

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA
FACULTAD DE CIENCIAS**



**“ESTUDIO DE LA PRECIPITACIÓN USANDO EL MODELO
WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF) EN LA
CUENCA DEL RIO MANTARO”**

Presentado por:

Alan Jesús García Rosales

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Lima – Perú

2017

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA
FACULTAD DE CIENCIAS**

**“ESTUDIO DE LA PRECIPITACIÓN USANDO EL MODELO
WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF) EN LA
CUENCA DEL RIO MANTARO”**

Presentado por:

Alan Jesús García Rosales

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Sustentada y Aprobado por el siguiente jurado:

Mg. Sc. Jerónimo García Villanueva
PRESIDENTE

Mg. Sc. Victoria Calle Montes
MIEMBRO

Ing. Franklin Unsihuay Tovar
MIEMBRO

Mg. Sc. Ever Menacho Casimiro
ASESOR

Ph D. Yamina Silva Vidal
Co-ASESOR



UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA
FACULTAD DE CIENCIAS



**ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL
TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO METEORÓLOGO
032/2016/FC**

Los Miembros del Jurado que suscriben, se han reunido en la Ceremonia de Sustentación de Tesis que presenta el **Señor Alan Jesús García Rosales**, titulada: **“ESTUDIO DE LA PRECIPITACIÓN USANDO EL MODELO WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF) EN LA CUENCA DEL RIO MANTARO”**.

Por lo consiguiente la declaramos:

APROBADA

con el calificativo de:

SOBRESALIENTE

y se acuerda que su redacción final sea publicada en una revista científica de importancia.

En consecuencia, queda en condiciones de ser calificado apta por el Consejo de Facultad y recibir el Título Profesional de:

Ing. Meteorólogo

De conformidad con lo estipulado en el Art. 172° inciso “I” del Reglamento General de la Universidad Nacional Agraria La Molina.

La Molina, 21 de octubre de 2016.

Mest. Jerónimo García Villanueva
PRESIDENTE

Ing. Franklin Unsihuay Tovar
MIEMBRO

Mg. Sc. Victoria Calle Montes
MIEMBRO

Mg. Sc. Ever Menacho Casimiro
ASESOR

Dra. Yamina Silva Vidal
CO ASESORA

Declaramos: Aprobado, Desaprobado

Calificativos: Regular, Buena, Muy Buena y Sobresaliente (Art.25° del Reglamento de Tesis)

DEDICATORIA

Dedico esta tesis a mis padres Marisol y Rafael, por el interés constante en mi investigación, a mi hermano menor Kevin por tener esa curiosidad que todo científico posee y a todas las personas con las ganas de aprender y entender cosas nuevas de nuestro mundo rico en conocimiento.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a todas las personas que con su apoyo logre completar mi investigación:

A mi familia, en especial a mi madre por su preocupación, apoyo y soporte hacia mi persona.

A la Dra. Yamina Silva por su apoyo y asesoría constante, por darme la oportunidad de realizar mi investigación en el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y ser mi guía en mi vocación como científico. Así mismo a la Dra. Clementine Junquas por toda su colaboración en compartir su experiencia y conocimiento en modelamiento conmigo.

Al licenciado Steven Chávez por el apoyo en el tratamiento de datos del TRMM. A Miguel Saavedra por ser fuente de consulta en mis inicios en modelamiento, a mi amigo Alen Dioses por su apoyo e intercambio de ideas. Y a mis amigos del grupo SCAH Hans, Fernando Prudencio, Omar, Yakelyn y Berlín, por ser fuente de discusión y por toda su paciencia ante cualquier consulta.

A mi asesor el profesor Ernesto Menacho por todo su apoyo en vida académica y el tiempo invertido en la asesoría de mi investigación, del mismo modo agradezco a mis profesores por todo el conocimiento compartido, y a la Universidad Agraria La Molina por mi desarrollo profesional como personal .

Por el financiamiento a USAID a través del proyecto "Impact of transboundary biomass burning pollution transport over the Central Andes of Peru" del programa PEER Science de la National Academy of Sciences de EE.UU.

Este trabajo utilizó los recursos computacionales, HPC-Linux- Cluster, del Laboratorio de Dinámica de Fluidos Geofísicos Computacionales del Instituto Geofísico del Perú (Subvenciones 101-2014-FONDECYT, SPIRALES2012 IRD-IGP, Manglares IGP-IDRC, PpR068).

ÍNDICE GENERAL

I.	INTRODUCCIÓN.....	1
II.	REVISIÓN DE LITERATURA	4
2.1.	ZONA DE ESTUDIO.....	4
2.1.1.	FISIOGRAFÍA	4
2.1.2.	CONDICIONES CLIMÁTICAS	11
2.2.	DESCRIPCIÓN DEL MODELO CLIMÁTICO REGIONAL (RCM).....	18
2.2.1.	MODELO NUMÉRICO	18
2.2.2.	WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF) MODEL	18
2.2.3.	COORDENADA VERTICAL	19
2.2.4.	ECUACIONES GOBERNANTES.....	20
2.2.5.	MODELO DE DISCRETIZACIÓN	24
2.2.6.	CONDICIONES INICIALES Y DE FRONTERA	26
2.2.7.	COMPONENTES DEL WRF.....	26
2.2.8.	ANIDAMIENTO DEL WRF	30
2.3.	ESQUEMA DE LAS PARAMETRIZACIONES FÍSICAS.....	33
2.3.1.	MICROFÍSICA.....	33
2.3.2.	PARAMETRIZACIÓN DE CÚMULOS	35
2.3.3.	MODELO DE SUPERFICIE DE LA TIERRA (LSM).....	40
2.3.4.	CAPA LIMITE PLANETARIA (PBL)	43

III.	MATERIALES Y MÉTODOS.....	49
3.1.	DATOS:	49
3.1.1.	ESTACIONES METEOROLÓGICAS	49
3.1.2.	RADAR DE PRECIPITACIÓN DEL SATÉLITE TRMM.....	51
3.1.3.	DATOS DE ENTRADA DEL MODELO WRF.....	53
3.2.	MÉTODOS	54
3.2.1.	ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN OBSERVADA EN LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS Y LA ESTIMADA POR EL RADAR DEL SATÉLITE DE PRECIPITACIÓN TRMM.	54
3.2.2.	VALIDACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN DEL MODELO WRF CON LOS DATOS DE LAS ESTACIONES Y DEL RADAR DEL SATÉLITE DE PRECIPITACIÓN TRMM	55
3.2.3.	EVALUACIÓN DE LA SENSIBILIDAD DE LOS DOMINIOS ANIDADOS EN LA SIMULACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN	65
3.2.4.	EVALUACIÓN DE LA SENSIBILIDAD DE LAS PARAMETRIZACIONES FÍSICAS EN LA PRECIPITACIÓN	66
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	69
4.1.	RESULTADOS Y ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN OBSERVADA EN LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS Y LA ESTIMADA POR EL RADAR DEL SATÉLITE DE PRECIPITACIÓN TRMM.....	69
4.1.1.	RESULTADOS Y ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN OBSERVADA.....	69
4.1.2.	RESULTADOS Y ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN ESTIMADA POR EL TRMM.....	72

4.2. VALIDACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN DEL MODELO WRF CON LOS DATOS DE LAS ESTACIONES Y DEL RADAR DEL SATÉLITE DE PRECIPITACIÓN TRMM	76
4.2.1. MODIFICACIÓN DE LA TOPOGRAFÍA DEL MODELO WRF	76
4.2.2. VALIDACIÓN CON LOS DATOS OBSERVADOS DE LA PRECIPITACIÓN SIMULADA	79
4.2.3. COMPARACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN SIMULADA CON LOS DATOS ESTIMADOS DEL TRMM.....	87
4.3. EVALUACIÓN DE LA SENSIBILIDAD DE LOS DOMINIOS ANIDADOS EN LA SIMULACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN	93
4.4. EVALUACIÓN DE LA SENSIBILIDAD DE LAS PARAMETRIZACIONES FÍSICAS EN LA PRECIPITACIÓN.....	95
4.4.1. DESEMPEÑO DE LAS PARAMETRIZACIONES FÍSICAS EN LA PRECIPITACIÓN.....	95
4.4.2. INFLUENCIA DE LAS PARAMETRIZACIONES EN LA VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN	96
4.4.3. INFLUENCIA DE LAS PARAMETRIZACIONES EN LA VARIABILIDAD DIURNA DE LA PRECIPITACIÓN.....	99
V. CONCLUSIONES.....	115
VI. RECOMENDACIONES	118
VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119
VIII. ANEXOS	127

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1: SUBCUENCAS DEL RÍO MANTARO CON SUS RESPECTIVAS ÁREAS.....	5
TABLA 2: CARACTERÍSTICAS DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS PERTENECIENTES A LA CUENCA DEL MANTARO.....	49
TABLA 3: RESUMEN DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LA SIMULACIONES EN EL WRF PARA EL GRUPO1 Y GRUPO2.....	58
TABLA4: ESQUEMAS DE PARAMETRIZACIÓN FÍSICA PARA LA SIMULACIÓN DE CONTROL.....	59
TABLA 5 : ESQUEMAS DE PARAMETRIZACIÓN FÍSICA PARA CADA EXPERIMENTO.....	67
TABLA 6: DIVISIÓN DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS SEGÚN SU DISTRIBUCIÓN ESPACIAL.....	69
TABLA 7: MAGNITUD DEL RMSE Y MB PARA CADA ZONA.....	83
TABLA 8: MAGNITUD DEL RMSE Y MB PARA CADA FEBRERO DENTRO DEL PERIODO 2000-2012.....	83
TABLA 9: PROMEDIO MULTIANUAL (2000-2012) DE PRECIPITACIÓN DIARIA DE FEBRERO PARA CADA ESTACIÓN (OBSERVADA) Y LOS RESULTADOS DEL TRMM 2A25, WRF 27KM Y WRF 9KM. SUMA DE LA PRECIPITACIÓN CON TODAS LAS ESTACIONES (TOTAL). RAÍZ DEL ERROR MEDIO CUADRÁTICO (RMSE) Y LA MEDIA DEL BIAS (MB).....	85
TABLA 10: EVALUACIÓN ESTADÍSTICA DE LA PRECIPITACIÓN OBSERVADA (MM/PERIODO) EN COMPARACIÓN CON LOS RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN DE CONTROL, CU_BMJ, CU_KF, MP_LP, PBL_MYJ Y LS_NMP, EN CADA DOMINIO (WRF27, WRF9 Y WRF3). RAÍZ DEL ERROR MEDIO CUADRÁTICO (RMSE) Y MEDIA DEL BIAS (MB). EL VALOR QUE DIFIERE EN MÁS DEL 10% DEL CONTROL	

ESTÁ EN COLORES (AZUL Y ROJO), Y PUESTO EN ROJO SI TIENE UN MENOR
DESEMPEÑO QUE EL CONTROL.96

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1: MAPA DE LA UBICACIÓN ESPACIAL DE LA CUENCA DEL MANTARO. FUENTE: IGP, 2005A.	7
FIGURA 2: MAPA DE LA GEOMORFOLOGÍA DE LA CUENCA DEL RÍO MANTARO. FUENTE: IGP, 2005B.....	9
FIGURA 3: DENSIDAD POBLACIONAL POR REGIONES. FUENTE: IGP, 2005B E INE, CENSO 1993.	10
FIGURA 4: SUPERFICIE BAJO RIEGO Y SECANO POR ZONAS EN LA CUENCA DEL RÍO MANTARO. FUENTE: IGP, 2005B.....	10
FIGURA 5: CLIMATOLOGÍA DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA (1971-2000) EN SUDAMÉRICA CERCA DE LA SUPERFICIE A) EN VERANO Y B) EN INVIERNO. FUENTE DE DATOS: REANÁLISIS DEL CENTRO METEOROLÓGICO EUROPEO, PROCESAMIENTO Y ELABORACIÓN: CPNTC/IGP, 2005A.....	12
FIGURA 6: DISTRIBUCIÓN PROMEDIO DE LA PRECIPITACIÓN MENSUAL PARA TODA LA CUENCA DEL RÍO MANTARO (1960-2002). FUENTE: IGP, 2005B.	13
FIGURA 7: MAPA DEL PROMEDIO MULTIANUAL DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA PARA EL MES DE FEBRERO. FUENTE: IGP, 2005A.	15
FIGURA 8: COMPORTAMIENTO ANUAL DE LA TEMPERATURA MEDIA DEL AIRE PARA LA CUENCA DEL RÍO MANTARO (1960-2002). FUENTE: IGP, 2005B.	16
FIGURA 9: PROMEDIO MULTIANUAL DE LA TEMPERATURA MEDIA DEL AIRE. FUENTE: IGP, 2005A.	17
FIGURA 10: COORDENADA H DEL ARW. FUENTE: SKAMAROCK ET AL. 2008.....	20
FIGURA 11: GRILLAS VERTICALES Y HORIZONTALES. FUENTE: SKAMAROCK ET AL. 2008.....	25

FIGURA 12: FLUJO ENTRE LOS PROGRAMAS DEL WPS. FUENTE: MESOSCALE AND MICROSCALE METEOROLOGY LABORATORY (MMM).	28
FIGURA 13: COMPONENTES DEL WPS Y COMO ESTOS SIRVEN DE CONDICIONES INICIALES DEL ARW. FUENTE: SKAMAROCK ET AL. 2008.....	30
FIGURA 14: ANIDAMIENTO EN EL WRF, CONSIDERANDO EL DOMINIO PADRE, SE LLEGA HASTA EL NIVEL 2. FUENTE: GILL 2015.	31
FIGURA 15: FORMAS CORRECTAS DE PRESENTACIÓN DE LOS DOMINIOS ANIDADOS. FUENTE: GILL 2015.	31
FIGURA 16: ESCALONAMIENTO DE CUADRÍCULA DE ARAKAWA-C PARA UNA ZONA DEL DOMINIO PADRE Y UN DOMINIO ANIDADO, CON UN RADIO DE GRILLA DE 3:1. FUENTE: SKAMAROCK ET AL. 2008.	32
FIGURA 17: DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS ESTACIONES (PUNTOS AZULES) Y ALTURA DEL TERRENO.	51
FIGURA 18: REPRESENTACIÓN DE LA ÓRBITA DEL TRMM. LOS COLORES REPRESENTAN LA INTENSIDAD DE LA LLUVIA. FUENTE: CHÁVEZ, 2013.....	52
FIGURA 19: DOMINIOS ANIDADOS PARA LA SIMULACIÓN. PRIMER DOMINIO (D01), SEGUNDO (D02) Y TERCER (D03) DOMINIO.....	57
FIGURA 20: VARIABILIDAD INTERANUAL (2000-2012) DEL MES DE FEBRERO PARA LA ZONA NORTE DE LA CUENCA DEL RÍO MANTARO.....	70
FIGURA 21: VARIABILIDAD INTERANUAL (2000-2012) DEL MES DE FEBRERO PARA LA ZONA CENTRO DE LA CUENCA DEL RÍO MANTARO.....	71
FIGURA 22: VARIABILIDAD INTERANUAL (2000-2012) DEL MES DE FEBRERO PARA LA ZONA SUR DE LA CUENCA DEL RÍO MANTARO.	71
FIGURA 23: PROMEDIO MULTIANUAL (2000-2012) DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (MM/MES) DEL MES DE FEBRERO, PARA (A) LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS Y (B) LOS DATOS DEL TRMM 2A25. LAS LÍNEAS MORADAS	

DESCRIBEN LA TOPOGRAFÍA CADA 500M, ESTANDO LA LÍNEA MÁS GRUESA A 4000 M. LOS CÍRCULOS ROJOS INDICAN LA POSICIÓN DE LAS ESTACIONES. ..72	
FIGURA 24: SESGO (BIAS) DE LA MEDIA MULTIANUAL (2000-2012) DE PRECIPITACIÓN (MM/MES) DEL MES DE FEBRERO. LAS LÍNEAS EN NARANJA DESCRIBEN LA TOPOGRAFÍA A 3500 Y 4000 METROS (MÁS GRUESA).....73	
FIGURA 25: VALOR ESTANDARIZADO (Z-SCORE) DEL PROMEDIO MULTIANUAL (2000-2012) DE LA PRECIPITACIÓN ACUMULADA (MM/MES) PARA EL MES DE FEBRERO EN LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS. EL EJE X REPRESENTASE EL NÚMERO DE LAS 26 ESTACIONES METEOROLÓGICAS.74	
FIGURA 26: (A) ES PARTE DE LA FIGURA 23.B. (B) Y (C) CORTES TRANSVERSALES DE LAS LÍNEAS ROJAS. LOS CORTES TRANSVERSALES SON DEL PROMEDIO MULTIANUAL (2000-2012) DE LA PRECIPITACIÓN ACUMULADA PARA FEBRERO DE LAS ESTACIONES (BARRAS AZULES) Y DEL TRMM 2A25 (LÍNEA AMARILLA).75	
FIGURA 27: DIAGRAMA DE DISPERSIÓN DE LA MEDIA MULTIANUAL (2000-2012) DE LA PRECIPITACIÓN ACUMULADA (MM/MES) VS LA ALTITUD (M).76	
FIGURA 28: (A) MAPA DE LA TOPOGRAFÍA DE LA CUENCA. VALLE DEL MANTARO (CIRCULO AZUL). FUENTE: MAMANI 2013. (B) TOPOGRAFÍA A 3KM DE LA CUENCA DEL MANTARO CON DATOS DEL USGS Y (C) TOPOGRAFÍA A 3KM CON DATOS SRTM A RESOLUCIÓN DE 3KM. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA.....78	
FIGURA 29:DIFERENCIA ENTRE LA TOPOGRAFÍA PROPORCIONADA POR EL USGS Y LA DEL SRTM DE 90M A 3KM DE RESOLUCIÓN.79	
FIGURA 30:DIVISIÓN DE LAS ESTACIONES EN CUATRO ZONAS SOBRE LA CUENCA DEL MANTARO.80	
FIGURA 31:RMSE Y MB DE CADA ZONA PARA LAS DOS METODOLOGÍAS DE VALIDACIÓN.81	

FIGURA 32: VARIABILIDAD INTERANUAL DE LA RAÍZ DEL ERROR MEDIO CUADRÁTICO (RSME) PARA LAS ZONAS DE LA CUENCA DEL RÍO MANTARO.	82
FIGURA 33: VARIABILIDAD INTERANUAL DE LA MEDIA DEL BIAS (MB) PARA LAS ZONAS DE LA CUENCA DEL RÍO MANTARO.....	82
FIGURA 34: VARIABILIDAD INTERANUAL DEL SPI DE LA PRECIPITACIÓN DE MODELADA (BARRAS) Y LA OBSERVADA (LÍNEA AZUL), DE LAS ZONAS A (NARANJA), B (MORADA), C (VERDE) Y D (CELESTE).....	86
FIGURA 35: PROMEDIO MULTIANUAL (2000-2012) DE PRECIPITACIÓN MEDIA (MM/DÍA) PARA FEBRERO. PRECIPITACIÓN SIMULADA DIVIDIDA POR 2. LÍNEA EN NEGRITA ES REFERENCIA DE 3500 Y 500 M (METROS SOBRE EL NIVEL DEL MAR).....	87
FIGURA 36: PROMEDIO MULTIANUAL (2000-2012) DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (MM/DÍA) PARA FEBRERO. LÍNEA EN NEGRITA ES REFERENCIA DE 3500 Y 500 M (METROS SOBRE EL NIVEL DEL MAR).	88
FIGURA 37: CONTRIBUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN CONVECTIVA AL TOTAL DEL PROMEDIO MULTIANUAL DE LA PRECIPITACIÓN ACUMULADA PARA EL MES DE FEBRERO, EN LAS SALIDAS DE 27KM (WRF27) Y 9KM (WRF9). ALTITUD CADA 500M, LÍNEA EN NEGRITA ESTÁ A 500 Y 3500M (METROS SOBRE EL NIVEL DEL MAR).....	89
FIGURA 38: MISMO CORTES TRANSVERSALES DE LA FIGURA 26 DEL PROMEDIO MULTIANUAL (2000-2012) DE LA PRECIPITACIÓN ACUMULADA PARA FEBRERO DE LAS ESTACIONES (BARRAS AZULES), DEL TRMM 2A25 (LÍNEA AMARILLA) Y DEL WRF A 9KM ENTRE 4 (LÍNEA NARANJA).	90
FIGURA 39: CICLO DIURNO DE LA PRECIPITACIÓN MEDIA MULTIANUAL (2000-2012) PARA EL MES DE FEBRERO DEL WRF9 DIVIDIDO POR CUATRO. LÍNEA EN NEGRITA ALTITUD A 3500 M (METROS SOBRE EL NIVEL DEL MAR).....	91
FIGURA 40: CICLO DIURNO DE LA PRECIPITACIÓN MEDIA MULTIANUAL (2000-2012) PARA VERANO (DEF) DEL TRMM 2A25. LÍNEA EN NEGRITA ALTITUD A 3500 M (METROS SOBRE EL NIVEL DEL MAR).....	92

FIGURA 41: CICLO DIURNO DE LA PRECIPITACIÓN MULTIANUAL (2002-2012) PARA LA ESTACIÓN AUTOMÁTICA DE HUAYAO. PRECIPITACIÓN DEL WRF A 9KM DIVIDA POR 2 (LÍNEA EN MOSTAZA). PRECIPITACIÓN OBSERVADA PARA LA ESTACIÓN (BARRA AZUL).	93
FIGURA 42: PRECIPITACIÓN ACUMULADA DEL MES DE FEBRERO DEL 2002 PARA LOS DOMINIOS DE 27KM (WRF27), 9KM (WRF9) Y 3KM (WRF3), Y LOS DATOS OBSERVADOS (IN SITU).....	94
FIGURA 43: SENSIBILIDAD DE LOS ESQUEMAS DE PARAMETRIZACIONES FÍSICAS. DIFERENCIA DE LA PRECIPITACIÓN MEDIA (MM/DÍA) ENTRE LOS EXPERIMENTOS Y LA SIMULACIÓN DE CONTROL A RESOLUCIÓN DE 9KM. LÍNEA DELGADA A 4000M Y LÍNEA GRUESA A 3500 M (METROS SOBRE EL NIVEL DEL MAR).....	97
FIGURA 44: SENSIBILIDAD DE LOS ESQUEMAS DE PARAMETRIZACIONES FÍSICAS. DIFERENCIA DE LA PRECIPITACIÓN MEDIA (MM/DÍA) ENTRE LOS EXPERIMENTOS Y LA SIMULACIÓN DE CONTROL A RESOLUCIÓN DE 3KM. LÍNEA DELGADA A 4000 M Y LÍNEA GRUESA A 3500 M (METROS SOBRE EL NIVEL DEL MAR).....	98
FIGURA 45: CICLO DIURNO DE LA PRECIPITACIÓN DE LA ESTACIÓN DE HUAYAO PARA FEBRERO DEL 2002. PRECIPITACIÓN DE CADA PARAMETRIZACIÓN Y DEL CONTROL FUE DIVIDA POR 2 (LÍNEAS DE COLORES). PRECIPITACIÓN OBSERVADA CADA HORA PARA LA ESTACIÓN (BARRA AZUL).	99
FIGURA 46: CICLO DIURNO DE LA PRECIPITACIÓN PARA EL EXPERIMENTO DE CONTROL A 3KM. ALTITUD EN 3500 M (LÍNEA EN NEGRITA) Y 4000 M (LÍNEA NEGRA DELGADA).....	102
FIGURA 47: CICLO DIURNO DE LA PRECIPITACIÓN PARA EL ESQUEMA BETTS-MILLER-JANJIC A 3KM. ALTITUD EN 3500 M (LÍNEA EN NEGRITA) Y 4000 M (LÍNEA NEGRA DELGADA).....	102

FIGURA 48: CICLO DIURNO DE LA PRECIPITACIÓN PARA EL ESQUEMA KAIN-FRITSCH A 3KM. ALTITUD EN 3500 M (LÍNEA EN NEGRITA) Y 4000 M (LÍNEA NEGRA DELGADA).....	103
FIGURA 49: CICLO DIURNO DE LA PRECIPITACIÓN PARA EL ESQUEMA LIN (PURDUE) A 3KM. ALTITUD EN 3500 M (LÍNEA EN NEGRITA) Y 4000 M (LÍNEA NEGRA DELGADA).....	103
FIGURA 50: CICLO DIURNO DE LA PRECIPITACIÓN PARA EL ESQUEMA MELLOR-YAMADA-JANJIC A 3KM. ALTITUD EN 3500 M (LÍNEA EN NEGRITA) Y 4000 M (LÍNEA NEGRA DELGADA).....	104
FIGURA 51: CICLO DIURNO DE LA PRECIPITACIÓN PARA EL ESQUEMA NOAH-MP (MULTI-PHYSICS) A 3KM. ALTITUD EN 3500 M (LÍNEA EN NEGRITA) Y 4000 M (LÍNEA NEGRA DELGADA).	104
FIGURA 52: FLUJO DE HUMEDAD INTEGRADO VERTICALMENTE HASTA LOS 300HPA (FLECHAS NARANJAS) Y SU DIVERGENCIA (SOMBREADO) PARA EL CONTROL. ALTITUD A 3500 M (LÍNEA EN NEGRITA). CIRCULACIÓN PREDOMINANTE (FLECHAS ROJAS).	106
FIGURA 53: FLUJO DE HUMEDAD INTEGRADO VERTICALMENTE HASTA LOS 300HPA (FLECHAS NARANJAS) Y SU DIVERGENCIA (SOMBREADO) PARA EL ESQUEMA BETTS-MILLER-JANJIC. ALTITUD A 3500 M (LÍNEA EN NEGRITA). CIRCULACIÓN PREDOMINANTE (FLECHAS ROJAS).....	107
FIGURA 54: FLUJO DE HUMEDAD INTEGRADO VERTICALMENTE HASTA LOS 300HPA (FLECHAS NARANJAS) Y SU DIVERGENCIA (SOMBREADO) PARA EL ESQUEMA KAIN-FRITSCH. ALTITUD A 3500 M (LÍNEA EN NEGRITA). CIRCULACIÓN PREDOMINANTE (FLECHAS ROJAS).....	107
FIGURA 55: FLUJO DE HUMEDAD INTEGRADO VERTICALMENTE HASTA LOS 300HPA (FLECHAS NARANJAS) Y SU DIVERGENCIA (SOMBREADO) PARA EL ESQUEMA LIN (PURDUE). ALTITUD A 3500 M (LÍNEA EN NEGRITA). CIRCULACIÓN PREDOMINANTE (FLECHAS ROJAS).....	108

FIGURA 56: FLUJO DE HUMEDAD INTEGRADO VERTICALMENTE HASTA LOS 300HPA (FLECHAS NARANJAS) Y SU DIVERGENCIA (SOMBREADO) PARA EL ESQUEMA MELLOR-YAMADA-JANJIC. ALTITUD A 3500 M (LÍNEA EN NEGRITA). CIRCULACIÓN PREDOMINANTE (FLECHAS ROJAS).....	108
FIGURA 57: FLUJO DE HUMEDAD INTEGRADO VERTICALMENTE HASTA LOS 300HPA (FLECHAS NARANJAS) Y SU DIVERGENCIA (SOMBREADO) PARA EL ESQUEMA NOAH-MP (MULTI-PHYSICS). ALTITUD A 3500 M (LÍNEA EN NEGRITA). CIRCULACIÓN PREDOMINANTE (FLECHAS ROJAS).	109
FIGURA 58: PERFIL VERTICAL PROMEDIO DEL VIENTO (U Y $W*(PROM_U/PROM_W)$) (M/S) Y HUMEDAD ESPECÍFICA (G/KG) A LAS 05, 13 Y 19HR PARA EL CONTROL. EN LA LATITUD DE $-12^{\circ}S$ Y LONGITUD DE $-76^{\circ}W$ A $-75^{\circ}W$	111
FIGURA 59: PERFIL VERTICAL PROMEDIO DEL VIENTO (U Y $W*(PROM_U/PROM_W)$) (M/S) Y HUMEDAD ESPECÍFICA (G/KG) A LAS 05, 13 Y 19HR PARA EL ESQUEMA BETTS-MILLER-JANJIC. EN LA LATITUD DE $-12^{\circ}S$ Y LONGITUD DE $-76^{\circ}W$ A $-75^{\circ}W$	112
FIGURA 60: PERFIL VERTICAL PROMEDIO DEL VIENTO (U Y $W*(PROM_U/PROM_W)$) (M/S) Y HUMEDAD ESPECÍFICA (G/KG) A LAS 05, 13 Y 19HR PARA EL ESQUEMA KAIN-FRITSCH. EN LA LATITUD DE $-12^{\circ}S$ Y LONGITUD DE $-76^{\circ}W$ A $-75^{\circ}W$	112
FIGURA 61: PERFIL VERTICAL PROMEDIO DEL VIENTO (U Y $W*(PROM_U/PROM_W)$) (M/S) Y HUMEDAD ESPECÍFICA (G/KG) A LAS 05, 13 Y 19HR PARA EL ESQUEMA LIN(PURDUE). EN LA LATITUD DE $-12^{\circ}S$ Y LONGITUD DE $-76^{\circ}W$ A $-75^{\circ}W$	113
FIGURA 62: PERFIL VERTICAL PROMEDIO DEL VIENTO (U Y $W*(PROM_U/PROM_W)$) (M/S) Y HUMEDAD ESPECÍFICA (G/KG) A LAS 05, 13 Y 19HR PARA EL ESQUEMA MELLOR-YAMADA-JANJIC. EN LA LATITUD DE $-12^{\circ}S$ Y LONGITUD DE $-76^{\circ}W$ A $-75^{\circ}W$	113

FIGURA 63: PERFIL VERTICAL PROMEDIO DEL VIENTO (U Y $W \cdot (\text{PROM}_U / \text{PROM}_W)$) (M/S) Y HUMEDAD ESPECÍFICA (G/KG) A LAS 05, 13 Y 19HR PARA EL ESQUEMA NOAH-MP (MULTI-PHYSICS). EN LA LATITUD DE -12°S Y LONGITUD DE -76°W A -75°W	114
--	-----

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1: PRECIPITACIÓN ACUMULADA Y SUS PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE LAS ESTACIONES PARA LA ZONA NORTE.....	127
ANEXO 2 : PRECIPITACIÓN ACUMULADA Y SUS PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE LAS ESTACIONES PARA LA ZONA CENTRO.	131
ANEXO 3 : PRECIPITACIÓN ACUMULADA Y SUS PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE LAS ESTACIONES PARA LA ZONA SUR.....	138
ANEXO 4 : RESUMEN DE LOS ESTADÍSTICOS (RMSE, MB Y CORRELACIÓN DE SPEARMAN) Y DE LAS PRUEBAS ESTADÍSTICAS (WILCOXON Y KRUSKAL-WALLIS) MULTIANUAL (2000-2012) PARA EL MES DE FEBRERO DEL MODELO CON RESPECTO DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS.....	142
ANEXO 5 : EVALUACIÓN ESTADÍSTICA DE LA PRECIPITACIÓN OBSERVADA (MM/PERIODO) EN COMPARACIÓN CON LOS RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN DE CONTROL, CU_BMJ, CU_KF, MP_LP, PBL_MYJ Y LS_NMP, EN CADA DOMINIO (WRF27, WRF9 Y WRF3). RAÍZ DEL ERROR MEDIO CUADRÁTICO (RMSE) Y MEDIA DEL BIAS (MB). EL VALOR QUE DIFIERE EN MÁS DEL 10% DEL CONTROL ESTÁ EN COLOR AZUL, Y PUESTO EN ROJO SI TIENE UN MENOR DESEMPEÑO QUE EL CONTROL.	144

RESUMEN

La presente investigación se enfoca en estudiar la precipitación usando el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) en la cuenca del río Mantaro. Para ello se realizó simulaciones con una configuración control sobre la cuenca del río del Mantaro realizadas para los meses de febrero del periodo 2000 al 2012, mediante el anidamiento de los dominios de 27 y 9km, además se realizaron 5 simulaciones experimentales para el febrero del 2002 aplicando diferentes parametrizaciones físicas con tres dominios anidados (27, 9 y 3km), y estableciendo las condiciones iniciales y de frontera proporcionada con los datos de reanálisis del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Final Analyses (FNL). Para la validación se usaron datos observados de 27 estaciones meteorológicas de la cuenca, así como los productos 3B42 y 2A25 del satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Por otro lado, las simulaciones experimentales se evaluaron en base al control y utilizando los datos observados y estimados mencionados anteriormente. Los resultados indicaron que el modelo tiende a sobreestimar la precipitación media (mm/día) en 3 veces con respecto al TRMM 2A25 y en el doble a lo observado, además la variabilidad interanual simulada logró reproducir los años secos 2005 y 2007 ($SPI \leq -0.5$), y el año húmedo 2002 ($SPI \geq 0.5$). Así mismo, el modelo tuvo una buena reproducción de la distribución de precipitación acumulada (mm/mes) en los cortes transversales, mostrando menor precipitación sobre los valles y mayor sobre las montañas, comportamiento que corresponde a lo observado, así como una buena reproducción del ciclo diurno de precipitación con un retraso (lag) de una hora al pico de acuerdo a lo observado (18hr), a pesar de haberse obtenido resultados desfavorables en la validación. También se cambió la configuración del modelo para obtener mejores resultados, demostrando que el cambio del esquema de microfísica Thompson por el Lin (Purdue) resultó ser el más adecuado para la simulación de precipitación sobre la cuenca. Finalmente estos resultados nos indican que se requieren de más datos observados, para tener mayores referencias en el análisis de las simulaciones, así como realizar nuevos experimentos para seguir mejorando la configuración del modelo para las zonas alto andinas.

Palabras clave: Simulaciones, WRF, anidamiento, parametrizaciones y configuración del modelo.

ABSTRACT

This research focuses on studying the precipitation using the Weather Research and Forecasting model (WRF) in the Mantaro river basin. For this simulation was performed to a control setting on the river basin of the Mantaro made for the months of February period 2000 to 2012, by nesting domains 27 and 9km, plus five experimental simulations for February 2002 they were conducted applying different physical parameterizations with three nested domains (27, 9 and 3km), and establishing the initial and boundary conditions provided with reanalysis data of National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Final Analyses (FNL). For validation observed data of 27 weather stations in the basin as well as 3B42 and 2A25 products Tropical Rainfall Measuring Mission satellite (TRMM) were used. Furthermore, experimental simulations were evaluated based on the control and using the observed and estimated data mentioned above. Thus, the results indicated that the model tends to overestimate the average precipitation (mm / day) in 3 times compared to the TRMM 2A25 and twice that observed, in addition, the simulated interannual variability managed to reproduce the 2005 dry years and 2007 ($SPI \leq -0.5$), and the wet 2002 ($SPI \geq 0.5$). Also, the model had a good reproduction of the distribution of accumulated precipitation (mm / month) in the vertical profiles, showing less precipitation over the valleys and higher over the mountains, behavior that corresponds to the observed, as well as good reproduction diurnal cycle of precipitation with a lag of one hour peak according to the observed (18hr), despite unfavorable results obtained in the validation. Thus, the model configuration for best results obtained is changed, demonstrating that changing the microphysics scheme by Lin (Purdue) turned out to be the most suitable for simulating precipitation over the basin. Finally, these results indicate that more observed data are required, to have more references in the analysis of the simulations as well as perform new experiments to further improve the model configuration for the high Andes.

Keywords: Simulations, WRF, nesting, parameterizations and model configuration.

I. INTRODUCCIÓN

La variabilidad de la precipitación está asociada a los cambios en el clima a escala regional y local, que depende en gran medida de la geografía. En Sudamérica un elemento característico de la geografía es la presencia de los Andes, el cual configura las características climáticas de la precipitación durante el verano en las zonas subtropicales (Junquas et al., 2015). El comportamiento de esta variable en el verano austral está asociada a sistemas que gobiernan sobre Sudamérica comenzando con una gran actividad convectiva en la parte central de Brasil, así como bandas de nubosidad que darán origen a la precipitación extendiéndose del sur de la Amazonía hacia el sureste de Brasil, asociado a la fase de maduración del Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS, según sus siglas en inglés) (Vera et al., 2006). En niveles superiores (200hPa) la circulación es dominada por un centro de Alta presión con giro antihorario (Alta de Bolivia), mientras que cerca de la superficie la circulación es ciclónica conocido como la Baja de Chaco; la presencia de este último con la Alta de Bolivia es asociado como respuesta al calentamiento convectivo de la Amazonía central de Brasil. El calentamiento diabático del SAMS promueve un giro a escala continental, que transporta humedad del océano atlántico hacia la cuenca Amazónica que al interactuar con los Andes lleva humedad hacia las zonas extra tropicales, además ayuda al mantenimiento del Alta Subtropical del Atlántico Sur (Rodwell y Hoskins citado por Vera et al., 2006). Además que este giro es intensificado por el Low Level Jet Sudamericano (SALLJ) (Vera et al., 2006), el cual permite un importante intercambio de energía y humedad de zonas tropicales a subtropicales en Sudamérica (Berbery y Barros 2002), la circulación atmosférica tropical queda caracterizada por vientos del este que transportan humedad del Océano Atlántico y de la región central de la Amazonía hacia el este de los Andes (Arraut y Satyamurty; Póveda citado por Espinoza et al., 2015); sin embargo, los Andes tropicales proporcionan un efecto de bloqueo del flujo de humedad por la orografía, delimitando los puntos críticos de gran precipitación (hotposts) sobre sus laderas del este (Espinoza et al., 2009). Así mismo al lado oeste de los Andes centrales el Anticiclón del Pacífico Sur establece condiciones secas y de gran estabilidad para la costa del Pacífico (Garreaud et al., 2009). Determinando el clima local de los Andes como complejo y único en el mundo. Como una herramienta importante para el estudio del clima, los Modelos Climáticos

Globales (GCMs) ayudan en la evaluación de la temperatura, precipitación, viento, entre otras variables climáticas (Ramos 2014). No obstante, los GCMs no son suficientemente realistas para evaluar la precipitación de los Andes tropicales a escala local, por las dificultades en la resolución temporal y espacial. Por ende, se necesita hacer un downscaling con los Modelos Climáticos Regionales (RCM) como el modelo Weather Research and Forecasting (WRF). Este modelo ha tenido aplicaciones en estudios previos sobre los Andes (Uribe 2012; Mourre et al., 2015; Mejia y Douglas 2006; Spiga et al., 2008; Ochoa et al., 2014). Así mismo, tiene ecuaciones compresibles no-hidrostáticas, coordenadas verticales de seguimiento del terreno (sigma), opciones de anidamiento, proyecciones del mapa y diferentes opciones de parametrizaciones físicas que conciernen a la microfísica, convección, capa límite planetaria, radiación, turbulencia y superficie del suelo (Skamarock et al., 2008). Con estas características el modelo puede ser configurado localmente y representar diferentes fenómenos de acuerdo al estudio que se quiera realizarse (Fernandez et al., 2011). El modelo es forzado con datos de reanálisis del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Final Analyses (FNL) de salidas del modelo global Global Forecast System (GFS) de 1° de resolución latitudinal y longitudinal cada 6 horas (Mourre et al., 2015). Como resultado de la simulación se obtiene salidas a gran resolución temporal y espacial, lo que ofrece la oportunidad de evaluar la formación de núcleos convectivos. Dado que estos están asociados a la precipitación intensa sobre los Andes (Giovannettone y Barros 2008). La validación de la simulación se realiza usando estadísticos como la Raíz Media del Error Cuadrático (RMSE) y la Media del BIAS (MB), además de pruebas estadísticas no paramétricas como el Rango con Signo de Wilcoxon y Kruskal-Wallis. A partir de estos resultados se realizan nuevas simulaciones cambiando los esquemas de parametrizaciones físicas, para la evaluación de la sensibilidad del modelo y el impacto general de los esquemas en las simulaciones de precipitación (Awan et al., 2011; Maussion et al., 2011; Ruiz y Saulo 2010). Conociendo que el uso de esquemas de parametrización inadecuadas en los modelos son la principal causa de resultados erróneos (Caldwell et al., 2009), además que su influencia puede ser cambiante dependiendo de la zona de estudio.

La zona de estudio comprende la cuenca hidrográfica del río Mantaro de la región Junín en los Andes centrales del Perú en el periodo del 2000 al 2012 en los meses de febrero, considerado el mes donde ocurre la máxima precipitación durante el año en la cuenca (Segura et al., 2006). Esta es de gran importancia para el Perú, principalmente porque el caudal del río Mantaro depende de las precipitaciones en toda la cuenca, del nivel del Lago Junín y de las lagunas

ubicadas al pie de los nevados de la Cordillera Occidental y Oriental. La presencia del río Mantaro, le infiere gran importancia a la región por ser la generadora de cerca del 35% de la energía eléctrica del país, la producción agrícola del valle provee de alimentos a Lima y adicionalmente la población involucrada supera los 700.000 habitantes, por lo que es considerada como la cuenca más densamente poblada de la Sierra del Perú (SENAMHI, 2007). Estudios previos del IGP (2005c) señalan la gran vulnerabilidad de la cuenca ante fenómenos meteorológicos extremos (heladas, sequías, etc). Además desde el punto de vista climático los estudios de Silva et al. (2008) señalaron un decrecimiento del 2% de la precipitación total por década en la cuenca debido a una fuerte tendencia durante la fase de pico (-4%/década) que comprende el mes de febrero. Por lo tanto, se justifica estudiar la precipitación y los factores que repercuten en esta, para entender la física y dinámica detrás de su formación y variabilidad, siendo los modelos atmosféricos una herramienta importante para este fin, a pesar que no siempre se obtengan resultados favorables en la validación. En consecuencia, no es suficiente con realizar simulaciones con una única configuración sino hace falta realizar algunas combinaciones entre esquemas para evaluar la respuesta del modelo. Debido que cada esquema puede tener diferentes resultados cuando es aplicado a distintos ambientes (Maussion et al., 2011), es relevante evaluar la respuesta del modelo ante diferentes tipos de parametrizaciones. Por último, es importante destacar que el presente estudio trata de describir de manera general la influencia de los distintos esquemas de parametrización en la simulación de precipitación del modelo WRF, siendo la primera investigación que cubre la mayor cantidad de pruebas con esquemas paramétricos sobre la cuenca del Mantaro, buscando mejorar el desempeño del modelo sobre zonas de topografía compleja, lo que sirve de base para futuras investigaciones sobre los Andes o zonas con características similares donde la escasez de datos observados es una limitante.

Por ello se planteó los siguientes objetivos específicos:

- Analizar la precipitación registrada en las estaciones meteorológicas y la estimada por el radar del satélite de precipitación TRMM.
- Validar la precipitación del modelo WRF con la precipitación registrada en las estaciones meteorológicas y la estimada por el radar del satélite de precipitación TRMM.
- Evaluar la sensibilidad de los dominios anidados en la simulación de la precipitación.
- Evaluar la sensibilidad de las parametrizaciones físicas en la precipitación.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. ZONA DE ESTUDIO

Tal como se describió en la introducción la zona de estudio corresponde a la cuenca del río Mantaro, cuya descripción se presentan a continuación:

2.1.1. FISIOGRAFÍA

a. Ubicación:

La Cuenca del río Mantaro está ubicada en el centro del Perú, entre los paralelos 10°34'30'' y 13°35'30'' de latitud sur, y entre los meridianos 73°55'00'' y 76°40'30'' de longitud oeste.

Política y administrativamente, la cuenca abarca parcialmente territorios de las regiones Junín, Pasco, Huancavelica y Ayacucho (figura 1), y limita al norte con otros territorios de la región Pasco, al este con otros territorios de las regiones Pasco, Junín y Ayacucho, al sur con otros territorios de las regiones Ayacucho y Huancavelica, y al Oeste con otros territorios de la región Huancavelica y con la región Lima. La cuenca del Mantaro está constituida por 23 subcuencas que se definen en el CUADRO 1.

TABLA 1: Subcuencas del Río Mantaro con sus respectivas Áreas

	SUBCUENCA	ÁREA EN KM2
1	Atoc Huarco	307,102
2	Chinchaycocha	1.692,579
3	Colorado	261,838
4	Conocancha	714,027
5	Huari	493,448
6	Pachacayo	821,771
7	Quisualcancha	335,271
8	Santa Ana	600,191
9	San Juan	924,281
10	Yauli	688,460
11	Achamayo	306,052
12	Cunas	1701,648
13	Shullcas	180,978
14	Yacus	367,677
15	Huanchuy	705,787

Continuacion

16	Huarpa	6813,838
17	Ichu	1381.941
18	Paraíso	392,312
19	Parihuanca	988,785
20	San Fernando	1205,173
21	Upamaya	265,049
22	Vilca Moya	3048,927
23	Vizcatán	539,100
	Microcuencas	9813,797

FUENTE: Diagnóstico de la Cuenca del Mantaro bajo la Visión de Cambio Climático por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) Vol. II.

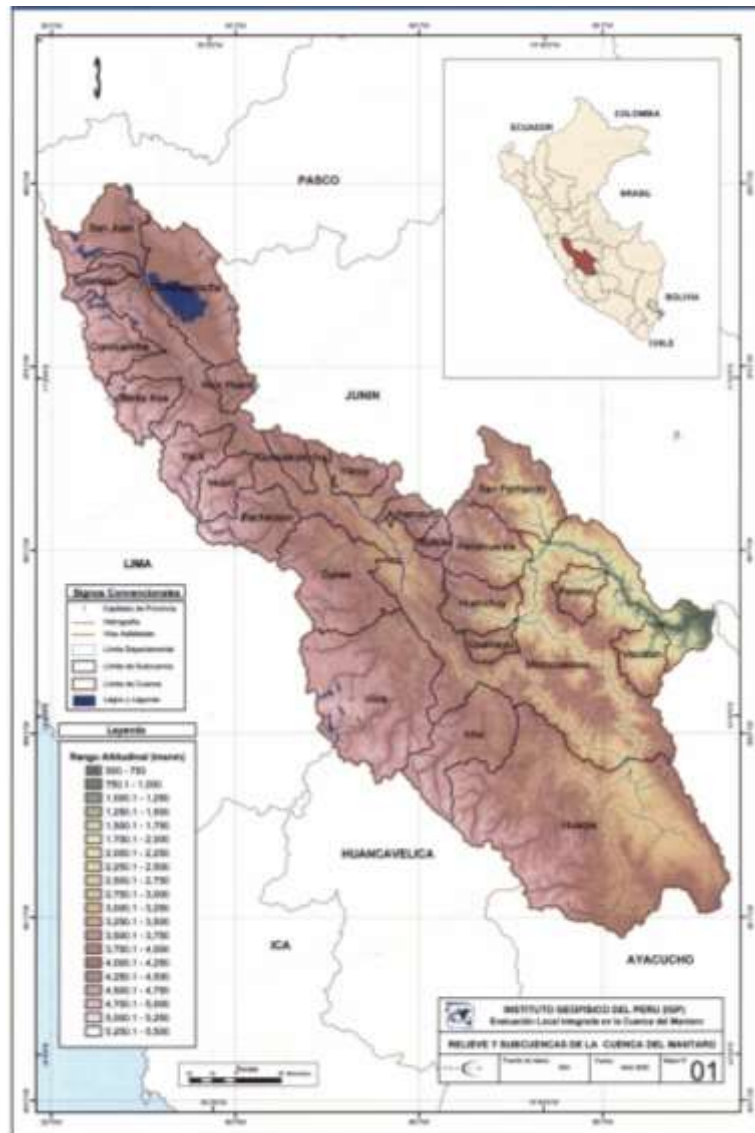


FIGURA1: Mapa de la ubicación espacial de la cuenca del Mantaro.

FUENTE: IGP, 2005a.

b. Geomorfología

La morfología de la cuenca (figura 2) es dependiente de la acción de los efectos degradatorios de agentes de meteorización (temperatura del ambiente, precipitaciones pluviales, escorrentía superficial y subterránea). El río nace del lago Junín (4090 m), con dirección sureste llega al pueblo de Mayoc ($11^{\circ}22'52S$, $75^{\circ}44'39W$), en este punto cambia de dirección al noreste, recorriendo 90 km para luego redirigirse al SE hasta que confluye con el río Apurímac. En su trayectoria el río es limitado por cadenas montañosas interandinas, que describen una topografía muy accidentada y de fuerte relieve (Guisado y Landa, citado por IGP 2005b).

Según la evaluación local integrada realizada por el IGP (2005b) se tuvo las siguientes características de la Cuenca:

- Depresión en la laguna Junín o Chinchaycocha, entre las cordilleras Occidental y Oriental, ubicada a una altitud de 4200 m.
- Altas cumbres consideradas las más altas en la cordillera Occidental, alcanzan altitudes entre los 4800 a 5400 m.
- Cadena de cerros que representan contrafuertes orientales de la Cordillera Occidental en las inmediaciones de Ayacucho (13°9'30S, 74°13'26W), la cual presenta picos que sobrepasan los 4200m.
- Altas mesetas Occidentales, en el suroeste de concepción (11°55'0S, 75°16' 60W), que se encuentran entre los 3800 a 4400 m.
- Depresión de Jauja: es la continuación de la depresión que viene desde de Huancayo.
- En la cordillera Oriental un sistema de montañas que conforman las cumbres nevadas (Nevados Huaytapallana y Marairazo) sobrepasan los 5500 m al este de Concepción.
- Presencia de un conjunto de colinas por erosión a la altura de Huancayo entre los 4000 y 4400 m.
- Depresión en Huancayo: de forma alargada en dirección NW-SE, con una longitud aproximada de 70 km y ancho entre 3 y 15 km, abarca la ciudad de Huancayo hasta Jauja por el Norte, además esta depresión es atravesada por el río Mantaro.
- Depresión Ingahuasi: que representa una planicie rodeada por cerros que forman parte de las Altas Mesetas, con 35 km de largo y un ancho entre 1.5 a 8km. Llegando a una altitud entre los 3800 y 3900 m (Mérkad y Landa, citado por IGP 2005b).
- Depresión de Huanta: posee colinas no muy pronunciadas, teniendo un ancho de 7 km y longitud mayor a 30 km. Tiene altitudes entre los 2200 y 2700 m, además sobre esta depresión surca los ríos Mantaro, Cachimayo, Huarpa y sus tributarios.

