b>DIC</b>	<b>ENE</b>	<b>FEB</b>	<b>MAR</b>	<b>ABR</b>	<b>MAY</b>	<b>JUN</b>	<b>JUL</b>	<b>ANUAL</b>
Cerro de Pasco	15.52	50.61	97.58	100.16	132.49	97.93	137.51	142.16	73.21	35.35	15.94	14.68	913.14
Hueghue	22.62	46.57	67.02	73.57	92.45	106.27	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

Para un mejor análisis de la variación interanual de la precipitación, se procedió a estandarizar la información de precipitación anual de todas las estaciones. Para ello, se resta el valor del percentil 50 al valor anual de precipitación de cada una de las estaciones y, posteriormente, se divide entre el valor de la desviación estándar de cada una de las series temporales. Con la finalidad de sintetizar de una mejor manera, toda la información hidrológica, se analizó solo el primer componente (PC1), el cual explica la mayor cantidad de varianza (42%) de toda la serie temporal, el cuál fue obtenido mediante la técnica de las Funciones Empíricas Ortogonales (EOFs), para lo cual, se utilizó la serie de datos estandarizados de cada una de las estaciones analizadas en la cuenca alta del Mantaro. De esta manera, se obtuvo una matriz de ingreso de 50x22 (50 años para el periodo 1965-2015 y 22 series de tiempo estandarizadas).



**Figura 37: Variación temporal del Primer Componente Principal (PC1), obtenido para los valores estandarizados de precipitación de todas las estaciones analizadas.**

La variabilidad interanual de la mayoría de estaciones muestra valores estadísticamente significativos de correlación. El mínimo valor de correlación fue 0.74 (estación La Oroya vs PC1) y el máximo fue 0.98 (estación Palato vs PC1). Adicionalmente, se consideró el PC1 como un índice que sintetiza la variabilidad de la precipitación anual en la cuenca alta del Mantaro. La figura 38 muestra una oscilación dominante de entre 7 y 15 años, la cual podría explicar la estacionalidad de los periodos lluviosos y secos sobre la cuenca del Mantaro. Estos resultados sugieren la existencia de una variabilidad de baja frecuencia decadal, lo cual es consistente con los resultados obtenidos por Segura et al. (2016).



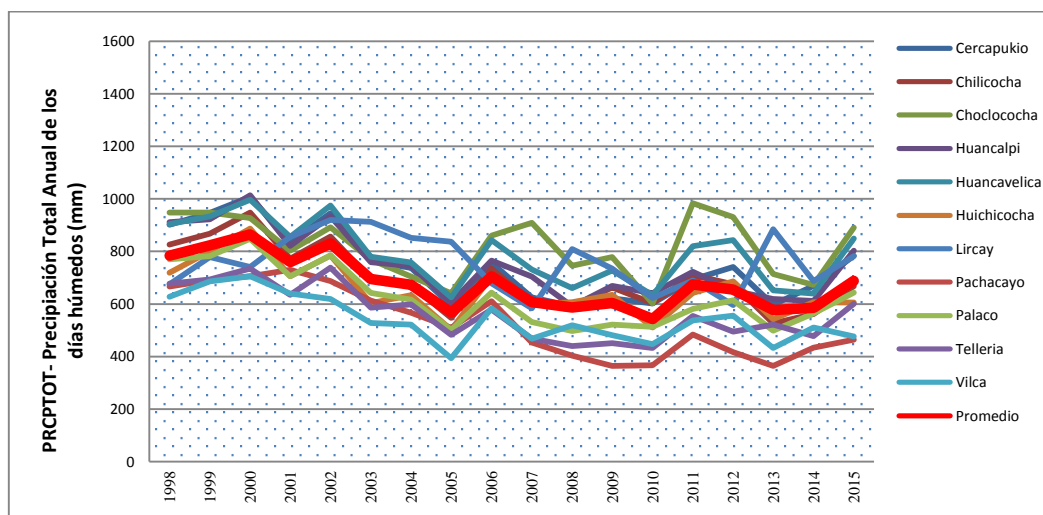
**Figura 38.- Variación temporal de las anomalías de precipitación anual en la cuenca del Mantaro donde se señalan los años identificados con la ocurrencia de eventos El Niño (flechas rojas) y La Niña (flechas azules).**

En la figura 38 se muestra la variación temporal de las anomalías de precipitación anual 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 la respuesta de las precipitaciones a grandes cambios producidos en 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 son la única ni la principal causa que regula dicha variabilidad.

#### 4.2.6. Índices de precipitación.

Para el análisis de la precipitación diaria, fueron utilizados 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.

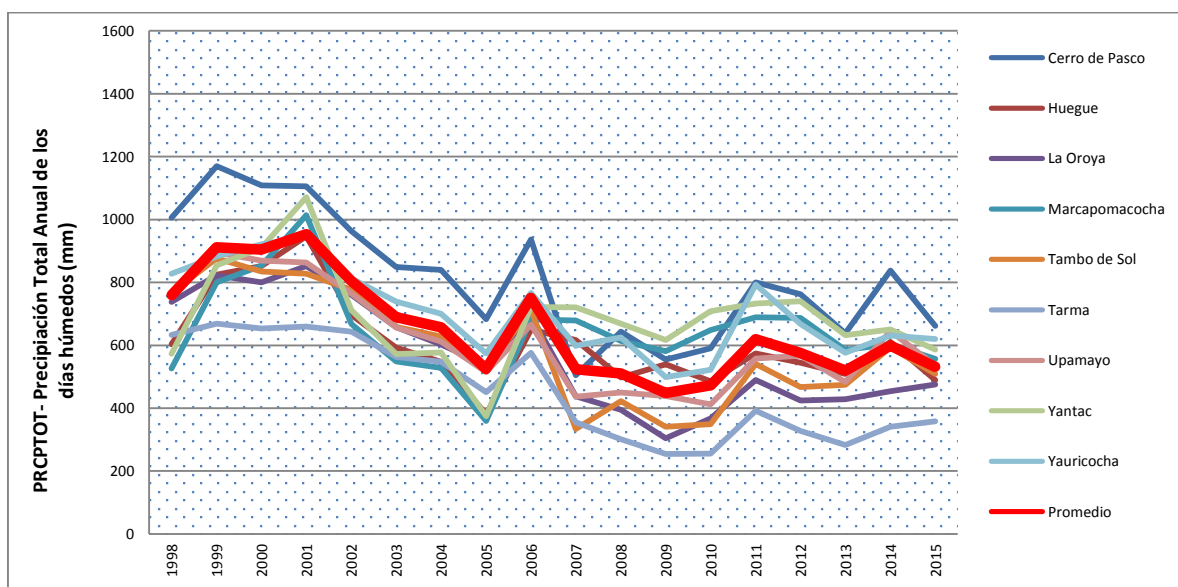
Del análisis de las estaciones con información diaria que conforman el Grupo 1, se puede apreciar que los valores máximos de Precipitación total anual de los días húmedos (PRCPTOT) pertenecen a la estación Huancalpi (1014 mm) para el año 2000, seguida de la estación Huancavelica (997 mm) para el mismo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



**Figura 39.- 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 año que menores valores de precipitación total anual, en promedio, registraron las estaciones de este grupo. Es importante mencionar que durante este año hubo presencia de un evento El Niño moderado en el Pacífico Oriental.

Para el Grupo 2, el índice PRCPTOT presenta valores máximos para la estación Cerro de Pasco (1170 mm) durante 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 40.- 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).

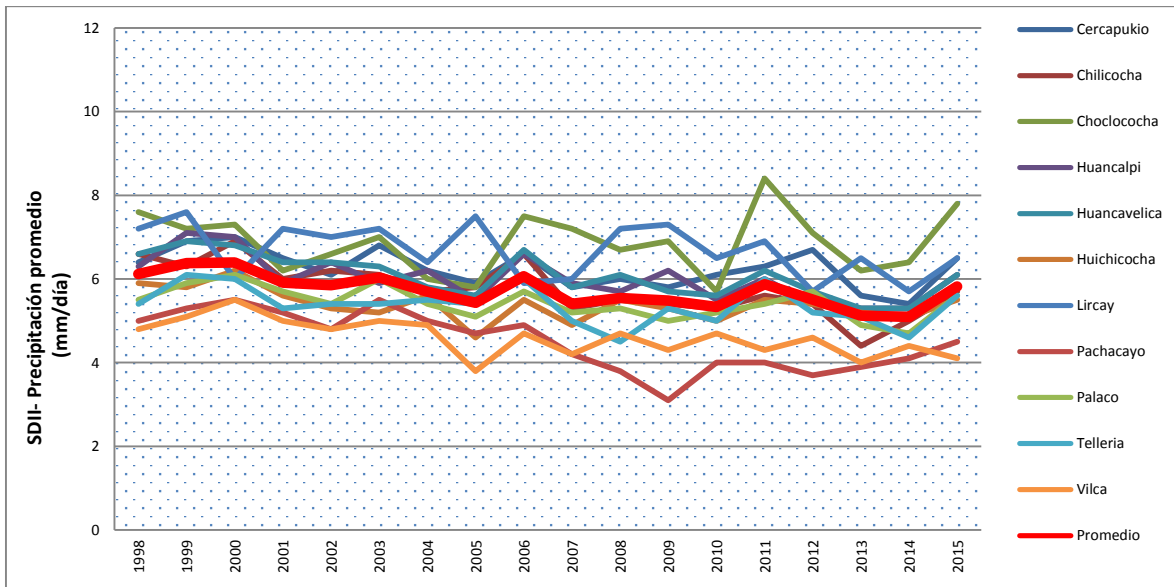


Figura 41.- Índice de Precipitación promedio anual (SDII) para el grupo 1.

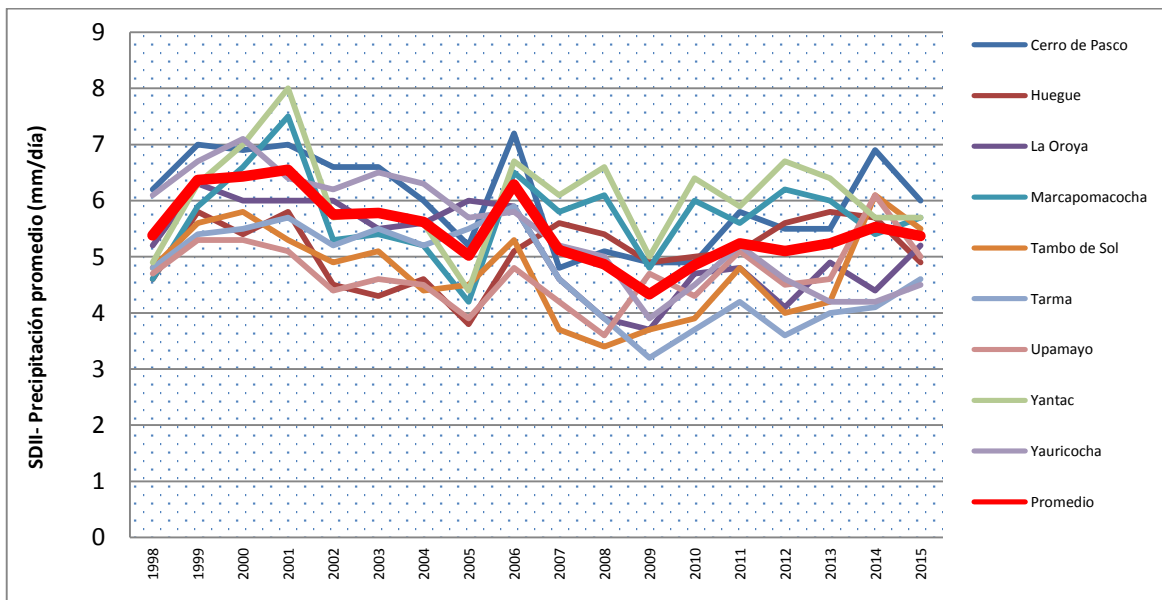
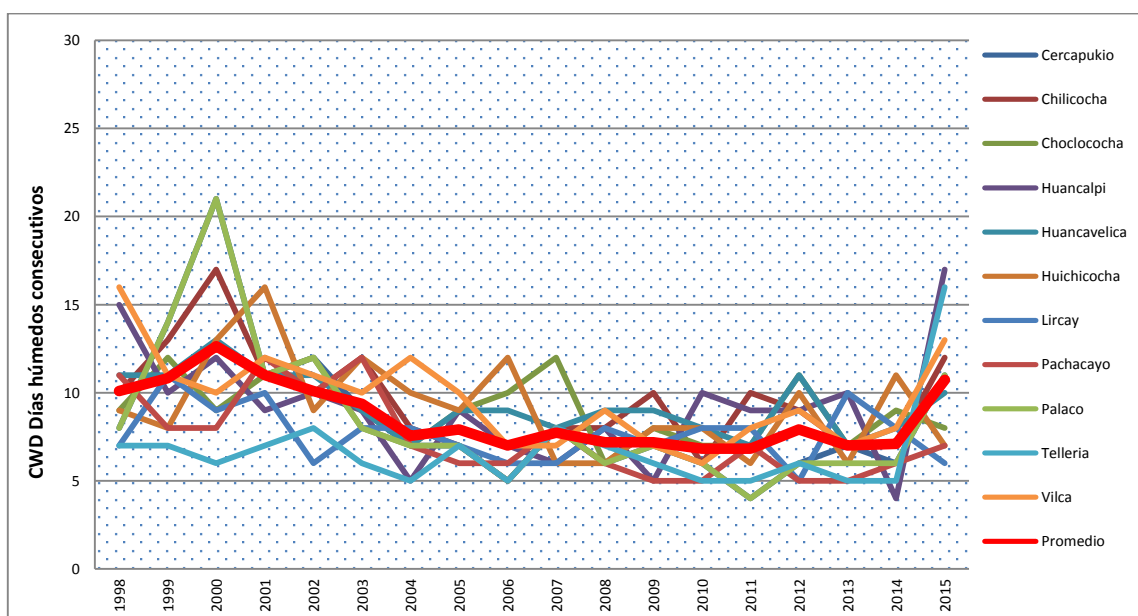


Figura 42.- Índice de Precipitación promedio anual (SDII) para el grupo 2.

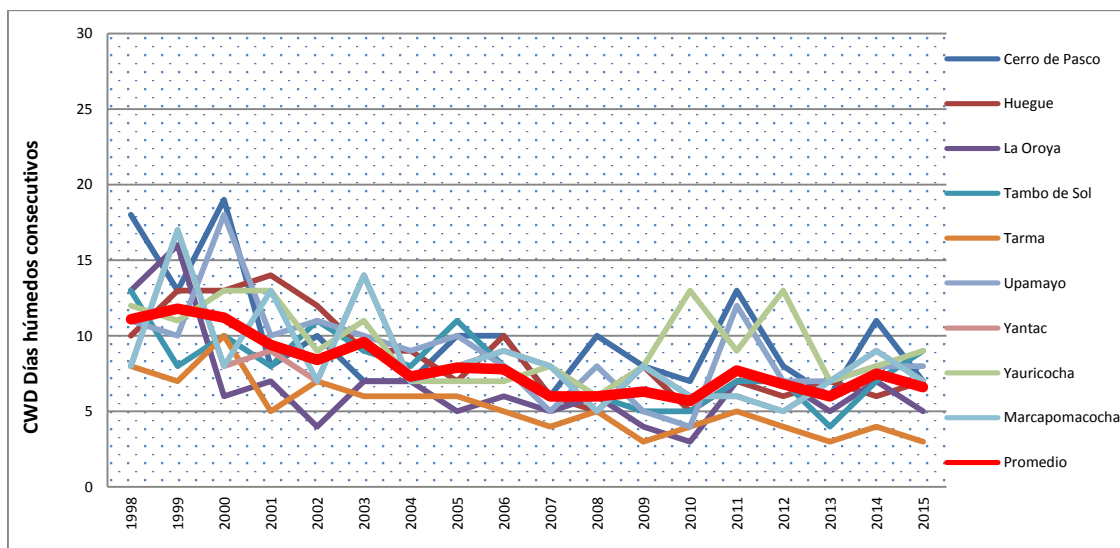
En el análisis del índice SDII (precipitación promedio diaria) para las estaciones del Grupo 2, se puede apreciar que la precipitación promedio de la región es de 5.5 mm/día (en un rango de 4.3 a 6.4 mm/día) con valores máximos en algunos años como durante 1999 para la estación Junín (9.4 mm/día) y valores mínimos para la estación Tarma (3.2 mm/día) durante el 2009.

Respecto al análisis de los días húmedos consecutivos CWD para el Grupo 1, se presentan períodos húmedos con valores máximos de 21 días para la estación Palaco 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 sugiere 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.



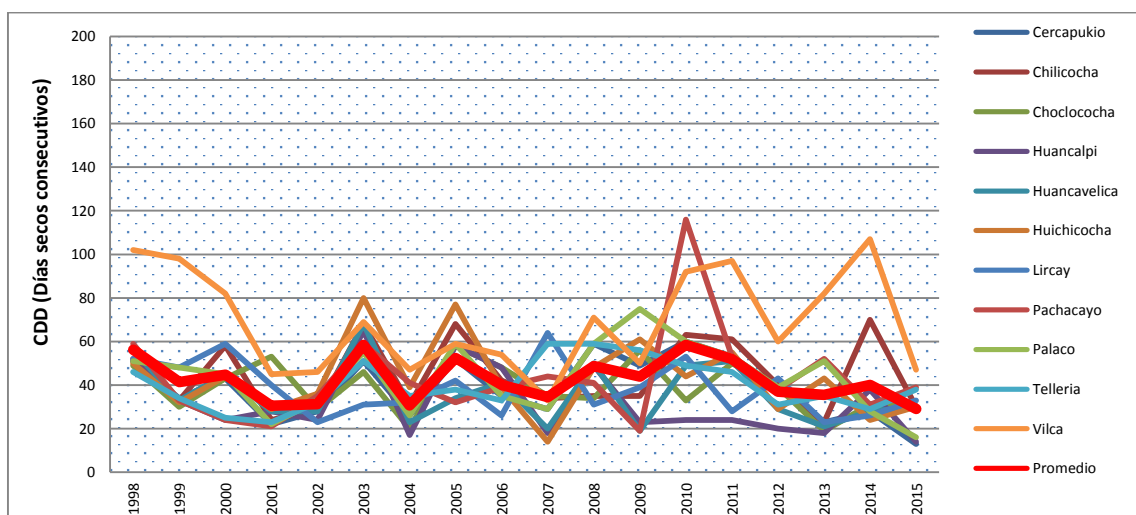
**Figura 43.- Índice anual de los Días húmedos consecutivos (CWD) para e Grupo 1.**

Para el Grupo 2, los días húmedos consecutivos CWD presentan períodos 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 realizó con el Índice Oceánico Niño (ONI), lo cual sugiere que durante la presencia de los eventos La Niña se presentan mayores periodos húmedos consecutivos.



**Figura 44.- Índice anual de los Días húmedos consecutivos (CWD) para el Grupo 2.**

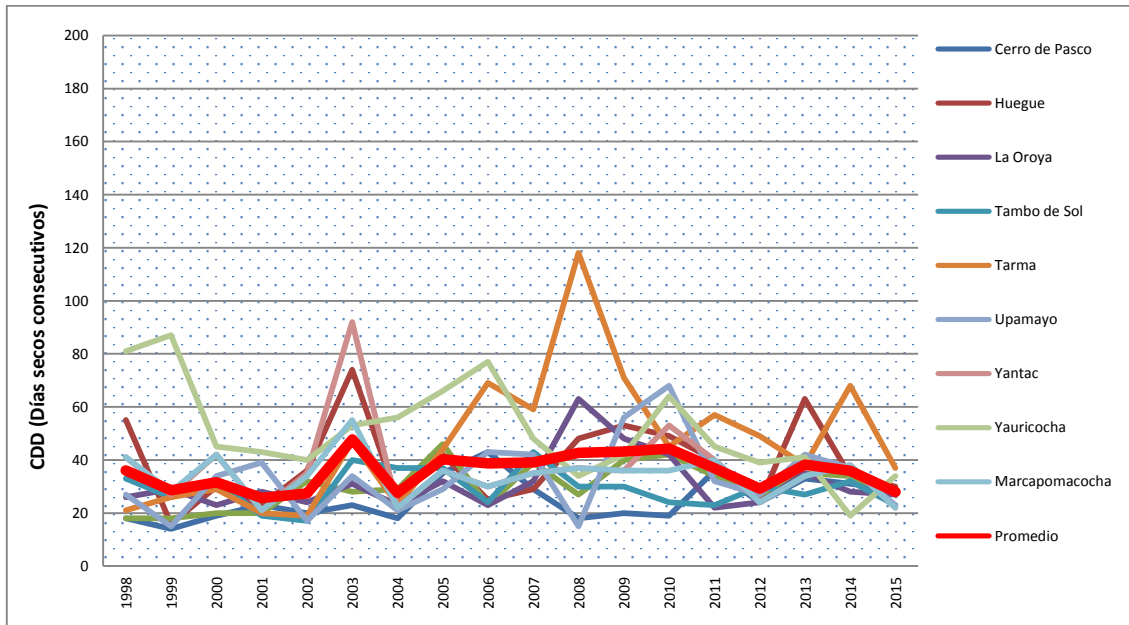
Por otro lado, del análisis de los días secos consecutivos (CDD) para el Grupo 1, se aprecia periodos secos consecutivos de hasta 117 días para la estación Pachacayo durante el 2010 (evento el Niño moderado), siendo el año 2003 el que mayor período de días secos consecutivos tuvo en promedio para todas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



**Figura 45.- Índice anual de los días secos consecutivos (CDD) para el Grupo 1.**

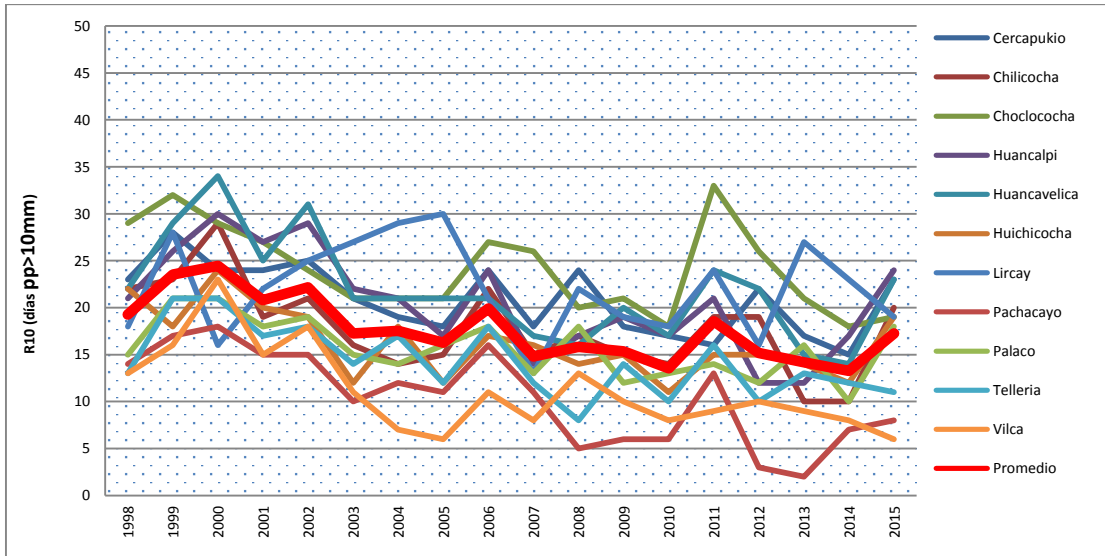
Del análisis de los días secos consecutivos (CDD) para el Grupo 2, se aprecia períodos secos consecutivos de hasta 118 días para la estación de Tarma en el año 2008, es decir, periodos de casi cuatro meses de duración. Los años con menores valores del índice CDD

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.



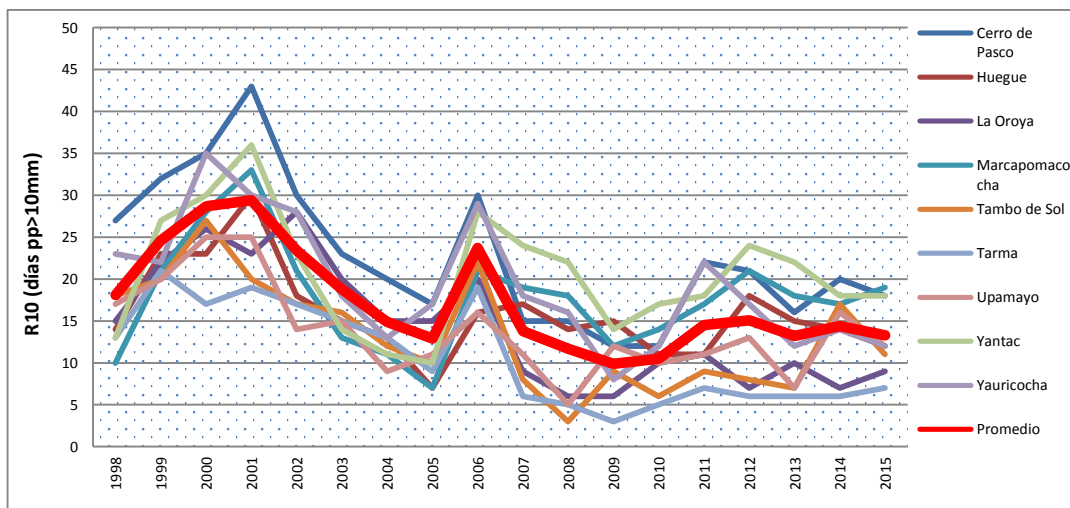
**Figura 46.- Índice anual de los días secos consecutivos (CDD) para el Grupo 2.**

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 durante 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 durante los años en que se produce un enfriamiento en la zona conocida como Niño 3.4.



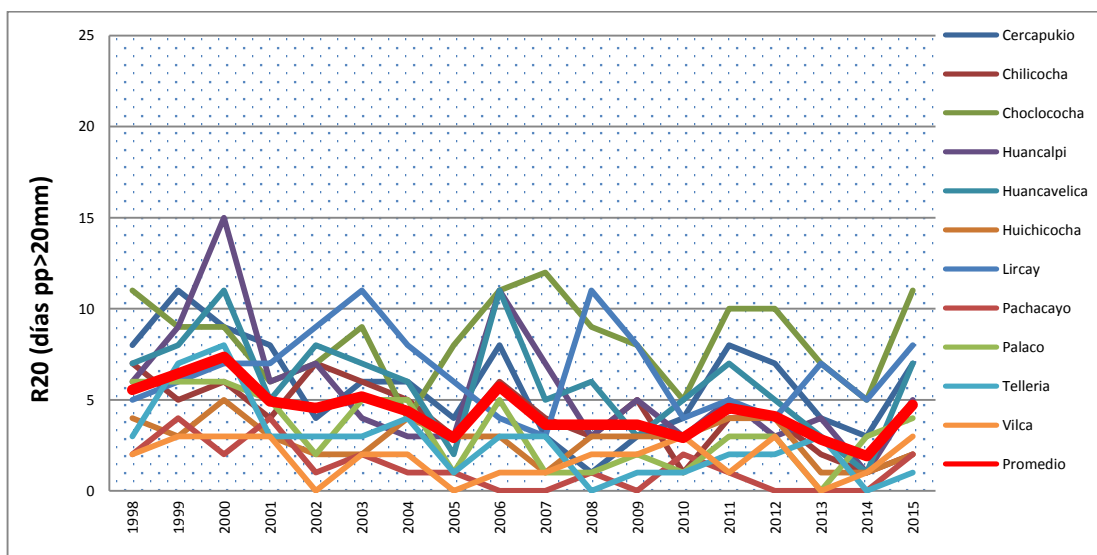
**Figura 47.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 10mm (R10) para las estaciones del Grupo 1.**

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 durante el año 2001 con 43 días, seguido de la estación Junín 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.



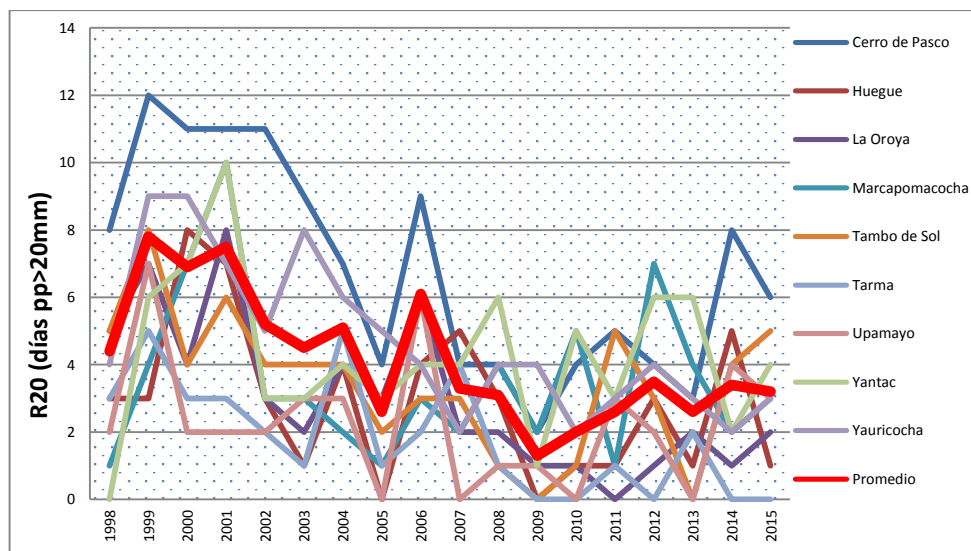
**Figura 48.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 10mm (R10) para las estaciones del Grupo 2.**

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 durante el 2005 y la misma estación Huegue en el año 2009.



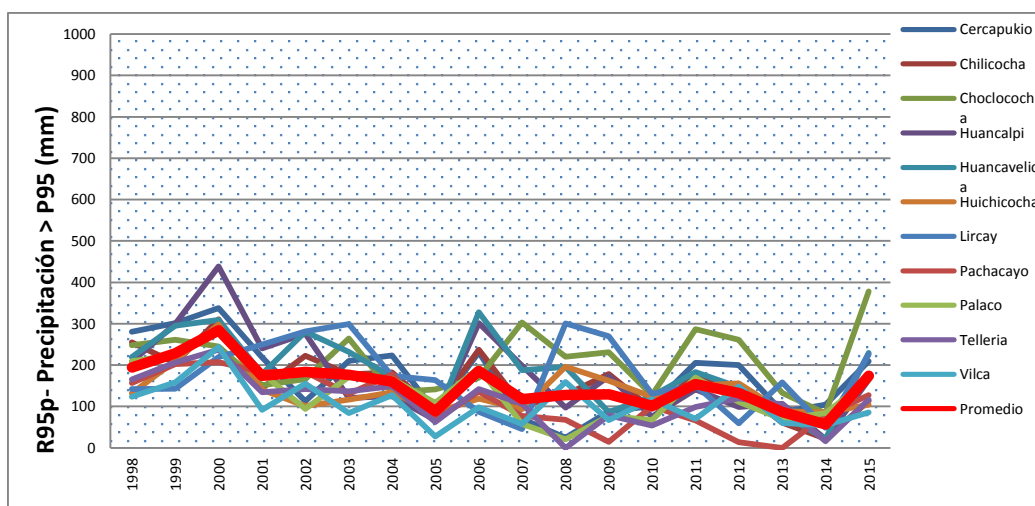
**Figura 49.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 20mm (R20) para el grupo 1.**

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.



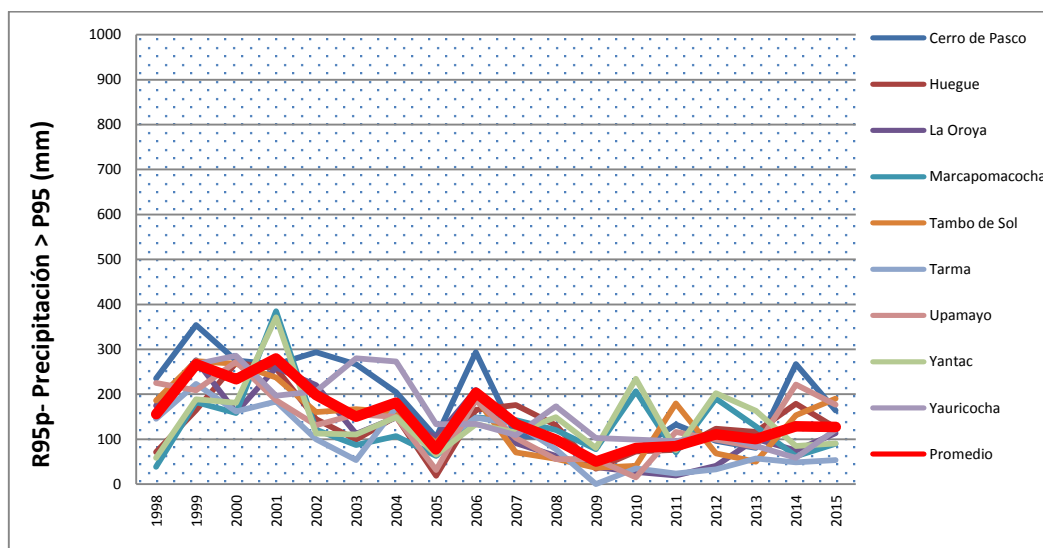
**Figura 50.- Índice anual de la cantidad de días cuya precipitación diaria fue superior a 20mm (R20) para el grupo 2.**

Con referencia a las precipitaciones extremas para el Grupo 1, los valores máximos son registrados para la estación Huancalpi (438 mm) durante 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) durante el año 2008. En términos generales, los valores del índice, en promedio, para todas las estaciones del Grupo 1, y se presentan en el año 2000 y los menores en el año 2005.



**Figura 51.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 95 para las estaciones del Grupo 1.**

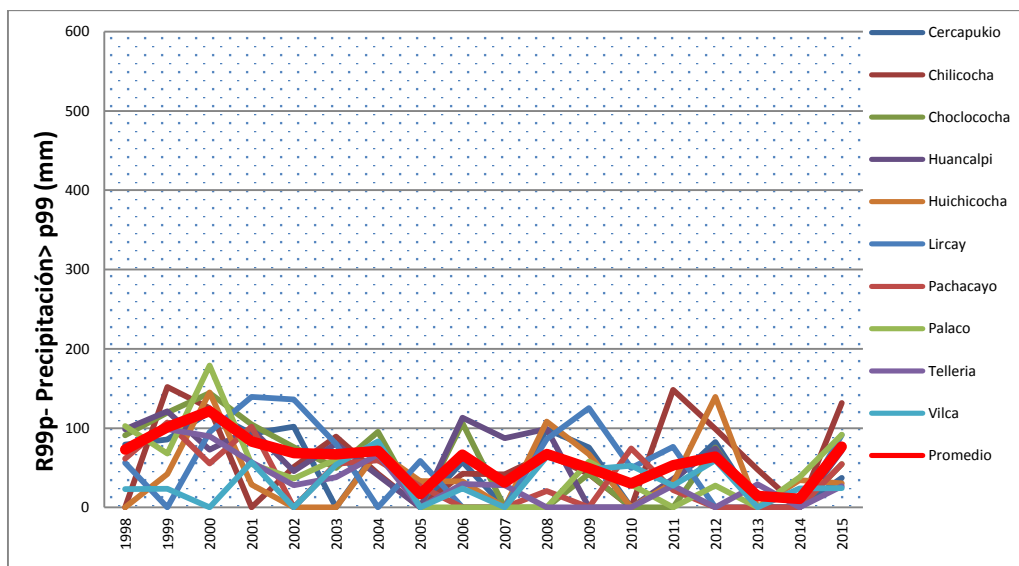
Del análisis de las precipitaciones extremas para el Grupo 2, mediante el índice de precipitación total anual, cuando la precipitación diaria es superior al percentil 95, los valores máximos son registrados para la estación Yantac (375 mm) durante el año 2001, seguido por la estación Cerro de Pasco para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



**Figura 52.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 95 para las estaciones del Grupo 2.**

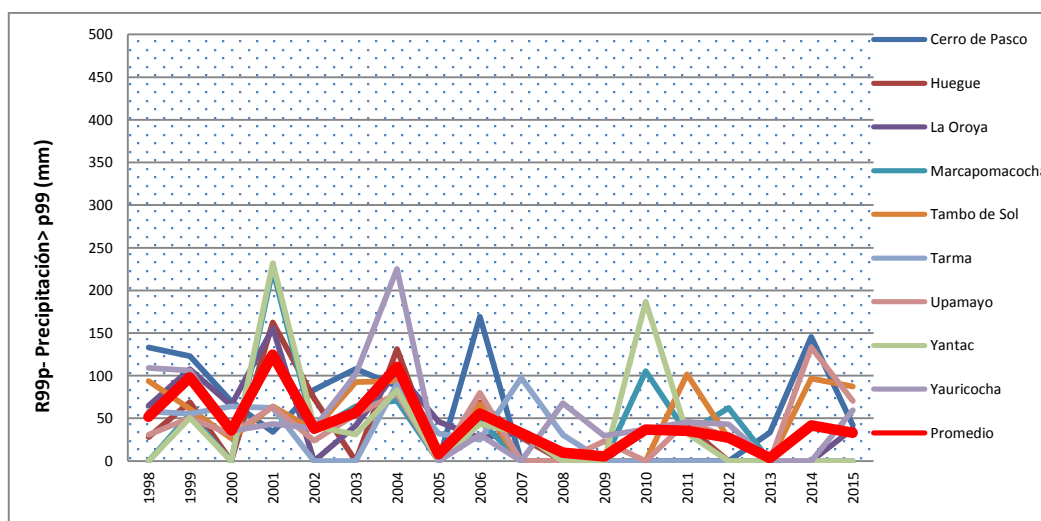
Con respecto a las precipitaciones extremas para el Grupo 1, mediante el índice de precipitación total anual, cuando la precipitación diaria es superior al percentil 99, los valores máximos son registrados para la estación Palaco (180 mm) durante el año 1999 y 2000, seguido por la estación Chilicocha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



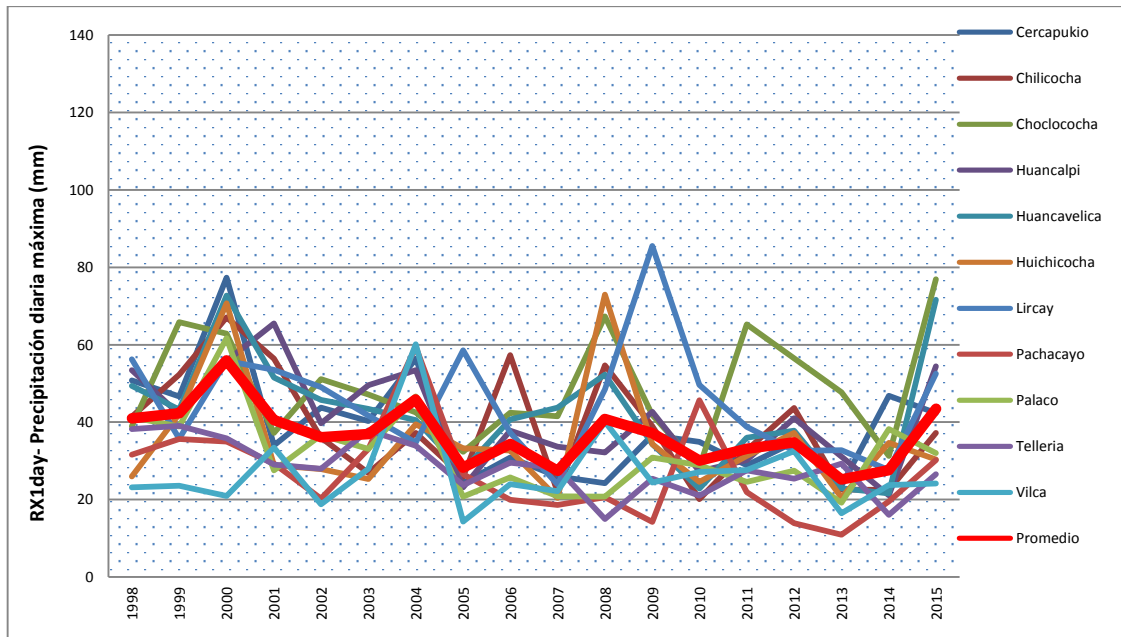


**Figura 53.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 99 para las estaciones del Grupo 1.**

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, 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.