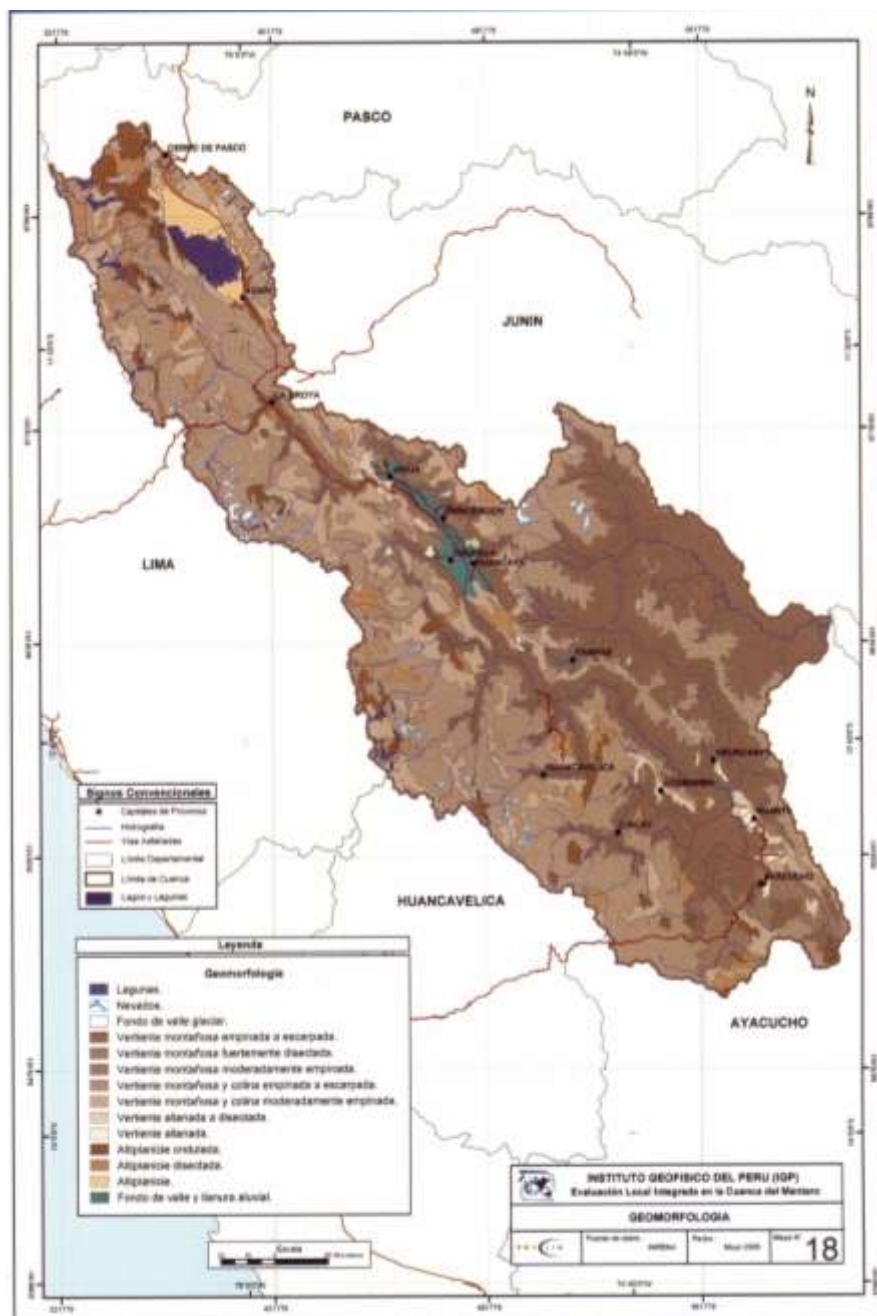


FIGURA2: Mapa de la Geomorfología de la cuenca del río Mantaro.

FUENTE: Igp, 2005b.

c. Características socio-económicas

En estas características se resalta el aspecto demográfico y el económico. En el primero según un estudio por el Instituto Nacional de Estadística e Informática (INEI), las regiones que comprende la cuenca del río Mantaro se encuentran en la siguiente distribución de densidad poblacional (figura 3): Junín se encuentra en normalmente habitado (20 a 50 h/km²),

Huancavelica y Ayacucho en moderadamente habitado (10 a 20 h/km²), y Pasco en escasamente habitado (menos de 10 h/km²).

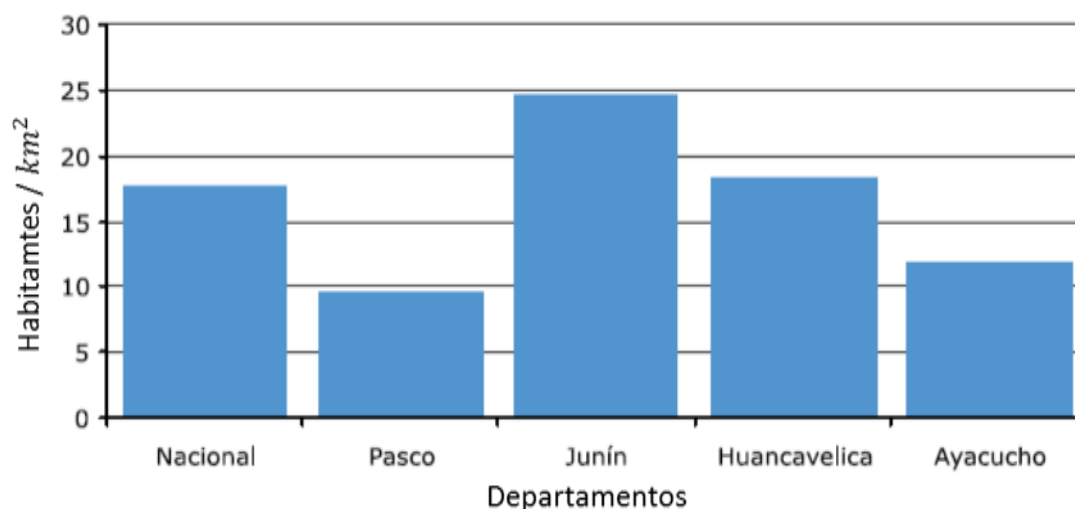


FIGURA 3: Densidad poblacional por regiones.

FUENTE: IGP, 2005b e INE, Censo 1993.

En el aspecto económico prevalece el sector agrícola que tiene el 54.6% de la población económicamente activa ocupada (PEAO). Esta actividad se desarrolla en 339065 ha. De tierras agrícolas, de las cuales un 29% se encuentra bajo riego y el 71% es seco (IGP 2005b).

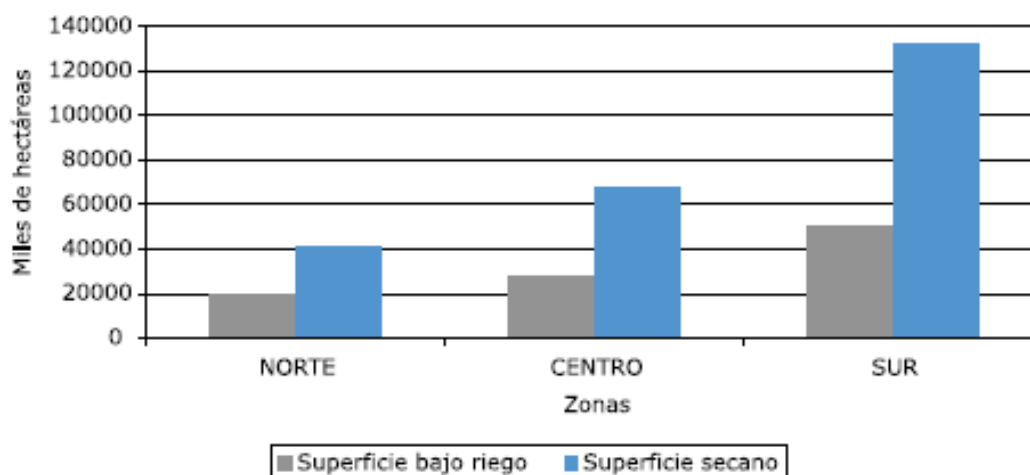


FIGURA 4: Superficie bajo riego y seco por zonas en la cuenca del río Mantaro.

FUENTE: IGP, 2005b.

2.1.2. CONDICIONES CLIMÁTICAS

a. Circulación sobre Sudamérica

Con la maduración del sistema Monzónico Sudamericano (SAMS) en el verano austral, una gran actividad convectiva se posiciona sobre la parte central de Brasil, así como bandas de nubosidad que se extienden desde el sur de la Amazonía hasta el sureste de Brasil, las cuales se asocian a una circulación anticiclónica en altos niveles (200 hPa) denominada Alta de Bolivia (AB) centrada cerca de los 15°S y 65°W, que junto con un sistema ciclónico en bajos niveles conocido como la Baja de Chaco son el resultado del fuerte calentamiento convectivo sobre la Amazonía central de Brasil a consecuencia del SAMS (Vera et al., 2006). No obstante, en invierno estos sistemas desaparecen y predominan flujos de aire seco del oeste, que se asocian con el enfriamiento sobre la región contribuyendo a la estabilidad en la zona (IGP 2005a). De esta forma, la circulación de verano queda caracterizada por vientos alisios del este que transportan humedad del Océano Atlántico y de la región amazónica central hacia el este de los Andes (Arraut y Satyamurty 2009; Póveda et al., 2014), proporcionando inestabilidad y humedad necesaria para la generación de precipitaciones en la cuenca del Mantaro. Cabe indicar que el calentamiento diabático del SAMS promueve un giro en la circulación y el mantenimiento del Anticiclón del Atlántico Sur (AAS), y que este giro es intensificado al este de los Andes por el Low Level Jet Sudamericano (SALLJ) (Vera et al., 2006). Este es de vital importancia para el transporte de humedad de las regiones tropicales a las subtropicales (Berbery y Barros 2002). Durante el verano la dinámica de este sistema es moldeado por el forzamiento termodinámico asociado con la convección tropical y el forzamiento mecánico inducido por los Andes (Junquas et al., 2015). Así mismo los Andes tropicales representan un efecto de bloqueo del flujo de humedad, generando fuertes puntos de concentración de precipitación (hotposts) al este de los Andes (Espinoza et al., 2009). Al oeste de los Andes se establecen condiciones secas y estables por la presencia del Anticiclón del Pacífico Subtropical (APS) (Garreaud et al., 2009). Los sistemas APS (latitud: 20°-40°S y longitud: 80°-120°O), y el AAS (latitud: 27°-33°S y longitud: 10°O-3°E) están asociados a la constante circulación desde la zona subtropical hacia la zona ecuatorial, donde se encuentra la Zona de convergencia Intertropical (ZCIT), siendo la intensidad de estos sistemas sinópticos en verano entre los 1020hPa y 1023hPa, respectivamente. Mientras que en invierno el descenso de temperaturas fortalece los sistemas de alta presión subtropicales APS y AAS (intensidades en promedio de 1023hPa y 1024hPa) con un desplazamiento más al norte y cerca del continente (IGP 2005a).

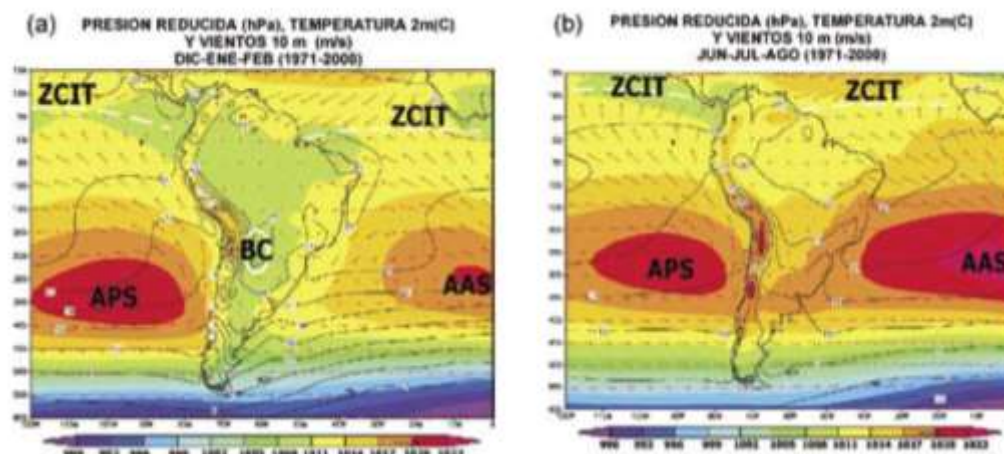


FIGURA 5: Climatología de la circulación atmosférica (1971-2000) en Sudamérica cerca de la superficie a) en verano y b) en invierno.

FUENTE de datos: Reanálisis del Centro Meteorológico Europeo, Procesamiento y elaboración: CPNTC/IGP, 2005a.

b. Precipitación

b.1. Distribución temporal

Según Lavado y Comdom (2010) se conoce que la cuenca del Mantaro nació de los Andes centrales. Con respecto a este último, se sabe que en su ciclo diurno la mayor precipitación ocurre en la tarde por la gran concentración de tormentas se posiciona sobre los picos de la montaña por encima de los 4000m, mientras que en las primeras horas de la mañana la actividad convectiva es limitada por la baja elevación a lo largo de su ladera este, y esta se concentra en las crestas y en las laderas de nivel superior (1500-2000m y 3500-4000m, respectivamente) (Giovannettone y Barros 2008).

En la cuenca del Mantaro las precipitaciones comienzan a inicios de julio, con un incremento gradual en los meses de agosto y setiembre, hasta alcanzar un máximo en el mes de febrero (Segura et al., 2006). Se definen los meses de enero, febrero y marzo como la fase de pico donde ocurre casi el 50% (Silva et al., 2008). Se observa un brusco descenso en abril, que luego llegar a valores mínimos en junio, mostrando un patrón que se cumple en la mayoría de las estaciones en estudios del IGP (2005a).

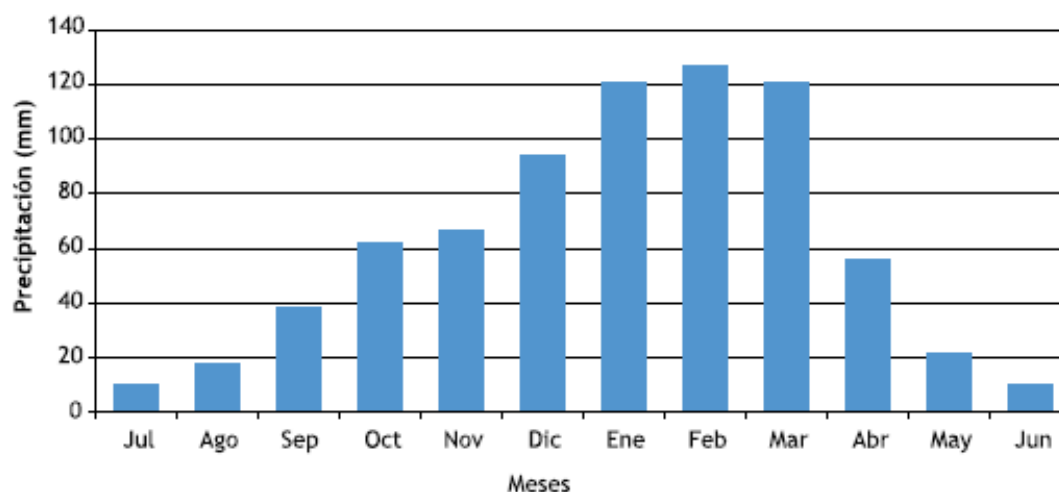


FIGURA 6: Distribución promedio de la precipitación mensual para toda la cuenca del río Mantaro (1960-2002).

FUENTE: IGP, 2005b.

b.2. Distribución espacial:

Los Andes centrales ubicados en la cuenca influyen en la distribución espacial de precipitación. Debido a que representan una barrera de bloqueo de las condiciones cálidas y húmedas de la región amazónica hacia el interior de las cadenas montañosas (Junquas et al., 2015). Lo cual repercute a mayor escala, determinando condiciones secas y frías en la costa, y condiciones cálidas y húmedas en la selva, por la misma influencia orográfica de los Andes (Mourre et al., 2015; Junquas et al., 2015). Así mismo, a pesar que la humedad atmosférica sea de origen externo, las características topográficas establecen las zonas de ocurrencia de máxima precipitación (Giovannettone y Barros 2008). En años húmedos el transporte de humedad de la cuenca Amazónica es mayor permitiendo la convección, la cual es reforzada por el levantamiento orográfico en los Andes centrales resultando en un aumento de la precipitación, esto sugiere que a gran escala la convergencia de humedad es el factor limitante para la precipitación orográfica en el día (Giovannettone y Barros 2008). Por otra parte, estudios previos como el de Espinoza et al. (2015) han confirmado el rol que cumplen las zonas de barlovento y sotavento, en la distribución espacial al este de los Andes, usando datos estimados como el producto 2A25 del radar del TRMM.

Para la cuenca del Mantaro el estudio que realizó el IGP (2005a), determinó que la precipitación acumulada por cada estación es variable dependiendo de su ubicación geográfica. De esta forma se observó un ligero aumento de precipitación en las estaciones ubicadas al norte y oeste de la cuenca, además de observarse una dependencia de la precipitación con la altitud. La conclusión que se llegó en este estudio corresponde a que las estaciones ubicadas por encima de los 2500 m tienen una relación directamente proporcional con la altura, con una correlación significativa ($R^2 > 0.5$). Sin embargo, esta dependencia está condicionada por aspectos físicos como el grado de exposición del terreno al sol, la influencia de la brisa de montaña-valle-montaña, la dirección de los flujos de viento húmedos, entre otros factores.

La precipitación promedio multianual (1960-2002) de precipitación acumulada para el mes de febrero (figura 6), mes de estudio de la presente investigación, presenta precipitaciones que superan los 180 mm/mes en sector occidental de la cuenca, en las partes altas al norte de las subcuencas de San Juan, Colorado, Conocancha y Santa Ana, y al sur de la subcuenca del Huarpa. Mientras que en las precipitaciones se hacen inferiores (140mm/mes) en la región centro-occidental de la cuenca. Además, se observan tres núcleos mínimos, uno se extienden desde el lago Junín en la provincia de Pasco hacia el sureste, hasta la provincia de Jauja con precipitación entre 100-120mm/mes. Y los restantes uno orientado al noreste de Pampas y al oeste, este último presenta un tamaño menor y menos significativo. Mientras que al sureste de la cuenca se ubica el último núcleo entre las capitales de Acobamba y Huanta. Estos núcleos no pasan de los 100mm/mes. Además en el extremo más oriental de la cuenca, hacia la confluencia del río Mantaro con el río Ene (en la parte selva con los departamentos de Junín y Huancavelica), la precipitación multianual mensual llega hasta 180 mm/mes, que es valor máximo en toda la cuenca.

partes altas de la cuenca (extremo occidental) llegando a 4,0°C. Conforme se desciende hacia los valles, la temperatura se incrementa llegando hasta 8,0°C y 10,0°C en la zona del valle del Mantaro, entre Jauja y Huancayo. En la parte sur-oriental de la cuenca (Ayacucho y Huanta) la temperatura media anual alcanza valores entre 12,0°C y 16,0°C. En la región oriental, en la confluencia del río Mantaro con el río Ene, la temperatura media anual llega a 24,0°C (IGP 2005b).

Para el promedio multianual los valores siguen siendo máximos en noviembre en la parte occidental con 4°C, mientras que en la zona de valle llegan hasta 12°C. Los valores en la parte sur-oriental son de 16°C y 18°C. Y la zona de confluencia del río Mantaro con Ene llega hasta 24°C.

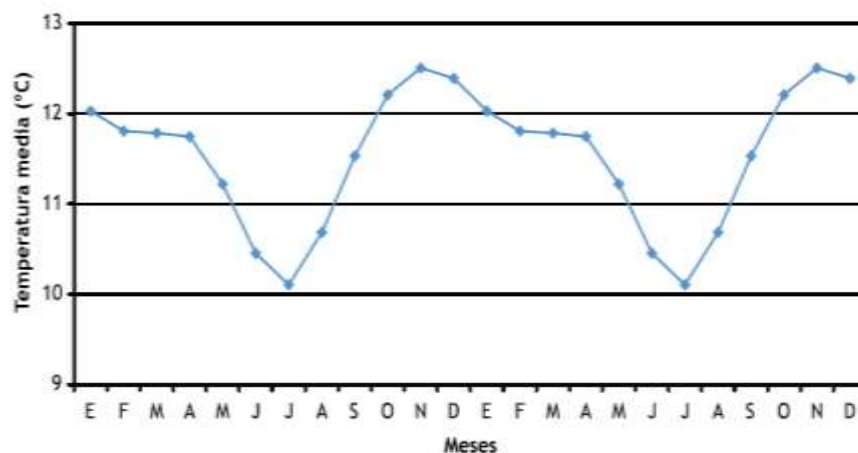


FIGURA 8: Comportamiento anual de la temperatura media del aire para la cuenca del río Mantaro (1960-2002).

FUENTE: IGP, 2005b.

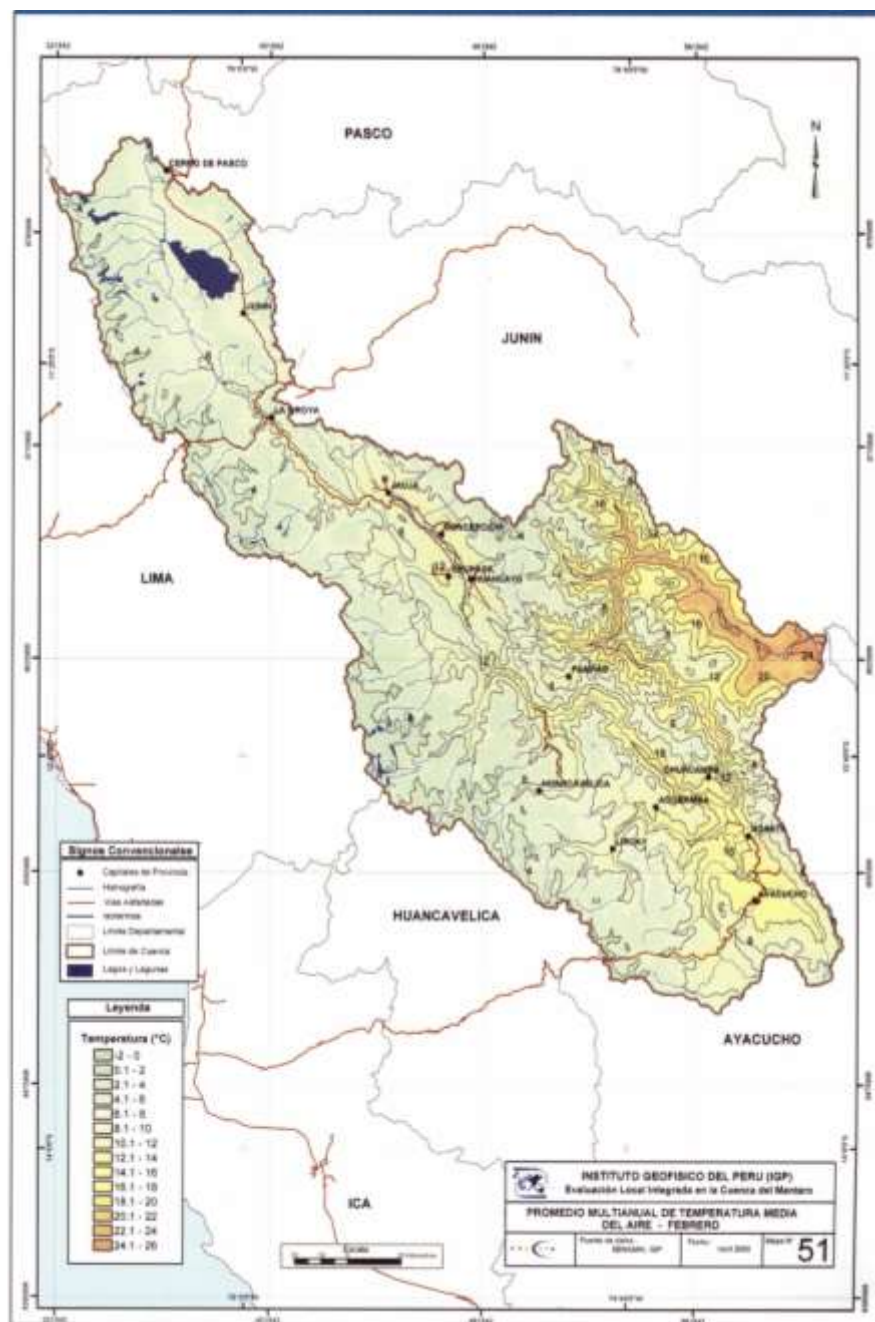


FIGURA 9: Promedio multianual de la temperatura media del aire.

FUENTE: IGP, 2005a.

2.2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO CLIMÁTICO REGIONAL (RCM)

2.2.1. MODELO NUMÉRICO

Un modelo numérico es una representación teórica de un fenómeno natural, típicamente expresado en forma matemática, que permite una mejor comprensión y estudio de su comportamiento.

En el caso de la atmósfera y océano, el comportamiento está regido por las ecuaciones asociadas a la dinámica de fluidos y otros procesos físicos como la interacción entre la materia y radiación, la microfísica de nubes, etc. En general, estas ecuaciones se expresan como ecuaciones diferenciales parciales, las cuales describen la evolución futura de las diferentes variables relevantes en función de los valores de las distintas variables en el presente. El modelo matemático consiste en estas ecuaciones junto con los valores de parámetros y condiciones de frontera (por ejemplo, las características topográficas de la Tierra, la cantidad de energía emitida por el Sol, etc.).

Si se conociera el estado de la atmósfera y/o océano en un momento dado, se podría en principio resolver las ecuaciones del modelo matemático, para determinar los estados futuros de la atmósfera (salvo por limitaciones en predictibilidad). Sin embargo, en la práctica, las ecuaciones son tan complejas que es imposible hacerlo en forma "analítica" (o sea, con papel y lápiz) por lo cual es necesario resolver las ecuaciones en forma aproximada con métodos numéricos y usando computadoras. Los programas computacionales que resuelven estas ecuaciones aproximadas son comúnmente conocidos como "modelos numéricos".

2.2.2. WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF) MODEL

El sistema de modelado Weather Research and Forecasting (WRF) es resultado del esfuerzo de varias agencias por proporcionar un sistema de nueva generación de modelo de pronóstico de mesoescala que tiene como objetivo avanzar en la comprensión y predicción del tiempo meteorológico, así como acelerar la transferencia de los avances de la investigación hacia la parte operativa. El modelo viene siendo desarrollado por una serie de entidades como el National Oceanic and Atmospheric Administration / National Centers for Environmental

Prediction(NOAA/NCEP), la NOAA Earth Systems Research Laboratory Global Systems Division (NOAA/ESRL/GSD), el National Center for Atmospheric Research (NCAR), el Mesoscale Microscale Meteorology Division (MMM), el Department of Defense's Air Force Weather Agency (AFWA), el Federal Aviation Administration (FAA), así como por científicos universitarios y colaboradores internacionales (Skamarock et al., 2008).

Además el modelo WRF cuenta con dos núcleos dinámicos; el Advanced Research WRF (ARW) y el Non-hydrostatic Mesoscale Model (NMM), siendo desarrollado el primero principalmente por el NCAR; así mismo, abarca esquemas para la física, opciones numéricas y dinámicas, rutinas de inicialización y un paquete de asimilación de datos (WRF-Var). Algunos paquetes para la física son ampliamente compartidos con el NMM (Skamarock et al., 2008). En el presente estudio se usó el núcleo ARW, justamente por la variedad de esquemas físicos y opciones en la dinámica que posee. Además que este ha sido empleado en anteriores estudios sobre topografía compleja como el de Spiga et al. (2008); Awan et al. (2011); Gutman et al. (2011); Uribe (2012); Ochoa et al. (2014); Mourre et al. (2015) y otros.

2.2.3. COORDENADA VERTICAL

Las ecuaciones del núcleo ARW son formuladas utilizando la coordenada vertical de presión y seguimiento del terreno, denotada por η ; y se define de la siguiente manera (Skamarock et al., 2008):

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu}, \text{ donde } \mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (1)$$

p_h es la componente hidrostática de la presión, p_{hs} y p_{ht} son los valores a lo largo de la superficie y frontera superior, respectivamente.

La definición de coordenada, propuesta por Laprise (1992), es la coordenada σ (sigma) utilizada en muchos modelos hidrostáticos. η varía de 1 en la superficie a 0 en la frontera superior del dominio del modelo (figura 10). También, en las ecuaciones gobernantes del ARW aparecen las variables no conservadas $\phi=gz$ (el geopotencial), p (presión) y $\alpha=1/\rho$ (la inversa de la densidad) (Skamarock et al., 2008).

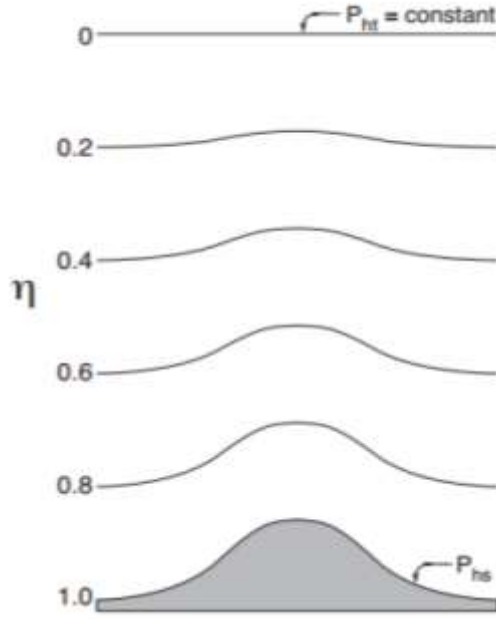


FIGURA 10: Coordenada η del ARW.

FUENTE: Skamarock et al. 2008.

2.2.4. ECUACIONES GOBERNANTES

Por simplicidad, se verá el flujo en coordenadas cartesianas y se despreciará el efecto de Coriolis, que es el efecto dominante que influye en el movimiento en un sistema de coordenadas fijo en la tierra (Stewart 2008). Con estas restricciones, el modelo WRF resuelve las siguientes ecuaciones (Houze 1993):

Ecuación de estado:

$$p = \rho R_d T \quad (2)$$

Conservación de la masa:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

Conservación del momento:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + C_p \Theta \frac{\partial \pi}{\partial x} = -\frac{\partial Uu}{\partial x} - \frac{\partial Vu}{\partial y} - \frac{\partial Wu}{\partial z} + F_x \quad (4)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + C_p \Theta \frac{\partial \pi}{\partial y} = -\frac{\partial Uv}{\partial x} - \frac{\partial Vv}{\partial y} - \frac{\partial Wv}{\partial z} + F_y \quad (5)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + C_p \Theta \frac{\partial \pi}{\partial z} + gp = -\frac{\partial Uw}{\partial x} - \frac{\partial Vw}{\partial y} - \frac{\partial Ww}{\partial z} + F_z \quad (6)$$

Conservación de la energía:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \frac{\partial U\theta}{\partial x} + \frac{\partial V\theta}{\partial y} + \frac{\partial W\theta}{\partial z} = \rho Q \quad (7)$$

y

$$U = \rho u, \quad V = \rho v, \quad W = \rho w, \quad \Theta = \rho \theta$$

Donde $v = (u, v, w)$ son las componentes de la velocidad en las direcciones (x, y, z) , θ es la temperatura potencial y ρ es la densidad del aire.

La función de Exner:

$$\pi = (p/p_0)^{(R_d/C_p)} \quad (8)$$

Donde p es la presión y $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ un valor de referencia (presión atmosférica en superficie). El calor específico a presión constante para el aire seco viene dado por $C_p = 1004.5 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ y $R_d = (2/7) C_p$ es la constante de los gases para el aire seco; F_x, F_y y F_z son términos de fricción.

La descripción previa es una forma muy simplificada de representar las ecuaciones que forman parte del modelo WRF. No obstante, a continuación se muestra una descripción más detallada de estas, según la descripción del ARW Version 3 por Skamarock et al. (2008).

La forma de flujo que pueden ser descritas las ecuaciones de Euler son las siguientes:

Conservación de la Cantidad de Momento:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot Vu) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x) = F_U \quad (9)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot V v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y) = F_V \quad (10)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot V w) - g(\partial_\eta p - u) = F_w \quad (11)$$

Conservación de la energía térmica:

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot V \theta) = F_\Theta \quad (12)$$

Conservación de la masa:

$$\partial_t u + (\nabla \cdot V) = 0 \quad (13)$$

Ecuación Geopotencial:

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(V \cdot \nabla_\phi) - gW] = 0 \quad (14)$$

Junto con ello se establece la relación de la inversa de la densidad:

$$\partial_t \phi = -\alpha \mu \quad (15)$$

Y la ecuación de estado:

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta}{p_0 \alpha} \right)^\gamma \quad (16)$$

Donde:

$\gamma = \frac{c_p}{c_v} = 1.4$ es la razón del calor específico de presión y volumen constante.

$V = \mu v = (U, V, W)$ es el campo vectorial del viento.

Los términos F_U , F_V y F_W y F_Θ representan términos de fuerza cuyo origen proviene de la física del modelo, la mezcla de turbulencia, las proyecciones esféricas y la rotación de la tierra (ecuaciones 9-11). Para incluir la humedad en las ecuaciones de Euler se retiene el enganche del aire seco en las ecuaciones de pronóstico (ecuaciones 9-14) de las variables. Para ello se

introduce términos de fuente en la ecuación de conservación de masa (ecuación 13). Adicionalmente, se redefinen las coordenadas con respecto a la masa de aire seco:

$$\eta = (p_{dh} - p_{dht})/\mu_d \quad (17)$$

Donde μ_d representa la masa de aire seco en la columna y p_{dh} y p_{dht} representan la presión hidrostática de la atmósfera seca y el tope de esta. Las variables acopladas son definidas como:

$$\mathbf{V} = \mu_d \mathbf{v}, \quad \Omega = \mu_d \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu_d \theta$$

Con estas definiciones las ecuaciones de humedad de Euler quedan definidas como:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V} u) + \mu_d \alpha \partial_x p + \left(\frac{\alpha}{\alpha_d}\right) \partial_n p \partial_x \phi = F_U \quad (18)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V} v) + \mu_d \alpha \partial_y p + \left(\frac{\alpha}{\alpha_d}\right) \partial_n p \partial_y \phi = F_V \quad (19)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V} w) - g \left[\left(\frac{\alpha}{\alpha_d}\right) \partial_n p - \mu_d \right] = F_W \quad (20)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V} \theta) = F_\Theta \quad (21)$$

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (22)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1} [(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (23)$$

$$\partial_t Q_m + (\nabla \cdot \mathbf{V} q_m) = F_{Q_m} \quad (24)$$

Con la ecuación de diagnóstico de la inversa de la densidad:

$$\partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d \quad (25)$$

y la relación de diagnóstico para la presión (vapor más aire seco):

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta_m}{p_0 \alpha_d} \right)^\gamma \quad (26)$$

En esta ecuación α_d es la inversa de la densidad del aire seco ($1/\rho_d$) y α es la inversa de la densidad de la columna atmosférica definida de la siguiente manera: $\alpha = \alpha_d(1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)^{-1}$. Además los q_* corresponden a las razones de mezcla (masa por masa de aire seco) para el vapor de agua, nubes, lluvia, hielo, etc. Y por último, $\theta_m = \theta \left(1 + \left(\frac{R_v}{R_d}\right) q_v\right) \approx \theta(1 + 1.61q_v)$, y $Q_m = \mu_d q_m$; $q_m = q_v, q_c, q_i, \dots$

2.2.5. MODELO DE DISCRETIZACIÓN

a. Discretización temporal

Según Wicker y Skamarock citado por Skamarock et al. (2008) el núcleo ARW del WRF usa un esquema de integración de tiempo fraccionado que se define en dos modos, uno de baja frecuencia donde la integración usa un esquema de tiempo de integración de tercer orden Runge-Kutta (RK3), y el otro de alta frecuencia acústica donde la integración procede sobre pequeños pasos de tiempo para mantener la estabilidad numérica. La forma de propagación horizontal acústica y onda de gravedad son integradas usando un esquema de integración de tiempo para adelante y hacia atrás (forward-backward). Y la propagación vertical del modo acústico y las oscilaciones de flotabilidad son integradas por un esquema de implícito vertical. La aproximación de división de tiempo fue extendido por el esquema de RK3 y la integración de modo en forma de una corrección a la integración RK3.

Esquema de integración de tiempo de Runge-Kutta:

Integra un grupo de ecuaciones diferenciales ordinarias usando una fórmula de corrector y predictor. Definiendo las variables de pronóstico en el solucionador del ARW como $\Phi = (U, V, W, \theta, \phi', \mu', Q_m)$ y las ecuaciones del acústico se moldea modelo como $\Phi_t = R(\Phi)$, la integración del RK3 toma la forma de 3 pasos para avanzar a una solución de $\Phi(t)$ a $\Phi(t + \Delta t)$:

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \quad (27)$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \quad (28)$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}) \quad (29)$$

Donde:

Δt : Es el paso de tiempo para los modos de baja frecuencia (paso de tiempo del modelo).

Φ_t : Son derivadas de tiempo parciales.

Al ser los modos acústicos de alta frecuencia, limitan el paso de tiempo del RK3. Por lo que se usa una aproximación de división de tiempo, integrando una forma de perturbación de las ecuaciones gobernantes usando un pequeño paso de tiempo en el RK3 según la investigación de Wicker y Skamarock, citado por Skamarock et al. (2008).

b. Discretización espacial

El núcleo ARW discretiza espacialmente usando una malla tipo C como se muestra en la siguiente figura. Las componentes del viento están posicionadas a la mitad de la longitud de grilla, entre las variables termodinámicas. En la figura las dimensiones se definen por (i, j, k) , y la localización de las variables queda definida por (x, y, η) . La localización de las variables termodinámicas (θ) y la humedad (q_m) están sobre puntos, denotados como puntos de masa. Mientras que las componentes del viento en puntos u, v y w.

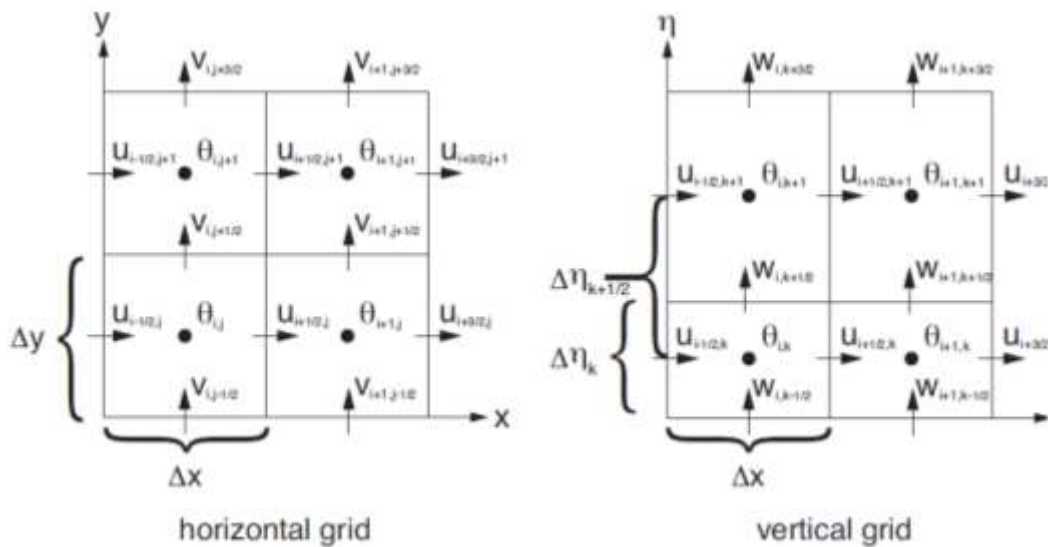


FIGURA 11: Grillas verticales y horizontales.

FUENTE: Skamarock et al. 2008.

Aunque las dimensiones de la grilla Δx y Δy son constantes en la formulación del modelo, esto no se cumple para la longitud de grilla vertical ($\Delta \eta$), donde el número de niveles es especificado en la inicialización. Siendo el usuario quien los define, se considera $\eta = 1$ el nivel que está en superficie y $\eta = 0$ el nivel en el tope del modelo (Skamarock et al., 2008).

2.2.6. CONDICIONES INICIALES Y DE FRONTERA

El núcleo dinámico ARW puede ser corrido usando condiciones iniciales definidas para simulaciones idealizadas, datos interpolados de análisis externos o pronósticos para casos reales. En este último las condiciones iniciales son confiadas al pre-procesamiento de paquetes externos, un trabajo que es realizado dentro del WRF Preprocessing System (WPS) que será explicado en detalle en el siguiente sub capítulo.

Los archivos de los modelos globales o reanálisis que sirven como condiciones iniciales se encuentran como archivos GRIB (*Gridded Binary*). Estos archivos contienen datos de predicciones meteorológicas (presión a nivel del mar, viento, temperatura, etc.). Según Skamarock et al. (2008) las condiciones iniciales son las siguientes:

- Datos de entrada de escalonamiento horizontal y vertical correcto.
- Campos de perturbación y de estado de referencia hidrostáticamente balanceado.
- Especificación de la metadata como la información de la fecha, características físicas de la grilla y detalles de la proyección.

2.2.7. COMPONENTES DEL WRF

A continuación se describe en detalle las componentes del WRF, que básicamente se compone de dos partes. La primera hace referencia al pre-procesamiento (WPS) y la segunda al lanzamiento del mismo (ARW).

a. WPS (WRF Preprocessing System)

Este programa se utiliza principalmente para simulaciones de datos reales. Sus funciones son: definir los dominios de simulación; interpolar los datos terrestres (terreno, uso y tipo de suelo) al dominio de simulación y decodificar e interpolar los datos meteorológicos de otro modelo al dominio de simulación.

El WPS consiste de tres programas independientes: geogrid.exe, ungrib.exe y metgrid.exe.

A continuación se describen cada uno de ellos.

- **Programa geogrid.exe**

Uno de sus propósitos es definir los dominios de simulación y realizar interpolaciones de los datos estáticos, como:

- Categorías del uso del suelo
- Categorías del suelo
- Altura del terreno
- Temperatura media anual del suelo
- Entre otras variables estáticas

Los dominios de simulación son definidos dentro del archivo “namelist.wps” en las líneas siguientes a la terminación del “geogrid”. Adicionalmente a la interpolación que se realiza a las variables estáticas (altura del terreno, categorías de suelo, entre otras) por defecto, se puede hacer interpolaciones a nuevos conjuntos de datos, dentro del dominio de simulación a través del uso de archivo table “geogrid.tbl”. El cual define cada archivo en formato NetCDF (Network Common Data Form) que será producido por el programa geogrid.exe, así como el método de interpolación que se usará y la localización del conjunto de datos dentro del sistema (Mesoscale and Microscale Meteorology Laboratory s.f.).

- **Programa ungrib.exe**

Su principal función es leer los archivos GRIB, utilizando CUADROs para leer sus códigos (llamados “VTables”). No depende de los dominios del modelo, ni de los resultados del

programa geogrid. Simplemente descomprime los campos necesarios de otros modelos regionales o modelos globales, escribiendo en un formato simple, denominado “formato intermedio” que pueda ser leído posteriormente por el programa metgrid.exe.

- **Programa metgrid.exe**

Su propósito es interpolar horizontalmente los datos meteorológicos con formato intermedio (resultado del ungrib.exe) sobre los dominios del modelo. Los resultados de la interpolación serán ingresados al programa WRF real en un paso posterior. Hasta este punto la figura 12 resume el proceso de pre-procesamiento del WPS.

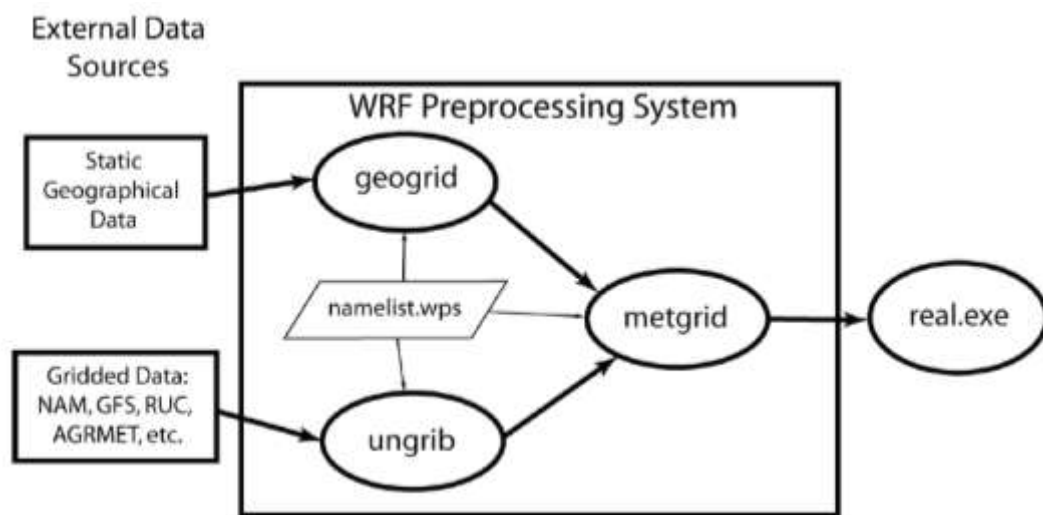


FIGURA 12: Flujo entre los programas del WPS.

FUENTE: Mesoscale and Microscale Meteorology Laboratory (MMM).

El control sobre el método de interpolación en el metgrid.exe es controlado por el archivo metgrid.tbl, además en este último también se especifica el archivo que servirá como máscara en la interpolación. Cabe resaltar que la información general sobre los programas del WPS se encuentran dentro del archivo “namelist.wps”, que contiene la configuración del modelo, y debe editarse dependiendo el caso de estudio, antes de ejecutar los tres programas previamente señalados.

b. ARW (Advanced Research WRF)

Este es el componente principal del sistema ya que contiene la física del modelo. Está compuesto de varios programas: `ideal.exe`, `real.exe` y `wrf.exe`, para la inicialización y posterior simulación de los datos reales mediante la integración numérica de las ecuaciones. Para nuestro estudio nos interesa más el `real.exe` y `wrf.exe`. A continuación su descripción.

- **Programa `real.exe`**

Este programa lee las variables meteorológicas de entrada del WPS. Verifica que las categorías de suelo, uso de suelo, máscara de la tierra y la temperatura superficial del mar sean compatibles entre sí. Además interviene en el proceso de acoplar los datos de frontera de 3D (u , v , temperatura potencial, relación de mezcla del vapor, geopotencial total) con la columna de presión. Sin embargo, su principal tarea es interpolar verticalmente los datos meteorológicos para los respectivos niveles σ (sigma).

- **Programa `wrf.exe`**

La ejecución de este programa es el último paso dentro de la corrida del WRF, con este programa generamos los valores pronosticados del modelo.

Además la información de la configuración del modelo en la parte del procesamiento, se encuentra dentro del archivo “`namelist.input`” donde se establecen también las parametrizaciones físicas que rigen el modelo.

Con toda la descripción hasta este punto el proceso de inicialización queda resumido en la siguiente figura:

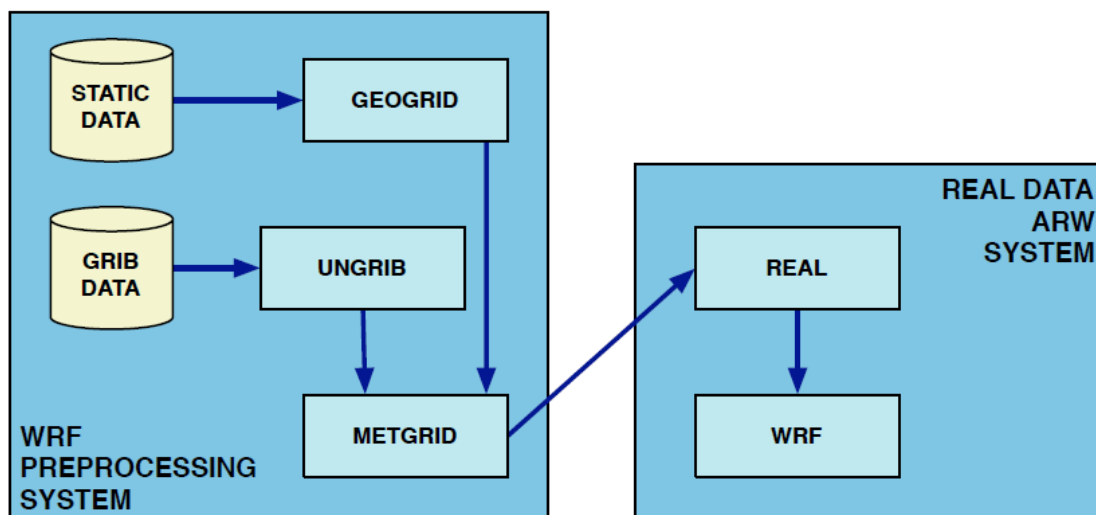


FIGURA 13: Componentes del WPS y como estos sirven de condiciones iniciales del ARW.