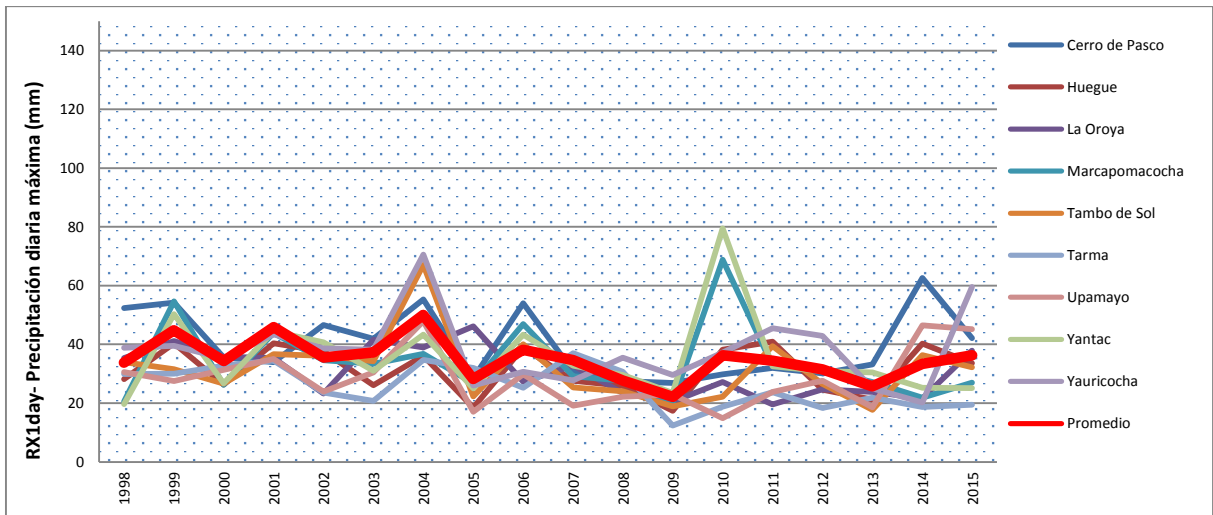
**Figura 54.- Índice anual de la suma de la Precipitación diaria superior al percentil 99 para las estaciones del Grupo 2.**



**Figura 55.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima (RX1day) para las estaciones del Grupo 1**

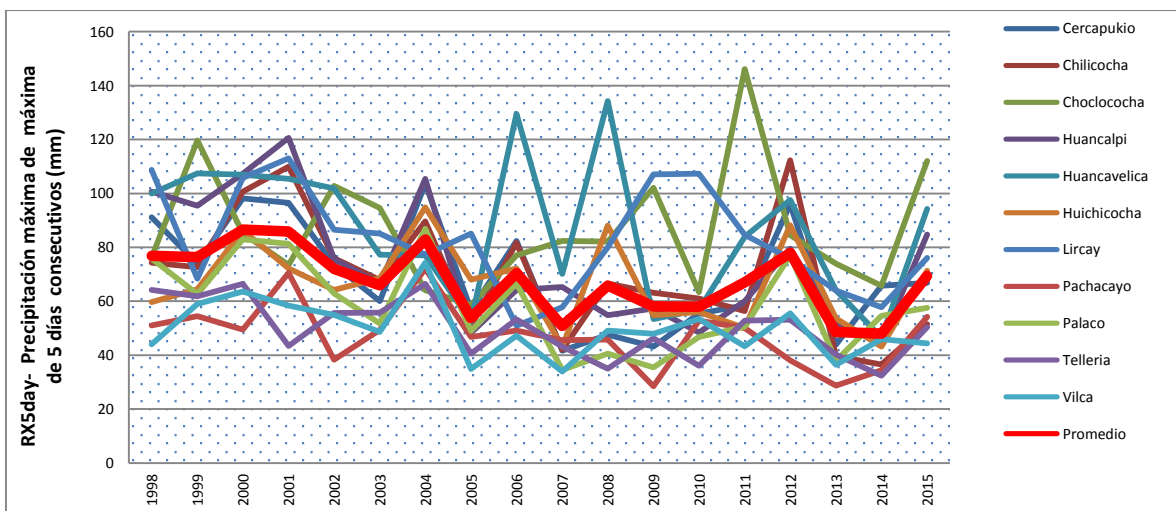
Con respecto a los resultados del índice de precipitación diaria máxima anual (Rx1day) para las estaciones que conforman el Grupo 1, se aprecia una precipitación máxima de 79 mm para la estación Lircay durante el año 2009, siendo la máxima precipitación diaria histórica para el periodo 1998-2015 para 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 durante el 2009.



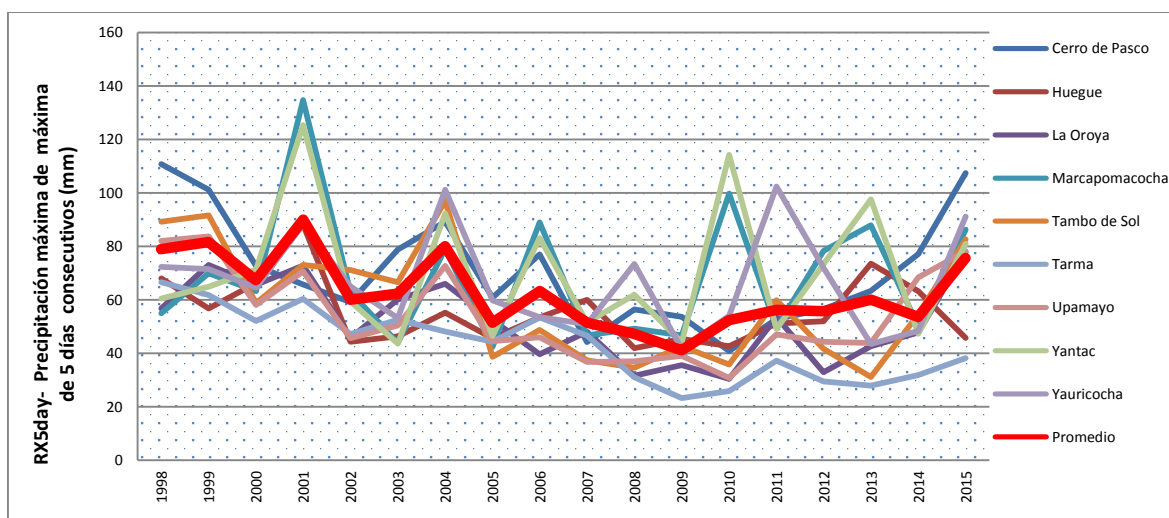
**Figura 56.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima (RX1day) para las estaciones del Grupo 2**

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 57.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima de 5 días consecutivas (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 durante 1998 y, contrariamente, el 2009 registra los menores valores en promedio para todas las estaciones.

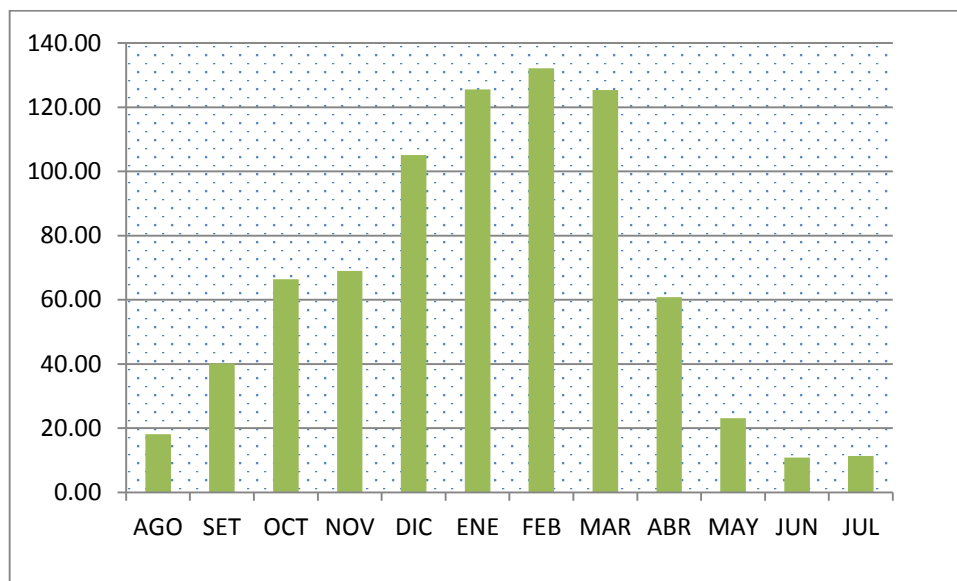


**Figura 58.- Índice anual de la Precipitación diaria máxima de 5 días consecutivos (RX5day) para las estaciones del Grupo 2.**

#### 4.2.7. Análisis de la presencia de periodos lluviosos y secos.

La información de las estaciones ubicadas en la cuenca alta del Mantaro fue analizada para el periodo 1965-2015. Este análisis fue realizado durante la temporada lluviosa (septiembre- marzo). Para determinar los períodos lluviosos y secos dentro de la cuenca del Mantaro, se empleó el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI, por sus siglas en inglés) (Silva et al, 2008). Para este análisis, se considera un evento seco, aquel período de tiempo en el que, al menos 20 por ciento del total de estaciones analizadas, muestren un valor de SPI igual o mayor a -1. Por otro lado, los períodos húmedos fueron definidos como aquellos en los que, al menos 20 por ciento del total de estaciones analizadas, muestren un valor de SPI igual o superior a 1.

En primer término, se procedió al análisis de la variabilidad mensual de precipitaciones, en el cual se aprecia un período anual de precipitaciones es relativamente largo, con valores máximos presentados durante los meses de enero a marzo y con mínimos valores entre junio y julio. El ciclo de precipitaciones se inicia durante el mes de septiembre, incrementándose progresivamente durante los meses siguientes hasta el mes de abril, mes en el cual el registro de precipitaciones cae abruptamente.



**Figura 59.- Climatología mensual de precipitación en la cuenca alta del Mantaro (mm/mes, promedio de 22 estaciones) para el periodo 1965-2015.**

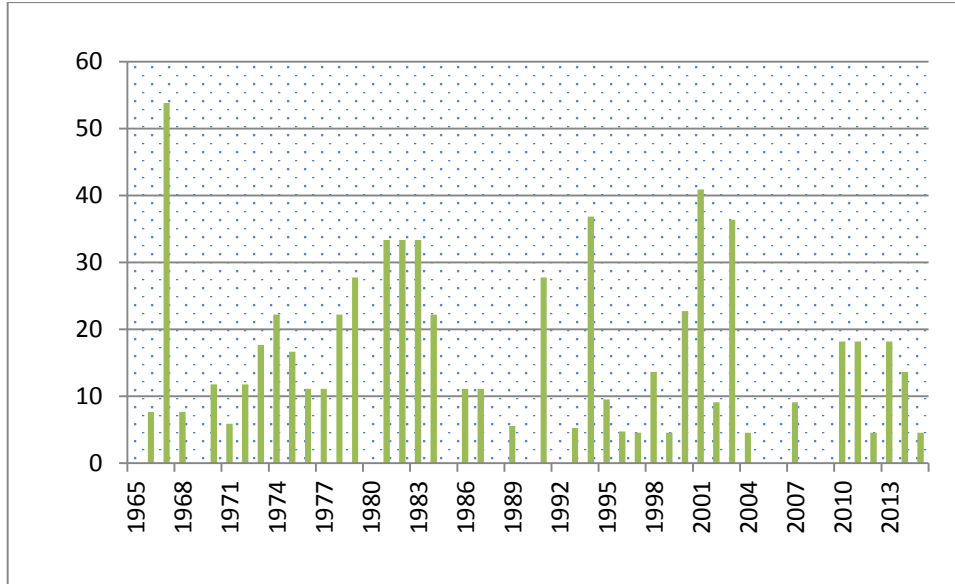
#### **4.2.8. Variabilidad de periodos lluviosos y secos.**

El análisis de las estaciones lluviosas durante el periodo comprendido entre 1965 al 2015, muestra que los siguientes años fueron especialmente húmedos: 1966/67, 1973/74, 1977/78, 1978/79, 1980/81, 1981/82, 1983/84, 1985/86, 1993/94, 2000/01, 2002/03.

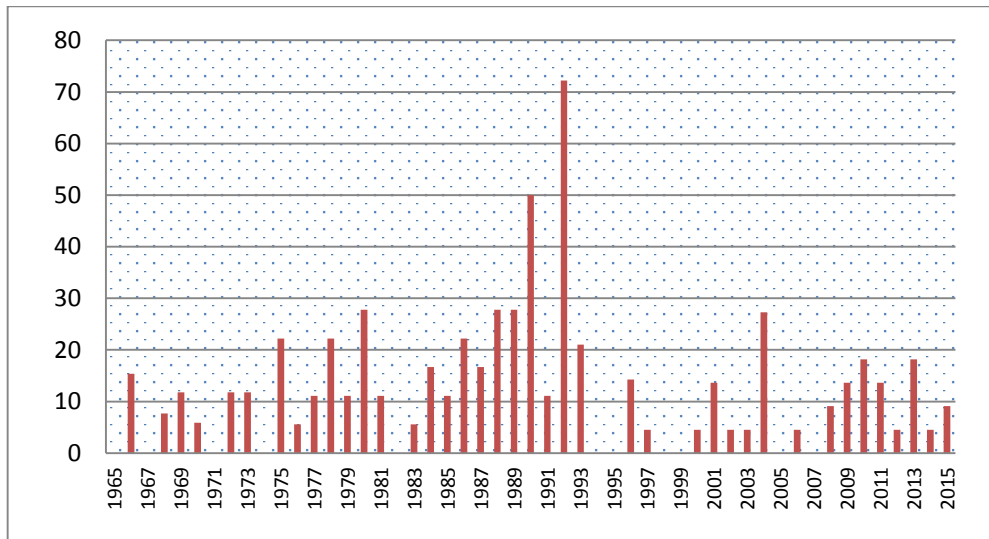
En la Fig. 60 se puede apreciar que los años 1966/67, 1993/94 y 2002/03 fueron los periodos más húmedos en la cuenca alta del Mantaro: 50%, 40.9% y 36.36% del total de estaciones analizadas registraron valores por encima del promedio, respectivamente.

Por otro lado, los periodos secos identificados en el análisis fueron: 1968/69, 1979/80, 1988/89, 1989/90, 1991/92, 2004/05, 2007/08 y 2008/09. Asimismo, los periodos con

mayor anomalía por debajo del promedio fueron 1991/1992 y 1989/90, períodos en los que un 72% y 50% del total de estaciones analizadas presentaron precipitaciones por debajo del promedio histórico analizado.



**Figura 60.- Porcentaje de estaciones con  $SPI \geq 1$  durante, al menos, tres meses en la temporada lluviosa (septiembre-abril) en la cuenca alta del Mantaro.**



**Figura 61.- Porcentaje de estaciones con  $SPI \leq 1$  durante, al menos, tres meses en la temporada lluviosa (septiembre-abril) en la cuenca alta del Mantaro.**

### **4.3. Variabilidad diaria de la precipitación durante eventos La Niña.**

#### **4.3.1. Patrones espacio- temporales de la precipitación diaria.**

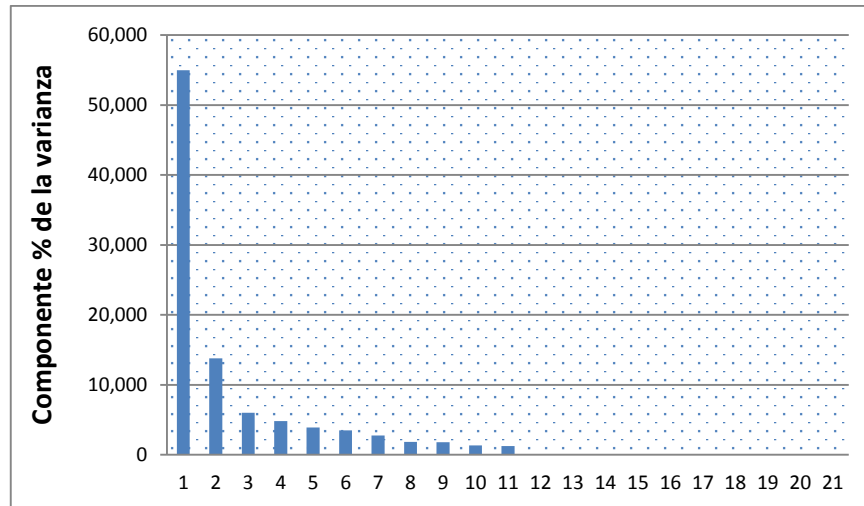
El análisis de las series temporales y espaciales de la precipitación total diaria para el total de estaciones pertenecientes a los dos grupos de estaciones previamente clasificados, se realizó para los períodos de diciembre a abril en los años identificados con eventos La Niña. Según los procedimientos 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, así como el evento El Niño 1997/98, respectivamente.

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).

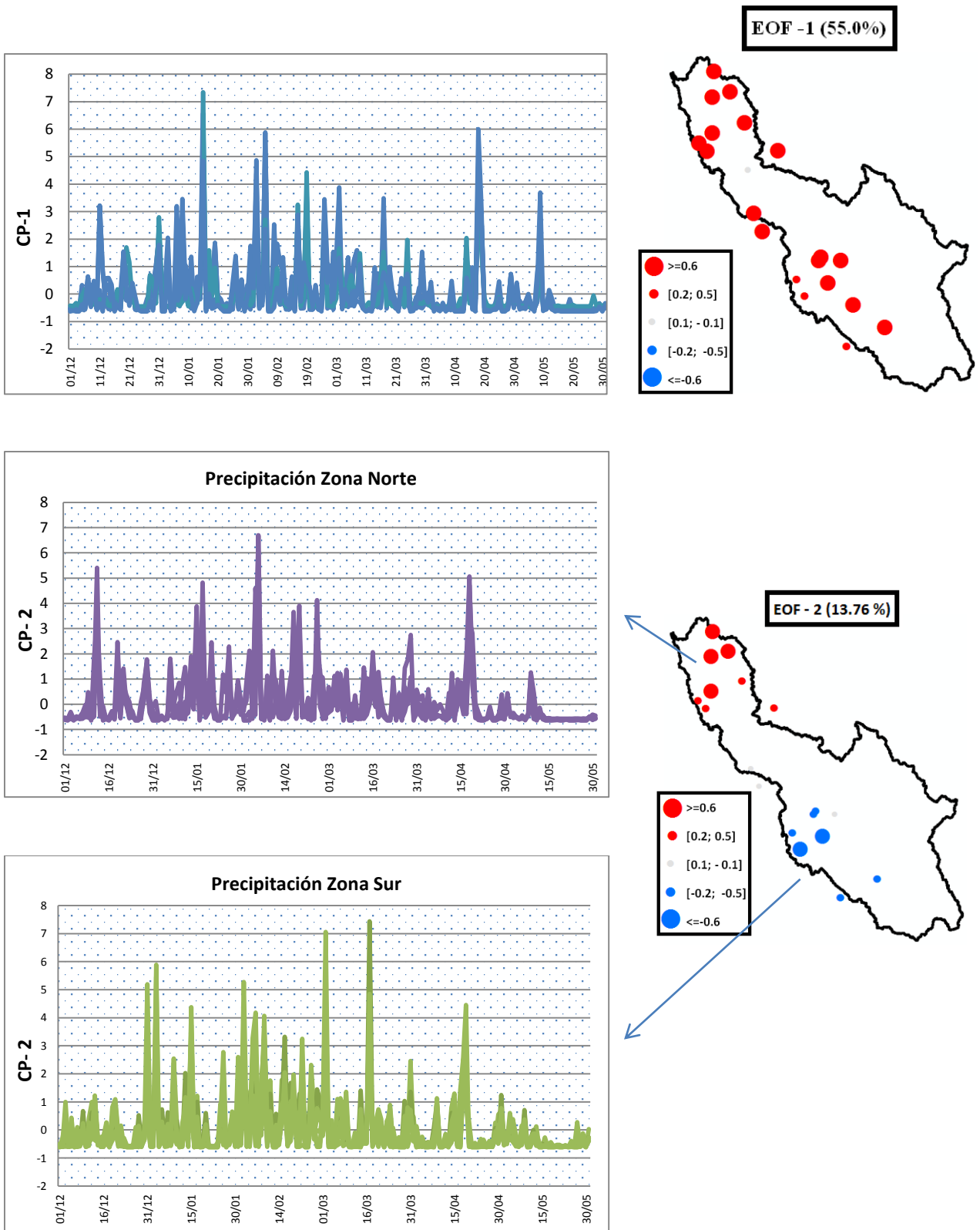


**Figura 62.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 1998/99.**

Los resultados del análisis espacial de las precipitaciones para el evento La Niña sugieren que existe una correlación positiva para todas las estaciones. Con respecto al análisis del primer CP, se puede observar que el período 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, el análisis de variabilidad de la precipitación a nivel diario (EOF-02), muestra una correlación negativa para la mayoría de estaciones ubicadas en la parte norte de la cuenca alta, mientras que la zona sur y centro muestran correlaciones positivas; por cuanto 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 1998/99, se observa un período 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.

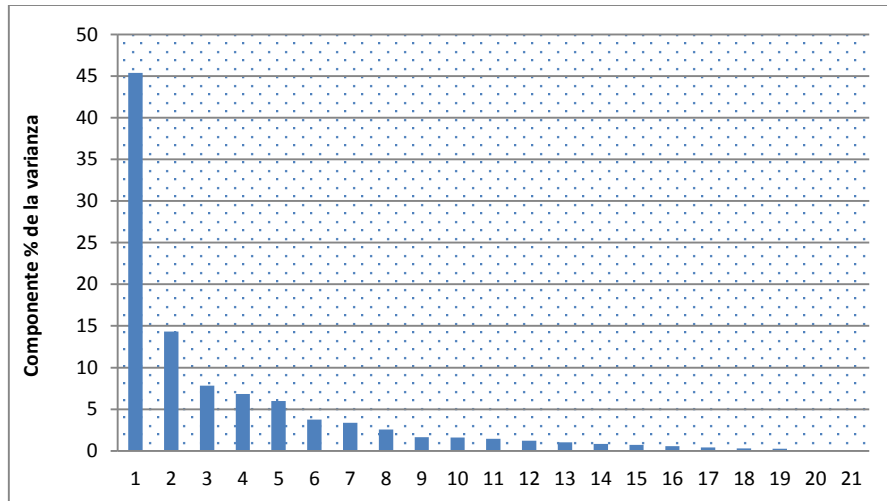


**Figura 63.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 1998/99**



### b. Evento La Niña 1999-2000.

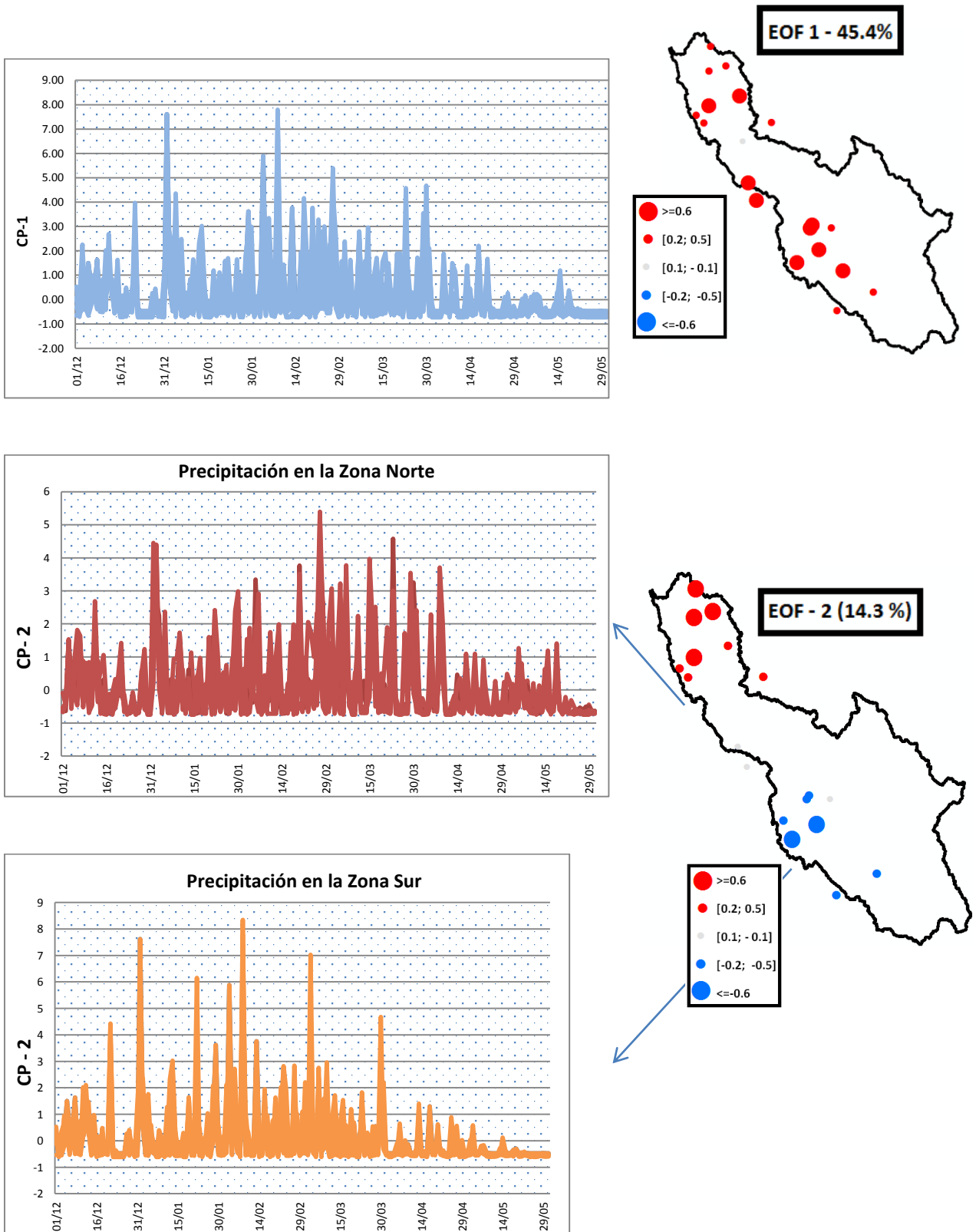
Para el evento La Niña de diciembre de 1999 a mayo de 2000, los dos principales componentes llegan a explicar 59.7 de la varianza (45.4 por ciento para el CP-1 y el 14.3 por ciento para el CP-2).



**Figura 64.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 1999/00**

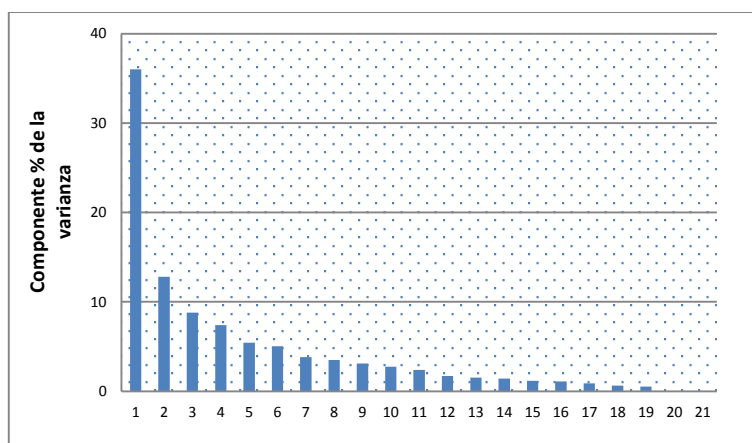
Los resultados del análisis espacial de las precipitaciones para el evento La Niña sugieren una correlación positiva para todas las estaciones. Con respecto al análisis del primer CP, se puede observar que el periodo de mayor precipitación ocurrió durante los primeros días de diciembre de 1999 hasta los últimos días del mes de marzo de 2000. Por otro lado, el análisis de variabilidad de la precipitación a nivel diario (EOF-02), muestra una correlación negativa para algunas de las estaciones ubicadas en la parte norte de la cuenca alta, mientras que la zona sur y centro muestran correlaciones positivas; 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 1999/00, 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 1999 o a mediados del mes de abril de 2000.

**Figura 65.- 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.

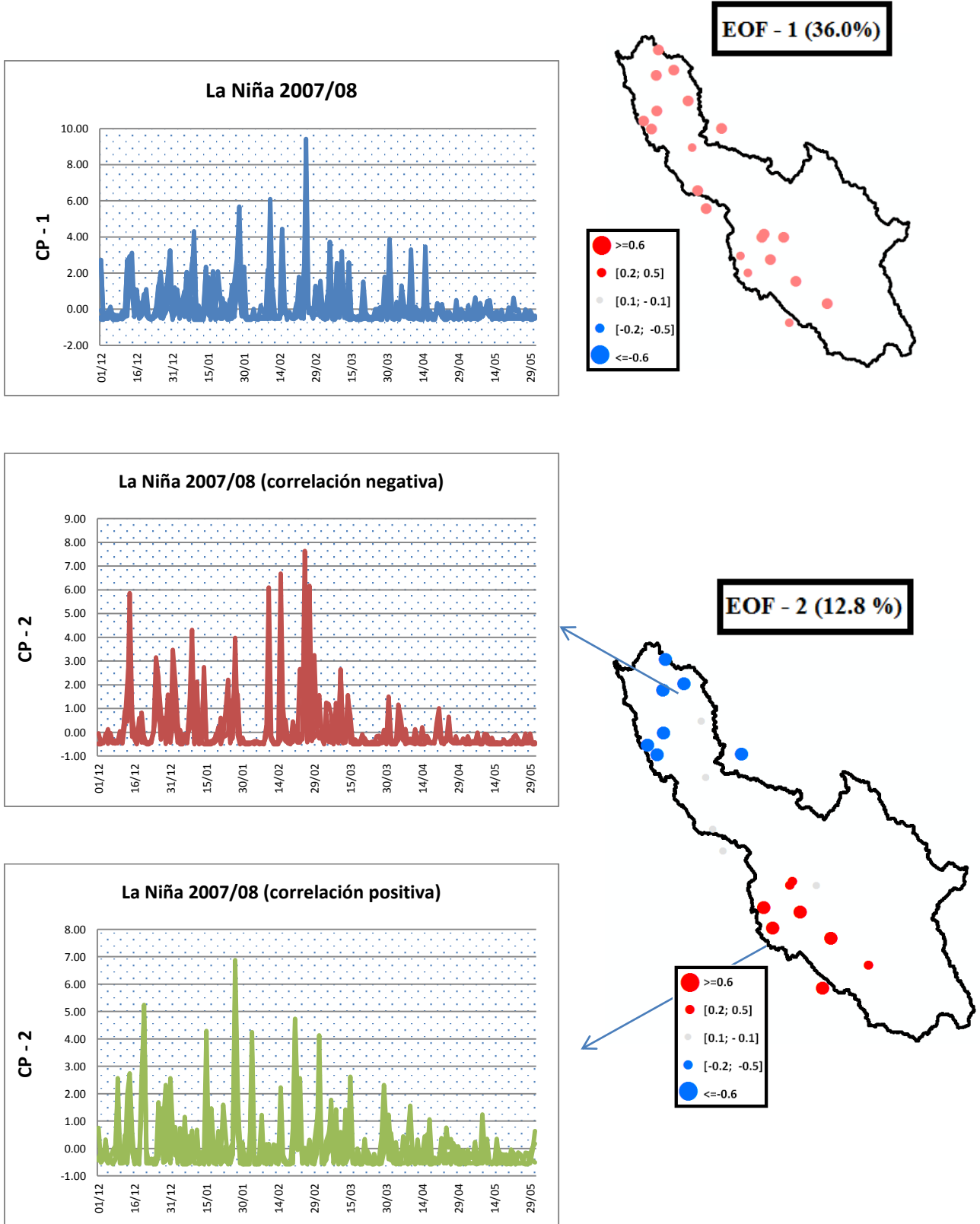
Para el evento La Niña de diciembre del 2007 a mayo de 2008, los dos principales componentes llegan a explicar 59.7 de la varianza (36.0 por ciento para el CP-1 y el 12.8 por ciento para el CP-2).



**Figura 66.-Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 2007/08.**

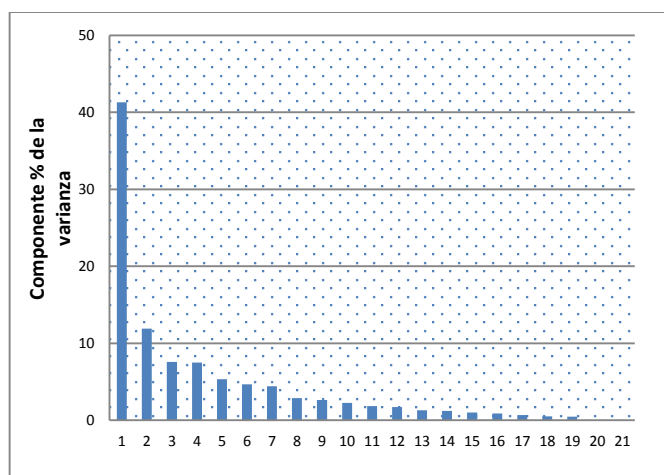
Los resultados del análisis espacial de las precipitaciones (EOF -1) para el evento La Niña sugieren que existe una correlación positiva para todas las estaciones. Con respecto al análisis del primer CP, se puede observar que el período de mayor precipitación ocurrió durante todo el mes de febrero del 2007. 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 2007/08, se observa que el período 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 67.- 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.

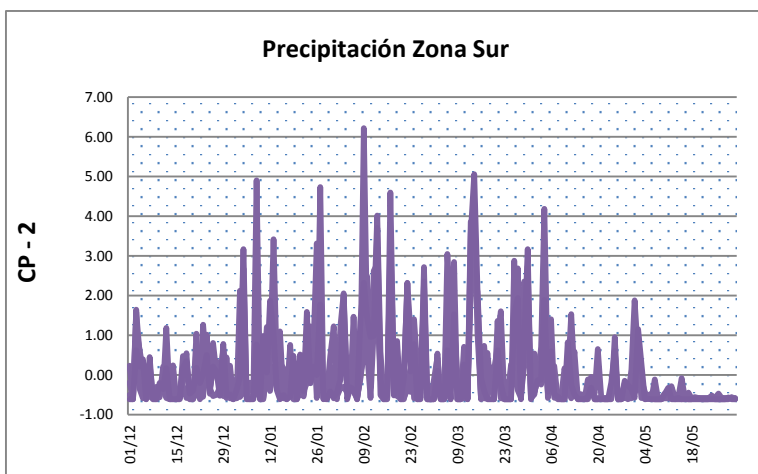
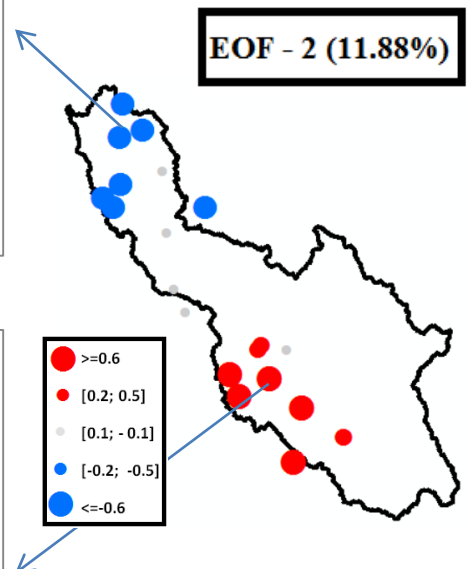
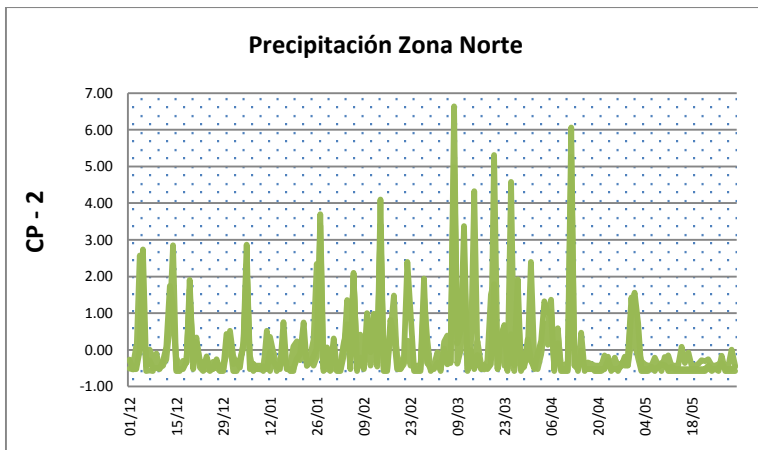
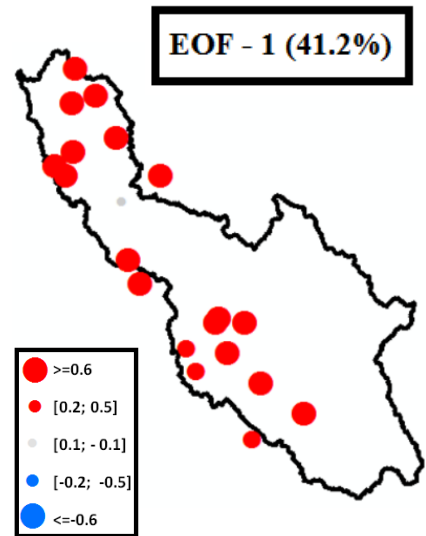
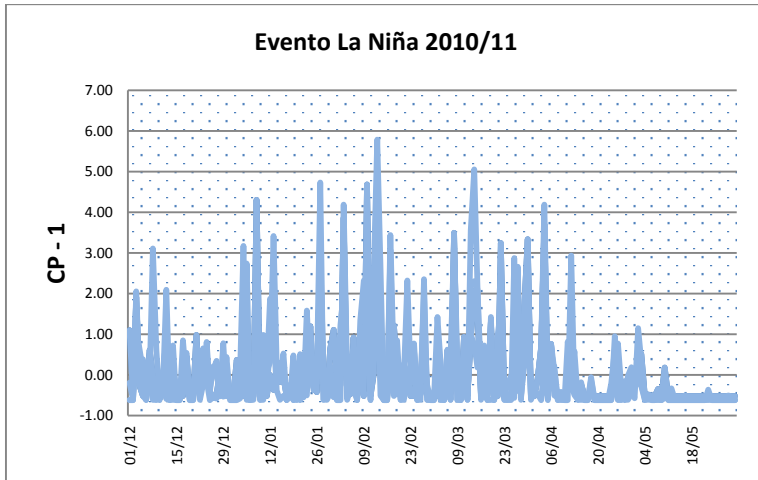
Para el evento La Niña de diciembre del 2010 a mayo del 2011, los dos principales componentes llegan a explicar 59.7 de la varianza (41.2 por ciento para el CP-1 y el 11.88 por ciento para el CP-2).



**Figura 68.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 2010/11.**

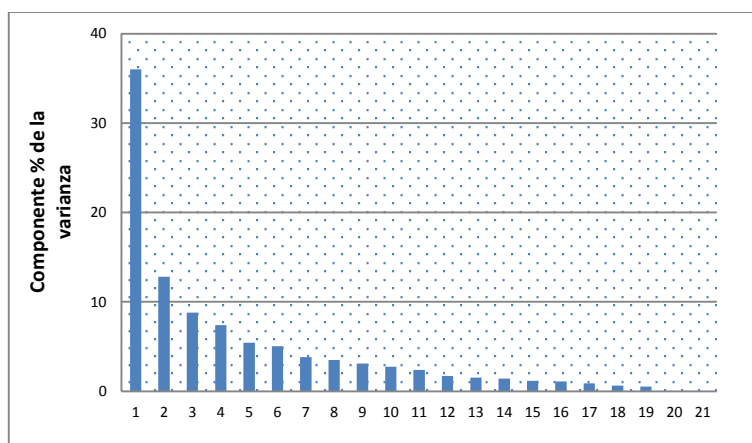
Los resultados del análisis espacial de las precipitaciones (EOF -1) para el evento La Niña sugieren que existe una correlación positiva para todas las estaciones. Con respecto al análisis del primer CP, se puede observar un período bastante extenso de mayor precipitación el cual ocurrió durante los tres primeros meses del año 2011. Por otro lado, el análisis de variabilidad de la precipitación a nivel diario (EOF-02), muestra una correlación 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, el análisis de la CP-2, durante el evento La Niña 2010/11, se observa que el período 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 período de mayor precipitación inicia los primeros días del mes de marzo del 2011 hasta la primera semana del mes de abril.

**Figura 69.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento La Niña 2010/11**



### e. Evento El Niño 1997-1998

Para el evento El Niño de diciembre de 1997 a mayo de 1998, los dos principales componentes llegan a explicar el 62 por ciento de la varianza (46.0 por ciento para el CP-1 y el 16.9 por ciento para el CP-2).

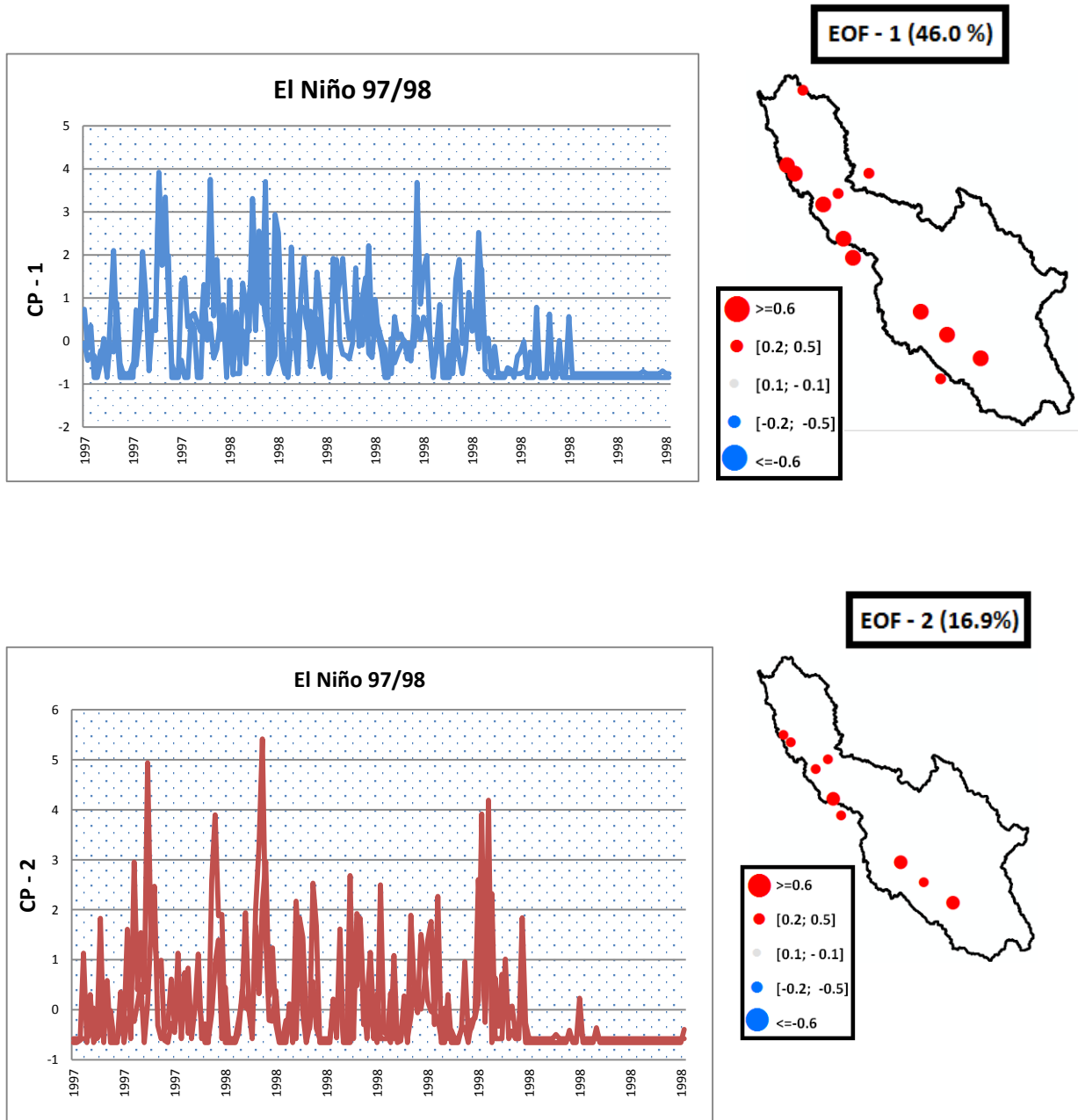


**Figura 70.-Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento El Niño 1997/98.**

Los resultados del análisis espacial de las precipitaciones (EOF -1) para el evento El Niño sugieren que existe una correlación positiva para todas las estaciones. Con respecto al análisis del primer CP, se puede observar que el período de mayor precipitación ocurrió durante todo el mes de enero del 1998. Por otro lado, del análisis de variabilidad de la precipitación a nivel diario (EOF-02), muestra menores valores de correlaciones positivas para toda la cuenca del Mantaro. Por otro lado, del análisis de la CP-2, durante el evento El Niño 1997/98, se observa que el período de mayor precipitación empieza a mediados del mes de diciembre hasta finales del mes de enero de 1998. Asimismo, se puede apreciar que los valores de anomalías de precipitación estandarizadas son menores a los que se presentan durante el evento La Niña del año siguiente.

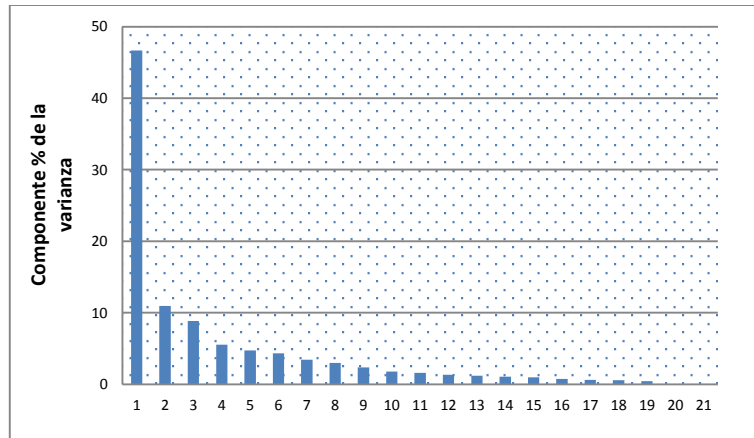


**Figura 71.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento El Niño 1997/98.**



#### f. Evento El Niño 2002-2003

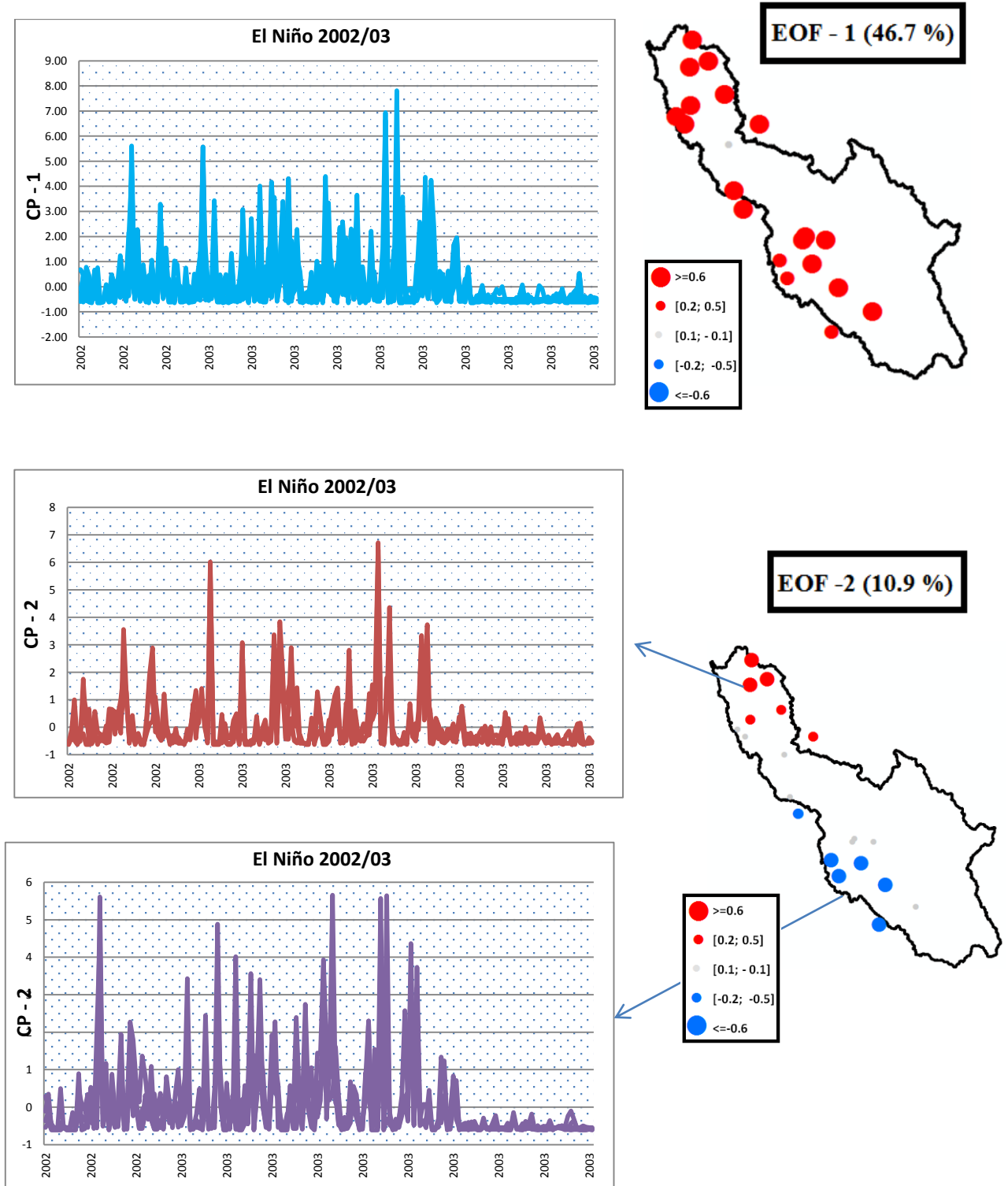
Para el evento El Niño de diciembre de 2002 a mayo de 2003, los dos principales componentes llegan a explicar 57 por ciento de la varianza (46.7 por ciento para el CP-1 y el 10.9 por ciento para el CP-2).



**Figura 72.-Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 2002/03.**

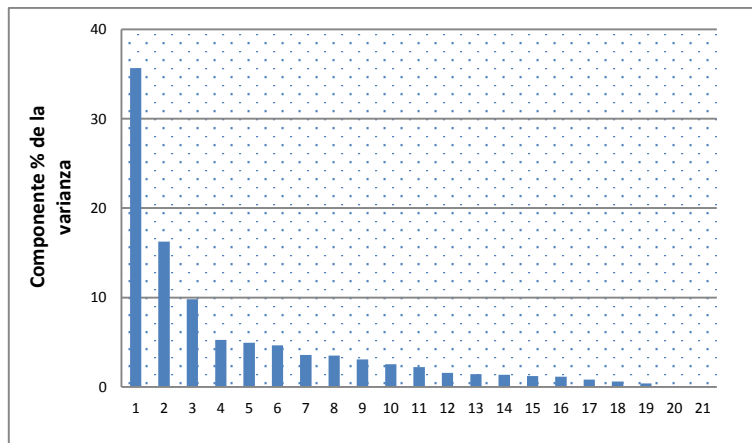
Los resultados del análisis espacial de las precipitaciones (EOF -1) para el evento El Niño sugieren que existe una alta correlación positiva para todas las estaciones. Con respecto al análisis del primer CP, se puede observar que el período de mayor precipitación ocurrió durante el mes de marzo del 2003. Por otro lado, el análisis de variabilidad de la precipitación a nivel diario (EOF-02), muestra menores valores de correlaciones positivas para toda la cuenca del Mantaro. 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 El Niño 2002/03, se observa picos de gran precipitación para períodos de corta duración en la zona Sur desde mediados del mes de diciembre hasta mediados del mes de marzo del 2003, mientras que en la parte Norte de la cuenca del Mantaro, el período de mayor precipitación inicia los primeros días del mes de enero del 2003 hasta la primera semana del mes de abril.

**Figura 73.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento El Niño 2002/03**



### g. Evento El Niño 2009-2010

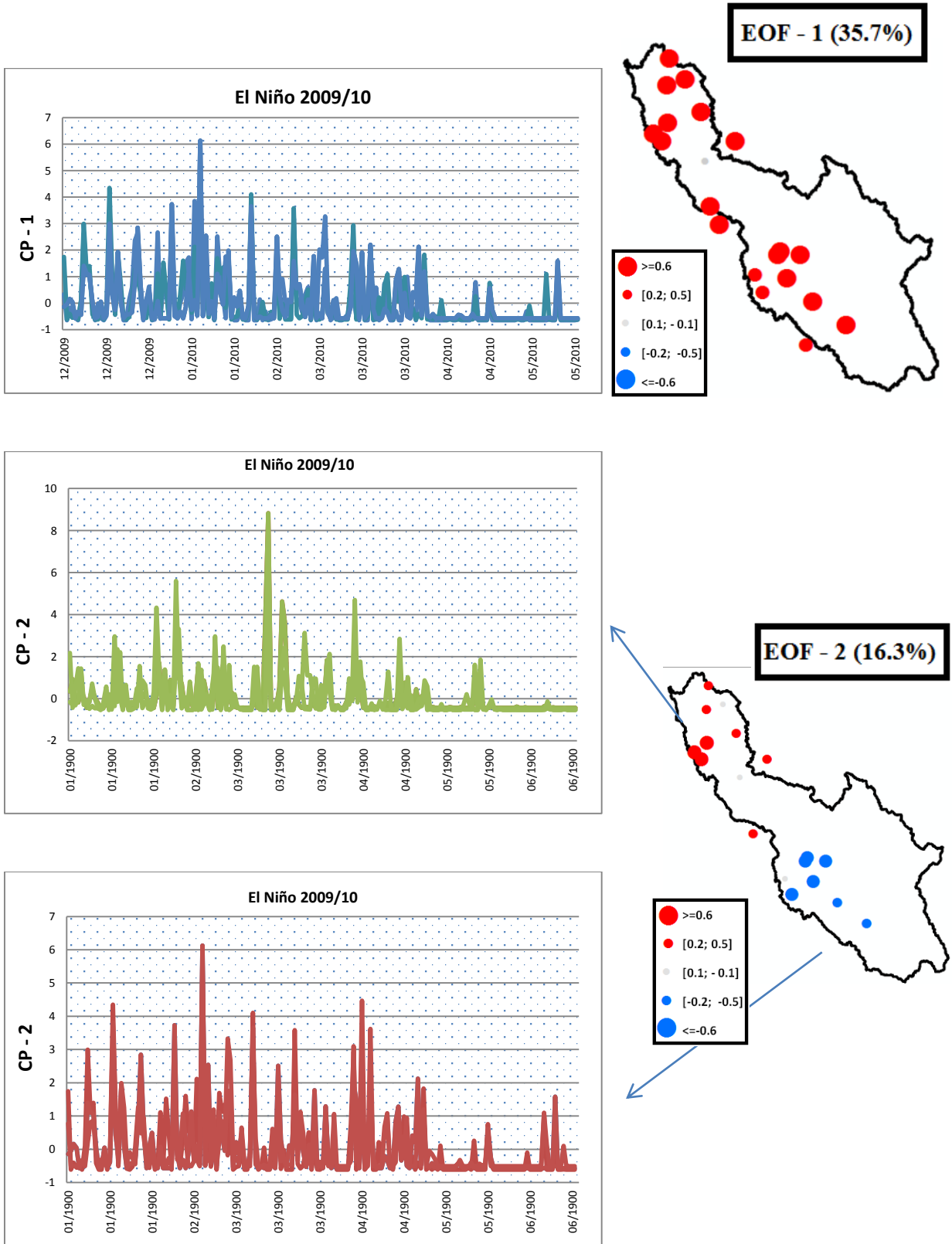
Para el evento El Niño de diciembre de 2009 a mayo de 2010, los dos principales componentes llegan a explicar 57 por ciento de la varianza (35.7 por ciento para el CP-1 y el 16.3 por ciento para el CP-2).



**Figura 74.-Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal para el evento La Niña 2009/10.**

Los resultados del análisis espacial de las precipitaciones (EOF -1) para el evento El Niño sugieren que existe una alta correlación positiva para todas las estaciones. Con respecto al análisis del primer CP, se puede observar que el periodo de mayor precipitación ocurrió durante el mes de marzo del 2003. Por otro lado, del análisis de variabilidad de la precipitación a nivel diario (EOF-02), muestra menores valores de correlaciones positivas para todas las la cuenca del Mantaro. Por otro lado, del 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 El Niño 2002/03, se observa picos de gran precipitación para periodos de corta duración en la zona Sur desde mediados del mes de diciembre hasta mediados del mes de marzo del 2003, mientras que en la parte Norte de la cuenca del Mantaro, el periodo de mayor precipitación inicia los primeros días del mes de enero del 2003 hasta la primera semana del mes de abril.

**Figura 75.- Variación temporal y espacial de la precipitación diaria de EOF-1 y EOF-2 durante el evento El Niño 2009/10**



#### **4.4. Relación entre el régimen de precipitaciones y la Temperatura Superficial del Mar.**

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 las regiones de monitoreo El Niño, sobre la base de los estudios realizados por Lagos et al. (2005). Para ello, se utilizó datos de precipitación a nivel mensual para las 22 estaciones analizadas, para el período 1965-2015 (algunas estaciones cuentan con un registro de información menor), así como valores de Temperatura Superficial del Mar en el océano Pacífico ecuatorial para cada una de las regiones de monitoreo: El Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 y 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 TSM, son valores adimensionales, los cuales permiten identificar años con grandes precipitaciones o sequías, así como años cálidos o fríos. El análisis se realizó, en primer término, para todos los años del registro y, posteriormente, solo para aquellos años identificados con presencia de eventos El Niño y 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).

El resultado fue una matriz de 24 por el número de estaciones ubicadas dentro de la cuenca alta del Mantaro. Las 24 columnas corresponden a los seis meses analizados (octubre a marzo) para cada una de las cuatro regiones de monitoreo de El Niño. Los valores mostrados en la matriz son los coeficientes de correlación, los cuales muestran una correlación mínima entre la precipitación y las anomalías de TSM cercana a la costa del Perú (Niño 1+2). Asimismo, se puede apreciar que la correlación aumenta a medida que la distancia desde la costa aumenta llegando a tener los máximos valores en la región central-occidental del Pacífico (Niño 4).

Para el mes de octubre, las correlaciones entre la TSM, en las cuatro regiones de monitoreo El Niño, y las precipitaciones en la cuenca del Mantaro no muestran valores estadísticamente significativos, a excepción de algunas pocas, como la estación Tarma que muestra una significativa correlación negativa con la región Niño 1+2 durante este mes. Para el mes de noviembre, resalta la correlación positiva de las precipitaciones con todas las regiones El Niño, con valores estadísticamente significativos en algunas estaciones como Huichicocha y Yauricocha. Es importante señalar que un calentamiento en el Pacífico Occidental (Niño 4) se asocia a una mayor precipitación en la cuenca del Mantaro para este mes.

Durante los meses de verano, la correlación entre la precipitación y la TSM es inversa, alcanzando mayores valores durante el mes de febrero; además se hace más significativa a medida que se toman valores de TSM de la región Niño 4. En la tabla 10 se puede apreciar que los coeficientes de correlación entre los índices de precipitación y las anomalías de TSM son ligeramente positivos, pero no significativos, para la región Niño 1+2, es decir, la precipitación tiende a ser moderadamente superior al promedio para todas las estaciones de la cuenca alta del Mantaro durante el mes de noviembre. En la región Niño 4 (160°E–150°W, 5°S–5°N), dichos valores de correlación son mayores a los mostrados en otras regiones de monitoreo para la mayoría de estaciones; por otro lado, durante los meses de mayor de precipitación (enero-marzo), los valores de correlación muestran valores moderadamente negativos, especialmente en las regiones Niño 3.4 y Niño 4 durante los meses de enero y marzo.

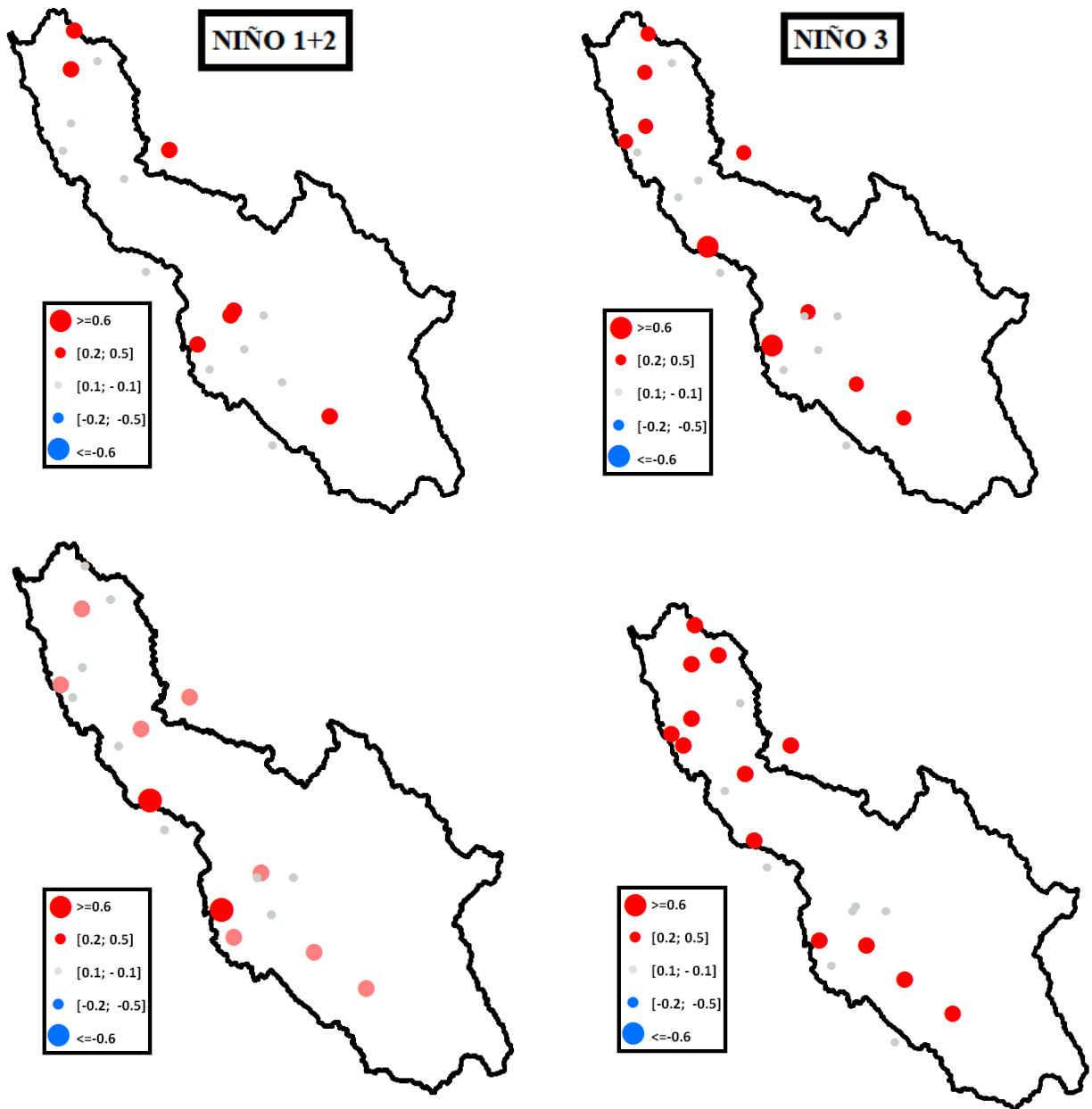
Estos resultados permiten apreciar que solo hay una correlación importante entre las TSM y las precipitaciones de la cuenca del Mantaro durante los meses de verano, especialmente febrero. Esta relación inversa, sugiere que anomalías positivas en el Pacífico central u occidental inhiben la precipitación en la parte central y sur de la cuenca del Mantaro, mientras que un enfriamiento en dicha región favorece la ocurrencia de precipitaciones.

**Tabla 10.- Correlaciones entre anomalías de precipitación en la cuenca alta del Mantaro y anomalías de TSM en las cuatro regiones de monitoreo El Niño.**

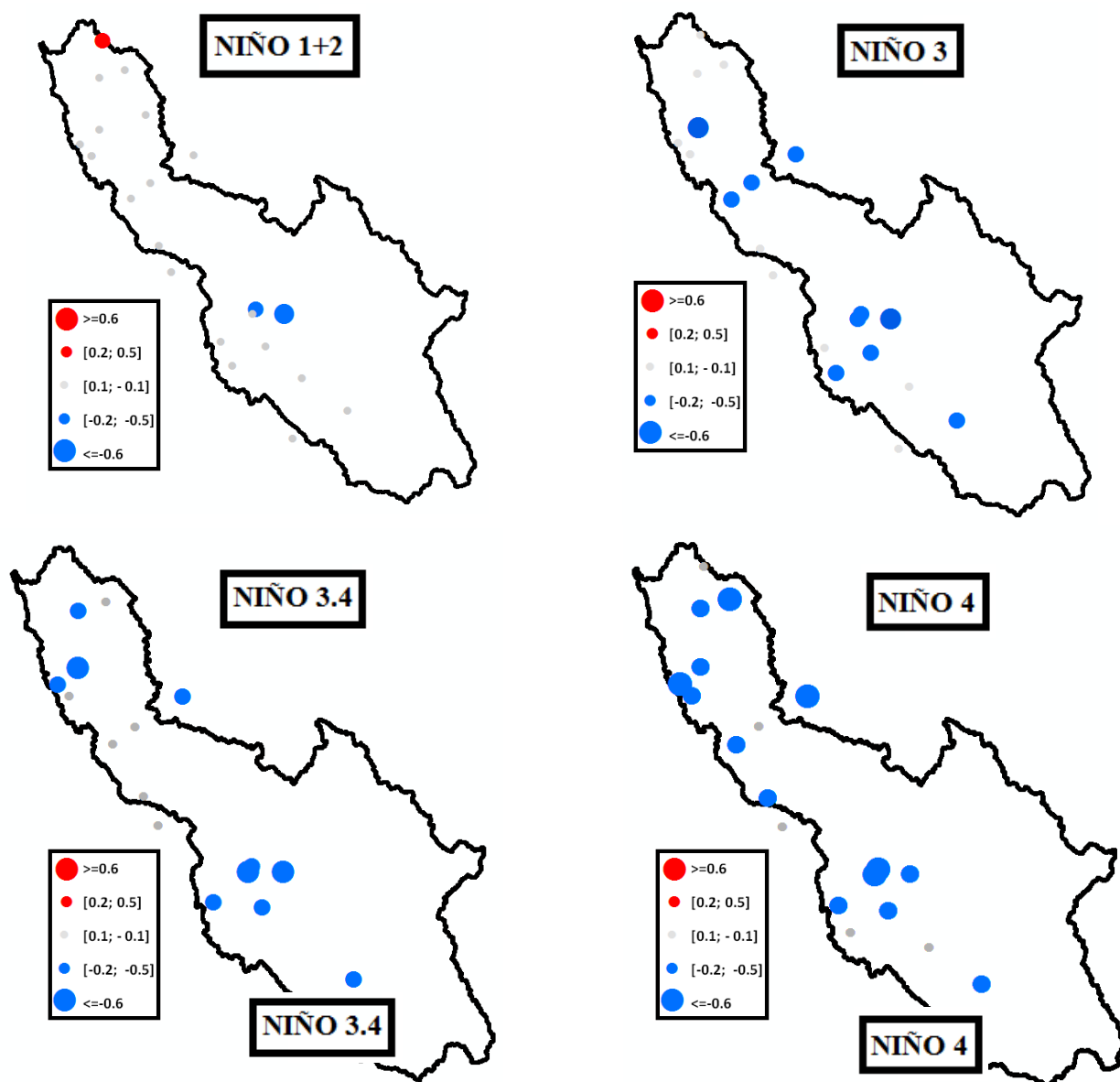
	Niño 1+2						Niño 3						Niño 3.4						Niño 4					
	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR
<b>Cerro de Pasco</b>	0.08	0.48	0.06	-0.24	0.35	-0.33	-0.26	0.15	-0.18	0.08	-0.02	-0.11	-0.02	0.38	0.34	-0.36	0.07	0.15	-0.02	0.39	0.34	-0.38	-0.14	0.289
<b>Cercapuquio</b>	-0.16	0.46	0.01	0.03	-0.13	-0.03	-0.2	0.39	-0.1	-0.24	-0.36	-0.16	-0.24	0.28	-0.2	-0.38	-0.5	-0.31	-0.25	0.15	-0.22	-0.57	-0.61	-0.47
<b>Chilicocha</b>	-0.07	0.16	0	-0.05	-0.25	-0.01	0.09	0.08	-0.05	-0.29	-0.31	-0.33	-0.13	0.16	0.04	-0.35	-0.29	-0.21	-0.16	0.16	0.08	-0.41	-0.13	-0.275
<b>Choclococha</b>	0.06	0.08	-0.08	0.24	0.21	0.26	-0.05	0.09	-0.03	0.1	0.13	0.22	-0.13	0.07	-0.07	0	0.03	0.02	-0.22	0.13	-0.07	-0.14	-0.08	-0.133
<b>Huancalpi</b>	0.25	0.21	-0.17	-0.07	-0.13	-0.18	0.1	0.06	-0.11	-0.18	-0.31	-0.09	0.08	0.09	-0.09	-0.2	-0.36	-0.1	0.11	0.13	0.02	-0.19	-0.39	0.006
<b>Huancavelica</b>	0.1	0.26	-0.08	0.12	-0.12	0.3	0.12	0.35	0.06	-0.17	-0.16	0.09	0.12	0.35	0.06	-0.17	-0.16	0.09	0.17	0.3	0.16	-0.22	-0.13	0.182
<b>Hueghue</b>	0.12	0.27	0.2	0.23	-0.25	-0.17	0.14	0.31	0.31	0.02	-0.49	-0.1	0.11	0.34	0.3	-0.09	-0.57	-0.13	0.08	0.35	0.32	-0.26	-0.45	-0.133
<b>Huichicocha</b>	0.04	0.55	-0.05	-0.08	-0.12	-0.21	-0.01	0.59	0.04	-0.23	-0.25	-0.15	-0.02	0.55	0.07	-0.3	-0.38	-0.16	0.01	0.46	0.22	-0.37	-0.41	-0.224
<b>La Oroya</b>	-0.02	0.09	-0.14	-0.05	-0.29	-0.12	0.09	0.18	-0.02	-0.3	-0.3	-0.21	0.15	0.26	0.01	-0.38	-0.24	-0.14	0.3	0.34	-0.06	-0.48	-0.2	0.075
<b>Lircay</b>	0	0.43	0.12	0.12	-0.28	-0.23	0.06	0.43	0.23	-0.12	-0.36	-0.26	0.06	0.41	0.21	-0.16	-0.39	-0.18	0.08	0.36	0.17	-0.19	-0.35	-0.013
<b>Marcapomacocha</b>	0.23	0.26	0.21	0.13	-0.19	0.26	0.22	0.26	0.17	0.04	-0.11	0.32	0.21	0.28	0.15	0.04	-0.17	0.2	0.11	0.31	0.12	-0.03	-0.3	-0.05
<b>Pachacayo</b>	0.03	0.19	0.11	0	-0.11	0.5	0.04	0.3	0.15	-0.12	-0.3	-0.22	0.08	0.34	0.12	-0.15	-0.42	-0.27	0.11	0.35	0.14	-0.22	-0.42	-0.233
<b>Palaco</b>	-0.21	0.3	-0.05	0.09	-0.39	-0.09	-0.14	0.31	0.09	-0.02	-0.38	-0.47	-0.16	0.3	0.12	-0.09	-0.44	-0.45	-0.16	0.24	0.25	-0.24	-0.6	-0.331
<b>Tambo de Sol</b>	0.22	0.16	-0.2	0.26	-0.04	0.19	0.2	0.22	-0.2	0.1	-0.13	0.21	0.19	0.24	-0.13	0.02	-0.27	0.17	0.1	0.29	-0.02	-0.21	-0.46	-0.029
<b>Tarma</b>	-0.4	0.32	-0.02	-0.08	-0.03	-0.01	-0.22	0.38	0.1	-0.41	-0.3	-0.02	-0.12	0.37	0.08	-0.56	-0.41	-0.05	-0.01	0.3	0.12	-0.69	-0.65	-0.091
<b>Tellería</b>	0.04	0.14	0.03	-0.1	-0.58	0.05	0.06	0.14	0.04	-0.16	-0.58	-0.02	0.06	0.13	0.04	-0.15	-0.59	-0.09	0.03	0.15	0.07	-0.14	-0.48	-0.191
<b>Upamayo</b>	-0.07	0.34	-0.08	0.22	-0.15	0.08	-0.01	0.39	-0.07	0.16	-0.26	-0.13	-0.03	0.4	-0.09	0.13	-0.35	-0.12	-0.04	0.36	-0.02	-0.01	-0.37	4.00E-04
<b>Vilca</b>	0	0.09	-0.03	0.11	-0.13	-0.39	0.06	0.12	-0.03	-0.03	-0.16	-0.27	0.06	0.12	-0.03	-0.03	-0.16	-0.27	0.19	0.13	-0.03	-0.08	-0.22	-0.097
<b>Yantac</b>	-0.04	0.29	0.02	0.02	-0.1	0.12	0	0.37	0.07	-0.18	-0.23	-0.11	-0.02	0.36	0.01	-0.28	-0.34	-0.19	0.06	0.26	0.02	-0.4	-0.58	-0.221
<b>Yauli</b>	-0.26	-0.12	-0.28	-0.14	-0.16	0.03	-0.41	-0.09	-0.23	-0.3	-0.33	-0.19	-0.38	-0.11	-0.24	-0.28	-0.27	-0.12	-0.34	-0.08	-0.25	-0.39	-0.38	-0.173
<b>Yauricocha</b>	0.27	0.54	0.32	0.19	0.02	0.07	0.24	0.56	0.36	0.32	-0.25	0.3	0.24	0.56	0.37	0.32	-0.16	0.2	0.24	0.46	0.28	0.26	-0.35	0.28



Estos resultados son consistentes con estudios previos (Lagos et al., 2005; Silva, 2014), los cuales encontraron una correlación significativa entre las precipitaciones en la parte central de los Andes y la fase caliente del Índice de Oscilación del Sur, especialmente durante la temporada lluviosa. Esta correlación era particularmente fuerte para la zona central del Pacífico Tropical, lo cual sugería la influencia de la Temperatura Superfial del Mar sobre el régimen de precipitaciones.



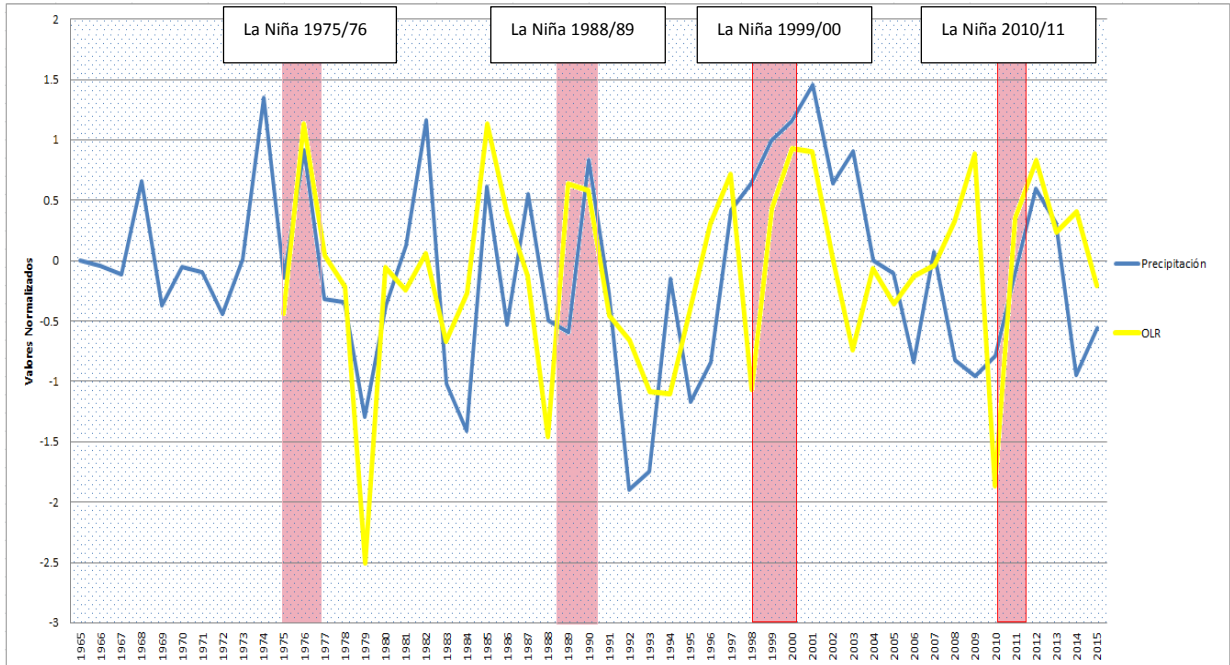
**Figura 76: Correlación entre las lluvias y la TSM en la región del Pacífico Oriental (Niño 1+2), Central (Niño 3, Niño 3.4) y Occidental (Niño 4) para el mes de febrero.**



**Figura 77: Correlación entre las lluvias y la TSM en la región del Pacífico Oriental (Niño 1+2), Central (Niño 3, Niño 3.4) y Occidental (Niño 4) para el mes de noviembre.**

En los resultados se muestra que las correlaciones en el mes de noviembre no muestran valores significativamente relevantes. Por otro lado, si bien no se muestran valores significativos para la mayoría de estaciones durante este mes, se aprecia un patrón de comportamiento importante, en el cual un calentamiento en la región Central del Pacífico (Niño 4) se asocia a mayores precipitaciones en la cuenca alta del Mantaro, especialmente en la zona norte, mientras que un enfriamiento en el Pacífico Central se relaciona con

menores precipitaciones sobre nuestra zona de estudio. Por otro lado, durante los meses de mayor precipitación se muestran valores de correlación negativa importantes con la región del Pacífico Occidental (Niño 4).