FUENTE: Skamarock et al. 2008.

En resumen, luego del pre-procesamiento las salidas pasan por el pre-procesador de datos real del ARW (real.exe), el cual generará las condiciones iniciales y de frontera, que serán usadas por el programa wrf.exe, generando las salidas pronosticadas del modelo (figura 13).

Las opciones de condiciones de frontera que existen para el ARW son flexibles, pudiendo ser flujos idealizados o condiciones de frontera específicas para simulaciones con datos reales. Para anidamiento, las condiciones que rigen sobre los dominios finos o de mayor resolución espacial, son determinadas por las filas y columnas del dominio más grande o el dominio padre.

2.2.8. ANIDAMIENTO DEL WRF

El anidamiento es un procedimiento que consiste en establecer un nested domain (un dominio pequeño de gran resolución espacial) dentro de un dominio más grande (parent domain). De esta forma el nested domain cubre una porción del dominio parent domain, estableciendo este último las condiciones de frontera del dominio más pequeño.

El anidamiento horizontal permite que la resolución sea enfocada sobre una región de interés, introduciendo un dominio adicional a la simulación dentro de uno más grande (dominio padre) (figura 14). Aclaremos que el anidamiento es un proceso que solo se da de forma horizontal, por lo que no existe opción de anidamiento vertical. Las maneras en las que se pueden establecer los dominios anidados se presentan en la figura 15.

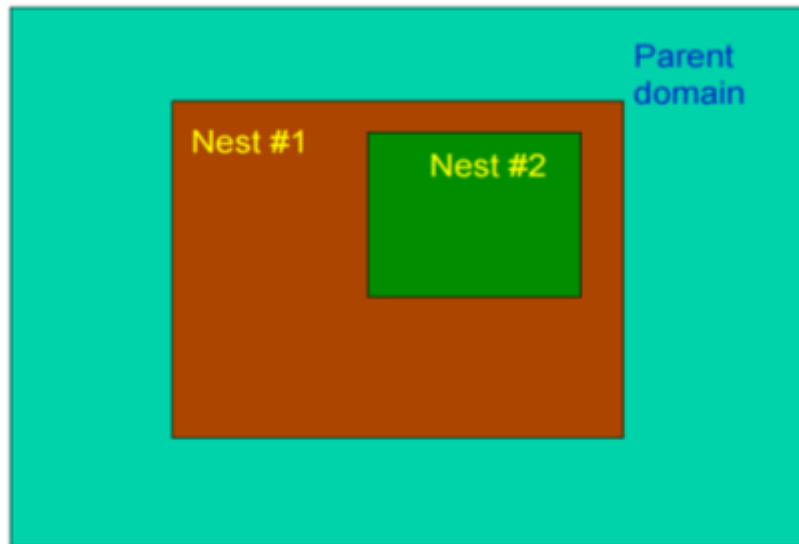


FIGURA 14: Anidamiento en el WRF, considerando el dominio padre, se llega hasta el nivel 2.

FUENTE: Gill 2015.

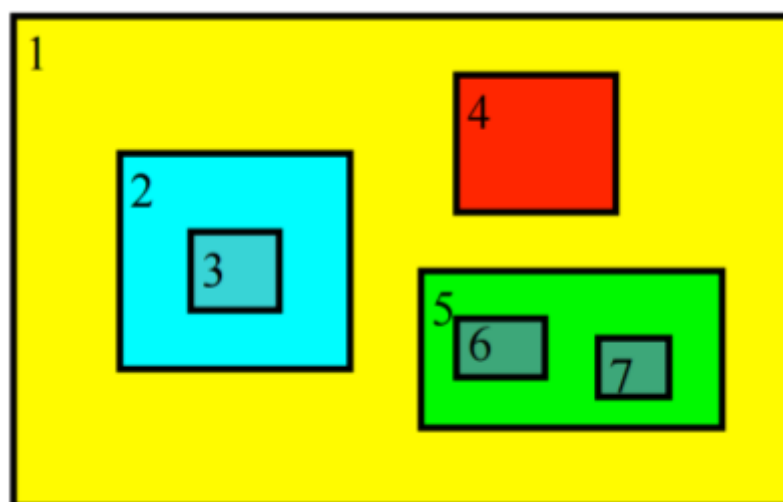


FIGURA 15: Formas correctas de presentación de los dominios anidados.

FUENTE: Gill 2015.

La forma de escalonamiento de grilla que usa el modelo es Arakawa-C (figura 16), donde las componentes horizontales de la velocidad (u y v) están ubicados a los lados de la grilla, mientras que en el centro de esta se ubican las variables correspondientes a la masa, termodinámica, escalar y química (Skamarock et al., 2008).

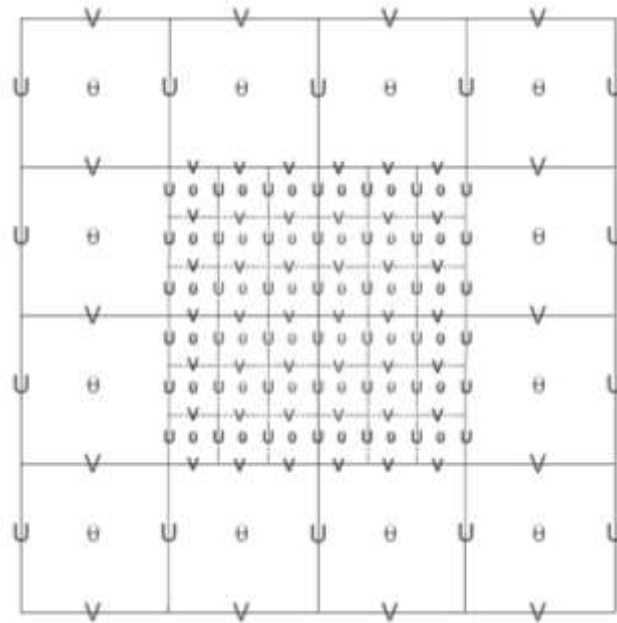


FIGURA 16: Escalonamiento de cuadrícula de Arakawa-C para una zona del dominio padre y un dominio anidado, con un radio de grilla de 3:1.

FUENTE: Skamarock et al. 2008.

Para generar una grilla anidada se tienen dos opciones para el anidamiento denominadas one-way y two-way nesting. Para el one-way existen dos métodos de simulación, el primero involucra realizar simulaciones por separado del ARW, es decir primero se simula el parent domain y luego para la simulación del nested domain, se utiliza el programa ndown.exe, que permite establecer como condiciones iniciales y de frontera las salidas del parent domain. El segundo método hace referencia a una simulación tradicional donde las salidas del parent domain se van estableciendo automáticamente como condiciones iniciales y de frontera del nested domain, a medida que transcurre la simulación. Para el two-way el procedimiento es el mismo que el segundo método del one-way, con la excepción de que se activa el feedback, opción que habilita la interacción de las salidas del nested domain con el parent domain (Skamarock et al., 2008).

2.3. ESQUEMA DE LAS PARAMETRIZACIONES FÍSICAS

Distintos modelos utilizan diferentes escalas de estudio, no obstante lo que tienen todos en común son incorporar las leyes que gobiernan la atmósfera. Sin embargo, al utilizar modelos regionales como el WRF se hace evidente que se requiere trabajar con resoluciones más finas, donde hay fenómenos que pueden manifestarse a escalas menores que la grilla del modelo, son estos procesos donde se utilizan las parametrizaciones físicas. Por concepto estas últimas representan los procesos que no pueden ser explícitamente resueltos a la resolución temporal y espacial del modelo (IPCC, citado por Ramos 2014).

Las parametrizaciones son orientadas como sub-modelos dentro del modelo dinámico mesoscalar, representando implícitamente la influencia de la física de sub-escala en los procesos resueltos explícitamente, es decir una parametrización es una aproximación de un término desconocido a partir de uno o más factores conocidos. Las parametrizaciones según la descripción que hace Skamarock et al. (2008) se describen a continuación:

2.3.1. MICROFÍSICA

El esquema de microfísica resuelve de forma explícita el vapor de agua, nubes y procesos de precipitación. Este proceso considerado como un ajuste es llevado al final del paso de tiempo (time-step), que se define como el tiempo en el que se resuelven las ecuaciones del modelo. Su relevancia está en el ajuste de la condensación para garantizar la precisión del balance de la temperatura y humedad actual. Además existe una importancia en tener el forzamiento de calor latente para la temperatura potencial durante la dinámica de cada time-step, que es resuelto considerando que se guarda el calor micro físico para el siguiente time-step. La microfísica incluye dos fases, la fase de hielo y la de mezclado, esta última se refiere a los procesos causados por la interacción de las partículas del hielo y el agua (escarchamiento). Además esta parametrización se aplica a las grillas con tamaño menor a 10 km, para procesos convectivos y de formación de hielo, debido que a mayor resolución ($\leq 10\text{km}$) no es confiable que los procesos de fase de mezcla sean correctamente resueltos (Skamarock et al., 2008).

a. Esquema de Thompson

Este esquema incorpora en la parte de procesos físicos y el código computacional técnicas que se encuentran en esquemas más sofisticados, que usan CUADROS de consulta (look-up tables). Asumiendo que la distribución de la forma de la nieve depende del contenido de agua y de la temperatura, además es representada como una suma de las distribuciones gamma y exponencial. Donde la nieve se asume de una forma no esférica con una densidad aparente que varía inversamente del diámetro encontrado en las observaciones, y comparando con otros esquemas que asumen la forma esférica de la nieve con una densidad constante (Skamarock et al., 2008).

Las características del esquema según Thompson et al. (2004) son:

- Distribución gamma generalizada para cada especie de hidrometeoro.
- Nieve no esférica, con densidad variable y distribución de la forma emparejada con las observaciones.
- Un esquema ajustado de saturación más precisa.
- Parámetro de la distribución gamma variable para las gotitas de agua en la nube, basado en observaciones.
- Look-up table para el congelamiento de gotas de agua.
- Look-up table para la transferencia del hielo en la nube a través de la categoría de la nieve.
- Mejora en la deposición y sublimación del vapor, como en la evaporación.
- Recopilación de eficiencia variable para la recolección de gotitas de la nube en la lluvia, nieve y granizo blando.
- Mejora en la recolección de lluvia en la nieve y granizo blando.

b. Esquema de Lin (Purdue)

En este esquema posee seis clases de hidrometeoros (vapor de agua, agua de la nube, lluvia, hielo en la nube, nieve y granizo blando). Todos los términos de producción de las

parametrizaciones están basados en Lin, Rutledge y Hobbs, citado por Shamarock et al. (2008) con algunas modificaciones incluyendo un ajuste en la saturación y la sedimentación del hielo. Siendo un esquema muy sofisticado y adecuado para estudios de investigación. Las modificaciones hechas sobre este esquema fueron tomadas del modelo de nube Purdue, que es documentada por Chen y Sun (2002). Este es un modelo de nube de una dimensión que no solo puede reproducir resultados realistas, sino también es suficientemente simple para ser incorporado en las parametrizaciones de cúmulos. En el modelo Purdue están incluidas la presión no-hidrostática, una microfísica más sofisticada, arrastre, mezcla lateral de remolinos, mezcla vertical de remolinos. Determinándose el rol de los procesos microfísicos son tan importantes como los termodinámicos en las nubes (Oruga y Takahashi, citado por Chen y Sun 2002). Un punto importante en esta parametrización es que las proporciones de mezcla de agua de la nube, hielo en la nube, el agua no precipitable, lluvia, nieve, granizo blando son agua, pronosticada en cada punto de la cuadrícula basado en la advección, la producción, y la caída.

2.3.2. PARAMETRIZACIÓN DE CÚMULOS

Son responsables de los efectos de nubes convectivas y de poca profundidad, para la escala de la subgrilla. Intentando representar los flujos verticales, debido a que las corrientes ascendentes, descendentes y la compensación de movimiento fuera de las nubes son procesos que no son resueltos. Opera en columnas individuales donde el esquema es el gatillador y proporciona el calentamiento vertical y los perfiles de humedad. Algunos de estos esquemas proporcionan nubes y tendencias de precipitación, pero todos proporcionan el componente convectivo de la lluvia superficial (Skamarock et al., 2008).

a. Esquema de Grell-Devenyi

Basándose en las investigaciones de Grell de 1993 y 1994, este esquema evalúa diferentes suposiciones que son comúnmente usadas en los esquemas en las parametrizaciones convectivas y que han sido probadas de tener una gran sensibilidad en las simulaciones del modelo. Se usa las terminologías del control dinámico (el ajuste de la convección por el ambiente), la retroalimentación (ajuste del ambiente por la convección) y el control estático (el modelo de nube que es usado para determinar las propiedades de la nube) (Grell y Dévényi 2002).

En la parte del control estático y la retroalimentación, las suposiciones que se evalúan son de gran importancia en los conjuntos o grupos finales (ensembles) para la convección profunda debido a que influyen directamente en la redistribución vertical del calor y la humedad, y la tasa de precipitación. Estos conjuntos son parte de la parametrización, y poseen parámetros con una variedad de variantes dependiendo del tipo de conjunto.

En esta primera parte se introduce el símbolo λ en las ecuaciones para denotar el tipo de conjunto que se usará. Para estimar las propiedades del modelo de nube empleado en este esquema como el flujo de masa, los perfiles de condensación y evaporación, la energía estática húmeda y el contenido de agua líquida se utiliza una combinación de ecuaciones que hacen referencia al flujo del aire ambiental que entra en la nube y al producto del flujo de masa normalizado (en un nivel z) con el flujo de masa en la base de la nube. Aquí la eficiencia de precipitación es definida en función de la cizalladura del viento y la humedad debajo de la nube. Siendo su parametrización sensible a los datos de condensación y humedad.

Como segunda parte está el control dinámico, donde en primera instancia se establece una conclusión en base al equilibrio de estabilidad, este equilibrio es entre el forzamiento a gran escala y la respuesta de la nube. Lo segundo corresponde a la conclusión basada en la convergencia de humedad, donde la precipitación total es asumida como proporcional a la integrada vertical de la advección de la humedad. Y por último se tiene conclusiones relacionadas al flujo de masa en gran escala en bajos niveles, en este caso la conclusión simula un tiempo de retraso entre las corrientes ascendentes y descendentes imaginando la corriente descendente de la tormenta y en un tiempo más tarde la corriente ascendente (Grell y Dévényi 2002). La energía potencial convectiva disponible (CAPE), también forma parte de las conclusiones anteriormente comentadas. En el caso de esta variable se busca llegar a un equilibrio en su tasa de cambio, suavizar su valor a uno climatológico, o removerlo en una escala de tiempo convectivo (Skamarock et al. 2008).

b. Esquema de Kain-Fritsch (KF)

La versión utilizada en el presente estudio fue modificada en base al esquema de Kain-Fritsch de 1990 y Kain-Fritsch de 1993. Este es un esquema de parametrización de flujo de masa, que usa el método de parcela lagrangiana, incluyendo el movimiento vertical dinámico, para

estimar si existe inestabilidad. Y si esta estará disponible en el crecimiento de la nube y en las propiedades, que las nubes convectivas pueden presentar (Kain, 2003).

Según Kain (2003) el esquema contiene tres partes:

***La función detonante o gatilladora**

Esta encargada de identificar las capas potenciales de origen para el desarrollo de nubes convectivas, denominadas capas de origen de corrientes ascendentes de aire USL (updraft source layers). El análisis comienza en la superficie, y va verticalmente adyacente en las capas del modelo, llegando hasta una profundidad de mezcla que es al menos 60 hPa. Las características termodinámicas que se le atribuyen a esta capa de mezcla son computadas para las variables de temperatura y altura de la parcela en el nivel de condensación por ascenso LCL (lifting condensation level). Para medir la probabilidad de la iniciación de convección, se compara la temperatura de la parcela (T_{LCL}) en LCL, con la temperatura del ambiente (T_{ENV}) en LCL. Se espera que la parcela sea más fría que el ambiente, teniendo una flotabilidad negativa. Basados en estudios de Fritsch y Chappell, citado por Fritsch (2004) mediante observaciones se sugiere que el desarrollo convectivo tiende a ser favorecido por los movimientos verticales. Además se considera que a cada parcela se le asigna una temperatura con perturbación (δT_{vv}) vinculada con la magnitud del movimiento vertical resuelto en la grilla.

Mencionando lo anterior, se establece la condición de que si la temperatura resultante es menor que la temperatura del ambiente ($T_{LCL} + \delta T_{vv} < T_{ENV}$), entonces esta parcela es descartada como candidata para la convección profunda, y la base del USL es movido a un nivel arriba en el modelo, repitiéndose nuevamente la evaluación. En el caso que la temperatura resultante sea mayor sea mayor al del ambiente, la parcela será considerada como favorable para la convección profunda. En este caso la parcela es liberada en el LCL con su temperatura original (sin sumarle la perturbación) y contenido de humedad, además posee una velocidad vertical que es derivada de la perturbación de temperatura. Otra condición que conforma este esquema guarda relación con sobre la velocidad vertical. Si esta permanece positiva sobre una profundidad que excede la profundidad mínima de la nube (3-4km), la convección profunda será activada usando el USL. De no cumplirse, el análisis se desplazará un nivel arriba del

modelo, repitiéndose la evaluación. Este procedimiento parará cuando se haya encontrado un nivel que sea adecuado o se haya movido sobre un nivel más bajo que 300hPa.

***La formulación del flujo de masa**

Las corrientes convectivas ascendentes del esquema son representadas usando un estado constante del ingreso del flujo del aire del ambiente hacia la nube (entrainment) y de la salida del flujo del aire de la nube hacia el ambiente (detrainment) en un modelo de penacho. Las variables que se intercambian en estos flujos son la temperatura potencial equivalente y el vapor de agua. Además el proceso de detrainment incluye también varios hidrometeoros.

Las tasas de entrainment y detrainment son inversamente proporcionales, considerando que a un mayor proceso de entrainment (detrainment) habrá mayor (menor) flotabilidad de la parcela y el ambiente será más húmedo (seco).

Con respecto a las corrientes convectivas descendentes son avivadas por la evaporación de una fracción de lo condensado (generado por las corrientes de aire ascendentes). Esta fracción es equivalente a la relación de las magnitudes de los flujos de masa de las corrientes ascendentes y descendentes.

***La hipótesis de encerramiento**

Se reorganiza la masa en la columna atmosférica con las corrientes ascendentes, descendentes y los flujos de masa ambiental, quitando hasta en un 90% de la energía potencial convectiva disponible (CAPE). Y el esquema se retroalimenta de las tendencias convectivas de la temperatura, relación de mezcla del vapor de agua y relación de mezcla del agua en la nube.

Las modificaciones que se hicieron en esta versión (2004) son las siguientes:

En la formulación de las corrientes ascendentes:

-Se impone una tasa mínima de entrainment para suprimir la convección generalizada en ambientes marginalmente inestables y relativamente secos.

-En la convección poco profunda se permite las corrientes ascendentes que no alcancen la mínima profundidad de una nube va a precipitar. Esta profundidad está en función de la temperatura de base de la nube.

-La tasa de entrainment está habilitada para variar en función de la convergencia en niveles bajos.

En las corrientes descendentes:

-Son formadas en la capa que está de 150-200hPa por encima de la base de la nube.

-El flujo de masa de las corrientes descendentes de aire son estimadas en función de la humedad relativa y la estabilidad sobre la base de la nube, más que la cizalladura vertical del viento.

-El detrainment está especificado que ocurra en la capa de origen de las corrientes descendentes y las que están por debajo.

-La relación de la eficiencia de precipitación no es usada.

c. Esquema de Betts-Miller-Janjic (BMJ)

El presente esquema se diferencia de su antecesor (esquema Betts-Miller de 1986) en los parámetros de convección profunda, donde los perfiles de humedad (que se determina por la depresión de la presión de saturación en la base (S1), en el nivel de congelamiento (S2) y en el tope de la nube convectiva) y relajación del tiempo (lapso temporal durante el cual el ajuste convectivo responde al forzante de gran escala) no son fijos, sino son variables y dependen de un parámetro que caracteriza el régimen de convección denominado “eficiencia de la nube” (Janjic 2000). Este parámetro es dependiente del cambio de entropía y precipitación sobre cada paso de tiempo (time step), y de la temperatura media de la nube. Además dentro de la convección poco profunda, el perfil de humedad es definida en base que la entropía sea pequeña y no negativa (Janjic 2000).

El esquema BMJ ha sido modificado para una mayor resolución horizontal, a través de modificaciones en el mecanismo de gatillamiento, en los siguientes puntos:

-Un valor del cambio de entropía en la nube es instalado por debajo, donde la convección profunda no es desencadenada.

-Se establece un umbral positivo que no puede ser excedido por el trabajo de la fuerza de flotabilidad, dado por el ascenso de partículas que se mezclan con el ambiente con el objetivo de encontrar el tope de la nube.

2.3.3. MODELO DE SUPERFICIE DE LA TIERRA (LSM)

Usan la información de los esquemas de capa superficial, radiación, microfísica y convectivo, junto con la información interna del estado de las variables de superficie y las propiedades que poseen, determina los flujos de humedad y calor sobre las superficies terrestres, acuáticas y de hielo. No provee tendencias, pero actualiza el estado de las variables de la temperatura del suelo, el perfil de temperatura del suelo, el perfil de humedad del suelo, cobertura de nieve y las propiedades del dosel. En el LSM no se produce la interacción entre puntos vecinos, por lo que se considera como una columna de una dimensión para cada punto de grilla del suelo en el WRF (Skamarock et al., 2008).

a. Unified Noah land-surface model

El Noah LSM está basado en el modelo de Oregon State University LSM (OSULSM) descrito por Chen y Dudhia (2001) de la siguiente forma:

Este LSM está basado en el acoplamiento diurnamente dependiente de la evapotranspiración potencial de Penman, un modelo de multicapas del suelo y un modelo primitivo de dosel. Este último tiene una capa de dosel que pronostica las variables de: humedad del suelo y temperatura en las capas del suelo, agua almacenada en el dosel y nieve almacenada en la tierra. Son cuatro capas de suelo, cuyas profundidades a partir del suelo van de 0.1, 0.3, 0.6 y 1.0 m, respectivamente. Por otro lado, en la termodinámica del modelo la temperatura superficial (skin temperature) se resuelve aplicando una ecuación de balance de energía superficial linealizada, donde se representa la combinación de la superficie de la tierra-vegetación. El flujo de calor de la tierra es controlado por la ecuación de la difusión para la temperatura (T):

$$C(\Theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K_t(\Theta) \frac{\partial T}{\partial z}] \quad (29)$$

Donde:

C : Capacidad de calor volumétrica ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$)

K_t : Conductividad termal ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)

Están en función del contenido volumétrico del agua en el suelo

Θ : Fracción en unidad de volumen del suelo ocupado por agua.

La parte hidrológica pronostica el contenido volumétrico de humedad (Θ) con la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_{\Theta} \quad (30)$$

Donde:

D : Difusividad del agua del suelo

K : Conductividad hidráulica

F_{Θ} : Representan fuentes (precipitación, evaporación, escorrentía, entre otros)

La importancia de parametrizar esta variable se refleja en estudios de Cuenca, citado por Chen y Dudhia (2001), donde se demuestra que en el caso de suelo desnudo la división diurna de la energía superficial del calor latente y sensible es tremendamente afectado por la parametrización.

El LSM también comprende un modelo para la nieve y el hielo marino. El modelo de nieve posee solo una capa y se simula la nieve acumulada, sublimizada, su derretimiento y el calor que se intercambia entre la nieve y atmósfera, y las interfaces de la nieve y el suelo. Además

la precipitación es considerada como nieve cuando la temperatura de la baja atmosfera está por debajo de 0°C. Sin embargo, aún se tienen ciertas debilidades en este modelo como: una cobertura uniforme de nieve sobre cada grilla del modelo, solo una capa de nieve, una difusividad termal constante de la nieve, además no se considera la edad de la nieve ni su porosidad.

Entre las variables del LSM se tiene el tipo de vegetación y textura del suelo que son consideradas variables primarias, a partir de ellas se determinarán otras secundarias como la mínima resistencia del dosel, las propiedades hidráulicas del suelo, etc. La clasificación de vegetación usa los datos del United States Geological Survey (USGS) SiB model vegetation categorization de 1km de resolución. Estos datos también proporcionan información sobre la distribución espacial de la vegetación y también delimitan los cuerpos de agua y superficie del suelo. Mientras que la textura del suelo usa datos del United States Department of Agriculture's State soil Geographic Database a 1km.

Otro punto importante es la parametrización de la superficie del suelo asociada al LSM, que proporciona un coeficiente de intercambio para el momentum, calor y vapor de agua usado para determinar el flujo de esas cantidades entre la superficie del suelo y la atmósfera. Este coeficiente es pasado del LSM a el esquema de capa limite planetaria (PBL), la rutina del LSM retorna al esquema de PBL el calor de superficie y los flujos de humedad para el cálculo del flujo de convergencia de la capa limite, que contribuirá al cálculo de la tendencias temperatura y humedad. Por último el LSM no solo puede proporcionar variaciones diurnas del flujo de calor (que es la principal función del LSM), sino también corrige la evolución estacional de la humedad del suelo en el contexto de un sistema de larga asimilación de datos. Y las forzantes de la superficie del suelo no solo influyen en la circulación local, sino también modifican los procesos de precipitación de gran escala (Chen y Dudhia 2001).

b. Noah-MP (multi-physics) land-surface model

Usa múltiples opciones para los procesos de interacción entre suelo y la atmósfera. El Noah-MP contiene un dosel de vegetación separado, definido por el dosel en el tope y fondo de la hoja física, y las propiedades radiométricas utilizadas en un esquema de transferencia de radiación del dosel entre dos corrientes que incluye efectos de sombra. Este esquema posee un paquete de nieve con múltiples capas de almacenamiento de agua en estado líquido y la

capacidad de fundir y congelar. Un modelo de intercepción de nieve describe la carga y descarga, fundición y congelamiento, y la sublimación de la intercepción del dosel con la nieve. Múltiples opciones están disponibles para la infiltración y el escurrimiento superficial del agua, y la transferencia de las aguas subterráneas y de almacenamiento incluyendo la profundidad del nivel freático de acuífero no confinado. Densidad vertical y horizontal de la vegetación se puede prescribir o predecirse mediante la fotosíntesis y dinámica de los modelos de vegetación que asignan carbono a la vegetación (hojas, tallo, raíz y madera) y un estanque de carbón orgánico (rápido y lento) (Skamarock et al., 2008).

2.3.4. CAPA LIMITE PLANETARIA (PBL)

Son responsables del movimiento de los flujos verticales en la escala de sub grilla, debido al transporte de remolinos en toda la columna atmosférica, y no solo en la capa límite. Las más apropiadas opciones de difusión horizontal están basadas en la deformación horizontal o en los valores constantes de viscosidad horizontal del remolino (K_h), donde la mezcla horizontal y vertical son tratadas independientemente. Los flujos de superficie son proporcionados por los esquemas de capa superficial y superficie del terreno. Además este esquema determina los perfiles de flujo de la mezcla de la capa límite y la capa estable. Proporcionando tendencias de la temperatura, humedad (incluyendo nubes) y momentum horizontal en toda la columna atmosférica. Algunos esquemas de incluyen mezcla seca, pero con efectos de saturación en la estabilidad vertical, que determina la mezcla. Teniendo esquemas de una sola dimensión, asume una clara separación entre remolinos de sub grillas y remolinos resueltos. Este supuesto es menos claro cuando el tamaño de la grilla se reduce a pocos metros (mayor resolución espacial) (Skamarock et al., 2008).

a. Esquema de Yonsei University

El esquema de Yonsei University PBL nace de la necesidad de mejorar el esquema Medium-Range Forecast (MRF) de PBL. Se implantaron modificaciones en base a estudios de Noh citado por Hong et al. (2006), donde se describe un tratamiento explícito de los procesos de entrainment de calor y flujo de momento de la capa de inversión, uso verticalmente de diversas parametrizaciones en el PBL como el número de Prandtl y la escala de velocidad de capa de mezcla, y la inclusión de la mezcla K no local para el momento.

Dentro del esquema, la determinación de la altura (h) de la capa límite está dada por la siguiente ecuación:

$$h = Rib_{cr} \frac{\theta_{va}|U(h)|^2}{g[\theta_v(h) - \theta_s]} \quad (31)$$

Donde:

Rib_{cr} : Es el número de Richardson crítico

$U(h)$: Es la velocidad del viento horizontal en h

θ_{va} : Es la temperatura potencial virtual en el nivel más bajo del modelo

$\theta_v(h)$: Es la temperatura potencial virtual en h

θ_s : Es la temperatura cerca de la superficie

El h puede ser muy grande cuando la velocidad del viento es intenso en los niveles z del modelo (Mass citado por Hong et al., 2006). Además si el Rib_{cr} es muy pequeño se reduce la intensidad de turbulencia por el debilitamiento del efecto de entrainment, el cual puede proporcionar una estructura más realista del PBL, particularmente cuando el viento es fuerte y la capa límite se desarrolla. Al debilitarse la mezcla por turbulencia se acumula mayor humedad cerca de la superficie, sirviendo como gatillador para una precipitación convectiva ligera antes que se organizarse en una convectiva profunda. Por ende, juega un papel importante en representar la interacción entre la capa límite y los procesos de convección profunda.

La base del esquema YSU PBL está en su paquete de difusión vertical. Donde por definición se tiene que para la capa de mezcla ($z \leq h$) la ecuación del pronóstico de las variables $C(u, v, q, \theta)$ por difusión de turbulencia esta expresada en:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) - \overline{(w'c')}_h \left(\frac{z}{h} \right)^3 \right] \quad (32)$$

Donde:

K_c : Coeficiente de difusividad del remolino.

γ_c : Gradiente local de corrección, el cual incorpora la contribución de los remolinos a gran escala para el flujo total.

$\overline{(w'c')}_h$: Es el flujo en la capa de inversión.

Recordando que la altura del PBL (h) es definida como el nivel donde existe el mínimo flujo en el nivel de inversión, la aproximación de la difusión local por encima de la capa de mezcla ($z > h$), está basada en observaciones de la longitud de la mezcla por turbulencia y la estabilidad (Kim y Mat citado por Hong et al., 2006).

Entre las características del YSU PBL se tiene lo siguiente:

- Se incrementa la capa límite de mezcla en el régimen de convección libre inducida termalmente y decrece en el régimen de convección forzada inducida mecánicamente.
- El flujo del momento es mejorado produciendo un perfil de viento más neutral.
- Se representa la variación diurna de la mezcla por turbulencia.
- Es resuelto el problema de la gran intensidad de mezcla en el tope del PBL al mediodía.
- No genera una estructura estable en la parte más alta del PBL a diferencia del MRF PBL.
- El perfil de humedad experimenta un impacto similar al de la temperatura. Por otra parte, el campo de viento revela un fortalecimiento de la velocidad del viento cerca del tope del PBL y un debilitamiento en la parte más alta de la capa de mezcla.
- La inclusión de efectos no locales para la temperatura y humedad (γ_c).

Según la investigación de Hong et al. (2006) la mezcla por turbulencia no local del calor es producido por el efecto denominado “countergradient”, cuyo papel es neutralizar el gradiente por el enfriamiento de la parte baja del PBL y el calentamiento de la parte más alta. Siendo evidente el efecto del flujo de momento no local, que neutraliza la cizalladura del viento, considerando que el efecto del flujo no local es confinado por debajo del nivel del flujo.

b. Esquema de Mellor-Yamada-Janjic

El esquema de Mellor y Yamada nivel 2.5 es desarrollado con el fin de identificar las mínimas condiciones para habilitar el desarrollo satisfactorio del esquema en todo el rango del forzamiento atmosférico y desarrollar un método robusto, consistente y preciso para la aplicación en modelos sinópticos y de mesoescala.

El esquema está conformado por las siguientes ecuaciones:

$$\frac{d\left(\frac{q^2}{2}\right)}{dt} - \left(\frac{\partial}{\partial z}\right) \left[\ell q S_q \left(\frac{\partial}{\partial z}\right) \left(\frac{q^2}{2}\right) \right] = P_s + P_b - \varepsilon, \varepsilon = q^3 / (B_1 \ell) \quad (33)$$

$$K_M = \ell q S_H \quad (34)$$

$$S_M(6A_1 A_2 G_M) + S_H(1 - 3A_2 B_2 G_H - 12A_1 A_2 G_H) = A_2 \quad (35)$$

$$S_M(1 + 6A_1^2 G_M - 9A_1 A_2 G_H) - S_H(12A_1^2 G_H + 9A_1 A_2 G_H) = A_1(1 - 3C_1) \quad (36)$$

$$G_M = \left(\frac{\ell^2}{q^2}\right) \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2 \right], G_H = -\left(\frac{\ell^2}{q^2}\right) \beta g \partial \Theta_V / \partial z \quad (37)$$

Donde:

$$S_q = 0.20$$

$$\beta = 1/1273$$

$$A_1 = 0.65988838$$

$$A_2 = 0.65742096$$

$$B_1 = 11.877992$$

$$B_2 = 7.226971$$

$$C_1 = 0.00083092297$$

$\frac{q^2}{2}$: Energía cinética turbulenta (TKE)

ℓ : Es la escala de longitud maestra

V : Es usada para denotar la temperatura potencial virtual

S : Es un cuantitativo pasivo

q : Humedad específica.

K_M : Es el coeficiente de intercambio de turbulencia vertical para el momento

P_s y P_b : Son términos de la producción de energía cinética turbulenta debido a la cizalladura y flotabilidad respectivamente.

ε : Es la disipación

$A_1 A_2, B_1, B_2$ y C_1 : Son constantes determinadas por los datos experimentales y las relaciones internas determinadas por en el experimento MY82 (Mellor y Yamada, citado por Janjic 2002).

En las ecuaciones del 33 al 37 se muestra que los cambios de fase de agua en la atmósfera afectan a la turbulencia indirectamente, a través de cambios en los parámetros de conducción a gran escala. Dentro del esquema la escala de “longitud maestra”, que hace referencia a la altura de la capa límite, es determinada primero. El paso siguiente es agregar la contribución de los términos producción y disipación para la TKE. Los coeficientes de difusión son resueltos usando el actual TKE. La difusión vertical del TKE es pospuesta hasta después de hallar los coeficientes de intercambio de turbulencia. Los parámetros que describen la producción y disipación del TKE y la difusión vertical de variables a gran escala son q_i (que determina la evolución del TKE) y q_{i+1} (calcula los coeficientes de intercambio). Luego de este análisis la escala de longitud maestra es determinada por la siguiente ecuación:

$$\ell = \frac{\ell_0 k z}{k z + \ell_0}, \ell_0 = \alpha \int |z| q dz / \int (q dz), \alpha = const, \quad (38)$$

Donde:

k : Es la constante de Von Karman

α : Es una constante empírica de valor 0.25

ℓ_0 : Es el valor inicial de ℓ al comienzo del paso de tiempo Δt

La investigación de Janjic (2002), demuestra que el límite superior impuesto en el esquema es apropiado para la escala de longitud maestra, mostrando el requerimiento que la TKE y la escala de longitud maestra sean positivas, siendo el límite superior propuesto proporcional a la raíz cuadrada de dos veces el TKE y a una función de gran escala de los parámetros de flotabilidad y cizalladura. Dentro del esquema además se encuentran definidas dos condiciones para la columna atmosférica. El primero hace referencia al rango inestable, que es definida en que la producción del TKE sea no singular in el caso del crecimiento de la turbulencia, y el otro caso se refiere al rango estable, que es derivado del requerimiento que el radio de la varianza de desviación de la velocidad vertical y el TKE no puedan ser menor que el régimen correspondiente al desvanecimiento de la turbulencia. Sin embargo, si la producción del TKE es incapaz de balancear la disipación, por un rango con fuerte estabilidad y una cizalladura muy débil, entonces la solución de equilibrio convierte al TKE en negativo. Habiendo aclarado este punto se define la altura del PBL como la altura del nivel más bajo del modelo, donde la producción de TKE es incapaz de balancear la disipación. En consecuencia, los valores de la escala de longitud maestra son modificados para no exceder el límite superior determinado.

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. DATOS:

3.1.1. ESTACIONES METEOROLÓGICAS

Se utilizaron en total 27 estaciones meteorológicas, 26 estaciones meteorológicas convencionales del SENAMHI y la una estación automática de Huayao del IGP de las cuales solo se utilizó los datos correspondientes al mes de febrero para cada año. El siguiente CUADRO resume las características de las estaciones.

TABLA 2: Características de las estaciones meteorológicas pertenecientes a la cuenca del Mantaro

N°	Estaciones	Lon	Lat	Alt.(m)	Periodo de datos	Precipitación
1	Huayao	-75.32	-12.04	3308	2000-2012	diaria
2	Viques	-75.23	-12.16	3186	2000-2012	diaria
3	Santa Ana	-75.22	-12	3295	2000-2012	diaria
4	Laive	-75.36	-12.25	3990	2000-2012	diaria
5	Jarpa	-75.43	-12.12	3726	2000-2012	diaria
6	Acobamba	-74.57	-12.84	3236	2000-2012	diaria
7	Pilchaca	-75.08	-12.35	3570	2000-2012	diaria
8	Lircay	-74.72	-12.98	3150	2000-2012	diaria
9	Ricran	-75.01	-11.62	3500	2000-2012	diaria
10	Quinua	-74.14	-13.06	3260	2000-2012	diaria
11	Pampas	-74.85	-12.38	3260	2000-2012	diaria
12	Huancalpi	-75.24	-12.58	3800	2000-2012	diaria
13	Comas	-75.13	-11.75	3300	2000-2012	Diaria
14	Ingenio	-75.27	-11.88	3399	2000-2012	Diaria

continuacion

15	Marcapomacocha	-76.33	-11.4	4413	2000-2012	Diaria
16	Yantac	-76.4	-11.33	4600	2000-2012	Diaria
17	Jauja	-75.47	-11.78	3322	2000-2012	Diaria
18	Huancavelica	-75.01	-12.78	3676	2000-2012	Diaria
19	Cerro Pasco	-76.26	-10.69	4260	2000-2012	Diaria
20	Tarma	-75.69	-11.4	3000	2000-2012	Diaria
21	Wayllapampa	-74.22	-13.08	2470	2000-2012	Diaria
22	La Oroya	-75.97	-11.58	4007	2000-2012	Diaria
23	Carhuacayan	-76.28	-11.2	4150	2000-2012	Diaria
24	Salcabamba	-74.79	-12.2	3275	2000-2012	Diaria
25	Huanta	-74.25	-12.93	2660	2000-2012	Diaria
26	San Pedro de Cachi	-74.36	-13.07	2990	2000-2012	Diaria
27	Automática de Huayao	-75.32	-12.04	3308	2002-2012	Horaria

FUENTE: Información del diagnóstico de la Cuenca del Mantaro bajo la Visión de CambioClimático por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) Vol. II.

Y la siguiente figura muestra la distribución espacial de las estaciones sobre la zona de estudio:

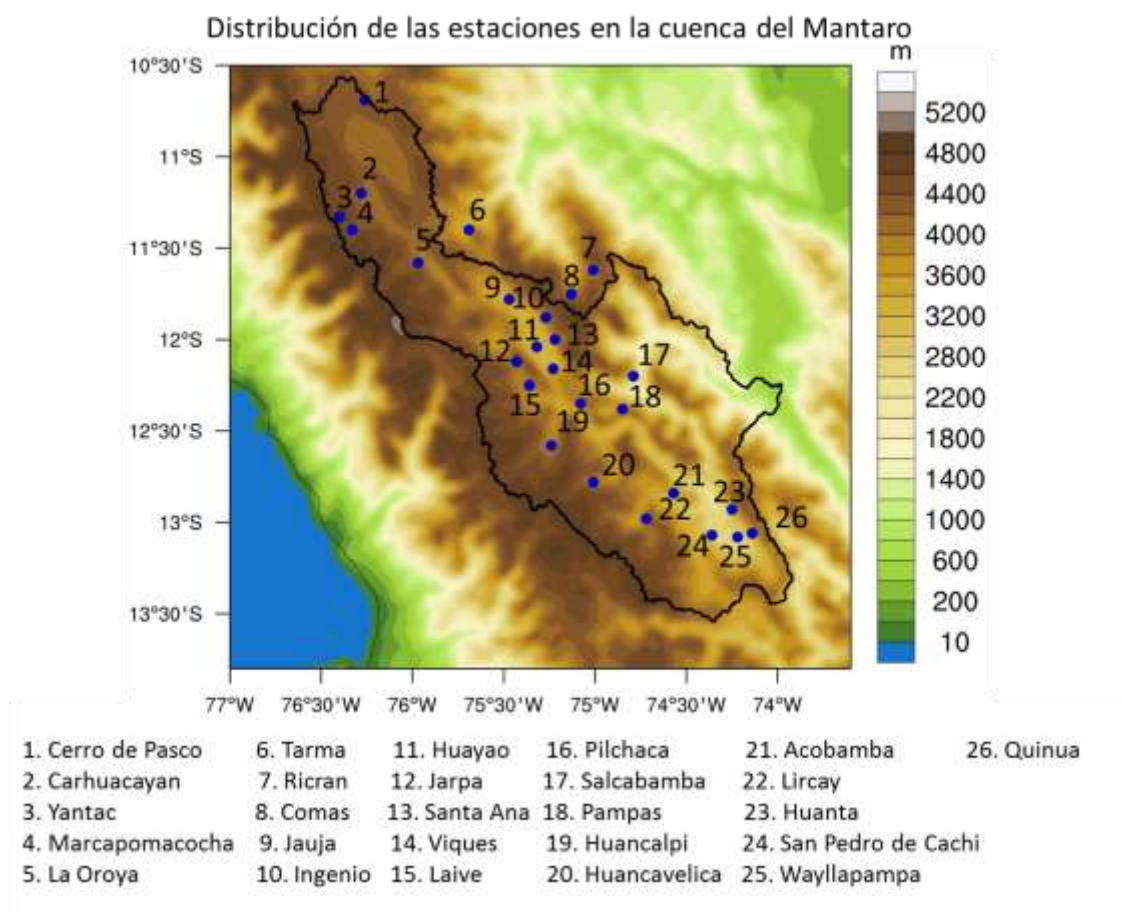


FIGURA 17: Distribución espacial de las estaciones (puntos azules) y altura del terreno.

3.1.2. RADAR DE PRECIPITACIÓN DEL SATÉLITE TRMM

El radar de precipitación (PR) es un instrumento espacial dispuesto por el National Aeronautics and Space Administration (NASA) Earth Data que ofrece mapas tridimensionales de la estructura de tormentas. Este es un radar activo de 13.8 GHz que graba energía reflejada por objetos en la atmósfera, proporcionando información sobre la intensidad y la distribución de la lluvia principalmente entre otras variables en beneficio del estudio de la precipitación (Chávez 2013). El satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) posee las siguientes características de su órbita:

*Latitud: 38°S-38°N

*Longitud: 180°W-180°E

*Orbita la tierra alrededor de 16 veces al día, donde cada orbita tiene una duración de 92.5 minutos.

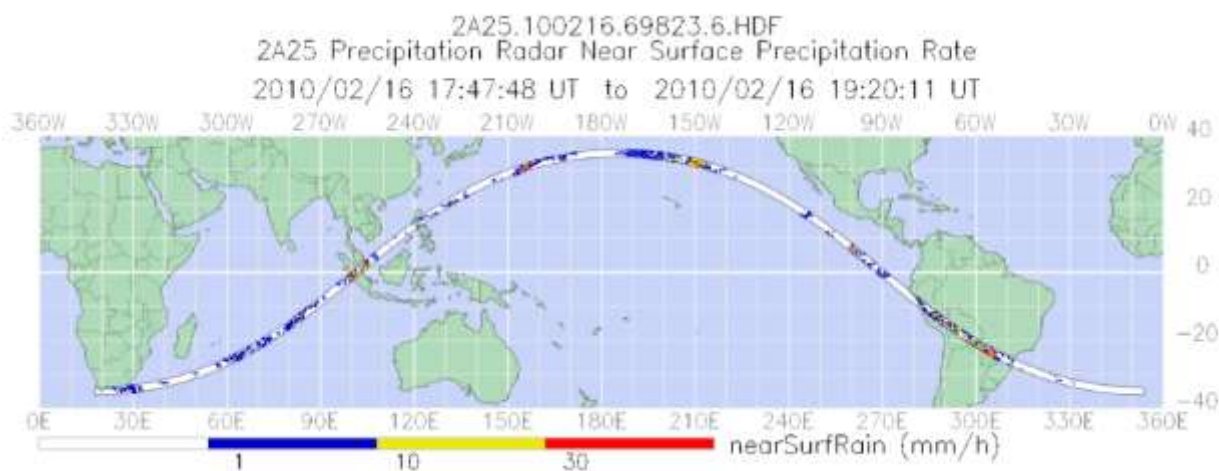


FIGURA 18: Representación de la órbita del TRMM. Los colores representan la intensidad de la lluvia.

FUENTE: Chávez, 2013.

a. Productos del TRMM usados en la investigación

En este estudio se utilizaron dos productos, el producto 3B42 versión 7 que provee datos de precipitación cada tres horas de una combinación de observaciones remotas (imágenes de microondas, radar de precipitación, escáner infrarrojo y visible) (Huffman y Bolvin, citado por Moure et al., 2015) a una resolución de 0.25°. Así mismo este producto sobreestima la precipitación menor a 2mm/hr y subestima las cantidades medianas y grandes de precipitación de acuerdo al estudio de Scheel, citado por Chávez (2013). Por otro lado el segundo producto fue el 2A25 versión 7, con una resolución de 0.05° permite establecer comparaciones con salidas simuladas a alta resolución; sin embargo, posee una baja resolución temporal pasando por un mismo cada 3 días. En consecuencia los fines de uso de este producto están enfocados para un análisis climático.

De los dos productos mencionados se proporcionó los datos del promedio multianual (2000-2012) precipitación diaria (mm/día) para el mes de febrero, además del ciclo diurno de la precipitación del producto 2A25 para el verano (Diciembre, Enero y Febrero). Debido a la baja

resolución temporal de este, no es posible obtener el ciclo diurno solo para febrero porque no se logra en cubrir toda la cuenca en el periodo mencionado.

3.1.3. DATOS DE ENTRADA DEL MODELO WRF

a. Datos del Reanálisis Global

Los datos del Reanálisis Global se utilizaron como condiciones iniciales y de frontera. Para ello se usaron del reanálisis operacional global del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) FNL (Final), con resolución horizontal de 1° por 1° y salidas cada 6 horas. Cabe mencionar que los FNL están hechos por el mismo Global Forecast System (GFS) y son preparados alrededor de una hora o más luego que el GFS es inicializado, gracias a esto más datos observacionales pueden ser usados.

Los reanálisis están disponibles sobre la superficie, en 26 niveles de 1000mb a 10mb, en la capa limite superficial y algunas capas sigma, la tropopausa y algunos otros. Los parámetros incluyen presión superficial, presión al nivel de mar, altura geopotencial, temperatura, temperatura superficial del mar, valores de los parámetros del suelo, cobertura de hielo, humedad relativa, componente zonal U y meridional V del viento, movimiento vertical, vorticidad y ozono.

b. Datos de la topografía

Los datos del Global 30 Arc-Second Elevation (GTOPO3) del United States Geological Survey (USGS) representan los datos de entrada de mayor resolución para la topografía usados por defecto en el modelo WRF. Estos datos son derivados como uno de los productos del modelo de elevación digital (MED) del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). El campo de datos del GTOPO30 se extiende desde los 90° S hasta los 90°N, y a lo largo de toda la latitud desde los 180°O a los 180°E, con espacio en el grillado de 30 arcosegundos (915m) (USGS 1997). Sin embargo, en la presente investigación estos datos fueron reemplazados por el MED SRTM a 90m de resolución. Estos últimos son proporcionados gracias a la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA) y a la Agencia Nacional de Inteligencia Geo-Espacial (NGA), que expone las áreas que caigan fuera del territorio de los Estados Unidos, los datos se pueden distribuir públicamente a una resolución reducida igual o mayor que 3 arcosegundos (aproximadamente 90 m en el ecuador). Desde el 2003 estos datos se han convertido en la norma global de la topografía a mediana y pequeña escala (Guth,

2005) dentro de las comunidades científicas y geoespaciales. El SRTM a 90m fue diseñado con umbrales de precisión cartográfica para ayudar a asegurar un conjunto de datos topográficos globales exactos y consistentes, convirtiéndose en fuente de datos más realista que el GTOPO30 United States Geological Survey (USGS). La comparación entre las dos fuentes de datos será explicada en detalle en el capítulo de resultados.

3.2. MÉTODOS

3.2.1. ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN OBSERVADA EN LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS Y LA ESTIMADA POR EL RADAR DEL SATÉLITE DE PRECIPITACIÓN TRMM.

a. Análisis de la precipitación de las estaciones meteorológicas

Antes del análisis de los datos de precipitación se aplicó el software RClimdex, programa basado en Microsoft Excel que proporciona un paquete computacional fácil de usar para el cálculo de Índices de extremos climáticos, además de ser muy útil para el control de calidad. Por ende, se aplicó este software a 6 estaciones que se adicionaron a las ya obtenidas por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), debido a que estas últimas se les había aplicado el RClimdex, con ello se uniformizó los datos para las estaciones eliminando datos sospechosos. Este procedimiento tiene antecedentes en los estudios de Pinilla y Pinzón (2010), y Oria (2012).

Luego de haber pasado el control de calidad, se clasificó las estaciones según su distribución espacial en tres zonas (Norte, Centro y Sur), esto solamente para el análisis de los datos. De esta manera se calculó los principales estadísticos (mediana, moda, máximo, mínimo, desviación estándar) y el valor acumulado de la precipitación para cada estación. Además se agrupó los datos de precipitación diaria de todas las estaciones de acuerdo a su zona para cada año y se aplicó el análisis de diagrama de cajas o box-plots. Recordemos que el gráfico generado de este análisis está basado en una caja que representa el primer cuartil (25% de los datos) en el límite inferior, el segundo cuartil o mediana (ubicada dentro de la caja) y el tercer cuartil (75% de los datos). Para estos análisis se realizaron programas en MATLAB.

b. Análisis de la precipitación estimada por el TRMM

Los datos de precipitación acumulada (mm/mes) del producto 2A25 del TRMM fueron comparados espacialmente con las estaciones sobre la cuenca, encontrando el punto de grilla más cercano a la estación. De esta forma se determinó el BIAS para cuantificar la subestimación o sobreestimación con la diferencia del valor estimado del TRMM (P_e) y el valor observado de la estación (P_o), en la ecuación 39.

$$BIAS_{TRMM} = P_e - P_o \quad (39)$$

También se hizo un análisis con el valor estandarizado (Z-Score) del promedio multianual (2000-2012) de precipitación acumulada (mm/mes) del mes de febrero de cada estación y cada grilla del TRMM más cercana a esta. Cuyo eje horizontal representa cada estación analizada, mientras que, el eje vertical representa los valores de Z. El cálculo de este último es mediante la siguiente ecuación:

$$Z = \frac{(x-\mu)}{\sigma} \quad (40)$$

Donde x es la precipitación de una estación o grilla del TRMM, μ es la precipitación media de todas las estaciones o grillas y σ es la desviación estándar.

Para el siguiente paso se realizó cortes transversales sobre la cuenca donde se evaluó los contrastes de precipitación observada sobre las montañas y los valles, y al mismo tiempo se comparó con el TRMM, para observar si este representa adecuadamente esta distribución. Y por último se graficó diagramas de dispersión de la precipitación vs la altura del terreno para las estaciones y el TRMM.

3.2.2. VALIDACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN DEL MODELO WRF CON LOS DATOS DE LAS ESTACIONES Y DEL RADAR DEL SATÉLITE DE PRECIPITACIÓN TRMM

El modelo WRF utiliza dos fuentes de datos como se vio en el capítulo de revisión de literatura, uno que provee las variables atmosféricas (proporcionados por los modelos globales, o en este caso por los datos del NCEP FNL) y el segundo las variables estáticas (uso del suelo, topografía, categoría de suelo, entre otras). En este último se hizo el cambio de topografía para

acercarse más a las condiciones reales de la zona de estudio, antes de pasar a la configuración del modelo se describe este procedimiento.

a. Cambio de la topografía del modelo WRF

Debido a que nuestra zona de estudio (la cuenca del Mantaro) abarca gran parte de los Andes Centrales se tuvo que adaptar el modelo a las características complejas de topografía, por la influencia de estas características en los patrones de precipitación (variable en estudio), por lo cual se recurrió a los datos del SRTM de 90m de resolución, que en adelante lo denominaremos como SRTM90.

La implementación del STRM90 puede resumir en 3 pasos:

-Descargar los datos del STRM90 de la siguiente página:

<http://www.cgiar-csi.org/data/srtm-90m-digital-elevation-database-v4-1>

De acuerdo a la zona de estudio que se quiera simular.

-Pasar los archivos a un formato GEOTIFF, de esta forma se puede colocar los datos en una carpeta, de donde se debe dar la ruta de la ubicación en el archivo namelist.wps (mencionado anteriormente en la literatura).

-Como último paso, antes de ejecutar el programa geogrid.exe se debe modificar la información de su configuración, que se encuentra dentro del archivo geogrid.tbl, de esta forma se evitará que el modelo siga cogiendo los datos del USGS para optar por datos del SRTM90.

b. Simulación con el modelo WRF

Las simulaciones con el modelo WRF se dividen en dos grupos. Para el primero se realizó simulaciones con una configuración de control del mes de febrero para 13 años en el periodo del 2000 al 2012 (GRUPO1). Y el segundo consistió en realizar simulaciones para febrero del 2002 cambiando las parametrizaciones en cada experimento (GRUPO2).

La configuración de control se refiere al uso de determinados esquemas de parametrizaciones físicas en el modelo, que servirán de referencia ante cualquier cambio que se haga en un

esquema (un experimento), de esta forma se tiene una referencia para la comparación del experimento, siguiendo con la metodología de estudios anteriores (Jankov et al., 2005; Awan et al., 2011; Maussion et al., 2011).

- **Forma de realizar las simulaciones en el WRF**

Para el primer grupo se aplicó un downscaling dinámico en base al anidamiento de dos dominios (27 y 9km) (figura 19) en forma de one-way nesting por el primer método (descrito en el subtítulo 2.3.8), de manera que se simula el primer dominio de 27km para luego usar el programa ndown.exe y correr el dominio de 9km para cada febrero del 2000 al 2012, definiendo un namelist.input para cada dominio. La simulación del segundo grupo fue one-way nesting por el segundo método, dicho de otra manera no se usó el ndown.exe y se empleó un solo namelist.input. En este caso el anidamiento fue de tres dominios (27, 9 y 3km) (figura 19) teniendo en total 6 simulaciones incluida la simulación de control para febrero del 2002.

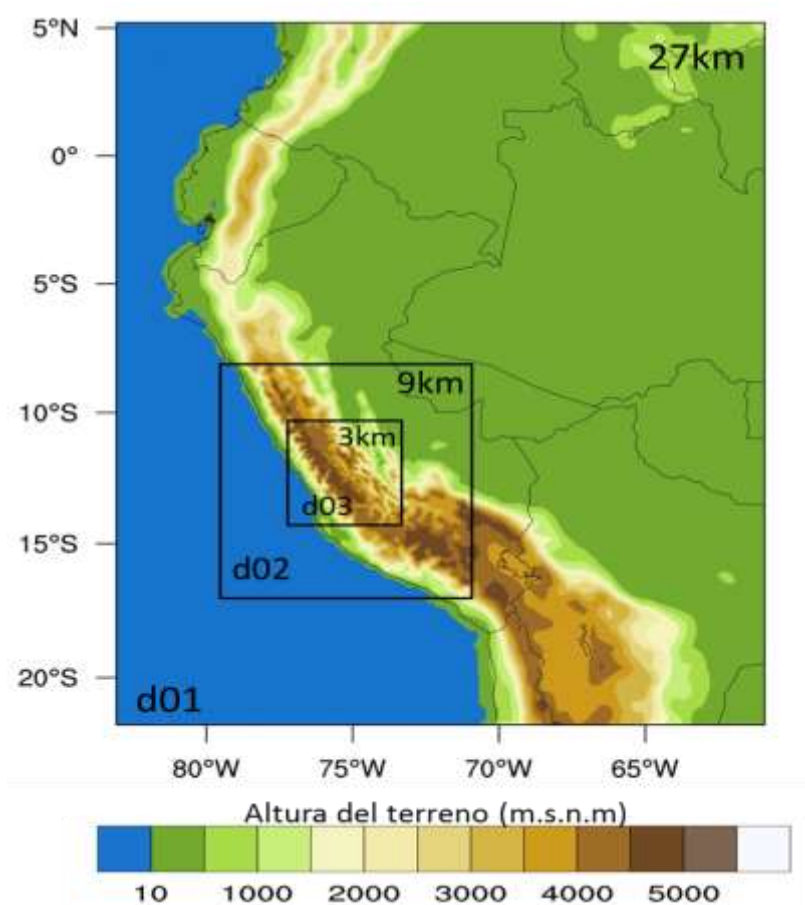


FIGURA 19: Dominios anidados para la simulación. Primer dominio (d01), segundo (d02) y tercer (d03) dominio.

Para las simulaciones del GRUPO1 se consideró salidas cada 3hr para el dominio de 27km y 1hr para el de 9km, del mismo modo para el GRUPO2 solo que sus salidas de 3km fueron para cada hora. Se consideró un spin up de tres días, por lo cual las simulaciones comenzaron el día 29 de enero a las 00 UTC y terminaron el día 01 de marzo a las 06 UTC. Debemos recordar que el spin-up es el tiempo que le damos a nuestra simulación para la inicialización del modelo; sin embargo, esta no se considera dentro del análisis de los datos. Además es importante mencionar que para simulaciones menores o iguales a 4km de resolución, es recomendable desactivar la parametrización de cúmulos, porque se cree que el modelo es capaz de simular los procesos de dicha parametrización a esta resolución. Tal como se menciona en el manual del modelo y en estudios previos (Maussion et al., 2011; Gutmann et al., 2011). El resumen de todo lo mencionado se presenta en el CUADRO 3.

TABLA 3: Resumen de las características de la simulaciones en el WRF para el GRUPO1 y GRUPO2.

Características de la simulación	GRUPO1	GRUPO2
Número de niveles verticales	36	36
Resolución de los dominios	27km, 9km	27km, 9km, 3km
Puntos de grillas en el eje de la longitud (W-E)	81, 94	81, 94, 127
Puntos de grillas en el eje de la latitud (S-N)	100, 100	100, 100, 133
Punto central de la simulación	-8.5°S y -72°W	-8.5°S y -72°W
Paso de tiempo (time-step)	150s, 50s	36s, 12s, 4s
Anidamiento	One-way con ndown	One-way sin ndown
Spin-up	3 días	3 días
Desactivación de la parametrización de cúmulos	No se desactiva	Se desactiva en la simulación de 3km

FUENTE: Elaboración propia.

- **Configuración de la simulación control**

La simulación de control que en adelante lo denominaremos simplemente como control, se estableció como referencia para evaluar la sensibilidad del modelo con diferentes parametrizaciones que será descrito más adelante. Es importante mencionar que la selección de los esquemas para cada parametrización se realizó basándose en estudios previos, considerando primero los estudios que se hicieron en los Andes para luego considerar las investigaciones en zonas con características similares. Habiendo aclarado este punto, la configuración del control se basó en los estudios de Moure et al. (2015), Gutmann et al. (2011), y de Leung y Qian (2009). Esta configuración se detalla en el CUADRO 4.

TABLA 4: Esquemas de parametrización física para la simulación de control.

Parametrizaciones	Esquema (opción que se escogió)	Referencia
Microfísica (mp_physics)	Thompson (8)	Rasmussen and Hall (2008, MWR).
Parametrización de cúmulos (cu_physics)	Grell-Devenyi (3)	Grell and Devenyi (2002).
Capa superficial (sf_surface_physics)	Unified Noah land-surface model (2)	Chen and Dudhia (2001).
Capa limite planetaria (bl_pbl_physics)	Yonsei University (YSU), Topo wind activado (1)	Hong, Noh and Dudhia (2006, MWR).

FUENTE: Elaboración propia.

c. Validación con los datos observados de la precipitación simulada

Debido a que los datos de precipitación son puntuales, se agrupo las estaciones de acuerdo a su distribución y cercanía con otras formando 4 zonas (A, B, C y D), con la condición de que cada zona sea conformada con un mínimo de 4 estaciones para ser comparadas con la salida del modelo a 9km (WRF9). De esta forma se comparó:

- ✓ El promedio de precipitación acumulada (mm/mes) de las grillas delimitadas por la por cada zona (caso 1).
- ✓ El promedio de precipitación acumulada (mm/mes) de las grillas más cercanas a las estaciones para cada zona (caso 2).

con valores con la precipitación media acumulada (mm/mes) de las estaciones en cada zona utilizando los estadísticos RMSE y MB, que serán descritos más adelante. Con esta comparación de métodos se decidió que metodología usar para la validación.

- **Análisis estadístico por zonas**

Para el análisis estadístico por zonas se usó los estadísticos de la raíz del error medio cuadrático (RMSE) y la media del sesgo o BIAS (MB). El uso de estos estadístico como herramienta de validación ha sido usado en varios estudios (Lavado y Condom, 2008; Maussion et al., 2011; Mamani 2013; Mourre et al., 2015). La descripción de estos estadísticos se presenta a continuación:

Raíz del Error Medio Cuadrático (RMSE):

Proporciona información útil sobre el nivel de error entre los valores observados y los valores simulado, calculando la raíz cuadrada de la medida de las diferencias en promedio entre los valores simulados y observados. El RMSE se define como:

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(\phi_i - \phi_{iobs})^2}{N}} \quad (41)$$

Dónde:

i: representa un día del mes de febrero

ϕ_i : es precipitación simulada en el día i

ϕ_{iobs} : es precipitación observada en el día i

N: es el número de valores analizados

Media del BIAS (MB):

Proporciona información sobre la tendencia del modelo a sobreestimar o subestimar una variable, demostrando el error sistemático del modelo. El MB se define como:

$$MB = \sum_{i=1}^N \frac{(\phi_i - \phi_{iobs})}{N} \quad (42)$$

Con los estadísticos anteriormente descritos se calculó el RMSE y el MB del mes de febrero para cada año correspondiente a cada zona, luego se sacó el promedio de todos los años por zona, con el fin de obtener el RMSE y MB representativos para cada zona.

- **Análisis estadístico a nivel anual**

En base al análisis anterior se calculó el promedio del RMSE y el MB de todas las zonas para cada año, obteniendo un valor representativo de estos estadísticos para cada año.

- **Correlación y pruebas estadísticas**

La aplicación de la correlación y las pruebas estadísticas fue con respecto a cada febrero de cada año del periodo del 2000 al 2012 para cada una de las 4 zonas.

Como la precipitación no tiene una distribución normal se prefirió utilizar la correlación de Spearman y no la de Pearson que es comúnmente usada, debido a que esta última está más restringida a datos con distribución normal. Siguiendo con esta lógica se aplicó dos pruebas estadísticas no paramétricas como la prueba de rangos con signos de Wilcoxon y la prueba de Kruskal-Wallis, a continuación se presenta su descripción:

Coefficiente de correlación de Spearman (r_s):

Este coeficiente es una medida de asociación lineal de dos variables, que utiliza los rangos, números de orden de cada grupo de sujetos y compara dichos rangos. Existen dos métodos para calcular el coeficiente de correlación de los rangos: uno, señalado por Spearman y otro, por Kendall. El r de Spearman llamado también rho de Spearman se define en la siguiente ecuación:

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{n(n^2-1)} \quad (43)$$

En donde $d_i = r_{\phi_i} - r_{\phi_{iobs}}$ es la diferencia entre los rangos de ϕ_i e ϕ_{iobs} , y n representa el número de datos analizados.

Prueba de rangos con signo de Wilcoxon:

Es considerada como una alternativa a la prueba t por ser no paramétrica. Se analiza una muestra aleatoria de tamaño “ n ”, donde se toma n_1 elementos que representan los valores simulados y el resto “ a ” de elementos que representa $n_2 = n - n_1$, son considerados como el número de valores observados. Se denota $x_{11}, x_{12}, \dots, x_{1n_1}$ que serán los valores simulados por el WRF y $x_{21}, x_{22}, \dots, x_{2n_2}$ las observaciones de las estaciones meteorológicas. Para realizar la prueba estadística, los datos son ordenados en forma decreciente asignándole un rango de “1 a n ”. Con ello se denotan que $R_{11}, R_{12}, \dots, R_{1n_1}$ son los rangos para los datos simulados y $R_{21}, R_{22}, \dots, R_{2n_2}$ son los rangos para los datos observados.

*Planteamiento de las hipótesis:

Hipótesis nula H_0 : La precipitación simulada y observada tienen la misma distribución.

Hipótesis alternativa H_1 : La precipitación simulada y observada no tienen la misma distribución.

*Estadístico de prueba: Es la suma de los rangos de los datos simulados

$$W_o = \sum_{j=1}^{n_1} R_{1j} \quad (44)$$

El siguiente paso consiste establecer un nivel de significación:

$$\alpha \equiv P(\text{Rechazar } H_0 / H_0 \text{ es verdadera})$$

*La región de rechazo de $H_0(R_1)$

Para H_0 v /s $H_1 \epsilon \rightarrow R_1 = \{x / x > c_1\}$ con $c_1 = \sigma_w Z_{1-\alpha} + \mu_w$

Donde $\mu_w = \frac{n_1(n_1n_2+1)}{2}$ y $\sigma_w^2 = \frac{n_1n_2(n_1+n_2+1)}{12}$

*Para tomar la decisión:

Si $W_o \in R_1 \rightarrow$ se rechaza H_o al nivel de significación $\alpha(0.05)$.

Una vez establecidas la hipótesis nula y alternativa, se concluirá si se acepta o no la hipótesis nula con el resultado de esta prueba estadística, validando el modelo con la configuración de control y determinando si es buena o no la configuración empleada.

Prueba de Kruskal-Wallis:

Se basa en rangos en lugar de los parámetros de la muestra (media, varianza). Se emplea cuando los datos no siguen la distribución normal y/o tienen varianzas distintas, en sustitución del ANOVA paramétrico. Para la prueba de Kruskal-Wallis se toman los siguientes pasos:

*Planteamiento de las hipótesis:

Hipótesis nula H_o : La precipitación simulada y observada tienen la misma distribución.

Hipótesis alternativa H_1 : La precipitación simulada y observada no tienen la misma distribución.

*Procedimiento de cálculo:

Asignación de rangos: se realiza exactamente igual que para la U de Mann-Whitney.

Cálculo del estadístico H:

$$H = \frac{12}{N(N+1)} \sum_{i=1}^K \frac{R_i^2}{n_i} - 3(N+1) \quad (45)$$

Donde:

k : Número de grupos

N : Número total de datos

n_i : Número de datos en el grupo i

El valor crítico del estadístico calculado (H) se consulta en la CUADRO de la Chi-Cuadrado (X^2) si $N \geq 15$, o si $k > 5$, para $(k-1)$ grados de libertad. Si $N < 15$ y $k < 5$ se consulta en la CUADRO específica para H .

-Si $H_{cal} \geq H_{crit}(X^2 \text{ crit})$ entonces se rechaza H_o y se acepta H_1 .

-Si $H_{cal} < H_{crit}(X^2 \text{ crit})$ entonces se acepta H_o y se rechaza H_1 .

Adicionalmente, se realizó un análisis puntual de las salidas del modelo WRF y del producto TRMM 2A25, es decir se buscan las grillas más cercanas a cada estación elaborando un CUADRO donde se ubican en cada columna los valores del TRMM y WRF para cada estación, finalmente se calcula el RMSE y MB para estos valores.

- **Variabilidad interanual de la precipitación**

Para analizar la variabilidad interanual (2000-2012) del mes de febrero, se utilizó el SPI (Standardized Precipitation Index), que se define como la normalización de la anomalía de la precipitación (Silva et al., 2008). De esta forma se calculó el SPI para los datos observados y los simulados en cada zona. El SPI se define de la siguiente forma:

$$SPI = \frac{(mf - mlf)}{\sigma} \quad (46)$$

Donde mf es la precipitación acumulada (mm/mes) de uno de los febreros, mlf es la media multianual del mes de febrero (mm/mes) y σ es la desviación estándar, basándose en la definición dada por Silva (et al., 2008). En este análisis se determinó el febrero del 2002 como un año húmedo, siendo escogido este febrero para las simulaciones experimentales con diferentes parametrizaciones.

d. Comparación del WRF con los datos estimados del TRMM

- **Variabilidad espacial de la precipitación**

En la variabilidad espacial se realizó gráficas de distribución espacial de la precipitación en lenguaje de programación NCAR Command Language (NCL). Se comparó la precipitación media (mm/día) del producto del TRMM 3B42 (de aproximadamente 27km) con la salida

WRF a 27km (WRF27). Por otro lado, para comparar la precipitación acumulada del producto 2A25 de aproximadamente 5km de resolución se realizó una interpolación bilineal a 9km con el software ArcGIS, de esta forma se pudo hacer una comparación más adecuada con los datos simulados del WRF a 9km (WRF9) de resolución. Por último se realizó dos figuras (de 27 y 9km) del aporte de precipitación convectiva (A_C), dividiendo el promedio multianual (2000-2012) de precipitación convectiva acumulada (P_C) del mes de febrero por la precipitación acumulada total (P_t) del mismo mes y multiplicándola por 100% para cada punto de grilla, como se muestra en la ecuación 47.

$$A_C = \frac{P_C}{P_t} * 100\% \quad (47)$$

- **Variabilidad diurna de la precipitación**

Se realizaron graficas en NCL del ciclo diurno de precipitación media (mm/día) sobre la cuenca, mostrando las horas locales de 10, 13, 16, 19, 22, 01, 04 y 07 para el WRF9 y el producto TRMM 2A25; sin embargo, para este último como se mencionó en la descripción de los datos, el ciclo diurno es representativo del verano (DEF), por ende la comparación del ciclo diurno simulado con lo estimado solo servirá para determinar el periodo de máxima precipitación. Además como complemento de este análisis se graficó el ciclo diurno promedio multianual (2000-2012) de la precipitación horaria de la estación automática de Huayao, la cual se comparó con la grilla más cercana del WRF9.

3.2.3. EVALUACIÓN DE LA SENSIBILIDAD DE LOS DOMINIOS ANIDADOS EN LA SIMULACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

Tal como se mencionó anteriormente se escogió el mes de febrero del 2002 como periodo de simulación para los diferentes experimentos que constituyen la aplicación de diferentes esquemas de parametrización; sin embargo, para el análisis de sensibilidad de los dominios anidados se escogió la simulación del control para analizar el cambio de la variabilidad espacial de la precipitación en cada dominio, mediante programas elaborados en MATLAB se graficó la precipitación acumulada del febrero del 2002 para las estaciones y las salidas del modelo a 27(WRF27), 9(WRF9) y 3km(WRF3) de resolución espacial sobre la zona de estudio, lo que permitió evaluar visualmente las diferencias en la magnitud y en la distribución espacial de la precipitación.

3.2.4. EVALUACIÓN DE LA SENSIBILIDAD DE LAS PARAMETRIZACIONES FÍSICAS EN LA PRECIPITACIÓN

Como primer punto de este objetivo, antes del análisis de sensibilidad se detalla la configuración de cada experimento realizado para el febrero del 2002.

a. Configuración de las simulaciones experimentales

Como se había mencionado anteriormente en el punto “b” del subtítulo 3.2.2 se realizaron 5 experimentos que corresponden al GRUPO2, donde se cambiaron los esquemas de parametrización para evaluar la influencia en el desempeño del modelo. Se tuvo que simular nuevamente el control dado que se empleó un método diferente en el one-way nesting. Básicamente la configuración de estos experimentos consistió en cambiar un esquema de parametrización de la configuración de control en cada caso, metodología usada en los estudios de Jankov y Gallus (2005), Awan et al. (2011) y Maussion et al. (2011).

Al igual que la configuración del control, la elección de los esquemas de parametrización para los experimentos se realizó en base a estudios previos. Para los esquemas de cúmulos y capa límite planetaria se tomó referencia de los estudios de Awan et al. (2011), Ratna et al. (2014) y Ochoa et al. (2014). Para el esquema de microfísica, la referencia fue las investigaciones de Jankov y Gallus (2005), y Fernandez et al. (2011). Y para el esquema de capa superficial, la referencia fue el estudio de Mourre et al. (2015). Las configuraciones de los experimentos se detallan en el CUADRO 5.

TABLA 5 :Esquemas de parametrización física para cada experimento.

Parametrización	Esquema (opción que se escogió)	Referencia	Abreviatura
Microfísica (mp_physics)	Lin (Purdue) (2)	Lin, Farley and Orville (1983, JCAM)	MP_LP
Parametrización de cúmulos (cu_physics)	Kain-Fritsh (1)	Kain (2004, JAM)	CU_KF
	Betts-Miller-Janjic (2)	Janjic (1994, MWR; 2000, JAS)	CU_BMJ
Capa superficial (sf_surface_physics)	Noah-MP land-surface model (4)	Niu et al. (2011); Yang et al. (2011)	LS_NMP
Capa limite planetaria (bl_pbl_physics)	Mellor-Yamada-Janjic (2)	Janjic (1994, MWR)	PBL_MYJ

FUENTE: Elaboración propia.

b. Desempeño de las parametrizaciones físicas en la precipitación

El cálculo del RMSE y MB, basándose en sus ecuaciones 41 y 42 respectivamente, se realizó comparando el valor de la estación con la grilla más cercana a su ubicación. De esta manera el “i” de las ecuaciones 41 y 42 hace referencia al promedio de precipitación diaria de febrero para cada estación. Estos estadísticos fueron calculados para los tres dominios del modelo (27 km, 9 km y 3 km) en cada experimento. Los resultados fueron presentados en un CUADRO a modo de resumen, que complementan el objetivo anterior.

c. Influencia de las parametrizaciones en la variabilidad espacial de la precipitación

Para evaluar esta influencia se graficó las diferencias entre la precipitación media (mm/día) de cada experimento con respecto al control, determinando las zonas donde se sobreestima y subestima la precipitación de acuerdo al impacto de cada esquema. Estas diferencias fueron con las salidas del WRF9 y WRF3, considerando que a 9km aún se mantuvieron activados los esquemas de cúmulos, mientras que, a 3km se desactivaron como se mencionó anteriormente.

d. Influencia de las parametrizaciones en la variabilidad diurna de la precipitación

Se determinó nuevamente el ciclo diurno puntual para la estación automática de Huayao y los experimentos incluido la simulación control para el mes febrero del 2002. También se realizaron gráficas del ciclo diurno de precipitación a nivel de la cuenca para el control y cada experimento, tal como se describió en la parte de validación, solo que en este caso el periodo de precipitación fue el febrero del 2002. Por otra parte, se graficó el ciclo diurno del flujo de humedad integrado verticalmente desde la superficie hasta los 300 hPa, a lo largo de la columna atmosférica, como complemento para evaluar la circulación en cada esquema. Básicamente lo que se hizo fue calcular el valor de la humedad específica multiplicado por el vector del viento zonal y meridional en el punto medio entre dos niveles sigma a lo largo de toda la columna atmosférica, luego se obtuvo el promedio para cada hora y se calculó el vector resultante. Finalmente se realizó cortes transversales sobre la latitud de -12°S y desde los -76°W a -75°W , pasando sobre el valle del Mantaro y sobre los Andes centrales para los dos picos de precipitación máxima que en promedio se dieron a las 05 y 19 horas locales, y un valor mínimo a las 13 horas como resultado del análisis del ciclo diurno mencionado al inicio. Con lo cual se determinó el perfil vertical promedio del vector resultante del viento (u y w) (m/s) y la humedad específica (g/kg). Es importante mencionar que como el componente vertical (w) tiene una magnitud muy pequeña a comparación del viento zonal (u), se tuvo que multiplicar el “ w ” por un factor ($\text{prom}_u/\text{prom}_w$), que corresponde a la división de la magnitud promedio del u (prom_u) y el w (prom_w) a lo largo de toda la columna atmosférica.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La descripción de los resultados será de acuerdo a cada objetivo específico planteado en el presente estudio.

4.1. RESULTADOS Y ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN OBSERVADA EN LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS Y LA ESTIMADA POR EL RADAR DEL SATÉLITE DE PRECIPITACIÓN TRMM.

4.1.1. RESULTADOS Y ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN OBSERVADA

Tal como se explicó en el capítulo de métodos las 26 estaciones meteorológicas de la cuenca se clasificaron de la siguiente forma:

TABLA 6: División de las estaciones meteorológicas según su distribución espacial.

Zona Norte	Zona Central	Zona Sur
Cerro de Pasco	Ricran	Huancavelica
Carhuacayan	Comas	Acobamba
Yantac	Jauja	Lircay
Marcapomacocha	Ingenio	Huanta
La Oroya	Huayao	San Pedro de Cachi
Tarma	Jarpa	Wayllapampa
	Santa Ana	Quinua
	Viques	
	Laive	
	Pilchaca	
	Salcabamba	
	Pampas	
	Huancalpi	

FUENTE: Elaboración propia.

Zona Norte:

Para la zona norte la estación Carhuacayan se registró la mayor precipitación acumulada calculada (263.5 mm/mes) en febrero del 2002; sin embargo, este valor se le atribuiría a su máxima precipitación registrada de 78.5 mm/día que sería un valor atípico, por ende se obtuvo una gran desviación estándar de 15.8 mm/día (Anexo 1). Por otro lado, según el box-plot (figura 20) los años 2000 y 2011 fueron los más lluviosos para esta zona con una mediana de 4 mm/día, llegando el 25% de sus datos a valores de 20 mm/día.

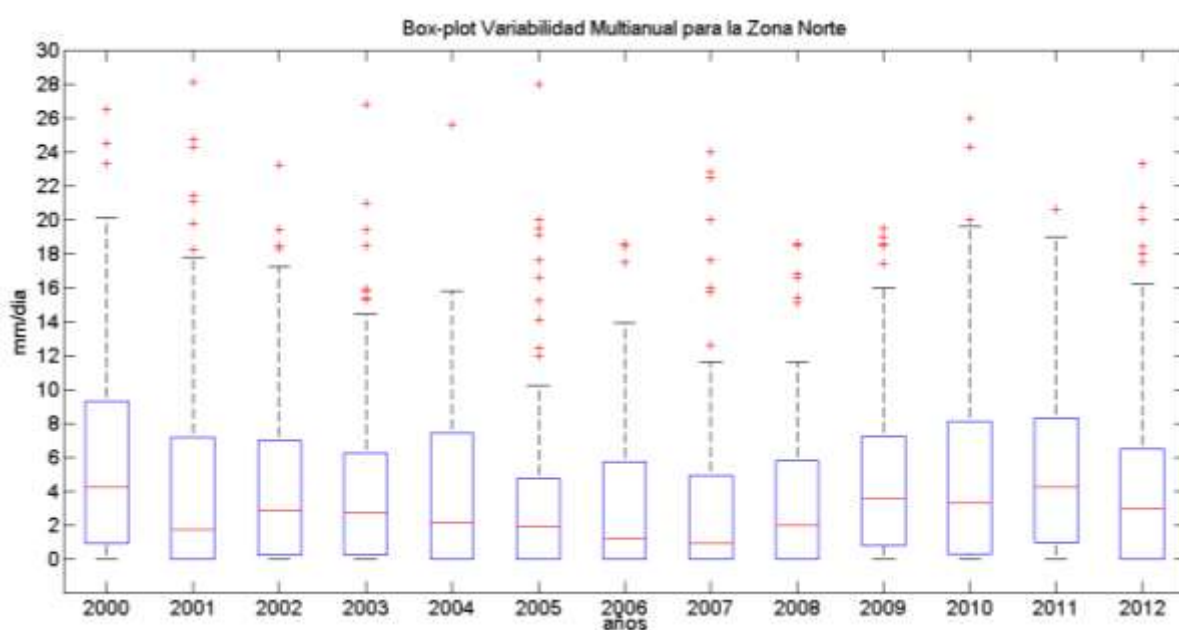


FIGURA 20: Variabilidad interanual (2000-2012) del mes de febrero para la zona norte de la cuenca del río Mantaro.

Zona Central:

Para la zona central la estación Hauncalpi se registró la mayor precipitación acumulada calculada (335.9 mm/mes) en febrero del 2000; mientras que, el valor máximo de precipitación registrada fue de 80.5 mm/día con una gran desviación estándar de 15.3 mm/día para la estación Laive (Anexo 2). Además, según el box-plot (figura 21) el 2011 fue el año más lluvioso para esta zona con una mediana de 6 mm/día, llegando el 25% de sus datos a valores de 25 mm/día.

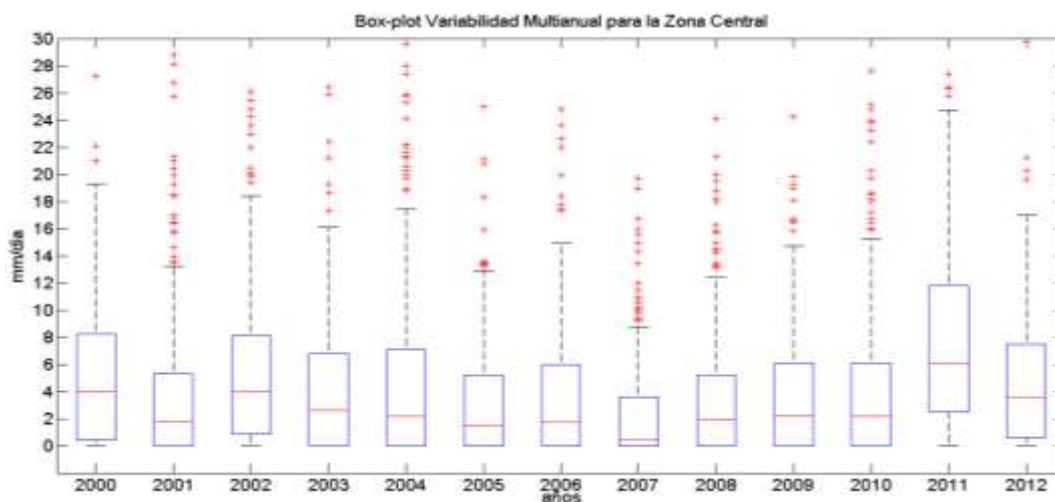


FIGURA 21: Variabilidad interanual (2000-2012) del mes de febrero para la zona centro de la cuenca del río Mantaro.

Zona Sur:

Para la zona sur la estación Huancavelica se registró la mayor precipitación acumulada calculada (444.7 mm/mes) en febrero del 2003; mientras que, el valor máximo de precipitación registrada fue de 50.8 mm/día con una gran desviación estándar de 11.8 mm/día para la estación Wayllapampa (Anexo 3). Además, según el box-plot (figura 22) el 2011 fue el año más lluvioso para esta zona, siendo el 50% de las precipitaciones mayores a 6 mm/día llegando hasta valores de 22 mm/día.

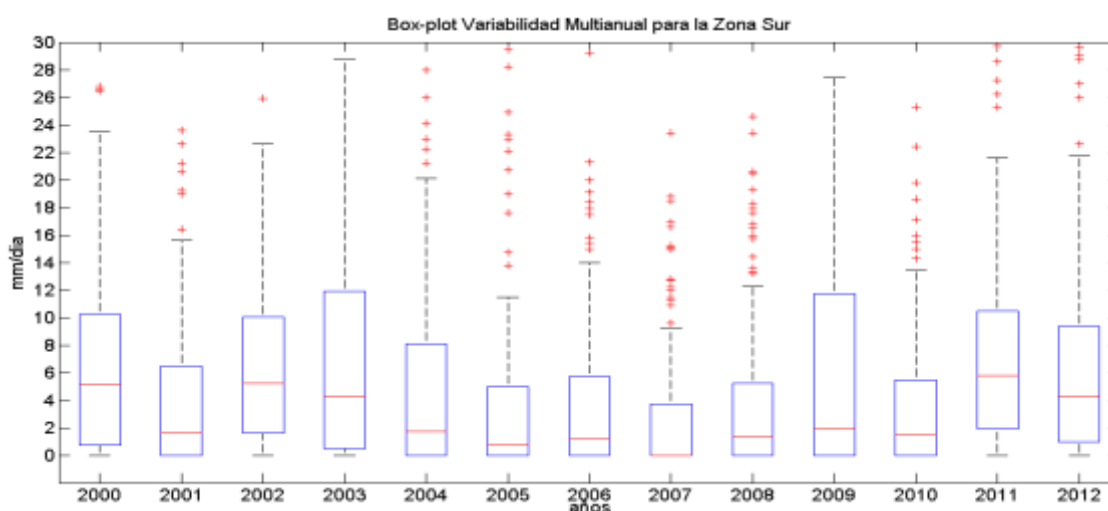


FIGURA 22: Variabilidad interanual (2000-2012) del mes de febrero para la zona sur de la cuenca del río Mantaro.

Para las tres zonas de la cuenca se cumple que la moda y el valor mínimo de precipitación son cero (Anexo 1, 2 y 3), a pesar que los datos provienen de uno de los meses de mayor ocurrencia de precipitación observada. Por otro lado, la variabilidad interanual de la precipitación para la zona sur es la más marcada, mostrando valores máximos que alcanzan los 29 mm/día. Además queda determinado que el año 2011 es el año más lluvioso a nivel de toda la cuenca.

4.1.2. RESULTADOS Y ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN ESTIMADA POR EL TRMM

Los datos del producto 2A25 del TRMM mostrando núcleos de precipitación (>170 mm/mes) en zonas como el valle del Mantaro y al sur de la cuenca, además al este de la misma se estimó fuertes precipitaciones en la zona de transición entre los Andes con la Amazonía (figura 23). Los núcleos de precipitación estimados por el TRMM son observados por las estaciones sobre las partes bajas de la cuenca (zona de valle); sin embargo, este subestima la precipitación observada en los puntos de las estaciones que están por encima de los 4000 m.

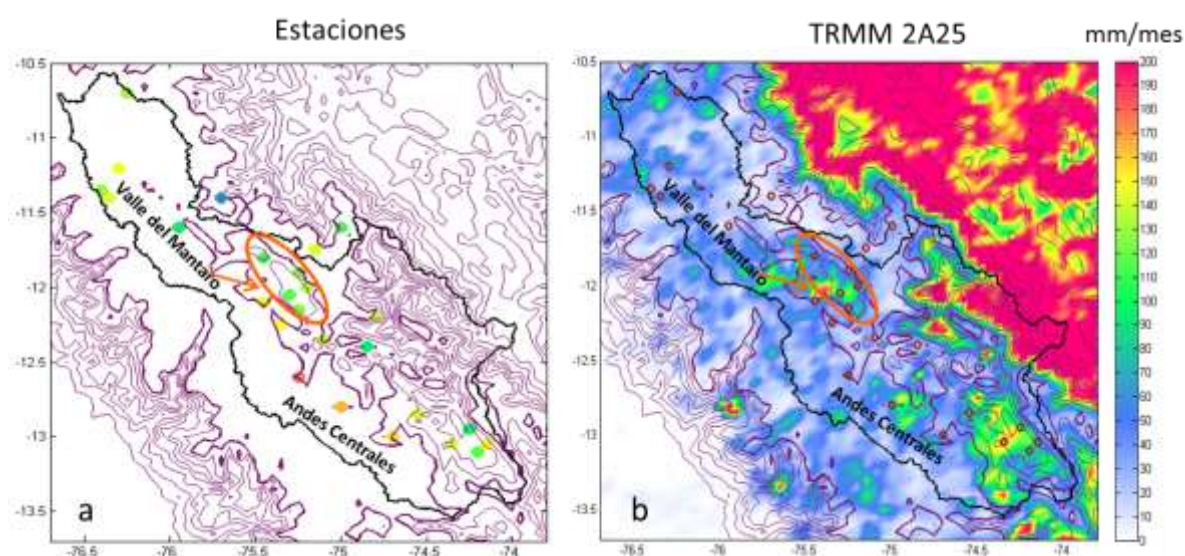


FIGURA 23: Promedio multianual (2000-2012) de precipitación acumulada (mm/mes) del mes de febrero, para (a) las estaciones meteorológicas y (b) los datos del TRMM 2A25. Las líneas moradas describen la topografía cada 500m, estando la línea más gruesa a 4000 m. Los círculos rojos indican la posición de las estaciones.

La subestimación del TRMM es aproximadamente la mitad de lo observado, no obstante esta subestimación no se cumple en todas las estaciones de la cuenca por la complejidad de la variable en estudio, debido a que se determinó puntos donde se sobreestima la precipitación

(valores positivos del BIAS), como el caso de las estaciones de San Pedro de Cachi y Huanta al sur de la cuenca (figura 24). Además los valores negativos del BIAS (≤ 70 mm/mes) a partir de los 4000 m reafirman la fuerte subestimación que se había mencionado al inicio, y demuestra la deficiencia del producto 2A25 del TRMM en estimar la precipitación a esta altitud.

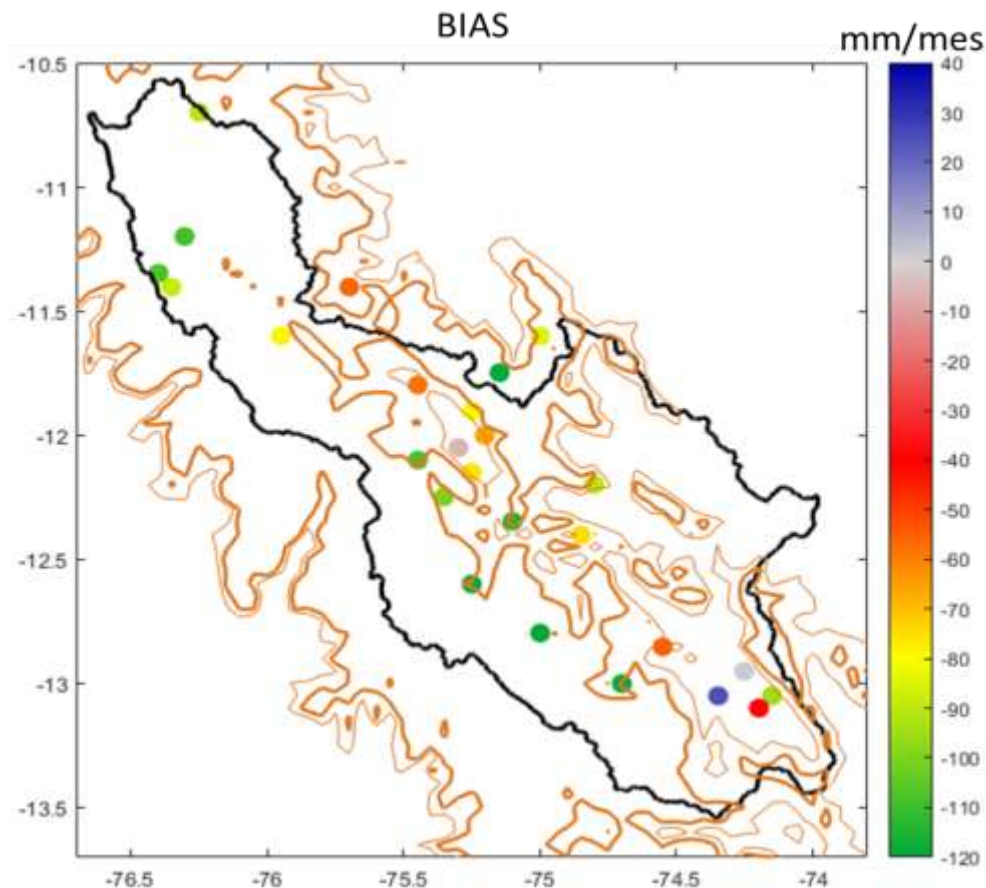


FIGURA 24: Sesgo (BIAS) de la media multianual (2000-2012) de precipitación (mm/mes) del mes de febrero. Las líneas en naranja describen la topografía a 3500 y 4000 metros (más gruesa).

Siguiendo el proceso de comparación con los datos observados se determinó los valores de precipitación estandarizada con los datos de cada una de las estaciones (figura 25). Obteniéndose que el 39% de las estaciones coincidieran con los valores del TRMM, demostrando las dificultades del TRMM en estimar correctamente estos valores de precipitación a nivel de la cuenca. Como complemento a la evaluación de los datos estimados se realizaron cortes transversales efectuados en la cuenca para la parte centro y sur (figura 26),

donde se observó mayor aglomeración de estaciones y en consecuencia mayor cantidad de datos para comparar lo observado con lo estimado. Se demostró que el TRMM tiene una representación muy pobre sobre los gradiente de precipitación entre las estaciones, pudiendo representar solamente el gradiente existente entre las estaciones de Wayllapampa y San Pedro de Cachi (1,6 mm/km) (figura 26.c). Si bien el gradiente entre las estaciones no es muy marcado, la tendencia de precipitación estimada por el TRMM registra una distribución opuesta de esta variable sobre la cuenca.

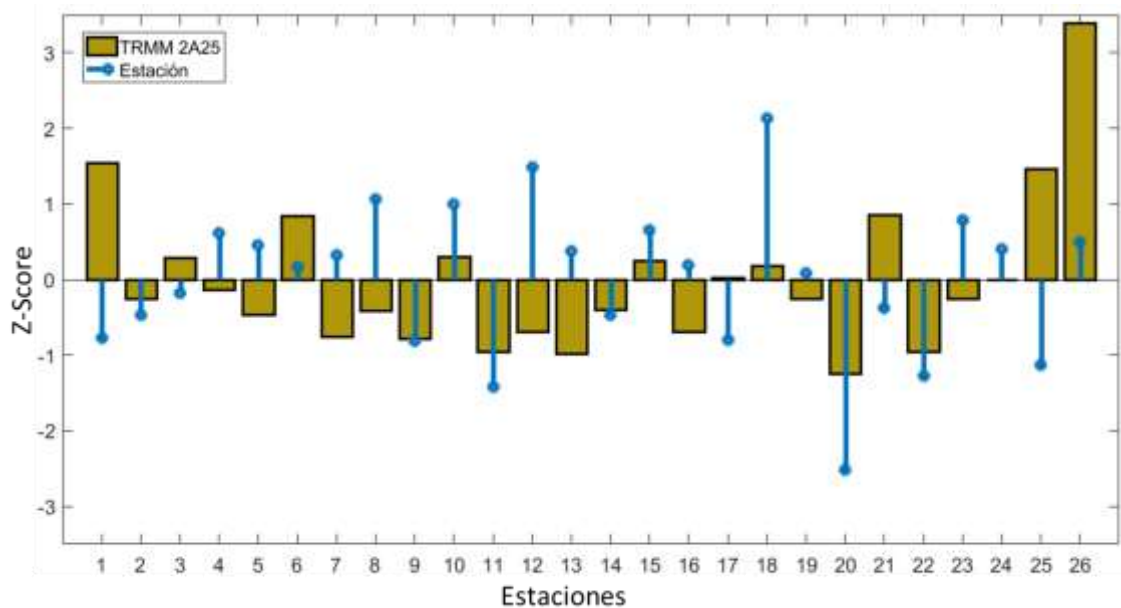


FIGURA 25: Valor Estandarizado (Z-Score) del promedio multianual (2000-2012) de la precipitación acumulada (mm/mes) para el mes de febrero en las estaciones meteorológicas. El eje x representase el número de las 26 estaciones meteorológicas.

En los dos cortes (figura 26.b y 26.c) el TRMM muestra mayor precipitación en la zona de los valles, cuya magnitud disminuye a medida que se asciende sobre las montañas, estos contrastes de precipitación son muy marcados de acuerdo a la estimación del TRMM; sin embargo, no es observado por las estaciones.

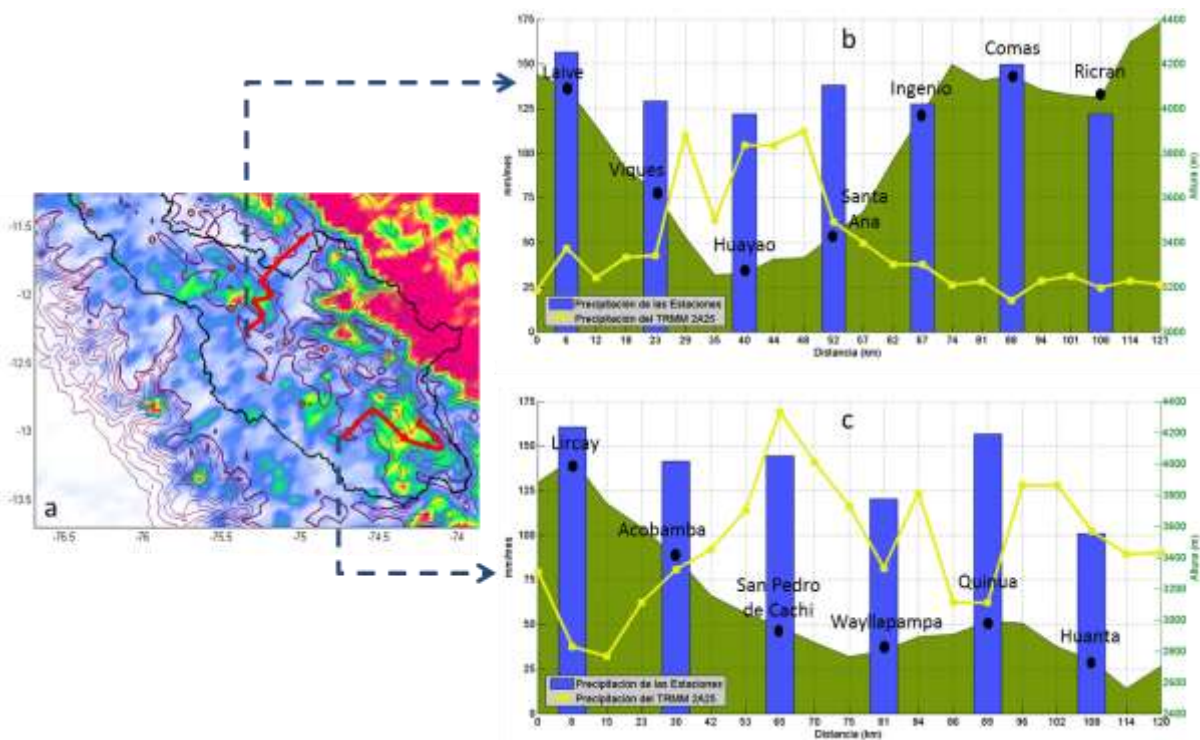


FIGURA 26: (a) Es parte de la figura 23.b. (b) y (c) Cortes transversales de las líneas rojas. Los cortes transversales son del promedio multianual (2000-2012) de la precipitación acumulada para febrero de las estaciones (barras azules) y del TRMM 2A25 (línea amarilla).