**Figura 78: Variación temporal de los valores estandarizados de precipitación en la cuenca alta del Mantaro y valores de OLR en el Pacífico central (Niño 4) para el periodo 1965-2015**

En la figura 78 se muestra una comparación de los valores de precipitación en la cuenca alta del Mantaro y valores de OLR en el Pacífico Central. Los valores, previamente estandarizados, muestran una variación temporal similar, siendo de particular importancia, la ocurrida durante eventos La Niña (los años remarcados en la figura 77, muestran eventos La Niña considerados fuertes y muy fuertes), donde valores altos de OLR, correspondiente a cielos despejados, están relacionados con períodos de mayor precipitación sobre el Mantaro. Asimismo, se puede apreciar una tendencia de ocurrencia de períodos secos durante años identificados con eventos El Niño.

Por otro lado, en la tabla 11 se analiza 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 observan valores de correlación positivos 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.

**Tabla 11.- Correlación de anomalías de precipitación observada con anomalías de OLR en el Pacífico Central a nivel mensual.**

	<b>OCT</b>	<b>NOV</b>	<b>DIC</b>	<b>ENE</b>	<b>FEB</b>	<b>MAR</b>
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 12 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.

**Tabla 12.- 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

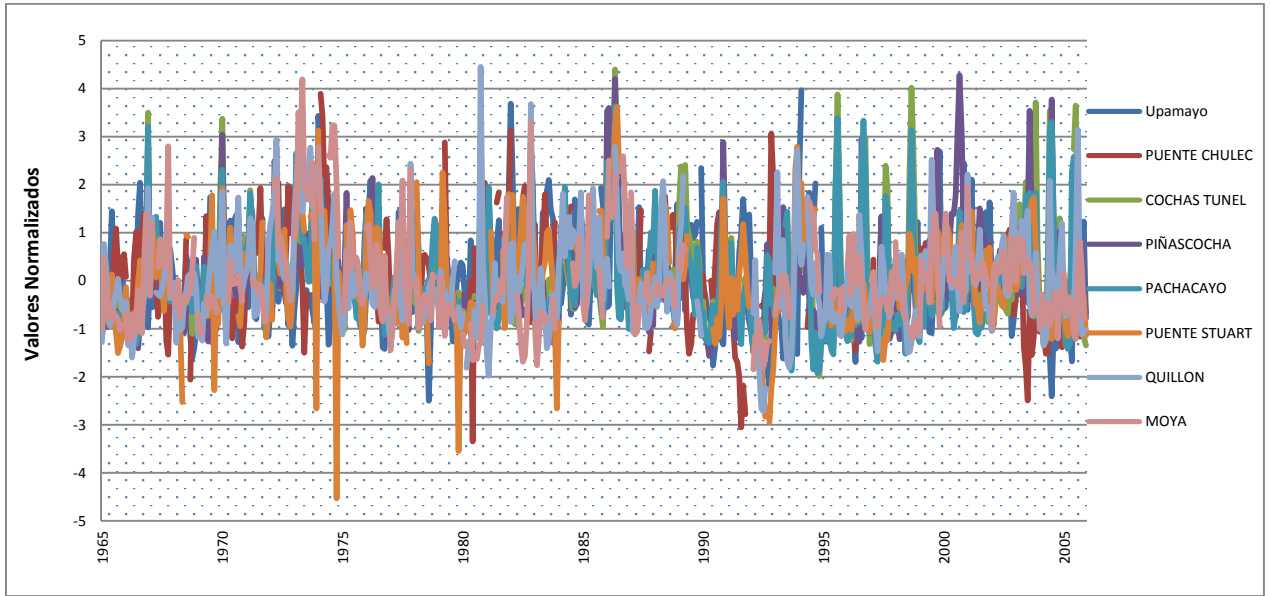
Asimismo, se analizaron las correlaciones de anomalías de OLR y de precipitación tomando promedios móviles trimestrales con la finalidad de evitar los valores picos registrados en algún mes puntual. Este tipo de análisis es muy útil para pronósticos a

mediano y largo plazo, registrando valores de correlación más altos para los meses de mayor precipitación en la cuenca alta del Mantaro.

**Tabla 13.- 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

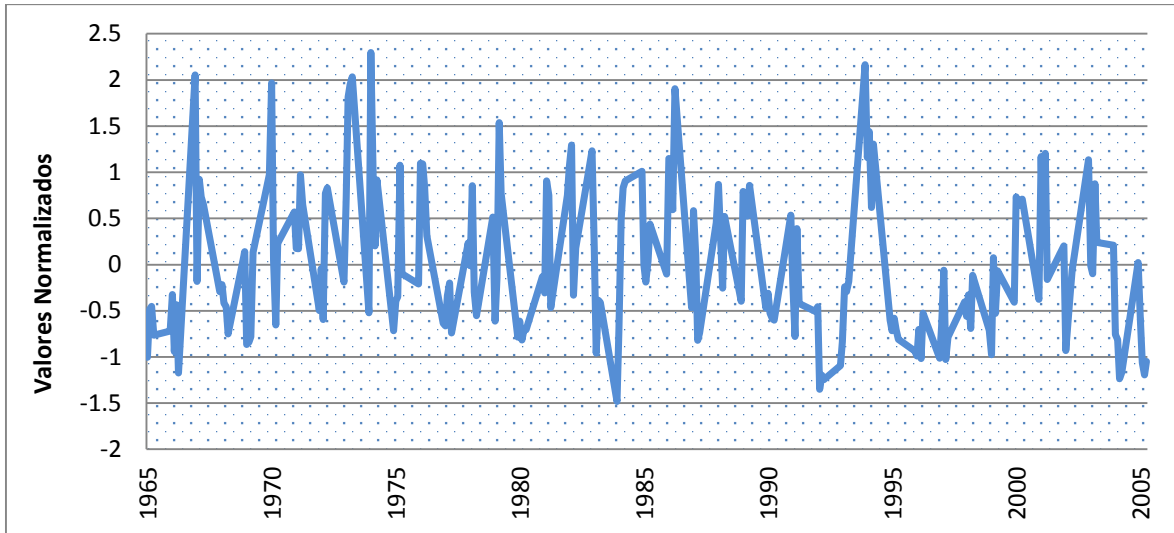
#### 4.4.1. Análisis de caudales.



**Figura 79: Valores estandarizados para el promedio anual diciembre-abril (1965-2005)**

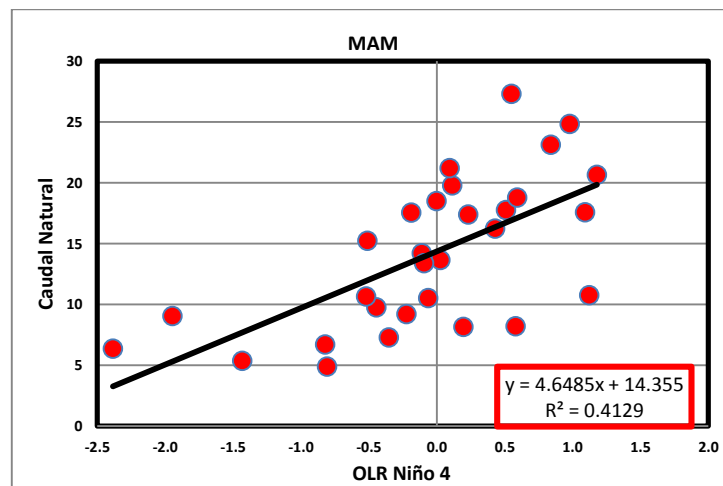
En el presente análisis se ha estandarizado los datos hidrológicos con la finalidad de comparar las regiones húmedas del Este y las más secas del Oeste. Para ello, a los valores de cada estación hidrológica se le resta el percentil 50 y se divide posteriormente por su desviación estándar para la serie de tiempo completa. Adicionalmente, para sintetizar la variabilidad temporal de los caudales en la cuenca alta del Mantaro, se ha utilizado el primer componente principal (PC1) resultante de la Función Ortogonal Empírica (Lorenz, 1956) aplicado a los valores estandarizados de las ocho estaciones analizadas.

Posteriormente, se analizó el grado de correlación entre los valores de OLR en el Pacífico Central Occidental y los caudales en la cuenca alta del Mantaro. Los resultados obtenidos sugieren que la variabilidad hidrológica interanual de todas las estaciones se correlacionan bien, con coeficientes estadísticos significativos que van desde 0.38 hasta 0.65, variabilidad hidroclimática sobre la cuenca del Mantaro, se realizó el análisis de Funciones Ortogonales Empíricas para las ocho estaciones. El primer componente principal (PC1) explica el 58% de la varianza con una alta y positiva correlación para todas las estaciones analizadas. El mínimo coeficiente de correlación es 0.65 (PC1 con la estación Upamayo) y el máximo coeficiente es de 0.93 (PC1 con la estación Puente Stuart). Adicionalmente, el PC1 puede ser considerado como un índice que sintetiza la variabilidad hidrológica de todas las estaciones.



**Figura 80: Variabilidad interanual del Primer Componente Principal (PC1)**

El análisis de la correlación entre la variabilidad hidrológica de los caudales sobre la cuenca alta del Mantaro y los valores de OLR en el Pacífico Central (Niño 4) se realizó mediante correlaciones lineales entre los valores estandarizados de cada una de las variables, con la finalidad de evitar posibles valores pico o desusados. Asimismo, se tomaron promedios móviles trimestrales para los meses de mayor precipitación en la cuenca alta del Mantaro. En la figura 81 se presenta, a manera de ejemplo, la correlación en la estación Pachacayo para el promedio trimestral correspondiente a marzo, abril y mayo.



**Figura 81: Correlación entre los valores estandarizados de caudal observado y de OLR en el Pacífico Central a nivel trimestral.**



A continuación se muestran los valores de correlación para cada una de las estaciones analizadas para todos los meses. En la tabla 14 se muestran correlaciones a nivel mensual y en la tabla 15 se muestran los resultados obtenidos al promediar tres meses consecutivos.

**Tabla 14.- Correlación de anomalías de caudal observado con anomalías de OLR en el Pacífico Central a nivel mensual.**

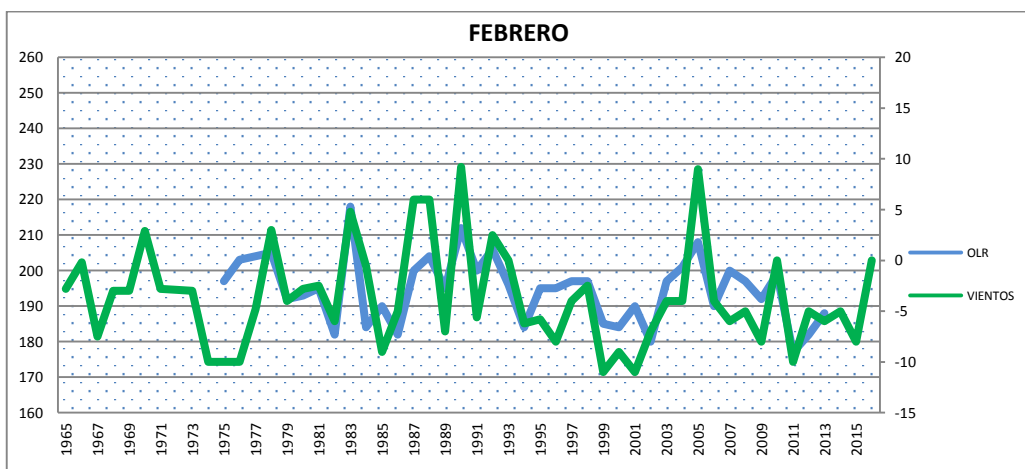
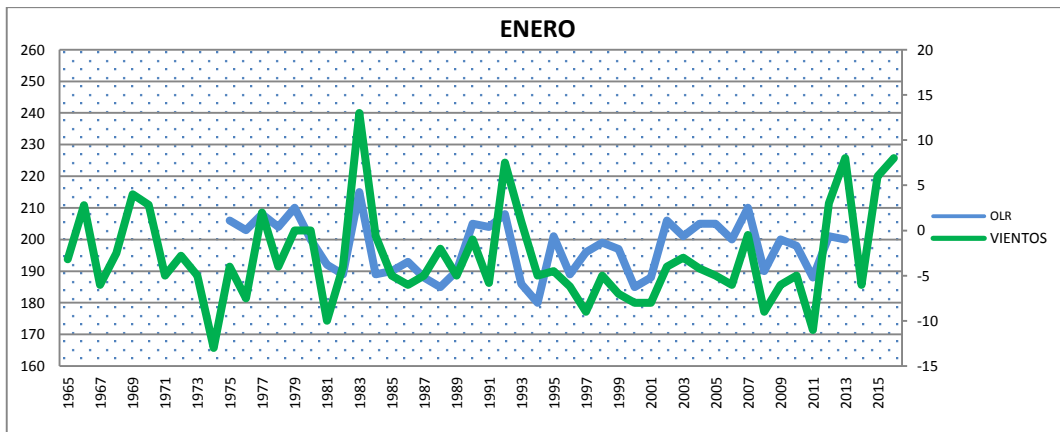
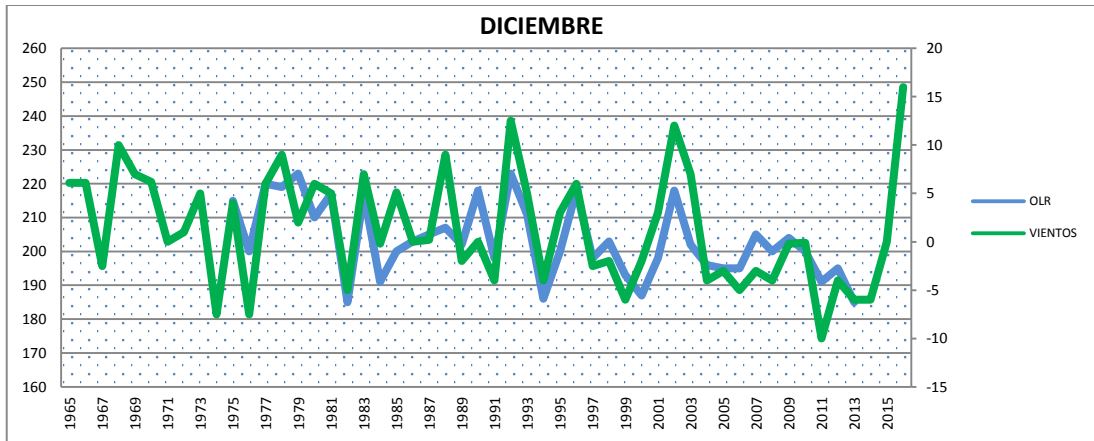
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
<b>Moya</b>	0.29	0.51	0.59	0.65	0.46	0.40	0.26	0.40	-0.01	0.07	-0.53	-0.14
<b>Killon</b>	0.06	0.29	0.53	0.17	0.38	0.24	0.19	0.25	0.25	-0.04	-0.51	-0.13
<b>Puente Stuart</b>	0.17	0.43	0.39	0.31	0.45	0.30	0.06	0.14	0.16	0.03	0.15	-0.32
<b>Pachacayo</b>	0.14	0.37	0.42	0.55	0.33	-0.01	-0.10	0.11	-0.07	0.00	-0.30	-0.12
<b>Piñascocha</b>	0.12	0.41	0.37	0.59	0.19	-0.04	0.23	0.23	-0.06	0.33	-0.24	-0.02
<b>Chulec</b>	0.17	0.43	0.43	0.51	0.63	0.37	-0.08	0.05	-0.15	-0.08	-0.18	-0.46
<b>Conchas Tunel</b>	0.14	0.38	0.45	0.48	0.35	0.10	0.03	0.18	-0.08	0.17	-0.04	-0.09
<b>Upamayo</b>	0.04	0.10	0.35	0.41	0.27	0.11	0.01	-0.26	0.26	0.08	0.30	-0.12

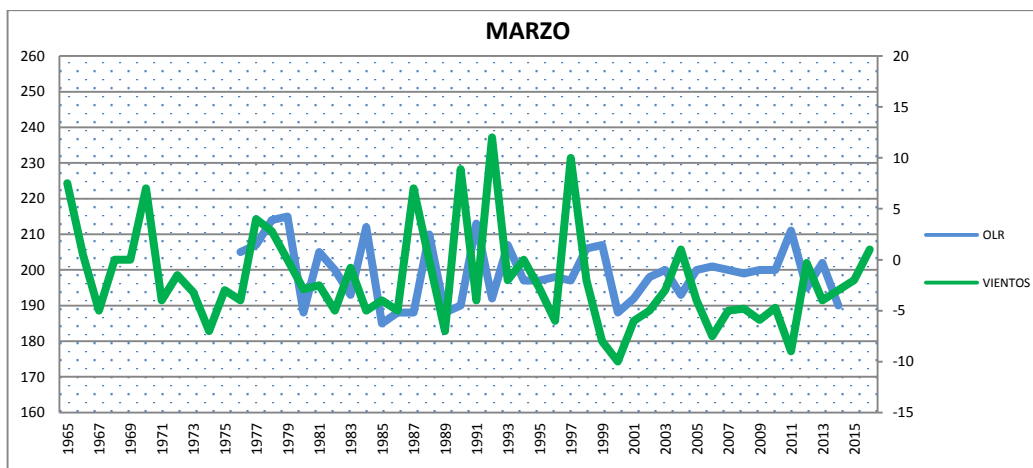
**Tabla 15.- Correlación de anomalías de caudal observado con anomalías de OLR en el Pacífico Central (promedios trimestrales)**

	DEF	EFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDE
<b>Moya</b>	0.17	0.49	0.65	0.61	0.48	0.40	0.33	0.26	0.16	-0.25	-0.44	-0.33
<b>Puente Chulec</b>	0.14	0.42	0.40	0.37	0.42	0.43	0.27	0.30	0.24	-0.15	-0.35	-0.28
<b>Puente Stuart</b>	0.17	0.39	0.53	0.57	0.42	0.33	0.23	0.11	0.11	0.11	-0.13	-0.03
<b>Killon</b>	0.21	0.43	0.57	0.60	0.37	0.09	-0.03	0.03	0.05	-0.04	-0.21	-0.12
<b>Piñascocha</b>	0.25	0.40	0.55	0.56	0.31	0.11	0.17	0.25	0.23	0.12	-0.01	-0.04
<b>Pachacayo</b>	0.15	0.43	0.50	0.55	0.64	0.41	0.22	-0.04	-0.04	-0.14	-0.29	-0.14
<b>Conchas Túnel</b>	0.25	0.40	0.52	0.53	0.37	0.20	0.14	0.10	0.12	0.19	0.05	0.06
<b>Upamayo</b>	0.03	0.18	0.31	0.38	0.36	0.17	0.02	-0.12	-0.03	0.20	0.17	0.16

Estos resultados son consistentes con los estudios de Segura et al. (2016) el cual sugiere que el Océano Pacífico tropical central-occidental explica entre el 45 al 60 por ciento de la variabilidad en los Andes Centrales. Asimismo, estos resultados sugieren que las regiones El Niño no son el principal responsable de la variabilidad hidroclimática sobre la cuenca del Mantaro y, en general, sobre todo los Andes Centrales, especialmente a escala decadal

e interdecadal. Por otro lado, se analizó la variabilidad temporal de los vientos en los niveles superiores de la Troposfera con los valores de OLR sobre la cuenca alta del Mantaro. Se puede apreciar un mayor grado de correlación entre estas dos variables durante los meses de enero y febrero, donde se registran los mayores valores de precipitación.





**Figura 82: Vientos zonales mensuales a 200 hPa y OLR sobre la cuenca alta del Mantaro. (17.58° S, 70.8° W) por cada mes de mayor precipitación**

#### **4.5. 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 (primer modo de variabilidad temporal) y se eligieron 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 sobre el modo de variabilidad que mejor represente el periodo de estudio, es decir, que explique la mayor cantidad de varianza (CP1).

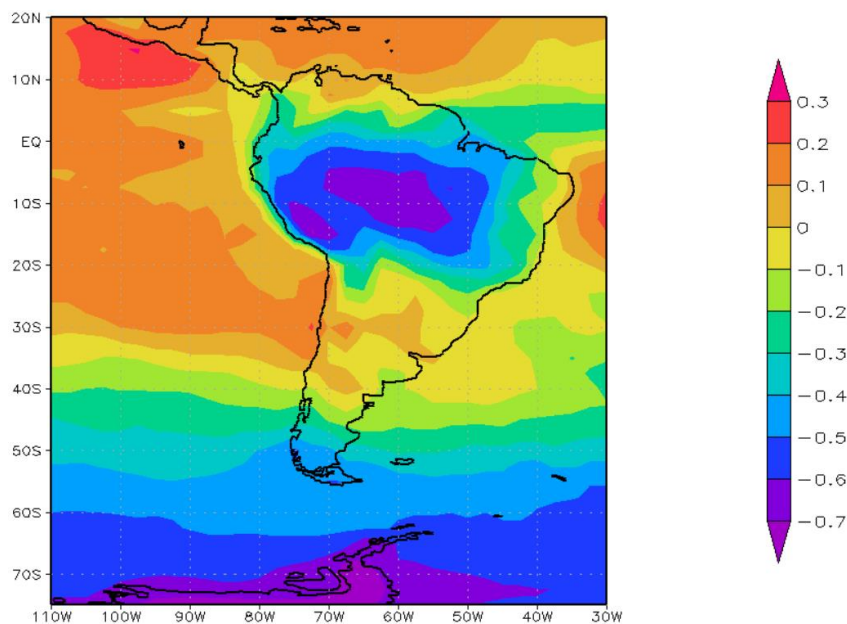
Para el presente estudio se han elegido cuatro casos para los eventos La Niña (1998/99, 1999/00, 2007/08 y 2010/2011) y tres casos para los eventos El Niño (1997/98, 2002/03, 2009/10). La lista de los días con mayor precipitación que fueron seleccionados para cada uno de los eventos se muestra en la tabla del Anexos.

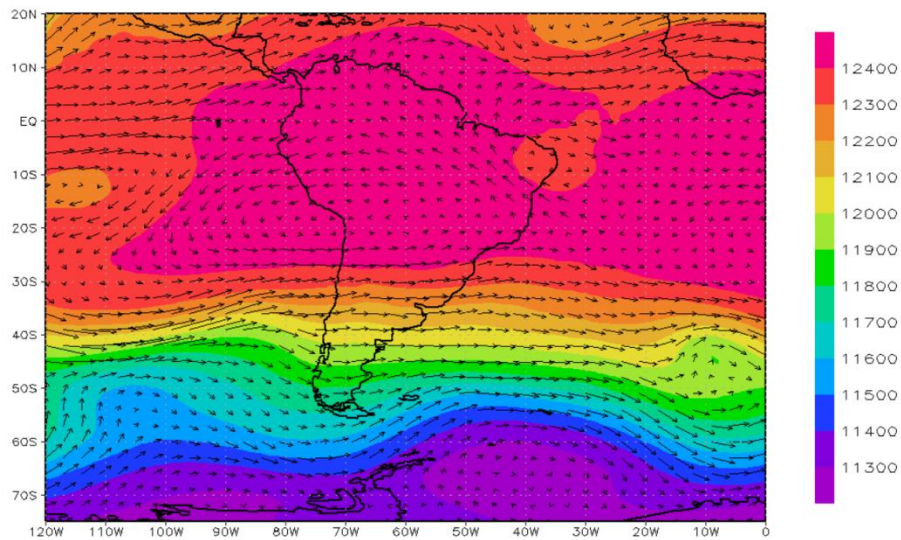
##### **4.5.1. Circulación atmosférica asociada a la ocurrencia de días lluviosos y secos.**

La figura 83 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 período 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.

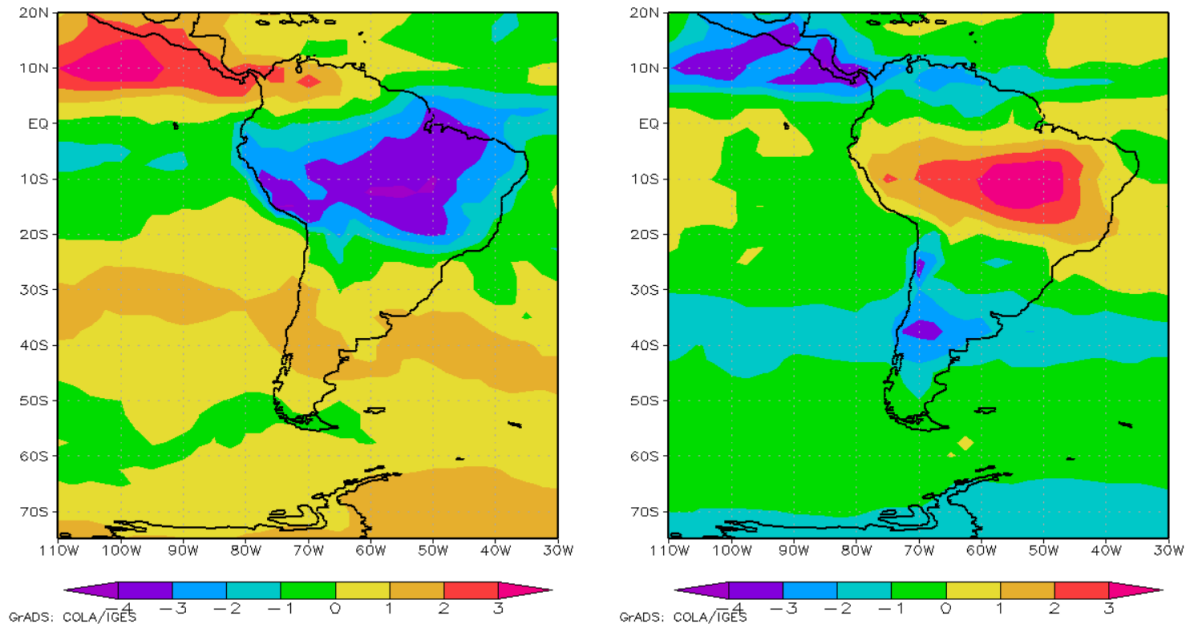
En los niveles superiores de la Tropósfera, se muestra la presencia del sistema de la Alta de Bolivia (anticiclón cerrado) siendo la principal característica durante el verano en la parte Sur del continente, cuya forma responde al calor latente durante el proceso de convección profunda, siendo la posición 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 (García 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 83- 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 84 muestra los eventos secos (panel izquierdo) en la cuenca alta del Mantaro para el período 1974-2015, los cuales están caracterizadas por la presencia de valores 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 períodos 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 noreste. Estos resultados son consistentes con los valores de precipitación registrados para todas las estaciones en la cuenca alta del Mantaro. Por otro lado, los períodos 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 84.- Anomalías de OLR promedio durante los días lluviosos (derecha) y durante los días secos (izquierda) para el periodo 1974-2015.**

#### 4.5. Análisis del pronóstico de precipitaciones sobre la base de OLR.

Estudios previos (Graham et al., 1987; Aceituno y Montecinos, 1993; Garreaud y Aceituno, 2001) han descrito la asociación entre los eventos El Niño (La Niña) con periodos de menor (mayor) precipitación, los cuales podrían explicarse por un calentamiento (enfriamiento) de la Tropósfera tropical sobre el Altiplano y los Andes Centrales.

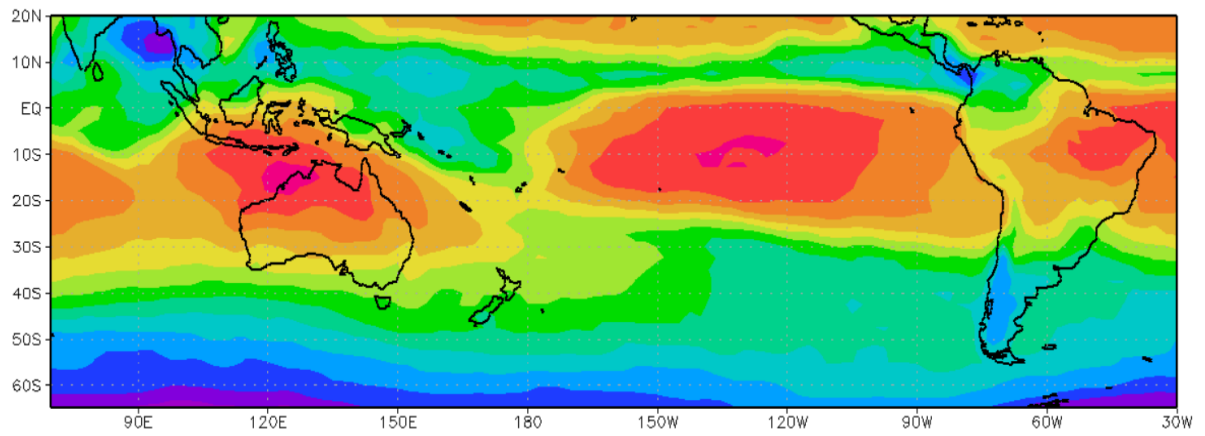
El análisis de los valores de OLR mensuales para el periodo 1974 – 2013 muestra un comportamiento diferenciado de los demás años con valores de OLR por encima de lo normal para años identificados eventos La Niña.

Los mínimos valores interanuales picos de OLR durante eventos Niño y los índices máximos de Temperatura Superficial del Mar se muestran en la figura, donde la línea inferior muestra los valores de OLR comunes a la presencia de eventos El Niño ( $-20 \text{ W/m}^2$ ). Valores promedio mensuales que varían en el rango de  $-24$  a  $59 \text{ W/m}^2$ ) caracterizan a los eventos El Niño. Por otro lado, los eventos El Niño identificados ocurren en años con valores promedio de TSM promedio en la región Niño 3.4 que varían entre  $1.4$  a  $2.7^\circ\text{C}$ .

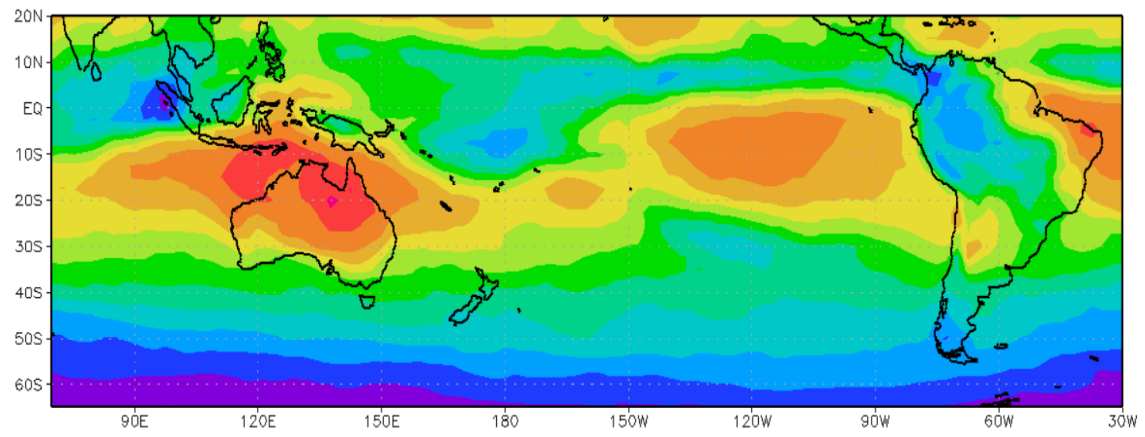
El comportamiento de la región identificada como El Niño es caracterizado por una distribución de eventos picos interanuales los cuales se muestran significativamente diferentes al comportamiento de los valores de índices ENSO comúnmente utilizadas como El Niño 3.4 o el Índice de Oscilación del Sur, permitiendo de esta manera, una mayor facilidad en la identificación de eventos El Niño. (Chiodi y Harrison, 2010).

Anomalías de OLR promedio durante eventos El Niño se muestran en la figura 85, para cuatro trimestres consecutivos – previos, durante y después del evento- representados desde junio a agosto (JJA), septiembre a noviembre (SON), diciembre a febrero (DEF) y marzo a mayo (MAM), donde se muestra anomalías negativas amplias y estadísticamente significativas (un incremento del calor en la atmósfera) en el Pacífico central y oriental, fortaleciéndose considerablemente a medida que se acerca el período lluvioso para las latitudes bajas (DEF) manteniéndose a lo largo de los meses siguientes (MAM). Asimismo, anomalías positivas de OLR se muestran en el Pacífico Occidental, especialmente durante el periodo previo a los meses lluviosos. De esta manera se sugiere que una actividad convectiva profunda a través de casi todo el Pacífico tropical es la principal característica de los eventos El Niño.

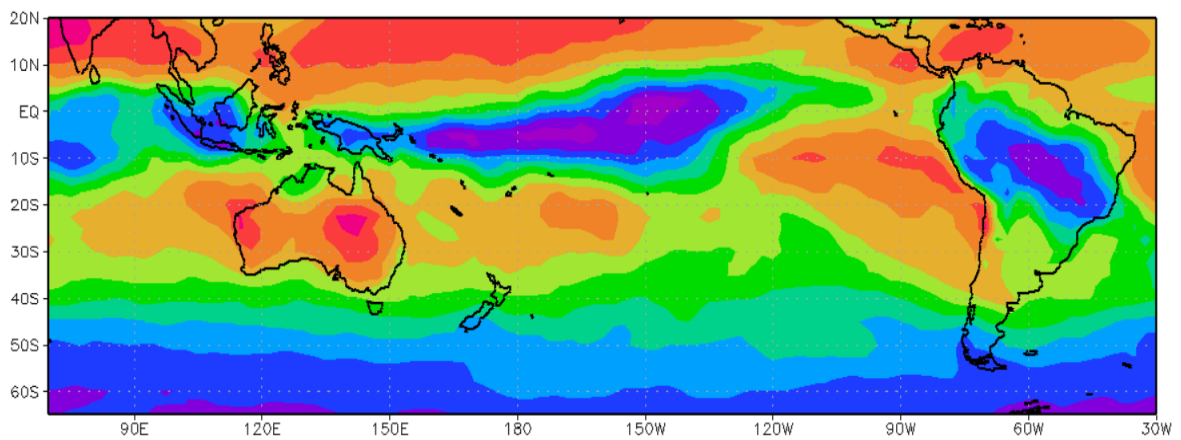
### JJA (Año -1)



### SON (Año -1)

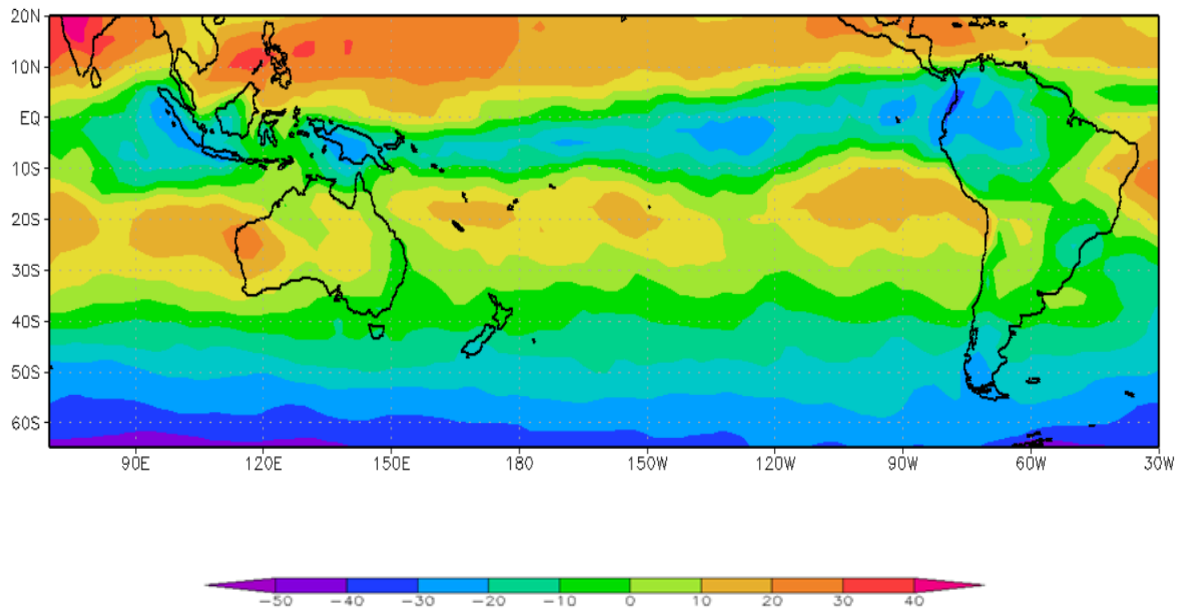


### DEF (Año 0)





## MAM (Año 0)

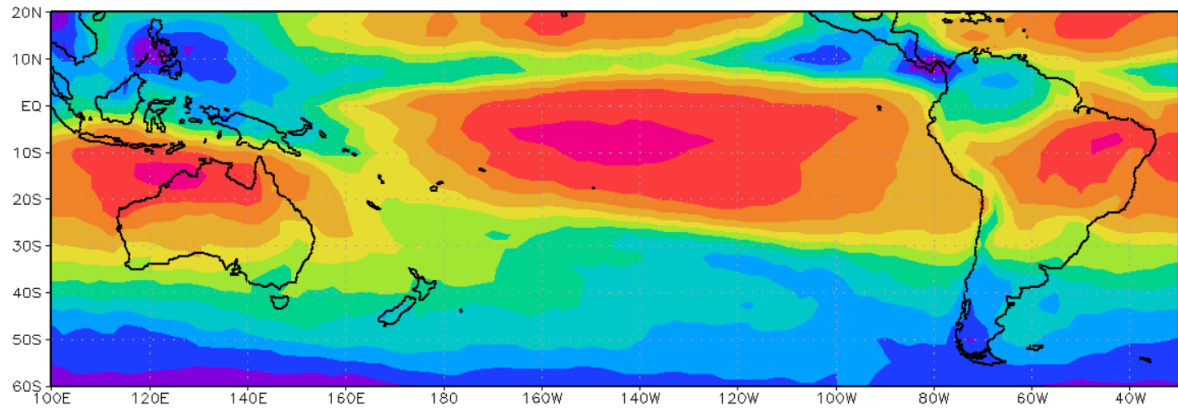


**Figura 85: Composites de anomalías de OLR durante eventos El Niño.**

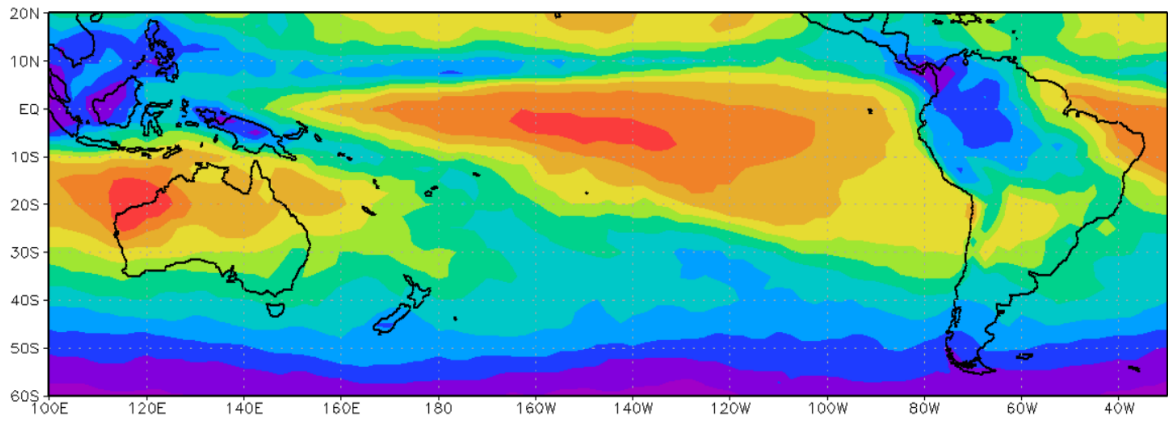
Por otro lado, se observa un comportamiento diferente de las anomalías de OLR en años sin la presencia de eventos El Niño y La Niña, mostrando que la extensión de las anomalías negativas estadísticamente significativas sobre el Pacífico oriental es mucho menor a las mostradas durante los eventos extremos.

En el caso de eventos La Niña, los patrones de anomalías de OLR son estadísticamente significativas para gran parte del Pacífico tropical observándose anomalías negativas en el Pacífico Occidental mientras que se muestran anomalías positivas estadísticamente significativas en la región central del Pacífico ( $160^{\circ}\text{E} - 100^{\circ}\text{W}$ ). Asimismo, se observa que las anomalías positivas estadísticamente significativas no llegan hasta el Pacífico Oriental.

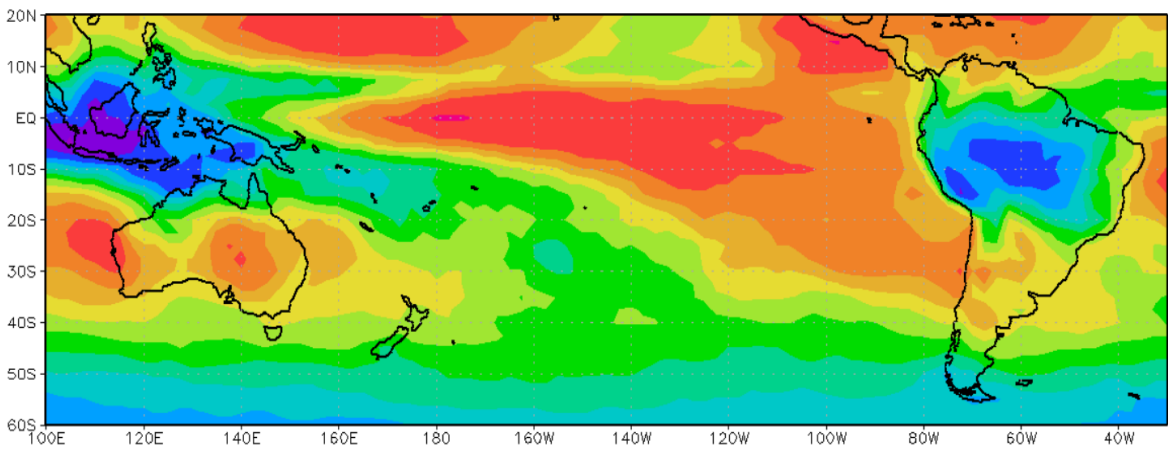
**JJA (Año -1)**



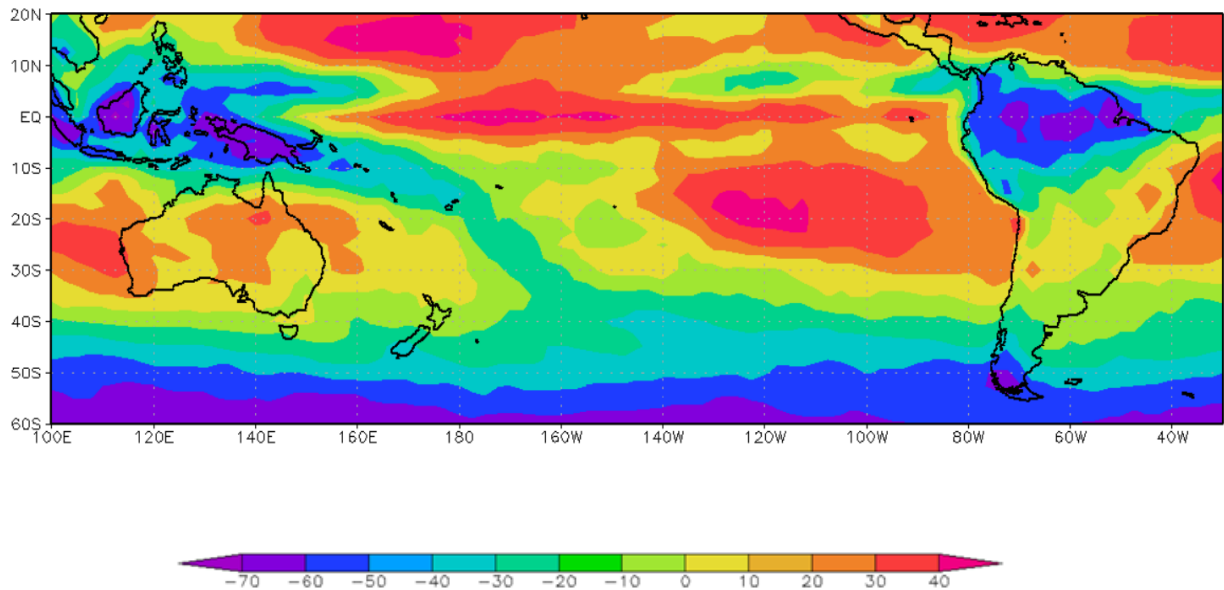
**SON (Año -1)**



**DEF (Año 0)**



## MAM (Año 0)



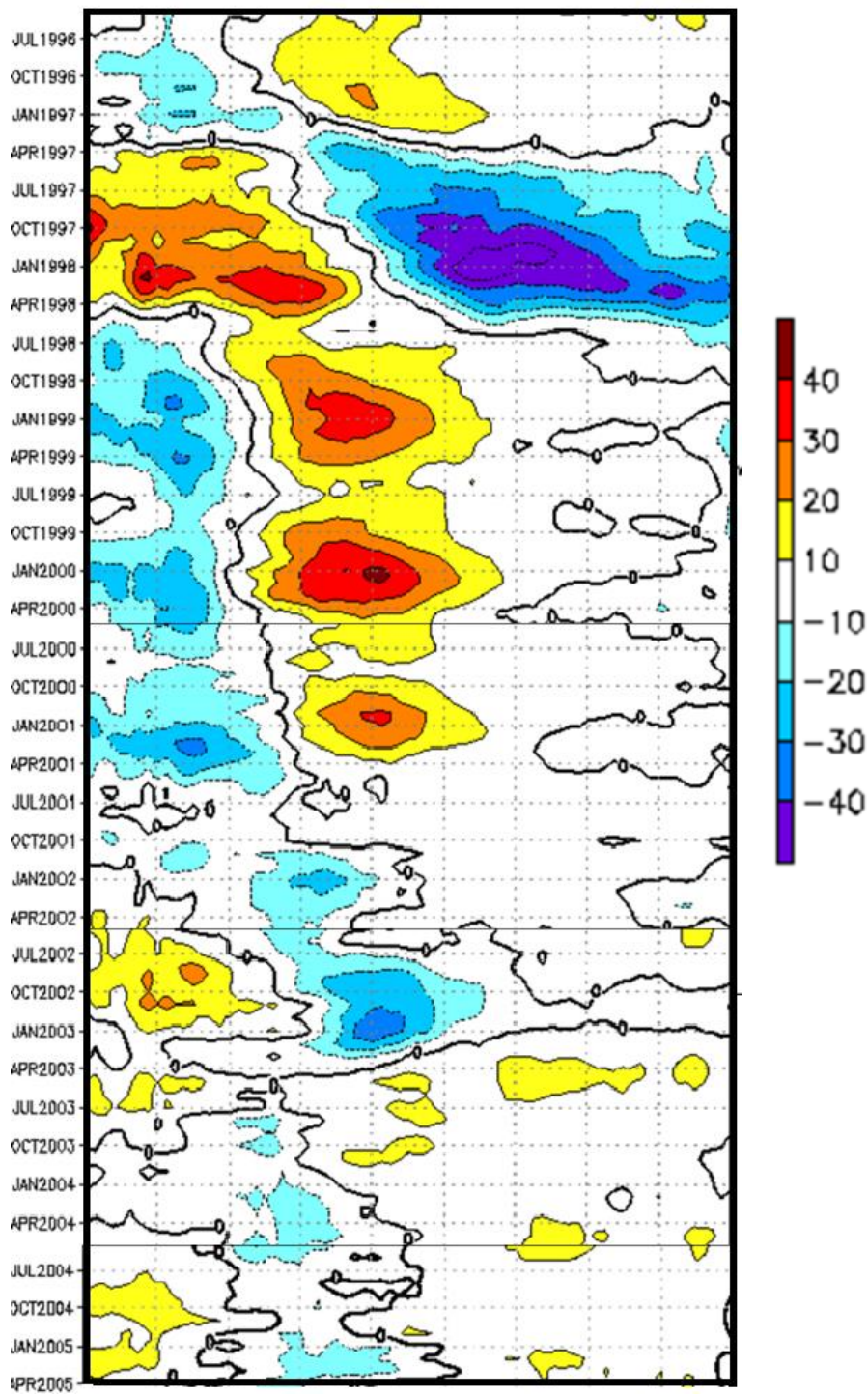
**Figura 86: Composites de anomalías de OLR durante eventos La Niña.**

En las figuras 87 y 88, se muestra la variación temporal y longitudinal de anomalías de la radiación de onda larga (OLR) promedio para la región comprendida entre 5°N-5°S., donde se aprecian fuertes anomalías positivas de OLR sobre el Pacífico ecuatorial central.

En la figura 87 se resalta las condiciones presentadas en el evento El Niño 1997/98 con altos valores de anomalías negativas de OLR en todo el Pacífico central y oriental, el cual se extiende hasta el mes de julio del año siguiente. Asimismo, se aprecian anomalías positivas de los valores de OLR en el Pacífico central y occidental, el cual está relacionado con un enfriamiento en la región El Niño 4, así como una disminución de presión sobre Indonesia y un aumento en la actividad convectiva en esta región. Cambios en la circulación de Walker, podrían explicar la intensificación de vientos del Este sobre los Andes Centrales y, en general, sobre todo el Pacífico tropical.

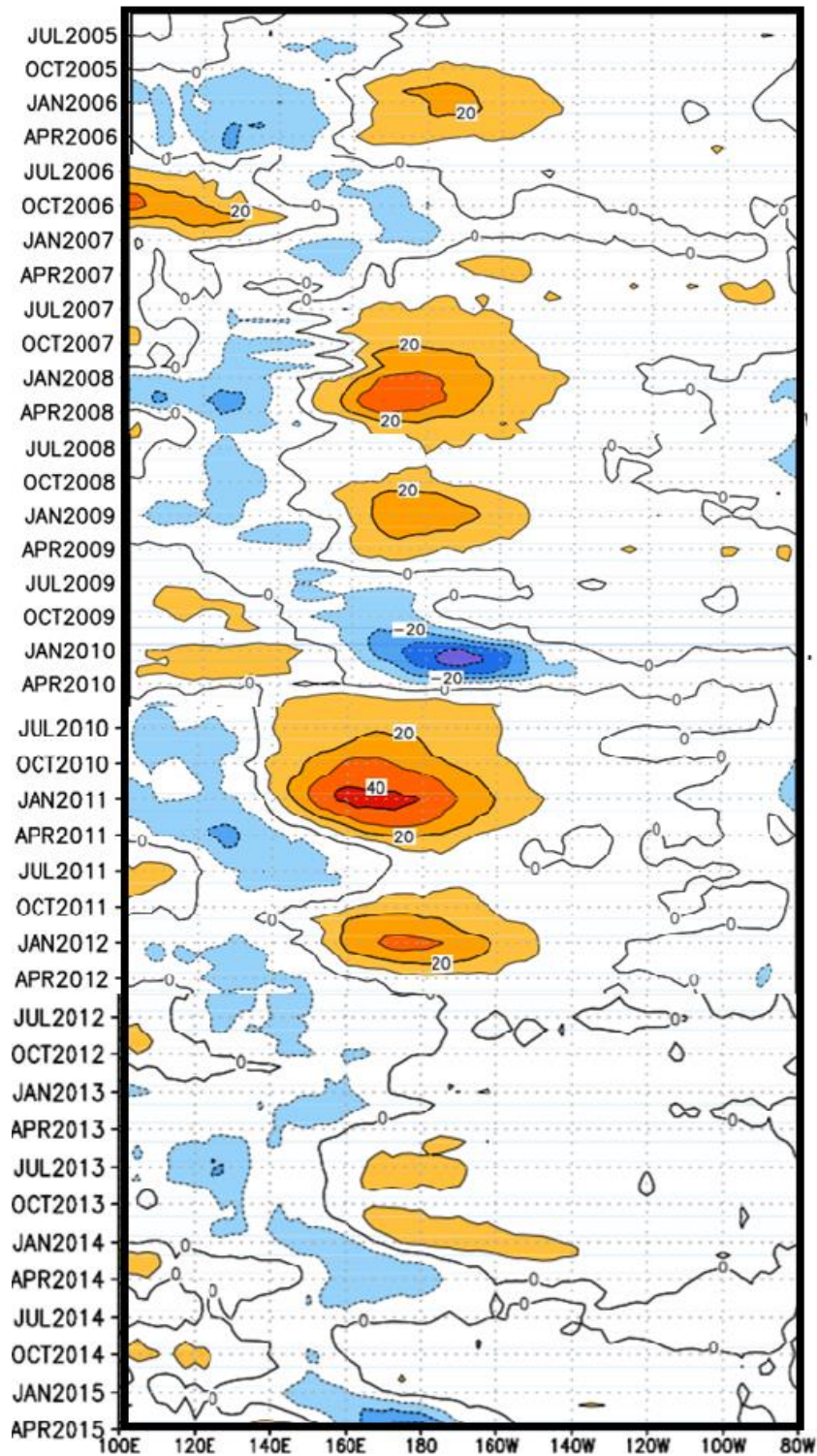
A partir de julio de 1998 aparecen fuertes anomalías negativas en la región conocida como El Niño 4, las cuales se intensifican durante los meses de diciembre a marzo del 2000, años donde la precipitación en la cuenca alta del Mantaro alcanza sus mayores valores, llegando a valores promedio de 870 mm/año para las estaciones ubicadas al sur y un valor promedio de 952 mm/año para las estaciones ubicadas al norte de la cuenca alta del Mantaro. Asimismo, se muestra la presencia de anomalías positivas desde octubre del año

2005, llegando a sus mayores valores durante los meses de lluvia del 2006, lo cual se ve reflejado en un aumento muy importante de las precipitaciones en todas las estaciones de la cuenca del Mantaro, luego de un período con déficit de precipitaciones observado durante el año 2005, lo cual podría ser explicado por condiciones promedio de OLR, es decir, con anomalías cercanas a cero, condiciones semejantes a la presentadas durante el 2012. Ulteriormente, anomalías fuertemente negativas se presentan desde abril del año 2010, extendiéndose hasta julio del año 2011, la cual está vinculada a un gran incremento en la precipitación de todas las estaciones de la cuenca. Por otro lado, se observa que durante los periodos con anomalías negativas de OLR se presentan periodos más largos de días secos consecutivos (índice CDD) como es el caso de los años 2003 y 2010 donde se presentan periodos de hasta 60 días secos consecutivos .



**Figura 87: Variación temporal y longitudinal de anomalías de la radiación de onda larga (OLR) promedio para la región comprendida entre 5N-5S. El intervalo entre contornos es 10 Wm-2 para el periodo Jul (2005) a Abril (2015). Los contornos discontinuos indican anomalías OLR negativas. Las anomalías son salidas desde 1981-2010 base período mensual medio.**

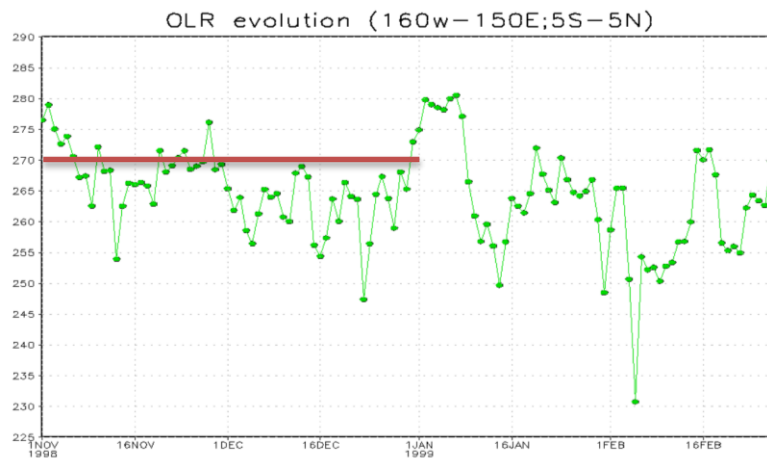
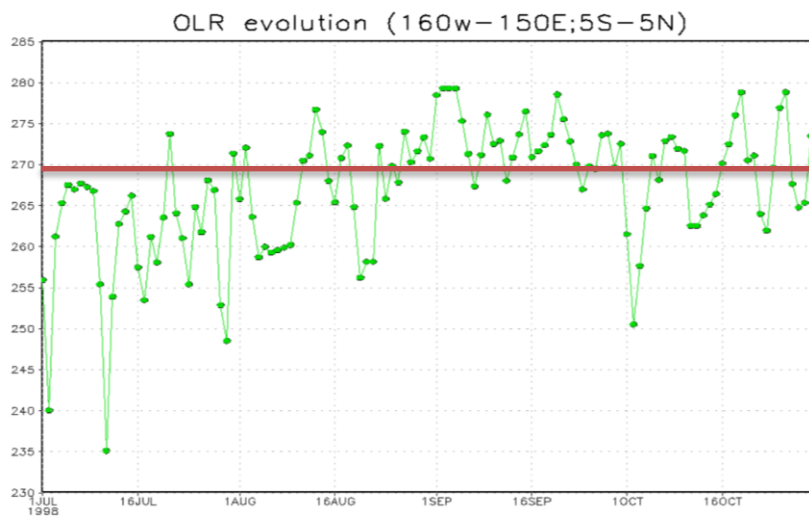
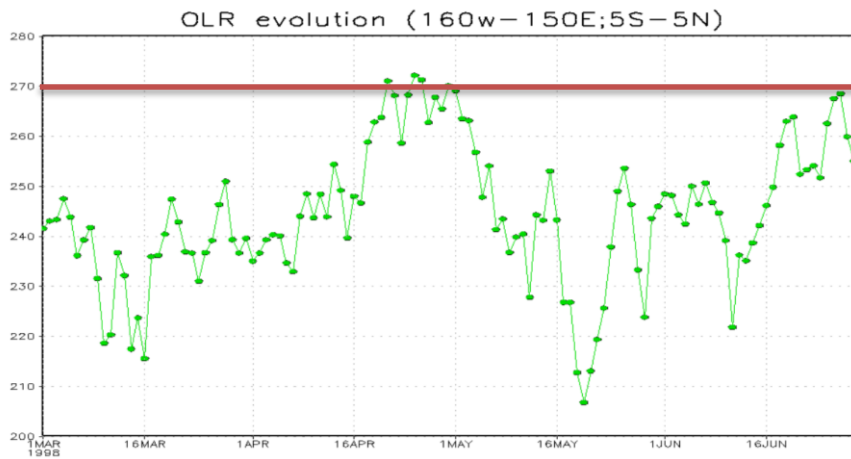




**Figura 88: Variación temporal y longitudinal de anomalías de la radiación de onda larga (OLR) promedio para la región comprendida entre 5N-5S. El intervalo entre contornos es 10 Wm-2 para el periodo Jul (2005) a Abril (2015) Los contornos discontinuos indican anomalías OLR negativas. Las anomalías son obtenidas para un período base mensual desde 1981-2010 (continuación).**

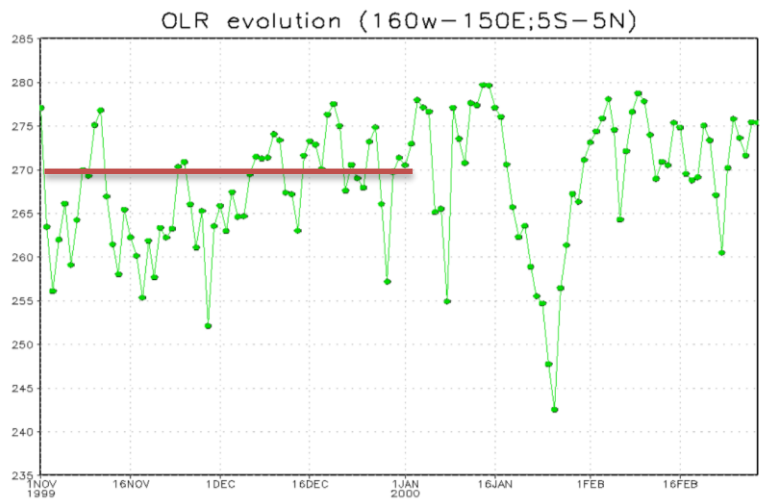
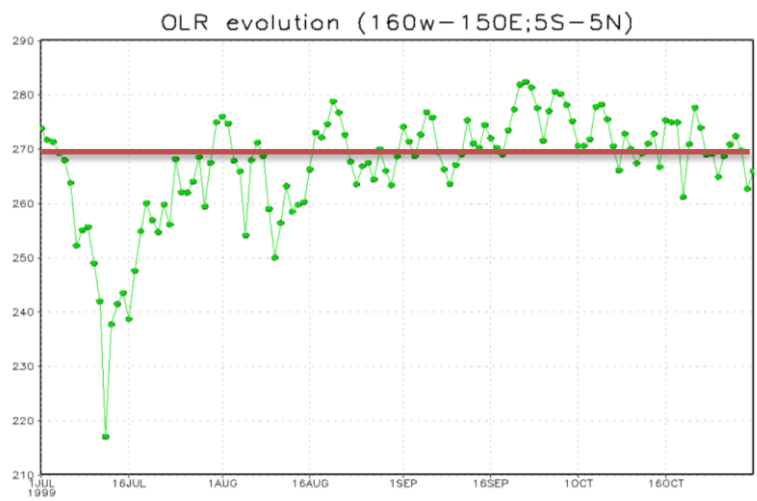
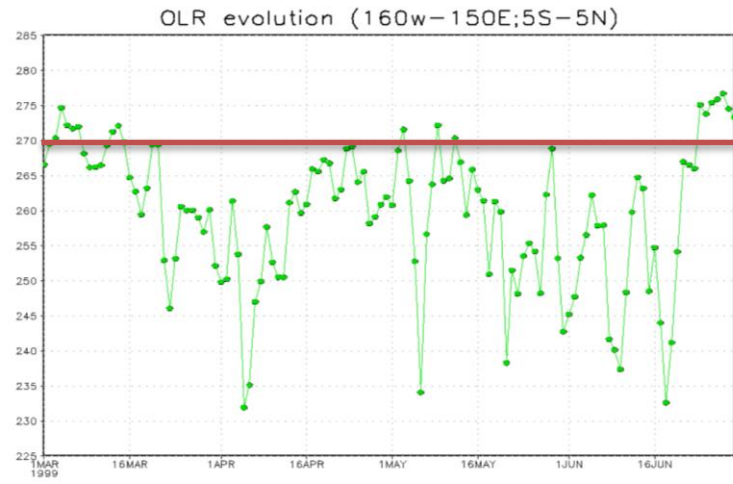
Por otro lado, para un mejor análisis de la correlación entre los valores de OLR en el Pacífico central, se promediaron los valores diarios registrados dentro de la zona conocida como Niño 4 (160°W- 150°E; 5°S-5°N). A continuación se presentan los valores diarios de OLR promedio, desde el mes de marzo del año anterior (Año -1) hasta el mes de enero del año identificado con la presencia del evento La Niña. Del análisis de los valores diarios de OLR previos a los meses de mayor precipitación en la cuenca alta del Mantaro, se puede identificar un patrón que caracteriza estos meses. En los meses previos a los de mayor precipitación, se registraron valores desusadamente altos de OLR en la región El Niño 4, por lo cual se adaptó el Índice OLR-La Niña (OLNI) definido por Chiodi y Harrison (2016), con la finalidad de ver la capacidad de pronóstico de grandes valores de precipitaciones en la cuenca del Mantaro. Se muestran valores muy altos a partir del mes de junio del año -1, los que, en su mayoría sobrepasan el valor de 270 W/m<sup>2</sup> (valor igual al percentil 90), siendo la principal característica distintiva de los meses previos a un evento La Niña. Es importante mencionar que el número de días contabilizados es a partir del 1 de marzo del año previo al identificado con un evento La Niña, y finaliza el 31 de diciembre de ese mismo año (año -1). Dicho período se ha identificado como el correspondiente entre el inicio y el desarrollo del evento La Niña, el cual permite analizar la capacidad de predicción meses previos al período de mayor precipitación en la cuenca alta del Mantaro.

Como se ha detallado en la metodología, el promedio diario de los valores de OLR se realizó sobre la región de El Niño 4 [160°E, 150°W y -5°S 5°N] por ser la que mejor correlación muestra con la cuenca alta del Mantaro. Por último, se estableció un valor de referencia (OLR<sub>c</sub>) de 270 W m<sup>2</sup>, el cual equivalente al percentil 90 para la región El Niño 4. Las figuras 89, 90, 91 y 92 muestran la evolución de los valores diarios de OLR en la región El Niño 4, en los cuales se aprecia que durante los primeros días del mes de agosto, los valores de OLR superan el valor límite de 270 W/m<sup>2</sup>, manteniendo este comportamiento durante los meses de mayor precipitación.

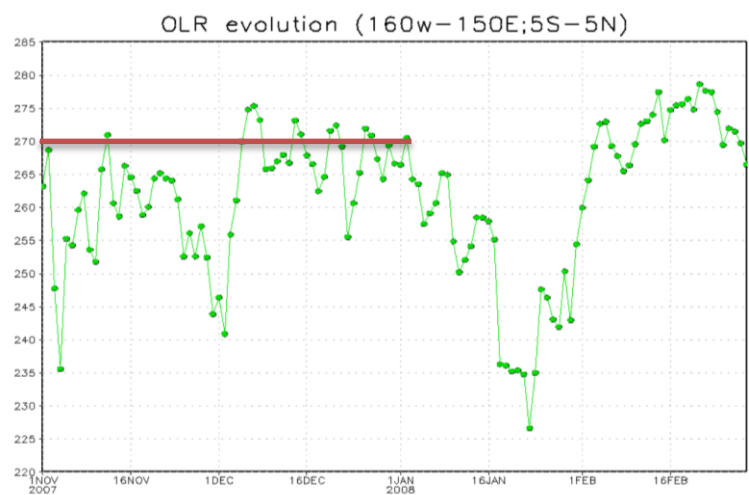
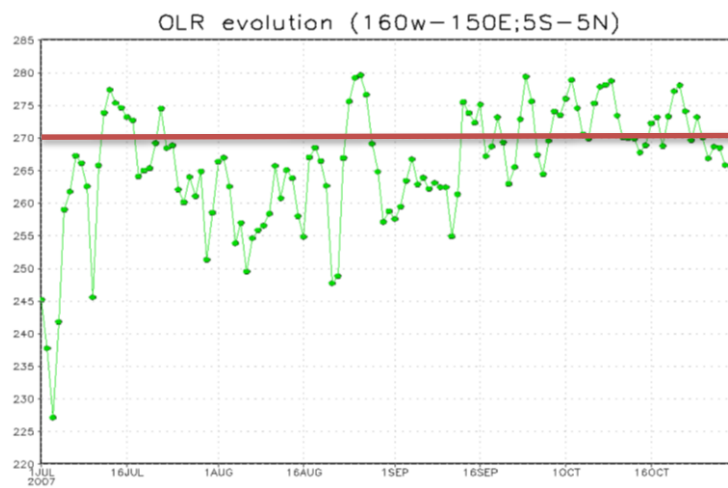
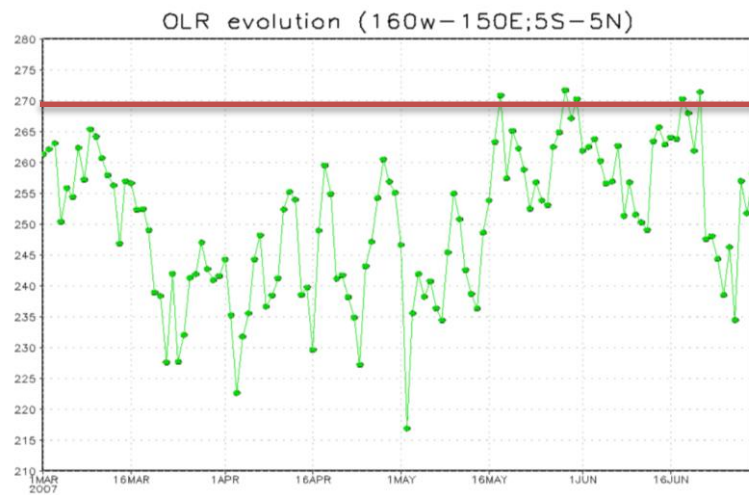


**Figura 89: Valores diarios promediados de OLR para la región del Pacífico Central (160°W- 150°E; 5°S-5°N) desde el mes de marzo del año anterior (año -1) hasta el mes de enero (año 0) del evento La Niña 1998/99.**

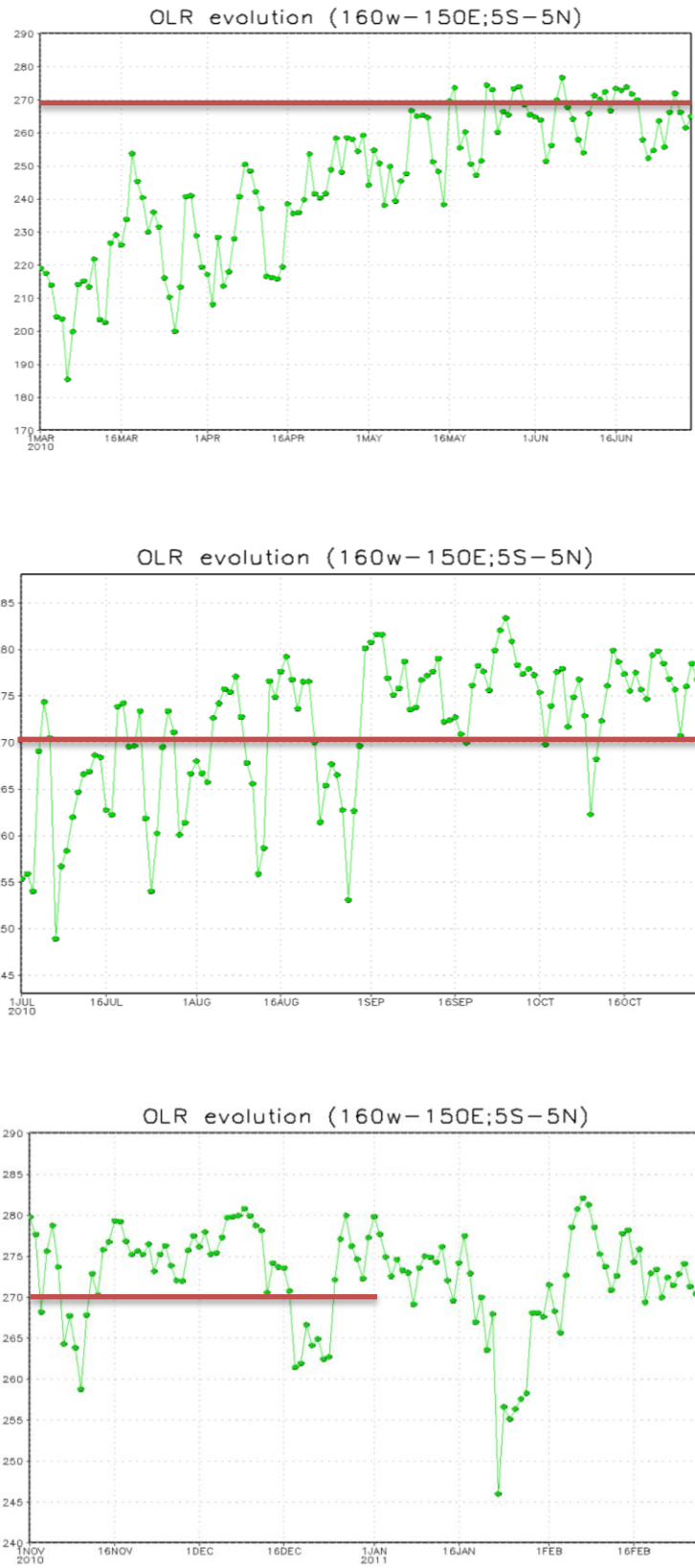




**Figura 90: Valores diarios promediados de OLR para la región del Pacífico Central (160°W- 150°E; 5°S-5°N) desde el mes de marzo del año anterior (año -1) hasta el mes de enero (año 0) del evento La Niña 1999/00.**

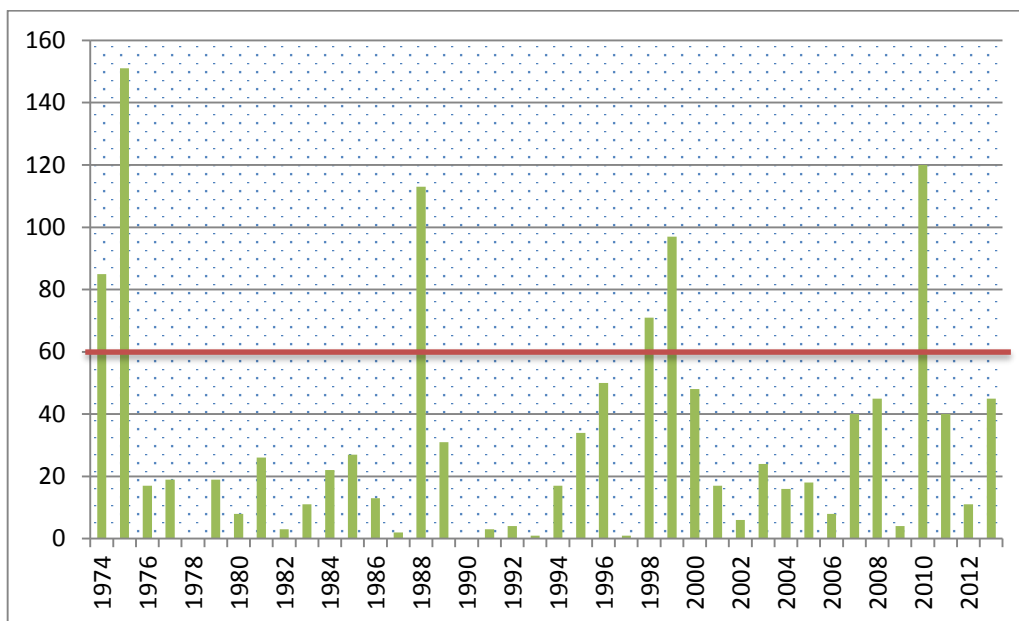


**Figura 91: Valores diaria promediados de OLR para la región del Pacífico Central (160°W- 150°E; 5°S-5°N) desde el mes de marzo del año anterior (año -1) hasta el mes de enero (año 0) del evento La Niña 2007/08.**



**Figura 92: Valores diaria promediados de OLR para la región del Pacífico Central (160°W- 150°E; 5°S-5°N) desde el mes de marzo del año anterior (año -1) hasta el mes de enero (año 0) del evento La Niña 20010/11.**

Posteriormente, se procedió a calcular el Índice OLR- La Niña. Los resultados se muestran en la figura 93 donde se destacan los eventos La Niña extraordinarios (1973/74, 1975/76, 1988/89) y La Niña moderados (1998/99, 1999/00, 2007/08 y 2010/11), diferenciándose de los años subsiguientes en aproximadamente la mitad del valor de la desviación estándar (el valor de OLN para el año 1988 fue 113, mientras que el siguiente año alcanzó un valor de 31).

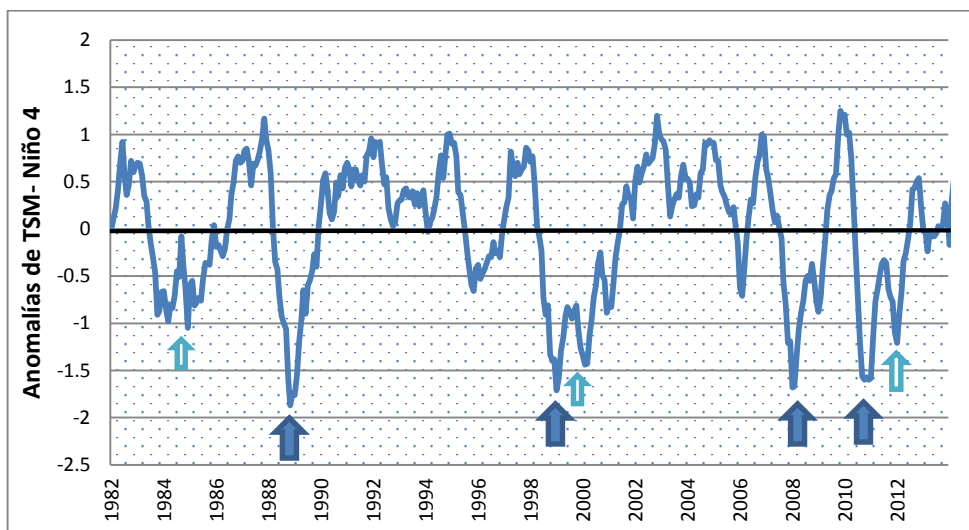


**Figura 93: Variación temporal del Índice OLR La Niña (OLNI).**

Por otro lado, en la figura 94 se muestra una comparación entre los valores (mínimos) de TSM en la región Niño 4 con picos entre  $-0.71$  a  $-1.87^{\circ}$  C.