Se realizó un diagrama de dispersión entre la precipitación mensual con la altura de las estaciones (figura 27). Obteniéndose que la precipitación observada posee una tendencia creciente con la altura, mientras que el producto TRMM 2A25 mostró lo opuesto. Si bien no se mostró la correlación en ambas tendencias por los bajos valores de estas, estudios previos como el del IGP (2005a) determinaron que las estaciones ubicadas a más de 2500 m establecen una relación significativa entre la precipitación con la altitud, y dado que casi la totalidad de las estaciones usadas en este estudio superan esta altitud se debería observar esta tendencia en los datos del TRMM.

Por lo tanto, las causas del bajo desempeño del producto 2A25 del TRMM podría deberse a su baja resolución temporal, tal como se describió en el capítulo de datos y en el estudio de Chávez (2013). Así mismo como lo estimado por el TRMM solo muestran la precipitación para el mes de febrero, se podría estar perdiendo datos de precipitación sobre las montañas, que sucederían en periodos cortos de tiempo (1-2 horas).

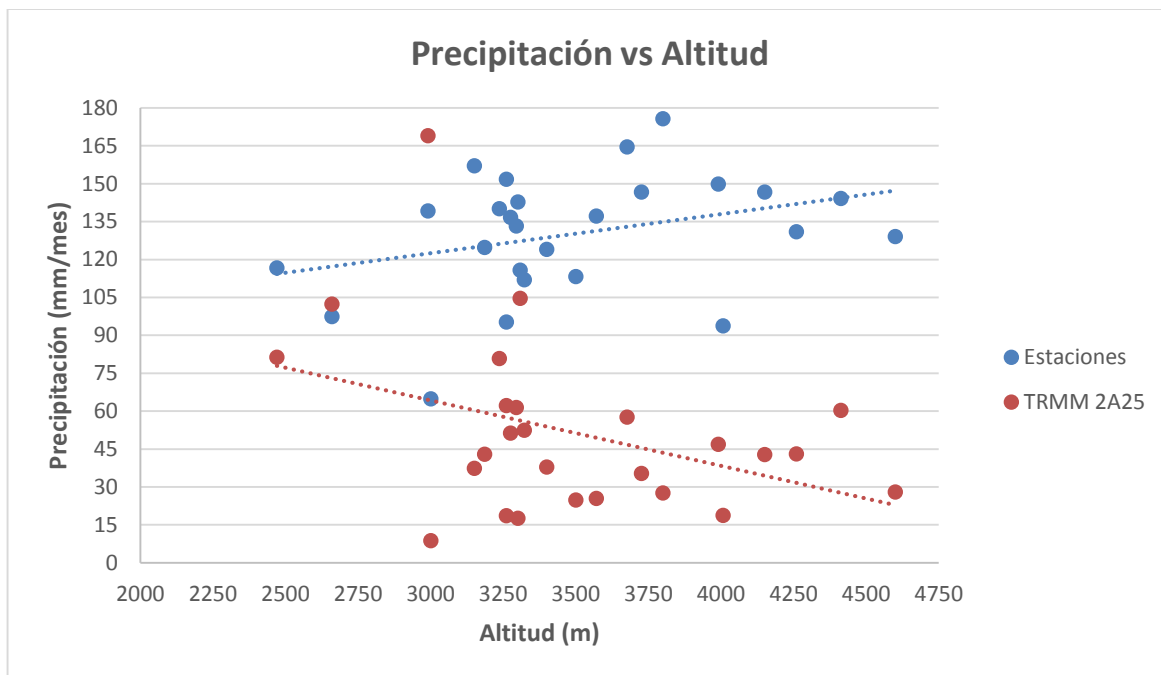


FIGURA 27: Diagrama de dispersión de la media multianual (2000-2012) de la precipitación acumulada (mm/mes) vs la altitud (m).

Los resultados de este análisis se contrastan con la investigación de Espinoza et al. (2015) para el oeste de Sudamérica en la zona andino amazónica, donde el TRMM mostró la misma tendencia de precipitación, siendo validado por las estaciones que presentaron el mismo comportamiento. Por ende, los procesos que ocurren en la zona andina amazónica difieren a los procesos de las zonas andinas.

4.2. VALIDACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN DEL MODELO WRF CON LOS DATOS DE LAS ESTACIONES Y DEL RADAR DEL SATÉLITE DE PRECIPITACIÓN TRMM

Antes de pasar a la descripción de resultados de la validación, se explica las diferencias entre las fuentes de topografía usadas por el modelo.

4.2.1. MODIFICACIÓN DE LA TOPOGRAFÍA DEL MODELO WRF

El modelo WRF utiliza por defecto los datos de entrada de topografía del USGS (United States Geological Survey) (figura 28.b); sin embargo, al compararla con la topografía real de la cuenca del Mantaro (figura 28.a), se observó diferencias significativas. En consecuencia, se

modificó la topografía del modelo usando los datos del STRM (Shuttle Radar Topography Mission) de la NASA a 90m (figura 28.c). Estos datos que en adelante los denominaremos como SRTM90 mostraron una mejor semejanza con la realidad.

Se determinó las siguientes diferencias entre ambas fuentes basados en la descripción de la geomorfología de los estudios del IGP (2005b) explicada en la revisión de literatura:

- La sobreestimación del USGS sobre la cadena de montañosas de los Andes Centrales al oeste de la cuenca y la cadena oriental de los Andes al este de la cuenca hasta en valores mayores a 800m.

- En la parte norte de la cuenca, el USGS presenta una entrada de 2500 m inexistente en la realidad. Además no delimita correctamente el lago Junín, detalle que muestra claramente los datos del SRTM a su altitud real cerca de los 4080m.

- El valle del Mantaro ubicado en la parte central de la cuenca fue pobremente representado por el USGS, el cual mostró una montaña cercana a los 4000 m que intercepta a la mitad al valle, lo cual sobreestima su altitud al norte. Por otro lado, el SRTM presentó una mejor delimitación y altitud de este entre los 3200 m.

- Y por último el SRTM muestra un mejor grado en el detalle de la topografía, siendo imprescindible en simulaciones sobre topografía compleja a gran resolución para la correcta simulación de los procesos físicos y dinámicos.

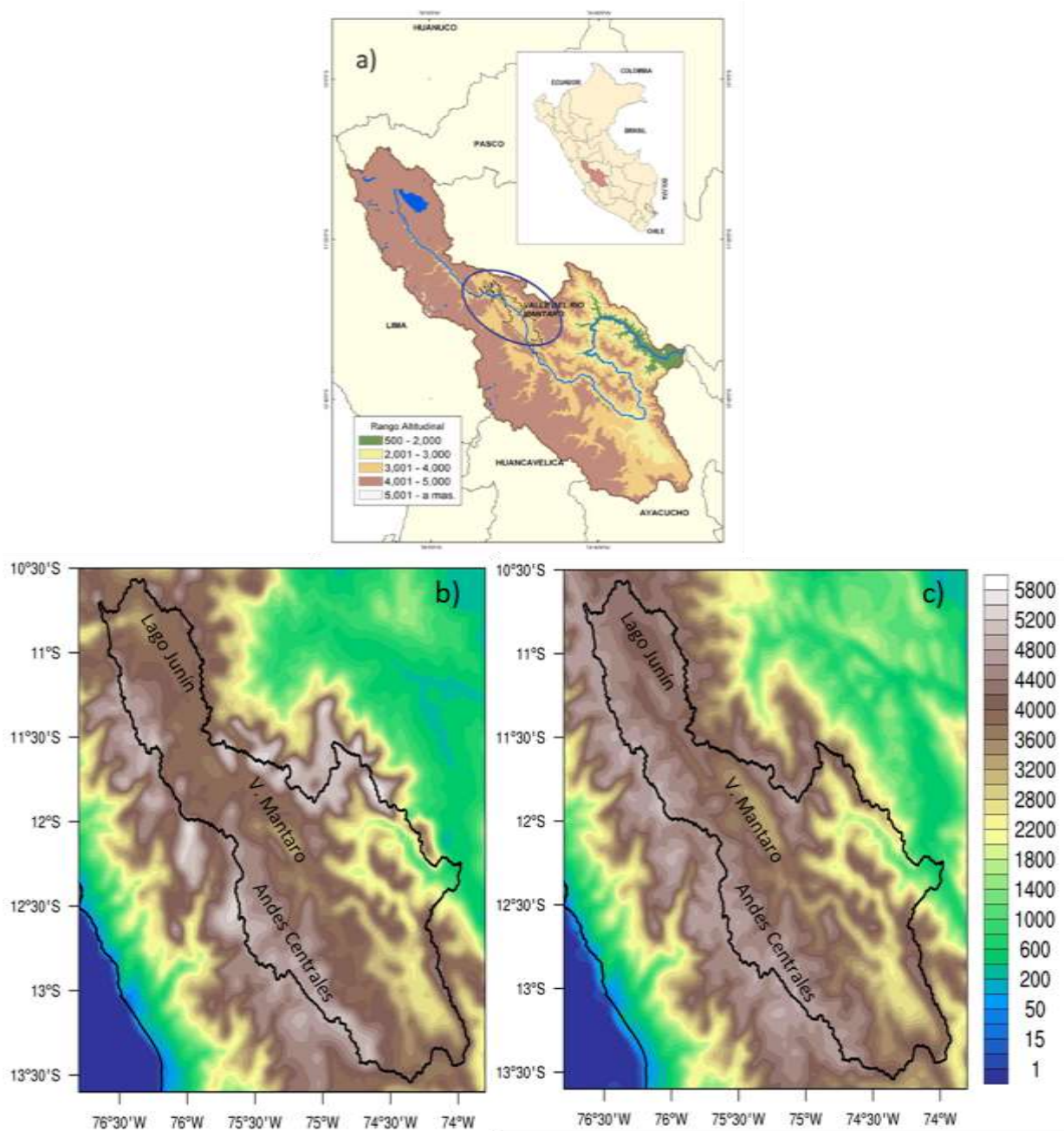


FIGURA 28: (a) Mapa de la topografía de la cuenca. Valle del Mantaro (Circulo azul). Fuente: Mamani 2013. (b) Topografía a 3km de la cuenca del Mantaro con datos del USGS y (c) Topografía a 3km con datos SRTM a resolución de 3km.

FUENTE: Elaboración propia.

Adicionalmente al análisis anterior se realizó la diferencia entre el USGS y el SRTM90 a 3km de resolución espacial (figura 29), encontrándose una sobreestimación del USGS con respecto al SRTM90 de 800m en los 12°S al oeste de la cuenca. La sobreestimación y subestimación

(de 600 y 800m respectivamente) en la parte sur de la cuenca no es uniforme por la gran distribución de las cadenas montañosas de los Andes y valles interandinos. Mientras que, la parte norte de la cuenca presenta una depresión ficticia de subestimación superior a los 800m.

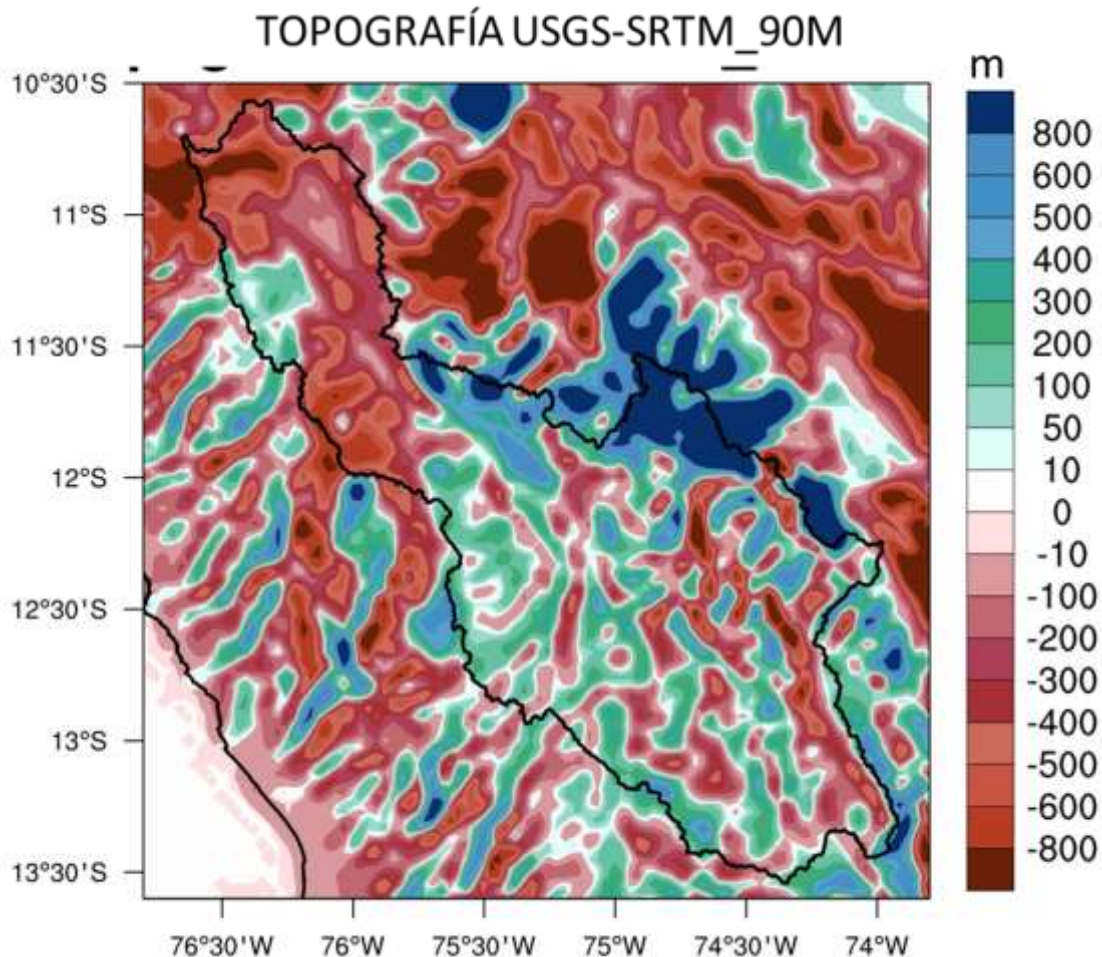


FIGURA 29: Diferencia entre la topografía proporcionada por el USGS y la del SRTM de 90m a 3km de resolución.

4.2.2. VALIDACIÓN CON LOS DATOS OBSERVADOS DE LA PRECIPITACIÓN SIMULADA

Como se mencionó en el capítulo de métodos las estaciones meteorológicas fueron divididas en 4 zonas (figura 30). El cálculo de los estadísticos del RMSE y MB para el caso 1 (*_PM) y caso 2 (*_PT) para las 4 zonas de acuerdo a lo descrito en el subcapítulo 3.2.2.c se presenta en la figura 31.

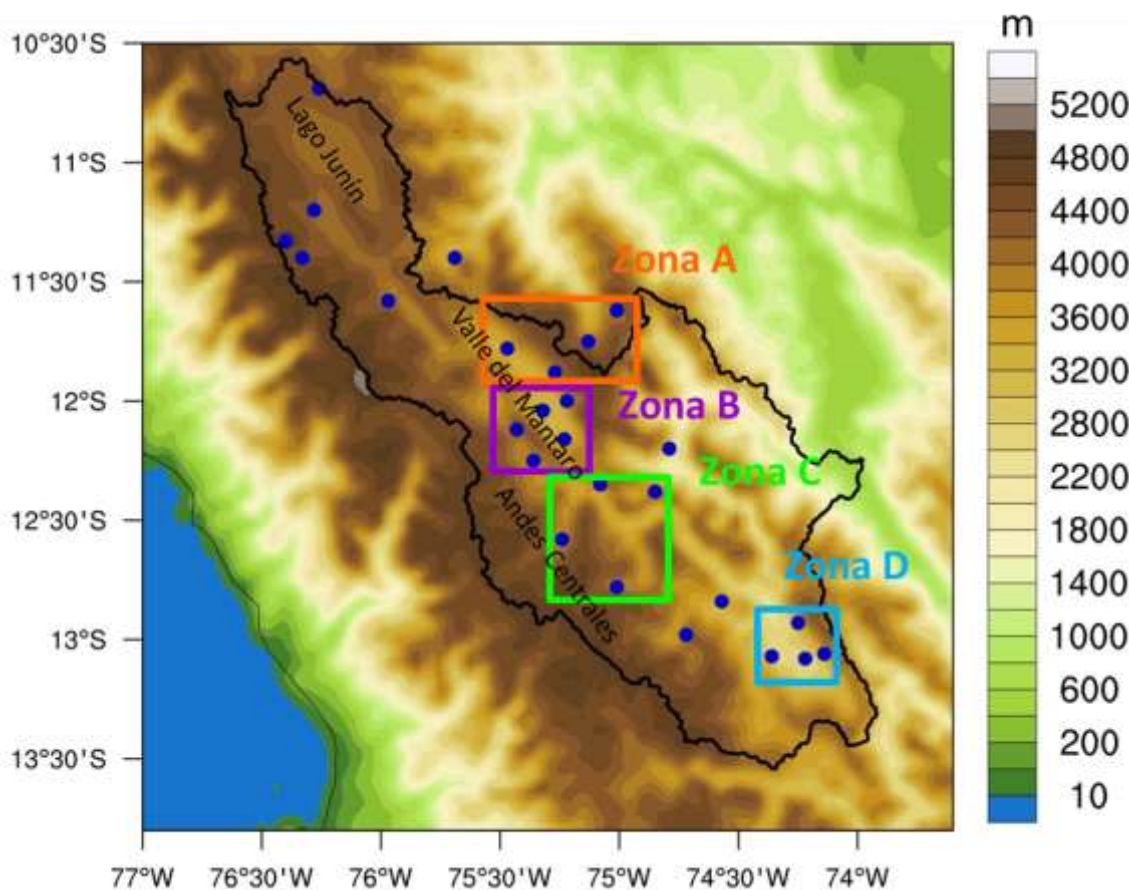


FIGURA 30: División de las estaciones en cuatro zonas sobre la cuenca del Mantaro.

Como resultado en el análisis puntual (caso 2) se obtuvo un menor RMSE y MB para las zonas A, B y C; no obstante, en la zona D estos valores superan grandemente al caso 1 (figura 31), y ya que las diferencias entre los estadísticos no son muy marcadas en las tres primeras zonas, se decidió tomar el primer caso como metodología de comparación entre lo observado y lo simulado.

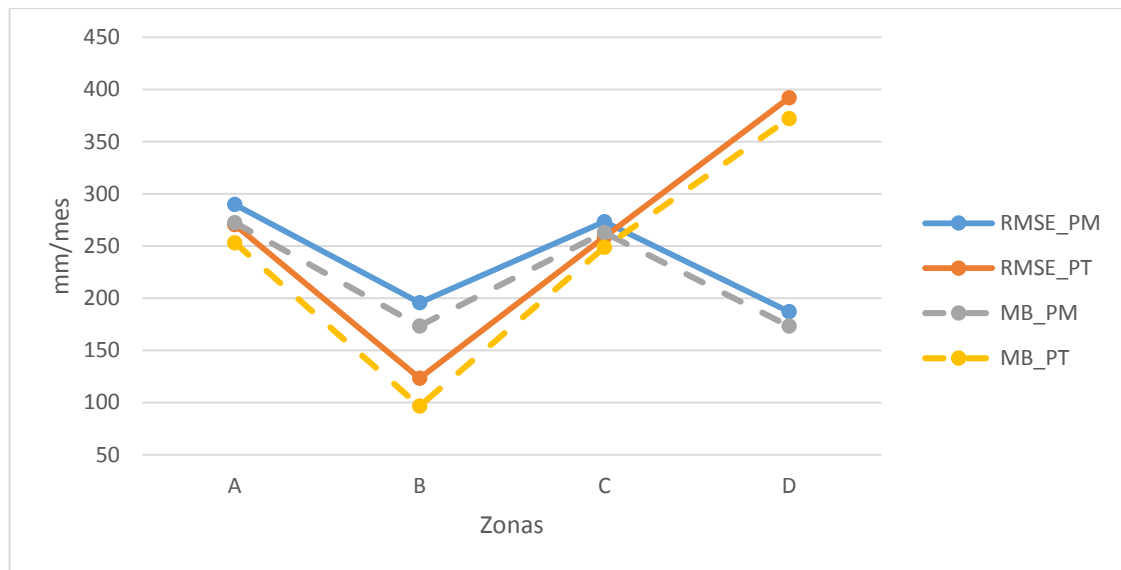


FIGURA 31: RMSE y MB de cada zona para las dos metodologías de validación.

a. Análisis estadístico por zonas

La variabilidad interanual del RMSE y MB para las zonas de la cuenca del Mantaro muestra un máximo valor de error (RMSE) de 21.24 mm/día para el año 2009 en la zona A y un mínimo de 5.58 mm/día para el año 2007 para la zona D (figura 32). Del mismo modo para el MB se muestra un máximo valor de 17.31 mm/día para el año 2009 en la zona A y un mínimo de 2.5 mm/día para la zona B del año 2005 (figura 33). La variabilidad interanual del RMSE para el mes de febrero posee tres picos en los años del 2002, 2006 y 2009, mostrando una tendencia creciente del error asociado.

Por lo anterior, se podría pensar que existe un error acumulativo durante las simulaciones; sin embargo, al tratarse de corridas independientes para cada año se descarta esta hipótesis. No obstante es válido pensar que este error estaría asociado a los datos de entrada del NCEP FNL (Final), que al incorporar las salidas del modelo Global GFS, establece cierto grado de incertidumbre en sus resultados, por la ausencia de representación de procesos locales y la interacción de Océano-Atmosfera.

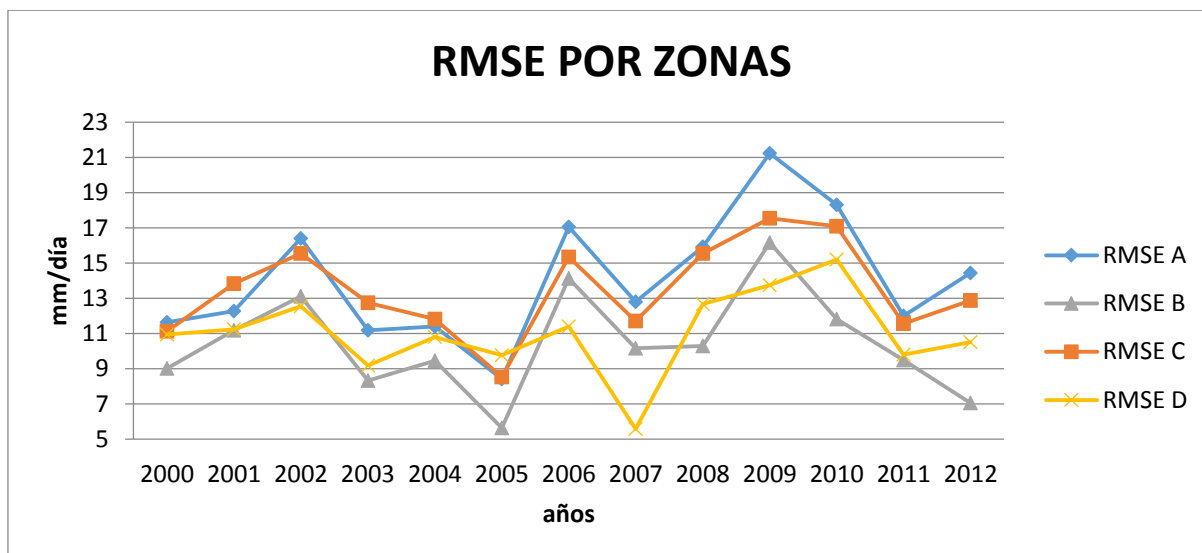


FIGURA 32: Variabilidad interanual de la Raíz del Error Medio Cuadrático (RSME) para las zonas de la cuenca del río Mantaro.

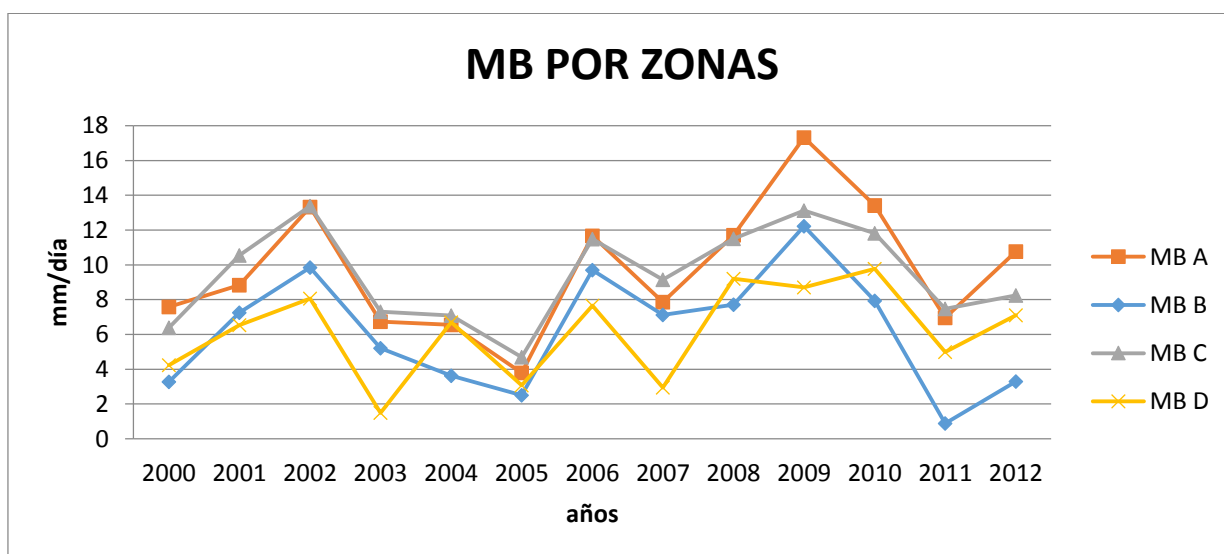


FIGURA 33: Variabilidad interanual de la Media del BIAS (MB) para las zonas de la cuenca del río Mantaro.

Por otro lado, la zona B obtuvo el menor RMSE (10.46 mm/día), con un MB de 6.20 mm/día (CUADRO 7). Es necesario recordar que los resultados presentados se refieren netamente a la validación cuantitativa, la cual es muy difícil en obtener bajos valores de estos estadísticos

para la precipitación, debido a que el modelo tiende siempre a sobreestimar los datos observados (figura 33) al igual como se ha visto en el estudio de Mourre et al. (2015).

TABLA 7: Magnitud del RMSE y MB para cada zona

Total	Zona A	Zona B	Zona C	Zona D
RMSE	14.09	10.46	13.49	11.03
MB	9.40	6.20	9.40	6.19

FUENTE: Elaboración propia.

b. Análisis estadístico a nivel anual

Al evaluar los estadísticos a nivel multianual para el mes de febrero, se mostró al año 2005 con el menor valor de error (8.09 mm/día) y sesgo (3.52 mm/día) de las 4 zonas para la cuenca del Mantaro (CUADRO 8).

TABLA 8: Magnitud del RMSE y MB para cada febrero dentro del periodo 2000-2012.

AÑO	RMSE	MB
2000	10.69	5.37
2001	12.14	8.30
2002	14.41	11.16
2003	10.37	5.18
2004	10.88	5.99
2005	8.09	3.52
2006	14.49	10.13
2007	10.07	6.77
2008	13.61	10.03
2009	17.18	12.84
2010	15.61	10.73
2011	10.72	5.08
2012	11.22	7.35

FUENTE: Elaboración propia.

c. Resultados de la correlación de precipitación simulada con la observada y pruebas estadísticas

El 23%, 31%, 23% y 31% de los años para las zonas A, B, C y D respectivamente presentan alta correlación ($R^2 > 0.5$) de Spearman, cuyo valor más alto fue 0.7 para la zona D de febrero del 2012 (Anexo 4).

En el anexo 4 los resultados de las pruebas estadísticas se resumen en los valores de 0 (indicando que se acepta la hipótesis nula) y 1 (indicando su rechazo y aceptando la hipótesis alternativa). De acuerdo a la prueba de hipótesis del Rango con Signo de Wilcoxon podemos afirmar (con un nivel de confianza del 95%) que la precipitación simulada y observada tienen la misma distribución para los años 2000 y 2011 en la zona A, y para los años 2000 y 2003 en la zona D. Del mismo modo, en la prueba de estadística de Kruskal-Wallis se acepta la hipótesis nula para el año 2005 en la zona A y para los años 2000, 2011 y 2012 en la zona B.

Siguiendo con la validación se comparó de manera puntual los dos productos del WRF (27km y 9km) y el producto 2A25 del TRMM con las estaciones (CUADRO 9). Los valores del RMSE y el MB de las simulaciones mostraron una mejora significativa al aumentar la resolución (de 27 a 9km); sin embargo, aun llegando a una resolución de 9km, el TRMM obtuvo un menor RMSE (3.18 mm/día) que el modelo (7.46 mm/día) sobre las estaciones, lo que indicaría la necesidad de llevar a una mayor resolución a las simulaciones. Por otro lado, la subestimación del TRMM sobre los datos observados fue reconfirmada de acuerdo al valor negativo del MB (-2.84 mm/mes).

TABLA 9: Promedio multianual (2000-2012) de precipitación diaria de febrero para cada estación (observada) y los resultados del TRMM 2A25, WRF 27km y WRF 9km. Suma de la precipitación con todas las estaciones (total). Raíz del Error Medio Cuadrático (RMSE) y la Media del BIAS (MB).

Estaciones	Lon	Lat	Alt.(m)	Observada	TRMM 2A25	WRF 27km	WRF 9km
Huayao	-75.32	-12.04	3308	3.90	3.74	14.71	6.89
Viques	-75.23	-12.16	3186	4.20	1.53	14.71	11.28
Santa Ana	-75.22	-12.00	3295	4.50	2.20	14.71	10.84
Laive	-75.36	-12.25	3990	5.30	1.67	12.42	12.46
Jarpa	-75.43	-12.12	3726	5.10	1.26	9.08	12.55
Acobamba	-74.57	-12.84	3236	4.80	2.89	11.97	11.26
Pilchaca	-75.08	-12.35	3570	5.00	0.91	15.44	15.60
Lircay	-74.72	-12.98	3150	5.70	1.33	11.97	12.37
Ricran	-75.01	-11.62	3500	3.90	0.88	37.62	15.32
Quinua	-74.14	-13.06	3260	5.60	2.22	15.68	15.04
Pampas	-74.85	-12.38	3260	3.30	0.66	15.44	18.65
Huancalpi	-75.24	-12.58	3800	6.10	0.99	9.39	12.37
Comas	-75.13	-11.75	3300	5.00	0.63	17.60	12.10
Ingenio	-75.27	-11.88	3399	4.20	1.35	17.60	16.18
Marcapomacocha	-76.33	-11.40	4413	5.30	2.15	11.23	5.60
Yantac	-76.40	-11.33	4600	4.90	1.00	9.71	5.64
Jauja	-75.47	-11.78	3322	3.90	1.87	11.24	9.48
Huancavelica	-75.01	-12.78	3676	6.70	2.06	8.88	10.27
Cerro Pasco	-76.26	-10.69	4260	4.80	1.54	10.66	10.46
Tarma	-75.69	-11.40	3000	2.30	0.31	12.34	11.44
Wayllapampa	-74.22	-13.08	2470	4.30	2.90	15.68	8.61
La Oroya	-75.97	-11.58	4007	3.50	0.67	8.51	9.63
Carhuacayan	-76.28	-11.20	4150	5.40	1.53	9.71	9.20
Salcabamba	-74.79	-12.20	3275	5.10	1.83	38.21	8.99
Huanta	-74.25	-12.93	2660	3.60	3.65	12.61	13.42
San Pedro de Cachi	-74.36	-13.07	2990	5.20	6.03	10.22	8.79
Total				121.70	47.81	377.33	294.44
RMSE					3.18	12.34	7.46
MB					-2.84	9.83	6.64

FUENTE: Elaboración propia basado en el estudio de Maussion et al. (2011).

d. Variabilidad Interanual de la precipitación

La variabilidad interanual de la precipitación se evaluó con el Standardized Precipitation Index (SPI) para determinar los años húmedos y secos ($|SPI| \geq 0.5$), mostrando que el periodo de estudio es generalmente seco y que el modelo simuló adecuadamente el 27% de los años,

logrando simular los dos años más secos (2005 y 2007) para todas las zonas de la cuenca. Estos resultados se resaltaron con una línea amarilla punteada en la figura 34.

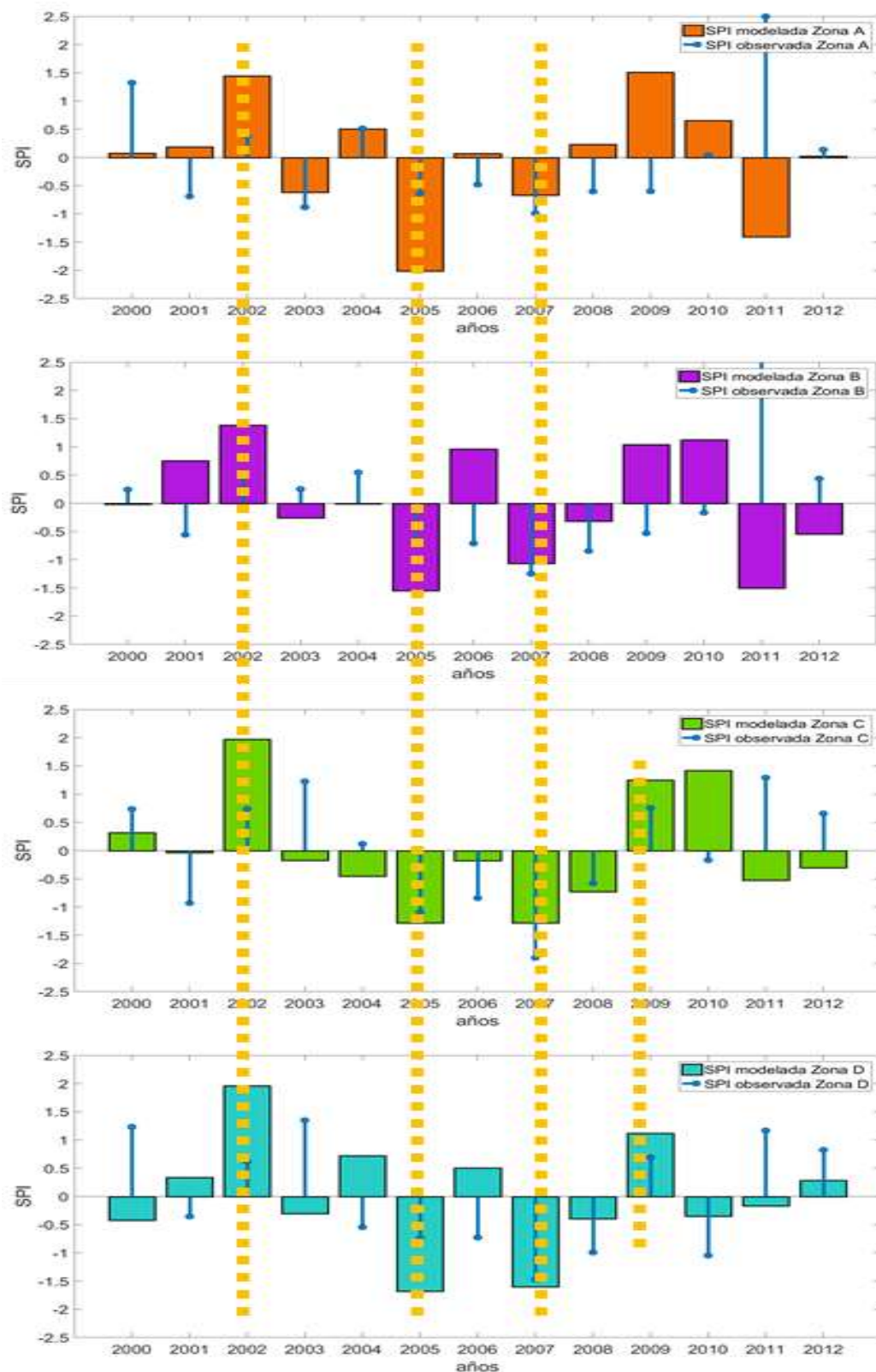


FIGURA 34: Variabilidad interanual del SPI de la precipitación modelada (barras) y la observada (línea azul), de las zonas A (naranja), B (morada), C (verde) y D (celeste).

4.2.3. COMPARACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN SIMULADA CON LOS DATOS ESTIMADOS DEL TRMM

a. Variabilidad espacial de la precipitación

Comparando las salidas del WRF a 27km con el producto 3B42 del TRMM, se observó que el modelo sobreestima en el doble a la precipitación (figura 35). No obstante, la distribución de precipitación sobre la costa, sierra y selva es coherentemente presentada por el WRF. Teniendo zonas secas en la parte costera, núcleos de precipitación sobre los Andes e intensa precipitación sobre la selva. El modelo representó correctamente el gradiente de precipitación longitudinal entre las condiciones de la Amazonía, la influencia orográfica de los Andes y las condiciones secas de la costa del Pacífico.

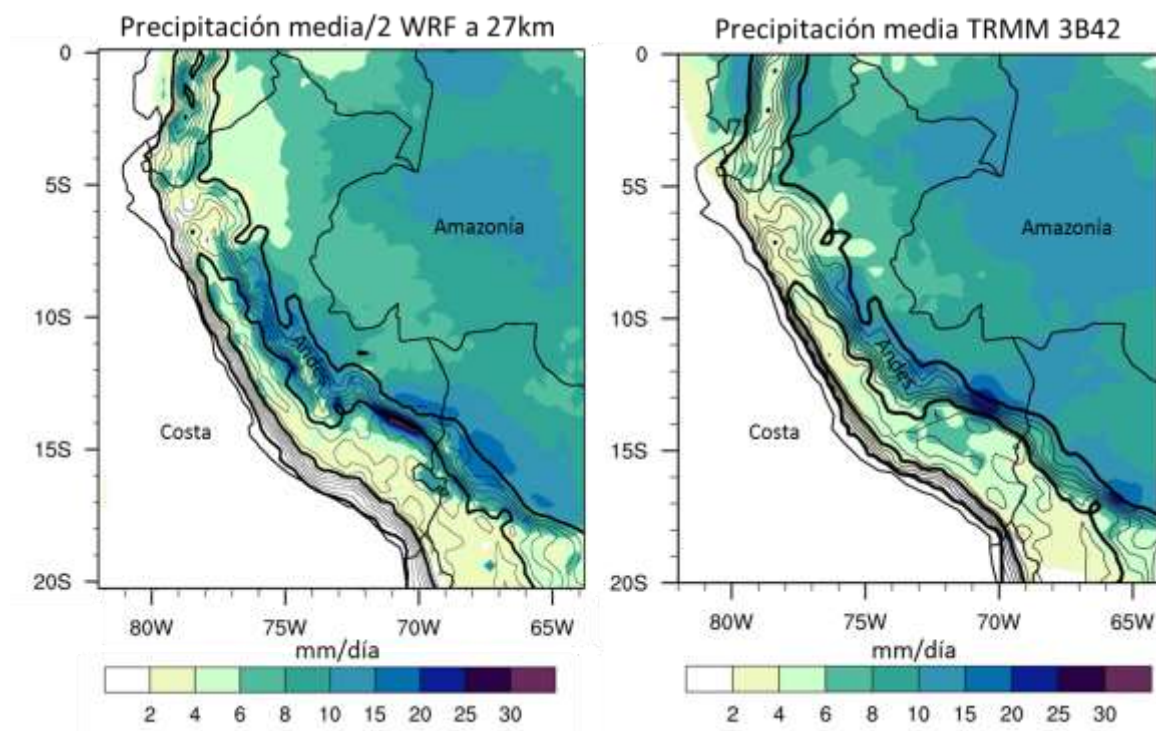


FIGURA 35: Promedio multianual (2000-2012) de precipitación media (mm/día) para febrero. Precipitación simulada dividida por 2. Línea en negrita es referencia de 3500 y 500 m (metros sobre el nivel del mar).

Por otro lado, con los datos del TRMM 2A25 interpolados a la resolución de 9km del WRF se obtuvo que el modelo sobreestima en tres veces a la precipitación estimada por este (figura 36). Así mismo el modelo mostró una distribución opuesta al TRMM sobre el Valle del

Mantaro y al sur de la cuenca, mostrando menor precipitación sobre los valles interandinos (2 mm/día) y mayor precipitación sobre las zonas montañosas (4 mm/día). Según la distribución del TRMM 2A25, los núcleos de precipitación se centran en el valle y al sur de la cuenca, mostrando además dos núcleos al oeste de los Andes. La precipitación simulada con forzamiento orográfico, muestra una distribución opuesta al resultado del TRMM 2A25, observándose mayor precipitación a partir de los 3500 m (línea en negrita de la figura 36) de altitud en las zonas más empinadas, mientras que en los valles se tiene menor precipitación. Habría que decir también que al norte de la cuenca se observó un núcleo intenso de precipitación (≥ 10 mm/día) sobre el lago Junín lo que sería un error en la simulación, ya que la temperatura superficial del lago se estaría tomando como valor arbitrario y constante en el modelo.

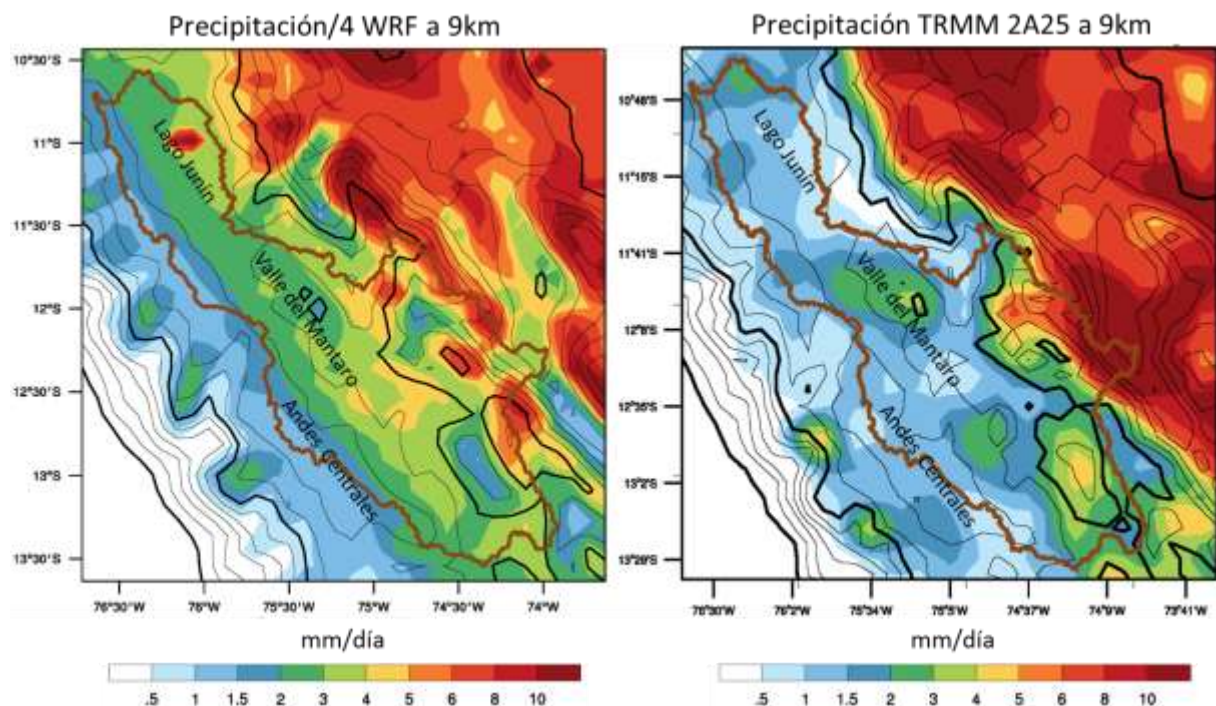


FIGURA 36: Promedio multianual (2000-2012) de precipitación acumulada (mm/día) para febrero. Precipitación simulada dividida por 4. Línea en negrita es referencia de 3500 y 500 m (metros sobre el nivel del mar).

La precipitación convectiva se encuentra como una variable disponible en la salida del modelo, en la figura 37 se muestra la contribución de esta variable a la precipitación total para las salidas de WRF27 (27km) y WRF9 (9km). El aporte de la precipitación convectiva en el WRF27 fue cercano al 100% sobre la selva norte del Perú, mientras que para el resto de la

región se mantiene un aporte del 80%. Por otro lado, para las regiones de sierra y costa el valor disminuye progresivamente, teniendo una contribución del 30 al 70% para la sierra y menor al 10% para la costa. Así mismo, para el dominio WRF9 se observó un aporte del 30 al 40% sobre la curva de nivel de 4000m, y patrones espaciales entre 40-60%, donde se obtuvo una intensa precipitación (figura 37). Hay que mencionar, que este análisis solo puede ser aplicado cuando se tenga activado los esquemas de cúmulos en la configuración del modelo.

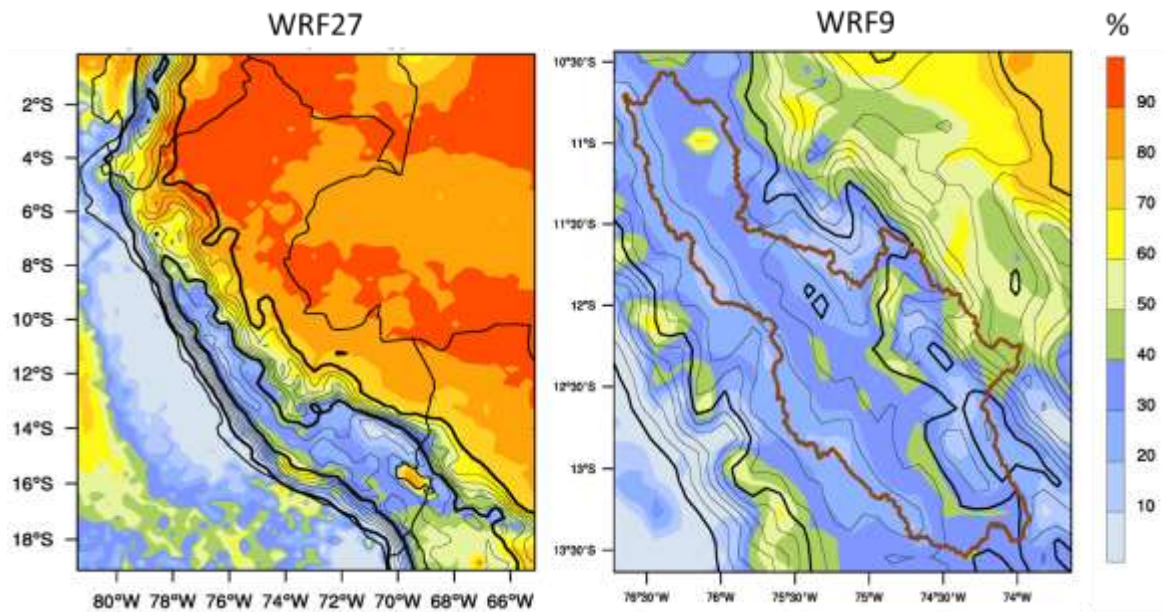


FIGURA 37: Contribución de la precipitación convectiva al total del promedio multianual de la precipitación acumulada para el mes de febrero, en las salidas de 27km (WRF27) y 9km (WRF9). Altitud cada 500m, línea en negrita está a 500 y 3500m (metros sobre el nivel del mar).

En la figura 38 se representa nuevamente los cortes transversales de la figura 26, agregando las salidas del modelo a 9km. De esta forma, se observa que el modelo simula adecuadamente el gradiente de precipitación de las estaciones a diferencia del TRMM. Mostrando mayor precipitación a medida que se asciende sobre las montañas y valores más bajos sobre los valles.

A pesar que en la validación los resultados no fueron muy favorables como se esperaba, el modelo si cumple con representar adecuadamente la tendencia de la precipitación sobre los valles interandinos y las zonas montañosas.