El Índice OLR La Niña (OLNI) mediante el cual se lograron identificar tres años donde el número el índice OLR La Niña supera el valor de 80 días, cabe mencionar que ningún otro año logra exceder esta cantidad para el período de análisis de precipitaciones diaria (1998 - 2015). La diferencia entre el valor más bajo de OLN (2010) para los tres años identificados y el valor más cercano para un año normal es equivalente a 0.5 de la desviación estándar. Asimismo, la figura 94 muestra la presencia de valores picos de anomalías de TSM para la región el Niño 4 con valores negativos por debajo del pico de  $-1^{\circ}$ C para los años 2008 y 2013. Anteriormente, se analizó la correlación entre la precipitación de la cuenca alta del Río Mantaro y las anomalías de TSM para las cuatro regiones El Niño en el Pacífico Tropical, mostrando un mayor grado de correlación entre

las precipitaciones y la región Niño 4; por lo tanto, un análisis solo basado en esta correlación colige un incremento en el régimen de precipitaciones durante estos años; empero el análisis del Índice de la Precipitación total anual de los días húmedos (PRCPTOT) muestra un régimen de lluvias normal. Por otro lado, el análisis del OLNi sugiere un régimen de precipitaciones por encima de lo normal para los años 1998/99, 1999/00 y 2010/11 en coherencia con los resultados obtenidos con el índice PRCPTOT.

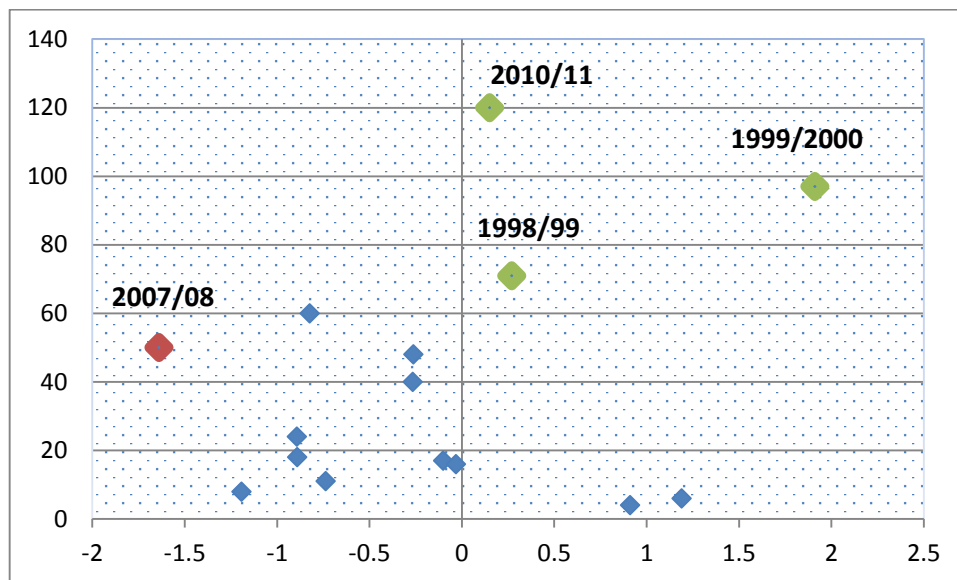


**Figura 94.- Comparación entre la variación temporal de anomalías de TSM en la Región Niño 4 y la variación temporal del Índice OLR La Niña (OLNI)**

Adicionalmente se analizó la distribución espacial de la TSM y de sus anomalías durante los años identificados con presencia de eventos lluviosos y secos en la cuenca alta del Mantaro. Se aprecia que para la mayoría de eventos no se aprecia un patrón de comportamiento fácilmente reconocible por lo que es difícil determinar, basándose solo en este indicador, la cantidad y la intensidad de eventos a analizar con especial atención por su vinculación con las lluvias dentro de la cuenca.

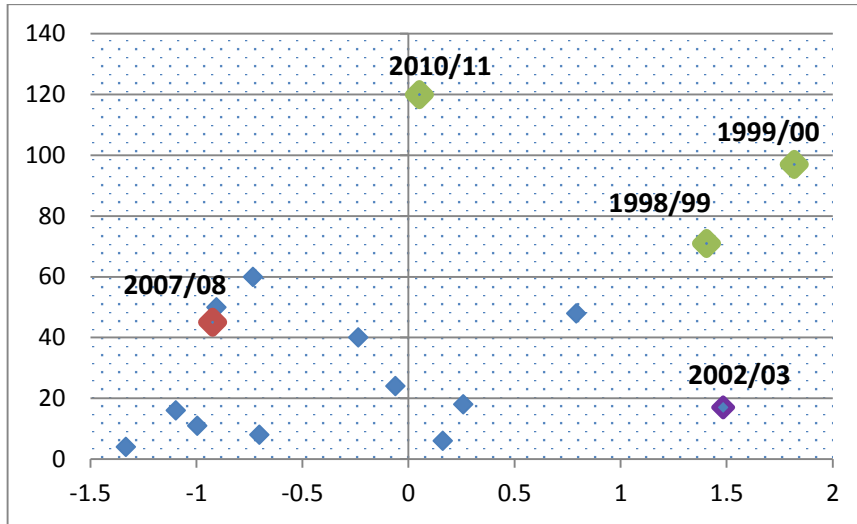
Ulteriormente, se analizó una posible relación entre el índice OLNi y los índices de precipitación diaria para la cuenca alta del Mantaro. En la figura 95 se comparan el índice OLNi (cantidad de días en los cuales con valores de OLR superiores a  $270 \text{ W/m}^2$  en la región El Niño 4 y los valores del índice RX5day normalizados. Se aprecia que durante los eventos La Niña 1998/99, 1999/00 y 2010/11 se encuentran en el cuadrante correspondiente a los valores positivos del índice RX5day normalizado los que a su vez,

han registrado un OLNi mayor a 60. Es importante mencionar que el evento La Niña 2007/08, con un valor de OLNi igual a 50, muestra valores negativos para este índice de precipitación, lo cual sugiere que, si bien mayores valores de OLR en el Pacífico central (Niño 4) tienden a mayores valores de precipitación en la cuenca alta del Mantaro, no es el único ni principal factor que afecta la variabilidad hidrológica en el Mantaro.



**Figura 95: Índice OLR- La Niña (OLNI) vs el índice RX5day normalizado para el periodo 1998-2015.**

Asimismo, en la figura 96 se muestra el índice OLNi y el índice PRCPT (precipitación total anual para los días húmedos) estandarizada para el periodo de precipitación diaria 1998-2015, en el cual se aprecia los eventos La Niña 1998/99, 1999/00 y 2010/11 en el cuadrante correspondiente a los valores positivos del índice PRCPT estandarizado los que a su vez, han registrado un OLNi mayor a 60. Un hecho resaltante es la presencia de años con registros de precipitación importantes, como el 2001 y 2002, años identificados con presencia del evento EL Niño. Por otro lado, en el caso del evento La Niña 2007/08 se observa un régimen de precipitación negativa, incluso se consideró dicho periodo como un año seco según el Índice de Precipitación Estandarizada (SPI, por sus siglas en inglés).



**Figura 96: Índice OLR- La Niña (OLNI) vs el índice PRCPT normalizado para el periodo 1998-2015.**

## V. CONCLUSIONES.

### **Objetivo General:**

**Caracterizar la variabilidad espacial y temporal de la precipitación, a escala mensual y diaria, e identificar los mecanismos físicos responsables de su ocurrencia en la cuenca alta del Mantaro y analizar su predictibilidad utilizando valores de Radiación de Onda Larga Emergente (OLR) medidos en el Océano Pacífico Ecuatorial Central.**

El análisis de la correlación entre los valores de Radiación de Onda Larga Emergente y los valores de precipitación y caudales en la cuenca alta del Mantaro ha mostrado valores estadísticamente significativos, los cuales han sido utilizados con fines de predicción. Los resultados sugieren una alta eficacia en la capacidad de predictibilidad para los valores de caudales, especialmente, en la región Sur de la cuenca. Ello podría explicarse por los patrones de circulación atmosférica característica de los períodos lluviosos, donde se aprecia un ingreso de los procesos de convección profunda desde la cuenca amazónica hacia los Andes Centrales. Por otro lado, la capacidad de predictibilidad de las precipitaciones a partir de valores de OLR es considerablemente mayor en años identificados con la presencia de eventos La Niña, lo cual podría ser explicado por el fortalecimiento de la circulación de Walker, característico durante estos eventos, originando un régimen de vientos del Este más intensos. Por otro lado, si bien las condiciones de OLR medidas en el Pacífico Central podrían explicar gran parte de la variabilidad hidrológica en la cuenca del Mantaro (45% a 60%), los resultados muestran que no es el principal factor que modula dicha variabilidad. Por otro lado, el análisis de la correlación entre la variabilidad temporal de vientos del Este sobre la cuenca alta del Mantaro y la variabilidad de precipitaciones muestra valores estadísticamente significativos (55% a 70%) lo cual podría ser utilizado posteriormente como predictores.



**Objetivo específico 1: Caracterizar la variabilidad espacial y temporal de la precipitación, a escala interanual (1965-2015) y diaria (1998-2015), a partir de registros observados y datos medidos por el satélite TRMM en la cuenca alta del Mantaro, y su relación con eventos El Niño y La Niña.**

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, con un régimen de precipitación estacional menor y un inicio de temporada lluviosa más temprana. 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 períodos lluviosos y secos de entre 8 a 16 años, la cual podría estar influenciada por una variabilidad de baja frecuencia similar para los valores de OLR en el Pacífico Central y al régimen de vientos del Este presentes en la cuenca alta del Mantaro, los cuales se intensifican durante la presencia del evento La Niña. 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 correlación entre la radiación de onda larga emergente (OLR) en el Océano Pacífico Ecuatorial Central y el régimen de precipitaciones y caudales observados en la cuenca alta del Río Mantaro.**

Los resultados muestran que la cuenca alta del Mantaro presenta una variabilidad hidrológica fuertemente modulada por cambios en el Pacífico Central, conocido como región Niño 4, por cuanto, un enfriamiento en dicha región se correlaciona con mayores precipitaciones y mayores caudales en la cuenca del Mantaro; por otro lado, altos valores de anomalías positivas de OLR están relaciones con un aumento de las precipitaciones, especialmente durante eventos La Niña. Asimismo, se observa que un enfriamiento del Pacífico Central, durante los meses de mayor precipitación, está vinculado con un incremento de la precipitación total anual, frecuencia de días húmedos, y días con precipitaciones extremas. Por otro lado, los resultados muestran mayores valores de correlaciones con caudales observados, en comparación a los resultados obtenidos con la variable precipitación, lo cual podría deberse a que éstas últimas ofrecen una mejor representación de la hidrología de la cuenca al ser representativas de una determinada área a diferencia de los valores puntuales de lluvia proporcionados por las estaciones,

**Objetivo específico 3: Analizar la capacidad de predictibilidad de la precipitación y caudales, utilizando valores de radiación de onda larga emergente (OLR) medidos en el Pacífico Tropical Central y los patrones de circulación atmosférica relacionados con la ocurrencia de días secos y lluviosos en la cuenca alta del Mantaro.**

La presente investigación muestra una perspectiva distinta a la comúnmente usada para analizar la predictibilidad de precipitaciones y caudales en una determinada región sobre la base del comportamiento de la Radiación de Onda Larga Emergente (OLR) en el Pacífico Central. Los resultados muestran que un enfriamiento anómalo de dicha región del Pacífico Tropical favorece la presencia de mayores valores de precipitación en la cuenca alta del Mantaro; empero, este comportamiento se caracteriza por una cantidad desusadamente alta de días con altos valores de OLR ( $270 \text{ w/m}^2$ ) en meses previos a la ocurrencia de grandes periodos de precipitación y a la presencia de eventos La Niña.

Asimismo, mediante la aplicación del índice OLR se identificaron claramente seis eventos La Niña en el período 1974-2015 en los cuales, los regímenes de precipitación registrados en la cuenca del Mantaro son considerablemente superiores a los del promedio, ofreciendo

una mayor facilidad y precisión en la identificación de dichos eventos, en contraste con la comúnmente utilizada técnica basada en valores de Temperatura Superficial del Mar.

Finalmente, del análisis de los patrones de circulación atmosférica relacionados con la ocurrencia de periodos secos y lluviosos 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. Asimismo, el análisis de 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, en días previos al día de mayor precipitación podría ser utilizado para el pronóstico de episodios lluviosos en días posteriores.

## 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 monitorear 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 o el régimen de vientos sobre la cuenca alta del Mantaro 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).
- Utilizar resultados de OLR en el Pacífico para pronósticos de precipitación a mediano y largo plazo en diferentes del Perú obtenidos mediante procesamiento de modelos acoplados océano- atmósfera rutinariamente producidos por el CFS (Sistema de Predicción Climática, por sus siglas en inglés).

## VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Aceituno, P. & Garreaud, R. (1995). Impacto de los fenómenos El Niño y La Niña en regímenes pluviométricos andinos. *Rev. Soc. Chilena Ing. Hidraul*, 10(2), 33-43.
- 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.
- Aceituno, P. & Montecinos, A. (1997). Patterns of convective cloudiness in South America during austral summer from OLR pentads. *In Preprints, Fifth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, 328-329.
- Ahrens, C. (2014). *Essentials of Meteorology: An invitation to the atmosphere* (7ma Ed. ed.). Cengage Learning, USA.
- Alfaro, E. (2007). Uso del análisis de correlación canónica para la predicción de la precipitación pluvial en Centroamérica. *Redalyc*.
- Barnett, T. & Preisendorfer, R. (1987). Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. *Monthly Weather Review*, 115(9), 1825-1850.
- Barnston, A. (1994). Linear statistical short-term climate predictive skill in the Northern Hemisphere. *Journal of Climate*, 7(10), 1513-1564.
- Barnston, A. & Ropelewski, C. (1992). Prediction of ENSO episodes using canonical correlation analysis. *Journal of climate*, 5(11), 1316-1345.
- Barnston, A. & Smith, T. (1996). Specification and prediction of global surface temperature and precipitation from global SST using CCA. *Journal of Climate*, 9(11), 2660-2697.
- Bro, R. & Smilde, A. K. (2014). Principal component analysis. *Analytical Methods*, 6(9), 2812-2831.

- Brunet-Moret. (1979). Homogénéisation des précipitations. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie*, 147- 170.
- DeBurrough, P. & McDonnell, R. (2000). Principles of Geographical Information systems Oxford University Press. *Oxford*, 333 pp.
- Cai, W., Wang, G., Santoso, A. & McPhaden. (2015). Increased frequency of extreme La Niña events under greenhouse warming. *Nature Climate Change*, 5(2), 132-137.
- 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.
- Chiodi, A. & Harrison, D. (2010). Characterizing Warm-ENSO Variability in the Equatorial Pacific: An OLR Perspective. *Journal of Climate*, 23(9), 2428-2439.
- Chiodi, A. & Harrison, D. (2013). El Niño impacts on seasonal US atmospheric circulation, temperature, and precipitation anomalies: The OLR-event perspective. *Journal of Climate*, 26(3), 822-837.
- Chiodi, A. & Harrison, D. (2015). Equatorial Pacific Easterly Wind Surges and the Onset of La Niña Events. *Journal of Climate*., 28(2), 776-792.
- Chiodi, A. & Harrison, D. (2016). Global Seasonal Precipitation Anomalies Robustly Associated with El Niño and La Niña Events — An OLR Perspective. *Journal of Climate*, 28(15), 6133-6159.
- Del Río, J. (2010). Introducción al tratamiento de datos espaciales en la hidrología. España: Ed. Bubok.
- Dewitte, B., Takahashi, K., Goubanova, K. & Montecinos, A. (2014). Las diversas facetas de El Niño y sus efectos en la costa del Perú. *Montes*, 1, 3.
- Diaz, 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.

- Diaz, H., Bradley, R. & Eischeid, J. (1989). Precipitation fluctuations over global land areas since the late 1800's. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94(D1), 1195-1210.
- 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, J.C. (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., Santini, W. & Guyot, J. L. (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.
- Franchito, S., Rao, V., Vasques, A. & Santo, C. a. (2009). Validation of TRMM precipitation radar monthly rainfall estimates over Brazil. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 19, 114(D2). Obtenido de [http://meteora.ucsd.edu/~jnorris/sio209.sp01/EOF\\_tutorial.pdf](http://meteora.ucsd.edu/~jnorris/sio209.sp01/EOF_tutorial.pdf)

- 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. & Aceituno, P. (2001). Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 14(12), 2779-2789.
- 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.
- González, N. & Taborda, A. (2015). Análisis de componentes principales Sparse: formulación, algoritmos e implicaciones en el análisis de datos. *Tesis para obtener el grado de Máster en Análisis Avanzado de Datos Multivariables*.
- Graham, N., Michaelsen, J. & Barnett, T. (1987). An investigation of the El Niño-Southern Oscillation cycle With statistical models: 2. Model results. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 92(C13), 14271-14289.
- 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.
- Halpert, M. & Ropelewski, C. (1992). Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 5(6), 577-593.
- Hastenrath, S., Greischar, L. & Van Heerden, J. (1995). Prediction of the summer rainfall over South Africa. *Journal of Climate*, 8(6), 1511-1518.
- Haylock, MR. (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.
- Higgins, R., Silva, V., Kousky, V. & Shi, W. (2008). Comparison of daily precipitation statistics for the United States in observations and in the NCEP Climate Forecast System. *Journal of Climate*, 21(22), 5993-6014.
- Horel, J. (1984). Complex principal component analysis: Theory and examples. *Journal of climate and Applied Meteorology*, 23(12), 1660-1673.
- Hotelling, H. (1933). Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *Journal of educational psychology*, 24(6), 417.
- Houston, J. & Hartley, A. (2003). The central Andean west- slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper- aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology*, 23(12), 1453-1464.
- Huang, J., Van den Dool, H. & Barnston, A. (1996). Long-lead seasonal temperature prediction using optimal climate normals. *Journal of Climate*, 9(4), 809-817.
- 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*.
- Jolliffe, I. (2002). *Principal component analysis*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Jones, P. & Hulme, M. (1996). International journal of climatology. *Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: methods and illustrations*, 16(4), 361-377.
- Kalnay, E. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc*, 77, 437-472.
- Kessler, W. (2002). Is ENSO a cycle or a series of events? *Geophysical Research Letters*, 29(23).
- Kiladis, G. & Diaz, H. (1989). Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2(9), 1069-1090.

- Kousky, V. & Gan, M. (1981). Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, 33(6), 538-551.
- Krishnan, R., Zhang, C. & Sugi, M. (2000). Dynamics of breaks in the Indian summer monsoon. *Journal of the atmospheric sciences*, 57(9), 1354-1372.
- 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. & 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.
- Lenters, J. & Cook, K. (1995). Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. *Journal of Climate*, 8(12), 2988-3005.
- Lenters, J. & Cook, K. (1999). Summertime precipitation variability over South America: Role of the large-scale circulation. *Monthly Weather Review*, 127(3), 409-431.
- 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 Ingeniera Agrícola.
- Liebmann, B. & Smith, C. (1996). Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 1275-1277.

- Lim, E., Wong, C., Abdullah, K. & Poon, W. (2011). Relationship between outgoing longwave radiation and rainfall in South East Asia by using NOAA and TRMM satellite. (IEEE, Ed.) *Humanities, Science and Engineering (CHUSER)*, 785-790.
- Lin, Z., Liu, J. & He, X. (1994). The self-organizing methods of long-term forecasting (I)—GMDH and GMPSC model. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 53(3-4), 155-160.
- Lorenz, E. (1956). Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction.
- Mahrt, L. & Pan, H. (1984). A two-layer model of soil hydrology. *Boundary-Layer Meteorology*, 29(1), 1-20.
- Maidment, D. (1993). *Handbook of Hydrology*. Unites States: Mc Gra Hill.
- 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*. .
- Martin- Vide, J. (2004). Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain. *International Journal of Climatology*, 24(8), 959-971.
- Mason, S. (1998). Seasonal forecasting of South African rainfall using a non-linear discriminant analysis model. *International Journal of Climatology*, 18(2), 147-164.
- Matsumoto, J. & Murakami, T. (2000). Annual changes of tropical convective activities as revealed from equatorially symmetric OLR data. *Journal of the Meteorological Society of Japan.*, 543–561.
- McKee, T. & Doesken, N. a. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Preprints, Eighth Conf. Appl. Climatol., Anaheim, CA, Am. Meteorol. Soc*, 50(1), 179–184.
- McPhaden, M. & Zhang, X. (2009). Asymmetry in zonal phase propagation of ENSO sea surface temperature anomalies. *Geophysical Research Letters*, 36(13).

- 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.
- Navone, H. & Ceccatto, H. (1994). Predicting Indian monsoon rainfall: a neural network approach. *Climate Dynamics*, 10(6-7), 305-312.
- Nogués-Paegle, J., Mechoso, C. & Fu, R. B. (2002). Progress in Pan American CLIVAR research: understanding the South American monsoon. *Meteorologica*, 27(12), 1-30.
- 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.
- Rau Lavado, P. (2009). Análisis espacio temporal de la precipitación y temperatura en las principales zonas de montaña del Perú. *Tesis para obtener el grado de Magister Scientiae en Recursos Hídricos.*, 77, 5.
- Reynolds, R. & Smith (1994). Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *Journal of climate*, 7(6), 929-948.

- Rome-Gaspaldy, S. & Ronchail, J. (1998). La pluviométrie au Pérou pendant les phases ENSO et LNSO. *Bulletin de l'Institut Française d'Etudes Andins*, 27, 675 – 685.
- Rompelewski, C. & Halpert, M. (1986). North American precipitation and temperature patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Monthly Weather Review*, 2352-2362.
- Rompelewski, C. & Halpert, M. (1989). Precipitation patterns associated with the high index phase of the southern oscillation. 268-284.
- Rompelewski, C. & M.S., H. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. 1606-1626.
- Saha, S. (2006). The NCEP climate forecast system. *J. Climate*, 19, 3483–3517.
- 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.
- Sánchez, A. (2012). Análisis de componentes principales: versiones dispersas y robustas al ruido impulsivo.
- 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.
- Schneider, U. & Fleer, H. (1989). Development of sea surface temperature, surface wind and divergence anomalies during a composite ENSO episode. *Theoretical and applied climatology*, 39(3), 146-159.
- Scientific Commitee on Oceanic Research. (1983). Prediction of El Niño. *SCOR Proceedings*, 19, 47-51.

- Segura, H., Espinoza, J., Junquas, C. & Takahashi, K. (2016). Evidencing decadal and interdecadal hydroclimatic variability over the Central Andes. *Environmental Research Letters*, 11(9), 094016.
- Silva, Y. (2014). La estacionalidad del impacto de El Niño lluvias en el Perú. *Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, 11, 8-9.
- Silva, Y. & Takahashi K. (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. (2014). Variedades El Niño. . *Boletín Mensual "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*., 4-7.
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K. & Dewitte, B. (2011). ENSO Regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38.
- Tapley, T. & Waylen, P. (1990). variability of Annual Precipitation and ENSO events in Western Peru. *Hydrological Sciences Journal-Journal des Sciences Hydrologiques*, 35(4), 429-446.
- Teixeira, A. (1995). Qual e melhor definicao de SIG? *Factor GIS*, 11-200, 24.
- Trenberh, K. & Stepaniak, D. (2000). Indices of El Niño evolution. *Journal of Climate*, 14.
- Trenberth, K., Stepaniak, D. & Caron, J. (2000). The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. *Journal of Climate*, 13(22), 3969-3993.

- Vuille, M. (1999). Atmospheric circulation anomalies over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *Journal Climatol*, 1579-1600.
- Vuille, M. & Keimig, F. (2004). Interannual variability of summertime convective cloudiness and precipitation in the central Andes derived from ISCCP-B3 data. *Journal of Climate*, 17(17), 3334-3348.
- Vuille, M., DR, H., C, B., F, K. & RS, B. (1998). Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/1997 summer precipitation event on Sajama Ice Cap, Bolivia. *J. Geophysic*, 11, 1020-1040.
- Waliser, D. & Graham, N. (1993). Convective cloud systems and warm-pool sea surface temperatures: Coupled interactions and self-regulation. *Journal of Geophysical Research*, 98(D7), 12-881.
- 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).

Tabla 16.- Lista de eventos El Niño y La Niña.

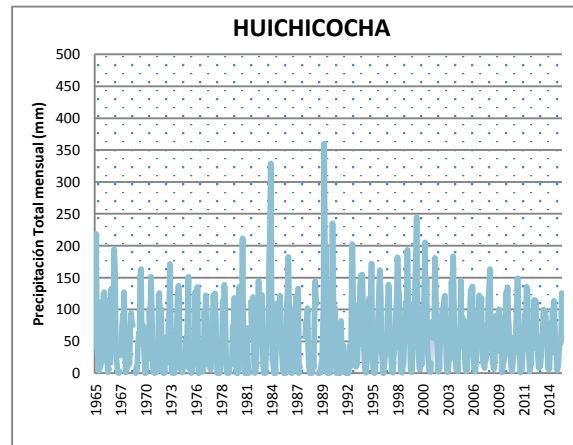
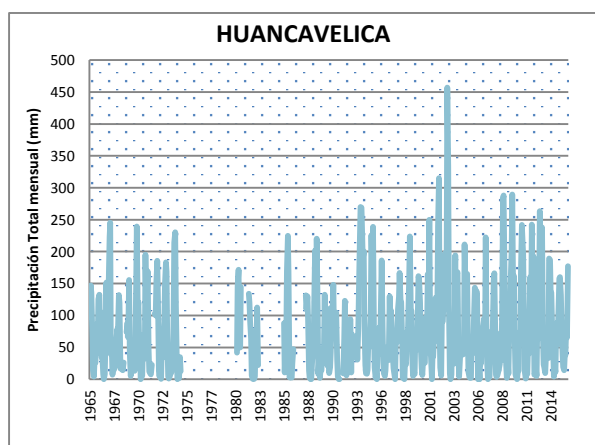
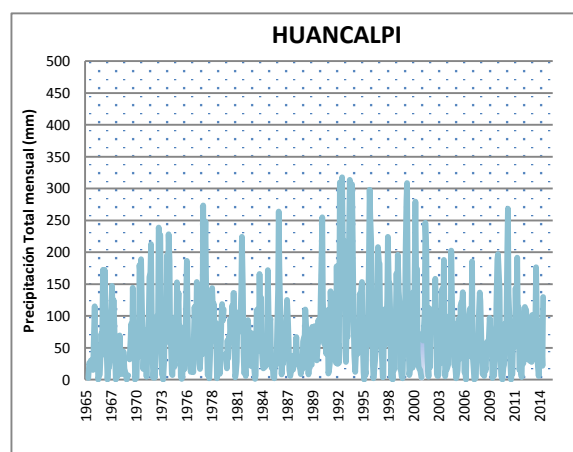
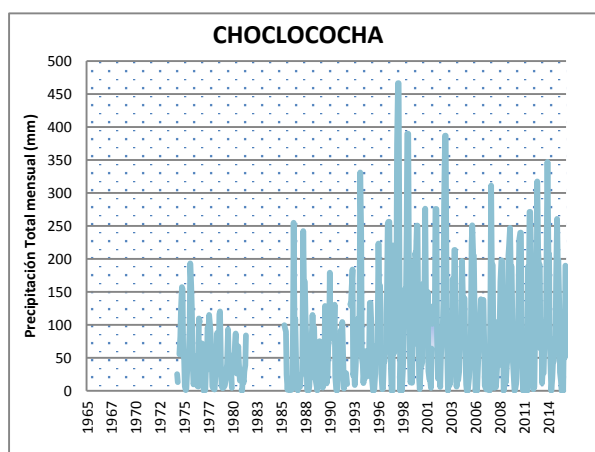
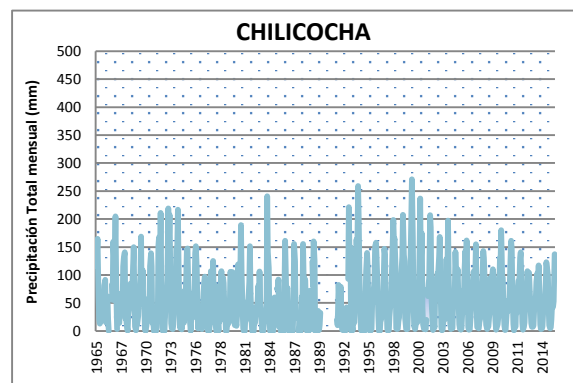
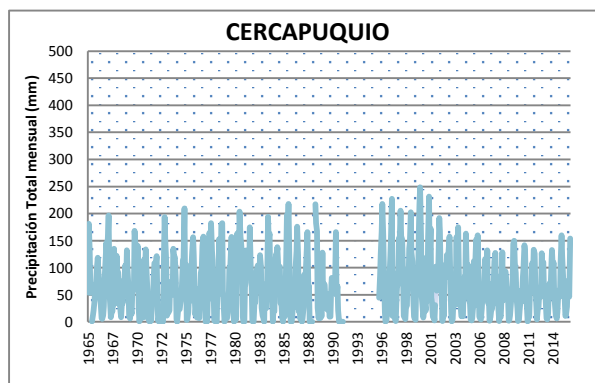
EL Niño			La Niña		
Moderado	Fuerte	Muy Fuerte	Débil	Moderado	Fuerte
1963-64	1957-58	1982-83	1950-51	1955-56	1973-74
1986-87	1965-66	1997-98	1954-55	1970-71	1975-76
1987-88	1972-73	2015-16	1964-65	1998-99	1988-89
1991-92			1967-68	1999-00	
2002-03			1971-72	2007-08	
2009-10			1974-75	2010-11	
			1983-84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

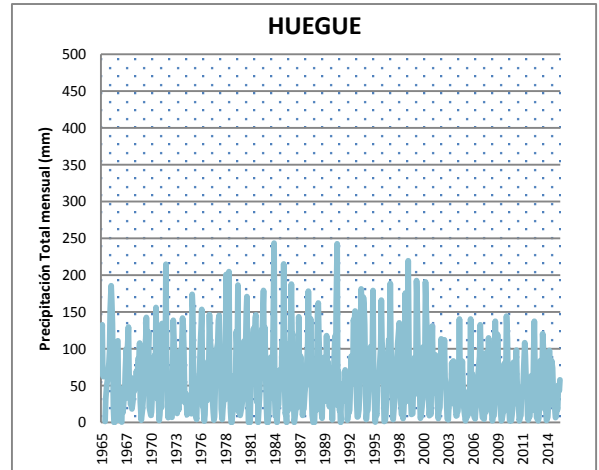
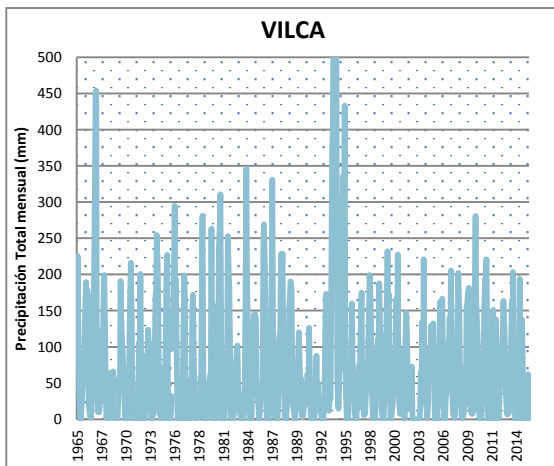
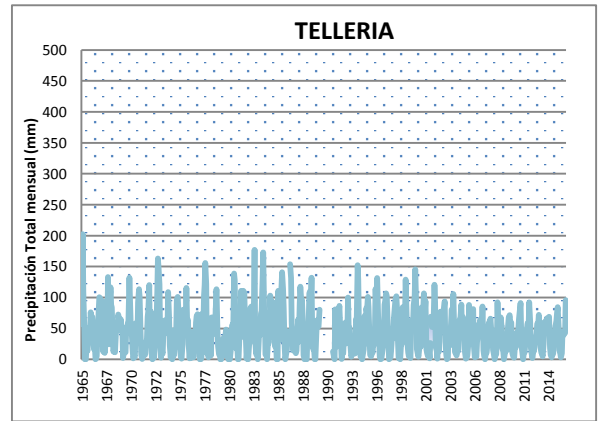
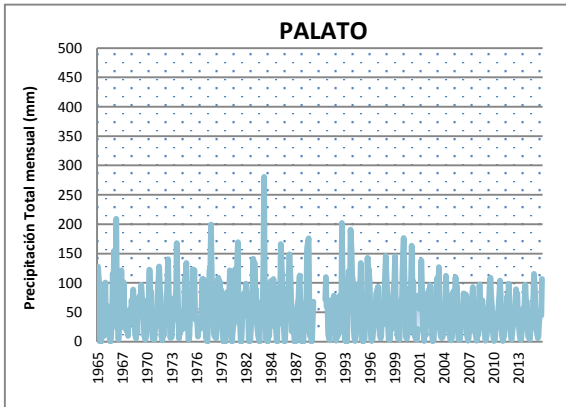
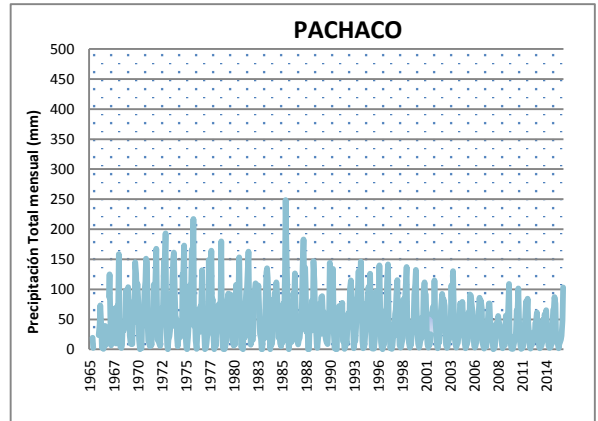
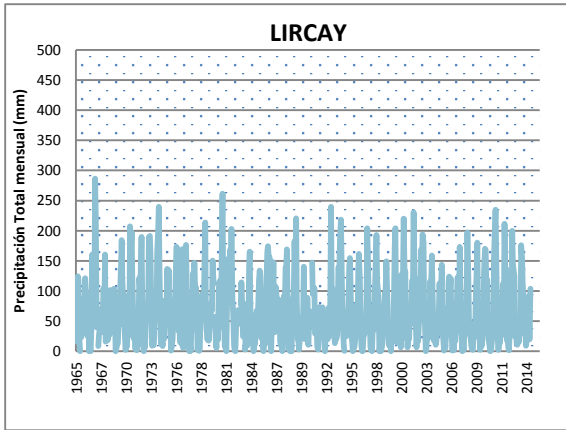


### Anexo 3.- Análisis de la variabilidad interanual de la precipitación (1965-2015)

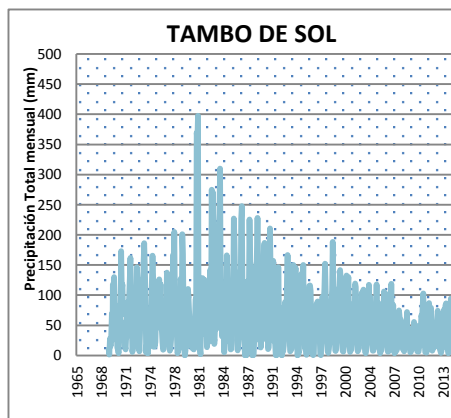
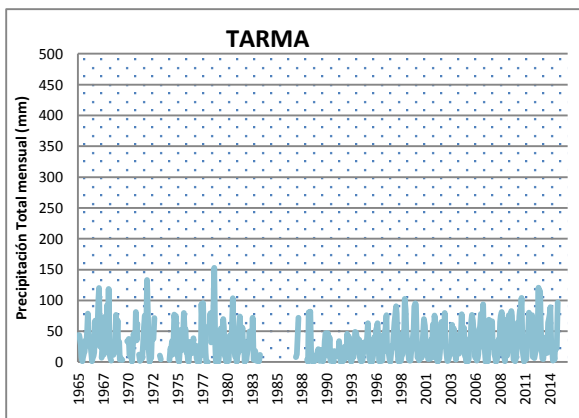
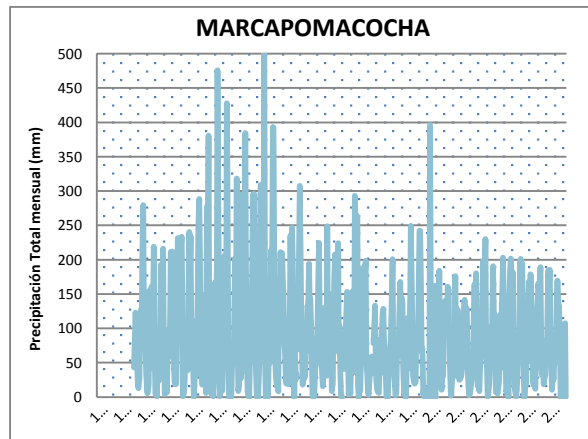
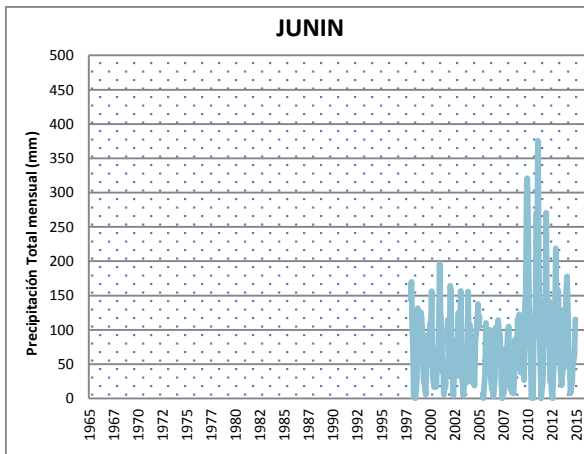
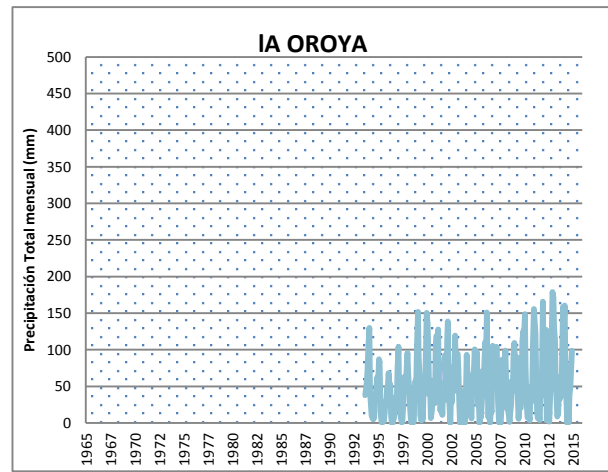
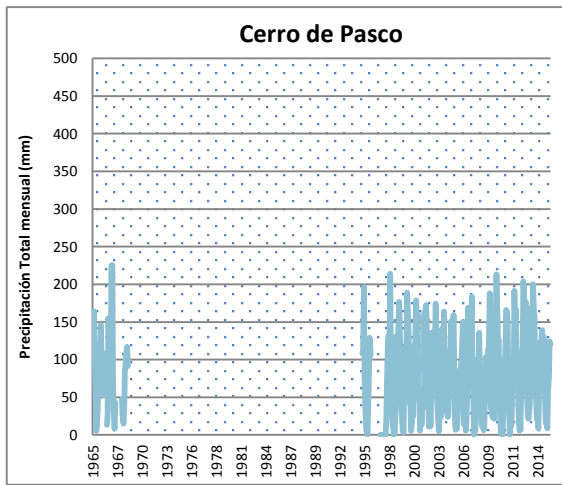
#### Anexo 3.1. Series de precipitación total mensual (1965-2015)

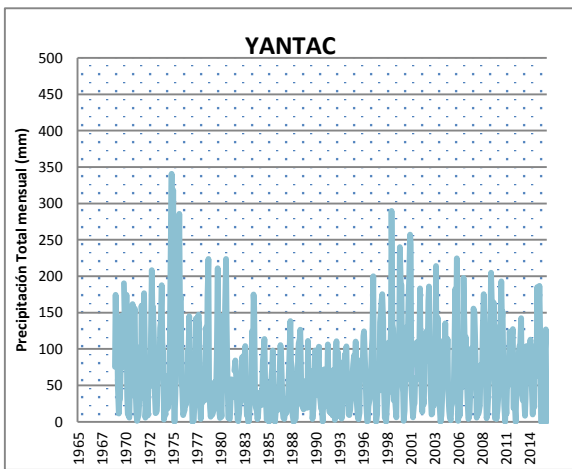
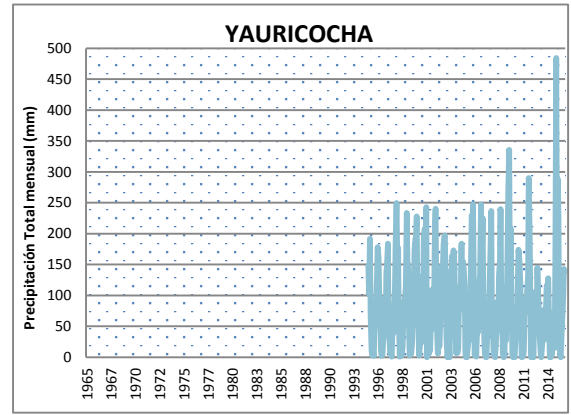
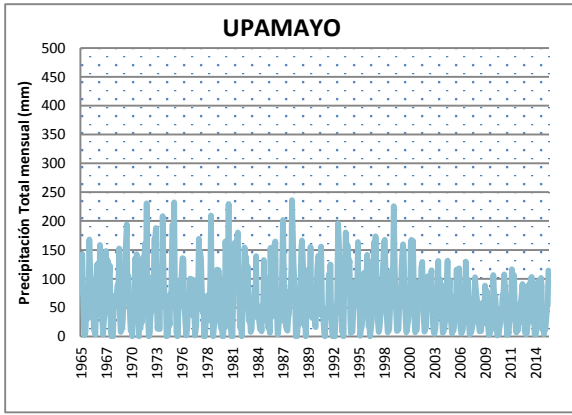
Figura 97.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 1.