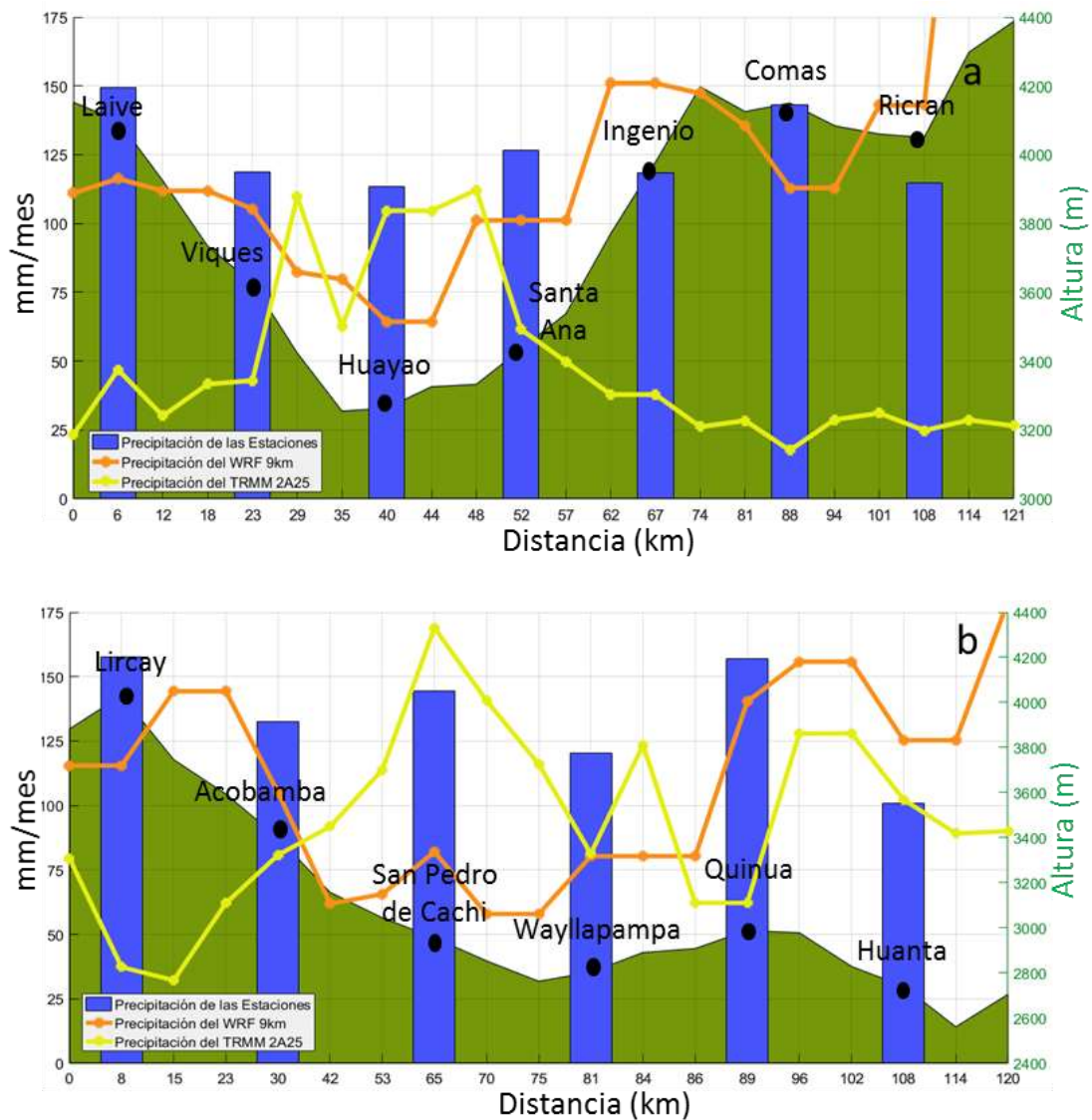


FIGURA 38: Mismos cortes transversales de la figura 26 del promedio multianual (2000-2012) de la precipitación acumulada para febrero de las estaciones (barras azules), del TRMM 2A25 (línea amarilla) y del WRF a 9km entre 4 (línea naranja).

b. Variabilidad diurna de la precipitación

El modelo simuló adecuadamente el intervalo de horas de máxima precipitación en la cuenca (16-19hr) de acuerdo a los datos del TRMM (figura 40). Cabe indicar que la precipitación en cada hora mostrada (figuras 39 y 40) corresponden a la precipitación acumulada desde una hora anterior a la mencionada, por ejemplo si la gráfica corresponde a las 13hr la precipitación será el acumulado desde las 12hr hasta las 13hr, aclarado ello se tiene que a las 16hr la máxima precipitación se centró a lo largo de la cuenca, tendiendo más al lado occidental sobre la

isolínea que define los 4000 m. Por otro lado, a las 19hr las precipitaciones se desplazan al oriente de la cuenca, afectando el valle del Mantaro y asentándose sobre los 3500 m (figura 39), para este caso no se pudo hacer una comparación especial directa con el TRMM debido a que este último presenta el promedio del verano que comprende los meses de diciembre, enero y febrero (DEF), lo cual cambia la distribución espacial de precipitación según se observó en el Atlas Climático de la cuenca (IGP 2005a). Sin embargo, es una buena referencia para determinar el periodo de máxima precipitación sobre la cuenca.

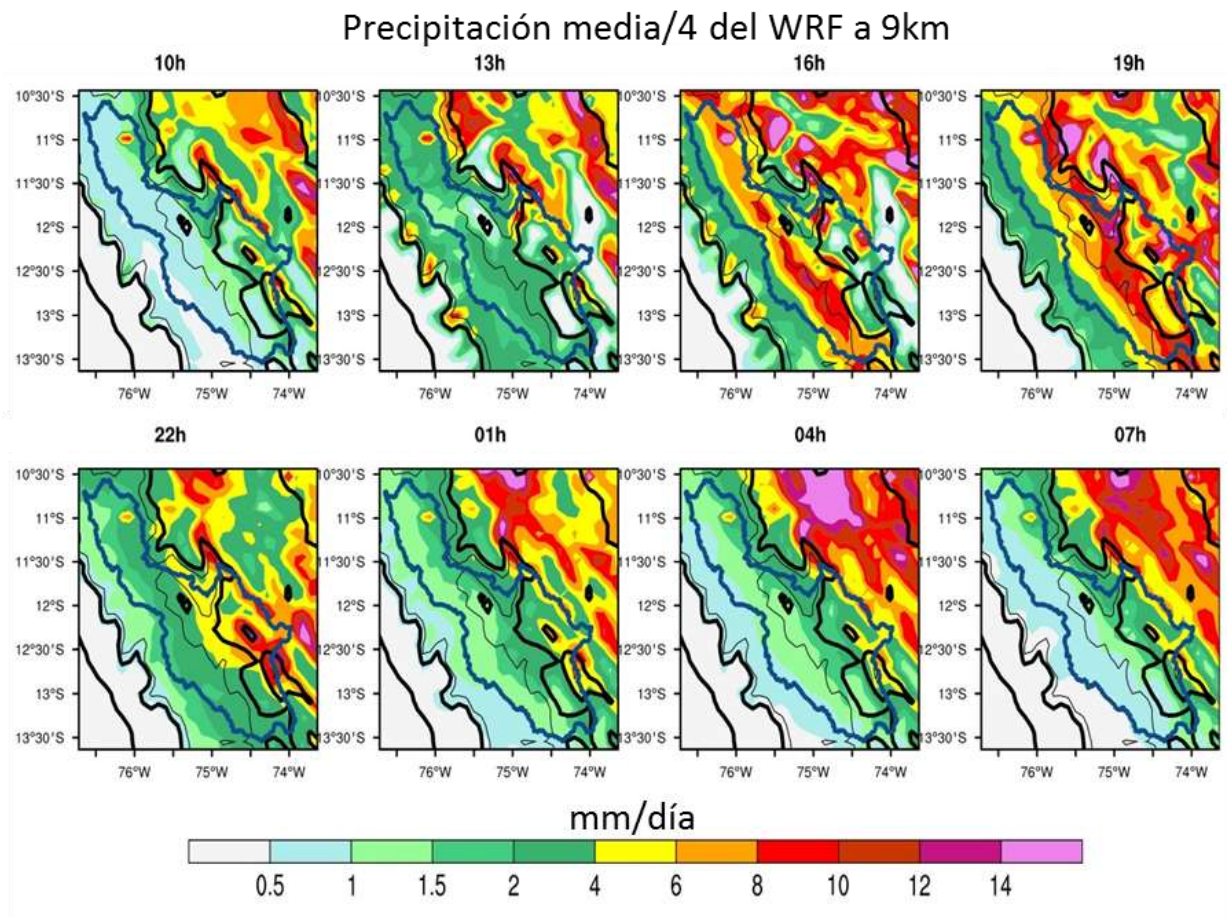


FIGURA 39: Ciclo diurno de la precipitación media multianual (2000-2012) para el mes de febrero del WRF9 dividido por cuatro. Línea en negra altitud a 3500 m (metros sobre el nivel del mar).

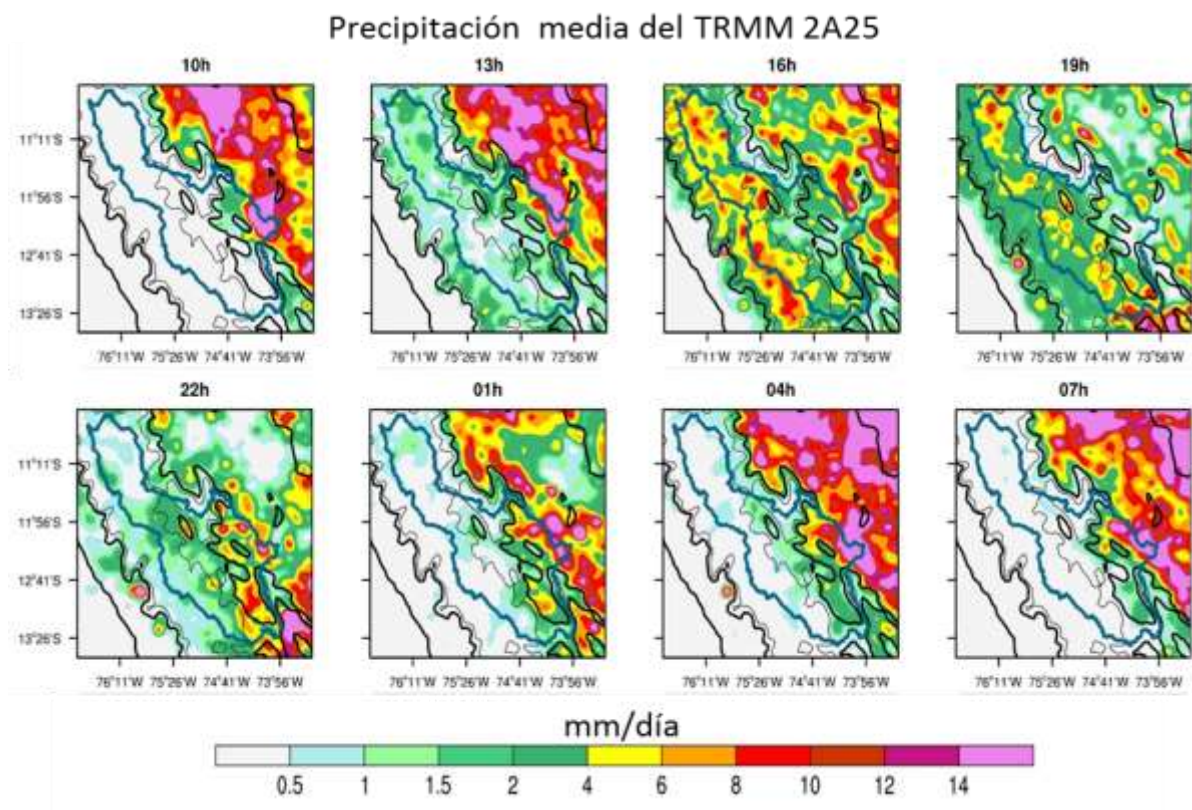


FIGURA 40: Ciclo diurno de la precipitación media multianual (2000-2012) para verano (DEF) del TRMM 2A25. Línea en negra altitud a 3500 m (metros sobre el nivel del mar).

La mayor ocurrencia de precipitación queda definida en el rango de horas de la tarde y al comenzar la noche, demostrando un comportamiento explicado por el cambio de la estabilidad a consecuencia de la insolación solar, que calienta la superficie de la tierra y posteriormente pasa a la atmosfera a través de la variación diurna de flujos superficiales que conducen al desarrollo de la convección en horas de la tarde. Así mismo, la capacidad del modelo en simular el ciclo diurno es prueba de un adecuado uso de los esquemas de parametrización.

Como forma complementaria se analizó el ciclo diurno multianual (2002-2012) del mes de febrero para la estación automática de Huayao (figura 41), mostrando un pico claro de la precipitación en la tarde (16 -19hr), tal como se había visto en el análisis previo. Además para este caso se determinó que la precipitación simulada sobreestima en el doble a lo observado, teniendo que ser dividida por 2 para una mejor visualización. Se observó un retraso (lag) de una hora para el pico máximo observado (18hr), siendo un lag considerablemente bajo. Por otro

lado, las mayores precipitaciones se presentaron en las últimas horas de la tarde con presencia más marcada en la noche.

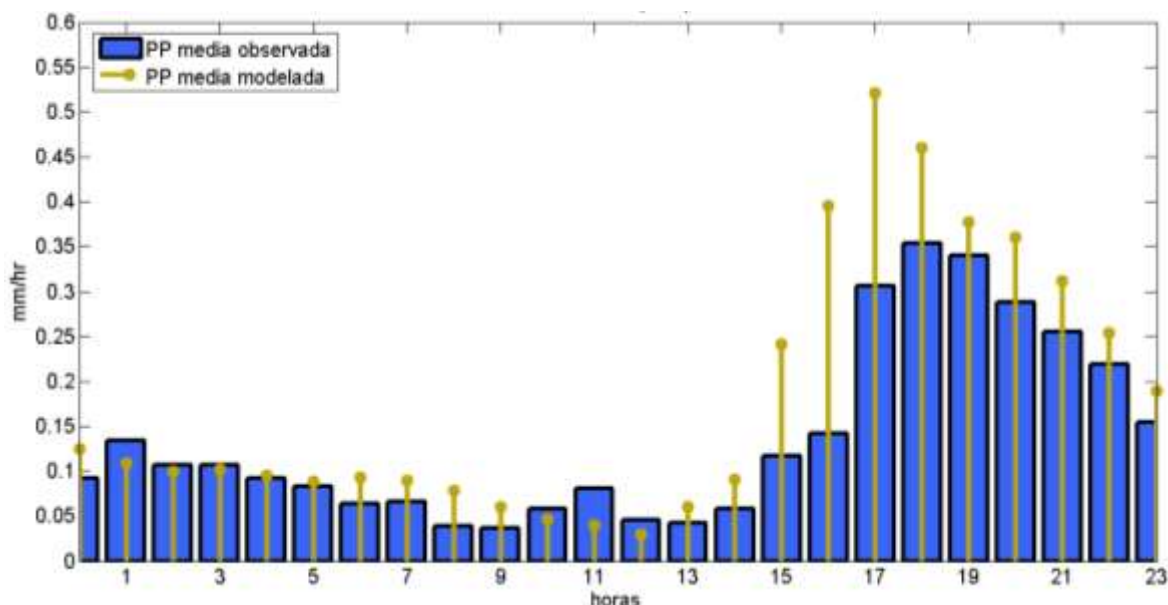


FIGURA 41: Ciclo diurno de la precipitación multianual (2002-2012) para la estación automática de Huayao. Precipitación del WRF a 9km dividida por 2 (línea en mostaza). Precipitación observada para la estación (barra azul).

4.3. EVALUACIÓN DE LA SENSIBILIDAD DE LOS DOMINIOS ANIDADOS EN LA SIMULACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

En este subcapítulo analizaremos la sensibilidad de los dominios anidados en base a la simulación del GRUPO2 (explicado en métodos) enfocados en la simulación de los 3 dominios (27, 9 y 3km) del control.

El anidamiento de los tres dominios permitió una simulación más detallada de la distribución espacial de precipitación (figura 42). La distribución espacial de la precipitación del WRF3 ofrece la ventaja de realizar una mejor comparación con los datos observados (in situ), debido al mayor al mayor número de grillas que cubren la cuenca; en consecuencia, esta resolución favorece al análisis puntual que se pueda hacer con los datos in situ. Por otro lado, el WRF27 logró simular el adecuado contraste que cumple los Andes centrales como barrera de bloqueo de las condiciones cálidas y húmedas de la región amazónica hacia el oeste, a pesar de que

este posee la resolución más baja en la simulación. Esto último representa una adecuada simulación de la dinámica de precipitación sobre la topografía, lo cual es relevante porque representa las condiciones generales reales de la distribución espacial de la precipitación, que fueron usadas como datos de entrada para los dominios WRF9 y WRF3, respectivamente. El impacto de aumentar la resolución puede observarse en la CUADRO 11, donde se obtuvo un menor RMSE y MB a medida que se aumentó la resolución del modelo, es decir una reducción del 61% del RMSE y 62% del MB.

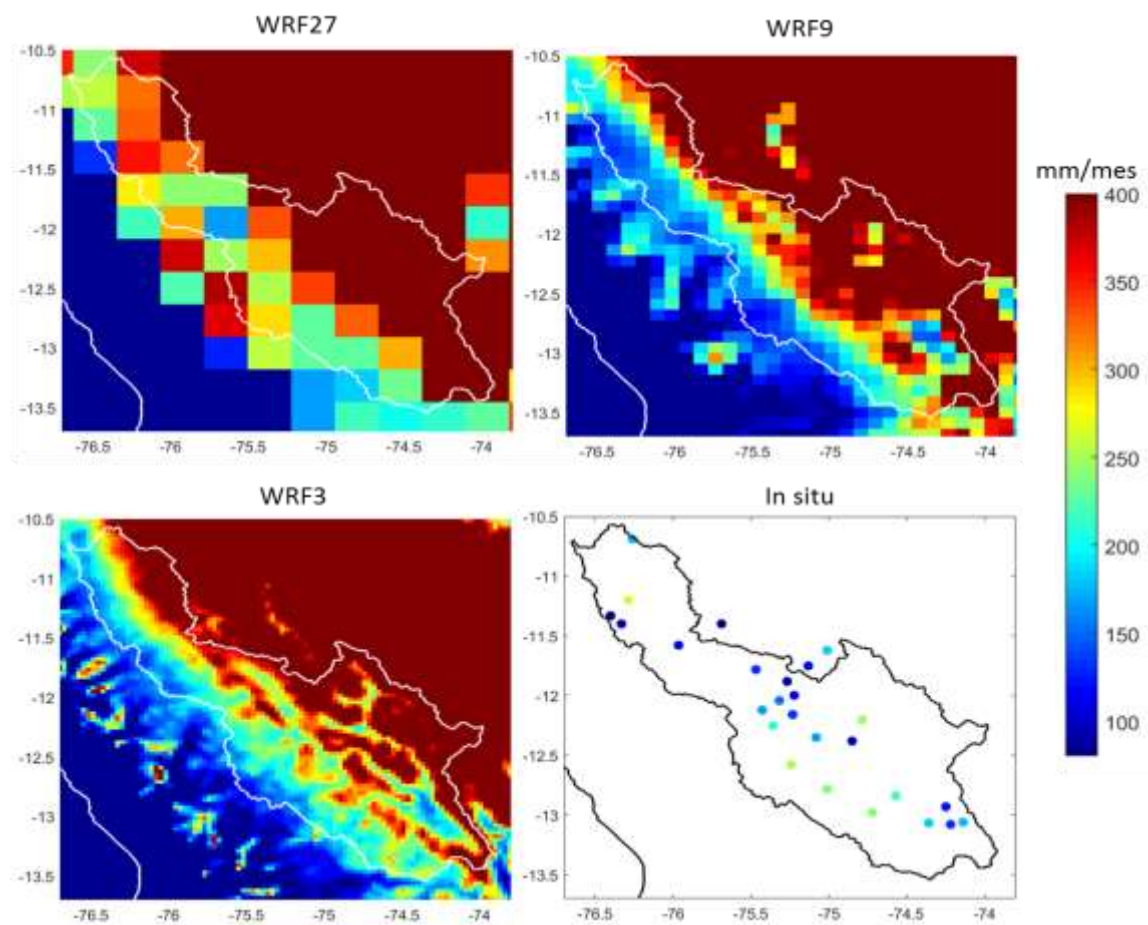


FIGURA 42: Precipitación acumulada del mes de febrero del 2002 para los dominios de 27km (WRF27), 9km (WRF9) y 3km (WRF3), y los datos observados (in situ).

4.4. EVALUACIÓN DE LA SENSIBILIDAD DE LAS PARAMETRIZACIONES FÍSICAS EN LA PRECIPITACIÓN

4.4.1. DESEMPEÑO DE LAS PARAMETRIZACIONES FÍSICAS EN LA PRECIPITACIÓN

En el CUADRO 10 se presentan los resultados del RMSE y MB para cada uno de los experimentos, que comprendió la aplicación de dos esquemas de cúmulos (CU), un esquema de microfísica (MP), uno de capa límite planetaria (PBL) y uno de superficie de tierra (LS). Así mismo, el experimento MP_LP obtuvo una mejor aproximación a los datos observados para todos los dominios; sin embargo, este esquema fue superado por el CU_KF, cuyo RMSE (3.98 mm/día) y MB (0.46 mm/día) fue considerablemente menor a los otros experimentos en la salida del WRF a 3km (WRF3). Además el experimento PBL_MYJ también obtuvo un buen desempeño a la resolución de 9km (WRF9).

Según los estadísticos RMSE y MB a nivel de 27 y 9km en el CUADRO 10, el mejor esquema de cúmulos para la simulación de precipitación en la cuenca fue el Kain-Fritsch, mientras que el menos adecuado fue el Betts-Miller-Janjic, para la parametrización de microfísica el mejor esquema fue el Lin (Purdue), en el caso de la parametrización de capa límite planetaria el esquema más apropiado fue el Mellor-Yamada-Janjic y para la parametrización de superficie terrestre el esquema más conveniente fue el Unified Noah land-surface model.

A partir de los resultados del RMSE y MB se pensó que el uso del esquema de Kain-Fritsch es el más adecuado para la simulación de precipitación en la cuenca del Mantaro; sin embargo, esto cambió al observar que el mejor resultado del CU_KF está solo a la resolución de 3km (WRF3), donde las parametrizaciones de cúmulos son desactivadas. Por lo tanto, la correcta interpretación del resultado obtenido en el análisis de sensibilidad sería que a 3km la interacción del esquema microfísico de Thompson con los datos de entrada del viento y humedad a 9km, provenientes de la interacción del esquema Thompson y Kain-Fritsch, mostraron un mejor desempeño que cambiar el esquema de microfísica por el de Lin (Purdue). Además si se tuviera que escoger una configuración para las simulaciones de precipitación, sería el MP_LP debido a que los valores del error y sesgo son menores, al mismo tiempo estos se mantienen más uniformes en los tres dominios. No obstante, no se descartaría futuros experimentos donde se pueda combinar el esquema Lin (Purdue) (microfísica) con el Kain-Fritsch (cúmulos).

TABLA 10: Evaluación estadística de la precipitación observada (mm/periodo) en comparación con los resultados de la simulación de control, CU_BMJ, CU_KF, MP_LP, PBL_MYJ y LS_NMP, en cada dominio (WRF27, WRF9 y WRF3). Raíz del error medio cuadrático (RMSE) y media del BIAS (MB). El valor que difiere en más del 10% del control está en colores (azul y rojo), y puesto en rojo si tiene un menor desempeño que el control.

Referencia	WRF	Estadístico	Periodo	Control	CU_BMJ	CU_KF	MP_LP	PBL_MYJ	LS_NMP
Estaciones	WRF27	RMSE	día	17.01	20.81	15.3	13.01	16.16	17.83
Estaciones	WRF27	MB	día	13.87	18.55	13.1	9.35	12.66	14.29
Estaciones	WRF9	RMSE	día	8.38	10.23	7.84	5.33	7.53	8.8
Estaciones	WRF9	MB	día	6.69	8.84	6.15	3.28	5.64	7.32
Estaciones	WRF3	RMSE	día	6.69	6.87	3.98	4.22	6.31	7.3
Estaciones	WRF3	MB	día	5.32	5.89	0.46	1.8	4.51	6.17

FUENTE: Elaboración propia basado en el estudio de Maussion et al. (2011).

4.4.2. INFLUENCIA DE LAS PARAMETRIZACIONES EN LA VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN

La influencia de las parametrizaciones en la variabilidad espacial se midió mediante diferencias entre cada experimento con el control determinando las zonas de sobreestimación y subestimación (figura 43 y 44). Tal como se muestra en la figura 43, la sensibilidad de los esquemas de cúmulos de CU_BMJ y CU_KF fue muy marcada sobre las cadenas montañosas por encima de los 4000 m. El CU_BMJ mostró tres patrones fuertes de sobreestimación al norte, centro y sur de la cuenca (≥ 30 mm/día), además de subestimar la precipitación en la cuenca amazónica. Para el CU_KF predomina más la sobreestimación en la cuenca

Amazónica (> 30 mm/día) y la sobreestimación marcada al sur de la cuenca (20 mm/día). Por otro lado, para el MP_LP predomina la subestimación sobre todo el dominio con valores menores a los -30mm/día, teniendo poco efecto en las zonas montañosas pero mayor influencia en las partes bajas como los valles interandinos y la cuenca amazónica. Finalmente los experimentos PBL_MYJ y LS_NMP mostraron mayor sensibilidad para la Amazonía que en los Andes. A nivel de la cuenca el PBL_MYJ mostró una ligera subestimación de 15mm/día para el valle del Mantaro y al noreste de la cuenca, mientras que el LS_NMP sobreestima en 10mm/día al noroeste, suroeste y este de la cuenca.

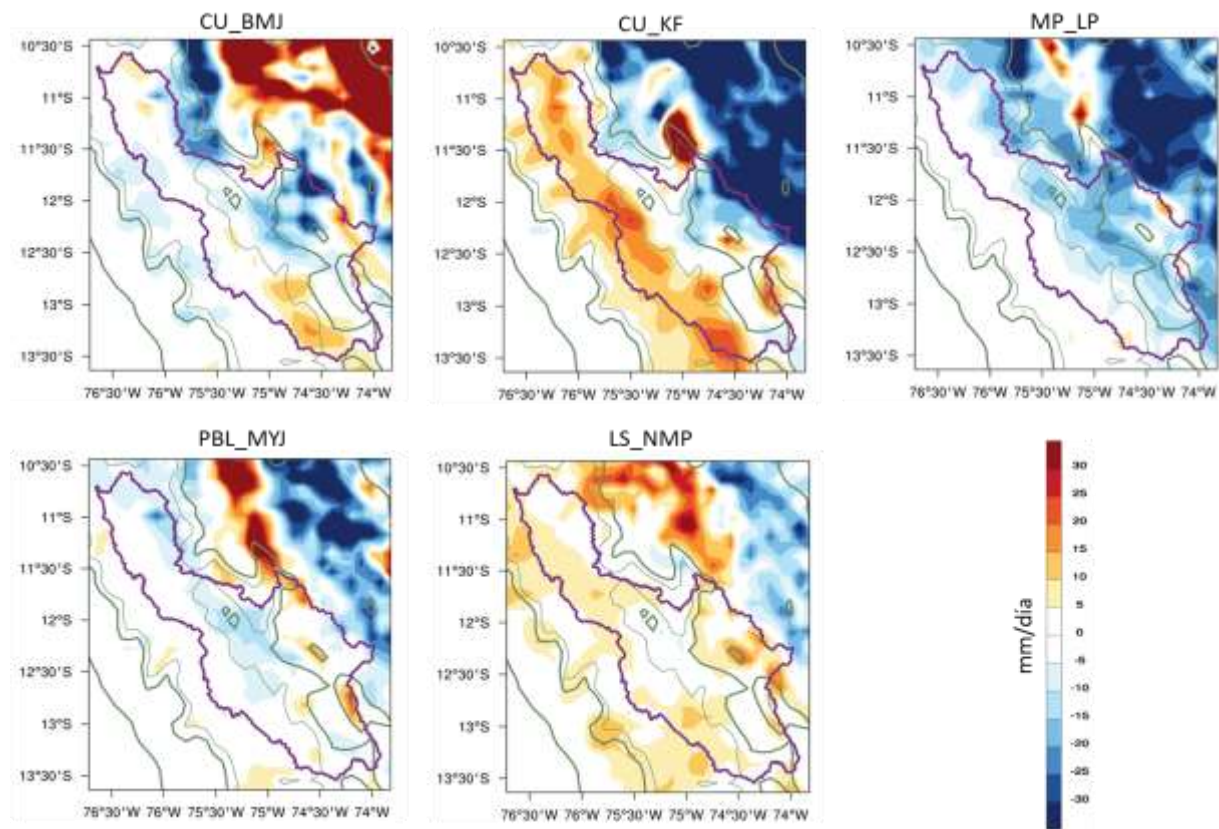


FIGURA 43: Sensibilidad de los esquemas de parametrizaciones físicas. Diferencia de la precipitación media (mm/día) entre los experimentos y la simulación de control a resolución de 9km. Línea delgada a 4000m y línea gruesa a 3500 m (metros sobre el nivel del mar).

Un mayor detalle de la sensibilidad espacial de precipitación se obtuvo a la resolución de 3km (figura 44), donde se observa patrones de sobreestimación (6mm/día) y subestimación (-6mm/día) para los experimentos CU_BMJ y CU_KF, respectivamente a lo largo de la isolínea

de 4000m. El MP_LP muestra una subestimación $\leq 6\text{mm/día}$ sobre la Amazonía y al este de la cuenca, en contraste este experimento presenta núcleos de sobreestimación de 6mm/día a los 4000m y sobre la Amazonía (figura 44c). Una fuerte subestimación ($\geq 6\text{mm/día}$) es presentada por el PBL_MYJ al norte de la cuenca, que corresponde a la ubicación del lago Junín, lo que sería favorable para amortiguar el error atribuido a la alta convección sobre el lago presentado en la descripción de la figura 36. Por otro lado, el LS_NMP muestra fuerte sobreestimación ($\geq 6\text{mm/día}$) al suroeste y noreste de la cuenca del Mantaro, que puede atribuirse a una mayor sensibilidad de las variables de temperatura y humedad del suelo a los flujos de humedad y calor, que repercuten en la precipitación. Algo importante de señalar en el LS_NMP, es su compleja interpretación porque posee sus propios esquemas de parametrizaciones. Por lo cual, mayores estudios y experimentos son necesarios para determinar sus repercusiones en zonas Alto andinas.

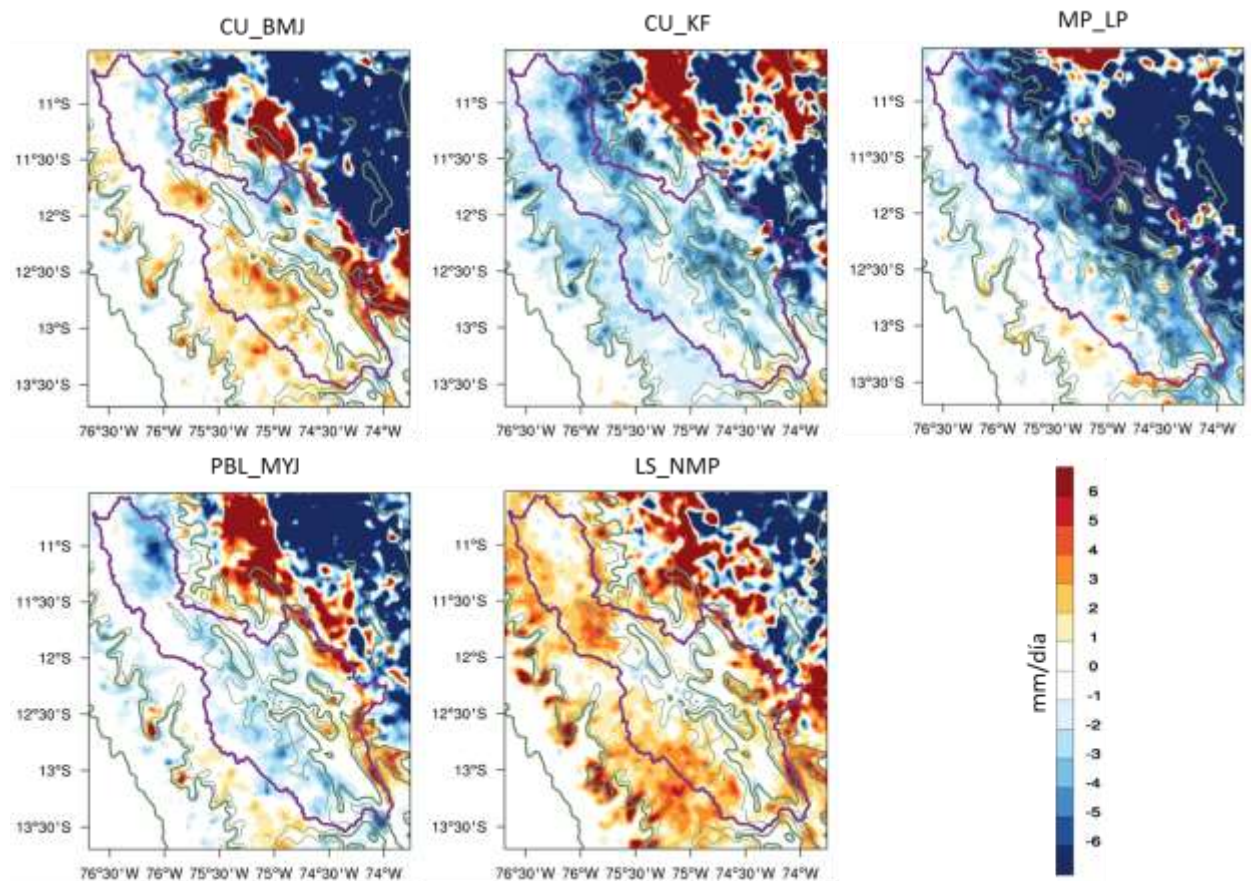


FIGURA 44: Sensibilidad de los esquemas de parametrizaciones físicas. Diferencia de la precipitación media (mm/día) entre los experimentos y la simulación de control a resolución de 3km. Línea delgada a 4000 m y línea gruesa a 3500 m (metros sobre el nivel del mar).

4.4.3. INFLUENCIA DE LAS PARAMETRIZACIONES EN LA VARIABILIDAD DIURNA DE LA PRECIPITACIÓN

Primeramente se analizó la naturaleza del ciclo diurno presente en el valle del Mantaro con los datos horarios de la estación automática de Huayao (figura 45). Observándose que el ciclo diurno para la estación en febrero del 2002 posee características semidiurnas, teniendo dos picos de precipitación, el primero a las 11hr y el segundo a las 21hr, en contraste con el ciclo diurno promedio multianual (2002-2012) que se presentó en la figura 41, donde se muestra solo un pico a las 18hr. Así mismo, en este ciclo diurno algunos esquemas como el CU_BMJ, PBL_MYJ, LS_MP y el control mostraron dos picos de precipitación más marcados, teniendo cada uno sus propios retrasos (lag) con respecto a lo observado. En términos generales se pudo distinguir tres horas importantes, las 5hr y 19hr (picos de la precipitación), y las 13hr (precipitación mínima) para los esquemas de parametrizaciones.

De esta forma, queda demostrado que ningún experimento incluido el control logra simular adecuadamente la variabilidad del ciclo diurno, lo que demuestra la alta sensibilidad que tiene el modelo para el febrero del 2002.

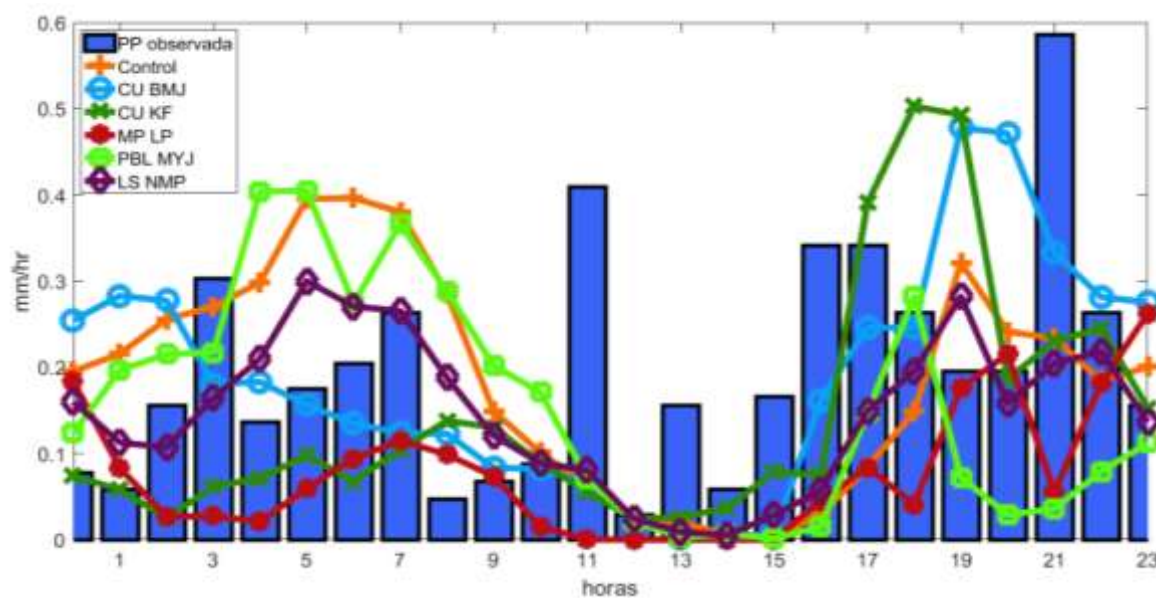


FIGURA 45: Ciclo diurno de la precipitación de la estación de Huayao para febrero del 2002. Precipitación de cada parametrización y del control fue dividida por 2 (líneas de colores). Precipitación observada cada hora para la estación (barra azul).

Conociendo el ciclo diurno para febrero del 2002, se realizaron gráficos del ciclo diurno de la precipitación a nivel de la cuenca para cada esquema de parametrización (figuras 46-51) y del flujo de humedad (figuras 52-57), para una mejor apreciación sobre los patrones de precipitación y la circulación de cada uno de estos.

La simulación de control (figura 46) presentó a las 16hr una aglomeración de núcleos de precipitación (≥ 15 mm/día) al suroeste por encima de los 4000 m en la cadena occidental de los Andes, mientras que a las 19hr la precipitación tiende a desplazarse al este, formándose alrededor del valle del Mantaro y posicionándose a lo largo de la cadena oriental de los Andes, con núcleos de precipitación que van del norte al sur de la cuenca. En las siguientes horas de la noche y madrugada (22hr-07hr) se intensifican los núcleos de precipitación a las 04hr llegando hasta los 30 mm/día en extremo norte de la cuenca, que corresponde a la misma hora del pico que se obtuvo en la región amazónica. A partir de esta hora la precipitación va disminuyendo hasta las 13hr, donde se observa la ocurrencia más baja de precipitación. Por otro lado, el valle del Mantaro fue afectado por la precipitación a las 04 y 07hr.

El CU_BMJ (figura 47) difiere en gran medida con el control, mostrando que las horas de máxima precipitación a nivel de la cuenca ocurren a las 19 y 22hr, con mayor precipitación en el valle del Mantaro a las 19hr. Así mismo, la distribución de los patrones de máxima precipitación sobre las cadenas montañosas (3500 m), daría a entender una sobreestimación de la actividad convectiva a estas horas. Para la región amazónica el pico sigue siendo a las 4hr; sin embargo, en la noche y madrugada la precipitación es mucho más ligera que la del control, poniendo en evidencia una diferencia marcada de la circulación para ambos esquemas. Para el CU_KF (figura 48) con respecto al control, la precipitación a las 16 y 19hr es más intensa, teniendo mayor influencia sobre el valle del Mantaro a las 19hr. No obstante, en la noche y madrugada la precipitación es más ligera en la cadena oriental de los Andes. Con respecto al MP_LP (figura 49) los núcleos de precipitación (≥ 15 mm/día) se muestran de manera más puntual y no tanto como una aglomeración, en contraste con los experimentos con cúmulos (CU_BMJ y CU_KF), demostrando una actividad convectiva más controlada a las 16 y 19hr, además la mayor precipitación de la noche ocurre a las 22hr con núcleos de precipitación distribuidos tanto en la cadena oriental como occidental de los Andes por encima de los 3500 m. En el PBL_MYJ las mayores precipitaciones en la cadena occidental ocurren durante el día con máximo a las 16hr; sin embargo, se observa condiciones secas a las 19hr, lo que difiere con el control y los anteriores experimentos descritos. Por otro lado, su

comportamiento durante la noche y madrugada es similar al control, observándose que la precipitación que afecta al valle ocurre también a las 04 y 07hr. Por último, el LS_NMP muestra una distribución similar al control, aunque se tiene fuertes valores de precipitación (≥ 40 mm/día) a las 16 y 19hr, lo cual demostraría la sobreestimación que se presentó en la figura 44. A pesar de esta similitud con el control, este experimento no representó las horas de precipitación sobre el valle del Mantaro.

De lo anterior se infiere que la topografía tiene un fuerte impacto en la distribución de los patrones de precipitación para todos los experimentos incluido el control, lo cual queda demostrado al observar que la precipitación es mucho más variable dentro de la cuenca que en la región amazónica con los diferentes experimentos anteriormente descritos. Así mismo, en el experimento CU_BMJ se sobreestima fuertemente la actividad convectiva, pese a estar desactivada la parametrización de cúmulos a esta resolución, lo que no sucede en el MP_LP, que representa una precipitación más puntual. Esto podría significar que el uso del esquema de microfísica Lin (Purdue) ejerce un mejor control sobre la formación de precipitación cuando interactúa con un esquema de cúmulos a diferencia del esquema Thompson usado en el control. Además se demostraría que el esquema Betts-Miller-Janic del CU_BMJ disminuiría el efecto de la microfísica cuando entra en interacción con esta en la simulación.

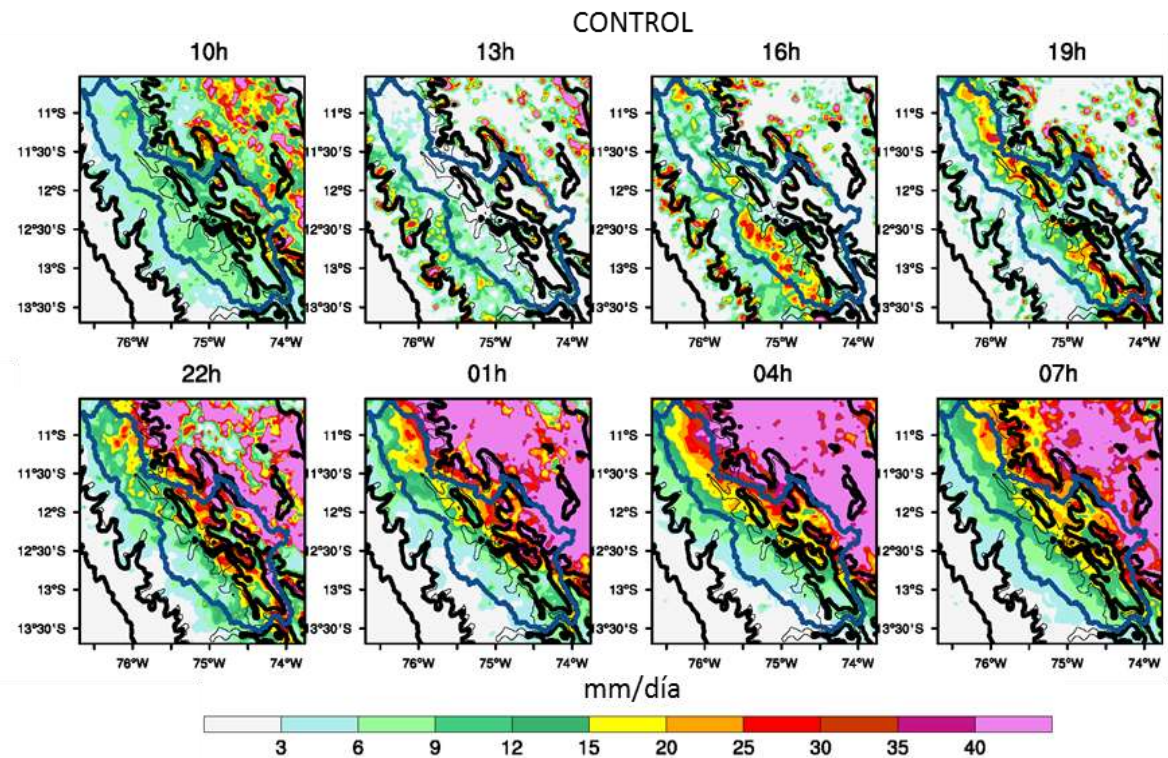


FIGURA 46: Ciclo diario de la precipitación para el experimento de control a 3km. Altitud en 3500 m (línea en negra) y 4000 m (línea negra delgada).

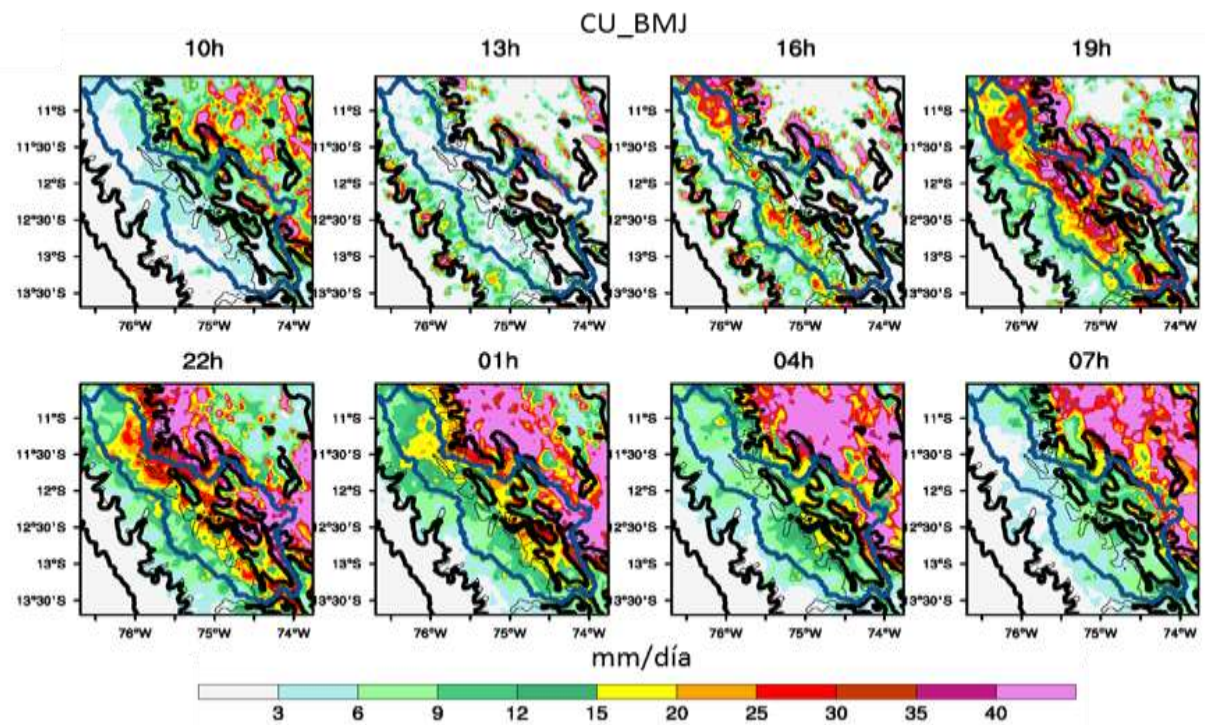


FIGURA 47: Ciclo diario de la precipitación para el esquema Betts-Miller-Janjic a 3km. Altitud en 3500 m (línea en negra) y 4000 m (línea negra delgada).

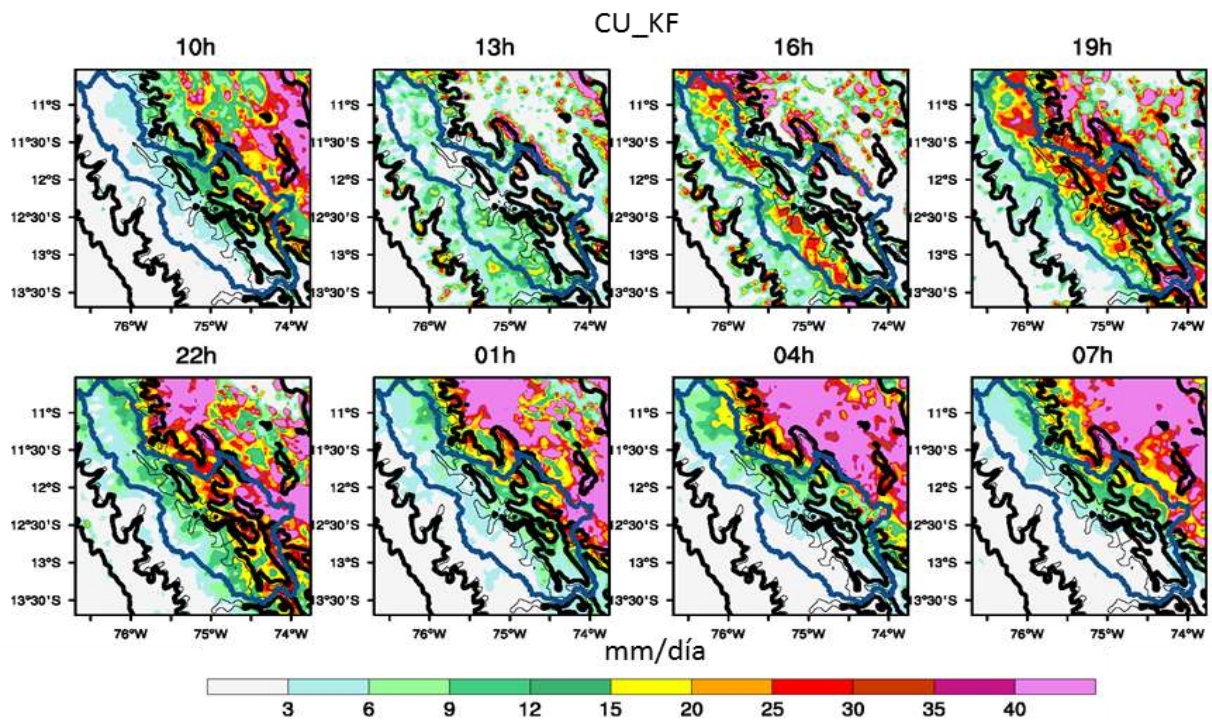


FIGURA 48: Ciclo diurno de la precipitación para el esquema Kain-Fritsch a 3km.
Altitud en 3500 m (línea en negra) y 4000 m (línea negra delgada).

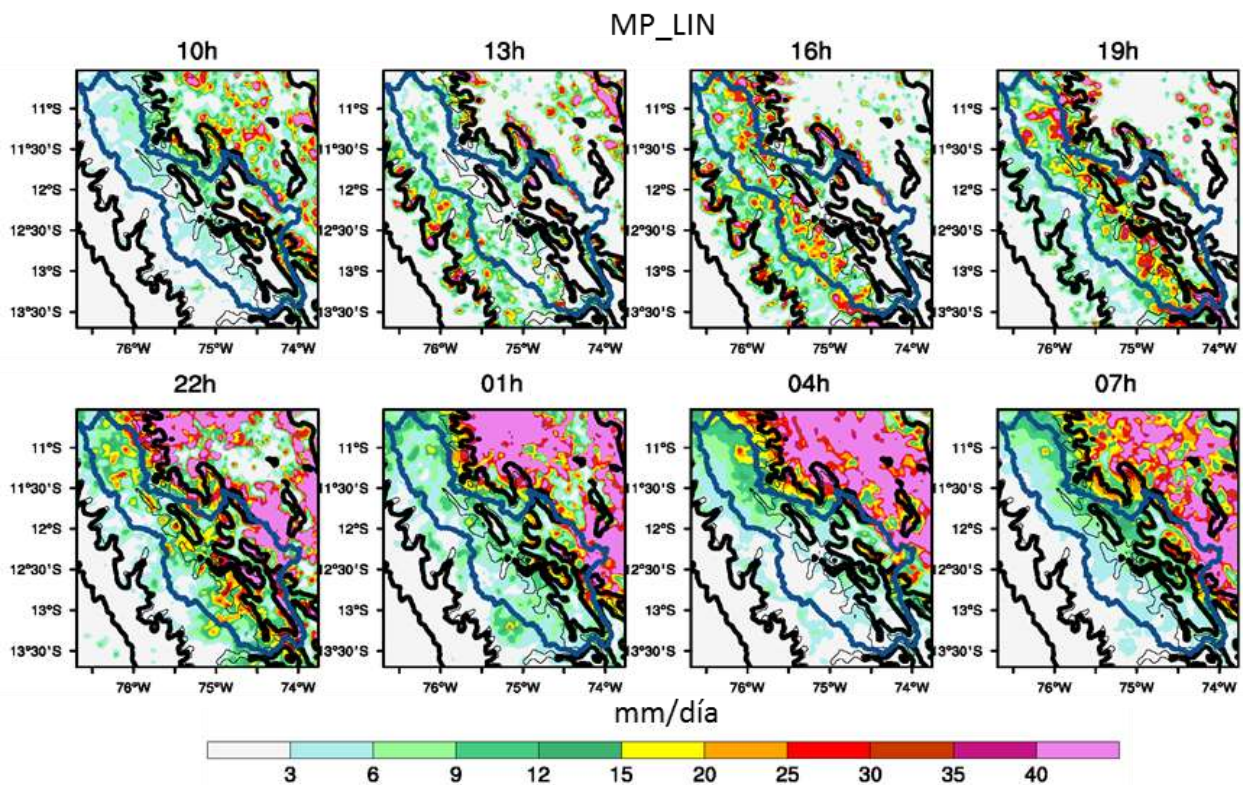


FIGURA 49: Ciclo diurno de la precipitación para el esquema Lin (Purdue) a 3km.
Altitud en 3500 m (línea en negra) y 4000 m (línea negra delgada).

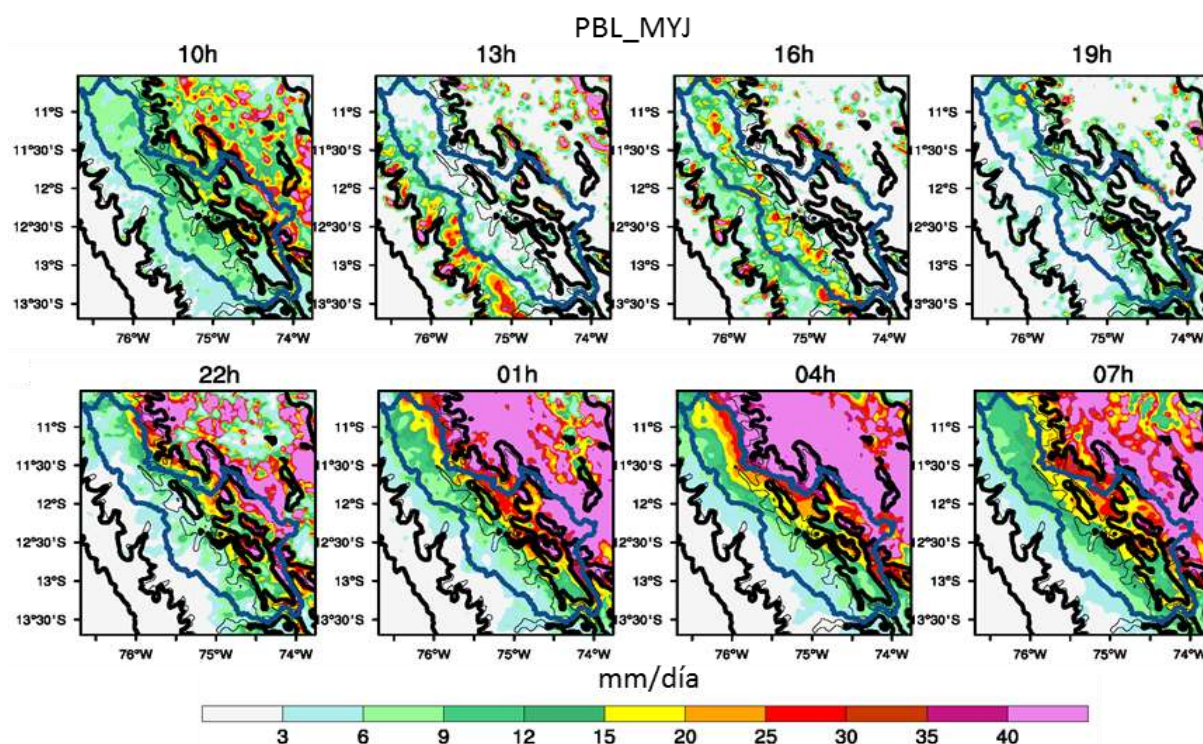


FIGURA 50: Ciclo diurno de la precipitación para el esquema Mellor-Yamada-Janjic a 3km. Altitud en 3500 m (línea en negrita) y 4000 m (línea negra delgada).

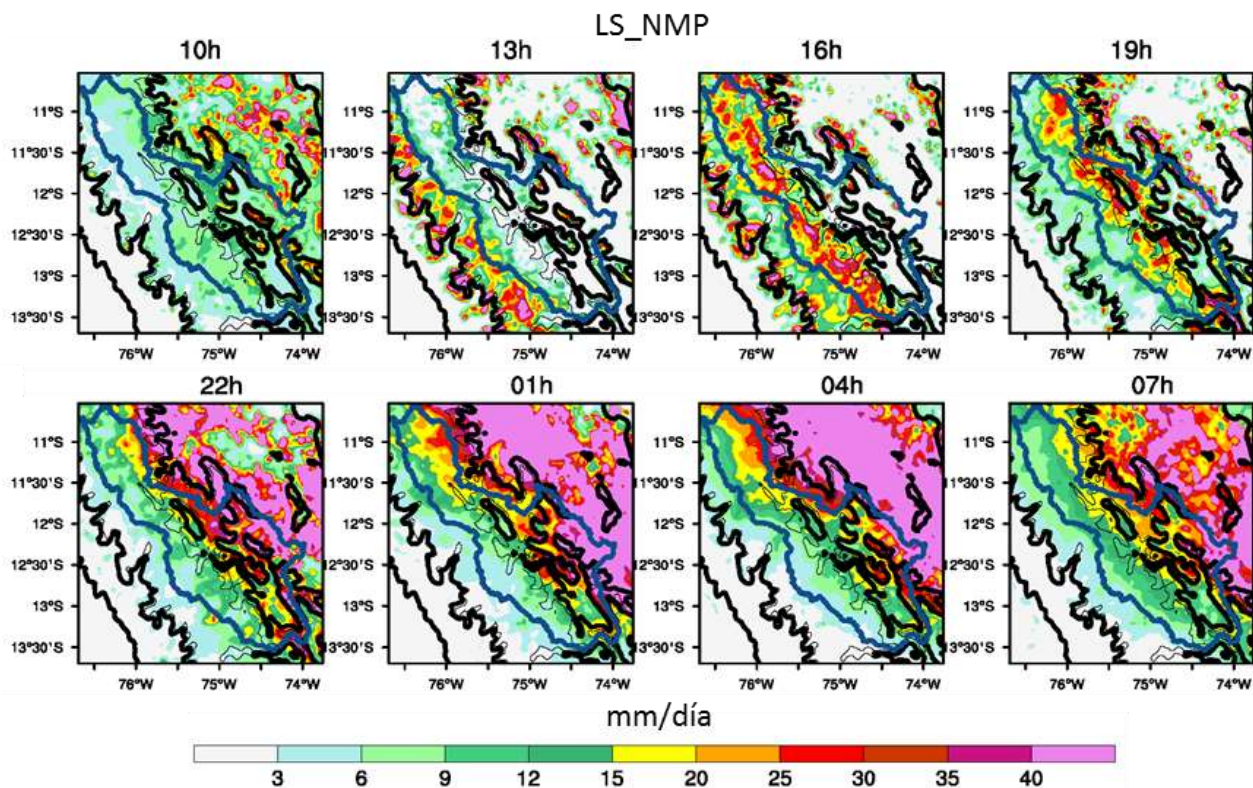


FIGURA 51: Ciclo diurno de la precipitación para el esquema Noah-MP (multi-physics) a 3km. Altitud en 3500 m (línea en negrita) y 4000 m (línea negra delgada).

En el análisis del flujo de humedad, el control (figura 52) muestra un fuerte ingreso del noroeste hacia la cuenca a las 10hr, aunque este comportamiento cambia a las 13hr donde los flujos que ingresan son del norte en forma paralela, lo que no favorece a la convergencia (divergencia negativa) y a su vez a la formación de precipitación, estableciendo condiciones secas para esta hora tal como se describió en la figura 46. Por otro lado, la intensificación del ingreso de vientos del oeste al sur de la cuenca proporcionaría la suficiente convergencia para desencadenar la precipitación a las 16hr, el proceso físico es explicado por el ingreso de masas frías oceánicas del oeste, que al entrar en contacto con la humedad de la cuenca favorece a la condensación del aire para la formación de nubes y precipitación. Por otro lado, a las 19hr los flujos del suroeste desplazan a los patrones de convergencia al lado occidental de la cuenca favoreciendo la precipitación sobre el valle del Mantaro. Además según el ciclo diurno (figura 46) la precipitación tiende a intensificarse en la noche y madrugada llegando a un pico mayor que el de las 19hr, dado que los flujos del este que convergen en el valle (figura 52) proporcionan de más humedad y junto con la convergencia serían las condiciones claves para esta intensificación.

Con respecto al CU_BMJ (figura 53) se observa que los flujos del norte a sur, que hacen referencia al Low Level Jet (LLJ) convergen durante todo el día y la tarde sobre la cuenca, a diferencia del control donde se mostraban generalmente paralelos. Así mismo, para el CU_BMJ se tiene una convergencia bastante marcada para las 16hr, debido a la convergencia de flujos del este y oeste, la cual afectaría al valle a las 19hr, donde se ocurre el pico de precipitación para este esquema (figura 45). Otra diferencia con el control es la poca convergencia que se produce en la noche y madrugada, lo que determinaría condiciones secas para este periodo, tal como se vio en la figura 47.

Para el esquema CU_KF (figura 54) con respecto al control a las 10hr no se muestra el ingreso de flujos del noroeste sino estos son del oeste, teniendo la máxima actividad de convergencia a las 16hr extendiéndose desde el norte al sur de la cuenca, por el encuentro de flujos del oeste con flujos del norte y este, como resultado de la interacción del viento y la topografía. Así mismo, dado que la circulación del flujo es predominante del oeste durante las horas de noche y madrugada, debido al ingreso de flujos fríos y secos, y por la poca actividad convectiva, se tuvo condiciones más secas a esta hora.

En el caso del esquema MP_LP la circulación es parecida al del control, no obstante la divergencia se presenta de forma puntual sobre la cuenca para las 16 y 19hr (figura 55). Mientras que para el esquema de PBL_MYJ se muestra una circulación similar al del control con una menor intensidad en la convergencia durante el ciclo diurno del flujo (figura 56). Por último para el esquema LS_NMP se observa mayor intensidad en la convergencia ($\leq -0.5 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) con respecto al control para las 13, 16 y 19hr (figura 57).

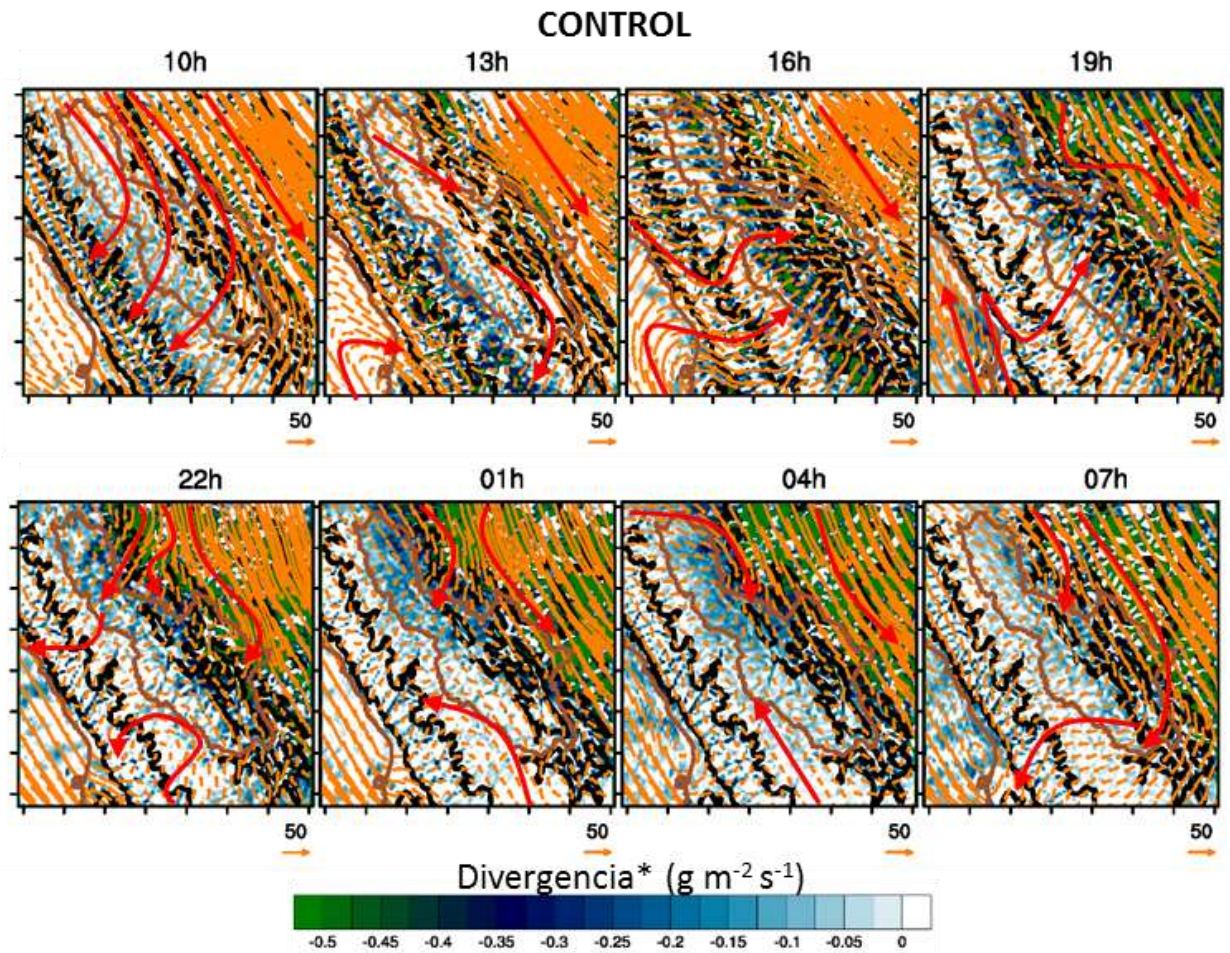


FIGURA 52: Flujo de humedad integrado verticalmente hasta los 300hPa (flechas naranjas) y su divergencia* (sombreado) para el control. Altitud a 3500 m (línea en negrita). Circulación predominante (flechas rojas).

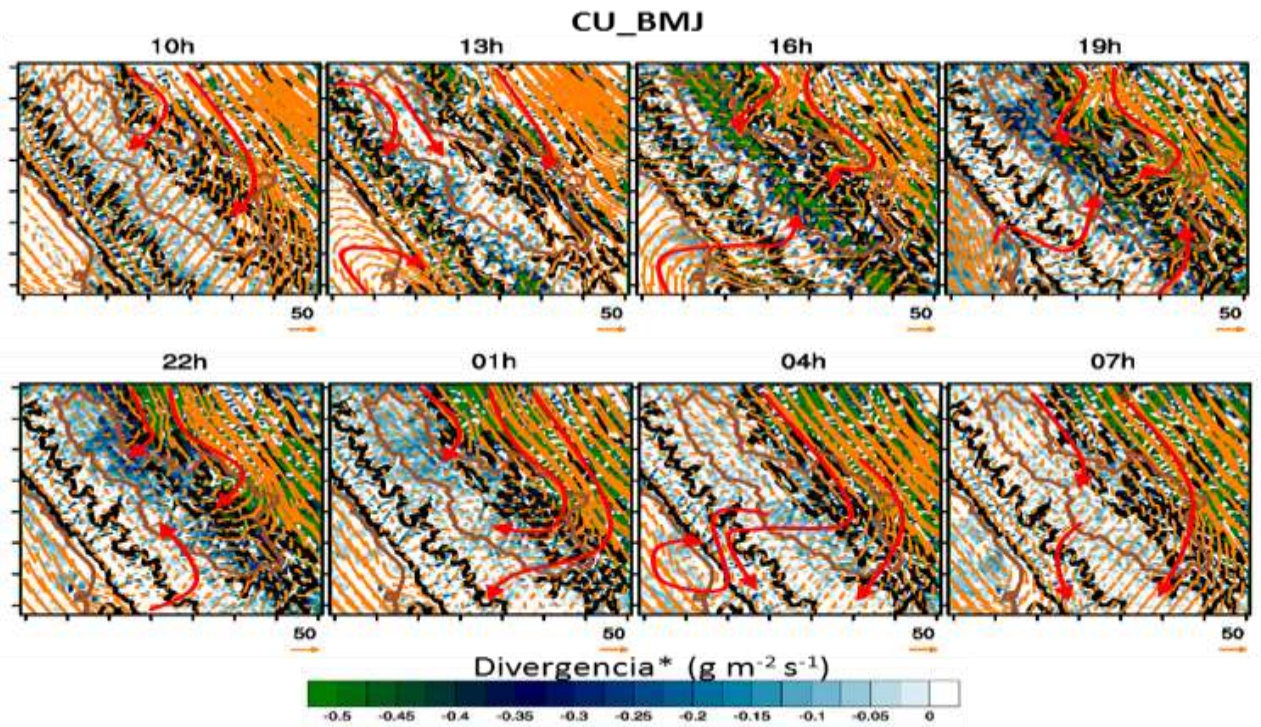


FIGURA 53: Flujo de humedad integrado verticalmente hasta los 300hPa (flechas naranjas) y su divergencia* (sombreado) para el esquema Betts-Miller-Janjic. Altitud a 3500 m (línea en negrita). Circulación predominante (flechas rojas).

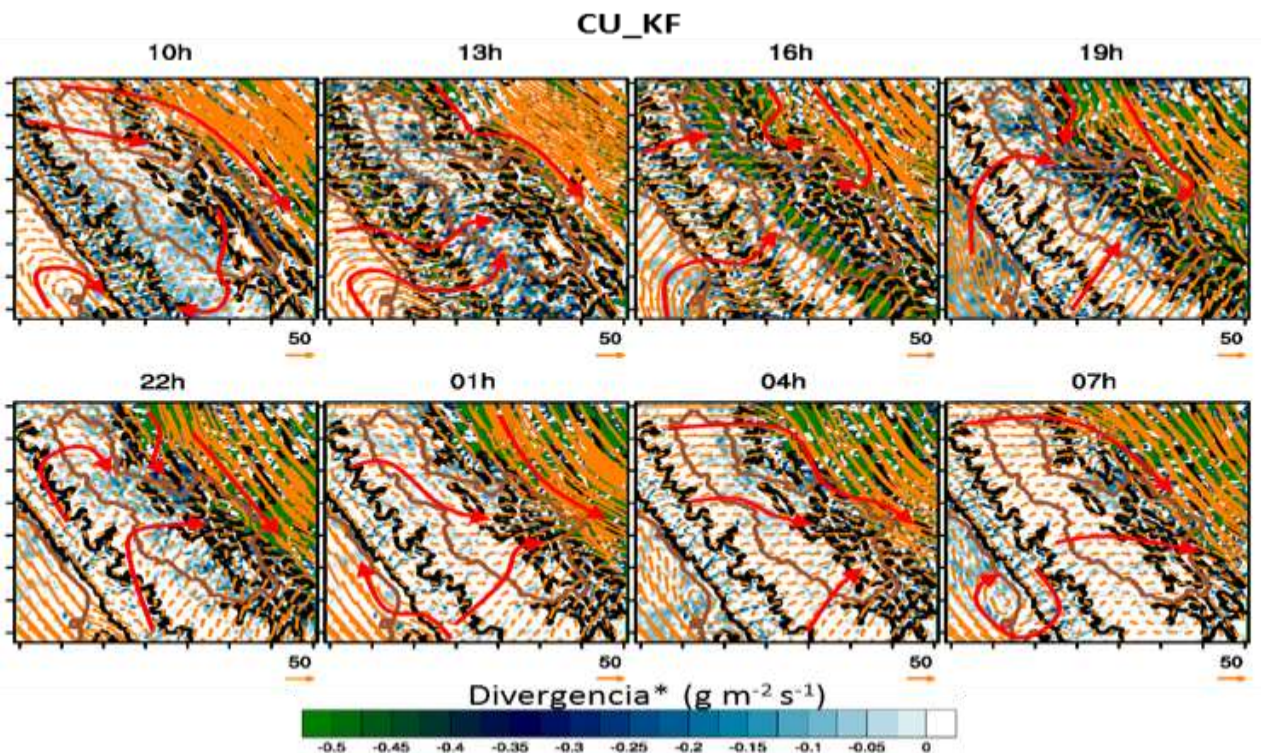


FIGURA 54: Flujo de humedad integrado verticalmente hasta los 300hPa (flechas naranjas) y su divergencia* (sombreado) para el esquema Kain-Fritsch. Altitud a 3500 m (línea en negrita). Circulación predominante (flechas rojas).

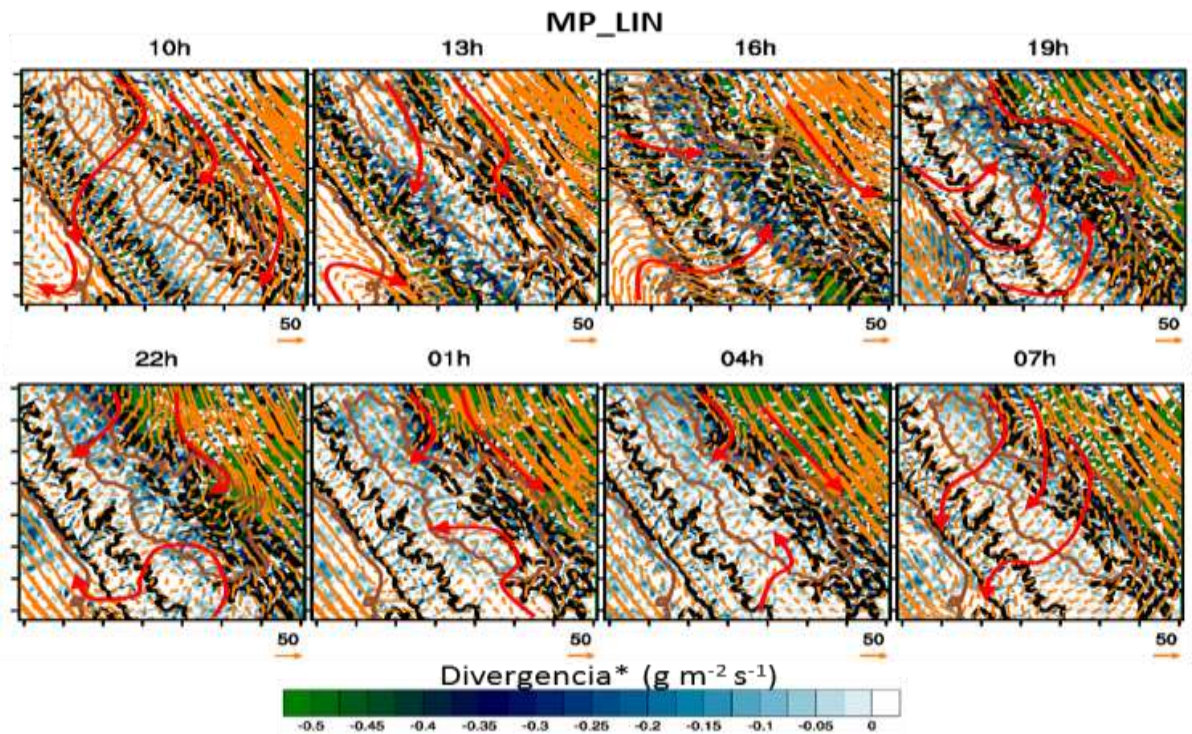


FIGURA 55: Flujo de humedad integrado verticalmente hasta los 300hPa (flechas naranjas) y su divergencia* (sombreado) para el esquema Lin (Purdue). Altitud a 3500 m (línea en negrita). Circulación predominante (flechas rojas).

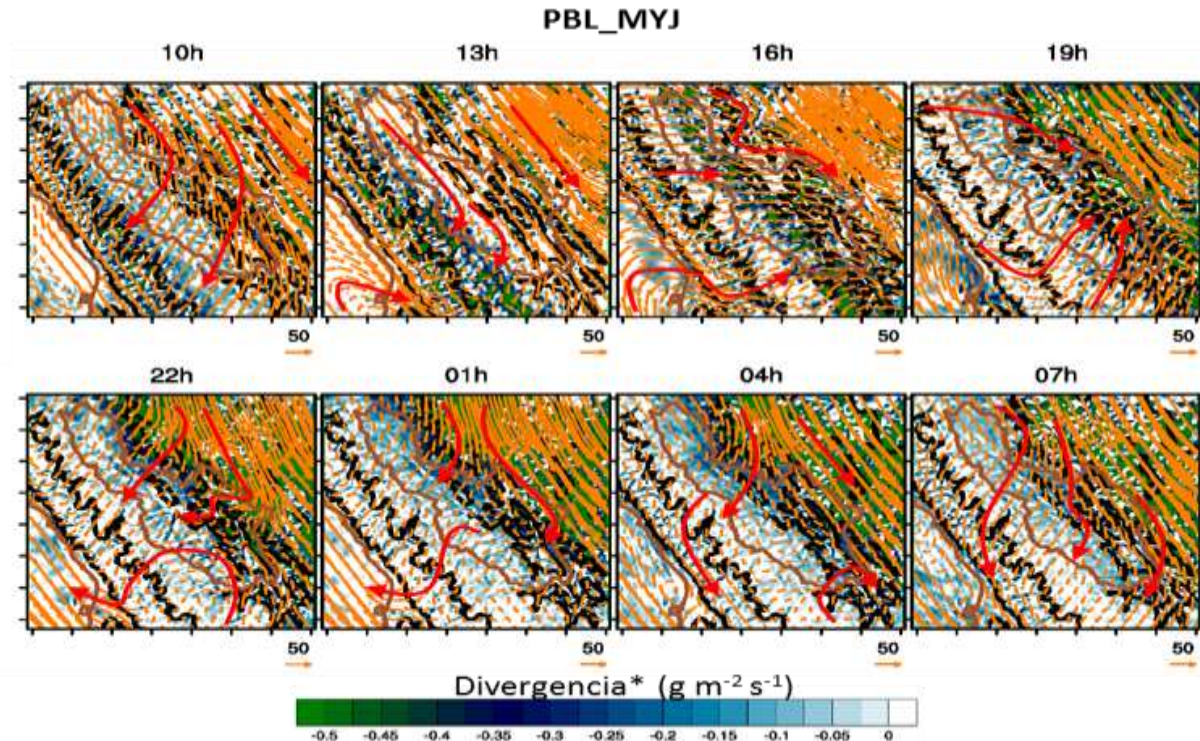


FIGURA 56: Flujo de humedad integrado verticalmente hasta los 300hPa (flechas naranjas) y su divergencia* (sombreado) para el esquema Mellor-Yamada-Janjic. Altitud a 3500 m (línea en negrita). Circulación predominante (flechas rojas).

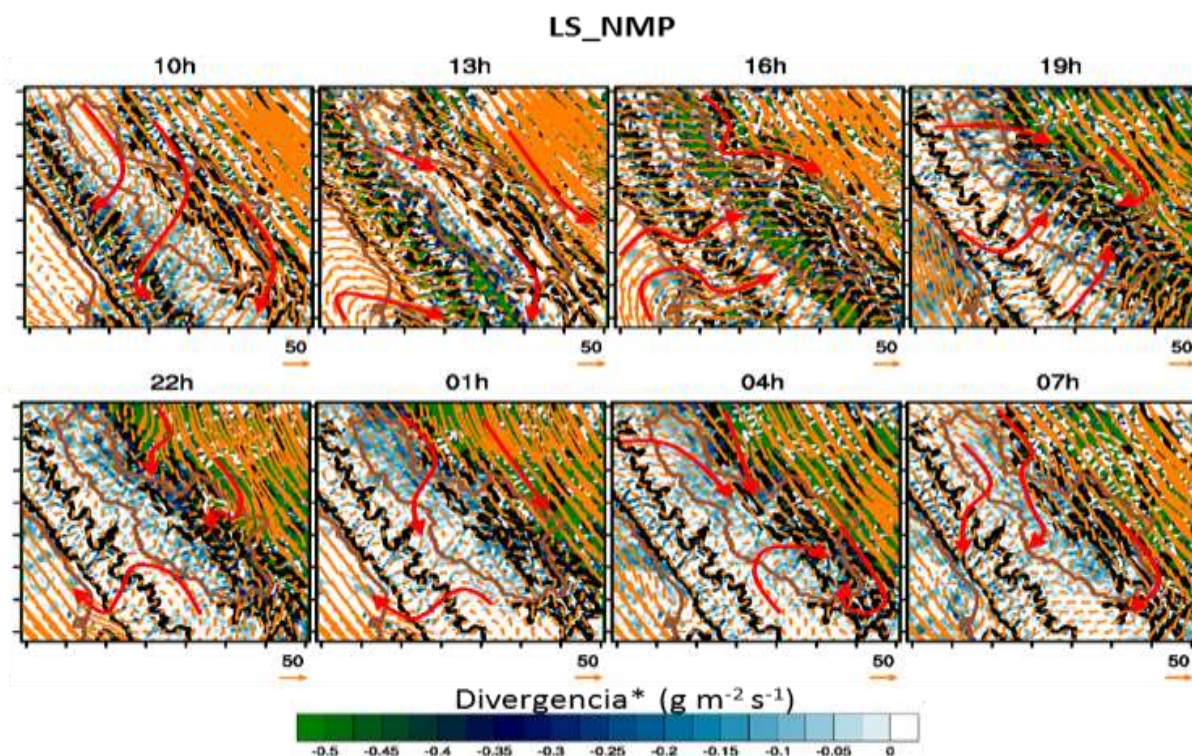


FIGURA 57: Flujo de humedad integrado verticalmente hasta los 300hPa (flechas naranjas) y su divergencia* (sombreado) para el esquema Noah-MP (multi-physics). Altitud a 3500 m (línea en negrita). Circulación predominante (flechas rojas).

Las gráficas del flujo de humedad mostraron la influencia del Low level Jet (LLJ) sudamericano, como se vio en el capítulo de revisión de literatura, este sistema es un elemento importante en el transporte de humedad de regiones tropicales a subtropicales, y al este de los Andes. Los flujos de humedad indican que el LLJ alimenta de humedad a la cuenca; sin embargo, ello no es suficiente para el desarrollo de precipitación, se necesita una fuerte convergencia como gatillador de la actividad convectiva. Las parametrizaciones mostraron que la cadena occidental de los Andes queda dominada por flujos del oeste, mientras que para la lado oriental se necesitan flujos del este convergentes a la cuenca. Independientemente de la parametrización la dinámica del modelo se resume en que las horas de la noche y mañana el LLJ está asociada a la disponibilidad de humedad en la cuenca, la cual queda almacenada, hasta que en horas de la tarde, generalmente a las 16hr se produce un cambio de dirección de oeste a este de origen costero, proporcionando vientos secos y fríos que condensan el vapor de agua para finalmente generar precipitación, este proceso difiere del lado oriental de la cuenca, donde los vientos húmedos y cálidos del este provenientes de la cuenca amazónica, generan una convección reforzada por el levantamiento orográfico y determinan a la convergencia de

humedad como un elemento necesario para la precipitación orográfica. De manera que, la dinámica de la precipitación para este año húmedo es dependiente de la dinámica del LLJ, la cual es modelado por el forzamiento termodinámico asociado con la convección tropical y el forzamiento mecánico inducido por los Andes.

Como último análisis de la presente investigación, se realizó cortes transversales a lo largo de la latitud de -12°S desde los -76°W a -75°W a 05, 13 y 19hr, para evaluar el promedio del perfil vertical del viento y humedad a 3km, se escogió esta zona particularmente por pasar sobre el valle del Mantaro y sobreponerse sobre los Andes centrales. Los resultados se muestran desde la figura 58 hasta la 63.

Para evaluar los esquemas de cúmulos con respecto al control (figura 58) se hace referencia al esquema de cúmulos Grell Devenyi usada en esta configuración, que pese a desactivarse todas las parametrizaciones de cúmulos a esta resolución (3km), aún se muestran diferencias significativas entre los experimentos con cúmulos, como se ha analizado anteriormente. Para el control se presenta una fuerte convección a las 05 y 19hr sobre el valle del Mantaro, mientras que sobre los Andes centrales se observó subsidencia, lo se cumple de manera general en todos los experimentos de cúmulos (CU_BMJ y CU_KF) (figura 59 y 60). No obstante, hay ciertas características presentes en el control que hace referencia a la interacción entre el esquema Grell-Devenyi con la microfísica (Thompson), que determina el ingreso de viento del oeste a la altura de 6km, mostrando subsidencia hacia la superficie y ascenso hacia los niveles superiores. Además sobre los Andes se muestra una mayor turbulencia a las 13 horas, donde se tendría liberación de calor sensible en la cresta de las montañas aumentando la temperatura del aire desde la superficie y generando el ascenso de masas de aire. Así mismo, al nivel de 400hpa (8km) se presentan dos células de giro anti horario. Para el CU_BMJ no se observa la presencia del flujo del oeste, aunque los flujos ascendentes y subsidentes son más marcados, lo que hace referencia a la sobreestimación de la actividad convectiva por el esquema Betts-Miller-Janjic y la reducción de la influencia de la microfísica al interactuar con este (figura 59). Para el CU_KF los resultados son similares al control, determinando la interacción de este esquema con la microfísica al mostrar la presencia del flujo del oeste pero a la altura de 7km, con la generación de mayor convección por este esquema sobre la zona de los Andes, y una subsidencia más profunda sobre el valle del Mantaro, además se define que la interacción de este esquema con la microfísica intensifica los vientos del oeste, debido a que aún se observa la presencia de estos a las 19hr.

Para la microfísica del MP_LP (figura 61) se muestran algunas diferencias con respecto al esquema Thompson (control). Por ejemplo, se observa un giro anti horario del viento a las 05hr sobre la ladera este de los Andes, lo que favorece a la inestabilidad en dicha hora. A las 13hr no se muestra los dos células anti horarias a los 7km ni tampoco la turbulencia sobre los Andes, lo que se atribuiría al efecto del esquema de cúmulos en los vientos. Otra diferencia es referente a las ondas de gravedad, que no se muestran muy profundas para las 19hr al este del valle.

En el esquema de capa limite planetaria del PBL_MYJ (figura 62) las diferencias con el Yonsei University (control) se enfocan a las 13hr donde el efecto del flujo del oeste fue menos marcado y para las 19hr la profundización de las ondas de gravedad que se vio al este del valle en el control se posicionó sobre el valle. Finalmente para el esquema de superficie de terrestre del LS_NMP (figura 63) las diferencias con respecto al unified Noah land-surface model (control) fue a las 05hr donde presento mayor turbulencia sobre el valle, mientras que a las 13hr no presento los giros anti horarios verticales, determinando que este esquema tiene influencia sobre los procesos de convección entre la interacción de los esquemas de microfísica y cúmulos.

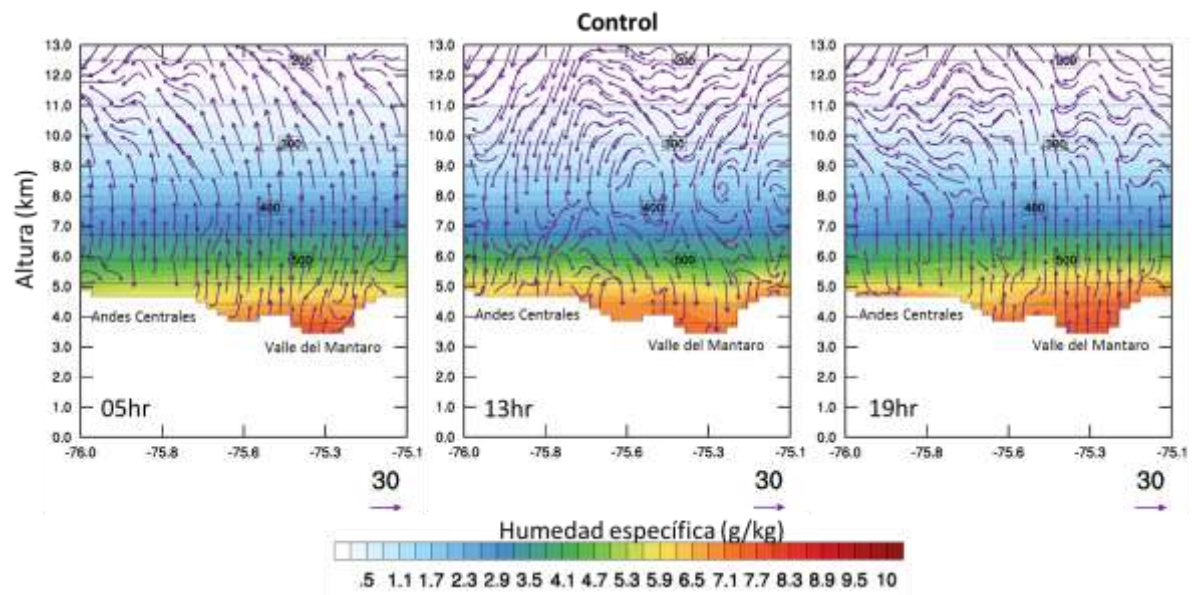


FIGURA 58: Perfil vertical promedio del viento [u y $w^*(prom_u/prom_w)$] (m/s) y humedad específica (g/kg) a las 05, 13 y 19hr para el control. En la latitud de $-12^\circ S$ y longitud de $-76^\circ W$ a $-75^\circ W$.

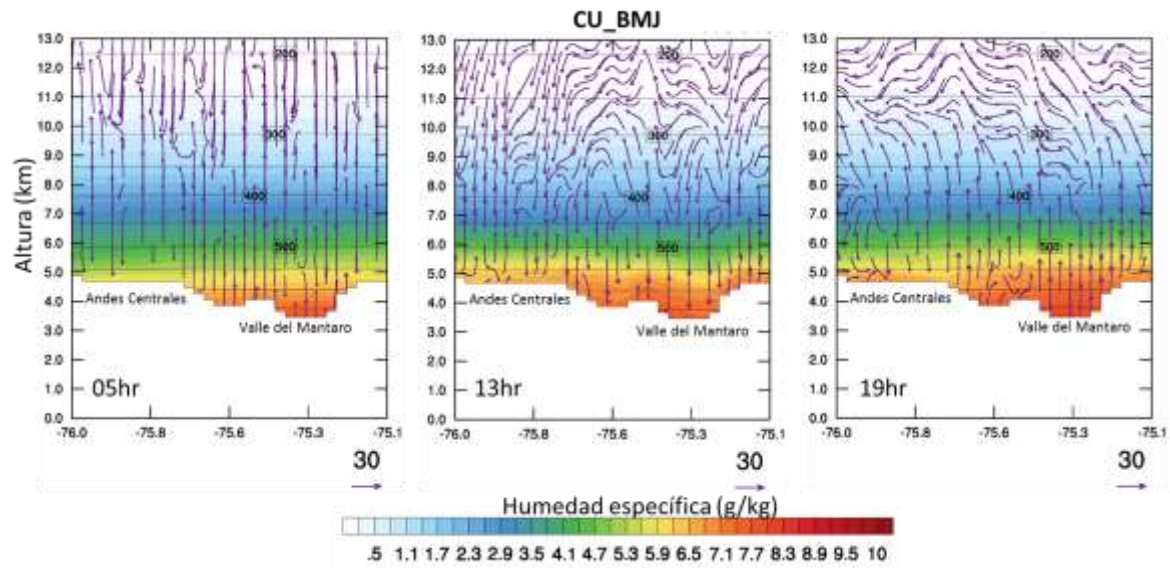


FIGURA 59: Perfil vertical promedio del viento [u y $w^*(\text{prom}_u/\text{prom}_w)$] (m/s) y humedad específica (g/kg) a las 05, 13 y 19hr para el esquema Betts-Miller-Janjic. En la latitud de -12°S y longitud de -76°W a -75°W .

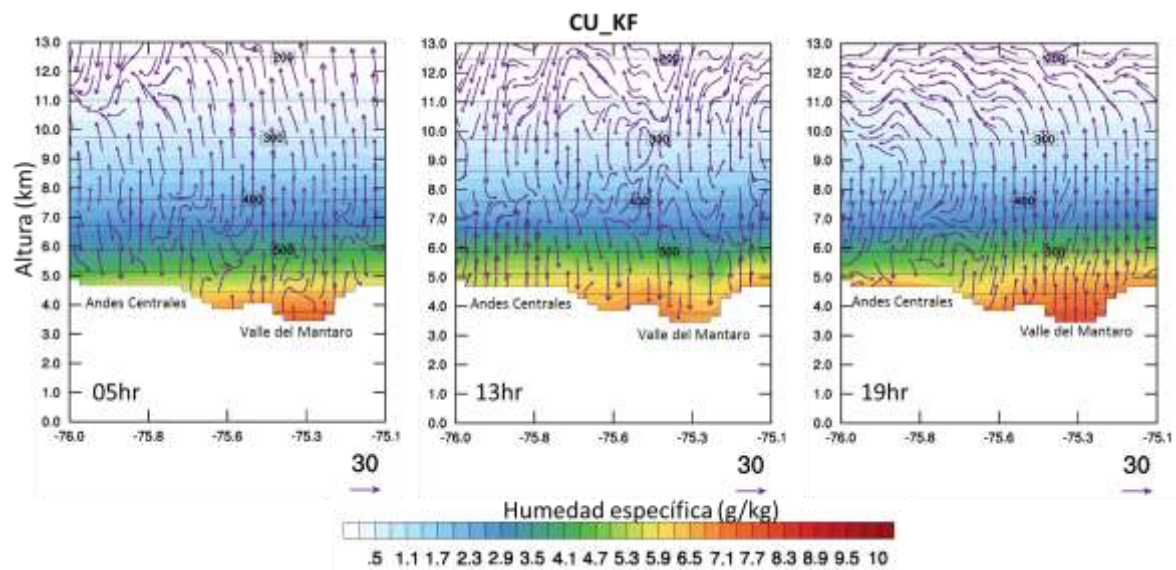


FIGURA 60: Perfil vertical promedio del viento [u y $w^*(\text{prom}_u/\text{prom}_w)$] (m/s) y humedad específica (g/kg) a las 05, 13 y 19hr para el esquema Kain-Fritsch. En la latitud de -12°S y longitud de -76°W a -75°W .

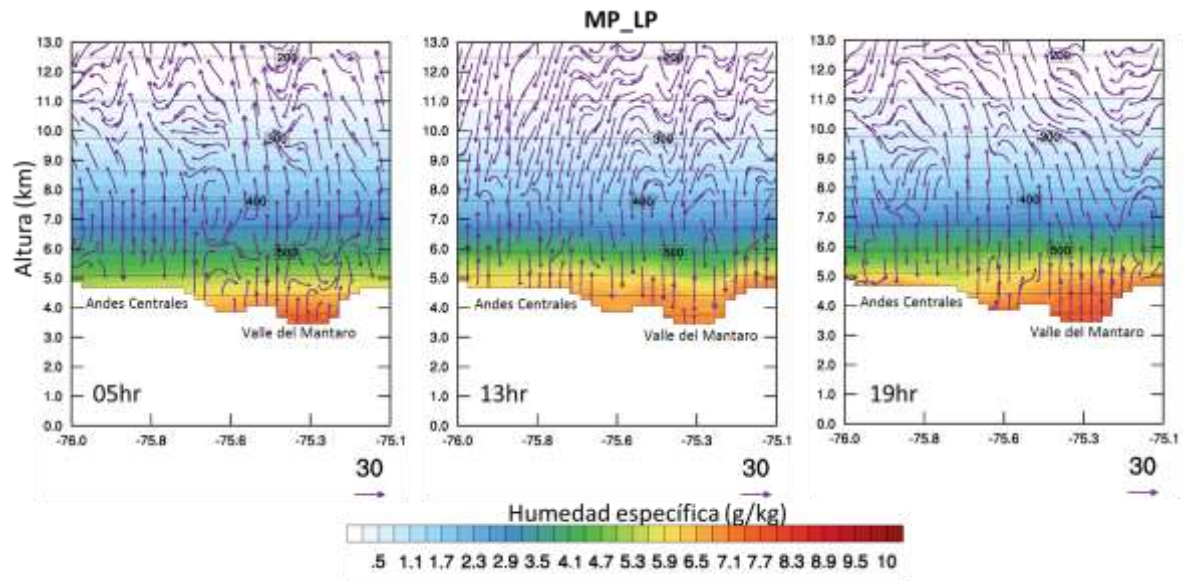


FIGURA 61: Perfil vertical promedio del viento [u y $w^*(prom_u/prom_w)$] (m/s) y humedad específica (g/kg) a las 05, 13 y 19hr para el esquema Lin(Purdue). En la latitud de -12°S y longitud de -76°W a -75°W .