**Figura 98.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 2.**





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

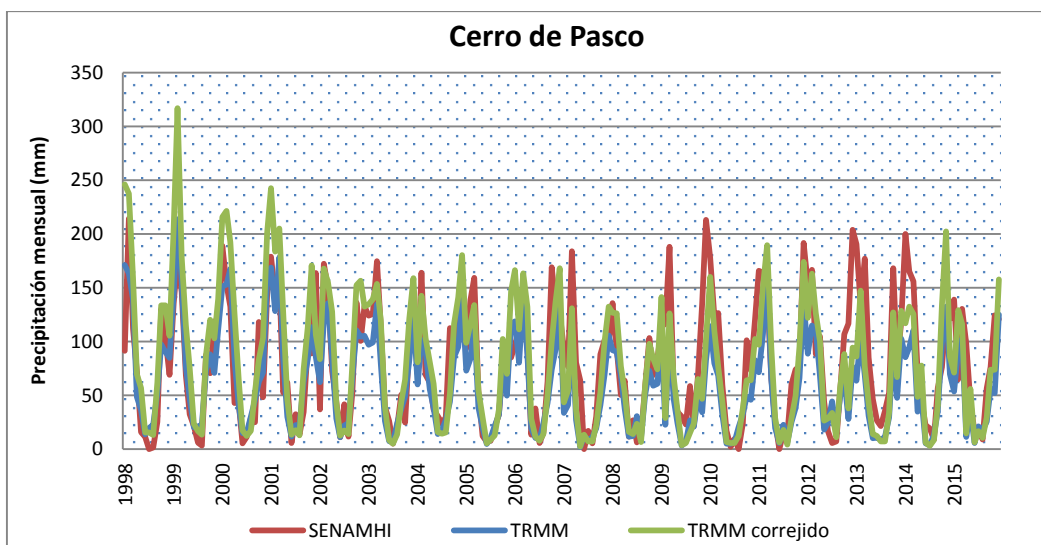
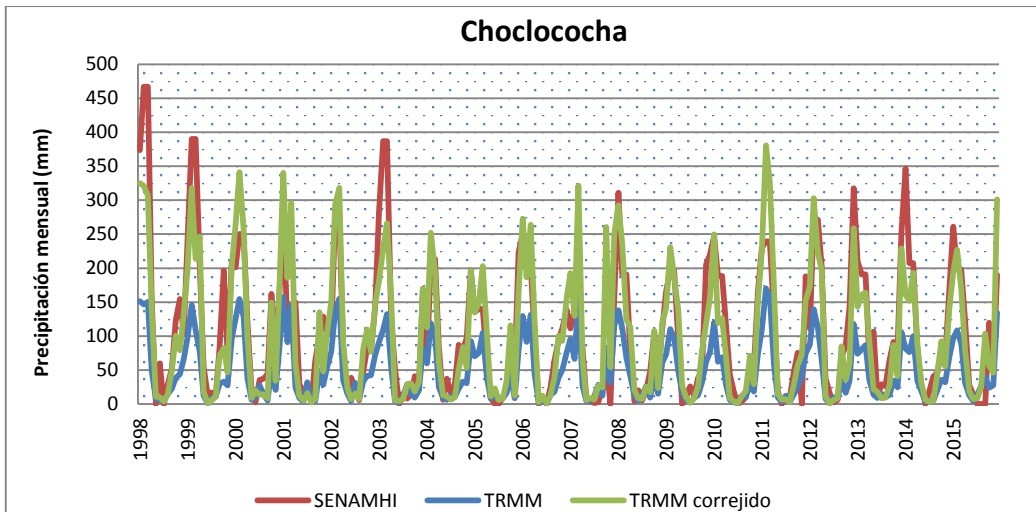
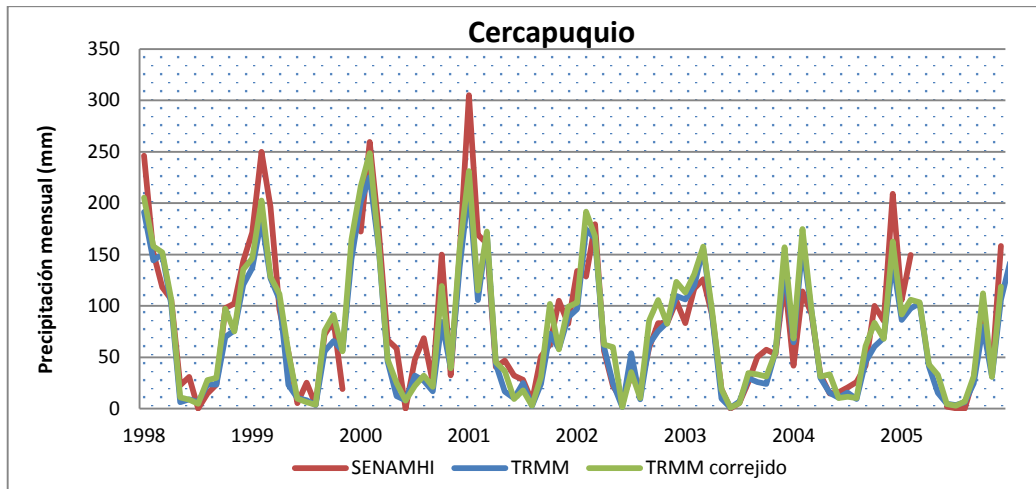
**Tabla 17.- Índices de calidad por estación del Grupo 1.**

N°	Estación	N° Años	D.E. Obs.	Coef. Variación	D.E. Desvíos	Correl. /Vector
1	CERCAPIUIO	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

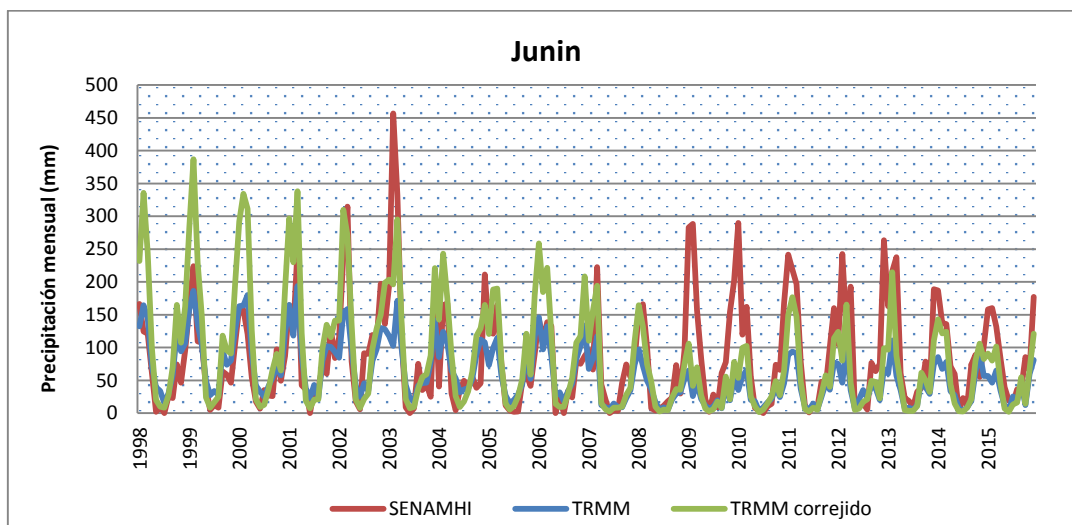
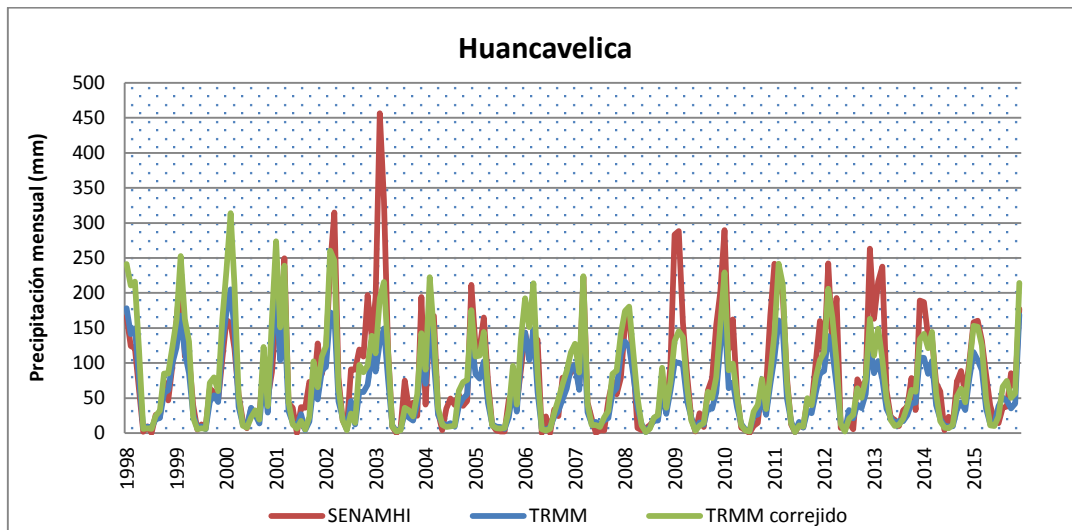
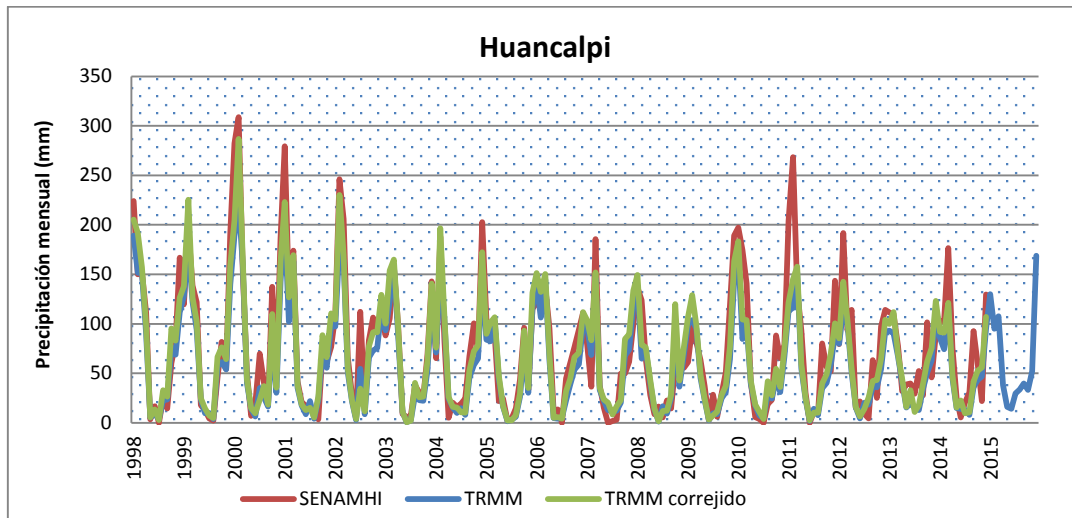
**Tabla 18.- Índices de calidad por estación del Grupo 2**

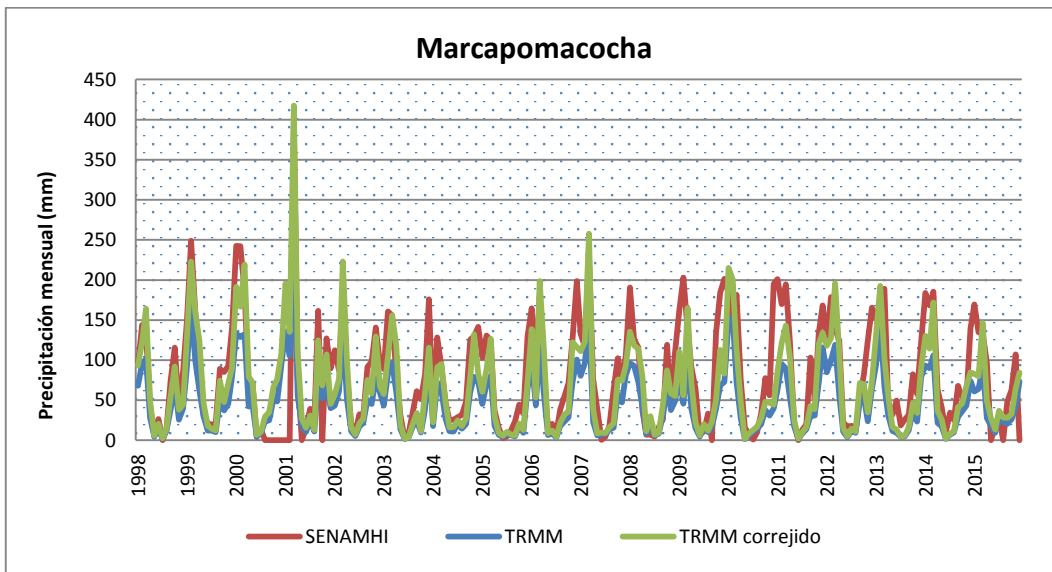
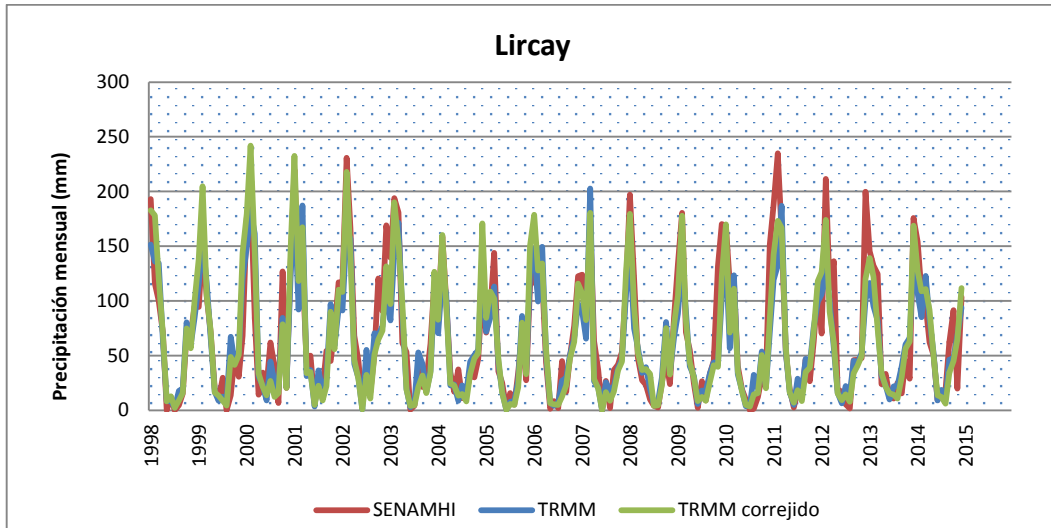
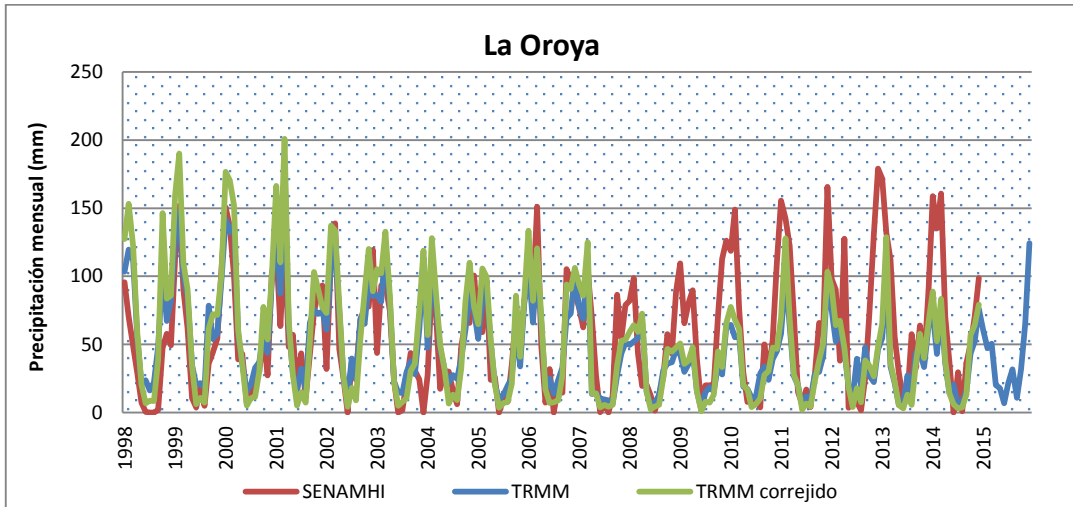
N°	Estación	No Años	D.E. Obs.	Coef. Variación	D.E. Desvíos	Correl. /Vector
1	CERRO DE PASCO	18	231.9	0.243	0.062	0.965
2	HUEGUE	18	130.4	0.224	0.117	0.859
3	JUNIN	18	409.1	0.404	0.191	0.949
4	LA OROYA	18	183.6	0.292	0.082	0.975
5	MARCAPOMACOCHA	18	174.2	0.218	0.189	0.62
6	TAMBO DE SOL	18	142.2	0.264	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

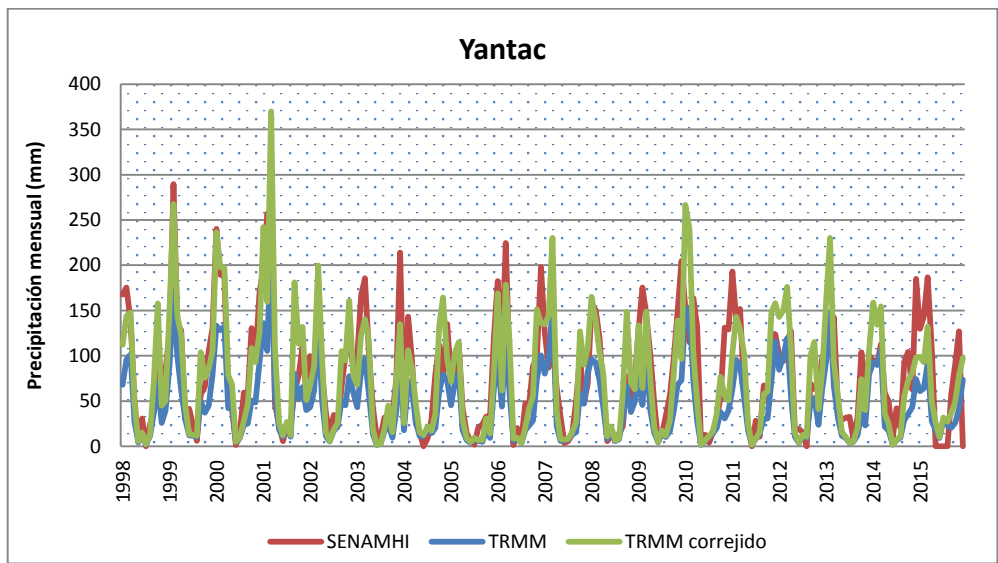
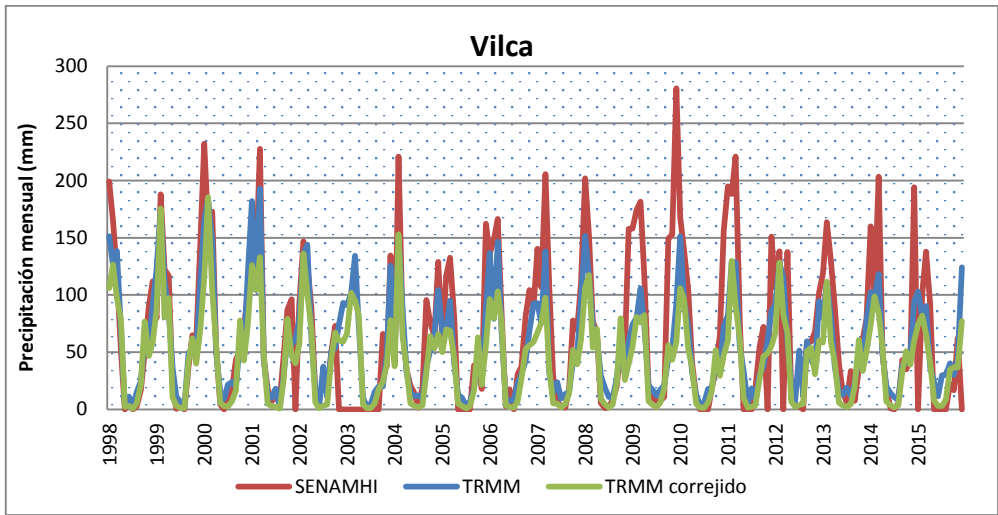
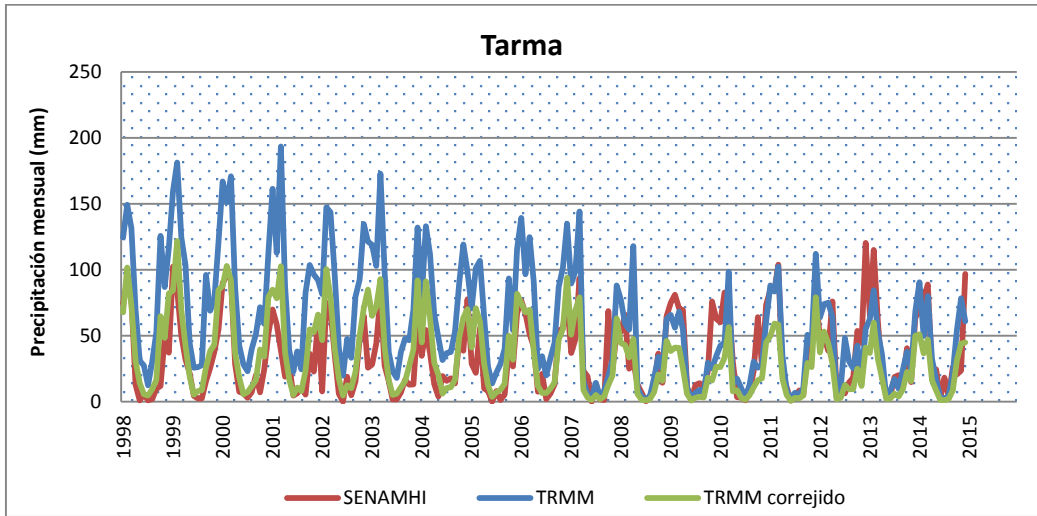
**Anexo 5.- Variación temporal de la precipitación obtenida por SENAMHI, TRMM y TRMM corregido con el modelo aditivo.**

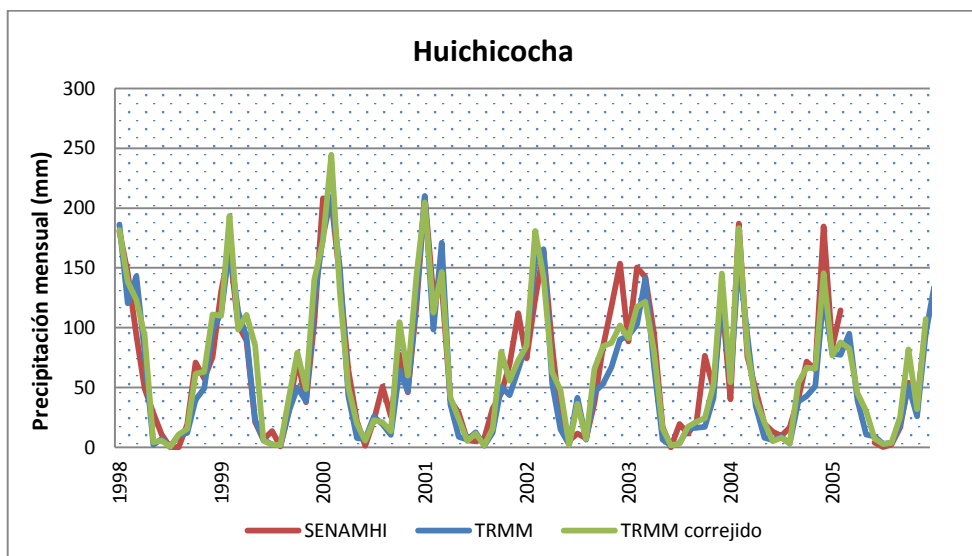
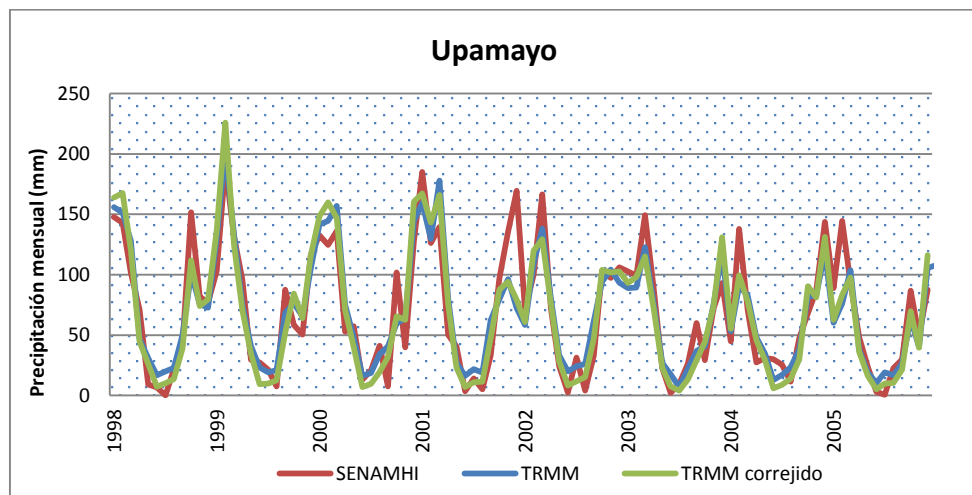
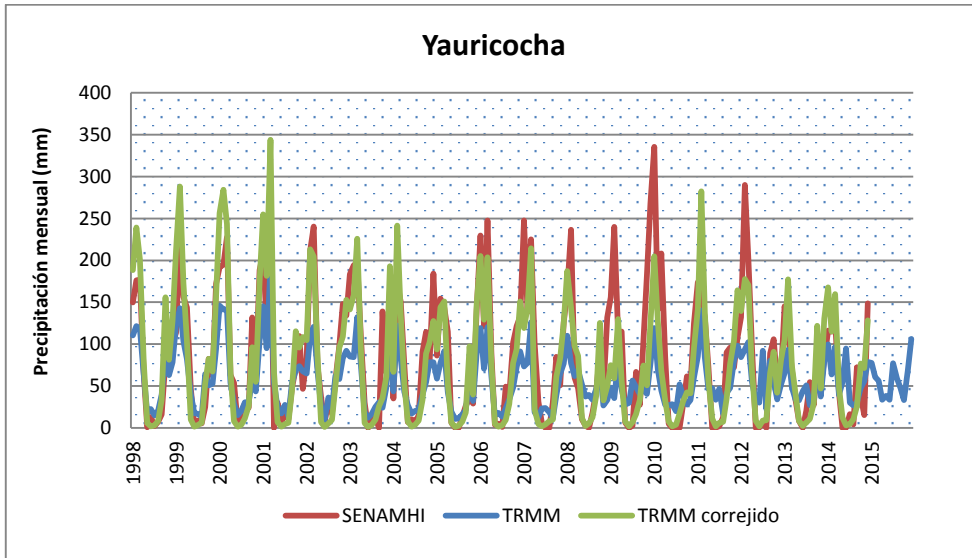


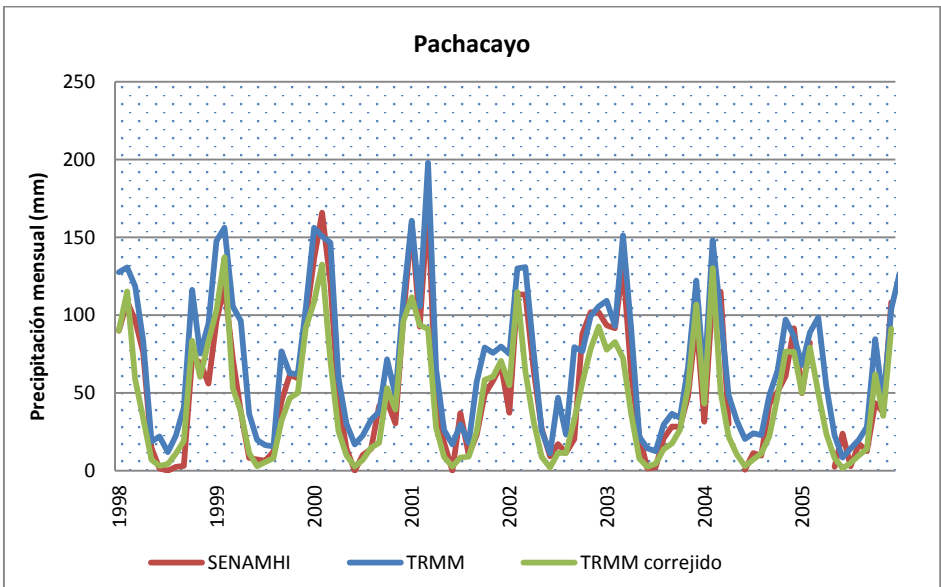
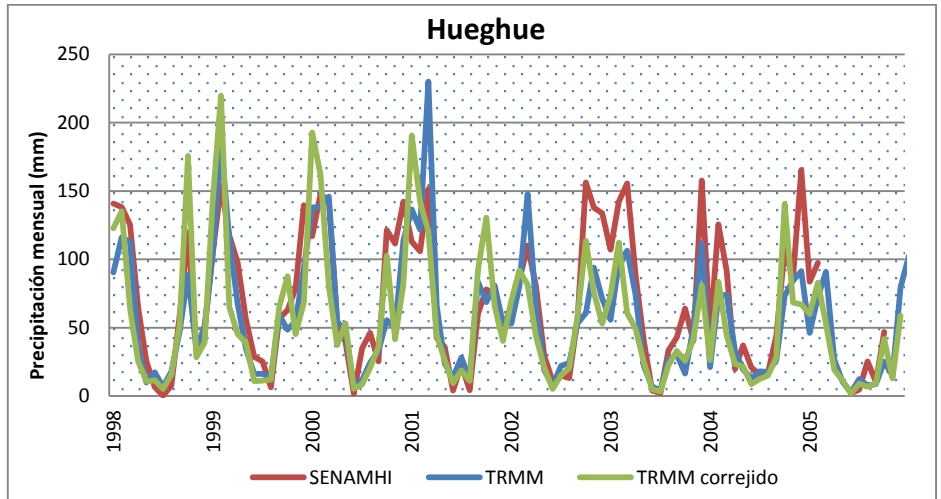
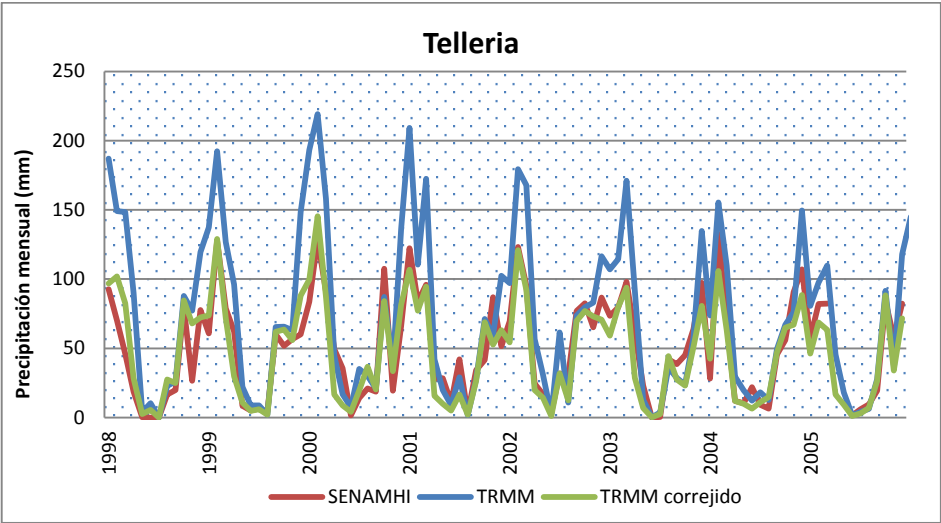


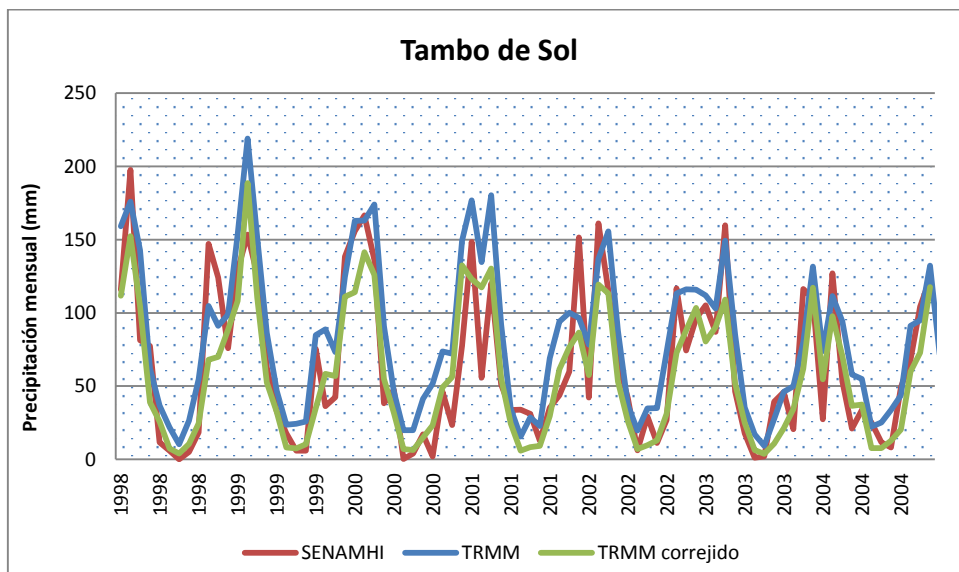
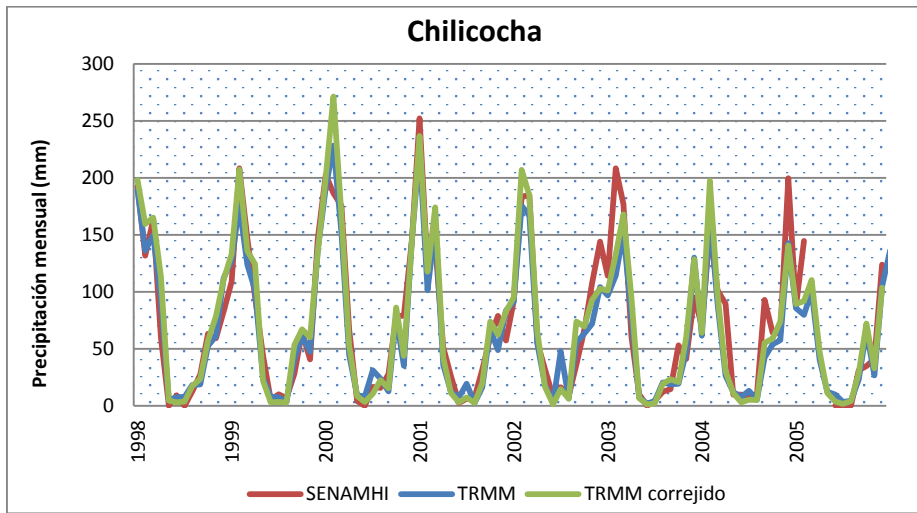
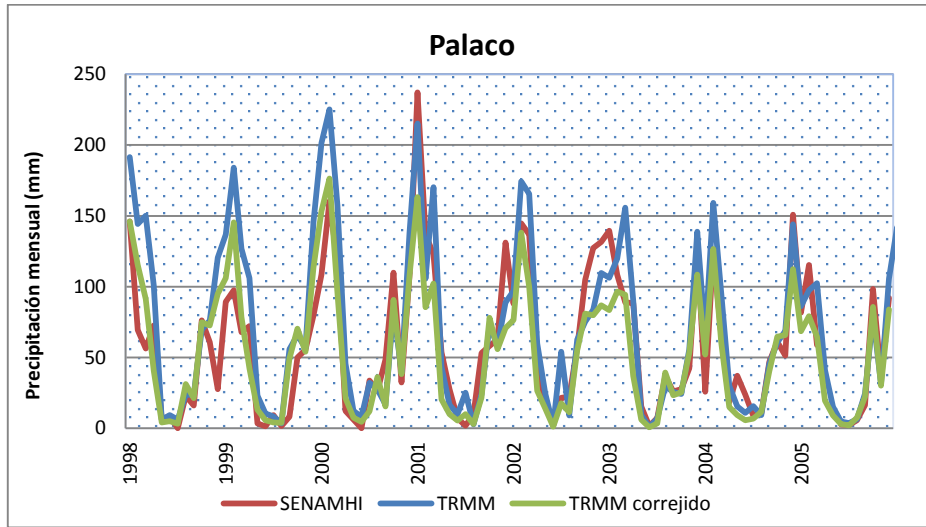












### Anexo 3.2. Series de precipitación diaria (1998-2015)

Figura 99.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 1.

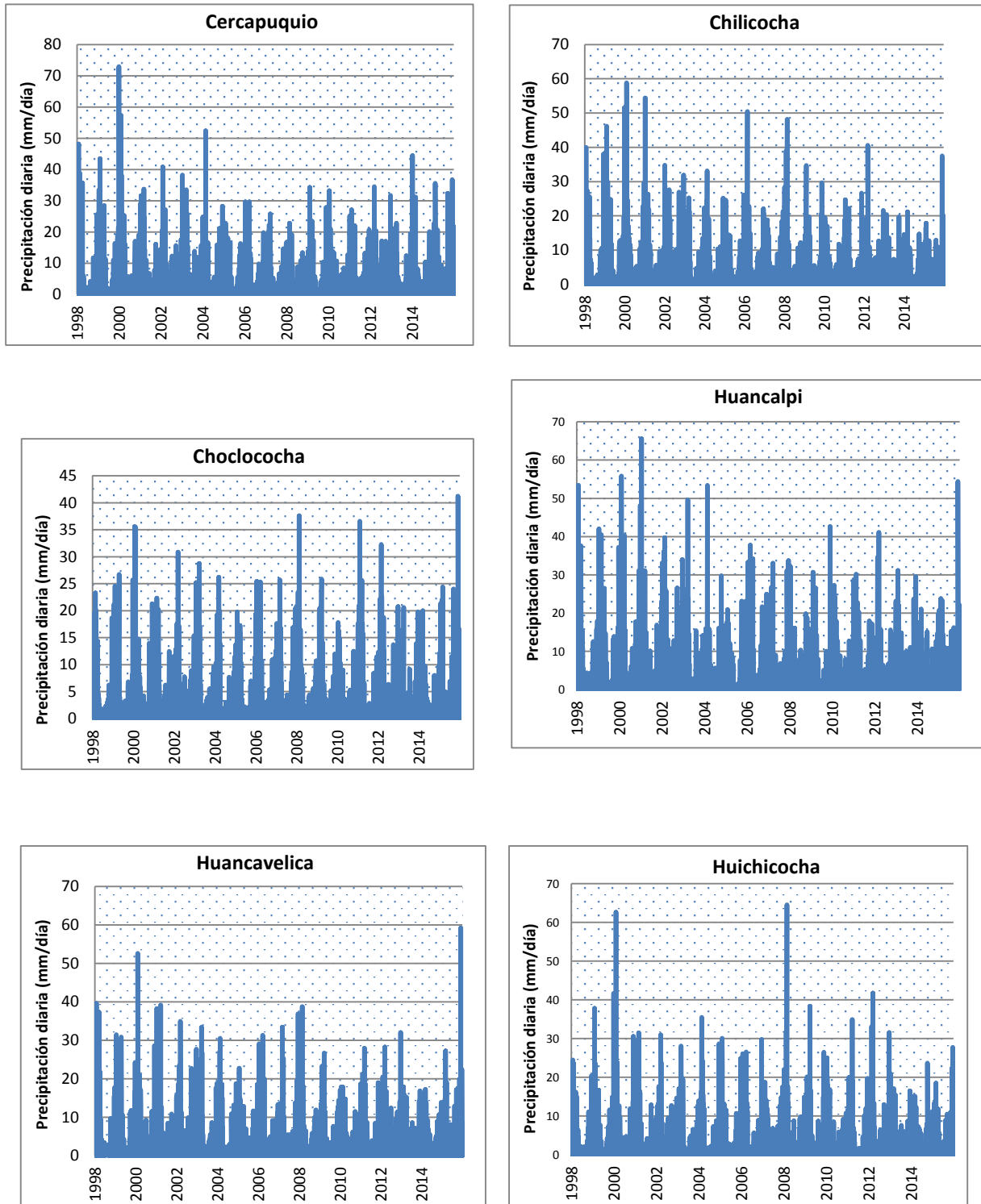


Figura 64.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 1(continuación)

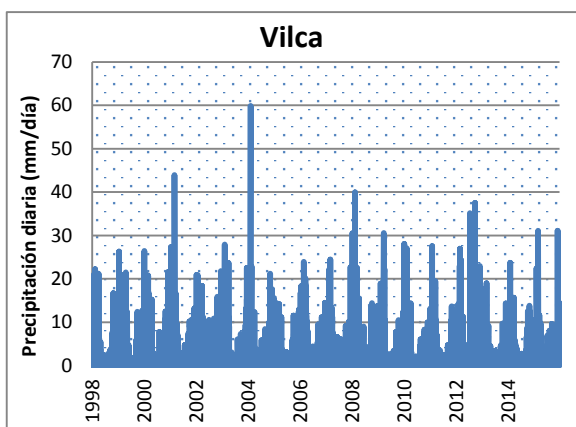
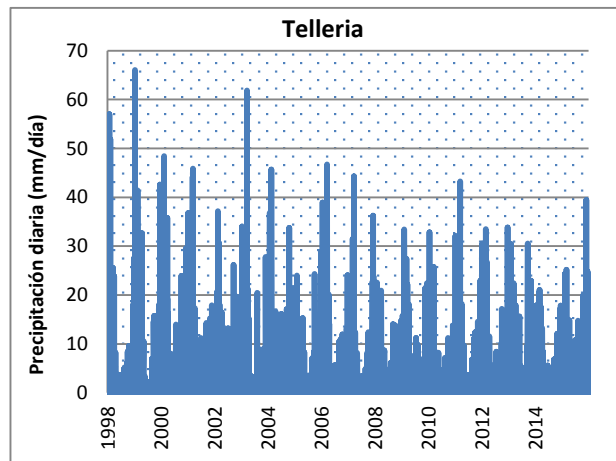
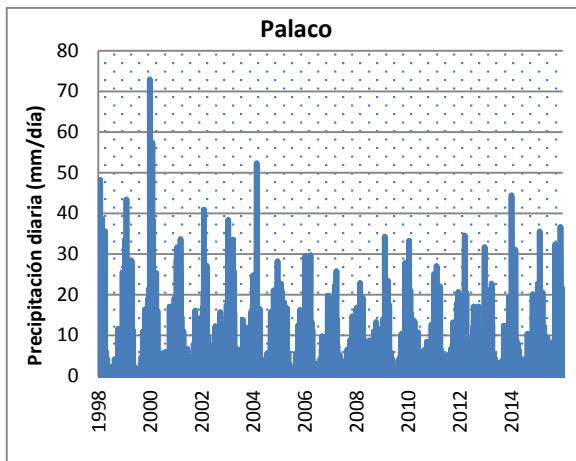
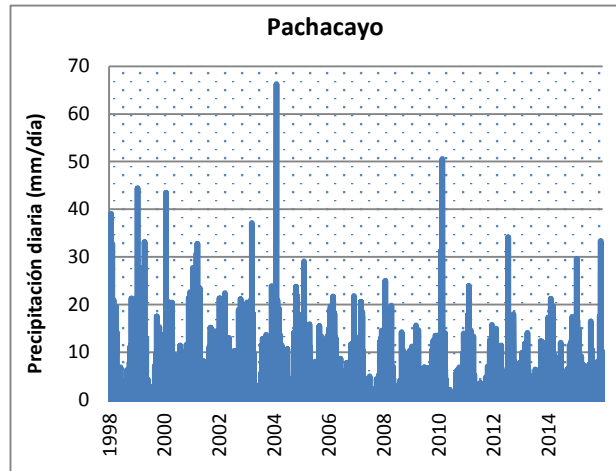
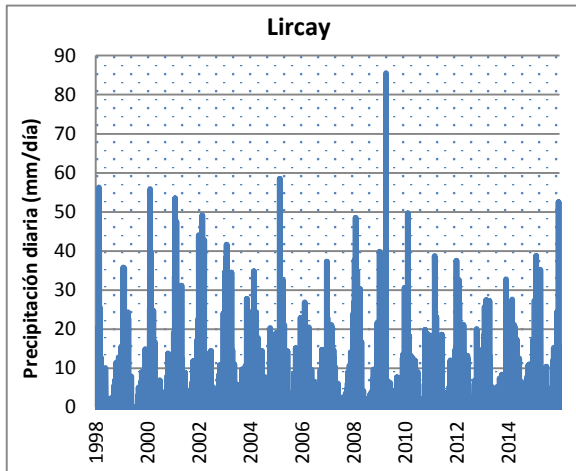
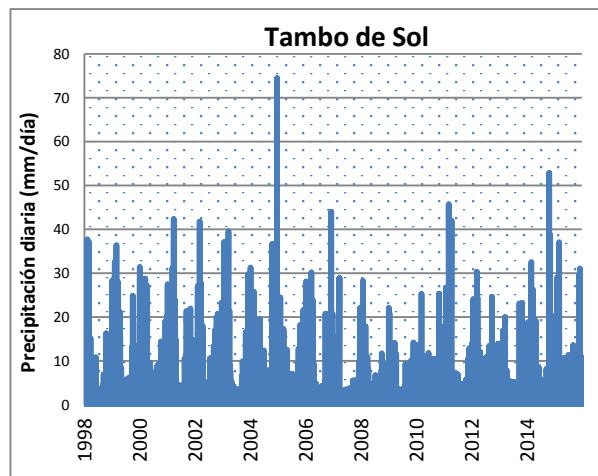
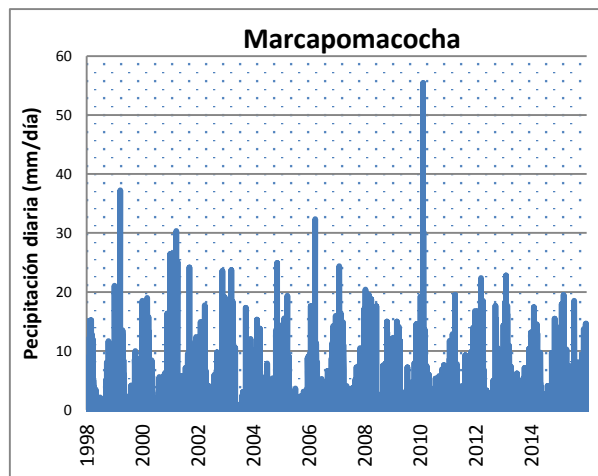
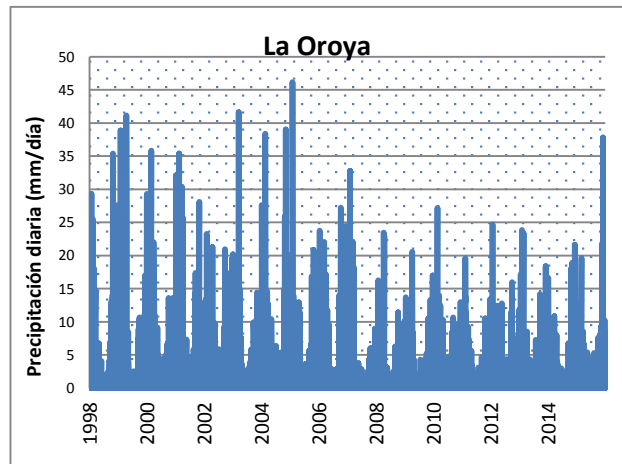
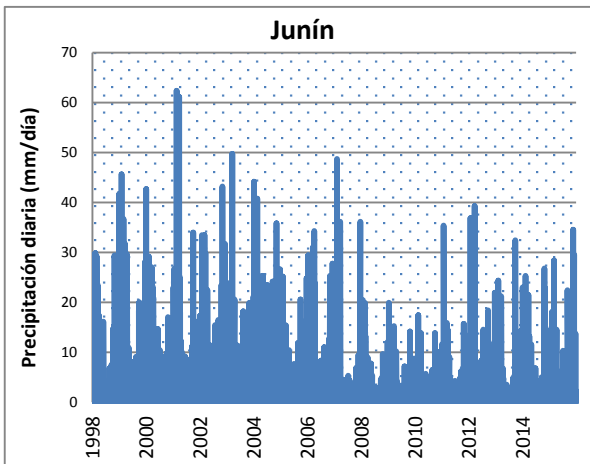
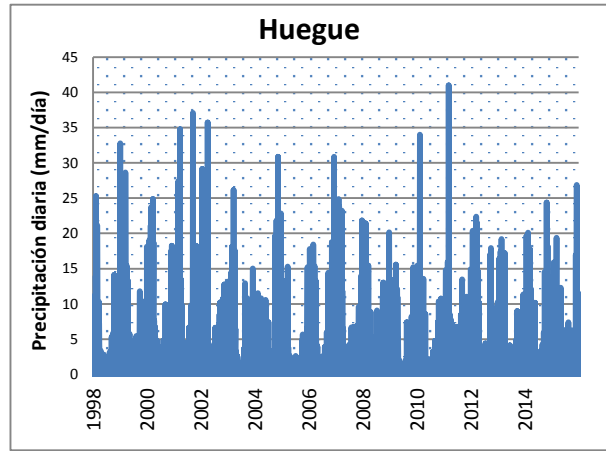
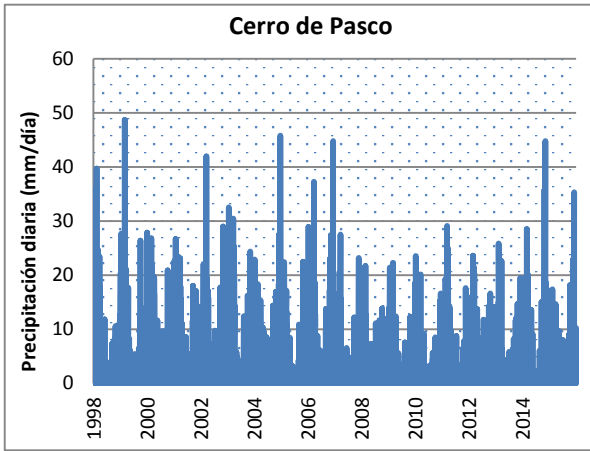
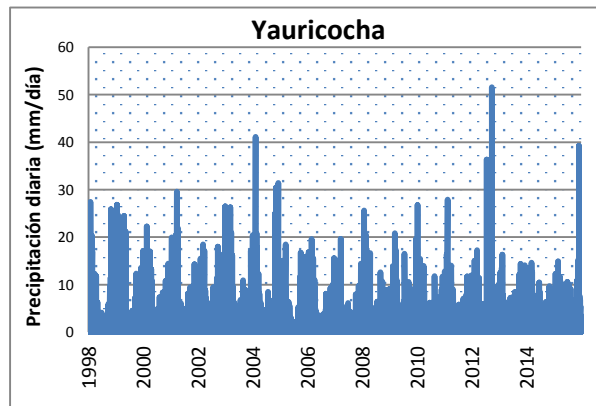
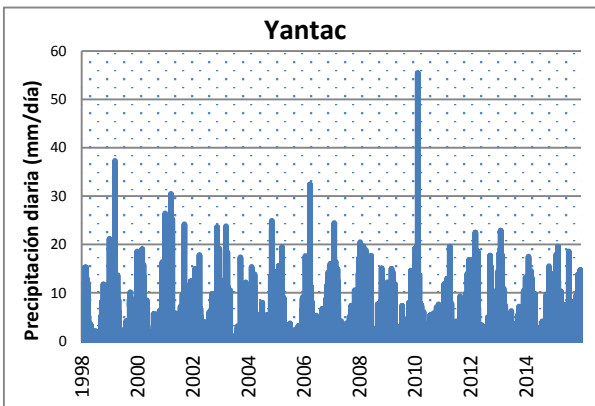
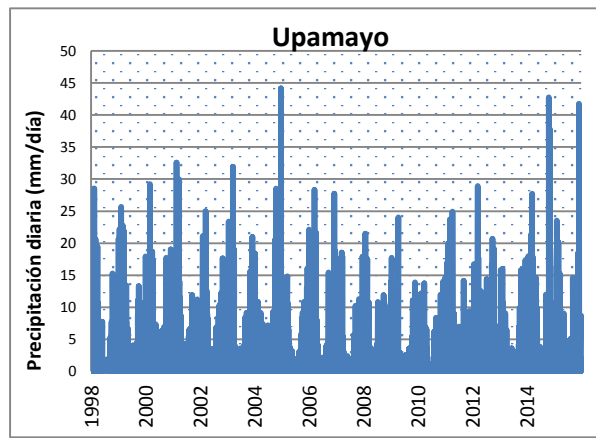
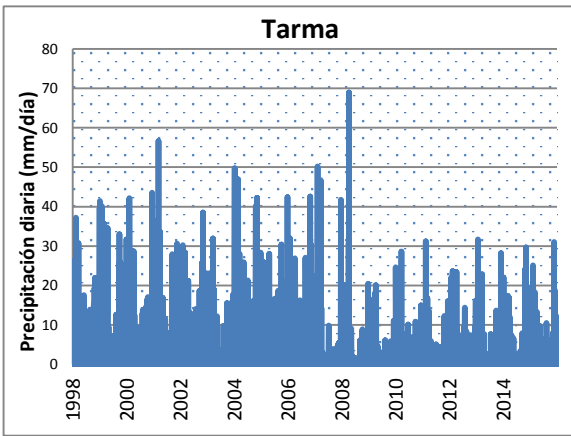




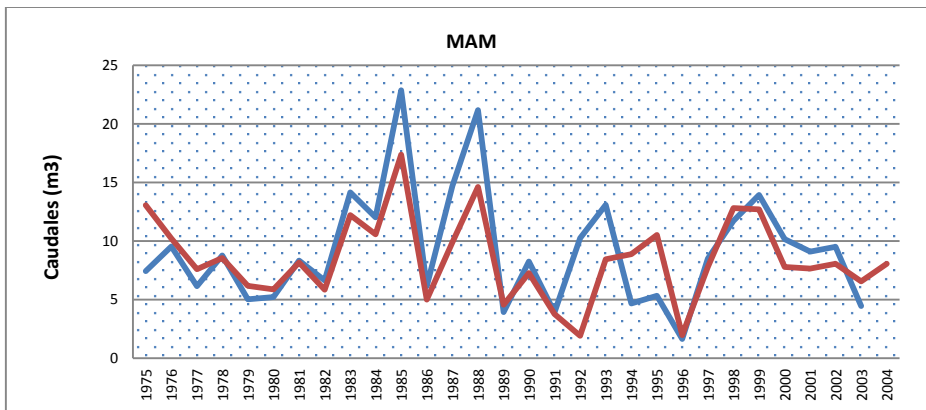
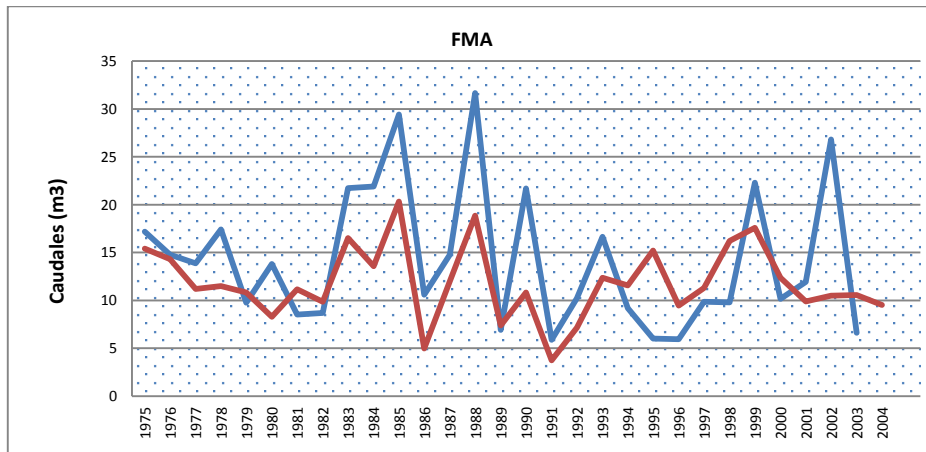
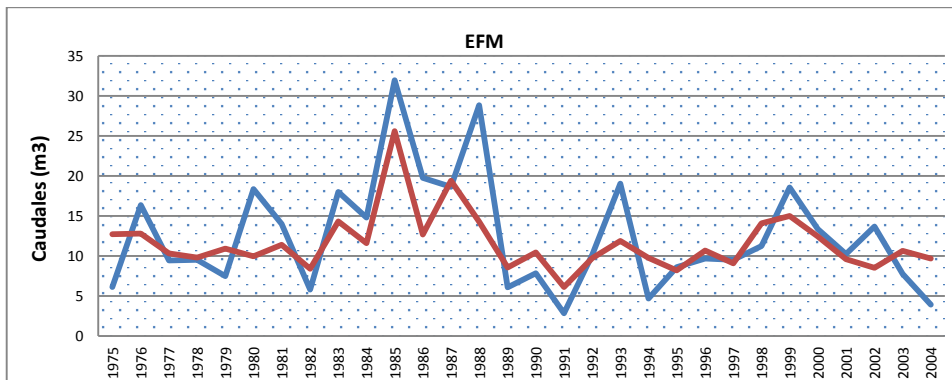
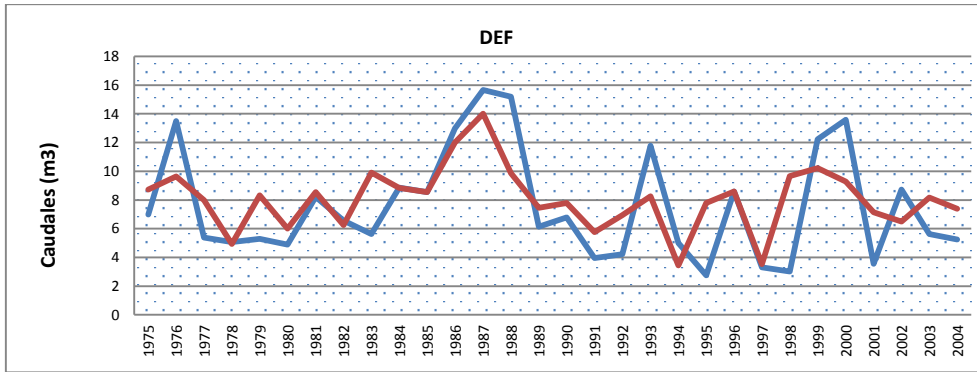
Figura 100.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 2



**Figura 101.- Histogramas de precipitación total mensual- Grupo 2**



**Figura 102: Variabilidad temporal de los caudales observados (líneas azules) y los obtenidos a partir de la correlación con OLR (línea roja) para la estación Conchas Túnel**



**Figura 103: Variabilidad temporal de los caudales observados (líneas azules) y los obtenidos a partir de la correlación con OLR (línea roja) para la estación PACHACAYO**

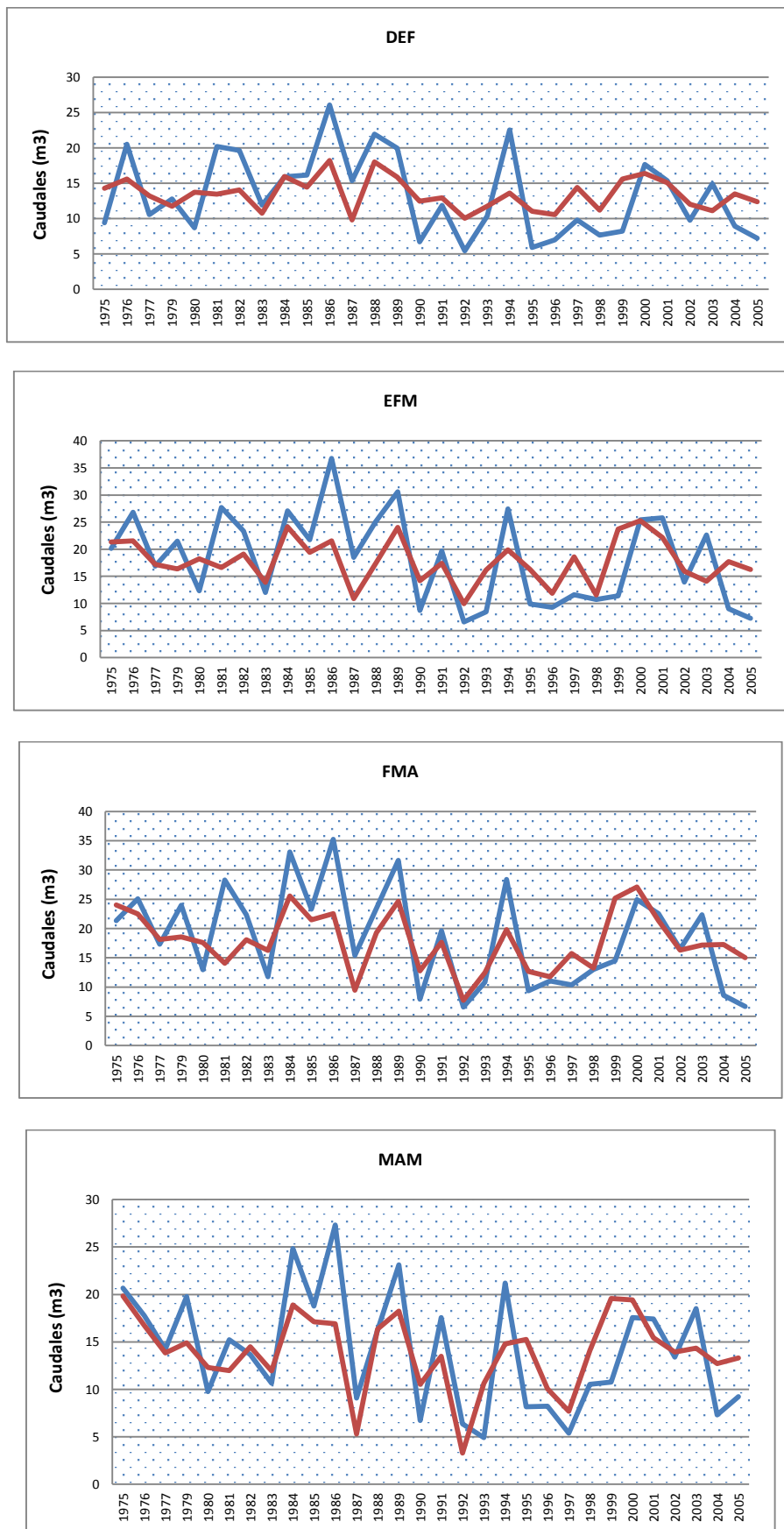


Figura 104: Variabilidad temporal de los caudales observados (líneas azules) y los obtenidos a partir de la correlación con OLR (línea roja) para la estación PIÑASCOCHA

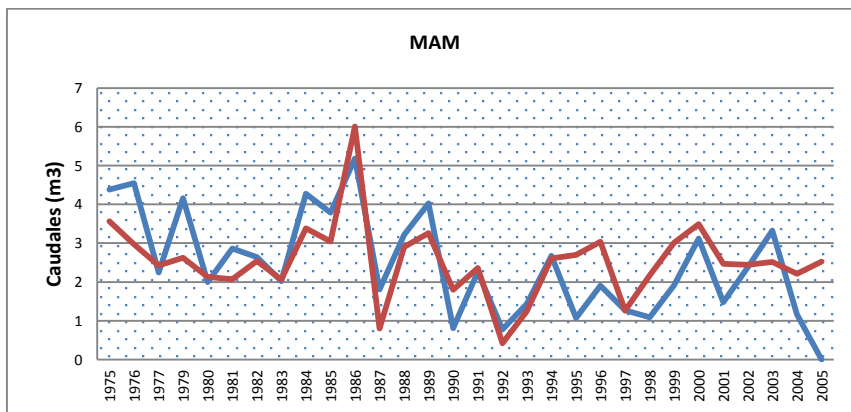
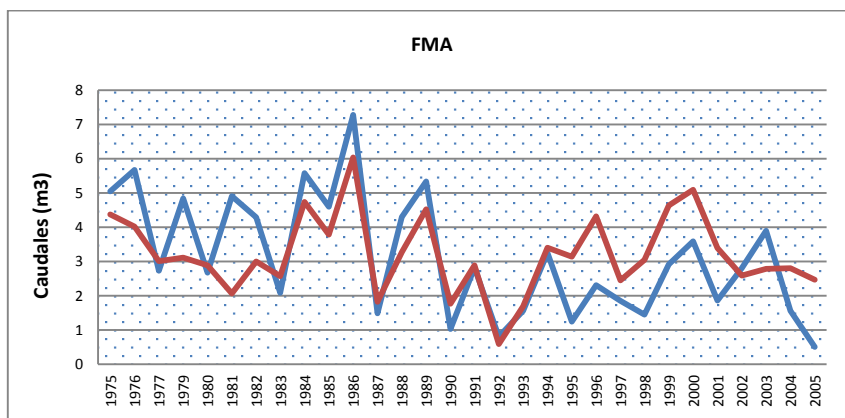
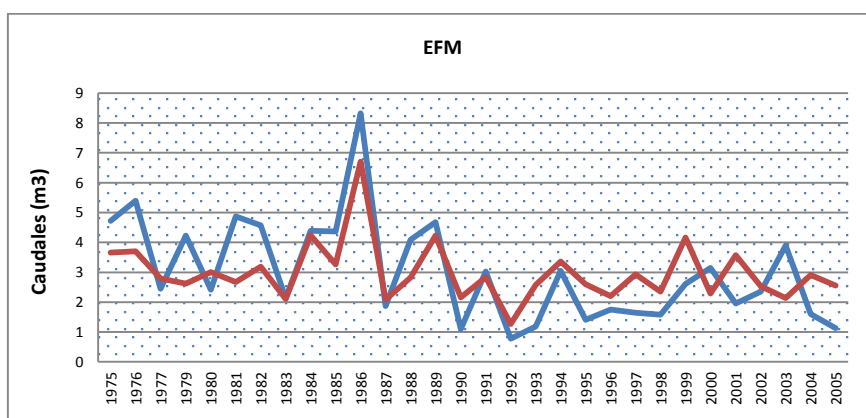
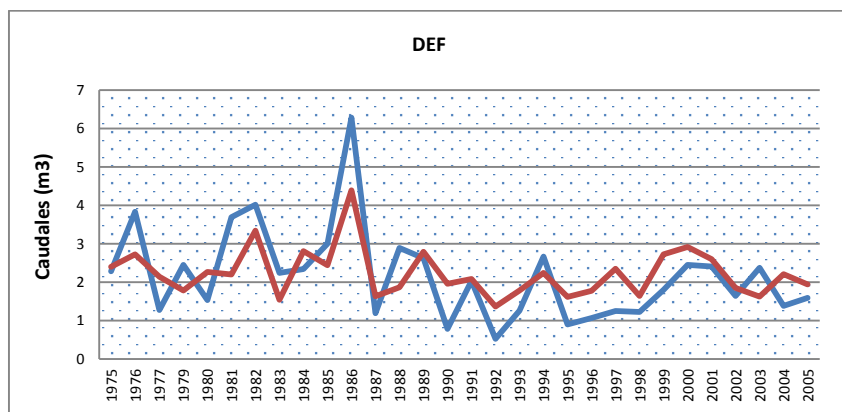


Figura 105: Variabilidad temporal de los caudales observados (líneas azules) y los obtenidos a partir de la correlación con OLR (línea roja) para la estación PUENTE STUART

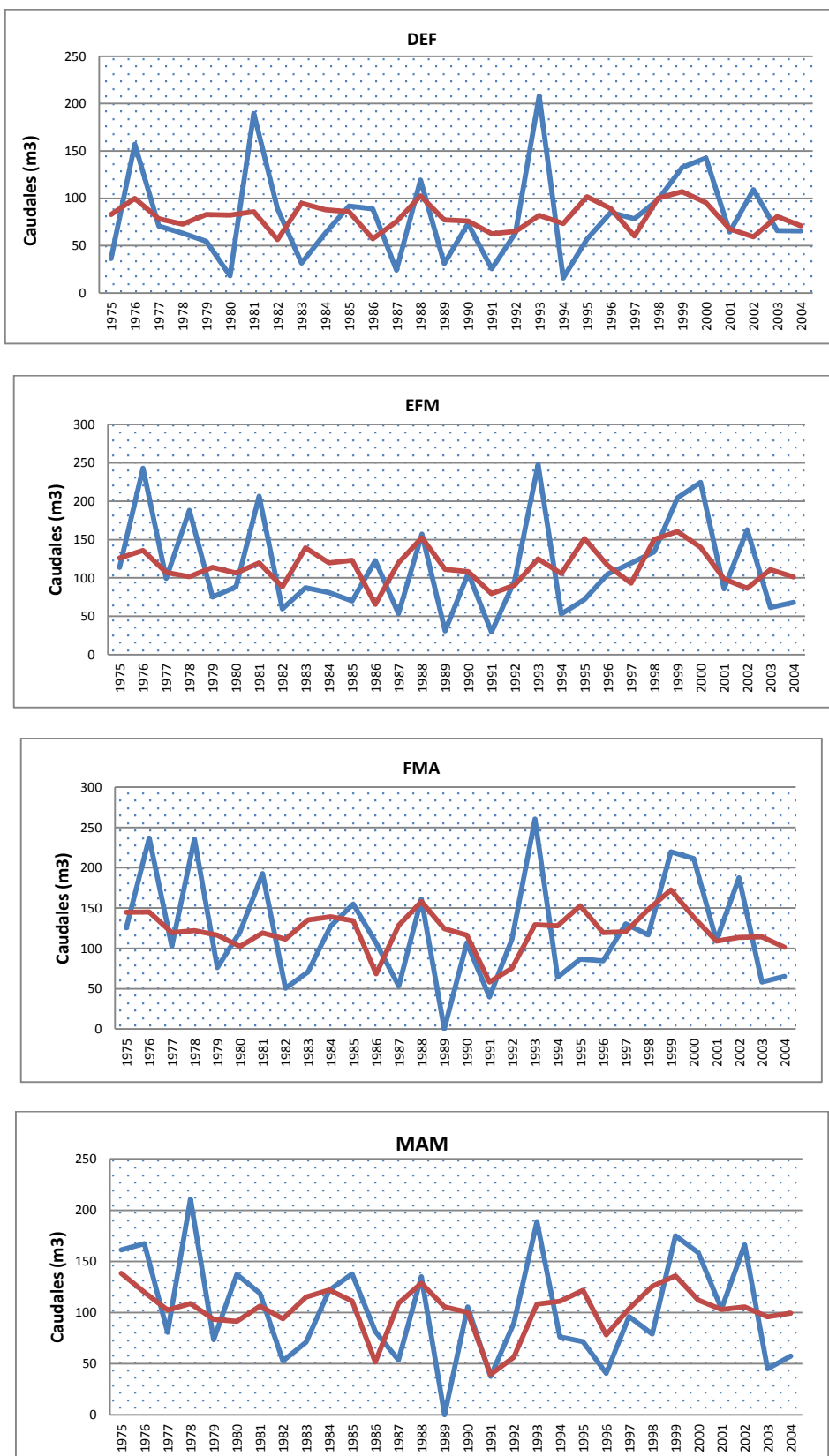
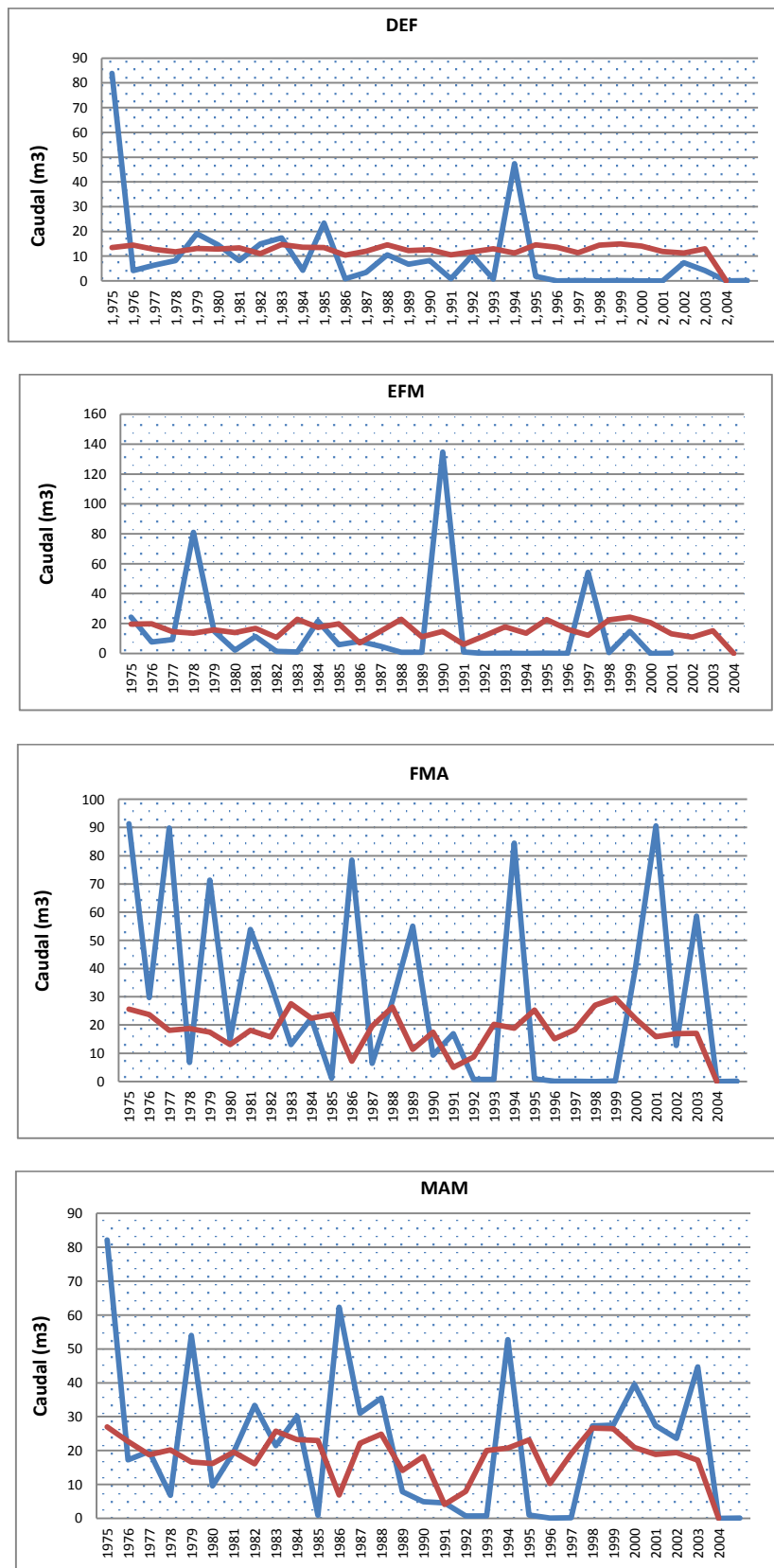


Figura 106: Variabilidad temporal de los caudales observados (líneas azules) y los obtenidos a partir de la correlación con OLR (línea roja) para la estación UPAMAYO



**Anexo 6.- Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal durante los periodos de mayor precipitación para cada evento La Niña.**

**Tabla 19.- 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.



**Tabla 20.- 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.

Tabla 21.-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.

**Tabla 22.- 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.

**Tabla 23.- Relación de días lluviosos durante eventos La Niña**

<b>Evento</b>	<b>La Niña 98/99</b>	<b>La Niña 99/00</b>	<b>La Niña 07/08</b>	<b>La Niña 10/11</b>
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		08-03-11
		23-03-00		04-04-11
		30-03-00		

**Tabla 24.- Relación de días lluviosos durante eventos El Niño**

<b>Evento</b>	<b>El Niño 97/98</b>	<b>El Niño 02/03</b>	<b>El Niño 09/10</b>
Días lluviosos	24/12/1997	18/03/2003	17/12/2009
	09/01/1998	22/03/2003	18/01/2010
	14/03/1998		