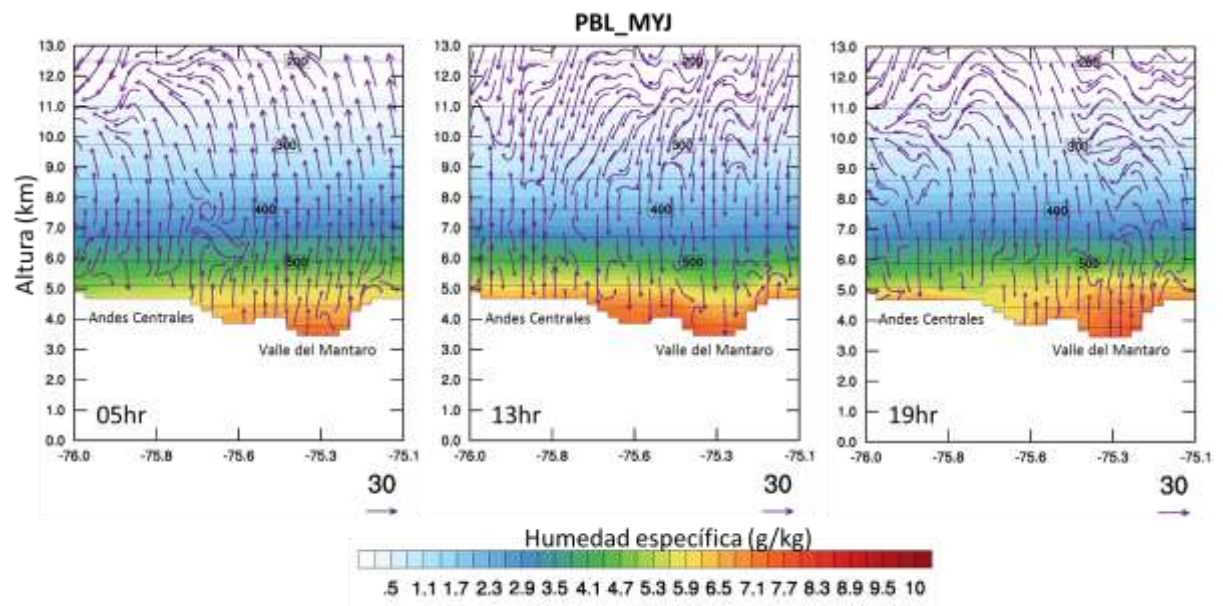


FIGURA 62: Perfil vertical promedio del viento [u y $w^*(prom_u/prom_w)$] (m/s) y humedad específica (g/kg) a las 05, 13 y 19hr para el esquema Mellor-Yamada-Janjic. En la latitud de -12°S y longitud de -76°W a -75°W .

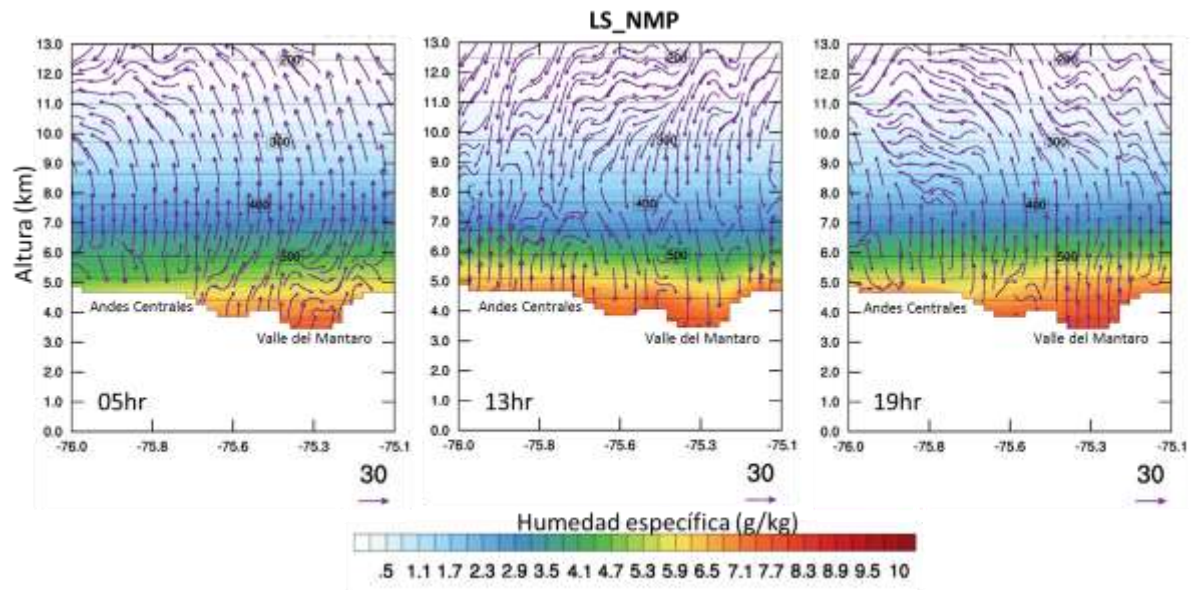


FIGURA 63: Perfil vertical promedio del viento [u y $w^*(\text{prom}_u/\text{prom}_w)$] (m/s) y humedad específica (g/kg) a las 05, 13 y 19hr para el esquema Noah-MP (multi-physics). En la latitud de -12°S y longitud de -76°W a -75°W .

V. CONCLUSIONES

En base a los objetivos planteados en el presente estudio se determinó las siguientes conclusiones:

-El año 2011 fue el más lluvioso para la cuenca del Mantaro en el periodo de estudio. Por otro lado, la variabilidad interanual se mostró más alta para la zona Sur de la cuenca.

-El producto 2A25 del TRMM subestima en la mitad al promedio multianual (2000-2012) de precipitación acumulada (mm/mes) para febrero. Además este producto demostró una deficiente estimación de la precipitación sobre las zonas montañosas (≥ 4000 m).

-La fuente de datos de topografía USGS que usa por defecto en el modelo WRF resultó ser inadecuada para simulaciones en alta resolución (≥ 4 km) debido a que difieren en gran medida de las características reales de la cuenca del Mantaro en las zonas alto andinas, demostrando que la implementación de los datos del SRTM a 90m representa mejor las características reales sobre la zona de estudio, lo que favorece a una mejor simulación.

-El menor RMSE correspondió para la zona B con 10.46 mm/día y con un MB de 6.20 mm/día, mientras que el 2005 fue el año con menor RMSE (8.09 mm/día) y MB (3.52 mm/día).

-Las pruebas estadísticas de Wilcoxon y Kruskal-Wallis rechazaron la hipótesis nula en casi el 100% de los años, lo cual determina con 95% de confianza que la distribución de los datos simulados y observados es diferente.

-En la variabilidad interanual de precipitación, el modelo simuló adecuadamente los años secos del 2005 y 2007, y el año lluvioso del 2002 para las cuatro zonas de la cuenca.

-Con respecto al producto TRMM 3B42 la salida del WRF a 27km sobreestima en el doble al promedio multianual (2000-2012) de precipitación diaria. No obstante, el modelo representó adecuadamente la distribución de precipitación en la costa, sierra y selva del Perú.

-Con respecto al producto TRMM 2A25 la salida del WRF a 9km sobreestima en tres veces al promedio multianual (2000-2012) de precipitación diaria, mostrando menor precipitación sobre los valles interandinos y mayor sobre las zonas montañosas.

-El modelo WRF simuló adecuadamente la tendencia de precipitación sobre los valles interandinos y las zonas montañosas.

-Con respecto al ciclo diurno del TRMM 2A25 la salida del WRF a 9km simuló adecuadamente el intervalo de horas de máxima precipitación en la cuenca (16-19hr), observándose un claro desplazamiento de los patrones de precipitación del lado occidental hacia el oriental en el transcurso de las horas.

-A resolución de 9km el modelo WRF simuló apropiadamente el ciclo diurno de la estación automática de Huayao, representando el periodo de máximas precipitaciones (16-19hr), con un lag bastante bajo de una hora para el pico de precipitación observado (18hr) y sobreestimando en el doble a lo observado.

-El anidamiento del modelo WRF permitió la reducción del 61% del RMSE y 62% del MB, tras llevar la simulación de 27 a 3km de resolución espacial.

-El experimento CU_KF resultó ser el más adecuado en la simulación a resolución de 3km (resolución más fina) por tener bajos valores en RMSE (3.98 mm/día) y MB (0.46 mm/día); sin embargo, se recomienda el uso del esquema Lin (Purdue), debido a que este mantiene menores valores del RMSE y MB para los tres dominios de simulación en la cuenca.

-Los patrones de sobreestimación y subestimación del CU_BMJ y el CU_KF respectivamente en la simulación de 9 y 3km se distribuyen a lo largo de los 4000 m demostrando la capacidad de los esquemas de cúmulos en modificar las magnitudes de los patrones de precipitación.

-El cambio del esquema de microfísica a Lin (Purdue) demostró a 3km núcleos de sobreestimación de precipitación ($\geq 6\text{mm/día}$) muy puntuales por encima de los 4000m, demostrando su capacidad en representar la actividad convectiva más controlada a diferencia de los esquemas de cúmulos.

-La subestimación fue menos marcada para el esquema Mellor-Yamada-Janjic que el Lin (Purdue), lo que se traduce en que la microfísica es más influyente que la capa límite planetaria en la simulación de precipitación.

-La desactivación del esquema de cúmulos a 3km permitió una mayor repercusión del esquema Noah-MP (LS_NMP), al ser comparado con los resultados a resolución de 9km, lo que demuestra su capacidad de intensificar la precipitación sobre los Andes.

-De acuerdo a los flujos de humedad de los diferentes experimentos se cumple que la disponibilidad de humedad en la cuenca está asociada a la intensificación del LLJ. Por otro lado, la precipitación formada en el lado occidental de la cuenca está asociada al ingreso de flujos del oeste, mientras que para el lado oriental por la convergencia de flujos del oeste y este, favorece a la precipitación convectiva que es intensificada por la orografía de los Andes.

-Los perfiles verticales de viento y humedad mostraron un comportamiento diferente en los experimentos CU_BMJ y CU_KF con respecto al control, a pesar de que los esquemas de cúmulos fueron desactivados a 3km, comprobándose la influencia de las variables de humedad y viento a 9km de resolución sobre la simulación de 3km.

VI. RECOMENDACIONES

- De la misma forma como se modificó la topografía del modelo se recomienda cambiar el uso de suelo para futuras simulaciones, con el objetivo de establecer las condiciones más cercanas a la realidad para el modelo WRF.
- Se hace necesario realizar nuevos experimentos sobre la cuenca, tomando en cuenta los resultados y las nuevas hipótesis planteadas que dejó la presente investigación.
- Se recomienda en la parte de validación hacer simulaciones a nivel estacional, de esta forma se tendría un periodo de tiempo más largo para aprovechar mejor el producto 2A25 del TRMM de baja resolución temporal.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Argueso, D; Hidalgo-Muñoz JM; Gamiz-Fortis, SR; Esteban Parra, MJ; Dudhia, J; Castro Diez, Y. 2011. Evaluation of WRF Parameterizations for Climate Studies over Southern Spain Using a Multistep Regionalization. *Argueso Et Al.* 24: 5633-5651 p.

Awan, NK; Truhetz, H; Gobiet. 2011. Parameterization-Induced Error Characteristics of MM5 and WRF Operated in Climate Mode over the Alpine Region: An Ensemble-Based Analysis. *Journal of Climate.* 24: 3107-3123 p.

Barros, AP; Lettenmaier, DP. 1993. Dynamic modeling of the spatial distribution of precipitation in remote mountainous areas. *Monthly weather review*, 121(4): 1195-1214.

Berbery, EH; Barros, VR. 2002. The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America. *Journal of Hydrometeorology*, 3(6): 630-645.

Bianco, L. 2008. Surface layer parameterization in WRF.

Blázquez, J; Nuñez, MN. 2009. Sensitivity to convective parameterization in the WRF regional model in southern South America. In *Ninth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and, Oceanography*, Melbourne, Australia (p. 6).

Bukovsky, M; Karoly, D. 2009. Precipitation Simulations Using WRF as a Nested Regional Climate Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48: 2152- 2159 p.

Chavez Jara, SP. 2013. Caracterización de Tormentas en el Valle del Mantaro mediante Sensoramiento Remoto. Tesis Lic. Física. Lima-Perú, Pontificia Universidad Católica del Perú. 25-38, 46-57 p.

Chen, F; Dudhia, J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129(4): 569-585.

Chen, SH; Sun, WY. 2002. A one-dimensional time dependent cloud model. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80(1): 99-118.

Cohen, AE; Cavallo, SM; Coniglio, MC; Brooks, HE. 2015. A Review of Planetary Boundary Layer Parameterization Schemes and Their Sensitivity in Simulating Southeastern US Cold Season Severe Weather Environments. *Weather and Forecasting*, 30(3): 591-612.

Duethmann, D; Zimmer, J; Gafurov, A; Güntner, A; Kriegel, D; Merz, B; Vorogushyn, S. 2013. Evaluation of areal precipitation estimates based on downscaled reanalysis and station data by hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(7): 2415-2434.

Ek, MB; Mitchell, KE; Lin, Y; Rogers, E; Grunmann, P; Koren, V; Gayno, G; Tarpley, JD. 2003. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D22): 1-15.

Espinoza Villar, JC; Ronchail, J; Guyot, JL; Cochonneau, G; Naziano, F; Lavado, W; De Oliveira, E; Pombosa, R; Vauchel, P. 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29(11):1574-1594.

Espinoza, JC; 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.

Fernández, R; Lakkis, G; Allende, D; Santos, R; Cremades, P; Puliafito, E. 2011. Modelación de un evento meteorológico de mesoescala utilizando el modelo WRF. *Contaminación Atmosférica e Hídrica en Argentina*. 2011: 289-298.

Garreaud, RD; Vuille, M; Compagnucci, R; Marengo, J. 2009. Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3): 180-195.

Gill, D. 2015. Nesting in WRF(en línea). Estados Unidos. Consultado 10 jun. 2015. Disponible en: <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201507/NEST.pdf>

Giovannettone, JP; Barros, AP. 2009. Probing regional orographic controls of precipitation and cloudiness in the central Andes using satellite data. *Journal of Hydrometeorology*, 10(1): 167-182.

Grell, GA; Dévényi, D. 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, 29(14).

Guth, PL. 2005. Geomorphometry from SRTM: Comparison to NED: Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, special issue based on Shuttle Radar Topography Mission—Data Validation and Applications Workshop. Reston, VA, 72(3): 269-277.

Gutmann, ED; Rasmussen, RM; Liu, C; Ikeda, K; Gochis, DJ; Clark, MP; Dudhia, J; Thompson, G. 2011. A Comparison of Statistical and Dynamical Downscaling of Winter Precipitation over Complex Terrain. *Journal of Climate*. 25: 262-281.

Hong, SY; Noh, Y; Dudhia, J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, 134(9): 2318-2341.

Houze, RA. 1993. *Atmospheric Dynamics: Cloud Dynamics*. International Geophysics Series. Ed: Academic Press Inc. 53 v. p 26-66.

Houze, RA. 2012. Orographic effects on precipitating clouds. *Reviews of Geophysics*, 50(1).
Instituto Geofísico del Perú. 2005a. Atlas Climático de precipitación y temperatura del aire en la cuenca del río Mantaro. Fondo Editorial CONAM Lima, Perú.

Instituto Geofísico del Perú. 2005b. Diagnóstico de la Cuenca del Mantaro bajo la visión del Cambio Climático. Fondo Editorial CONAM Lima, Perú.

Instituto Geofísico del Perú. 2005c. Vulnerabilidad actual y futura ante el cambio climático y medidas de adaptación en la cuenca del río Mantaro. Fondo Editorial CONAM Lima, Perú.

Janjic, ZI. 2000. Comments on “Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(21): 3686-3686.

Janjić, ZI. 2002. Nonsingular implementation of the Mellor–Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model. NCEP office note, 437, 61.

Jankov, I; Gallus, WA; Segal, M; Shaw, B; Koch, SE. 2005. The Impact of Different WRF Model Physical Parameterizations and Their Interactions on Warm Season MCS Rainfall. *American Meteorological Society*. 20: 1048-1060.

Junquas, C; Li, L; Vera, CS; Le Treut, H; Takahashi. 2015. Influence of South America orography on summertime precipitation in Southeastern South America. *Climate Dynamics*. 2015:1-23.

Kain, JS. 2003. The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update. *American Meteorological Society*, 43: 170-181.

Laprise, R. 1992. The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Monthly weather review*, 120(1): 197-207.

Lavado, PR; Comdom T. 2010. Análisis espacio temporal de la precipitación en las zonas de montaña de Perú (1998-2007). *Revista Peruana Geo-Atmosférica RPGA* (2): 16-29.

Leung, LR; Qian, Y. 2009. Atmospheric rivers induced heavy precipitation and flooding in the western US simulated by the WRF regional climate model. *Geophysical Research Letters*, 36(3).

Mamani Gonzales, DM. 2013. Simulación de la circulación atmosférica a nivel superficial para la cuenca del río del Mantaro usando el modelo atmosférico de mesoescala MM5. Tesis Ing. Mecánica de Fluidos. Lima-Perú, Universidad Nacional Mayor de San Marcos. 50-60, 117 p.

Maussion F; Scherer D; Finkelburg R; Richters J; Yang W; and Yao T. 2011. WRF simulation of a precipitation event over the Tibetan Plateau, China – an assessment using remote sensing and ground observations. *Hydrology Earth System Sciences* 15: 1795–1817.

Mesoscale and Microscale Meteorology Laboratory (MMM). s.f. Chapter 3: WRF Preprocessing System (WPS) (en línea). Estados Unidos. Consultado 15 jul. 2015. Disponible en: http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3.1/users_guide_chap3.htm

Mejia, JF; Douglas, M. 2006. Flow around the Andean elbow from WRF Simulations and P-3 Aircraft measurements during the SALLJEX. *Proceedings of the 8 ICSHMO*, Foz de Iguaçu, Brazil, INPE, 795-802.

Mourre, L; Condom1, T; Junquas, C; Lebel, T; Sicart, JE; Figueroa, R; Cochachin, A. 2015. Spatio-temporal assessment of WRF, TRMM and in situ precipitation data in a tropical mountain environment (Cordillera Blanca, Peru). *Hydrology Earth System Sciences* 12: 6635–6681.

Ochoa, A; Pineda, L; Willems, P; Crespo, P. 2014. Evaluation of TRMM 3B42 (TMPA) precipitation estimates and WRF retrospective precipitation simulation over the Pacific-Andean basin into Ecuador and Peru. *Hydrology Earth System Sciences* 11: 411–449.

Oria, C. 2012. Tendencia Actual de los Indicadores Extremos de Cambio Climático en la Cuenca del rio Mantaro. Technical Note of the Centro de Predicción Numérica/Dirección General de Meteorología Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, Perú.

Palacios, E; Serrano, S; Núñez, P. 2009. Estudio de la climatología ecuatorial andina con métodos numéricos: pronósticos de tiempo, validaciones y reconstrucción de la atmósfera. *La Granja*. Vol. 10 (2). Pp.16-26. ISSN: 1390-3799.

Peng, MS; Powell, J; Williams, RT. 1997. Boundary Layer Effect on the Frontal Interaction with Mountain. *NAVAL RESEARCH LAB MONTEREY CA MARINE METEOROLOGY DIV.*

Pinilla, MC; Pinzón, C. 2010. Caracterización de eventos extremos asociados a la precipitación usando RClimdex, en la parte central del departamento de Santander, Colombia. Pág.: 593-601.

Poveda, G; Moreno, H; Viera, SC; Aguledo, P; Arias, PA; Salazar, LF; Mesa, OJ; Alvarez, F; Toro, V; Jaramillo, A; Guzmán, O. 2001. Caracterización del Ciclo Diurno de la Precipitación en los Andes Tropicales de Colombia. En IX Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología û VII Congreso Argentino de Meteorología. Buenos Aires, Argentina.

Quijano Vargas, JJ. 2011. Simulación de la dinámica del viento superficial sobre la costa de ica utilizando el modelo numérico de la atmósfera de mesoescala MM5. Tesis Lic. Ing. Mecánica de Fluidos. Lima-Perú, Universidad Nacional Mayor de San Marcos. 42-60 p.

Ramos, LY. 2014. Estimación del efecto del Cambio Climático en la precipitación en la costa norte del Perú usando simulaciones de modelos climáticos globales. Tesis Ing. Meteoróloga. Lima-Perú, Universidad Nacional Agraria La Molina. 8-31 p.

Ratna, SB; Ratnam, JV; Behera, SK; Ndarana, T; Takahashi, K; Yamagata, T. 2014. Performance assessment of three convective parameterization schemes in WRF for downscaling summer rainfall over South Africa. Climate dynamics, 42(11-12): 2931-2953.

Rau Lavado, P; Condom, T. 2010. Análisis espacio temporal de la precipitación en las zonas de montaña de Parú (1998-2007). Revista Peruana Geo-Atmosférica, 2: 16-29.

Segura Curi, B. 2005. Simulación del ciclo diurno de la precipitación y del calentamiento en Sudamérica. Tesis Lic. Física. Lima-Perú, Universidad Nacional Mayor de San Marcos. 4-17 p.

Segura, C. B., Mosquera, V. K., & Silva, V. Y. 2006. Monthly and annual average of the precipitation for the Mantaro river basin from images of GOES satellite. In International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO). 8: 1175-1180.

Seluchi, ME; Chou, SC. AJUSTE DEL ESQUEMA CONVECTIVO DE BETTS-MILLER EN EL MODELO ETA/CPTEC.

SENAMHI, 2007. Escenarios de cambio climático en la cuenca del río Mantaro para el año 2100. Fondo Editorial CONAM Lima, Perú.

Silva, Y; Takahashi, K; Chávez, R. 2007. Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Advances in Geosciences*. 14: 261-264.

Skamarock, WC; Klemp, JB; Dudhia, J; Gill, DO; Barker, DM; Duda, MG. 2008. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. Atmospheric Research. Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO.

Spiga, A; Teitelbaum, H; Zeitlin, V. 2008. Identification of the sources of inertia-gravity waves in the Andes Cordillera region. In *Annales Geophysicae*. 26(9): 2551-2568.

Stewart. 2008. Introduction to Physical Oceanography. Chapter 14, Equatorial Processes. Department of Oceanography, Texas A & M University.

Thompson, G; Rasmussen, RM; Manning, K. 2004. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Monthly Weather Review*, 132(2): 519-542.

Uribe Cortes, A. 2012. Estimación de la capacidad del modelo WRF para pronosticar eventos extremos asociados con altas precipitaciones en la región Andina Colombiana. Tesis Mag. Sc. Bogotá, Colombia. Universidad Nacional de Colombia. 128 p.

U.S. Geological Survey. 1997. GTOPO30 Documentation, Sioux Falls, South Dakota, U.S. Geological Survey, EROS Data Center. Versión electrónica: <http://webgis.wr.usgs.gov/globalgis/gtopo30/gtopo30.htm>

Viale, M; Garreaud R. 2014. Summer Precipitation Events over the Western Slope of the Subtropical Andes. *Monthly Weather Review* 142: 1074-1092.

Wang, C; Zhang, L; Lee, SK; Wu, L; Mechoso, CR. 2014. A global perspective on CMIP5 climate model biases. *Nature Climate Change*, 4(3): 201-205.

Wheeler, M; Weickmann, K. 2001. Real-Time Monitoring and Prediction of Modes of Coherent Synoptic to Intraseasonal Tropical Variability. *American Meteorological Society* 129: 2677-2694.

Xu, H; Wang, Y; Xie, SP. 2004. Effects of the Andes on eastern pacific climate: A regional atmospheric model study*. *Journal of climate*, 17(3): 589-602.

Yu, ET; Wang, HJ; Sun JQ. 2010. A Quick Report on a Dynamical Downscaling Simulation over China Using the Nested Model. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, vol. 3, NO. 6: 325-329.

Yu, PS; Yang, TC; Kuo, CC. 2006. Evaluating long-term trends in annual and seasonal precipitation in Taiwan. *Water Resources Management*, 20(6): 1007-1023.

VIII. ANEXOS

ANEXO 1

PRECIPITACIÓN ACUMULADA Y SUS PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE LAS ESTACIONES PARA LA ZONA NORTE.

Estación Cerro de Pasco

Año del mes Febrero	Acumulado	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	127.2	3.4	0.5	16.5	0	4.0
2001	140.4	3.1	0	24.3	0	6.2
2002	177.9	5.3	0	19.4	0	5.1
2003	130.3	2.7	0	19.4	0	5.0
2004	166.7	4.2	0	31.2	0	7.5
2005	143.5	2.5	0	20	0	6.0
2006	113.5	1.2	0	17.5	0	5.2
2007	79.2	1	0	16	0	4.0
2008	90.5	1	0	18.5	0	4.5
2009	109.5	2.3	0	19	0	4.3
2010	125.4	2	0	24.3	0	6.2
2011	162.3	4.2	0	16.3	0	5.1
2012	167.0	5.2	0	20.7	0	6.0

Estación Carhuacayan

Años del me de Febrero	Acumulado	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	178.0	4.2	0	26.5	0	6.4
2001	119.9	2.4	0	14.8	0	5.0
2002	263.5	4.0	0	78.5	0	15.8
2003	108.8	4.8	0	13.8	0	3.5
2004	143.5	2.5	0	33.5	0	7.3
2005	105.9	3.5	0	28	0	5.7
2006	111.6	1.6	0	18.4	0	5.2
2007	154.7	2.5	0	36.2	0	8.7
2008	89.0	2.2	0	10	0	3.0
2009	148.4	4.0	0	18.5	0	4.9
2010	164.2	5.1	0	18.2	0	4.5
2011	232.3	6.5	0	38.2	0	8.0
2012	157.6	3.9	0	23.3	0	5.9

Estación Yantac

Año del mes Febrero	Acumulado	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	184.4	5.3	0	23.3	0	5.8
2001	258.4	7.7	0	28.1	0	8.2
2002	75.7	1.9	0	10.8	0	3.1
2003	167.0	5.0	0	15.9	0	5.3
2004	147.7	4.6	0	13.0	0	4.4
2005	83.5	2.4	0	9.4	0	2.6
2006	104.4	2.7	0	13.4	0	3.8
2007	81.8	1.7	0	10.4	0	3.5
2008	134.6	3.6	0	16.6	0	4.4
2009	181.7	6.4	5	13.7	0	3.5
2010	119.0	4.0	0	16.6	0	4.2
2011	138.1	4.7	0	15.7	0	4.9
2012	92.3	3.4	0	8.5	0	2.8

Estación Marcapomacocha

Año del mes Febrero	Acumulado	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	221.8	7.6	0	24.5	0	7.7
2001	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
2002	90.4	2.9	0	10.5	0	3.1
2003	165.3	4.1	0	21	0	5.9
2004	133.2	2.8	0	14.9	0	4.9
2005	135.5	3.2	0	17.6	0	5.3
2006	92.5	1.5	0	13.7	0	3.8
2007	115.5	2.8	0	17.6	0	4.9
2008	118.8	2.6	0	16.6	0	4.7
2009	198.6	5.9	0	19.5	0	5.5
2010	153.9	4.2	0	20	0	5.3
2011	176.0	6.0	0	17.9	0	5.7
2012	181.3	5.0	0	20	0	6.3

Estación La Oroya

Año del mes Febrero	Acumulado	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	139.7	4.3	0	14.5	0	4.8
2001	57.2	0.9	0	8.5	0	2.6
2002	114.3	1.3	0	17.2	0	5.0
2003	96.8	1.2	0	26.8	0	5.8
2004	94.2	1.5	0	14.4	0	4.4
2005	61.1	0.3	0	10	0	3.0
2006	86.0	1.3	0	17.5	0	4.2
2007	64.4	0.8	0	22.8	0	4.9
2008	98.3	1	0	18.6	0	5.4
2009	67.9	0	0	14.7	0	3.7
2010	147.9	5.1	0	26	0	5.5
2011	145.6	3.8	0	18.4	0	5.3
2012	89.3	2.7	0	11.4	0	3.3

Estación Tarma

Año del mes Febrero	Acumulado	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	93.4	3	0	10	0	3.2
2001	54.9	0.1	0	17.2	0	4.1
2002	76.4	0.4	0	13.3	0	4.1
2003	45.8	0.4	0	6.2	0	2.2
2004	55.5	0.5	0	14.8	0	3.6
2005	22.8	0.2	0	6.7	0	1.5
2006	67.0	0.1	0	18.6	0	4.6
2007	49.1	0	0	22.5	0	4.7
2008	66.8	1.3	0	9.8	0	3.0
2009	84.2	0.8	0	17.4	0	4.5
2010	85.6	0.5	0	15.3	0	4.4
2011	87.3	1.5	0	20.6	0	4.8
2012	43.4	0.9	0	7.7	0	2.0

ANEXO 2

PRECIPITACIÓN ACUMULADA Y SUS PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE LAS ESTACIONES PARA LA ZONA CENTRO.

Estación Ricran

Año del mes Febrero	Acumulado	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	138.3	2.9	0	19.1	0	5.0
2001	83.9	1.3	0	13.9	0	3.6
2002	181.8	4.9	0	24.8	0	7.2
2003	71.4	1.4	0	10	0	3.0
2004	104.2	2.2	0	28	0	5.6
2005	84.6	1.7	0	15.9	0	4.4
2006	79.1	1.9	0	8.7	0	2.8
2007	77.0	0.9	0	19	0	4.5
2008	108.9	1.7	0	15.8	0	4.8
2009	108.2	3.4	0	8.8	0	3.2
2010	111.6	1.4	0	16.7	0	5.3
2011	173.9	5	0	24.7	0	5.9
2012	100.6	2.9	0	16.4	0	3.8

Estación Comas

Año del mes Febrero	Acumulad o	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	180.9	6.2	0	18.7	0	5.0
2001	109.0	3.1	0	13	0	3.4
2002	108.0	2.5	0	16.7	0	4.5
2003	136.0	3.65	0	13.3	0	3.8
2004	146.9	2.75	0	21.2	0	6.2
2005	112.1	2.2	0	13.4	0	4.2
2006	189.8	4.3	0	22.6	0	6.3
2007	111.2	4	0	14.3	0	3.8
2008	114.3	4.3	4.3	9.8	0	3.0
2009	110.4	2.6	0	14.4	0	3.6
2010	129.7	3.8	0	18.2	0	4.5
2011	222.3	5.8	2.4	20.3	1.1	5.5
2012	167.8	4.7	0	16.6	0	4.6

Estación Jauja

Año del mes Febrero	Acumulad o	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviaci ó n estándar
2000	148.5	3.7	0	16.1	0	4.8
2001	78.6	1.3	0	10.7	0	3.5
2002	134.6	3.9	0	18.4	0	5.1
2003	87.0	2	0.8	12.8	0	3.5
2004	136.6	0.4	0	25.8	0	8.0
2005	126.7	2.1	0	34.6	0	7.3
2006	101.7	0.9	0	23.6	0	5.9
2007	79.0	1.8	0	11.5	0	3.4
2008	99.5	2.3	0	24.1	0	5.5
2009	78.8	1.9	0.5	11.7	0	2.9
2010	98.0	1.4	0	18.6	0	4.9
2011	167.5	5	0	21.9	0	5.8
2012	93.1	2.2	0	10.2	0	3.4

Estación Ingenio

Año del mes Febrero	Acumulad o	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviaci ó n estándar
2000	167.9	4.8	0	17.9	0	6.1
2001	123.5	2	0	28.8	0	6.6
2002	79.2	1.5	0	12	0	3.5
2003	79.2	2.2	0	11	0	3.5
2004	161.2	1.7	0	34.9	0	8.8
2005	78.4	1.4	0	9.7	0	3.5
2006	91.5	2.6	0	13	0	3.4
2007	98.7	1.75	0	36.3	0	7.0
2008	78.8	2.1	0	11.4	0	3.3
2009	105.3	3.95	0	11	0	3.5
2010	138.9	2.2	0	23.8	0	6.8
2011	207.8	5.1	0	30.6	0	6.9
2012	128.2	2.1	0	12.7	0	4.5

Estación Huayao

Año del mes Febrero	Acumulado	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	140.1	4	0.8	17.7	0	4.6
2001	78.6	1.5	0	16.5	0	3.9
2002	152.6	3.8	1.5	30.3	0	6.5
2003	114.9	1.6	0	26.4	0	6.2
2004	164.0	1.3	0	37.6	0	9.6
2005	76.1	1	0	13.3	0	3.6
2006	75.8	1.1	0	14.9	0	3.9
2007	37.6	0.1	0	6.5	0	2.0
2008	51.8	1.5	0	5.3	0	1.7
2009	92.7	1.3	0	16.7	0	4.6
2010	89.3	1.8	0	24	0	5.2
2011	238.5	5.5	0	36.5	0	8.7
2012	124.6	3.2	0	16.2	0	4.8

Estación Jarpa

Año del mes Febrero	Acumulado	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	167.5	5.4	0	19.3	0	5.5
2001	114.7	2.7	0	13.4	0	4.6
2002	165.4	5	10.6	23	0	5.6
2003	147.6	3.9	0	25.9	0	5.5
2004	153.3	1.9	0	48.3	0	9.7
2005	104.6	3.5	0	13.2	0	3.6
2006	99.1	1	0	17.8	0	4.7
2007	96.4	1.9	0	15.9	0	4.5
2008	112.6	1.6	0	14.5	0	4.5
2009	136.2	3.3	0	16.6	0	4.6
2010	138.9	2.5	0	25.1	0	6.6
2011	265.2	8.2	0	40.5	0	8.7
2012	159.0	4.6	0	15.2	0	4.6

Estación Santa Ana

Año del mes Febrero	Acumulad o	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviació n estándar
2000	135.1	3.3	0	22.1	0	5.3
2001	106.4	1	0	19.9	0	6.1
2002	115.3	2.8	0	17.2	0	4.3
2003	124.7	2.5	0	19.3	0	5.7
2004	138.3	1.4	0	33.5	0	7.7
2005	125.3	2.1	0	20.8	0	5.4
2006	94.2	1.2	0	14	0	4.2
2007	74.4	1.1	0	9.4	0	3.2
2008	81.5	2.2	0	7.6	0	2.8
2009	106.6	3.5	0	14.4	0	4.0
2010	155.1	3.8	0	36.4	0	8.3
2011	275.8	6.6	0	34	0	9.1
2012	112.1	3.2	0	11.4	0	3.5

Estación Viques

Año del mes Febrero	Acumulad o	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviació n estándar
2000	102.7	2.2	0	14.5	0	4.5
2001	95.6	0	0	21.3	0	5.9
2002	132.6	3.7	0	20.1	0	4.9
2003	172.5	6.5	0	17.3	0	5.4
2004	140.3	0	0	34.6	0	9.1
2005	68.9	0	0	21.1	0	4.6
2006	84.0	0	0	22	0	5.8
2007	33.8	0	0	9.7	0	2.6
2008	72.5	0	0	18.2	0	4.3
2009	59.6	0	0	14.2	0	4.1
2010	85.5	2.4	0	11.6	0	3.1
2011	311.2	7.9	0	37.1	0	10.0
2012	183.8	3.3	0	57.7	0	12.2

Estación Laive

Año del mes Febrero	Acumulad o	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviació n estándar
2000	162.6	6.3	0.2	18.7	0	5.1
2001	105.8	2	0	16.4	0	4.5
2002	214.5	5.5	0	22	0	6.3
2003	150.6	5.8	0	15.6	0	3.7
2004	190.5	2.8	0	80.5	0	15.3
2005	104.0	2.9	0	11.2	0	3.3
2006	113.5	1.3	0	24.8	0	6.1
2007	80.5	1	0	15	0	4.1
2008	108.5	1.1	0	21.3	0	5.6
2009	112.8	2	0	14	0	4.8
2010	133.4	0.9	0	27.6	0	7.0
2011	252.3	7.7	2	27.4	0.5	7.0
2012	178.6	5.4	0	39.9	0	7.5

Estación Pilchaca

Año del mes Febrero	Acumulad o	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviació n estándar
2000	179.4	6.6	0	16.2	0	5.7
2001	100.2	0	0	21	0	6.2
2002	167.5	3.4	0	30.2	0	8.0
2003	155.8	0	0	22.4	0	7.5
2004	137.1	2.6	0	22.2	0	6.4
2005	104.6	1.4	0	25	0	5.6
2006	105.0	1.2	0	18.4	0	5.2
2007	38.3	0	0	15.6	0	3.3
2008	102.0	0	0	20	0	5.6
2009	202.0	0	0	42	0	11.8
2010	150.6	0	0	58.2	0	12.9
2011	190.1	6.2	0	23	0	5.6
2012	182.8	6.4	0	21.2	0	6.7

Estación Salcabamba

Año del mes Febrero	Acumulad o	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviació n estándar
2000	127.8	3	0	18	0	5.0
2001	206.4	1.6	0.2	32.8	0	10.4
2002	247.3	9.2	0	26.1	0	6.9
2003	121.1	1.4	0	34.1	0	7.6
2004	211.2	4.7	0	33.1	0	8.9
2005	81.4	1.5	0	18.3	0	4.0
2006	117.1	3.7	0	17.5	0	4.5
2007	73.0	0.1	0	19.7	0	4.7
2008	103.5	2.5	0	14.2	0	4.4
2009	107.8	0.4	0	24.2	0	6.3
2010	89.0	2.4	0	14	0	3.3
2011	205.4	6.1	0	25.8	0	7.3
2012	151.4	4	0	16.6	0	5.5

Estación Pampas

Año del mes Febrero	Acumulado	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	93.5	0	0	27.2	0	5.6
2001	34.1	0	0	7.8	0	2.1
2002	92.4	2.3	0	13	0	3.8
2003	101.1	0	0	14.7	0	5.4
2004	112.7	2.7	0	25.9	0	6.1
2005	45.4	0	0	12.1	0	2.8
2006	78.0	0	0	11.3	0	3.7
2007	62.6	0	0	16.7	0	4.1
2008	100.5	1.15	0	18	0	5.2
2009	111.6	0.7	0	19	0	6.0
2010	110.9	1.6	0	18	0	5.6
2011	169.0	4.1	0	20	0	6.3
2012	104.5	3.2	0	16	0	4.3

Estación Huancalpi

Año del mes Febrero	Acumulado	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	335.9	6.7	0	47.3	0	13.4
2001	160.3	5.1	2.3	15.7	0	4.4
2002	250.5	8.1	8.1	25.5	0.4	5.8
2003	110.8	2.9	0	14.8	0	4.3
2004	207.4	3.9	0	61	0	12.2
2005	93.2	1	0	12.9	0	4.1
2006	124.2	2.1	0	14.7	0	5.0
2007	39.3	0	0	10.5	0	2.5
2008	127.5	2.1	0	19.5	0	5.3
2009	110.2	2.85	0	11.5	0	3.5
2010	181.2	2.6	0	41.1	0	9.0
2011	266.7	6.9	4.4	36.3	0	8.0
2012	192.3	4.2	0	36.1	0	8.5

ANEXO 3

PRECIPITACIÓN ACUMULADA Y SUS PRINCIPALES ESTADÍSTICOS DE LAS ESTACIONES PARA LA ZONA SUR.

Estación Huancavelica

Año del mes Febrero	Acumulad o	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	149.3	6.4	0	12.4	0	3.6
2001	122.4	2.7	0	13.2	0	4.6
2002	235.2	8.9	0	21.8	0	6.5
2003	444.7	15.6	0	28.8	0	7.1
2004	170.5	5.8	0	14.7	0	4.8
2005	125.7	4.8	0	10	0	3.6
2006	111.1	3.1	0	14	0	3.9
2007	64.2	0	0	15.2	0	4.2
2008	144.4	4.5	0	16.5	0	5.2
2009	293.6	11.1	0	21.8	0	7.4
2010	112.9	2.7	0	15.5	0	4.5
2011	224.0	6.7	0	27.2	0	6.4
2012	241.5	5.8	0	31.4	0	8.4

Estación Acobamba

Año del mes Febrero	Acumulad o	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	206.1	5.5	0	26.8	0	7.2
2001	51.4	0	0	9.1	0	2.5
2002	218.0	6.8	0	22.6	0	6.8
2003	135.5	2.4	0	25.7	0	6.8
2004	146.3	0	0	22.2	0	7.1
2005	52.9	0	0	23	0	5.2
2006	94.4	0	0	19.1	0	4.9
2007	69.9	0	0	16.9	0	4.9
2008	87.9	0	0	14.4	0	4.5
2009	170.4	0	0	40	0	10.8
2010	80.4	2.3	0	10	0	3.1
2011	263.2	6.9	4.4	29.7	1	7.5
2012	184.5	3.3	0	27	0	7.3

Estación Lircay

Año del mes Febrero	Acumulado	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	211.8	6.7	0	26.6	0	6.2
2001	121.1	2.4	0	19	0	4.9
2002	237.2	5.6	0	41.2	0	9.3
2003	196.7	3.8	0	27.4	0	7.5
2004	164.8	1.9	0	26	0	7.5
2005	94.5	1.3	0	22.1	0	4.9
2006	107.1	1.2	0	21.3	0	5.8
2007	73.3	0.6	0	11.2	0	3.6
2008	122.4	1.5	0	23.4	0	6.5
2009	180.2	4	0	23.1	0	6.7
2010	117.7	2.6	0	16	0	4.3
2011	240.1	6.7	0.8	35.5	0	7.8
2012	206.7	4.8	0	46.3	0	9.0

Estación Huanta

Año del mes Febrero	Acumulado	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
2000	147.7	2	0	23.5	0	7.1
2001	85.0	0.6	0.01	19	0	4.8
2002	124.3	2.5	0	19.7	0	5.4
2003	141.4	1.6	0	26.3	0	7.5
2004	99.1	0.8	0	28	0	6.3
2005	103.8	0.6	0	24.9	0	6.7
2006	74.3	0.6	0	20	0	4.9
2007	47.9	0	0	11.5	0	3.2
2008	90.7	0.5	0	20.6	0	5.9
2009	125.1	0.7	0	18.5	0	6.4
2010	51.8	0	0	12.6	0	4.1
2011	96.6	2.6	1.4	20.4	0.5	3.9
2012	125.6	2.8	0	21.6	0	5.4

Estación San Pedro de Cachi

Año del mes Febrero	Acumulad o	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviaci ó n estándar
2000	166.3	4.2	0	35	0	7.7
2001	99.8	0.8	0	19.2	0	5.4
2002	181.0	6	0	18.4	0	5.0
2003	205.9	6	0	32	0	8.6
2004	142.9	1.3	0	24.1	0	6.7
2005	110.0	0.8	0	33.2	0	8.3
2006	118.5	0.3	0	29.2	0	7.3
2007	82.7	0.3	0	18.8	0	4.8
2008	96.1	1.2	0	17.6	0	4.8
2009	170.7	1.2	0	35.5	0	9.7
2010	101.5	1	0	22.4	0	5.9
2011	230.5	7.4	0	28.6	0	7.8
2012	170.9	4	0	29.6	0	7.9

Estación Wayllapampa

Año del mes Febrero	Acumulad o	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviaci ó n estándar
2000	191.5	3.6	0	34.2	0	8.2
2001	166.6	2.3	0	23.6	0	7.4
2002	130.9	3.3	0	15.3	0	4.6
2003	183.4	2.6	0	50.8	0	11.8
2004	82.7	0.5	0	14.8	0	4.3
2005	64.0	0.3	0	19	0	4.3
2006	89.3	0.5	0	15.8	0	4.8
2007	75.5	0.2	0	18.5	0	5.0
2008	51.9	1.2	0	13.3	0	3.0
2009	146.7	0.7	0	25.7	0	8.0
2010	101.9	2.1	0	17.1	0	4.8
2011	160.7	4.3	0.3	21.6	0.3	5.5
2012	127.6	2	3.3	19.7	0	5.6

Estación Quinua

Año del mes Febrero	Acumulad o	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desviació n estándar
2000	200.6	5.2	0	26.5	0	6.5
2001	116.3	1.4	0	21.2	0	5.7
2002	177.5	4.9	6.8	20.8	0	4.6
2003	215.6	4.25	0	32.4	0	9.5
2004	111.3	1.7	0	23	0	6.3
2005	130.3	2	0	28.2	0	7.6
2006	129.5	3	0	17.9	0	4.9
2007	93.0	0	0	23.4	0	5.7
2008	140.5	2.7	0	24.6	0	6.6
2009	193.3	1.6	0	46.8	0	11.1
2010	112.2	1.15	0	25.3	0	6.2
2011	208.7	6.1	1.7	18.6	0.4	5.6
2012	220.8	4.9	0	28.7	0	7.8

ANEXO4

RESUMEN DE LOS ESTADÍSTICOS (RMSE, MB Y CORRELACIÓN DE SPEARMAN) Y DE LAS PRUEBAS ESTADÍSTICAS (WILCOXON Y KRUSKAL-WALLIS) MULTIANUAL (2000-2012) PARA EL MES DE FEBRERO DEL MODELO CON RESPECTO DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS.

Zona A					
Año	Corr. Spearman	RMSE	MB	Wilcoxon	Kruskal-Wallis
2000	0.12	11.65	7.58	1	1
2001	0.58	12.28	8.84	1	1
2002	0.14	16.4	13.33	1	1
2003	0.34	11.19	6.73	1	1
2004	0.47	11.41	6.56	1	1
2005	0.53	8.42	3.79	1	0
2006	0.12	17.06	11.67	1	1
2007	-0.03	12.81	7.86	1	1
2008	0.42	15.94	11.71	1	1
2009	0.1	21.24	17.31	1	1
2010	0.44	18.32	13.42	1	1
2011	-0.1	12	6.95	1	1
2012	0.54	14.45	10.77	1	1

Zona B					
Año	Corr. Spearman	RMSE	MB	Wilcoxon	Kruskal-Wallis
2000	0.06	9.03	3.28	0	0
2001	0.41	11.19	7.25	1	1
2002	0.12	13.12	9.85	1	1
2003	0.57	8.34	5.2	1	1
2004	0.44	9.46	3.62	1	1
2005	0.14	5.64	2.5	1	1
2006	-0.01	14.13	9.7	1	1
2007	0.45	10.16	7.12	1	1
2008	0.45	10.29	7.71	1	1
2009	-0.13	16.17	12.22	1	1
2010	0.2	11.83	7.93	1	1
2011	-0.02	9.5	0.89	0	0
2012	0.6	7.06	3.29	1	0

Zona C					
Año	Corr. Spearman	RMSE	MB	Wilcoxon	Kruskal- Wallis
2000	0.15	11.13	6.38	1	1
2001	0.6	13.84	10.55	1	1
2002	0.2	15.55	13.38	1	1
2003	0.49	12.75	7.3	1	1
2004	0.4	11.83	7.08	1	1
2005	0.13	8.54	4.69	1	1
2006	0.06	15.36	11.49	1	1
2007	0.42	11.71	9.15	1	1
2008	0.46	15.55	11.5	1	1
2009	-0.19	17.55	13.12	1	1
2010	-0.15	17.1	11.81	1	1
2011	-0.19	11.56	7.48	1	1
2012	0.28	12.87	8.24	1	1

Zona D					
Año	Corr. Spearman	RMSE	MB	Wilcoxon	Kruskal- Wallis
2000	-0.01	10.95	4.24	0	1
2001	0.6	11.25	6.54	1	1
2002	0.01	12.55	8.06	1	1
2003	0.11	9.19	1.49	0	1
2004	0.41	10.8	6.7	1	1
2005	0.41	9.77	3.08	1	1
2006	0.15	11.41	7.66	1	1
2007	0.17	5.58	2.94	1	1
2008	0.58	12.67	9.2	1	1
2009	-0.11	13.75	8.71	1	1
2010	-0.1	15.2	9.77	1	1
2011	0.18	9.8	4.98	1	1
2012	0.7	10.51	7.11	1	1

ANEXO 5

EVALUACIÓN ESTADÍSTICA DE LA PRECIPITACIÓN OBSERVADA (MM/PERIODO) EN COMPARACIÓN CON LOS RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN DE CONTROL, CU_BMJ, CU_KF, MP_LP, PBL_MYJ Y LS_NMP, EN CADA DOMINIO (WRF27, WRF9 Y WRF3). RAÍZ DEL ERROR MEDIO CUADRÁTICO (RMSE) Y MEDIA DEL BIAS (MB). EL VALOR QUE DIFIERE EN MÁS DEL 10% DEL CONTROL ESTÁ EN COLOR AZUL, Y PUESTO EN ROJO SI TIENE UN MENOR DESEMPEÑO QUE EL CONTROL.

Referencia	WRF	Estadístico	Periodo	Control	CU_BMJ	CU_KF	MP_LP	PBL_MYJ	LS_NMP
Estaciones	WRF27	RMSE	semana	119.1	145.67	107.07	91.05	113.1	124.78
Estaciones	WRF27	MB	semana	97.1	129.84	91.69	65.45	88.6	100.03
Estaciones	WRF9	RMSE	semana	58.64	71.63	54.85	37.34	52.74	61.59
Estaciones	WRF9	MB	semana	46.84	61.88	43.07	22.98	39.45	51.27
Estaciones	WRF3	RMSE	semana	46.85	48.1	27.88	29.57	44.17	51.11
Estaciones	WRF3	MB	semana	37.21	41.21	3.24	12.61	31.54	43.16
Estaciones	WRF27	RMSE	mes	476.39	582.7	428.29	364.19	452.39	499.13
Estaciones	WRF27	MB	mes	388.39	519.36	366.77	261.8	354.39	400.13
Estaciones	WRF9	RMSE	mes	234.57	286.51	219.42	149.37	210.96	246.34
Estaciones	WRF9	MB	mes	187.36	247.51	172.26	91.93	157.81	205.09
Estaciones	WRF3	RMSE	mes	187.41	192.4	111.54	118.27	176.7	204.42
Estaciones	WRF3	MB	mes	148.84	164.85	12.96	50.45	126.17	172.65